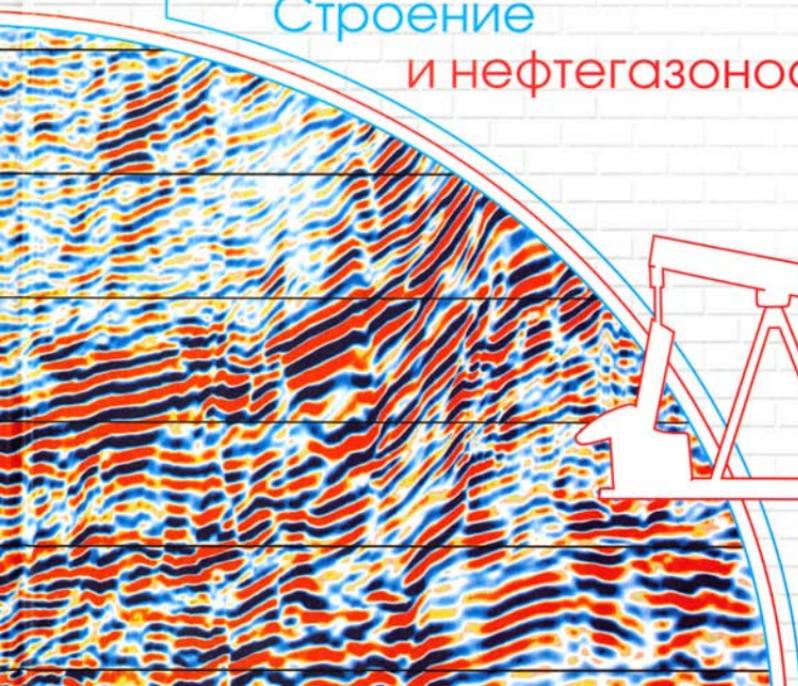




Астраханский карбонатный массив

Строение
и нефтегазоносность



НАУЧНЫЙ



М И Р

*Посвящается нашим учителям и предшественникам
Всеволоду Сергеевичу Журавлеву, Николаю Васильевичу Неволину,
Николаю Павловичу Хераскову, Александру Леонидовичу Янину*

Geological Institute Russian academy of sciences
Joint-Stock Company «Gazprom»
Joint-Liability Company «Astrakhangazprom»
Joint-Liability Company «Astrakhan Geophysical expedition»
Joint-Liability Company «GeoTechSystem»

ASTRAKHAN CARBONATE MASSIF:

Structure and its oil and gas perspectives

Editors Volozh Yu.A., Parasyna V.S.

Moscow
Scientific World
2008

Геологический институт РАН
ОАО «Газпром», Астраханская геофизическая экспедиция
ООО «Геотехсистем», ООО «Астраханьгазпром»

**АСТРАХАНСКИЙ
КАРБОНАТНЫЙ
МАССИВ:**

Строение и нефтегазоносность

Под редакцией Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны

Москва
Научный мир
2008

УДК 553.98; 551.734/735.1(470.46)

БКК 26.343.1

A91

ISBN 978-5-91522-015-6

Астраханский карбонатный массив: Структура и нефтегазоносность. Под редакцией Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2008. – 221 с.

Монография – это результат обобщения геологических, литолого-стратиграфических и геофизических данных с структуры Астраханского карбонатного массива и его обрамления. Астраханский карбонатный массив представляет собой внутрибассейновую платформу, заложение которой произошло в начале девона на вулканическом поднятии высотой до 500 м. В позднем девоне – раннем карбоне она резко увеличивает размеры за счет бокового (проградационного) наращивания южного и западного склонов и приобретает близкие к современным очертания. В среднем и конце раннего карбона проградационное наращивание платформы происходит в основном в восточном и юго-восточном направлении.

Получена принципиально новая информация о строении дофранского комплекса. Внутри этого комплекса установлен длительный перерыв в осадконакоплении с частичным размывом жетеских отложений, связанный с крупной структурной перестройкой. В строении нижне-среднедевонского подкомплекса выделено три толщ: а) нижняя, терригенно-вулканическая, прибрежно-морская; б) средняя, глинисто-карбонатная, относительно глубоководная; и в) верхняя, мелководная песчано-глинистая с прослоями туфоглинистых пород. С учетом выявленных особенностей внутреннего строения девонско-башкирского карбонатного массива разработана новая модель подселевого резервуара Астраханского свода. Дана количественная оценка ресурсного потенциала Астраханского свода и разработана лонская концессия его реализации.

Книга предназначена для геологов и геофизиков-нефтяников и других специалистов, интересующихся геологическим строением осадочных бассейнов.

Авторский коллектив: Антипов М.П., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Хераскова Т.П., Парасына В.С.,
Токман А.К., Тинакин О.В., Ильин А.Ф., Бродский А.Я., Глоговский В.М., Сапожников Р.Б.

Рецензенты:

Доктора геолого-минералогических наук Шлезингер А.Е., Буш В.А.

Книга издана по решению редакционного совета ГИН РАН

Astrakhan carbonate massif: Structure and its oil and gas perspectives. Editors Volozh Yu.A., Parasyina V.S. M.: Scientific World, 2008. – 221 p.

The monograph compiles geological, lithological, stratigraphical, and geophysical data on the Astrakhan carbonate massive and its frame. The Astrakhan carbonate massive represents an intrabasin platform, which grew in the beginning of Devonian on top of volcanic edifice. It sharply increased its size due to lateral propagation towards both southern and western slopes in Late Devonian to Early Carboniferous. During Middle and Early Carboniferous the gradational growth of the platform took place basically in the east and southeast directions.

The new information on the Prefranian structure is obtained. Long hiatus with partial erosion of Givetian deposits occurred due to serious structural reorganization. Three formations accumulated in Lower through Middle Devonian. These are: a) lower near-shore terrigenous to volcanogenic, b) middle relatively deep water carbonates and clays, and c) upper shallow sands and argillites with interlayers of tuffs. The model of the Upper Devonian to Bashkirian reservoirs within the Astrakhan carbonate massive was worked out. The quantitative estimation of both oil and gas potential of the Astrakhan dome was given. Also, the prospective strategy is discussed.

The book is intended for petroleum geologists and geophysicists.

Composite author: Antipov M.P., Brodskiy A.Ya., Volozh Yu.A., Dmitrievskiy A.N., Kheraskova T.N., Parasyina V.S.,
Tokman A.K., Tinakin O.V., Il'in A.F., Glogovsky V.M., Sapozhnikov R.B.

ISBN 978-5-91522-015-6

- © Геологический институт РАН, 2008
- © ОАО «Газпром», 2008
- © Астраханская геофизическая экспедиция, 2008
- © ООО «ГеоСистема», 2008
- © ООО «Астраханьгазпром», 2008
- © Коллектив авторов, 2008
- © Научный мир, 2008

Оглавление

Предисловие	8
Введение	11
Часть I. Астраханский карбонатный массив: Геолого-структурная позиция	14
Глава I.1. Тектоническая позиция	14
Глава I.2. Геологическая позиция	23
I.2.1. Архей–нижний протерозой	23
I.2.2. Верхний протерозой (рифей)	25
I.2.3. Палеозойская группа	27
I.2.4. Мезозойская группа	48
I.2.5. Кайнозойская группа	50
Часть II. Геолого-геофизическая изученность и методология наследования	51
Глава II.1. Геолого-геофизическая изученность	51
Глава II.2. Методика повторной обработки сейсмических материалов МОГТ прошлых лет	52
II.2.1. Сейсмогеологическая характеристика разреза	52
II.2.2. Методика обработки и интерпретации	53
Выводы	83
Часть III. Особенности строения Астраханского свода по результатам повторной обработки геофизических и геологических материалов	84
Глава III.1. Строение фундамента Юстинско-Астраханского блока (свода)	84
Глава III.2. Строение «доплитных» и складчатых комплексов Юстинско-Астраханского блока	90
Глава III.3. Сеймостратиграфия плитного комплекса Астраханского свода	98
Глава III.4. Стратиграфическое расчленение и литолого-фашиальная характеристика разреза девона–карбона	116
Глава III.5. Основные этапы развития осадочного чехла Астраханского свода и его обрамления	147
Часть IV. Проблемы нефтегазоносности подсолевых отложений Астраханского свода и основные направления поисковых работ	154
Глава IV.1. Анализ эффективности поисковых работ, и модель резервуара Астраханской карбонатной платформы	154
IV.1.1. Анализ эффективности поисковых работ	154
IV.1.2. Модель резервуара Астраханской карбонатной платформы	159
IV.1.3. Проблемы фазового состава углеводородов в подсолевых комплексах отложений Астраханского карбонатного массива	167

Глава IV.2. Основные направления нефтегазопроисковых работ.....	177
IV.2.1. Концепция поисковых работ.....	177
IV.2.2. Перспективные объекты ООО «Астраханьгазпром».....	183
Заключение.....	195
Список сокращений в названии скважин.....	197
Литература.....	198
Приложение.....	204

Content

Preface	8
Introduction	11
Section I. Astrakhan carbonate platform: geological and structural position	14
Chapter I.1. Tectonic situation.....	14
Chapter I.2. Geological situation.....	23
Section II. Geological and geophysical background and methodology of research	51
Chapter II.1. The geological-geophysical level of scrutiny.....	51
Chapter II.2. Technique of CDP seismic data reprocessing.....	52
Section III. Structure of the Astrakhan dome (on results of reprocessing of geophysical and geological data)	84
Chapter III.1. Structure of the basement of the Yustinsko-Astrakhan block.....	84
Chapter III.2. Structure of the «preplatforms» and folded complexes of the Yustinsko-Astrakhan block.....	90
Chapter III.3. Seismostratigraphy of the sedimentary cover of the Astrakhan dome.....	98
Chapter III.4. Stratigraphy, lithology, and facies of Devonian and Carboniferous deposits.....	116
Chapter III.5. Main stages of a sedimentary cover evolution within the Astrakhan dome.....	147
Section IV. Problems in oil and gas potential of the subsalt deposits within the Astrakhan carbonate platforms and main directions of prospecting	154
Chapter IV.1. Prospecting efficiency analysis and the model of the Astrakhan carbonate platform's reservoirs.....	154
Chapter IV.2. General directions in oil and gas prospecting.....	177
Conclusion	195
List of reference	198
Appendix	204

Предисловие

Монография, составленная коллективом сотрудников Геологического института РАН, ОАО «Газпром», ООО «Астраханьгазпром», Астраханской геофизической экспедиции и ООО «Геотексистем» является первой в отечественной литературе, специально посвященной строению Астраханского карбонатного массива, вмещающего один из гигантских резервуаров углеводородного сырья в России. В ней дана характеристика стратиграфии, тектоники, вещественного и фациального состава, подсоелевых девонско-раннепермских, отложений массива и предложена новая стратегия поисков залежей углеводородов для наращивания его ресурсного потенциала.

С целью обобщения всех имеющихся данных по геологии и нефтегазозности района авторы осуществили:

- переинтерпретацию материалов КМПВ и данных гравимагнитных съемок с охватом смежных территорий, а также анализ данных, полученных другими организациями;
- повторное изучение керн и шлама из всех скважин, вошедших в девонские отложения, с целью получения дополнительной информации о возрасте и фациальных характеристиках вскрытых интервалов и корреляции разрезов девона и нижнего карбона;
- повторную обработку по новым технологиям с применением глубинной миграции профилей МОГТ прошлых лет и ряда новых профилей ОГТ, которая позволила получить каркасную сеть региональных разрезов, пересекающих Астраханский карбонатный массив в целом и связывающих между собой все глубокие скважины, вскрывшие отложения девона и низов карбона.

Это позволило авторам предоставить читателю ясную картину сложного внутреннего строения крупной карбонатной платформы (которая ранее была известна, в сущности, только в своих внешних

очертаниях) и наметить новые пути продолжения поисковых работ с выделением ряда конкретных объектов для дальнейшего изучения.

В монографии на прекрасно составленных авторами структурных и фациальных разрезах и картах убедительно показано, что Астраханский карбонатный массив представляет собой внутривулканическую карбонатную платформу и тем самым, как указывают авторы, «многолетнюю дискуссия о природе массива можно считать завершённой». Заложение платформы относится к началу девона и маркировано формированием на вулканическом подплатформе начального крупного биогерма в северо-западной части нынешней карбонатной платформы. В позднем девоне – начале раннего карбона платформа резко увеличивает свою высоту и площадные размеры и приобретает очертания, близкие к современным. В конце раннего и в среднем карбоне проградационное наращивание платформы происходит в основном в восточном и юго-восточном направлении.

Первые раскрыты очень сложное внутреннее фациальное строение Астраханского карбонатного массива, состоящего из многочисленных биогермов с их обломочными шлейфами, разделенных более глубоководными проливами и депрессиями и дикующих распределение наиболее продуктивных в нефтегазовом отношении фаший. По-видимому, полным современным фациальным аналогом этой платформы может служить Багамская банка в западной части Атлантики. Также впервые установлен длительный предсемилюкский перерыв в осадконакоплении, означенный глубоким разрывом нижележащих отложений и отмечающий крупную структурную перестройку со сменой структурных планов распределения биогермов и расширение карбонатной платформы.

Новые данные о внутреннем строении карбонатной платформы позволили авторам разработать

новую модель подселевого резервуара Астраханского карбонатного массива. По их представлению, в нем присутствуют две повсеместно выдержанные покрывки, одна из которых надрегинальная, связанная с глинами и ангидридами филипповского горизонта кунгурского яруса перми, а вторая, зональная, образована дошапковой толщей семилукского горизонта франского яруса верхнего девона. Первая из них контролирует положение всей зоны нефтегазонакопления в целом и залегающего непосредственно под ней Астраханского газоконденсатного месторождения. Зональная покрывка ограничивает потенциальные резервуары, связанные с карбонатными коллекторами в нижнедевонско-нижнефранском комплексе. Кроме того, в южной и западной части карбонатной платформы можно рассчитывать на появление локальных покрывок: на юге – в нижнем визе и среднем карбоне (московский ярус), а на западе – в конденсированных сериях верхнего визе – башкирского яруса. Эта модель принципиально отлична от традиционной и обеспечивает новую концепцию поисков, разработанную авторами. Выполненное на ее основе 3D-базейновое моделирование с использованием параметров новой модели позволило рассчитать ресурсный потенциал Астраханского карбонатного массива ло категории D_2 и наметить новые направления поисковых работ.

По мнению авторов, новые крупные открытия могут быть связаны в левобережной части карбонатной платформы с массивными резервуарами в карбонатных отложениях нижнего (эмский ярус) и верхнего (саргасевский горизонт) девона под семилукской покрывкой, а также в ловушках стратиграфического типа в верхнефранско-турнейском комплексе на западной и юго-западной периферии Астраханского свода. Видимо, вполне реально и существование на западной периферии Астраханского свода еще нескольких резервуаров, аналогичных по своему строению (но, видимо, не по запасам) резервуару Астраханского газоконденсатного месторождения. Все эти предположимые объекты выделены на картах и предложена методика осуществления сейсмических работ для их детального изучения. Возможно, наиболее привлекательным объектом на левобережье Астраханского свода (незвизирая на определенные трудности в его изучении)

является Еленовско-Шортамбайский вал, перспективы которого высоко оцениваются и авторами монографии.

Хотелось бы дополнительно подчеркнуть потенциальные возможности многих крупных подводных конусов выноса, спускающихся с карбонатных платформ типа Астраханской на ложе Центрально-Прикаспийской депрессии. Такие конусы выноса установлены и показаны авторами на картах в нижнепермских и каменноугольных отложениях и обязательно должны существовать и в девонских комплексах. Конусы выноса прислоняются своими проксимальными частями к континентальному склону карбонатных платформ и представляют собой литологически ограниченные резервуары. Верхние их части вполне доступны для бурения и могут существенно нарастить ресурсный потенциал. Авторы монографии высоко оценивают перспективы этих образований.

Следует только подчеркнуть, что для формирования таких конусов выноса совершенно не обязательно наличие прерыва в осадконакоплении. Современные океанологические исследования как на атлантическом, так и на тихоокеанском континентальных склонах Северной Америки показывают, что практически любой нынешний континентальный склон изрезан подводными каньонами глубиной зачастую во многие сотни метров, сформированными за счет подводной эрозии турбидитными потоками и заполненными относительно грубообломочными песчано-гравийными осадками, шлейфы которых распространяются далеко за подножья континентальных склонов. Образования такого рода уже вскрыты скважиной Грусланская-5 в отложениях нижней перми северного борта Прикаспийской впадины.

Несомненным достоинством монографии является то, что автор рассматривает историю развития Астраханского карбонатного массива не изолировано, а в контексте общей структуры Каспийского региона. Приводятся новые данные о байкальском (кадомском) возрасте консолидации фундамента Восточно-Прикаспийского (или Астраханско-Актюбинского) геоблока южного борта Прикаспийской впадины, включающего на своем западном окончании территорию Астраханского свода. Обоснованием этого служит установленное

современными высокоточными гравиметрическими съемками и сейсмическим профилированием резкое отличие фундамента блока от фундамента южных частей Восточно-Европейского кратона и новые палеогеодинамические и палеогеографические построения. К сожалению, прямых подтверждений этого тезиса буровыми работами, видимо, придется ожидать еще много лет, равно как и подтверждения возраста земной коры субокеанического типа в Центрально-Прикаспийской депрессии, которая по косвенным признакам предположительно является рифейской.

Обособление на южном крыле Астраханского свода древнего Тугаракманского рифта и пересмотр представлений о додевонском развитии всей южной части Прикаспийской впадины, а также новое объяснение происхождения Северо-Каспийской гравитационной аномалии. Предложенная авторами палеогеодинамическая модель этой рифтовой зоны заслуживает всяческой поддержки, однако опять же приходится отметить, что она остается еще дискуссионной, так как прямых геологических данных о возрасте заполняющих рифт образований пока не имеется.

Принципиально важным является обнаружение авторами в составе нижне-среднедевонских отложений вулканических накоплений и продуктов их размыва, что бросает новый взгляд на особен-

ности геологической истории и геодинамического режима всей южной части Восточно-Европейской платформы. Этот вулканизм внутриконтинентного характера, впервые датированный авторами монографии на Астраханском своде, очевидно, сопровождал заложение Донбасс-Туаркырской рифтовой зоны и, судя по последним данным, имел гораздо более широкое развитие, чем это считалось ранее.

Предложенная монография, бесспорно, найдет заинтересованных читателей не только среди ученых и производственников России и Казахстана, занимающихся вопросами нефтегазоносности Прикаспийской впадины, но и среди более широкого круга исследователей, интересующихся ловушками углеводородов нетрадиционного типа, значение которых в ресурсном потенциале России ближайших десятилетий будет неуклонно повышаться. Большой интерес вызовет эта монография и среди ученых, изучающих проблемы палеогеографии и современные методы палеогеографических исследований. Наконец, изложенные в монографии новые данные по особенностям тектонического строения и палеогеографического развития Восточно-Прикаспийского геоблока, безусловно, будут весьма полезны исследователям геодинамики Восточно-Европейской платформы и ее южного и восточного окружения.

*Директор института проблем нефти и газа
(ИПНГ) РАН академик А.И. Дмитриевский*

*Ведущий геолог ГНПП «Аэрогеофизика»
доктор геолого-минералогических наук В.А. Буш*

Введение

«В прошлом мы думали, что добьемся за нефтью, тогда как теперь ясно, что мы добьемся только за идеями. Никакой технический прогресс не будет достаточно успешным без постоянных размышлений. Необходимо постоянно подвергать сомнению установленные представления и искать новые пути, постоянно следить за новизной и внедрять это новое»

Разведчик-оптимист

Астраханский свод является объектом нефтепоисковых работ уже более 30 лет. В первое десятилетие основным объектом поисков были башкирские отложения среднего карбона, залегающие на глубинах от 4 до 5 км. Эти работы завершились открытием гигантского газоконденсатного месторождения, приуроченного к кровле Астраханского карбонатного массива, сложенного карбонатным комплексом девонско-башкирского возраста. Начиная с середины 90-ых годов в поиски были включены более глубокие горизонты Астраханского массива – девонские отложения. Их изучение было начато с бурения глубоких параметрических скважин. К настоящему времени на Астраханском своде пробурено семь параметрических скважин: Володарская-2, Табаковская-1, Северо-Астраханская-1, Девонская -1, -2 и -3, Правобережная-1. Новые работы пока не привели к крупным открытиям. Более того, многие исследователи рассматривают полученные результаты, как веский аргумент для полного прекращения дальнейших поисков в пределах Астраханского карбонатного массива, с чем трудно согласиться.

Астраханский карбонатный массив является частью единой системы барьерных рифов, которая включает расположенные восточнее Жалбайский, Кашаганский, Каратонский, Тенгизский и Южный карбонатные массивы. Эта, протянувшаяся более чем на 600 км, барьерно-рифовая система девонско-башкирского возраста обрамляла с севера Донбасс-Туаркырский

бассейн окраинного моря, отделяя его от глубоководной котловины интратектонического бассейна Прикаспийской впадины [Волож и др., 1999]. В настоящее время цепь карбонатных массивов этой системы погребена соленосной толщей кунгура и представляет собой гигантские резервуары, с которыми связаны уникальные по масштабам месторождения углеводородов (УВ). В последние тридцать лет здесь были открыты два нефтяных месторождения – Тенгиз и Кашаган, и одно газоконденсатное – Астраханское, с суммарными ресурсами по категориям $A+B+C_1=3,5$ млрд. т. условного топлива и по категории $C_{2+3}=7,0$ млрд. т. Однако этими открытиями ресурсный потенциал этой зоны нефтегазонакопления, по-видимому, далеко не исчерпан. Такой вывод напрашивается из рассмотрения особенностей строения и истории развития изученной системы барьерных рифов в сравнении с распределением выявленных запасов и доказанных ресурсов углеводородов в пределах карбонатных массивов, расположенных на западе и востоке этой системы.

Наблюдаясь в настоящее время картина распределения ресурсов выглядит несколько парадоксально. Имеющиеся геолого-геофизические данные свидетельствуют, что на протяжении всей истории своего развития рассматриваемая система барьерных рифов (состоящая из отдельных карбонатных массивов) представляла собой единую зону аккумуляции УВ (зона не-

флэтазоаккумуляции) для расположенной южнее обширной области питания – Доббасе-Туаркырского палеозойского бассейна. Кроме того, Астраханский карбонатный массив обрамляется на севере и на западе одним из глубочайших бассейнов мира – Прикаспийской впадиной, также без сомнения представляющей собой область питания. Отсюда следует, что плотность запасов в пределах всей этой зоны аккумуляции должна быть примерно одинаковой. А поскольку общая площадь западной (Астраханско-Жамбайской) группы массивов почти в три раза превышает площадь восточной (Кашаган-Тенгизской) группы, то мы вправе ожидать, что их ресурсный потенциал, по крайней мере, соизмерим. В то же время реальная картина распределения выявленных запасов и доказанных ресурсов в пределах западной и восточной групп массивов иная. Ресурсы восточной (Кашаган-Тенгизской) группы массивов пока почти в пять раз выше, чем западной (Астраханско-Жамбайской) группы. Различной степенью изученности подобно распределения ресурсов объяснить нельзя, поскольку геолого-геофизическая изученность западных и восточных массивов соизмерима. Следовательно, причины этого иные. На наш взгляд, они кроются в недостатках поисковой стратегии. Современная поисковая концепция, выработанная в конце 70-х годов, по-видимому, исчерпала свой ресурс и нуждается в обновлении.

Общезвестно, что в каждом отдельном бассейне эффективность поисковых работ со временем уменьшается. Эта закономерность нарушается только в том случае, если удастся кардинально изменить поисковую концепцию, обосновав новые **поисковые критерии** (новый тип ловушек или новые перспективные комплексы). Показательным является пример истории разведки бассейна Салавати в Западном Иране. Первый этап разведки 1936–1960 гг. начался с открытия первой скважины вждедой нефти. Затем было пробурено 25 сухих скважин и поиски были приостановлены. Новый этап разведки начинается в 1970 г., после того как в результате повторной интерпретации всех имеющихся данных был определен новый поисковый признак и выработана новая поисковая концепция. Первая же скважина, заложённая и

пробуренная в 1972 г., в соответствии с новой концепцией поиска, привела к открытию месторождения Казим с ловушкой нетрадиционного типа – рифовой постройкой. Затем последовала череда открытий, и открыто еще три месторождения.

Новые поисковые критерии – это, как правило, результат длительного процесса накопления геолого-геофизических данных об особенностях строения бассейна и выяснения закономерностей распределения залежей. В этом процессе главная роль, бесспорно, принадлежит параметрическому бурению. Однако не менее существенное значение имеют и сейсмические данные. Сейсморазведка с высокой разрешающей способностью, с ее современными технологиями обработки полных наблюдений дает сегодня новые представления о строении бассейна, о геометрии его пластов и фаций, позволяет восстановить основные этапы его истории. Последние достижения в области интерпретации сейсмических данных (сейсмоатриграфия, синквентная стратиграфия, основанная на достижениях сейсмоатриграфии) открывают новые возможности для математического моделирования процессов генерации, миграции и аккумуляции УВ, и выделения на этой основе новых ловушек и оценки их ресурсного потенциала.

Наиболее активным участником второго этапа нефтешоисковых работ на Астраханском шельфе является ООО «Астраханьгазпром», который в пределах своих лицензионных блоков для оценки перспектив девонских отложений пробурил семь параметрических скважин глубиной 6–7 км. Результаты бурения не привели к значимым открытиям, но они доказали, что разрез девона является перспективным. В то же время они показали, что строение девонских отложений значительно более сложное, чем предполагалось ранее, и не соответствует тем представлениям, которые сложились по результатам анализа разрозненных площадных сейсмических съемок к началу бурения.

В связи с этим по решению ООО «Астраханьгазпром» был выполнен анализ всех накопленных материалов геофизики и бурения с целью регионального изучения строения девонских отложений в пределах Астраханского карбонатного массива. Эта работа выполнялась геофизической компанией ООО «Геотехсистем» совместно с сотрудниками

Астраханской геофизической экспедиции, ВНИИ-газа, ГИН РАН, ИВНИИГТ и включаются следующие виды исследований:

➤ повторную интерпретацию материалов КМШВ в объеме 2000 пог. км и данных гравимагнитных съемок среднего масштаба с охватом смежных с Астраханским сводом территорий Сарпинского прогиба, края Карпинского и Гурьевского свода;

➤ повторное изучение керна и шлама из скв. 1-Табаконская, 1,2,3-Девонские, 2-Володаровская, 1-Северо-Астраханская, 1-Правобережная, 1-Безымянная и 6-Южно-Астраханская, с целью получения дополнительной информации о возрасте и фациальных характеристиках вскрытых интервалов девонского разреза и решения проблемы корреляции разрезов девона, вскрытых скважинами. Последняя задача далеко не тривиальна, поскольку керн в скважинах отбирался в очень ограниченном объеме, с пропуском значительных интервалов, а каротажные кривые не содержат четких каротажных реперов.

➤ повторную обработку по новым технологиям с применением глубинной миграция 3000 пог. км профилей МОГТ прошлых лет; в эти же

исследования были включены новые работы ОГТ в объеме 600 пог. км. К повторной обработке материалов МОГТ прошлых лет были привлечены сейсмические профили, которые в совокупности обеспечивали получение каркасной сети региональных разрезов, пересекающих Астраханский карбонатный массив в целом и связывающих между собой все глубокие скважины, вскрывшие отложения девона и нижнего карбона. Это позволило обеспечить, с одной стороны, непрерывное прослеживание опорных сейсмических горизонтов, а с другой – определить их стратиграфическое положение, что, в свою очередь, способствовало решению проблемы корреляции разрезов девона, вскрытых скважинами.

Конечная цель выполненного исследования:

➤ с учетом совокупности результатов обработки геофизических материалов и данных параметрического бурения дать количественную оценку ресурсного потенциала Астраханского свода и разработать эффективную поисковую концепцию его реализации.

Предлагаемая монография представляет собой результат этого обобщающего исследования.

Часть I.

Астраханский карбонатный массив: Геолого-структурная позиция

Глава I.1. Тектоническая позиция

Астраханский свод расположен в южной части рифейско-кайнозойской Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы, в зоне ее сочленения с мезозойско-кайнозойской Скифско-Туранской плитой эпигердинской Евразийской платформы и Донбасс-Туаркырской среднепалеозойской рифтовой системой (рис. I.1.1).

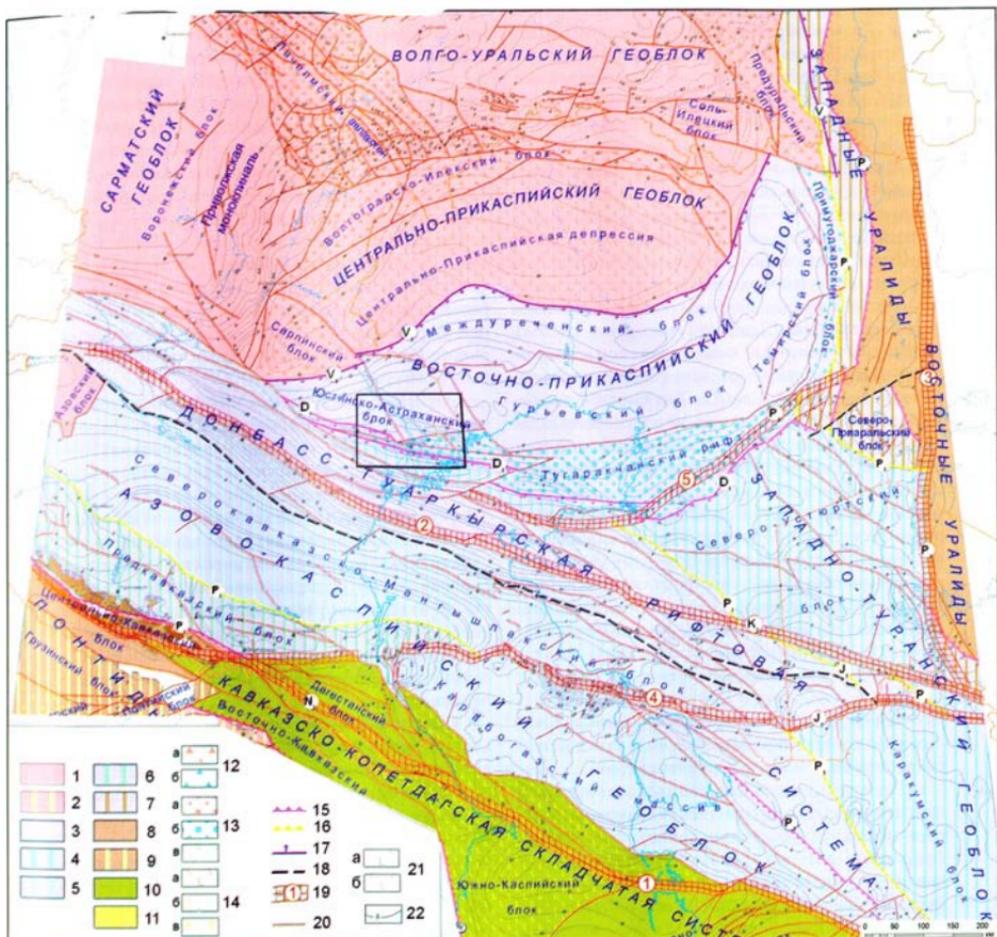
Фундамент Прикаспийской впадины состоит из нескольких крупных геоблоков, разделенных разломами и различающихся строением, возрастом и особенностями развития доплитного и плитного комплексов. На севере располагаются: восточная часть *Сарматского геоблока* [Shechipansky, Bogdanova, 1996] – *Воронежский блок* (*Воронежская ашкелита*) и *Волго-Уральский геоблок*, разделенные узким *Торонец-Сердобским блоком*, погруженным под рифейским Пачелымским авлакогенном и выделенным по геофизическим данным [Буш и др., 2000]. Эти блоки фундамента имеют гранитизированную кору архей-раннепротерозойского возраста.

Восточнее Воронежского и южнее Волго-Уральского геоблоков располагается *Центрально-Прикаспийский геоблок*, характеризующийся архейско-раннепротерозойской утолщенной континентальной корой, или корой переходного типа, в основании которой залегает линза предположительно элкотитового состава [Волож и др., 2004; Сегалович и др., 2007]. Центрально-Прикаспийский геоблок отделен от Воронежского и Волго-Уральского геоблоков системой долгоживущих разломов. Тектонические движения по этой системе разломов происходили непрерывно в течение всего рифея и палеозоя, в результате чего Центрально-Прикаспийский геоблок оказался погруженным на глубину 22 км. На востоке Центрально-Прикаспийский геоблок ограничен системой разломов Уральской покровно-складчатой системы.

С юга к Центрально-Прикаспийскому геоблоку прижимает *Восточно-Прикаспийский геоблок*, имеющий существенно более молодой возраст фундамента, который сложен покровно-складчатой

Рис. I.1.1. Структурно-тектоническая карта консолидированной коры Каспийского региона.

1-11 – блоки континентальной коры (цвет – время консолидации, подолсы – последующая тектоно-магматическая переработка): 1 – блоки дорифейской консолидации, 2 – то же, переработанные в мезокайнозое, 3 – блоки допалеозойской консолидации, 4 – то же, переработанные в раннем палеозое, 5 – то же, переработанные в позднем палеозое, 6 – то же, переработанные в раннем мезозое, 7 – то же, переработанные в ранней перми, 8 – блоки допалеозойской консолидации, 9 – то же, переработанные в раннем кайнозое, 10 – блоки раннепалеозойской консолидации, 11 – блок раннекайнозойской консолидации; 12-13 – утолщенная континентальная кора: 12 – наивысших окраин рифейского континента Балтики (а), Восточно-Европейского палеозойского континента (б); 13 – внутриконтинентальных рифтов рифейского (а), раннепалеозойского (б) и позднинеодевонского возраста; 14 – области редуцированной континентальной коры, верхний низкоскоростной слой был преобразован в раннем рифее (а), позднем девоне (б), кайнозое (в); 15-20 – шовные структуры: 15 – оффиоитовые сuture (индексом указан возраст), 16 – граница покровных деформаций фронтальных зон коллизионных складчатых областей, 17 – граница коровых деформаций тыловых зон коллизионных складчатых областей (индексом и цветом указан возраст), 18 – трансформные разломы, 19 – постколлизивные трансконтинентальные сдвиги, индексом указан возраст движения по ним (1 – Кавказско-Кавказский, 2 – Донбасс-Зеравшанский, 3 – Урало-Исруудский, 4 – Аксу-Кендерлинский, 5 – Южно-Эмбшский). 20 – прочие разрывные нарушения; 21 – выходы пород консолидированной коры (фундамента) на поверхность: дорифейского (а), палеозойского (б) возраста; 22 – изогипсы кровли консолидированной коры, км



ми структурами позднепротерозойского (предположительно кадомского) возраста. Восточно-Прикаспийский геоблок частично надвинут на утоненную кору архей-раннепротерозойского возраста Центрально-Прикаспийского геоблока. Предполагается, что Восточно-Прикаспийский геоблок пригласился к Восточно-Европейской платформе только в конце протерозоя в результате кадомской (панафриканской) орогенеза с возрастом гранитизации 600–550 млн. лет [Sawood, 2004].

Далее на юг границы Воронежского, Центрально-Прикаспийского и Восточно-Прикаспийского геоблоков срезаются системой разломов субширокого простирания (Каракульско-Смушковско-Северо-Устьюртская зона надвигов), которые контролируют северную границу распространения складчатых структур Донбасса, кряжа Карпинского и Мангышлака (Донбасс-Туаркырская система рифтов). Эти линейные зоны дислокаций возникли в результате позднепалеозойско-раннемезозойской инверсии девонской Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. Последняя генетически связана с заложением в конце раннего девона вблизи юго-восточной окраины Восточно-Европейского палеозойского континента крупного сдвига.

На востоке к Донбасс-Туаркырской системе примыкает Северо-Устьюртский геоблок, имеющий фундамент, как и Восточно-Прикаспийский геоблок, позднепротерозойского (кадомского) возраста, но переработанный тектоно-магматическими процессами в раннем палеозое (поздний ордовик-силур). С Туаркырским рифтом Северо-Устьюртский геоблок сочленяется по крупному надвигу, а с Донбасс-Туаркырским – по системе сбросов. На юго-западе располагается Азово-Каспийский кадомский (доверхневендский) геоблок, также интенсивно переработанный в герцианское время.

Строение осадочного чехла (доплитного и плитного комплексов) всех этих геоблоков находится в тесной зависимости от рельефа поверхности фундамента, который сложился в своих основных чертах к концу протерозоя, когда к южному краю Восточно-Европейской платформы пригласились Восточно-Прикаспийский, Северо-Устьюртский и Азово-Каспийский геоблоки.

В начале и середине рифея территория Воронежского, Волго-Уральского и Центрально-Прика-

спийского геоблоков подверглась деструкции и над Туропо-Сербским блоком возник Пачелмский ашлагап. В позднем рифее на месте Центрально-Прикаспийского геоблока сформировалась пассивная континентальная окраина суперконтинента Родиния. Благодаря этим процессам Воронежский геоблок и Волго-Уральский геоблок приобрели наклон в сторону Центрально-Прикаспийского геоблока, а архей-нижнепротерозойская гранитизированная кора Центрально-Прикаспийского геоблока из-за растяжения приобрела черты коры переходного типа.

Кроме того, в результате рифейской деструкции поверхность фундамента Воронежского, Волго-Уральского и Центрально-Прикаспийского геоблоков была более сильно раздроблена. Поэтому рифейский доплитный комплекс не имеет сплошного распространения, а выполняет отдельные депрессии и грабены на поверхности фундамента Центрально-Прикаспийского геоблока, а также Пачелмский авлакоген.

Плитный комплекс этих геоблоков начал формироваться лишь в ордовике. Он в значительной мере унаследовал рифейское моноклиналино-блоковое строение с общим погружением в юго-восточных и южных румбах. Это обусловлено тем, что в палеозое и мезо-кайнозое осадочный чехол этих геоблоков образовывал конседиментационные склоны Центрально-Прикаспийской депрессии, развившейся на месте рифейской пассивной окраины. Характер развития конседиментационных склонов плитного комплекса можно проследить на примере Приволжской моноклинали, сформированной в палеозое на востоке-юго-востоке Воронежского геоблока.

Приволжская моноклираль (рис. 1.1.2) примыкает на западе к восточному склону Воронежской антеклизы Сарматского геоблока и отличается от последней скачкообразным увеличением мощности осадочного чехла с 1200 до 2000 м, большей полнотой разрезов, а также нарастанием разреза средним и верхним отделами каменноугольных отложений, появлением в восточной части солончатых пермских отложений. Кроме того, на крайнем востоке, вблизи Волгограда, в основании чехла выявляются отложения синюра и рифея.

Характерно ступенчатое, по системе сбросов с опущенным восточным крылом, увеличение мощ-

ности чехла в восточном направлении от 2000 м западе до 4800 км на востоке, а на крайнем юго-востоке до 7800 м. Эти сбросы, как и на склоне Воронежской антеклизы, носят отчетливо листрический характер. Наиболее крупные из них ограничивают грабены, выполненные ниже-среднедевонскими отложениями.

Отдельные грабены разделены конседиментационными поднятиями фундамента, к которым приурочены биогермы в верхнедевонских и ниже-среднекаменноугольных отложениях. Приуроченность биогермы к листрическим сбросам говорит о том, что движения по этим сбросам происходили до конца карбона. Позднее вдоль них, вероятно, преобладали сдвиговые смещения, которые привели к деформациям осадочного чехла, наиболее четко читаемым в волновой картине среднекаменноугольных – мезозойско-кайнозойских отложений и известным в литературе как Доно-Медведицкий вал.

В средней части Приволжской моноктини прослеживается флексура, которая делит Приволжскую моноктиналь на две части. Западная часть более пологая и тяготеет к зоне Доно-Медведицкого вала; восточная часть более круто наклонена к востоку, так как здесь наблюдается новое скачкообразное увеличение мощности осадочного чехла сначала до 5500 м, затем постепенно до 7800 м, преимущественно за счет появления 1500-метрового комплекса предположительно рифейских отложений, слагающих основание доглитного комплекса в грабене вблизи Волгограда и фиксирующих южное продолжение Пачелмского авлакогена. Кроме того, в восточной зоне Приволжской моноктини, судя по волновой картине, существенно изменяется не только мощность верхнедевонских и каменноугольных отложений, но и их литологический состав, и фациальные особенности. Исчезают биогермные фации из-за большей глубины осадочного комплекса. Кроме того, существенное развитие получает клипоформное строение осадочных комплексов. Это говорит о том, что начиная с позднего девона эта территория представляла собой склон Прикаспийского бассейна и зону интенсивного накопления обломочного материала, как терригенного, так и карбонатного. Последний формировался за счет разрушения биогермов, существовавших западнее

на приподнятом блоке в зоне перехода к склону Воронежской антеклизы, особенно в периоды регрессий. В ниже-среднедевонских и нижнепалеозойских отложениях не наблюдается существенного увеличения мощностей отложений по сравнению со склоном Воронежского массива, а также в волновой картине сейсмических профилей не обнаружен клипоформный характер наложения. Таким образом, можно утверждать, что интенсивное прогибание в расположенном восточнее Сарпинском прогибе (краевой части Центрально-Прикаспийской депрессии) началось только в начале позднего девона. Видимо, именно в это время происходит четкая дифференциация и обособление бассейна Центрально-Прикаспийской депрессии. Наиболее интенсивное погружение восточной части Приволжской моноктини происходило, по мнению многих исследователей [Волож и др., 2004], в конце карбона – начале перми, в ходе заложения расположенных южнее передовых прогибов крыжа Карпинского (Каракульско-Смушковской зоны). С востока Приволжская моноктиналь как юго-восточное окончание Воронежского блока ограничивается высокоамплитудным разломом фундамента, который в вышележащих отложениях девона и карбона выражен флексурой. Этот разлом был заложен в момент обособления континента Балтия в конце раннего протерозоя. Подобный разлом ограничивает с юга Волго-Уральский геоблок. В структуре осадочного чехла в зоне смещения с Центрально-Прикаспийским геоблоком прослеживается система метавалов и флексур, часто осложненных сбросами. Граница между бортовой зоной и Центрально-Прикаспийским блоком обычно проводится по верхней кромке верхнепермского тектоно-седиментационного уступа.

Центрально-Прикаспийский геоблок отделен, как уже говорилось, от Воронежского и Волго-Уральского геоблоков системой долгоживущих разломов. Тектонические движения по этой системе разломов происходили непрерывно в течение всего рифа и палеозоя, в результате чего фундамент Центрально-Прикаспийского геоблока оказался погруженным на глубину 24 км и над ним сформировался осадочный чехол Центрально-Прикаспийской депрессии.

Центрально-Прикаспийская депрессия – стержневая структура рифейско-палеозойского При-

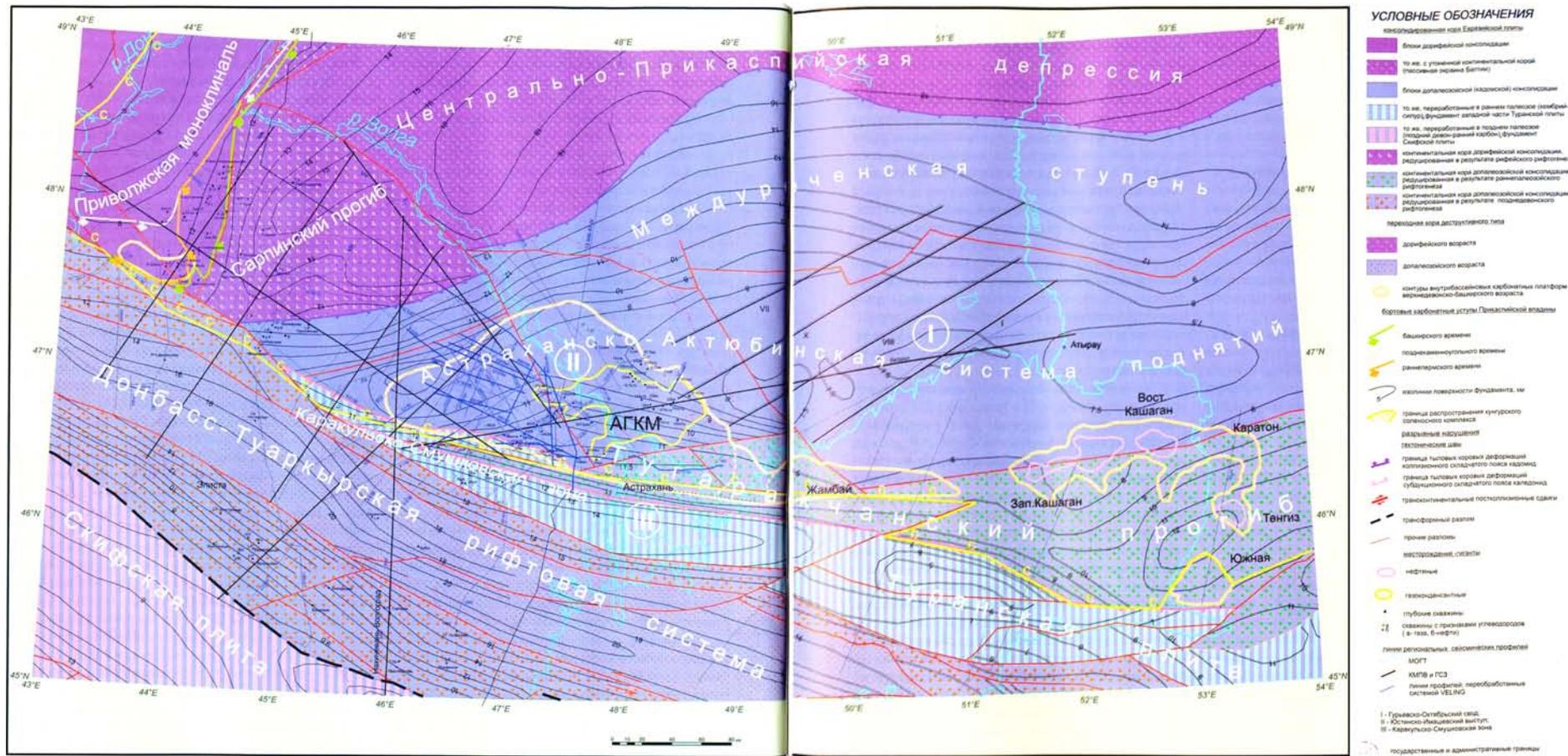


Рис. I.1.2. Схема строения коры консолидированной коры Астраханского свода. Составили Антипов М.И., Волож Ю.А.

каспийского бассейна с глубинами залегания сейсмического и магнитоактивного фундамента свыше 18–22 км. В плане она образует две ветви: одна из них, Сарпинская, отвечающая одноименному прогибу, имеет юго-западное простирание, вторая ветвь, совпадающая с первой под углом 120° напротив устья Пачелмского (Рязано-Саратовского) авлакогена, имеет широтное простирание и погружается на востоке под Предуральский краевой прогиб. В позднем девоне – кунгуре она представляла собой глубоководную котловину с терригенно-карбонатнолигнитным осадконакоплением, обрамленную со всех сторон конседиментационными континентальными склонами, участками имеющими разломную природу. На западе это описанная выше Приволжская моноклиналь Воронежского блока, на севере – Смерная бортовая зона, принадлежащая южной части Волго-Уральского геоблока. На востоке – поднятия Примуроджарской зоны.

В раннем палеозое – среднем девоне преобладало относительно мелководное терригенное осадконакопление. Лишь в восточной части депрессии, прилегающей к Уральскому палеоокеану, методами сейсмопрофилирования доказываются распространение относительно глубоководного конденсированного осадконакопления. Начиная с позднего девона до кунгура – время начала интенсивного прогибания депрессии преимущественно в обстановке дефицита терригенного материала. Это позволяет предполагать развитие в центральных частях депрессии относительно глубоководных кремнисто-карбонатных отложений.

Начиная с кунгурского времени по ныне прогибание депрессии компенсировалось осадконакоплением и первоначально глубоководный позднедевонский–каменноугольно-аргинско-кунгурский бассейн превращается в мелководный. Эта крупная перестройка была связана с периодом закрытия Уральского палеоокеана, формированием на его месте покровно-складчатого сооружения и интенсивным привнесом обломочного материала со стороны этого растущего горного сооружения. При этом в кунгурское время на месте Центрально-Прикаспийской депрессии возник солеродный бассейн, в котором накопилась мощная толща камешных солей, гипсов, ангидритов с подчиненным количеством доломитов и засолоненных ангидритов. Этот

комплекс вноселествий подвергся интенсивному соляно-купольному тектогенезу, определившему современную структуру надсолевого комплекса, представленного преимущественно терригенными отложениями верхнего отдела пермской, триасовой, юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Благодаря конседиментационному развитию соляных куполов эти отложения характеризуются резкой изменчивостью толщины разрезов. Часто в сводах соляных куполов отсутствуют отложения мела, юры, триаса и верхней перми. В то время как мощности всех этих отложений резко возрастают в межкупольных пространствах. В результате весь разрез чехла подразделяется на три структурно-вещественных, или сеймостратиграфических комплекса: подсолевой, включающий образования рифея, ордовика–силура, девона, карбона и ассельско-аргинского ярусов нижней перми, солевой кунгурско-казанский и надсолевой верхнепермско-четвертичный. Общая мощность осадочного чехла в Центрально-Прикаспийской депрессии достигает 24000 м.

Из-за огромной мощности чехла строние подсолевого комплекса в Центрально-Прикаспийской депрессии изучено в основном сеймостратиграфическими методами. Лишь в прибортовых зонах этот комплекс вскрыт единичными скважинами. Отличительной особенностью строния подсолевого комплекса является появление на отдельных стратиграфических уровнях, связанных с этапами крупных регрессий или поднятиями в областях сноса, крупных линз терригенного материала, формирующих так называемые комплексы заполнения, часто с клиноформным характером залегания, отчетливо читающимися в волновой картине сейсмических профилей. Наиболее интенсивно такие комплексы формировались в позднем франке – начале фамена, в турнейский век раннего карбона, верейско-подольское время среднего карбона, в конце карбона ранней перми. Наиболее крупные из таких линз часто отделяют от Центрально-Прикаспийской депрессии и считают самостоятельными прогибами. Примером может служить силурийско-каменноугольный Сарпинский прогиб, расположенный на крайнем юго-западе Центрально-Прикаспийской депрессии и заполненный обломочным материалом, привнесенным с Приволжской моноклинали пре-

имущественно в позднем девоне – карбоне, а также с Донбасс-Туаркырской складчатой системы.

Осадочный чехол *Восточно-Прикаспийского геоблока* начал формироваться не в рифсе (рифей входит в состав фундамента), а только начиная с ордовика.

В центральной части Восточно-Прикаспийского геоблока по положению поверхности фундамента выделяется субширотная *Астраханско-Актюбинская система поднятий* кадомского фундамента, имеющая блоковое строение (см. рис. I.1.1, рис. I.1.2). На крайнем западе Астраханско-Актюбинской системы поднятий расположен Юстинско-Астраханский блок, в пределах которого в девоне начал формироваться *Астраханский (Жамбайский) карбонатный массив*, имеющий структуру свода, детальному рассмотрению строения которого посвящена эта монография.

Аналогичные карбонатные массивы одновременно формировались в виде прерывистой цепочки на всем протяжении сводовой части Актюбинско-Астраханской системы поднятий. Восточнее расположены *Северо-Каспийский (Кашаган-Картон-Тенгизский), Туревский и Бишкэльский* карбонатные массивы. Со всеми этими поднятиями связаны залежи УВ. Астраханско-Актюбинская система поднятий характеризуется пониженной мощностью осадочного чехла, не превышающей 8 км. Кроме того, в сводовой части этой системы поднятий формирование осадочного чехла начинается только в раннем девоне. В то время как на ее северном склоне, обычно называемом в литературе Междуреченской ступенью, в основании чехла развиты отложения ордовика–силура, а общая мощность осадочного чехла постепенно увеличивается до 12 км, смыкаясь с палеозойским осадочным чехлом Центрально-Прикаспийской депрессии.

Строение южного склова Астраханско-Актюбинской системы поднятий и одновременно южной части Восточно-Прикаспийского геоблока определяет грабен нижнепалеозойского возраста, выделенный впервые Ю.А. Воложем как Тугаракчанский рифт [Волож, 1991], возникший одновременно с деструктивными процессами на восточной окраине Восточно-Европейской платформы во время заложения Уральского палеоокеана. Вулканоогенно-осадочные отложения, выпол-

няющие грабен, обособлены по геофизическим данным [Волож и др., 2004; Сегалович и др., 2007] и, скорее всего, одновозрастны кидарсовскому комплексу позднекембрийско-тремадоковского возраста восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Сакмарской зоны Урала [Руженцев, 1976; Руженцев, Савельев, 1997; Бочкарев, Язсва, 2000; Самыгин, 1980]. В среднем палеозое над Тугаракчанским рифтом сформировался Тугаракчанский (Южно-Эмбинский) прогиб.

Астраханский свод, или карбонатная платформа (см. рис. I.1.1) расположена, как уже было сказано, в западной части Астраханско-Актюбинской системы поднятий в пределах сто Юстинско-Астраханского блока и представляет собой карбонатный массив девонско-каменноугольного возраста, который является первоначально частью более крупной Астраханско-Жамбайской карбонатной платформы. Однако в современной структуре от этой платформы в ненарушенном виде сохранилась только ее северо-восточная (Астраханская) часть. Жамбайская часть платформы и небольшой юго-западный фрагмент Астраханского массива в ходе позднепалеозойско-раннемезозойской эрозии были отрезаны Северо-Каракульским правосторонним сдвигом и перемещены в западном направлении. Отдельные пластины этих карбонатов в виде изолированных блоков можно наблюдать в пределах Каракульско-Смушниковской зоны кряжа Карпинского к югу и юго-западу от Астраханского свода.

Астраханский свод как структурно обособленное поднятие наиболее четко выделяется по кровле отложений башкирского яруса среднего карбона (отражающему горизонту III (П₃)). Вниз и вверх по разрезу поднятие затухает. В кровле фундамента ему отвечает крупный структурный нос, а на уровне кровли подосевоно комплекса (отражающий горизонт П₁) – пологая терраса.

Донбасс-Туаркырская рифтовая система в рельефе кровли фундамента выражена в виде узкого асимметричного желоба с максимумом погружения (до 20км) на юге. Она возникла, скорее всего, в начале девона за счет деструкции края эпикадомской Восточно-Европейской платформы во время заложения океана Палеотетис [Волож и др., 1999; Vitnet et al., 1993; Международная..., 2003], хотя многие исследователи [Жингель, 2005; Галабуца,

Павлюк, 2006] предполагают существование и в осевой зоне рифейского ашхабегена. Достоверная история развития этой протяженной и не однородной по простиранию структуры подразделяется на четыре этапа: а) девон; б) ранний карбон – начало среднего карбона (башкир); в) конец среднего карбона – начало ранней перми; г) начало ранней перми (кунгур) – триас.

В девоне возникли отдельные грабены, расположенные кудисообразно по отношению друг к другу и вытянутые в виде цепочки вдоль простирания трансконтинентального разлома, заполненные обломочными и вулканогенными отложениями, формационно близкими грабеновым комплексам континентальных рифтов. По данным ООО «Аэрогеофизика» в составе чехла на северном крыле крижа Карпинского геофизическими методами установлены магматические тела предположительно девонского возраста. В раннем и начале среднего карбона произошло формирование единого осадочного бассейна с системой структурно и геоморфологически четко выраженных бортовых ступеней. Наличие мощного источника сноса на юге обуславливает режим компенсированного осадконакопления в осевой зоне бассейна и южной зоне ступеней, а конденсированного – в северной зоне ступеней.

В конце среднего карбона – начале перми начали проявляться процессы инверсии в Донбасс-Туаркырском бассейне, вызванные интенсификацией тектонических движений вдоль южной окраины Восточно-Европейского континента: орогенных и покровно-складчатых процессов в пределах Предкавказского геоблока. Вследствие этого в осевой зоне Донбасс-Туаркырского бассейна и в южной зоне ступеней осадконакопление сопровождается процессами конседиментационной складчатости, что приводит к сокращению емкости седиментационного пространства этих зон. В результате обильный обломочный материал, поступающий из южных источников сноса, начинает накапливаться не только в зоне южных ступеней и осевой части бассейна, но и значительная его часть достигает северной зоны ступеней, благодаря чему дефицитный тип осадконакопления сменяется компенсированным.

В конце ранней перми (кунгур) – триасе наступает заключительный позднеинверсионный этап развития Донбасс-Туаркырского бассейна. Для это-

го этапа характерно повсеместное (с охлатом всех зон) проявление конседиментационных деформаций и компенсированный тип осадконакопления. Позднее здесь формируется туаркыро-кайнозойский осадочный чехол, состоящий из двух структурных этапов – юрско-палеогенового и неоген-четвертичного возрастов [Жингель, 2005].

Заключая рассмотрение тектонической позиции региона, с учетом специфики проводимых исследований (оценка перспектив нефтегазоносности), необходимо обратить внимание на следующие положения:

1. Астраханское поднятие располагается на юго-западном краю Восточно-Прикаспийского геоблока с позднепермоярским (кадомским) возрастом фундамента южной красной зоны древней Восточно-Европейской платформы, возраст фундамента которой дорифейский. Непосредственно рядом с ним находились более тектонически активные отрицательные структуры. Такие, как Центрально-Прикаспийская рифейско-палеозойско-мезокайнозойская депрессия на севере и Донбасс-Туаркырская девонско-раннепермская рифтовая система на юге. Такое положение региона обеспечивало непрерывное преимущественно карбонатное осадконакопление на относительно приподнятом блоке, защищенном от поступления больших масс обломочного материала.

2. В среднем палеозое главные источники сноса обломочного материала располагались на юге, западе и северо-западе. Материал из южных источников сноса почти целиком перехватывался активно прогибавшимися бассейнами Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. Поэтому большую часть среднего палеозоя в пределах северной зоны ступеней Донбасс-Туаркырской рифтовой системы и в пределах Астраханско-Актюбинской зоны поднятий, включая Астраханское поднятие, отлагались толщи преимущественно карбонатного состава, лишь в отдельные периоды регрессий содержащие прослой тонкообломочных терригенных отложений дальнего привноса. Седиментационная ситуация начинает меняться лишь к концу среднекаменноугольной эпохи, когда обильный терригенный материал, поставляемый южными источниками сноса, достигает не только Центрально-Прикаспийской депрессии, но и юго-восточной части Приволжской

моноклинали. С этого момента в районе Центрально-Прикаспийской депрессии устанавливается режим существенно территориально компенсированного осадконакопления. Осадки отлагаются в условиях мелководного шельфа. На Астраханском своде верхнекаменноугольные отложения сохранились фрагментарно из-за более позднего размыва. Однако и здесь преобладают терригенно-обломочные и карбонатно-обломочные отложения (см. ниже).

3. Наиболее активные тектонические движения в рассматриваемом регионе проявились неоднократно: в конце – начале палеозоя во время при-

членения Восточно-Прикаспийского геоблока, в начале девона в связи с проявлениями процессов рифтогенеза, в живете – начале франа в связи с тельбесской фазой тектонических движений в Уральском палеоокеане, в конце ранней перми из-за закрытия Уральского палеоокеана и на границе триаса и юры в связи с инверсией Донбасс-Туаркырской рифтовой системы, когда под воздействием коллизионных процессов на северной периферии Палеогетиса в течение позднего палеозоя – раннего мезозоя на ее месте возникла складчатая зона Донбасса, Мангышлака и Туаркыра.

Глава 1.2. Геологическая позиция

Стратиграфия отложений отдельных структур Каспийского региона посвящено огромное количество публикаций [Писаренко и др., 2000; Писаренко, 1999, 2005; Жидовинов, 1998; Линагова и др., 2000; Кухтин и др., 2003; Яшкевич, 1996; Яшкевич и др., 2003]. Наиболее детально изучены бортовые зоны Центральной Прикаспийской депрессии, где прорублено огромное количество скважин. Весьма фрагментарно, в основном в палеосековой части, изучен осадочный чехол Центрально-Прикаспийской депрессии из-за огромной мощности отложений. В последнее время благодаря глубокому бурению существенно продвинулось изучение состава и строения отложений, слагающих Астраханское поднятие. Неравномерно изучено строение и состав отложений Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. Скважинами вскрыта лишь верхняя, преимущественно мезо-кайнозойская, часть разреза и самые верхи каменноугольных отложений. Ниже излагаются обобщенные данные о строении геологического разреза района работ, собранные при обобщении литературных данных и ознакомлении с разрезами глубоких скважин, преимущественно в пределах Астраханского свода.

1.2.1. Архей–нижний протерозой

Раннедокембрийские отложения слагают комплекс пород фундамента (см. рис 1.1.1). Он вскрыт скважинами в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии – в пределах Сарматского и Волго-Уральского геоблоков. Причем строение

фундамента Сарматского геоблока существенно отличается от строения Волго-Уральского, что послужило основой для их разделения [Богданова, 1986; Bogdanova et al., 2005]. Воронежский и Волго-Уральский геоблоки разделены Пачелмским (Рязано-Саратовским) авлакогномом, в основании которого выделяется Торопел-Сердобский геоблок, представляющий собой своеобразную нижнепротерозойскую коллизионную структуру.

Воронежский блок традиционно обособляется как восточная краевая часть Сарматского геоблока – архейского протоконтинента, который вместе с Карельским и Волго-Уральским геоблоками в результате карельской коллизии сформировали остов Восточно-Европейской платформы. Однако исследование последних лет [Shechipansky, Bogdanova, 1996; Буш и др., 2000] показали, что Воронежский блок представляет собой отдельные террейны, присоединенные к Сарматскому архейскому протократону по Лосевско-Богучарскому тектоническому шву в раннем протерозое 2,15–2,05 млрд. лет назад. Основная часть *Воронежского блока* (Норонцовская зона) сложена воронцовской преимущественно метасерпентинной серией раннепротерозойского возраста [Кременецкий и др., 2006]. По данным бурения, в составе воронцовской серии преобладают слабо метаморфизованные терригенные породы турбуллитного происхождения и флишоподного облика – филитовидные углеродистые сланцы и метаспещаники с редкими горизонтами метабазальтов и метаандезитов возрастом 2,10 млрд. лет. Породы регионально метаморфизованы в зеленослан-

цевой фации, но вблизи от интрузий метаморфизм достигает амфиболитовой фации [Shchirpansky, Bogdanova, 1996]. Турбулентный характер осадков порононнской серии свидетельствует о формировании их в глубоководном бассейне с некомпенсированным осадочноклапением. В региональном магнитном поле Воронцовская зона отражается обширными «размытыми» отрицательными аномалиями с уровнем 150–50 нТл, позволяющими уверенно картировать площадь ее развития.

Воронцовская серия прорывается телами раннепротерозойской дунит-перидотит-габброноритовой фации. Здесь выделяются недифференцированные гипербазиты, расслоенные существенно базитовые интрузии, недифференцированные габброноритовые и габбро-диоритовые интрузии, дифференцированные рудоносные гипербазиты (мамонский тип), а также многофазные гипербазит-базитовые плутоны с рудоносными порит-диоритовыми телами (еланский тип). Эти интрузии типичны для обстановок континентального рифтогенеза. Возраст их 2,10–2,06 млрд. лет. Кроме того, в пределах Воронцовской зоны известны интрузии двуслоенных лейкократовых и аплитовидных гранитов S-типа бобровского комплекса (2,02 млрд. лет), деформировавшие чешуйчатую структуру воронцовской серии с образованием многочисленных куполов и вскрытые бурением в Саратовском Поволжье на Терсинской и Жирновской площадях.

В составе докембрийского фундамента *Волго-Уральского геоблока* около 70% площади занимают архейские комплексы гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма с возрастом 3,11–2,85 млрд. лет. Широко развиты также продукты раннепротерозойского диаформизма архейских гранулитовых комплексов. Ограниченно развиты позднеархейские супракратальные осадочно-вулканогенные комплексы амфиболитовой фации метаморфизма с возрастом 2,7–2,5 млрд. лет. Заключительный этап раннепротерозойского тектогенеза связан с формированием раннепротерозойских рифтогенных структур. Он ознаменовался гранитоидным магматизмом с возрастом 2,3–1,9 млрд. лет. Локально присутствуют постколлизийные гранитные и субслочные интрузии. В формировании фундамента геоблока С.В. Богданова [1986] выделяет два главных этапа становления

континентальной коры: позднеархейский (до 2,70 млрд. лет) и раннепротерозойский (1,90 млрд. лет). В строении Волго-Уральского геоблока (за пределами рассматриваемой территории) участвуют также образования раннепротерозойского протолатформенного чехла. Это уньицкая метаморфическая толща возрастом 2,10–1,80 млрд. лет. Ее слагают апотерригские биотитовые, биотит-мусковитовые, анадалузит-мусковит-биотитовые сланцы с подчиненным количеством гранат-амфиболовых сланцев и карбонатных пород. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или эпидиот-амфиболитовой фации. По составу, метаморфизму, структурной позиции и возрасту уньицкая толща сопоставляется с верхами нижнего протерозоя (калевием) Карельского геоблока.

Торпец-Сердобский геоблок впервые выделен В.А. Бушем с соавторами [2000]. Он отвечает одноименному раннепротерозойскому коллизийному складчатому поясу, который узкой полосой северо-западного простирания протягивается между Волго-Уральским и Сарматским архейскими протоконтинентами и полностью погребен под рифейскими толщами Рязано-Саратовского (Пачелмского) алакогена. Этот складчатый пояс состоит из двух линейных структурных зон, представляющих собой отдельные тектологические пластины. Юго-западную полосу образует Калужская зеленокаменно-сланцевая зона, северо-восточную – Пересыпкинский гранулитовый блок. В юго-восточном окончании описываемого пояса эти структуры местами скрываются под нагнами, видимо, архейских образований.

Фундамент *Востоно-Прикаспийского геоблока* пока не вскрыт бурением и о его составе можно судить только по геофизическим данным. Геологическая интерпретация петрофизических классов осуществляется из общих соображений, что не в лучшую сторону влияет на ее достоверность. На Астраханском своде под поверхностью «сейсмического» фундамента наиболее распространены образования с плотностью от 2,65 до 2,71 г/см³ со средними же значениями около 2,67 г/см³. Намагнитность их колеблется от 2,17 до 2,77 а/м при средних показателях около 2,51 а/м. Менее распространены здесь породы со средней плотностью около 2,63 г/см³. Параметры первого класса свойственны метаморфизмам амфиболитовой фации метаморфизма, а второго – метаморфизмам зеленослан-

цевой фации, сформированным преимущественно за счет первично-терригенных, возможно – вулканогенно-терригенных образований. Вероятнее всего, это кристаллические сланцы и гнейсы. На северо-восточном склоне Астраханского свода к Сарпинскому прогибу под сейсмическим фундаментом обособляется небольшое поле распространения малоилитных ($2,51 \text{ г/см}^3$) и слабо намагниченных ($2,14 \text{ а/м}$) пород, которые, скорее всего, отвечают сланцево-карбонатным образованиям. В целом, образования допалеозойского фундамента Астраханского свода и, вероятно, всего Восточно-Прикаспийского геоблока имеют мало общего как с высокометаморфизованным (гранулитовая или высокие ступени амфиболитовой фации) фундаментом Волго-Уральского, и с гранит-зеленокаменным кристаллическим фундаментом Сарматского кратона, так и с нижнепротерозойской метасадочной воронцовской серией Воронежского блока. Они, видимо, ближе всего стоят к верхнепротерозойским (каледонским) образованиям Зауралья и, скорее всего, характеризуют автономный террейн, вместе с Северным Устьором тектонически приделенный с юга к Восточно-Европейскому континенту к началу венда. Внутренняя складчатая структура этих образований по магнитометрическим данным практически не расшифровывается, очевидно, благодаря маскирующему влиянию осадочного чехла большой мощности. Существенную роль в строении кристаллического фундамента Астраханского свода, по данным В.А. Буша и В.Г. Казьмина [2007], играют магматические образования. Наиболее ярко среди них выделяются интрузии предположительно базитно-интербазитного состава. Плотность их колеблется от $2,64$ до $2,78 \text{ г/см}^3$ при средних значениях около $2,70 \text{ г/см}^3$, намагниченность высокая – средние значения $3,64 \text{ а/м}$. В наблюдаемом магнитном поле они отражаются крупными округлыми аномалиями. Меньшей плотностью при той же намагниченности отличаются магматиты среднего-основного состава. Их плотность составляет в среднем $2,55$ – $2,60 \text{ г/см}^3$ при намагниченности $3,23$ – $3,98 \text{ а/м}$. Эти показатели соответствуют значениям, характерным для габбро и диоритов.

Геофизические аспекты состава и строения раннедокембрийских комплексов подробно рассмотрены в главе III.1 этой монографии.

Отложения рифа и нижнего палеозоя в пределах рассматриваемой территории бурением уста-

новлены только в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии – рифейские – в Пачедском авлакогене.

1.2.2. Верхний протерозой (рифей)

Нижний рифей (1600–1350 млн. лет) распространен в Пачедском авлакогене (Саратовский сегмент, северо-восточные грабены Сасовско-Пейзенской зоны). Здесь, по данным С.В. Яцкевича [2001], в основании разреза нижнего рифея залегает татищевская свита, представленная кварцито-песчаниками с редкими прослоями кварцито-гравелитов и серицито-каолинитовых филлитов. Мощность татищевской свиты изменяется от 410 до 1000 м и более. По мнению С.В. Яцкевича, татищевская свита распространена не только в авлакогене, но и в Саратовском Заволжье, где ее мощность сокращается до 56 и даже 3 – 4 м . Хорошая окатанность обломочного материала, тонкая субгоризонтальная слоистость отложений, выдержанность фациального облика татищевской свиты позволяют С.В. Яцкевичу предполагать в основном мелководно-морской или озерный ее генезис и сопоставлять образования татищевской свиты с бурением рифейской пассивной окраины западного склона Урала. Скорее всего, их накопление произошло до формирования горсто-грабневой структуры Пачедского авлакогена. Более позднее формирование авлакогена способствовало лишь сохранению от размыва и захоронению этих образований.

В рифейском на восточном краю Восточно-Европейской платформы формировалась пассивная континентальная окраина (кырпинская и буринская серия западного склона Урала) [Маслов и др., 2004; Пучков, 2000, 2003]. На самом континенте начиная с конца раннего протерозоя и в рифейском существовали мелководные эпиконтинентальные бассейны или бассейны с терригенной седиментацией. Источниками обломочного материала являлись в основном гидротермально переработанные и выветрелые породы фундамента. Мелководно-морская, озерная, прибрежно-континентальная природа этих отложений, а также синеклизоподобный характер залегания комплекса заставляют относить эти образования к протоплатформенному чехлу.

Средний рифей (1350–1000 млн. лет) распространен в Пачедском авлакогене. По последним

данным [Стратиграфическая схема..., 2000], к среднему рифею в северной части авлакогена отнесена риниевская свита сомонской серии, вскрытая скв. Сомовская-1 (интервал 2732–2007 м). Свита залегает несогласно на образованиях нижнего рифея и сложена пестроцветными песчаниками, разнотерристыми, крупно- и среднетерристыми, полешпат-кварцевыми, с прослоями и линзами красноватых гравелитов, алсрамитов и арилитов. Мощность свиты 725 м. Отложения имеют преимущественно континентальное происхождение. Соколовгорская свита характеризует разрез среднего рифея в южной части Пачелмского авлакогена, где она, по данным С.В. Яцкевича [2001], со стратиграфическим несогласием залегает на породах татишевской свиты нижнего рифея или прилежит к ней. В некоторых случаях соколовгорская свита залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте. Она также представлена толщей континентальных преимущественно грубозернистых несортированных песчаников и гравелитов различной мощности. Источниками сноса служили близлежащие выходы пород фундамента. Мощность отложений изменяется от нескольких метров до 700–1000 м. Судя по данным сейсмического профиля Сердобск–Верхотимская, характерной особенностью среднерифейских отложений является их преимущественное развитие в юго-западной ветви авлакогена и резкое асимметричное увеличение мощности отложений в восточной приосевой зоне грабена. Это позволяет сопоставлять среднерифейские отложения Пачелмского авлакогена с синрифтовым комплексом.

Верхний рифей (1000–600 млн. лет) залегает резко несогласно на всех более древних образованиях, в том числе и на кристаллическом фундаменте. Некоторые авторы отложения этого комплекса генетически связывают со стадией проредания среднерифейских рифтов-авлакогенов. Однако при такой трактовке остается не ясным, почему они залегают трансгрессивно не только на грабеновом комплексе среднего рифея, но и непосредственно на кристаллическом фундаменте (например, в Среднерусском авлакогене, скв. Сев. Молоково), отличаясь при этом выдержанностью фаций и состава. Этот комплекс представлен морскими сероцветными или углеродистыми, реже пестроцветными аяно-глинистыми, иногда карбонатно-глинистыми и

песчаными отложениями, содержащими прослои пелловых туфов аидезито-даштового и ринитового состава. Возраст этих образований обоснован находками микрофоссилий и данными абсолютного возраста [Стратиграфическая схема..., 2000]. Выделяются фации прибрежно-морского происхождения (северная часть Пачелмского авлакогена) и характеризующие крупный эпиконтинентальный бассейн застойного типа внутренней части шельфа рифейской пассивной континентальной окраины, располагавшейся вдоль северного, восточного и юго-восточного края Восточно-Европейской платформы в это время (современные координаты). В Пачелмском авлакогене в средней части разреза наблюдается появление карбонатных фаций (разрез Сердобской скважины), фиксирующих максимум развития позднерифейской трансгрессии. Появление карбонатных пород, по всей видимости, связано с близостью к Прикаспийско-Уральской пассивной континентальной окраине кратона, где карбонатные отложения на этом стратиграфическом уровне развиты очень широко (верхи юрматинской и каратауская серии). Обилие перерывов и несогласий отражает флуктуации уровня моря в мелководном эпиконтинентальном бассейне вблизи границы с относительно приподнятым Волго-Уральским геоблоком. Вероятно, бассейн, в котором происходило формирование рассматриваемого комплекса, представлял собой часть внутреннего шельфа рифейского палеоокеана. Совокупность приведенных данных заставляет относить структурно-вещественный комплекс позднего рифея к морским отложениям палеоплатформенного чехла. Возможно, этап формирования палеоплатформенного чехла фиксирует время существования эпигренвильского суперконтинента Радина.

Нерасчлененные отложения рифея выделяются на крайнем востоке Воронежского геоблока лишь по данным волновой картины сейсмических профилей на участке западного склона Прикаспийской впадины. Здесь под покровом ордовикско-силурийских отложений и выше поверхности фундамента обособляется толща мощностью 1500 м, характеризующаяся четкими и выдержанными отражениями, приуроченными к грабенообразной структуре. Предполагается ее терригенный состав, близкий составу рифейских отложений Пачелмско-

го алякогена, продолжение которого часто выделяют на западном склоне Прикаспийской впадины [Волож и др., 1981; Яцкевич, 1996; Стратиграфия и региональная..., 1989; Постнова и др., 2001].

Распространение рифейских отложений предполагается по геофизическим данным и в основании осадочного чехла Центрально-Прикаспийской депрессии, где их мощность, видимо, достигает 2000–4000 м. Рифей покровно-складчатого строения, как уже говорилось, слагает фундамент Восточно-Прикаспийского блока.

1.2.3. Палеозойская группа

Нижний палеозой

Развитие нижнепалеозойских, предположительно *верхнекембрийско-ордовикских*, отложений предполагается, как уже говорилось выше, на основании анализа геолого-геофизических данных в пределах Восточно-Прикаспийского геоблока (Междуреченской ступени и Туларакчанском рифте) [Волож и др., 2004; Сегалович и др., 2007]. Осадконакопление здесь находилось в прямой зависимости от процессов деструкции и рифтогенеза в связи с заложением Уральского палеоокеана [Пучков, 2000].

Раннепалеозойский вулканизм в зоне Северо-Каспийской аномалии, видимо, предопределил режим и эволюцию процессов осадконакопления в последующее время. Осадочные комплексы южной и восточной частей Прикаспийской впадины подстилаются базальтами (долеритами), концентрация которых в разрезе нижнепалеозойских отложений возрастает, судя по плотности. Их мощность под южным и юго-восточным краями Прикаспийской впадины достигает 6–7 км. Вулканыты перекрыты морскими осадками. Предположение о вулканических включениях в раннепалеозойский комплекс дает объяснение парадоксальному совпадению части магнитных аномалий [Сегалович и др., 2007] с аномалиями карбонатных платформ, породы которых характеризуются практически нулевой намагниченностью.

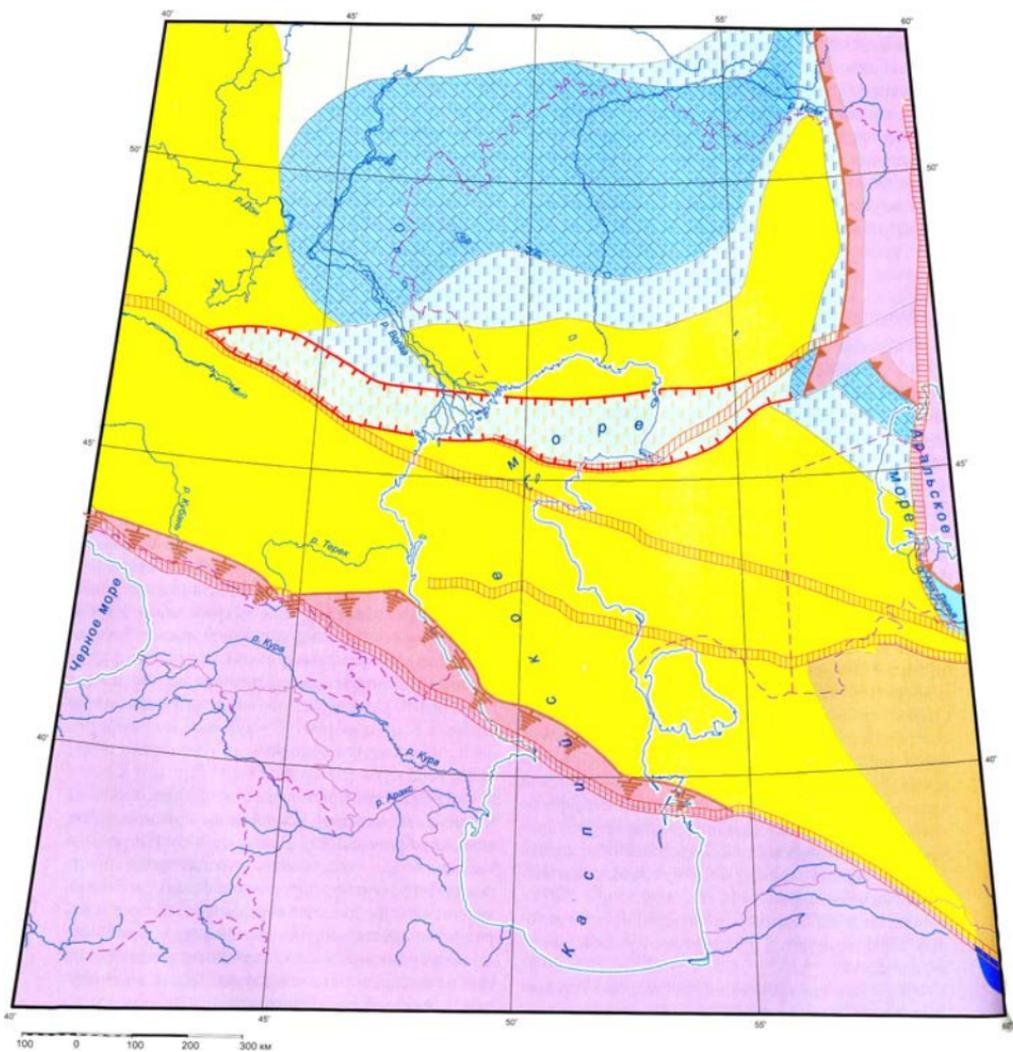
Ордовикские отложения достоверно установлены лишь на юго-востоке Волго-Уральского геоблока, в районе Соль-Илецкого выступа [Стратиграфия и региональная..., 1989], где скв. Бердянская-

85 и скв. Предуральская-110 вскрыли трехчленный разрез. Нижняя толща (160 м) имеет песчано-алевроглинистый состав. Средняя толща (60 м) сложена преимущественно песчаниками. В составе верхней (60 м) слона преобладают алевро-глинистые породы. Возраст отложений (ранний–средний ордовик) доказывается находками ископаемой фауны граптолитов. На остальной территории ордовикские отложения выделяются предположительно (рис. 1.2.1)

Силурийские отложения, возможно, включающие частично образования нижнего девона, выделены в восточной части Приволжской моноклинали (рис. 1.2.2).

Мощность отложений составляет 400–600 м. Наибольшая мощность наблюдается в приразломной зоне перехода от Приволжской моноклинали к западному склону Прикаспийской впадины, где на территории Волгоградского Поволжья они вскрыты рядом скважин [Государственная..., 1999; Стратиграфия и региональная..., 1989; Атлас типовых..., 1999]. Так, скв. Восточно-Кудиновская-2 (инт. 4225–4320 м) выше пород кристаллического фундамента вскрыта морская карбонатная толща мощностью 100–130 м, сложенная глинистыми и доломитизированными известняками с остатками брахипод, трилобитов, криноидей, кораллов (ругоз) и остракод, содержащая прослой арцилитов, алевролитов, мергелей, иногда гравелитов. Карбонатные породы также в различной степени обогащены алевритовым материалом. Комплекс фауны позволяет датировать возраст пород не моложе силурийского. Состав растительных макрофоссилий также не противоречит силурийскому возрасту, но не исключает и ордовикский (Данылина и др., 1989, 2005 гг.).

Кроме того, в ряде скважин прибортовой зоны Уметовско-Линевской депрессии Романовской-4, Верхнедобринской 49, Ивановской-6, Петровальской-10 и др. – вскрывается толща преимущественно терригенных пород мощностью до 590 м, залегающая на кристаллическом фундаменте и перекрытая образованиями ойфельского яруса. В отличие от описанных выше карбонатных отложений, они не содержат остатков фауны. Только в единичных скважинах из этих отложений были выделены споры и акритархи, аналогичные выделенным из грязнушинской свиты силура – нижнего девона



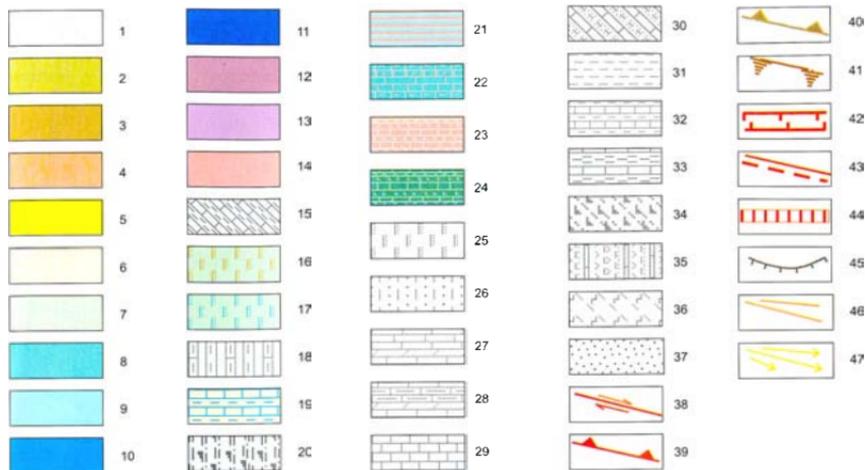


Рис. 1.2.1. Палеогеографическая схема ордовикского периода.

1 – зоны не накопления и последующего размыва осадков, 2 – суха, отсутствие осадков, 3 – горы высокие и средние, 4 – вулканические горы и цепи, 5 – пенеппенизированные равнины и мелкосопочник, 6 – озерно-аллювиальные равнины, 7 – пенеппенизированные равнины, периодически заливаемые морем, 8 – морские условия нерасчлененные, 9 – шельфы внутренние, прибрежные мелководья, 10 – шельфы внешние, шельфы глубоководные, 11 – батитали глубоководных внутренних и окраинных морей, 12 – континентальные склоны и подножья, 13 – котловины океанов и внутренних морей, 14 – соленосные отложения, 15 – мелководный шельф с карбонатно-глинистой седиментацией, 16 – мелководный шельф с терригенной седиментацией, 17 – озерно-аллювиальные равнины с терригенной седиментацией и клиноформным строением, 18 – чередование глинистых известняков, мергелей и глинистых пород, 19 – пенеппенизированные равнины, периодически заливаемые морем, с периодическим засолением, с карбонатно-глинистой седиментацией, 20 – алевро-глинистые углеродистые и битуминозные отложения мелководного шельфа, 21 – чередование обстановок – лагунных, с нормальной и повышенной соленостью вод, 22 – чередование лагунных соленосных и карбонатных отложений нормальной солености, 23 – чередование лагунных соленосных карбонатных отложений повышенной солености, 24 – чередование мелкого и глубокого шельфа с терригенно-карбонатным и вулканогенным накоплением, 25-26 – терригенные отложения, нерасчлененные, 27 – известняки с прослоями доломитизированных известняков, 28 – чередование известняков, глинистых известняков, мергелей и их доломитизированных разновидностей, 29 – карбонатные отложения, 30 – чередование песчано-глинистых и карбонатных пород, 31 – алевро-глинистые отложения, 32 – карбонатно-глинистые отложения, 33 – алевро-глинистые отложения с прослоями карбонатных пород, 34 – углеродисто-глинистые, карбонатно-глинистые битуминозные отложения, 35 – вулканогенно-осадочные отложения, 36 – кремнисто-глинистые отложения, 37 – подводные конусы выноса терригенного материала, 38 – сдвиги, 39 – надрывы, тектонические покровы, зоны коллизии, 40 – бровка шельфа пассивной окраины, 41 – граница активной окраины, 42 – континентальные рифты, 43 – разломы неустановившейся природы, достоверные и предпологаемые, 44 – зоны региональных разломов, 45 – седиментационные уступы, 46 – подводные каньоны на склоне; 47 – направления переноса терригенного материала

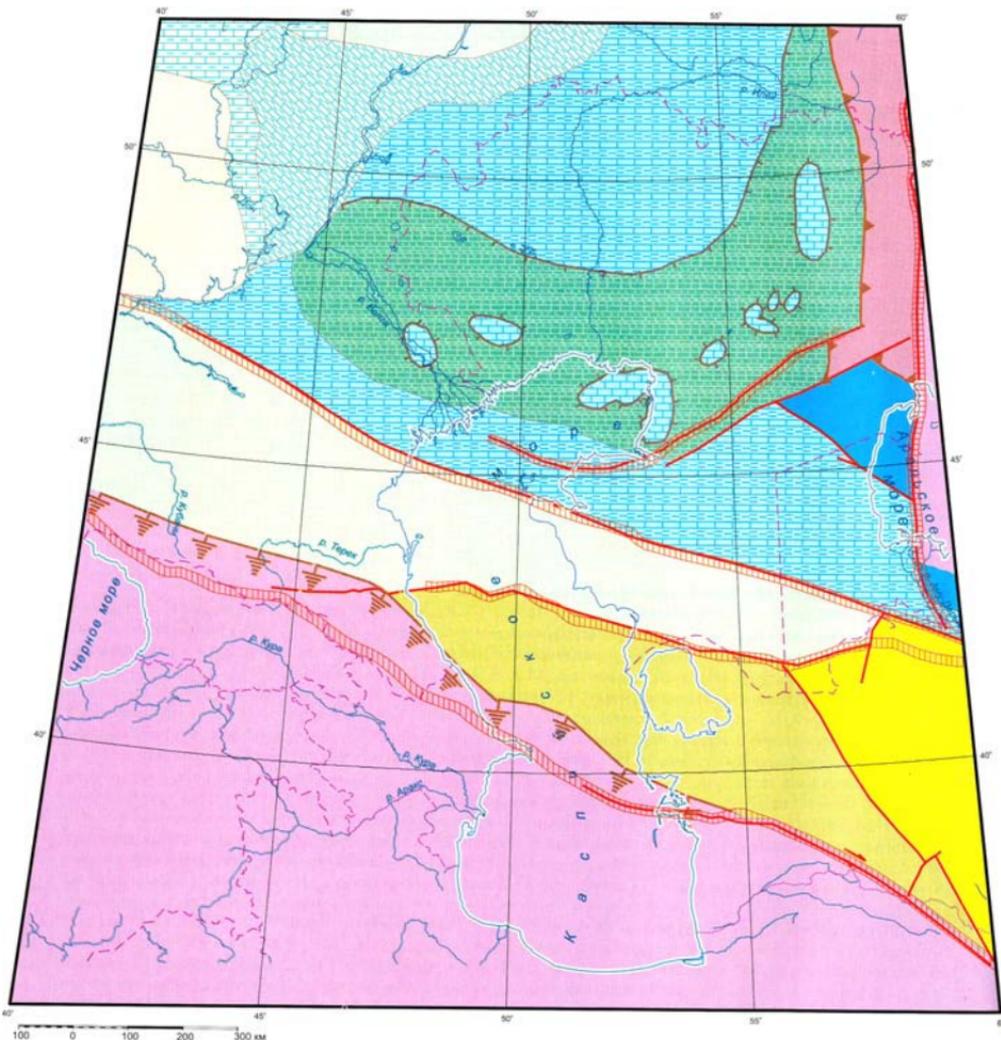


Рис. 1.2.2. Палеогеографическая схема для силура – рифельского века среднего девона.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

Баширкин. Представлены отложения пестроцветных песчаниками, содержащими в нижней части прослой темно-серых аргиллитов и глинистых доломитов. В верхней части появляются грубозернистые разновидности песчаников и гравелитов. В керне скв. Петровальской-10 (в интервале 5289–5294 м) и скв. Тарасовская-204 (инт. 5161–5162) нами обнаружены прослой кристалло-витрокластических туфов кислого состава, более свойственных нижнедевонским отложениям.

В пределах восточной Прикумско-Дарьинской бортовой зоны скв. Г-5, пробуренная на Жарокамыском поднятии фундамента, вошла в породы фундамента на глубине 5810 м и также вскрыла карбонатно-терригенные породы мощностью около 150 м ордовикско-силурийского возраста, несогласно перекрытые карбонатными отложениями девона [Ахметшина и др., 1993].

Девонская система

Девонские отложения широко развиты во всех зонах рассматриваемой территории и представлены всеми отделами [Atlas..., 2002; Воронин, 1980, 2004; Воронин, Федоров, 1976; Давыгина, Гудков, 2001]. Распространены морские, лагунные и континентальные фации. Мощность, полнота разреза и фациальный состав отложений изменяется в зависимости от структурного подложения. Девонские отложения залегают в основном на породах кристаллического фундамента, а в наиболее погруженных структурах (Центрально-Прикаспийской депрессии, Приволжской моноклинали и Тугараканском прогибе) на силурийских отложениях. На дневную поверхность они выходят только в сводовой части Воронежской антеклизы, в долинах р. Дон и его притоков, а на остальной площади перекрыты более молодыми отложениями и известны только по материалам бурения. Данные сейсмического профилирования во многом уточняют характер залегания и фациальную изменчивость девонских отложений, особенно на территории Центрально-Прикаспийской депрессии, где они не вскрыты бурением.

Нижний средний отделы

Нижнедевонские отложения известны в погруженной части восточного склона Воронежской

антеклизы [Девон Воронежской..., 1995], где установлена верхняя часть эмского яруса (койвенский горизонт, представленный лагуно-континентальными фациями). Это аргиллиты, зеленовато-серые, с прослоями доломитовых мергелей, доломитов, ангидритов, песчаников и алевролитов. Кроме того, песчано-глинистые отложения рижско-дорогобужского возраста (верхи эмса – низы эйфеля) выполаживают углубления долевонского рельефа. Соответствующие споровые спектры были обнаружены В.Т. Умновой.

В бортовой зоне Прикаспийской впадины [Писаренко и др., 2000, 2007; Писаренко, 2005; Геологическое строение..., 1999] (см. рис. 1.2.2) распространены нерасчлененные верхнеэмско-нижнеэйфельские отложения, представленные песчано-глинистыми пестроцветными образованиями с преобладанием в нижней части песчаных пород, а в верхней глинистых, содержащих прослой глинистых известняков с фауной. В Прикаспийской синеклизе установлены койвенско-бийские отложения, представленные доломитами, известняками с прослоями аргиллитов в нижней части толщ [Государственная..., 1999]. По данным сейсмического профиля ЕВ-1, развитие нижнедевонских отложений можно предполагать на восточном склоне Воронежской антеклизы, где ниже отложений среднего девона в волновой картине читается довольно узкий грабен, заполненный, скорее всего, терригенными отложениями континентально-лагунного генезиса мощностью около 500 м. Возможно также, что отложения нижнего девона небольшой мощности присутствуют в низах грабенобразных структур восточного склона Воронежской антеклизы, выполненных в основном эйфельско-живецкими породами. Кроме того, весьма вероятно присутствие нижнего девона, как уже упоминалось выше, в восточной части Приволжской моноклинали, в тесной ассоциации с отложениями силура. Здесь можно предполагать их карбонатно-терригенный состав и морской или прибрежно-морской генезис.

В пределах Волго-Уральской части склона Центрально-Прикаспийской депрессии нерасчлененные отложения нижнего девона, по данным Ю.А. Писаренко [Тигоренко и др., 2005], развиты не повсеместно, залегают на докембрийском фундаменте и представлены 50–60-метровой толщ

прибрежно-морских зеленовато-бурых песчаников, алевролитов, гравелитов. В кровле содержащих прослой аргиллитов и доломитов.

Отложения нижнего девона карбонатно-терригенно-глинистого состава, содержащие прослой пирокластических пород (верхний люков – эмс, доказанный находками конодонтов), обнаружены нами в основании чехла Астраханского поднятия. Участие вулканитов позволяет предполагать, что в основании Астраханского поднятия располагаются остатки вулканической постройки. Эти отложения будут детально рассмотрены в разделе III.

Средний отдел. Эйфельский и живетский ярусы

Отложения среднего девона залегают на разновозрастных отложениях нижнего девона, силура или непосредственно на кристаллическом фундаменте. Достоверно их состав и строение по данным бурения установлены только в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии и в пределах Актобинско-Астраханской системы поднятий.

Эйфельский ярус на Воронежской антеклизе, судя по данным бурения – скважинах Воробьевская-2, Средний Карачан, Павловский карьер [Карпова, 2004; Девон Воронежской..., 1995; Савко и др., 2002], а также Воронежской параметрической скважины [Кременецкий и др., 2006], представлен песчано-глинистыми и карбонатными отложениями. Выделяется дорогобужский горизонт нижнего подъяруса эйфельского яруса и клинцовский, мосоловский и черноярский горизонты верхнего. Наиболее развит мосоловский горизонт, отложения которого часто залегают непосредственно на породах протерозоя. В составе мосоловского горизонта преобладают карбонатные отложения, содержащие богатую фауну брахипод. В базальной части они обогатились терригенным материалом. Мощность горизонта составляет 0-30 м. Черноярский горизонт развит менее широко, его мощность на склоне антеклизы не превышает 20 м. Кроме того, он часто не сохранился из-за последующего размыва. Черноярский горизонт залегают на мосоловском солистае и связан с ним постепенным переходом. Он сложен карбонатными глинами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков с фауной брахипод.

В пределах Приволжской моноклинали [Стратиграфия и региональная..., 1989] нижняя часть эй-

фельского яруса представлена в основном терригенными породами, верхняя – мелководно-морскими карбонатными (известняки, доломиты с прослоями аргиллитов, включениями гипса и ангидрита). Несомненно севернее, в пределах Уметовско-Линевской депрессии, Н.В. Данышина, Т.И. Федоренко [2001] отмечают строматолитовые постройки и банки.

Живетский ярус (староскольский надгоризонт) залегают на подстилающих отложениях с размытым, имеет более широкое распространение и в районе Приволжской моноклинали достигает 260 м (рис. 1.2.3). Живетский ярус включает воробьевский, ардатовский и муллинский горизонты, каждый из которых отражает самостоятельный ритм осадконакопления. Ардатовский горизонт отвечает максимуму трансгрессии живетского времени. Каждый ритм начинается горизонтом мелкозернистых кварцевых песчаников, выше преобладают срословитые глины с сидеритовой минерализацией и углистыми растительными остатками. В верхах ритмов появляются прослой известняков с фауной моллюсков и кораллов, криноидей. Лишь муллинский горизонт имеет преимущественно глинистый состав. Количество карбонатов сокращается до исчезновения в сводовой части Воронежской антеклизы. В целом осадконакопление происходило в крайне мелководной обстановке. По направлению на юго-восток возрастает роль карбонатных и глинистых отложений, а также, возможно, увеличивается полнота разреза. В полевой картине профиля ГВ-1 [Андреев и др., 2003; Хераскова и др., 2006] отчетливо видно, что характер залегания среднедевонских отложений изменяется по латерали. В сводовой части Воронежской антеклизы среднедевонские отложения распространены не повсеместно, а тяготеют к отдельным западным додевонского рельефа. На восточном склоне Воронежской антеклизы средний девон выполняет отдельные односторонние грабени, для которых на временных сейсмических разрезах характерна клиноформная занис, свидетельствующая о прибрежно-континентальной обстановке, скорее всего близкой к дельтам или конусам выноса обломочного материала. Мощность отложений в грабенах составляет от 200 до 400 м, редко до 600 м. Лишь в зоне перехода склона Воронежской антеклизы к Приволжской моноклинали клиноформы вверх по разрезу или по латерали сменяются четки-

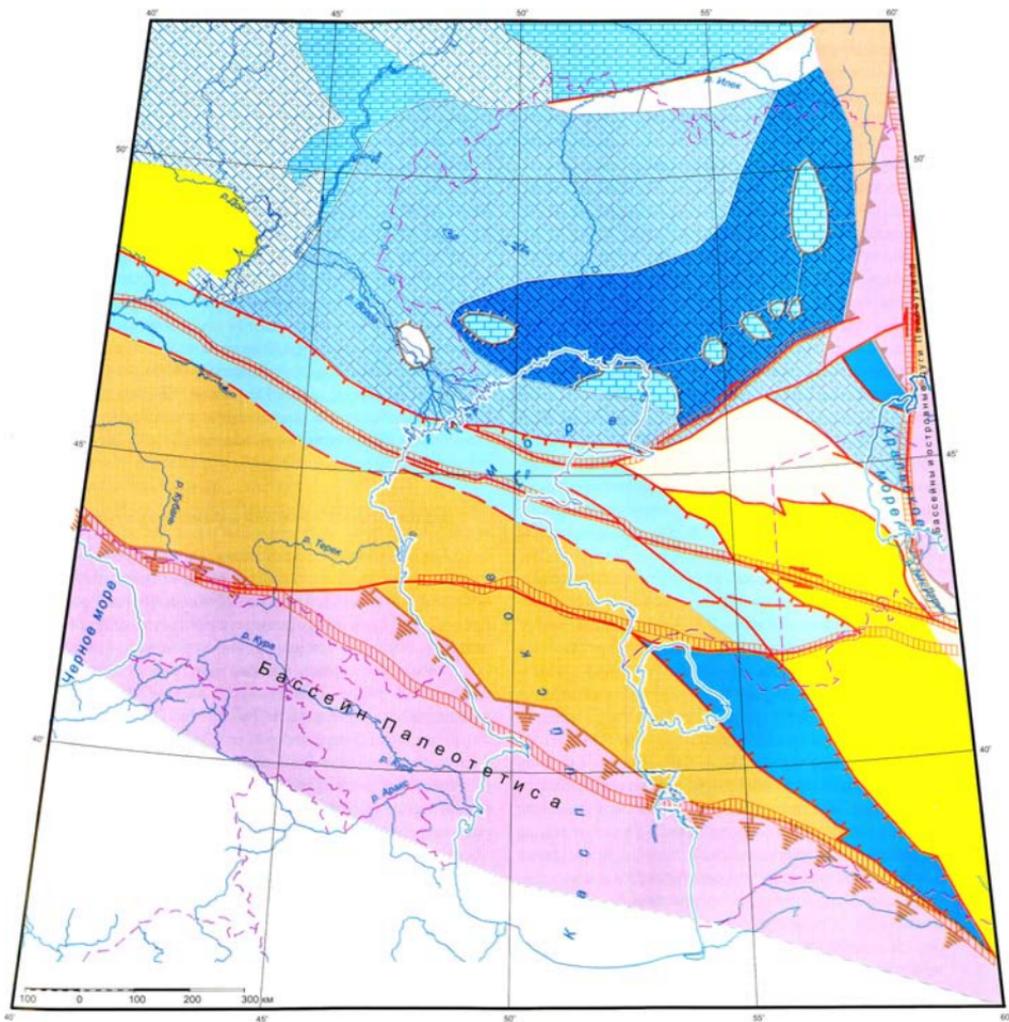


Рис. 1.2.3. Палеогеографическая схема для живецко-раннефранского времени девона.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

ми и выдержанными параллельными отражающими горизонтами, свидетельствующими о появлении типично морских отложений. Интересно отметить, что в восточной части Приволжской моноклинали снова проявляется клиноформный характер залегающих среднедевонских отложений, свидетельствующий о существовании на этой территории в течение среднего девона значительных уклонов дна бассейна. Возможно, это говорит о том, что уже в среднем девоне начала обособливаться депрессия будущей Центрально-Прикаспийской впадины.

В пределах Волго-Уральской части склона Центрально-Прикаспийской депрессии отложения среднего девона, по данным Ю.А. Писаренко [2005], также представлены эйфельским и живецким ярусами. *Эйфельский ярус* мощностью 480 м характеризуется морскими и мелководно-морскими терригенно-карбонатными отложениями. В нижней части преобладают известняки – органогенно-обломочные, биогермные, участками глинистые, содержащие прослои доломитов, реже алевролитов и аргиллитов. В верхней части (черноярский горизонт) начинают преобладать темно-серые, почти черные аргиллиты с редкими прослоями известняков и мергелей.

Образования *живецкого яруса* распространены не повсеместно и отсутствуют в пределах палеозойских поднятий и валов бортовой зоны, таких, как Карповский, Рожковский выступы и другие. На остальной территории на этом стратиграфическом уровне развиты терригенно-карбонатная толща переслаивания темно-серых аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и доломитов, достигающая мощности 310 м. Скв. Черная Падица, пробуренная в зоне сочленения Волго-Уральского и Центрально-Прикаспийского геоблока на одном из прибортовых поднятий в зоне перехода к Центрально-Прикаспийской депрессии, вскрыла в забое скважины, по данным Ю.А. Писаренко, рифогенные карбонатные породы живецкого яруса (инт. 5877–5930 м).

В наиболее погруженной части Центрально-Прикаспийской депрессии, по данным сейсмопрофилирования [Волож и др., 2004], образования среднего девона представлены мелководными карбонатно-терригенными отложениями. Более глубоководные фации появляются лишь вблизи Урала.

На Астраханском подплатии отложения среднего девона представлены преимущественно эйфельским ярусом. Отложения живецкого яруса, как будет показано в разделе III, на значительной территории отсутствуют. *Эйфельский ярус* (бийско-афонинский горизонт) сложен в нижней части терригенно-карбонатной толщей, представленной переслаиванием аргиллитов и известняков, частично доломитизированных, мощностью до 80 м. Верхняя часть разреза эйфельского яруса представлена известняками мощностью около 80 м.

Разрез отложений *живецкого яруса*, по данным Ю.А. Писаренко [2005], имеет двухчленное строение. Нижняя часть разреза преимущественно карбонатная. В ней выделяются две толщи (воробьевская и ардаговская), разделенные карбонатно-терригенной пачкой пород мощностью 40 м. Верхняя часть разреза (муллинский горизонт) представляет собой переслаивание известняков и глины мощностью 75 м. Общая мощность живецких отложений достигает 420 м.

Верхний отдел. Франский и фаменский ярусы

Характерной особенностью верхнедевонских отложений является широкое распространение в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии биогермных и рифовых построек, описанных в литературе как кораллово-stromatoporевые постройки, биогермы, каллиитры, водорослевые массивы и рифы [Писаренко, 2005; Данышина, Гудков, 2001; Кузнецов 1978, 2007]. Наибольшее их количество приурочено к среднему и верхнему франу, а на Приволжской моноклинали и к фаменсу (особенно задонский и слеский горизонты). Основными породообразующими организмами являются разнообразие водоросли и stromatoporевы. Наибольшей мощности органогенные постройки (до 800 м) можно предполагать в средней части Приволжской моноклинали в окрестностях Доно-Медведицких дислокаций. Характерна приуроченность верхнедевонских органогенных построек к различным литрической природы с опущенными восточными крыльями, развитым на восточном склоне Воронежской антеклизы и Приволжской моноклинали и создающим структуру ступенчатого склона зоны перехода к Центрально-Прикаспийской депрессии.

В восточной части Приволжской моноклинали биотермные постройки, по всей видимости, исчезают из-за большей глубины осадконакопления. Отложения верхнего девона здесь имеют клиноформное залегание, указывающее на обстановку осадконакопления на склоне. Видимо, восточная часть Приволжской моноклинали характеризует уже зону перехода от Приволжской моноклинали к Сардинскому прогибу Прикаспийской впадины.

Мощность отложений верхнего девона изменяется от 70–100 м в сводовой части Воронежской антеклизы до 1200 м на Приволжской моноклинали. Затем резко сокращается до 800 м в восточной части Приволжской моноклинали и до 100 м в Сардинском прогибе.

В зоне сочленения Волго-Уральского геоблока и Центрально-Прикаспийской депрессии вскрыт маломощный, около 100 м, разрез верхнедевонских терригенных отложений. На восточном склоне Центрально-Прикаспийской депрессии в этом интервале разреза преобладают карбонатные отложения [Конюхов и др., 2006].

Франский ярус. Нижняя часть французского яруса (ястребовская и чаплыгинская свиты) в пределах Воронежской антеклизы и ее восточного склона представлена преимущественно терригенными породами прибрежно-морского, прибрежно-дельтового генезиса, местами содержащими примесь туфогенного материала, прослой туфов и отдельные потоки базальтов и андезитов-базальтов мощностью от 2 до 35 м. Так, Ю.Т. Кузьменко [Кузьменко и др., 1991], И.М. Милеева [2000] выделяют Воронежско-Павловскую вулканическую площадь, к которой приурочено шесть вулканогенно-тектонических структур центрального типа. Местами мощность вулканогенно-осадочных пород ястребовской свиты достигает 130 м. По laterali вулканогенные породы сменяются вулканогенно-осадочными с большим содержанием ильменита, железистых оолитов и даже железисто-оолитовых руд, прослой сидеритов, песчаников с лимонитовым цементом (Мин улчинское и Хоперское проявления железа).

В юго-восточной части Воронежской антеклизы и Приволжской моноклинали ястребовская свита представлена грубозернистыми песчаниками, часто полимиктовыми, с прослоями граувагитов, аргиллитов и глил. В большом количестве присут-

ствует туфогенный материал, много обугленных растительных остатков [Девон Воронежской... 1995]. Проявления вулканизма отражают интенсификацию тектонической активности в связи с процессами растяжения в расположенной южнее Донбассо-Туаркюрской системе, где вулканизм проявился еще интенсивнее.

Чаплыгинская свита на юго-востоке антеклизы представлена преимущественно глинистыми породами с прослоями песков и алевролитов. Породы часто ожелезнены, сидеритизированы и каолинизированы, содержат многочисленные растительные остатки. В верхах появляются прослой мергелей и известняков, глинистых и органогенно-детритовых. Количество последних увеличивается на территории Приволжской моноклинали.

Средняя часть французского яруса (саргаевский и семпдукский горизонты) залегает на нижнефранкских образованиях со следами размытия, с четкой литологической границей (рис. 1.2.4). Преобладают органогенные, в том числе рифогенные и карбонатно-обломочные отложения, неравномерно глинистые (особенно в верхней части), иногда брекчиевидные, в нижней части с примесью песка. На востоке иногда появляются доломиты. Известняки содержат остатки разнообразной ископаемой фауны.

На восточном склоне Воронежской антеклизы известняки более темноцветные, местами коралловые рифогенные, часто доломитизированные, переходящие в доломиты, содержание прослой мергелей, аргиллитов, иногда алевролитов. В Центрально-Прикаспийской депрессии среднефранкские отложения представлены более глубоководными фациями, содержащими прослой радиоларитов.

Верхняя часть французского яруса (петинский, воронжский, свдановский и ливенский горизонты) отсутствует в сводовой части Воронежской антеклизы, так как в это время она служила источником обломочного материала. В предпетинское время оживились движения по разломам на склоне Воронежской антеклизы, что привело к излияниям базальтов. На восточном склоне Воронежской антеклизы петинско-воронжские отложения ложатся на разные уровни девона, иногда и прямо на кристаллический фундамент [Девон Воронежской... 1995]. На обрамлении антеклизы осадки содержат железистые оолиты, обрывки растений, обломки

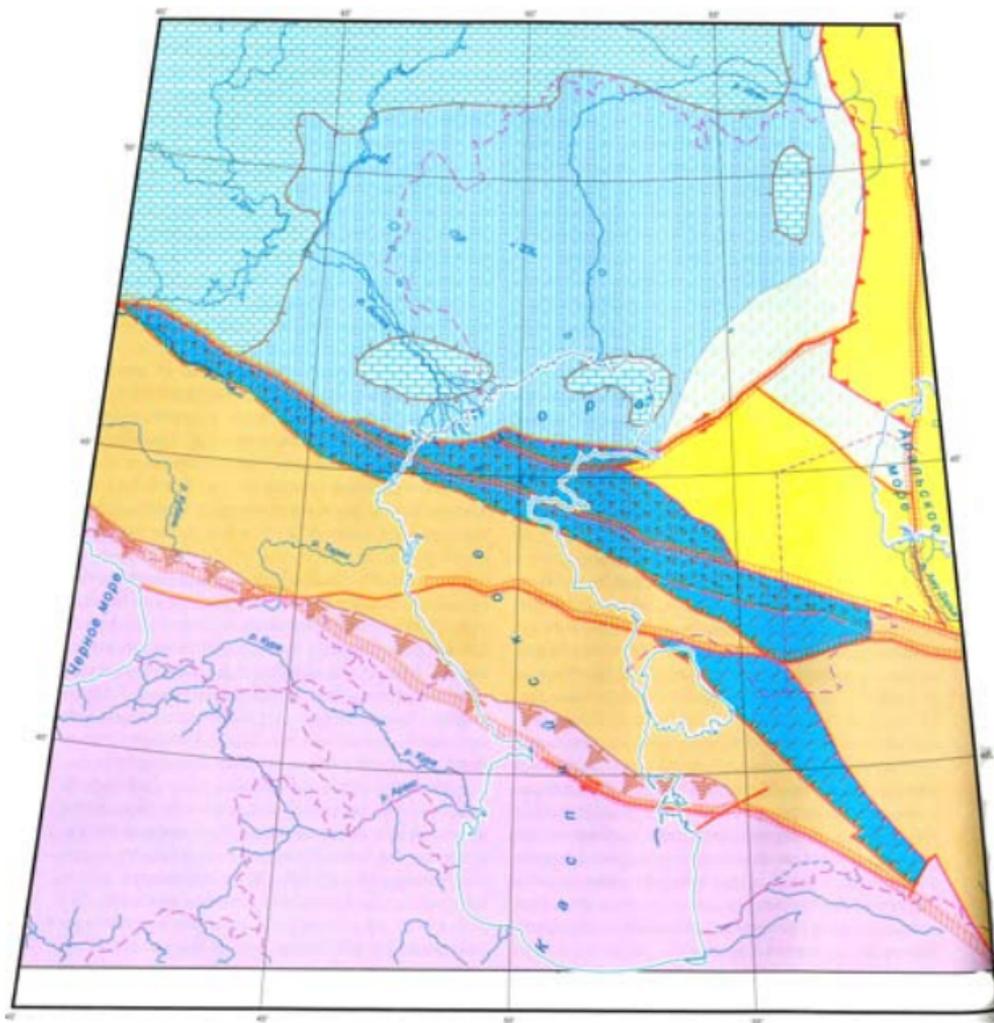


Рис. 1.2.4. Палеогеографическая схема для средне-позднефранского времени позднего пермоя.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

панцирь рыб, дингул и другие признаки более мелководных обстановок.

На Приволжской моноклинали, в более углубленной части бассейна, накапливались ритмически переслаивающиеся карбонатные и глинистые породы, в нижней части местами слабо загипсованные, выше содержащие разнообразную стеногайбную фауну, мощностью 70–250 м. Наряду с этим создавались кораллово-stromatoporovые, кораллово-мшанковые и водорослевые органоциновые постройки, трансформировавшиеся впоследствии в доломиты. С ними ассоциируются органогенно-обломочные рифы карбонатных пород.

На территории бортовой ступени Волга-Уральского геоблока нижний фран представлял терригенными отложениями, которые, по данным Ю.А. Писарева, в зонах погребенных сбросов имеют повышенную мощность, что говорит об оживлении тектонической активности в этот период, как и на Приволжской моноклинали. В среднефранский период в этой зоне формировались органогенные и органогенно-детритовые известняки. Начиная с позднего франса возникают рифовые гряды и карбонатные массивы. Южнее, в зоне перехода от бортовой зоны к депрессии (скв. Черная Падина), по данным Ю.А. Писарева, отсутствуют отложения нижнего франса, а маломощные сартаевско-семилукские слои залегают с разрывом на биогермных известняках животного возраста и также представлены биогермными известняками.

На юго-востоке, в Примутоджарской бортовой зоне Центрально-Прикаспийской депрессии во франский век накапливались терригенные осадки, представленные темно-серыми аргиллитами, гразелитами, конгломератами – мелкогалечными с гальками вулканитов андзитового состава, прослоями глинистых известняков. Они образуют четкий подволжый хонус выноса обломочного материала [Абилхасимов, 2003]. Появление аллохтонного обломочного вулканогенного материала объясняется коллизией в предшествующее время (в живете – начале франса) Уральских островных дуг и Восточно-Европейского континента [Ружицкая, Самыгин, 2004].

В разрезе франского яруса Астраханского поднятия нижний подъярус (панцирский горизонт) сложен терригенными и карбонатно-терригенными

(кыновский горизонт) породами общей мощностью до 30 м. В среднем фране продолжалась трансгрессия и дифференцированное погружение Астраханского водонитя, начавшиеся в раннем фране, что привело к почти полному выравниванию фациальных обстановок как в пределах Астраханского поднятия, так и прилегающих частей акватории. Поскольку преобладает накопление черных битуминозных аргиллитов, глинистых алевролитов, иламовых известняков и кальциллитов (так называемой доманиковой фации) небольшой мощности (конденсированные осадки). Верхний франский подъярус тесно связан с фаменским этапом седиментации. Преобладают породы карбонатного состава, в том числе рифогенные и обломочные. Подробнее они описаны в разделе III.

Фаменский ярус. В слововой части Воронежской антеклизы отложения верхов франского фаменского яруса объединяются под названием мамосевой толщи [Государственная..., 1999; Мануковский, Савко, 2002]. Это своеобразная толща терригенных пород, которая с разрывом залегают на породах кристаллического фундамента или различных горизонтах декона и перекрывается верхнефаменскими или мезо-кайнозойскими отложениями. Она представлена континентальными или прибрежно-континентальными отложениями невыдержанного литологического состава (выкрыты Воронежской параметрической скважиной). Это нестроение каoliniзированные дески, латеритоподобные породы с подчиненными прослоями глин, алевролитов и песчанников мощностью до 40 м. В юго-восточном направлении, на склоне антеклизы, мощность возрастает до 150 м. Так в районе г. Кадяч она представлена каoliniзированными песками, песчанниками и глинами с редкими спорами наземных растений.

Осадки с нормальной соленостью вод отлагались на Приволжской моноклинали и в Центрально-Прикаспийской депрессии (рис. 1.2.5). Это известняки, преобладают органогенно-обломочные,stromatoporovые, водорослевые, иногда глинистые и доломитизированные. В районе Приволжской моноклинали, по всей вероятности, широко развиты биогермные фации фаменско-туронского возраста, часто доломитизированные [Стратиграфия и региональная..., 1989; Атлас глинистых..., 1999]. В

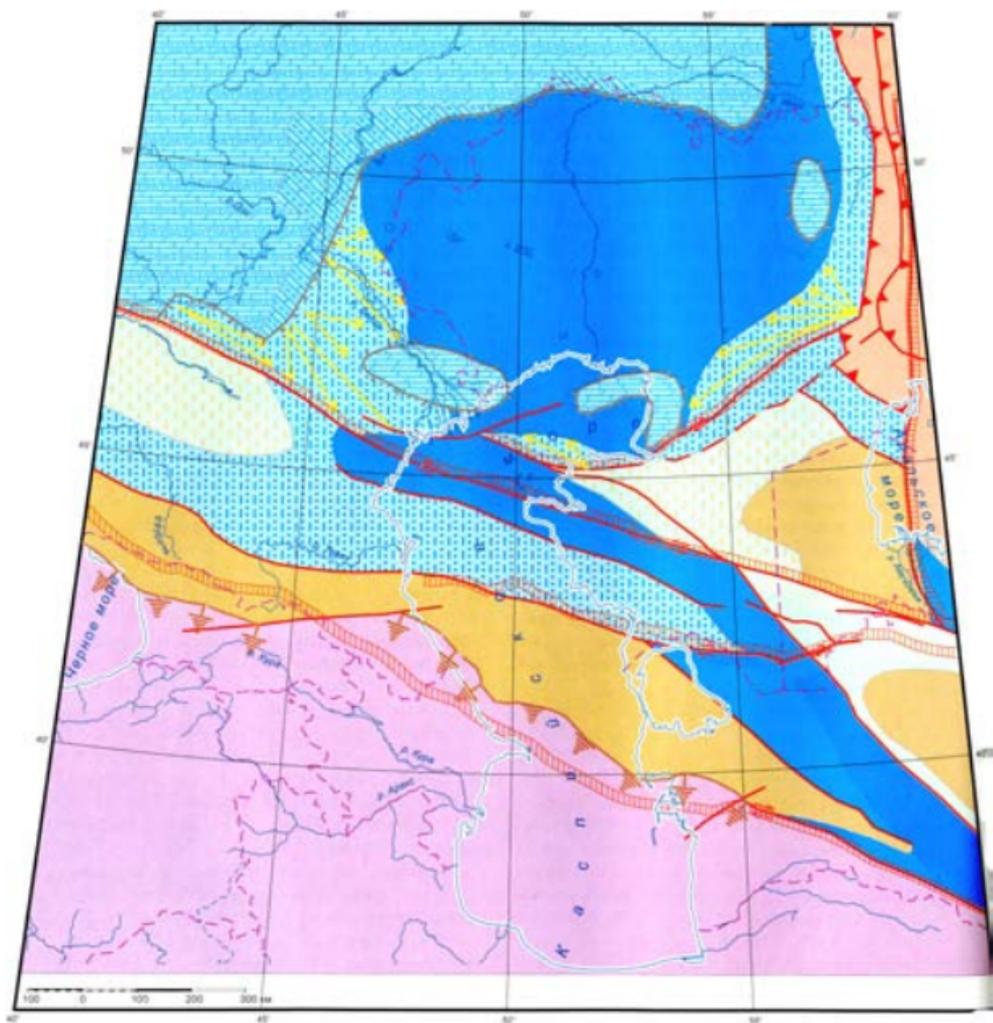


Рис. 1.2.5. Палеогеографическая схема для фаненско-туронейского времени.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

бортовых зонах Прикаспийской впадины отсутствует достаточный объем фактического материала о составе фамесских отложений. В основании здесь выделяются уметовские слои, содержащие богатую фауну брахиопод и представленные темно-серыми и желтоватыми аргиллитами с прослоями мергелистыми и глинистыми известняков. Выше появляются известняки фирамениферо-водорослевые, доломитизированные, прослоями глинистые. В скв. Северо-Саринской-117 появляются прослой кварцевых песчаников.

Кроме того, южнее биогермного типа разреза на Саратовской территории бурением вскрыты относительно глубоководный тип разрезов фамеса, вероятно, характерный и для Саринского прогиба. Здесь наблюдается переслаивание тонких прослоев темных известняков, доломитов, битуминозно-кремнистых пород, радиоляризов и спонгиолитов. Известняки обычно микритовые, битумидозные и нитритизированные. Они содержат остатки радиолярий, спонгул губок, гастропод, остракод, остатков рыб.

Разрез фамесского яруса Астраханского поднятия не однороден по составу. Нижнефамесский подъярус (законско-елевский горизонт) сложен терригенными отложениями на юго-западе (скв. Ашунская-1), карбонатными и карбонатно-терригенными породами на севере и северо-востоке Астраханского свода (скв. Правобережная-1, Девонская-2, Володарская-2) мощностью до 200 м. Средняя часть разреза (лебединский, зимовский и сениловский горизонты), образована известняками и доломитами с прослоями глин, песчаников и аргиллитов мощностью свыше 200 м. Верхнефамесский подъярус (заволжский горизонт) представлен доломитизированными известняками мощностью до 103 м.

Общая мощность сводного разреза фамеса, по данным бурения, 550 м (Правобережная-1) и 520 м (Девонская-2), вскрытая мощность фамесских известняков скв. Володарская-2 511 м.

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения представлены преимущественно обстачковом накопления и мощности комплексами отложений всех трех отделов каменноугольной системы. Преобладают морские кар-

бонатные отложения, в том числе принадлежащие биогермным фациям. Меньшим распространением пользуются терригенные накопления. Мощность отложений изменяется от первых сотен метров до 2500 м. Так, на Приволжской моноклинали с запада на восток мощность каменноугольных отложений сначала возрастает от 0 до 1000 м. Затем на крайнем востоке, в зоне сочленения с Прикаспийской впадиной, мощность каменноугольных отложений достигает 2500 м. При этом в зоне перехода биогермные фации исчезают. Вместо этого получают развитие клиноформные отложения, характеризующие, по всей вероятности, как и в подстилающих образованиях девона, склон Прикаспийской впадины. В пределах Саринского прогиба происходит замещение склоновых фаций депрессионными небольшой мощности, не превышающей 200 м.

В пределах северной прибортовой части Центрально-Прикаспийской депрессии развит изменчивый по мощности среднемиоценовый терригенный комплекс. Косослоистые пачки пород, хорошо прослеживаемые на сейсмических разрезах, образуют клиноформа в составе подводящих конусов выноса обломочного материала. В западных районах Прикаспийской впадины мощность терригенного комплекса достигает 1500 м. Восточнее (в Алтаево-Омийской и Кушелевской зонах) сокращается до 400 м. На отдельных участках, судя по сейсмическим данным, среднемиоценовый терригенный комплекс отсутствует вовсе. По данным Ю.А. Писаренко, отложения этого комплекса на основании изучения споро-пыльцевых комплексов в скв. Черная Падица включают не только всероссийско-мелекесские слои, как полагали ранее, но и кашпирские, подольские и, возможно, мячавские толши.

Начиная с поднего виле и в серпуховское время терригенная седиментация в северной бортовой зоне постепенно сменяется карбонатной, продолжающейся до конца среднекаменноугольной эпохи. Карбонатные отложения слагают уступ с мощностью отложений 350–550 м, который обрывается в сторону центральной депрессии. В составе отложений присутствуют биогермные водорослевые, фирамениферо-водорослевые и коралловые разности. Не меньшим развитием пользуются детритовые и органогенно-детритовые, а также оолитовые типы пород.

*Нижний отдел. Турнейский, визейский
и серпуховский ярусы*

Нижняя половина нижнего отдела каменноугольной системы на восточном склоне Воронежской антеклизы и западной части Приволжской моноклинали представлена мелководно-морскими образованиями, трансгрессивно перекрывающими подстилающие отложения. Преобладают известняки, в основании с обильной примесью обломочного кварца песчаной размерности. Известняки глинистые, форамениферово-стужковские, реже водорослевые, часто перекристаллизованные и доломитизированные. Для низов разреза характерны оолитовые раковины. В верхах турнейского яруса появляются прослой углесто-глинистого материала. В низах *визейского яруса* распространены кремнистые разновидности карбонатных пород.

На Приволжской моноклинали на этом уровне распространены более мористые фации, в которых наряду с глинами и песчаниками появляется большее количество известняков, особенно на уровне стужковского горизонта органически-обломочных и глинистых с характерным комплексом фораменифер. Верхи визейского яруса и серпуховский ярус на Приволжской моноклинали снова представлены морскими карбонатными фациями (рис. 1.2, 6).

Преобладают известняки биоморфно-детритовые, стужково-комковатые с обильной и разнообразной фауной, неравномернолинейные, иногда окремненные, часто пористо-шаверчатые, иногда с прослоями черных листоватых глин. Более верхние горизонты визейского яруса (бобриковский и тульский) представлены отложениями, близкими к лагунами. Это темно-серые углестые глины с большим количеством углефицированных растительных остатков, включением сидерита, содержащие подчиненные прослой детритовых и глинистых известняков, а также песчаников.

В погруженной части Приволжской моноклинали (зоне развития клиноформ) появляются прослой темно-серых аргиллитоподобных глин с обугливающимися растительными остатками, мергелей, редко песчаников. В пределах Сарпинского прогиба происходит замещение склоновых фаций депрессионными небольшой мощности, не превышающей 200 м.

В пределах восточной бортовой зоны разрез каменноугольных отложений, по данным А.И. Колякина с соавторами [2006], начинается терригенными породами турнейского и визейского возраста, имеющими граувакковый и субграувакковый состав и изменчивую мощность. Максимальная мощность, до 2800 м, характерна для подножья склона. В то время как по направлению к центру Центрально-Прикаспийской депрессии она сокращается до 150–200 м. Начиная с поздневизейского времени, как и в северной бортовой зоне, терригенная седиментация сменяется карбонатной, продолжающейся до конца среднекаменноугольной эпохи.

В пределах Астраханского свода нижний отдел также представлен всеми тремя ярусами: турнейским, визейским и серпуховским.

Турнейский ярус в зоне сочленения Астраханского свода и крижа Каринского (Апунское и Смушковское поднятия) подразделяется на нижнюю (черепетско-упинского возраста) и верхнюю (визеловский горизонт) части общей мощностью 190 м. Он сложен органическими и органически-обломочными, битуминозными известняками с прослоями глинисто-карбонатных пород. В пределах Астраханского свода разрез турнейских отложений представлен известняками (скв. Девонская-2, Волгодарская-2) или переслаиванием обломочно-органических известняков с аргиллитами, песчаниками и глинистыми известняками (Правобережная-1). Их мощность достигает 382 м.

Нижневизейский подъярус (косыгинский, радзевский и бобриковский горизонты) на Астраханском своде сложен известняками, органическими и органически-обломочными с прослоями калькаренитов и бактериально-водорослевых разностей (мощность 100–250 м). Верхневизейские отложения (тульский, алексинский, михайловский и веневский горизонты) на Астраханском своде (626 м), Апунском и Смушковском поднятиях (1,2 км) представлены известняками, органическими, участками доломитизированными, в центральной части левобережья Астраханского свода – известняками с прослоями аргиллитов, в районе Краснохулуцкого вала – топкослоистыми известняками, переслаивающимися с аргиллитами. Общая мощность визейских отложений, по материалам скв. Девонская-

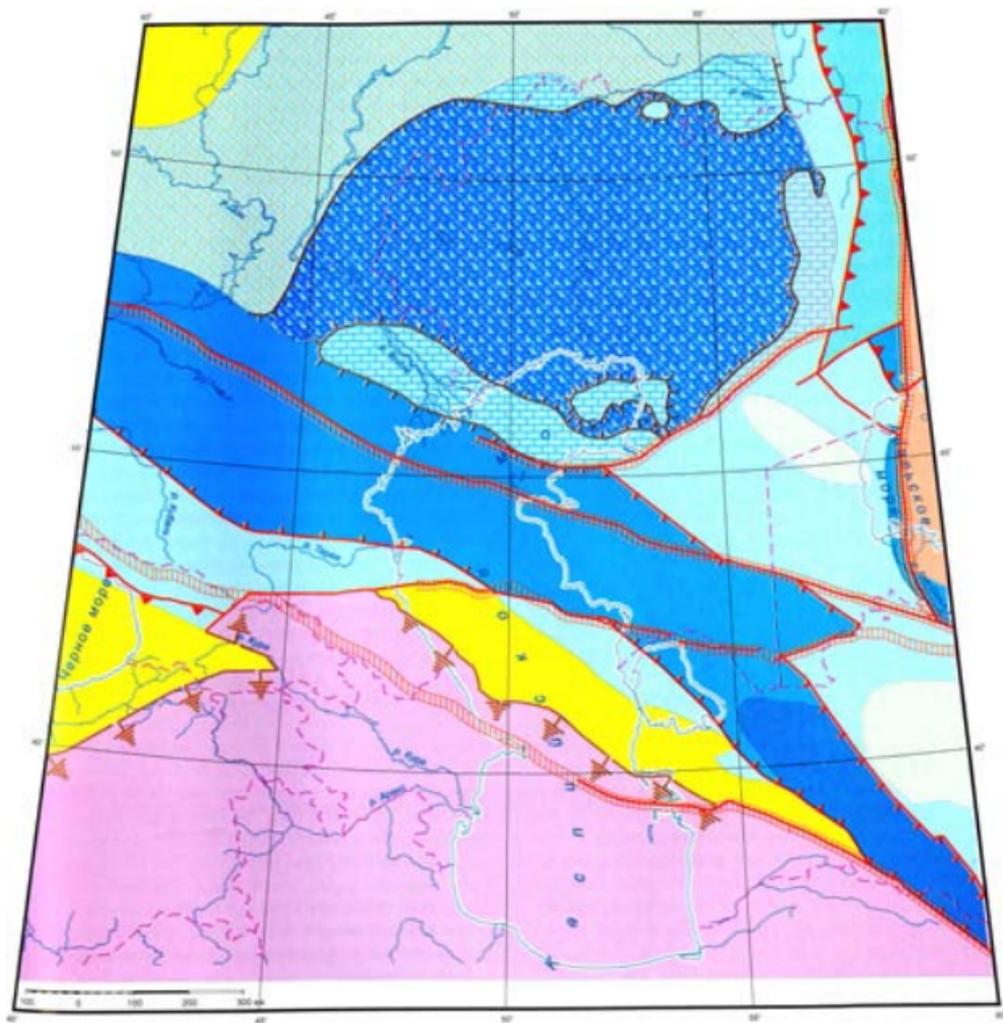


Рис. 1.2.6. Палеогеографическая схема для визейско-башкирского времени.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

2 и Правобережная-1, достигает 820 м, а по данным сейсморазведки превышает 1000 м.

Отложения *серпуховского яруса* в центральной части левобережья Астраханского свода состоят из битуминозных аргиллитов и кремнистых пород (67 м). На периферии свода – из органогенно-обломочных и детритовых известняков до (73 м). В зоне Южно-Астраханских поднятий – из сульфатно-карбонатных пород (19–230 м). В восточной части зоны сочленения из известняков с прослоями аргиллитов (Ашунское поднятие) и кремнистых известняков (Краснохрудукское поднятие).

Средний отдел. Башкирский и московский ярусы

Средний отдел представлен башкирским (см. рис. 1.2.6) и московским ярусами, сложенными преимущественно морскими карбонатными, реже лагунными фациями карбонатно-терригенного состава. В пределах Центрально-Прикаспийской депрессии среднекаменноугольные отложения пока не расчленены. По данным Ю.А. Писаренко (скв. Упрямовская-1, инт. 5950–6500 м, Молчановская-1, Ахтубинская-1), они представлены монокотной глубоководной толщей черных битуминозных аргиллитов мощностью до 1000–2000 м, в отдельных прогнозах до 3000 м (сейсмические данные).

Башкирский ярус характеризуется ритмично построенной серией пород, в которой относительно глубоководные известняки чередуются с мелководными, а в верхней части и с лагунными отложениями. На восточном склоне Воронежской антеклизы преобладают мелководные, иногда прибрежно-морские, на Приволжской моноклинали и в Прикаспийской синеклизе более глубоководные отложения.

На восточном склоне Воронежской антеклизы развиты известняки – серые органогенно-обломочные, детритовые, оолитовые, иногда сульфатно-комковатые с фауной фораминифер, доломиты микрозернистые. Отмечаются прослои глил пиритизированных с желваками силеритов, алевролитов и полимиктовых песчаников. Наибольшее их количество приурочено к верхам разреза – к черемшанскому и мелекескому горизонтам.

Регрессиивый характер осадконакопления визейско-нижнебашкирской карбонатной толщи привел к формированию вдоль западной части Приволжской моноклинали рифовых построек регрес-

сивного типа. Рифовые образования сопровождаются со стороны глубоководного склона восточной части Приволжской моноклинали клиноформным шлейфом обломков органогенных визейско-нижнебашкирских известняков. Размыв визейско-нижнебашкирских рифовых массивов бортовой зоны, по данным Ю.А. Писаренко, продолжался с перерывами вплоть до пермского периода (раннеартинского века)

По данным Ю.А. Писаренко, основанным на результатах глубокого бурения, во внутренних районах Прикаспийской впадины вдоль ее северного внутреннего борта распространены клиноформы ашдильтовца терригенных отложений мелекеского горизонта башкирского яруса и верейского горизонта вышележащего московского яруса. Формирование их происходило за счет выноса обломочного материала палеосеками, реликты долин которых прослеживаются с северных частей Начальского авлакогена вплоть до границы с Центрально-Прикаспийской депрессией.

В юго-восточной бортовой зоне, в пределах Жарокамьского выступа продолжается формирование визейско-башкирского карбонатного массива. Он прогибается вдоль Сакмаро-Кокпектинского разлома и обрывается уступом в сторону центральной депрессии. В его составе обособляются крупные органогенные постройки.

На Астраханском поднятии нижнебашкирский подъярус среднего карбона (краснополянский, северокельтменский и прикаспийский горизонты) также представлен органогенными известняками (290 м). В правобережной части поднятия они подверглись вторичной доломитизации, вплоть до перехода в метасоматические кристаллические пористо-кавернозные доломиты (скв. Воложковская, Правобережная). Верхнебашкирский подъярус (черемшанский горизонт) характеризуется распространением буровато-серых известняков с различными органогенными структурами, а также доломитами мощностью от первых метров до 41 м. Небольшая мощность этих образований объясняется их позднейшим размывом.

Таким образом, в верхнекаменноугольно-турнейский и нижнебашкирский периоды осадконакопления происходило формирование карбонатных полей Прибортовой ступени Прикаспийской впадины с

формированием в зоне бортового уступа органогенных пострек барьерного типа. Во внутренней зоне Прикаспия в это же время в зоне Ахтубинско-Палласовского мегавлапа происходило формирование островных рифовых гряд и массивов Астраханско-Караганакского типа.

Московский ярус залегает на башкирском с размытом (рис. 1.2.7). Отложения московского яруса распространены не повсеместно из-за предпермской структурной перестройки и размыва. Так, по данным Ю.А. Писаренко, в отложениях пермского возраста Центрально-Прикаспийской депрессии (скв. Ахтубинская-1) встречаются обломки известняков нижнего и среднего карбона. На восточном склоне Воронежской антеклизы в его нижней части (верейский горизонт) наблюдается переслаивание глины, алевролитов, кварцевых песчаников с подчиненными прослоями известняков и доломитов. Известняки органогенно-обломочные, органогенные, иногда водорослевые и оолитовые, иногда глинистые с характерным комплексом фузулиид. Выше преобладают разнообразные известняки с многочисленной фауной, включая органогенные известняки, содержащие отдельные горизонты глины.

В юго-восточной прибортовой зоне известняки и доломиты низов московского яруса, имеющие неравномерное распространение, залегают с большим эрозийным несогласием на известняках раннебашкирского возраста. Мощность отложений нижнемосковского подъяруса колеблется от десятков до первых сотен метров. Иногда они формируют карбонатные холмы, характерные для красной части шельфа.

В Астраханско-Актюбинской зоне поднятий, включая Астраханское, на этом уровне распространены аргиллиты с прослоями известняков мощностью 250-458 м.

На поднятиях Каракульско-Смушковской толща московский ярус (верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты) представлен толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих ритмы мощностью от 977 м до 1324 м (восточный район) и до 1700 м (западный район). На Каракульском валу (Высоковский участок) – аргиллитами с прослоями песчаников (550 м).

Верхний отдел. Касимовский и жельский ярусы

Отложения этого возраста распространены в восточной части Приволжской моноклинали, где имеют небольшую мощность (100–200 м) (см. рис. 1.2.7). В нижней части здесь развиты известняки органогенно-детритовые (криноидно-форамениферовые, криноидно-мшанковые), биоморфно-детритовые, прослоями доломитизированные, в основании и в низах жельского яруса глинистые. В зоне перехода к Прикаспийской впадине граница с отложениями нижней перми не достаточно ясна, поэтому здесь часто выделяют нерасчлененный комплекс верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений (рис. 1.2.8).

Отложения верхнего отдела каменноугольной системы вскрыты на юго-западном склоне Астраханского свода и на поднятых ступенях Каракульско-Смушковской зоны (119-230 м), а также в зоне Южно-Астраханских поднятий (362–442 м). Эта нерасчлененная на ярусы толща представлена флюидной терригенной пачкой парал, сложенной переслаиванием глины и алевролитов с редкими прослоями известняков. Мощность отложений составляет 180–950 м. На Каракульском валу (Сухоянская и Чкаловская площади) вскрыты аргиллиты с прослоями песчаников верхней части жельского яруса (92–45 м). В пределах Астраханского свода верхнекаменноугольные отложения представлены маломощной (до 250 м) терригенной толщей, охарактеризованной 3-Высоковской и Южно-Астраханскими сважинами. Кроме того, нашими исследованиями верхнекаменноугольные карбонатные отложения установлены на севере Астраханского поднятия в керне скв. Табаковская-1 (инт. 3971 м) (см. подробное часть III).

Пермская система

Нижний отдел

По данным бурения, разрез подсолоневых нижнепермских отложений имеет сложное геологическое строение. *Ассельский* и *сакмарский* ярусы Прикаспийской синеклизы представлены карбонатной толщей, залегающей с размывом, а в восточной части Приволжской моноклинали – с уловым несогласием на породах верхнего карбона. Известня-

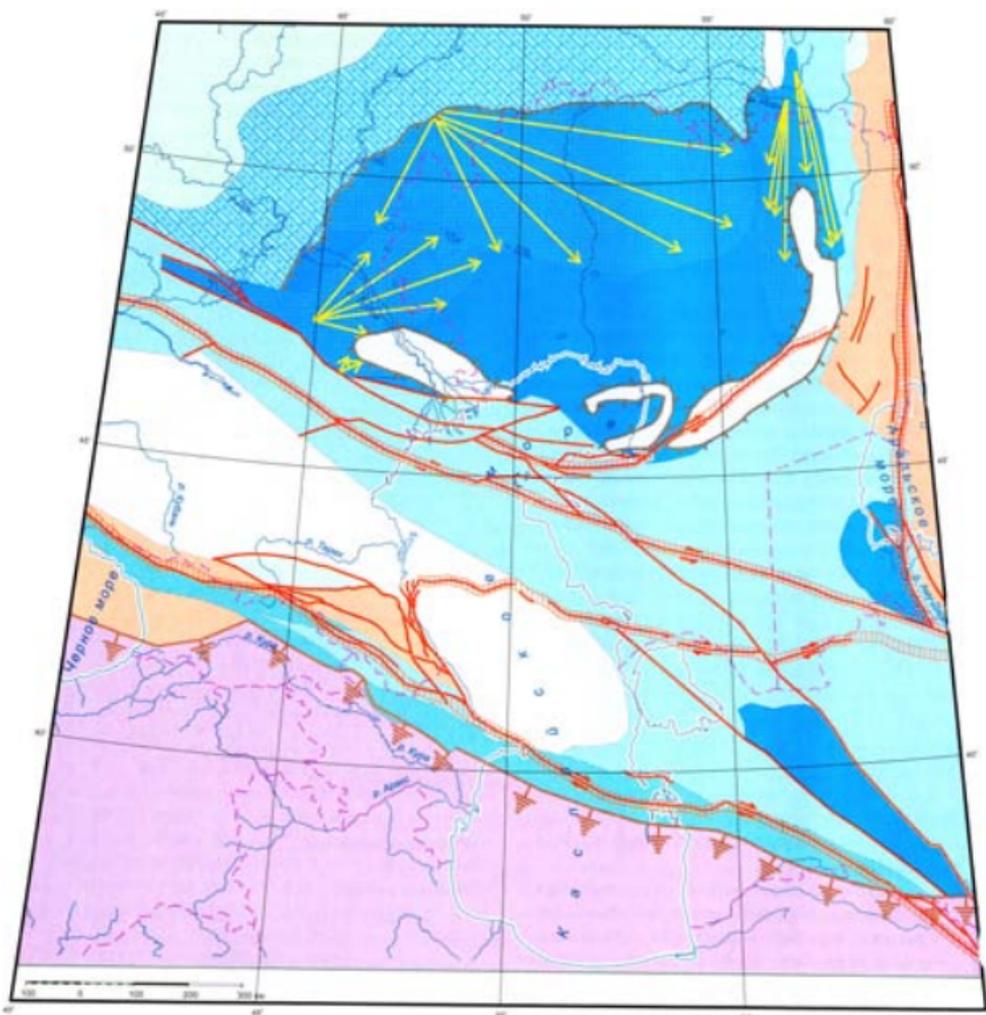


Рис. 1.2.7. Палеогеографическая схема для московско-касимовского времени.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

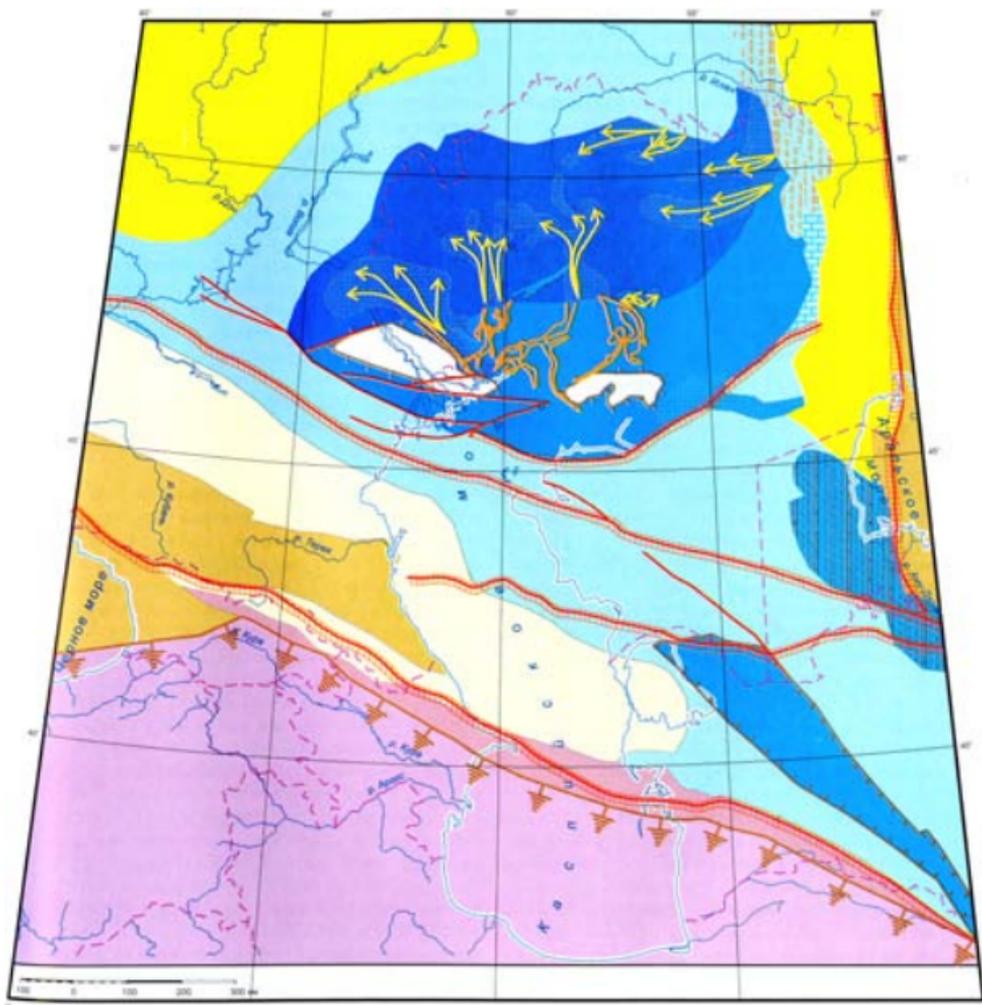


Рис. 1.2.8. Палеогеографическая схема для гжельско-аргонского времени.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

ки светло-серые, органические, с прослоями мергелей, доломитов и алевролитов. Породы содержат богатый комплекс фораменифер. На Приволжской моноклинали в основании наблюдается горизонт конгломерата.

Артинский ярус известен только в Центрально-Прикаспийской депрессии (см. рис. 1.2.8). Непосредственно под сульфатно-галогенными осадками кунгура вскрыты глинисто-сульфатно-карбонатная толща артинских пород, мощность которых варьирует в довольно больших пределах из-за развития многочисленных подводных конусов выноса обломочного материала [Медведев и др., 2005; Буш, Писарецки, 2007]. Ранее эти образования относились к различным горизонтам каменистоугольной системы. На территории Приволжской моноклинали их мощность составляет около 100 м, в Сарпинском прогибе сокращается до 50 м, в каньонах достигает 200 м. Так, в скв. Ерусланской-5, на удалении 60 км от нижнепермского карбонатного уступа, ниже подошвы солей кушгура (5730 м) вскрыты карбонатно-сульфатные отложения кунгурско-верхнеартинского возраста (подошва 5810 м), залегающие согласно на нижнеартинско-сакмарских отложениях. Верхняя пачка последних имеет мощность около 100 м и сложена темносрыми и черными тонкослоистыми кремнисто-карбонатными отложениями глубоководных течений. Местами породы содержат микроскопические оползания. Ниже (5910–5930 м) залегают породы, видимо, выполняющие подводный каньон или конус выноса обломочного материала. Они представлены брекчиями, состоящими из неокитанных обломков светло-серых мелководных органическо-детритовых известняков с органическими остатками аселевского, позднеаселевского и среднеаселевского возраста. Цементирующая масса брекчий сложена битуминозно-кремнисто-карбонатным веществом, аналогичным по составу породам вышележащей пачки, но лишенным слонистости. Брекчия по розовой границе, вероятно, с разрывом залегают на органическо-обломочных известняках аселевского возраста. Брекчия образована за счет обрушения стенок каньона.

Отложения *кунгурского яруса* вскрыты многими глубокими и структурными скважинами. В ниж-

ней части залегают известняки и доломиты, выше ангидриты. Затем следует мощная толща солей, в основном галита с прослоями ангидрита, местами с примесью глинистого материала. Иногда содержание глинистого материала настолько велико, что порода называется галонелитом. Соленосная толща перекрыта сульфатной пачкой, состоящей из ангидритов, иногда гипсов, с подчиненными прослоями доломитов, известняков, мергелей, глин (нередко они сложены одними ангидритами) (рис. 1.2.9). Мощность отложений кунгурского яруса изменяется в широких пределах: от 200 м до 3500 м, что обусловлено пластичностью соли, первоначальные значения мощности искажены последующими процессами солянокупольной тектоники.

На Астраханском поднятии, по данным бурения, разрез подсольевых нижнепермских отложений также имеет сложное геологическое строение. Непосредственно под сульфатно-галогенными осадками кунгура вскрыты глинисто-сульфатно-карбонатная толща артинских пород, мощность которых не превышает 100 м.

Более мощные и стратиграфически полные разрезы отложений нижней перми (сакмарский, артинский ярусы) развиты на юго-западной периферии Астраханского поднятия. Они представлены очень плотными ангидритами с тонкими пропластками доломита. В подошве этой пачки пород встречаются прослой известняков и глин. Общая мощность сакмаро-артинских отложений здесь составляет 225–330 м.

Отложения кунгурского яруса вскрыты на Астраханском своде многими глубокими и структурными скважинами. Условно в составе яруса выделяются филипповский и иренский горизонты (палеонтологически они не охарактеризованы). Первый литологически представлен в нижней части известняками и доломитами, в верхней – ангидритами. Иренский горизонт сложен мощной толщей солей, в основном галита с прослоями ангидрита, местами со значительной примесью глинистого материала вплоть до галонелитов. Соленосная толща перекрыта сульфатной пачкой, состоящей из ангидритов, иногда гипсов, с подчиненными прослоями доломитов, известняков, мергелей, глин (нередко она сложена одними ангидритами). Мощность отложений кунгурского яруса изменяется в широких

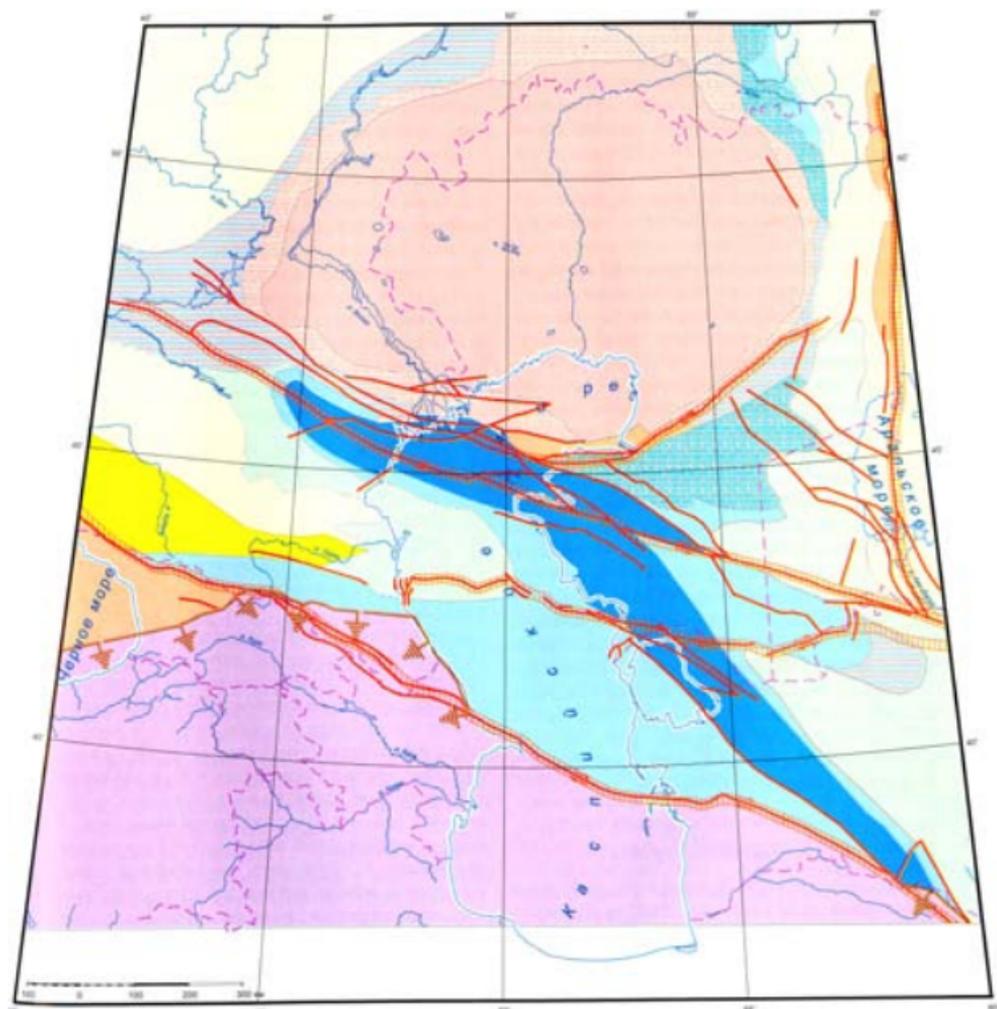


Рис. 1.2.9. Палеогеографическая схема для кунгурского века ранней перми.
Условные обозначения см. на рис. 1.2.1

пределах: от 487 м до 2578 м. Это связано с пластичностью соли и процессами галокинеза.

Верхний отдел

К описаниям верхней перми отнесена толща осадков, которая с большим стратиграфическим и угловым несогласием залегает на породах нижней перми. Верхняя пермь представлена всеми ярусами. Нижние горизонты (*эфический ярус*) развиты только в Прикаспийской синеклизе. Они представлены пестроцветной карбонатно-глинистой толщей с остракодами, содержащей прослой ангидритов. *Казанский ярус* на Приволжской моноклинали представлен в основании пачкой конгломератов и брекчий, состоящей из обломков ангидритов и доломитизированных известняков. Выше залегают глины и известняки с фауной остракод, прослоями мергелей, линзами ангидритов и алевролитов. *Татарский ярус* на Приволжской моноклинали представлен пестроцветными глинами, известняками, содержащими прослой мергелей и известняков с остракодами.

В Прикаспийской синеклизе в нижней части разреза встречаются ангидриты, а также прослой алевролитов и песчаников. Мощность верхнепермских образований варьирует от 0 до 1800 м. В пределах куполов они почти полностью размыты.

На Астраханском поднятии к отложениям верхней перми отнесена палеонтологически «немая» толща осадков, которая с большим стратиграфическим и угловым несогласием залегает на породах нижней перми. Литологически она представлена аргилитоподобными и карбонатными глинами с редкими прослоями песчаников, алевролитов и единичными прослоями ангидритов.

1.2.4. Мезозойская группа

Верхнепалеозойско-мезозойский надсолевого структурный этаж [Воронова, 2004] на Приволжской моноклинали полого наклонен на юго-восток в сторону Прикаспийской синеклизы. В пределах этой зоны происходит резкое увеличение толщины отложений верхней перми, триаса, юры и мела за счет компенсации осадками процессов соляного диапиризма, проявившегося при общем прогиба-

нии подсолевого структурного этажа синеклизы в позднепалеозойско-мезозойскую эпоху развития. Осадконакопление носило конседиментационный характер. Куполообразование, в основном, завершилось к концу меловой системы (альпийская складчатость), что нашло свое отражение в распределении толщин и характера залегания пластов подразделений позднего палеозоя и мезозоя.

Отложения верхней перми и триаса в основном выполняют межкупольные прогибы и мульды, выклиниваясь к крутым склонам соляных штоков, куполов и гряд. Отложения юрской системы также в основном приурочены к зонам межкупольных прогибов и отсутствуют, за счет предельного размыва, в верхних частях наиболее амплитудных соляных гряд и куполов. Отложения верхнего мела, облегающие купола, в значительной степени размыты.

Триасовая система

Триасовая система представлена нижним, средним и верхним отделами, граница между которыми проводится с некоторой долей условности. Наиболее полные разрезы известны в Прикаспийской синеклизе [Дилатова, 1970; Жидовинов, 1998]. На восточном склоне Воронежской антеклизы и Приволжской моноклинали развиты лишь два нижних отдела.

Отложения нижнего триаса в Центрально-Прикаспийской депрессии имеют широкое распространение и разделяются на две серии: ветлужскую, которая по своему стратиграфическому объему соответствует индскому ярусу, и баскунчакскую, отвечающую оленекскому ярусу. По литологическому составу в отложениях ветлужской серии выделяются две пачки. Нижняя образована песчаниками с редкими и тонкими прослоями глин. В составе верхней преобладают глины с прослоями песчаников. В отложениях баскунчакской серии выделяются нижняя карбонатная пачка, представленная известняками с пластами карбонатных глин и вышележащая «второй пачкой известняков» триаса, и верхняя - терригенная пачка, сложенная аргилитоподобными карбонатными глинами с прослоями алевролитов и песчаников.

На Астраханском поднятии отложения триаса сохранились от предъюрского размыва только

в восточной части Астраханского поднятия в отдельных мульдах палеозойского комплекса. При этом низы триаса (индский ярус), по данным В.В. Липатовой [1970], А.Д. Курышева [1988], представляется континентальными терригенными отложениями, которые выше (олсенский ярус) сменяются мелководно-морскими карбонатно-терригенными отложениями.

На Приволжской моноклинали отложения нижнего триаса залегают на неровной поверхности нижележащих отложений и представлены в основании известковистыми глинами с обломками известняков, которые выше сменяются пестроокрашенными глинами с остатками остраков, затем чередованием известковистых песчаников, известняков с глинами песков и косослоистых косточенных (с остатками рептилий) конгломератов. Завершается разрез сломом песчанника. Наибольшая мощность отложений нижнего триаса, по данным бурения, составляет 469 м.

Разрез среднего триаса повсюду представлен терригенно-карбонатными отложениями. Нижняя часть – карбонатными глинами с частыми тонкими прослоями известняков и редкими – глинистых песчаников, средняя часть, называемая «первой пачкой известняков» триаса – известняками мощностью порядка 40 м. Эта пачка является довольно надежным маркирующим репером. Верхняя часть среднего триаса представлена плотными карбонатными глинами с частыми тонкими прослоями известняков и алевролитов. Общая мощность среднего триаса составляет 70–400 м, при этом отмечается увеличение ее в северо-восточном направлении.

Верхний триас представлен регрессивной толщей буровато-серых глин с улитчатыми растительными остатками, прослоями известковистых песчаников и мергелей мощностью до 600 м. В межкупольных мульдах, где триасовые отложения сохранялись от размытия, мощность их, по данным сейсморазведки, иногда достигает 1800 м. На Астраханском поднятии отложения верхнего триаса почти не сохранились.

Юрская система

Юрская система представлена средним (байосский, батский, келловейский ярусы) и вер-

хним (оксфордский ярус) отделами. На время нижнего отдела приходится перерыв в осадкоотложении и значительная перестройка структуры рассматриваемого региона. На дневику поверхность породы среднего и верхнего отдела выходит лишь в районе Доно-Медведицкого вала, на остальной территории вскрываются скважинами. Наиболее древние юрские отложения (аален-байос) выполняют эрозионные понижения доюрского рельефа и представлены континентальными отложениями – конгломератами, косослоистыми кварцевыми песками, жирными глинами с остатками листовой флоры. Выше трансгрессивно залегают морские отложения (байосский ярус – нижебатский подъярус) преимущественно глинистого состава с остатками аммонитов, белемнитов и фораменифер. На склоне Воронежской аптеклизы они трансгрессивно перекрывают как нижележащие юрские, так и триасовые и даже палеозойские отложения. Мощность верхнебайосских–нижебатских отложений на Приволжской моноклинали достигает 200 м, в Центрально-Прикаспийской депрессии 300 м. Средняя и верхняя часть батского яруса представлена лагуно-континентальными отложениями. Характерны тонкослоистые, ленточного типа алевроиты, неравномерно глинистые с подчиненными прослоями глин и тонкозернистых песков. Они содержат остатки растительного детрита, отпечатки листьев в стеблях папоротников, единичных раковин моллюсков. Выше наблюдается чередование глин, алевроитов и песков. Лишь в кровле выявляются известняки с отпечатками аммонитов. Келловейский ярус на Приволжской моноклинали и в Центрально-Прикаспийской депрессии представлен темно-серыми и черными морскими глинами с каравасобразными конкрециями сидерита, содержащими остатки аммонитов. Кроме того, присутствуют редкие прослои известняков и мергелей. Мощность отложений достигает 82 м.

Верхний отдел (оксфордский ярус) развит только в Центрально-Прикаспийской депрессии и представлен алевролитистыми известняками с прослоями глин и глинистых песчаников с остатками фораменифер и остраков. Завершает разрез пачка мергелей и глин с остракодами.

Общая мощность юрских отложений достигает 560 м.

Меловая система

Породы мелового возраста трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях и представлены обонми отделами. Нижний отдел включает неокомский, аптский и альбский ярусы, сложенные песчано-алевролитно-глинистой толщей мощностью 300–600 м. Верхний отдел складается терригенно-карбонатной толщей, стратиграфически соответствующей сеноманскому, туропскому, коньякскому, сantonскому, кампакскому, маастрихтскому ярусам. Нижняя часть верхнего отдела, датируемая по многим скважинам как сеноман-раннесантонская, представлена известняками и мергелями, которые хорошо коррелируются по электрокаротажным диаграммам. Верхняя часть сantonа складается аргиллитоподобными карбонатными глинами. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет 160–600 м.

1.2.5. Кайнозойская группа

В результате позднемезозойского размыта отложения палеогена со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на мезозойской поверхности размыта. Осадки неоген-четвертичной системы практически полностью павелируют остаточный рельеф соляного тектогенеза, образуя пок-

ровный этаж и современную поверхность Прикаспийской впадины.

Палеогеновая система

Нижний отдел (палеоцен) представлен глинами (нижний палеоцен), песчаниками и алевролитами (верхний палеоцен). Мощность пород палеоцена 190–360 м.

Средний отдел (эоцен): нижний и средний эоцен литологически представлен переслаиванием песчаников и алевролитов, верхний эоцен – мергелями и глинами. Общая мощность эоценовых отложений составляет 125–185 м.

Верхний отдел (олигоцен) представлен толщей глини с единичными прослоями песчаников, относимых к хадуумскому горизонту и майкопской серии, и имеет мощность 65–145 м.

Неогеновая и четвертичная системы

Неоген (плиоцен)-четвертичная толща пород трансгрессивно залегают на отложениях майкопской серии и представлена: *икчагальским ярусом* плиоцена и *атиеронским ярусом* нижнего квартера, состоящими из глини с прослоями алевролитов и песков с прослоями глини; *хазарским* и *хвалынским ярусами* четвертичной системы, которые состоят из буровато-серых глини и алевролитов с линзовидными прослоями песков. Общая мощность всей толщи изменяется в широких пределах: от 300 до 900 м.

Часть II.

Геолого-геофизическая изученность и методология исследования

Глава II.1. Геолого-геофизическая изученность

В 50-ые годы Нижневолжским научно-исследовательским институтом геологии и геофизики (ПВНИИГТ) на территории Астраханского Поволжья, была выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000 (2 МГал). Ее результаты позволили выявить основные черты строения соленосной толщи и надсолевого комплекса, которые послужили основой для постановки в конце пятидесятых годов сейсморазвешечных работ МОВ и КМПВ с целью поисков структурных ловушек УВ в надсолевых отложениях. В ходе этих исследований начале 60-х годов в низовьях р. Волги было выявлено крупное полосоное поднятие, получившее название Астраханский свод.

С 1968 г. в пределах северо-западной части Астраханского свода (левый берег Волги) были начаты сейсмические исследования МОГТ с целью изучения строения подсолевых каменноугольных отложений. Этими исследованиями была обоснована постановка поискового бурения, что привело к открытию в центральной части Астраханского свода крупного газоконденсатного месторождения [Мизинов и др., 1971].

В правобережной части Астраханского свода и по его юго-западному обрамлению (Сарпинский прогиб, Каракульско-Смушковская зона) целенаправленные поисковые работы в 60–80-е годы велись с целью изучения строения только мезозойских структур. Было пробурено на Каракульской площади 3 скважины, на Харабалинской – 2 скважины, на Ивановской – 5 скважин. Во вскрытых отложениях мела, юры и триаса признаков УВ не выявлено. В пределах Высоковской площади выполнено бурение трех скважин с целью оценки нефтегазоносности нижнепермских (Р₃-а) отложений. Положительных результатов также не было получено.

Поиски залежей углеводородов и подсолевым комплексе отложений в правобережной части Астра-

ханского свода начали проводить только с конца 1980-ых годов. Исследования были начаты с бурения в пределах Смушковской, Алдунской и Ивановской площадей, а затем продолжены на Уланской и Безымянной площадях. Обнадеживающие результаты были получены на Улдском поднятии. Пробуренная здесь поисковая скважина имеет глубину 5501 м. Скважина вскрыла отложения среднего карбона на глубине 3022 м и прошла по интенционально нефтегазоперспективным карбонатным отложениям нижнего и среднего карбона 480 м. В процессе опробования перспективных интервалов разреза нижнего-среднего карбона были получены следующие результаты: в интервале глубин 5356–5370 м – разгазированная вода; в интервале 5288–5310 м – разгазированная вода с дебитом Q в -0,1 м³/с; в интервале 5215–5234 м – слабый приток пластовой воды, Q в -5,2 м³/с; в интервале 5126–5236 м – слабый приток газа с конденсатом. Из забурного пространства отобрано 3000 л конденсата; в интервале 5432–5449 м по данным ГИС коллекторы не выделены, однако в процессе бурения отмечалось разгазирование бурового раствора. С глубины 5378 м отмечался выход разгазированного бурового раствора.

За прошедший почти полувекшовой период проведения поисковых работ территория Астраханского свода покрыта густой сетью профилей МОГТ (плотность до 2 пог. км на км²), технология этих исследований позволяла картировать верхние горизонты подсолевого разреза (пермь-карбон). Типовая методика работ МОГТ, кратность – 36 (1988–90 гг.) и 48 (1991 г.); регистрирующая аппаратура – сейсмостанция «Прогресс 2М»; длина гидрографа соответственно 3550 м и 4850 м; шаг ПП и ПВ – 50 м; груширование сейсмоприемников 21 шт. на базе 50 м; возбуждение – взрывы в одиночных скважинах под ЗМС; заряд 2,5–5 кг. Помимо площадных Астраханский свод, в различные годы изучался региональными работами. Через свод проходит трассы трех профилей ГСЗ, во-

сьем профилей КМПВ и более десятка региональных профилей МОГТ с длиной сейсмической записи до 18–20 с. К настоящему времени в пределах Астрахан-

ского карбонатного массива имеется семь глубоких (более 6,0 км) параметрических скважин, вскрывших девонские отложения.

Глава II.2. Методика повторной обработки сейсмических материалов МОГТ прошлых лет

II.2.1. Сейсмогеологическая характеристика разреза

Сейсмогеологическая характеристика разреза Астраханского свода изучена достаточно детально. В настоящее время для района разработана обобщенная жесткостная эффективная сейсмическая модель (ЭСМ), обобщены данные о скоростных параметрах крупных литостратиграфических подразделений разреза (рис. II.1.1); выполнена (по данным ВСН и СК многих скважин) стратификация основных опорных горизонтов в надклевом и ряда границ в подсоловом комплексе, проведено сеймостратиграфическое расчленение разреза земной коры.

Скоростные параметры

Кайнозойские отложения характеризуются небольшими перепадами скоростей. Средняя пластовая скорость в зависимости от мощности колеблется в пределах 1600–2200 м/с.

Диапазон изменения пластовой скорости в верхнемеловых отложениях составляет 3400–4000 м/с. Это обусловлено соотношением песчано-глинистых и карбонатных составляющих разреза. Четкие сейсмические реперы связаны с кровлей и подошвой известняков этого возраста. В нижнемеловых отложениях пластовая скорость равна 2800–3000 м/с. Отложения нижнемелового, юрского и триасового возрастов представляют собой сложные линкостные пакки. Скорость распространения сейсмических волн в них изменяется в зависимости от глубины залегания. Наиболее устойчивыми в этой толще являются реперы, связанные с отражениями кровли нижнего мела и кровли юры. Пластовые скорости в юрских отложениях составляют 2900–3100 м/с.

Уверенно прослеживается отраженная волна от кровли верхнепермских отложений, к ней приурочен отражающий горизонт «V₂». Пластовая ско-

рость в пермских отложениях в районе работ составляет 4100 м/с.

Разрез подсолового комплекса начинают терригенные отложения московского яруса среднего карбона – аргинского яруса нижней перми. Они распространены по периферии свода. С ними связаны две границы: горизонт «П₁» (в кровле) и горизонт «С₁» – (в подошве). Пластовая скорость в этой нерасчлененной терригенной толще изменяется в пределах 4600–4800 м/с.

Опорной отражающей волной в подсоловом комплексе является волна «П₂» (С_{2b}), связанная с кровлей карбонатных отложений, пластовая скорость которых составляет порядка 6000–6300 м/с.

Кроме горизонта «П₂» в толще подсоловых отложений в пределах исследуемого участка выделяются сейсмические реперы – Б (С₁), приуроченный к поверхности турнейских отложений нижнего карбона; «П₃», оголдевший с кровлей среднепермских отложений верхнего девона. Стратиграфическое положение остальных границ («П₁», П₂) определено предположительно, по сопоставлению разрезов скважин с глубинными динамическими разрезами.

Сеймостратиграфическое расчленение разреза земной коры

Преломляющим горизонтом R₀ (хронозначимая граница глобального масштаба) земная кора подразделяется на две принципиально различные части:

- консолидированную кору (хаотичная вертикальностная среда)
- осадочный чехол (горизонтальнослоистая среда).

Осадочный чехол Астраханского свода отражающим горизонтом III (хронозначимая граница регионального масштаба) делится на два структурно-тектонических комплекса (СТК): «плитный» и

«допитный». Внутри «питного» СТК выделяется несколько сейсмогеологических этажей (СГЭ):

- а) палеоцен-четвертичный, ограниченный снизу отражающим горизонтом (ОГ) «А»;
- б) юрско-палеогеновый, заключенный между ОГ «А» и ОГ «V»;
- в) верхнеюрско-триасовый, между ОГ «V» и ОГ «VI»;
- г) соленосный, между ОГ «VI» и ОГ «П₁»;
- д) девонско-артинский, между ОГ «П₁» и ОГ «П₃».

В свою очередь внутри каждого из перечисленных сейсмогеологических этажей выделяется по несколько квазисинхронных сейсмокомплексов (КССК). В частности, внутри подсолевого девонско-артинского СГЭ выделяются:

- жельско-артинский (ограничен сейсмическими горизонтами «П₁»–«С₃»),
- московско-хасимовский (ограничен сейсмическими горизонтами «С₃» «П₃»),
- вернефранско-нижебашкирский (ограничен сейсмическими горизонтами «П₃»–«ПТ»),
- нижнедевонско-среднефранский (ограничен сейсмическими горизонтами «ПТ»–«ПШ»).

Следует обратить внимание, что количество сеймостратиграфических подразделений ранга сейсмокомплексов (КССК) внутри одного СГЭ в зависимости от района может меняться. Так, в пределах Астраханского карбонатного массива строение девонско-артинского СГЭ более сложное, чем это указано выше. Детальная сеймостратиграфическая характеристика девонско-артинского СГЭ Астраханского карбонатного массива будет приведена ниже.

Приведенное описание сеймостратиграфического расчленения разреза земной коры относится исключительно к территории Астраханского свода и Астраханско-Акюбинской зоне поднятий фундамента. В окружающих Астраханско-Акюбинскую зону поднятий фундамента структурах – Центрально-Прикаспийской депрессии, Донбасс-Туаркырской зоне, Северо-Устюртском блоке Туранской плиты, оно иное. В частности, в разрезе Северо-Устюртского блока и Донбасс-Туаркырской зоны осадочный чехол трехчленный и содержит помимо «допитного» еще и «складчатый» СТК.

II.2.2. Методика обработки и интерпретации

Астраханский свод располагается в пределах Прикаспийской соляно-купольной области, где, как известно сейсмостратиграфическая интерпретация материалов МОГТ затруднена. Основные сложности возникают в связи с необходимостью учета влияния скоростных неоднородностей, обусловленных соляной тектоникой. Современные технологии обработки сейсмических данных (глубинная миграция) позволяют учесть это влияние, что значительно улучшает итоговые разрезы и делает их пригодными для сейсмостратиграфического анализа. Поэтому методика исследований включала проведение повторной обработки сейсмических материалов МОГТ прошлых лет по программному комплексу VELINK. К обработке были привлечены материалы региональных профилей, а также специально отобранные профили площадных работ, которые в совокупности образуют каркасную сеть, увязывающую между собой все глубокое параметрические скважины, вскрывшие девонские и нижесамантульные отложения (Волноварская-2, Девонские -1, -2, -3, Правобережная-1, Бешкульская, Бельминная, Табашовская, Георгиевская, Северо-Астраханская). По всем этим скважинам были повторно проанализированы имеющиеся образцы керн и шлама (на предмет уточнения возраста пород и их фазового состава), а также материалы ГИС, что позволило выполнить расчленение разреза и составить сводную корреляционную сеймостратиграфическую схему девонских отложений Астраханского свода, которая будет детально рассмотрена ниже в разделе III.

Схема расположения профилей приведена на рисунке II.2.1.

Район исследований характеризуется наличием соленосной толщи кунгурского яруса нижней пермь. Слой между кровлей соли (положение которой не очевидно как в купольной части, так, особенно, в области мульд) и ее подошвой имеет переменную мощность до 1,5–4 км и не описывается постоянной скоростью. Это и создает основные проблемы при построении глубинно-скоростной модели среды, так как возможности сейморазведки правильно определить скорость в таком слое весьма ограничены. Для решения этой задачи использовалась специальная технология, которая будет описана в следующем параграфе.

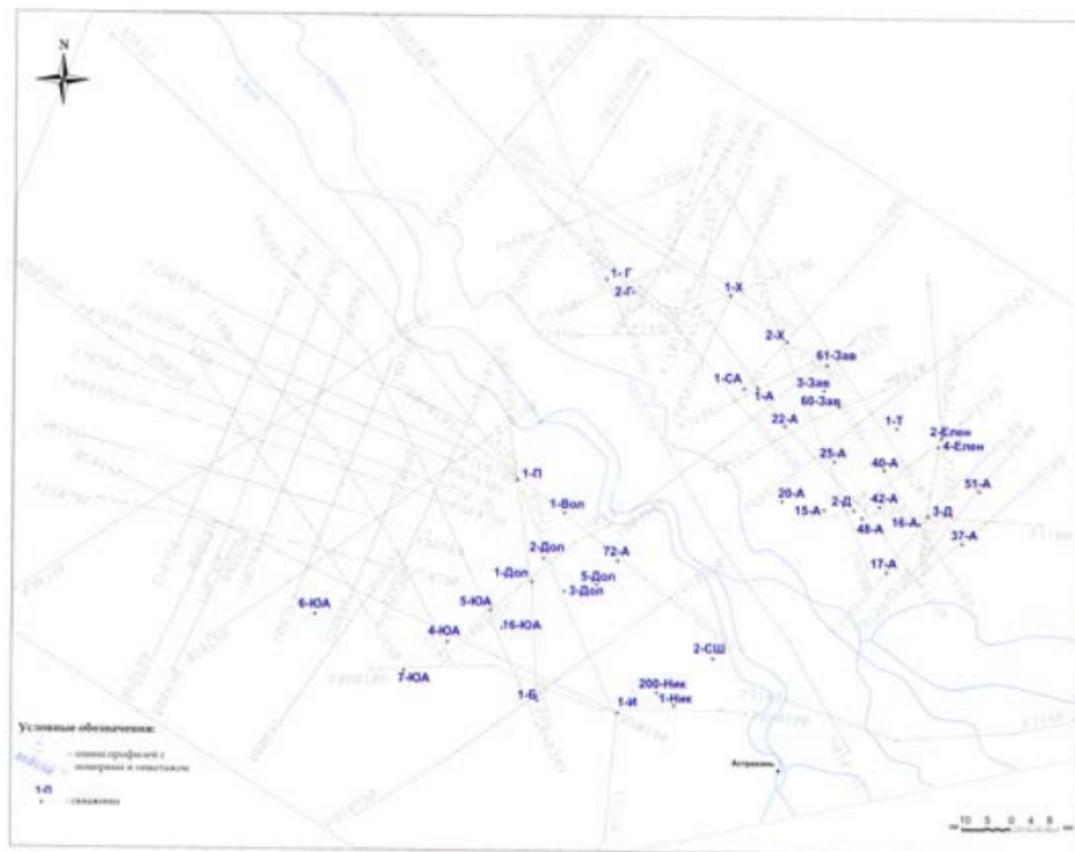


Рис. П.2.1. Схема расположения обработанных профилей

Целевой интервал на исследуемой площади распознается на глубинах 4,5–8 км.

Вообще говоря, для обеспечения требуемой точности определения пластовых скоростей на таких глубинах требуется, чтобы длина наблюдаемых голографов была соизмерима с глубиной отражений. Между тем, большинство профилей отработаны с максимальным удалением взрыв/прием 4800 м, а некоторые с удалением 3600 м, и даже 2400 м. Стоит отметить также весьма узкую полосу частот зарегистрированных в поле сигналов, особенно со стороны низких частот, где иногда спектр практически обнулен до 15–17 Гц.

На ряде профилей наблюдается также большое количество пропущенных трасс, часто это целые интервалы, в том числе и в окрестности малых удалений. Для примера на рисунках II.2.2–II.2.4 приведены разрезы равных L-удалений на профиле 020190 при L=250, 1500 и 3200 м, а на рисунках II.2.5–II.2.7 такие же разрезы на профиле 060690 при L=300, 1500 и 3300 м. На них видно отсутствие значительного числа трасс, причем на некоторых интервалах (от 500 м до 2000 м) их нет на всех удалениях.

Обработка выполнялась в интерактивной интегрированной системе VELINK. Технология VELINK обеспечивается следующими основными процедурами:

- коррекция длиннопериодной и высокочастотной статики;
- определение кинематических параметров отраженных волн с использованием специального локального оператора ДМО;
- построение временного разреза с использованием локального оператора ДМО и фильтров для подавления регулярных волн-помех;
- построение глубинно-скоростной модели среды с контролем адекватности модели реальному разрезу и исходным наблюдениям;
- глубинная миграция в пластовой модели среды до и после суммирования;
- пересчет волнового поля на различных уровнях (погружение или поднятие сейсмограмм). Эта техника позволяет успешно решать такие проблемы обработки, как учет сложного регионального рельефа дневной поверхнос-

ти, уточнение глубинно-скоростной модели среды в нижней части разреза и т.д.;

- специальная технология построения глубинно-скоростной модели среды в существенно неоднородном разрезе (типа солянокупольного): аппроксимация неоднородного слоя.

Алгоритмы обработки сейсмических данных, использующиеся в системе, защищены патентом РФ [Патент...., 1999], а сама система зарегистрирована в Российском агентстве по правовой охране программ для ЭВМ, баз данных и топологий интегральных микросхем [Глоговский, 1987].

В этой главе будет описан граф, который использовался при обработке представленных данных и лог его обоснование.

Граф обработки

предварительная обработка сейсмограмм

Исходная запись была подвергнута следующим преобразованиям:

- коррекция геометрического расхождения (с использованием функции f);
- редактирование трасс (медленная фильтрация и автоматическая многооконная редакция);
- полосовая фильтрация (в диапазоне 4–70 Гц);
- спайкинг (Spiking) – минимально-фазовая деконволюция в диапазоне 4–70 Гц.

коррекция статических поправок

Алгоритм коррекции статических поправок в системе VELINK состоит из двух отдельных процедур: коррекция длиннопериодных компонент поправок и коррекция высокочастотных составляющих. Первая из них существенно использует априорную информацию о границе, по которой выполняется коррекция, и общие геологические соображения о строении вышележающей части разреза. Известно, что без этого длиннопериодная составляющая статики вообще не может быть найдена. Между тем, она существенно влияет на положение линий $U_0(x)$ и значения $V_{00T}(x)$, т.е., в конечном счете, на вид временного разреза и правильность глубинно-скоростных построений.

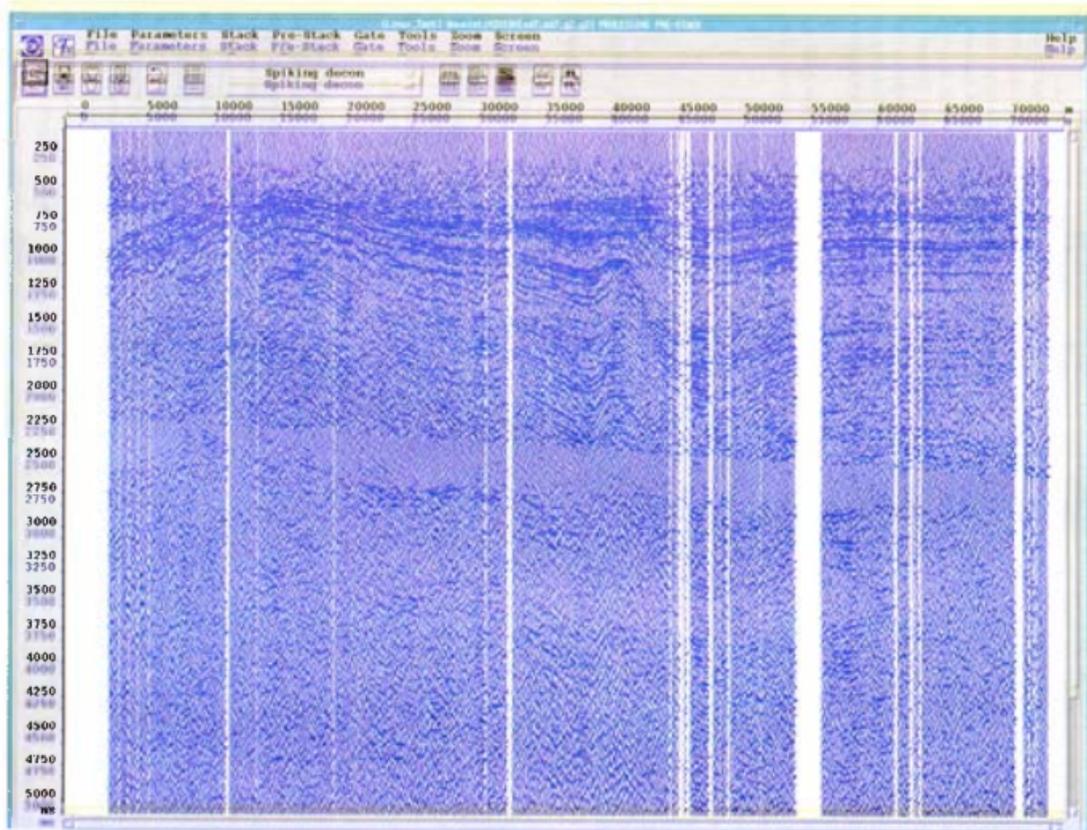


Рис. Н.2.2. Профиль 020190. Разрез равных L-удалений при L=250 м

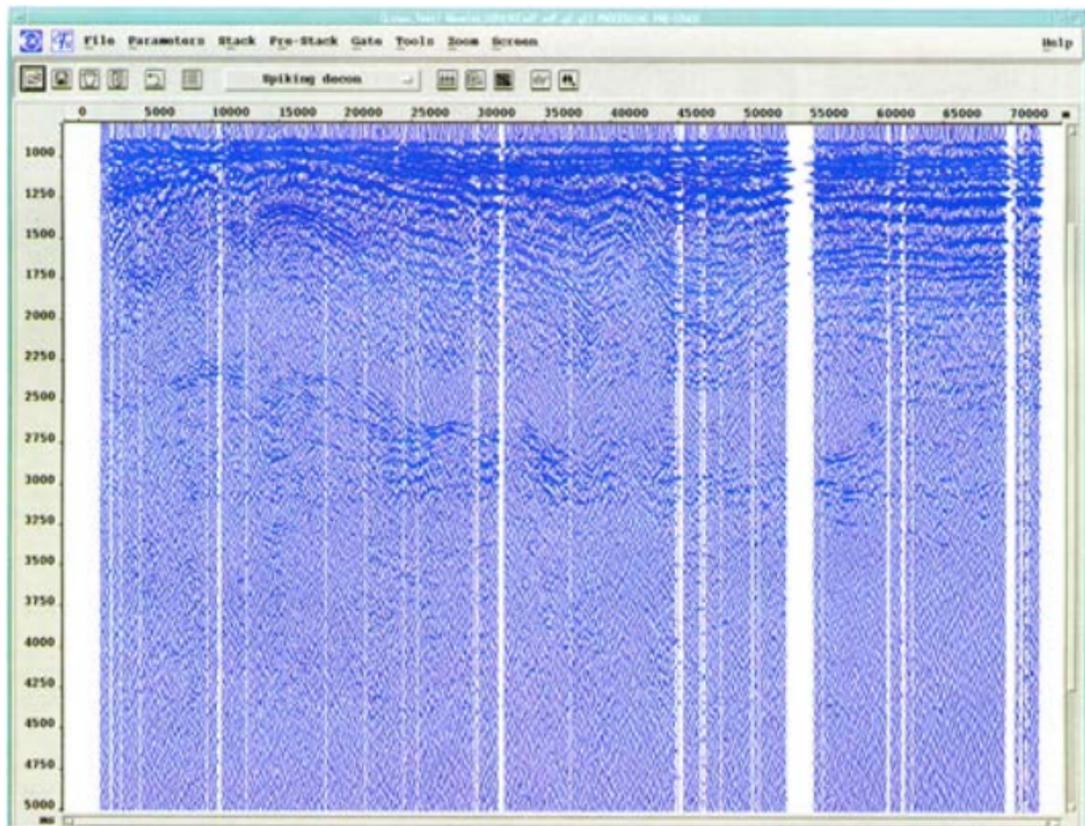


Рис. 11.2.3. Профиль 020190. Разрез равных L-удалений при L=1500 м

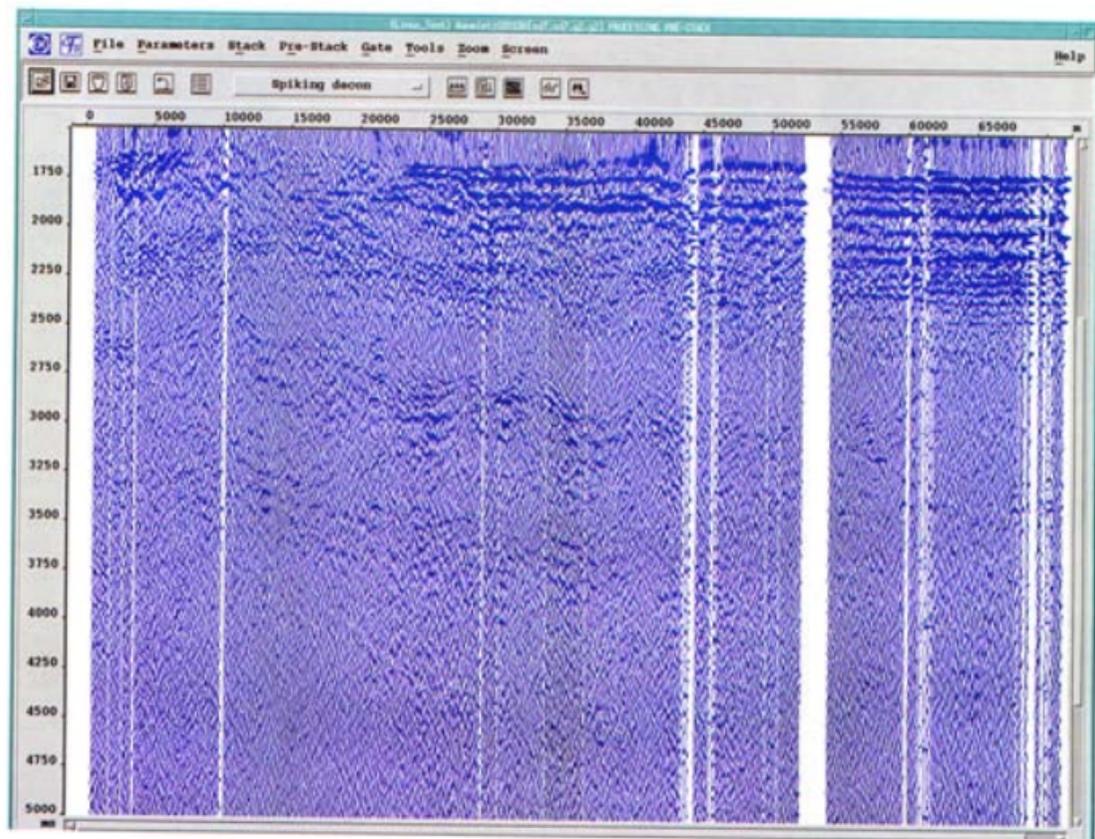


Рис. П.2.4. Профиль 020190. Разрез равных L-утолщений при L=3250 м

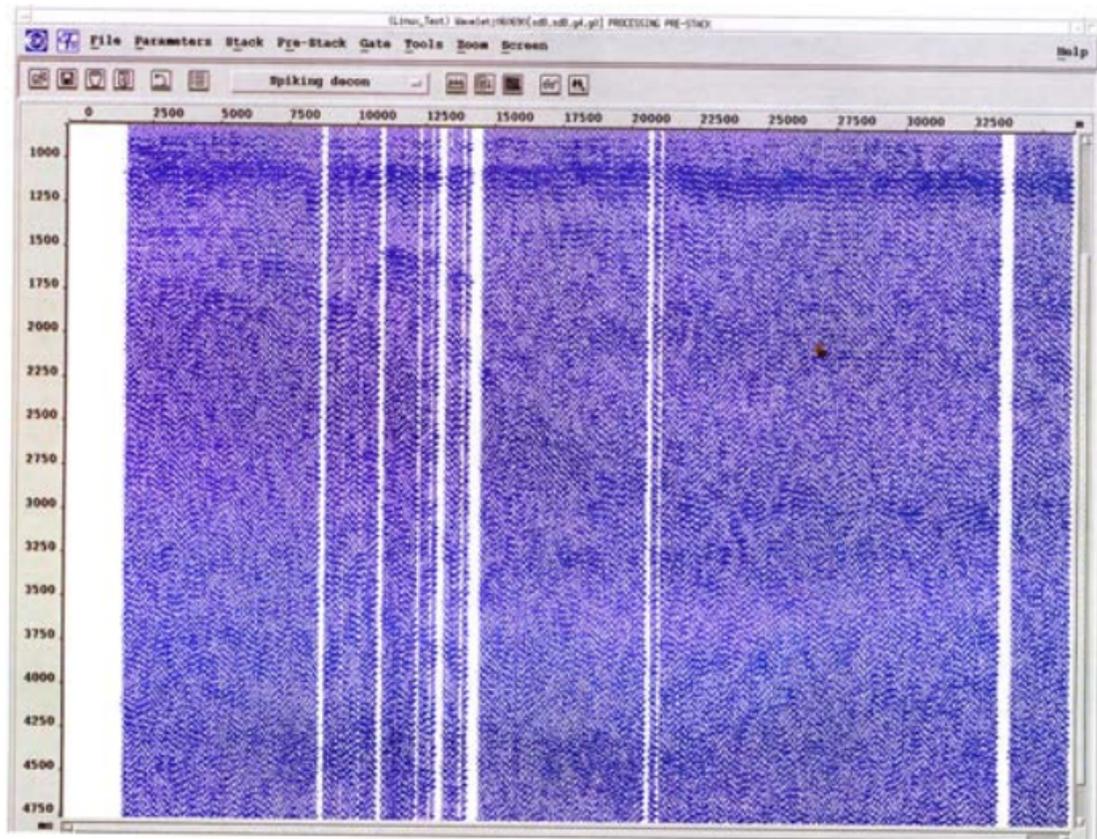


Рис. И.2.6. Профиль 060690. Разрез равных L-удалений при $L=1500$ м

Вторая процедура выполняется при условии, что длиннопериодная компонента уже скорректирована. Это позволяет одновременно вычислить высокочастотную составляющую. Коррекция выполняется по одному или нескольким отражениям и особенностью технологии VELINK является то, что в последнем случае для определения сдвигов используется не весь временной интервал, содержащий выбранные синфазности, а только их окрестности. Таким образом, снимается проблема интерполяции не известных на этом этапе кинематических поправок и, как следствие, увеличивается точность вычисления сдвигов.

определение кинематических параметров отраженных волн

В технологии VELINK кинематические параметры отраженных волн определяются с помощью вычисления горизонтальных спектров скорости суммирования с использованием специального локального оператора ДМО.

Спектры вычисляются по каждой включенной в модель синфазности в каждой точке ОГТ.

Локальный (т.е. действующий только в окрестности анализируемой синфазности) оператор ДМО позволяет значительно понизить качество спектров (и следовательно надежность определения значений $V_{огт}$). Кроме того, он реализован в виде стационарного по времени оператора, что снимает проблему растяжения сигналов при больших удалениях взрыв/прием в процессе вычисления спектров скоростей.

Локальный оператор ДМО может быть также использован для улучшения временного разреза в окрестности выбранного горизонта (причем суммирование снова осуществляется без растяжения сигнала). Это особенно важно, если на окончательном этапе выполняется глубинная миграция временного разреза, как это и делается при обработке представленного материала. Поэтому этот прием применяется при получении временных разрезов в интервале времени между артинским и девонским отражениями.

Сказанное иллюстрируется рисунками П.2.8–П.2.9.

Наконец, горизонтальные спектры скоростей позволяют контролировать наличие в записи регу-

лярных волн помех, в том числе и кратных волн. Они проявляются на спектрах в виде побочных максимумов. На рисунке П.2.10 приведен пример такой ситуации.

Эта информация (отметим – количественная; на спектре определяется скорость $V_{огт}$ волны помехи) используется на следующем этапе обработки сейсмограмм.

t/r преобразование сейсмограмм

Эта процедура представляет собой скоростную фильтрацию на основе локального t/r преобразования. Найденные ранее кинематические параметры однократных волн и регулярных помех позволяют так задать параметры преобразования, чтобы пропускать полезные волны и одновременно режектировать помехи.

построение глубинно-скоростной модели среды

Положение отражающих границ и соответствующие интервальные скорости определяются в системе последней с контролем адекватности получаемой модели реальному разрезу. Исходными данными для этого являются найденные на предыдущем шаге кривые $t_0(x)$ и $V_{огт}(x)$. Обратная задача решается R-способом [Глоговский, 1988] в предположении о локальной однородности слоев. Справедливость этого предположения проверяется в каждой точке каждого слоя специальным пороговым критерием. Если критерий меньше порога, то к результату можно относиться с доверием, если больше – либо нужно усложнить модель, либо уточнить входные данные, но в любом случае модель внушает опасение. Если учесть, что все дальнейшие процедуры (погружение, лобовые миграции, специальные методы вычитания кратных волн) целиком определяются этой моделью, то на этом этапе ее следует максимально уточнить и привести в согласие с априорной информацией. Критерий основан на сопоставлении результатов решения обратной задачи двумя специальными методами: R-способом и способом взаимных точек. Эти способы позволяют идентифицировать слой как однородный [Glogovsky, 1988].

Использование критерия в процессе решения обратной кинематической задачи будет проиллюстрировано ниже.

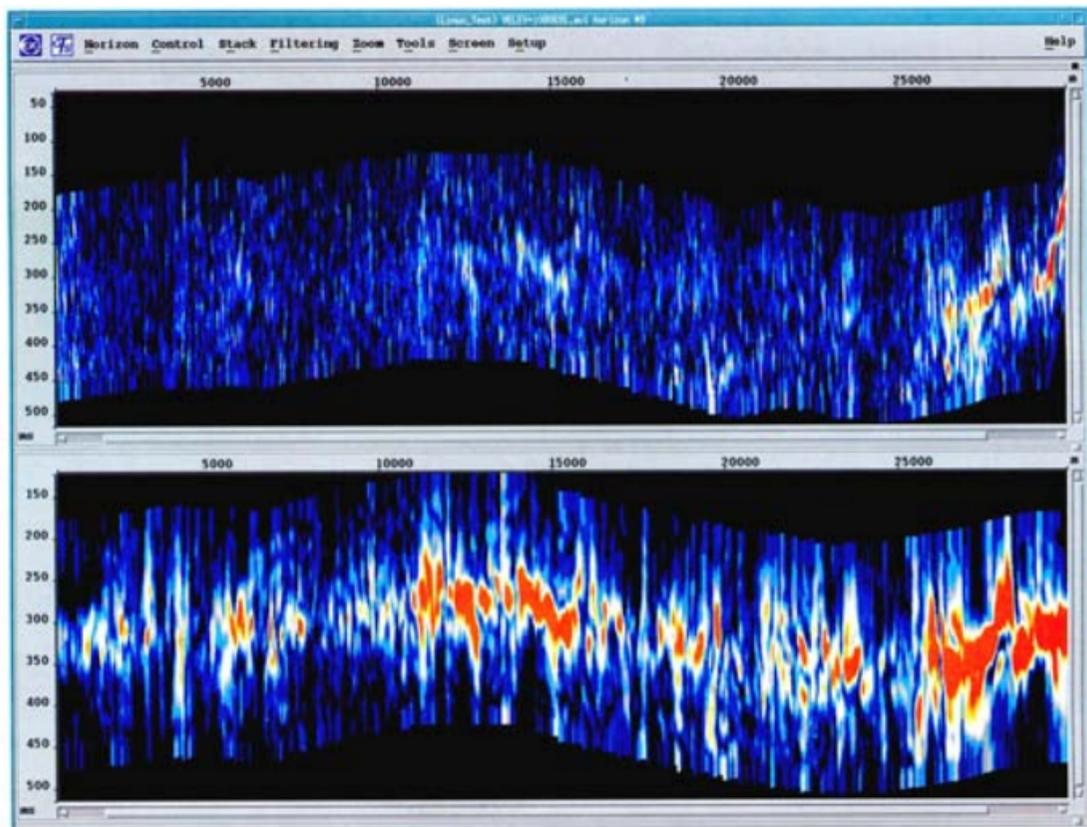


Рис. П.2.8. Сопоставление горизонтальных спектров скоростей (по аргинскому горизонту на одном из профилей).

В верхнем окне – спектры одиночных сейсмограмм, в нижнем окне – те же спектры, рассчитанные с использованием локального оператора ДМО

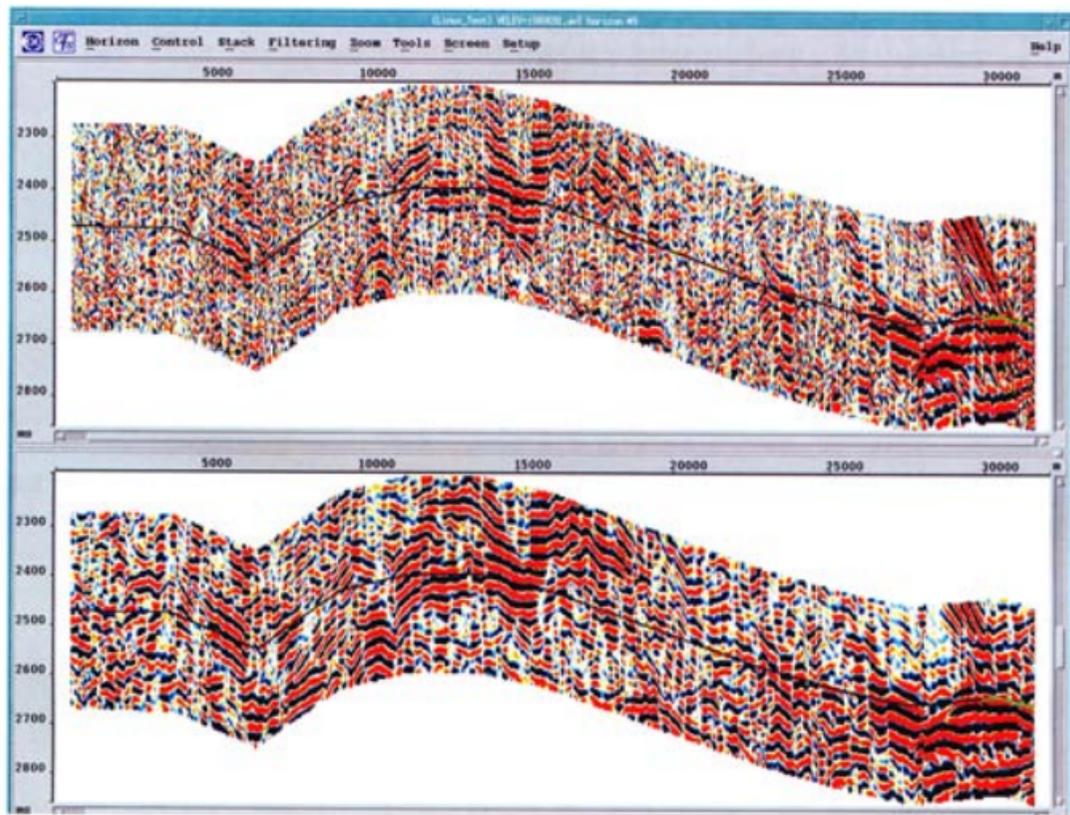


Рис. П.2.9. Сопоставление фрагментов временных разрезов в окрестности артинского горизонта (где определялись спектры скоростей, приведенные на рис. П.2.8). Верхнее окно – исходный разрез; нижнее окно – разрез, полученный с использованием локального оператора ДМО

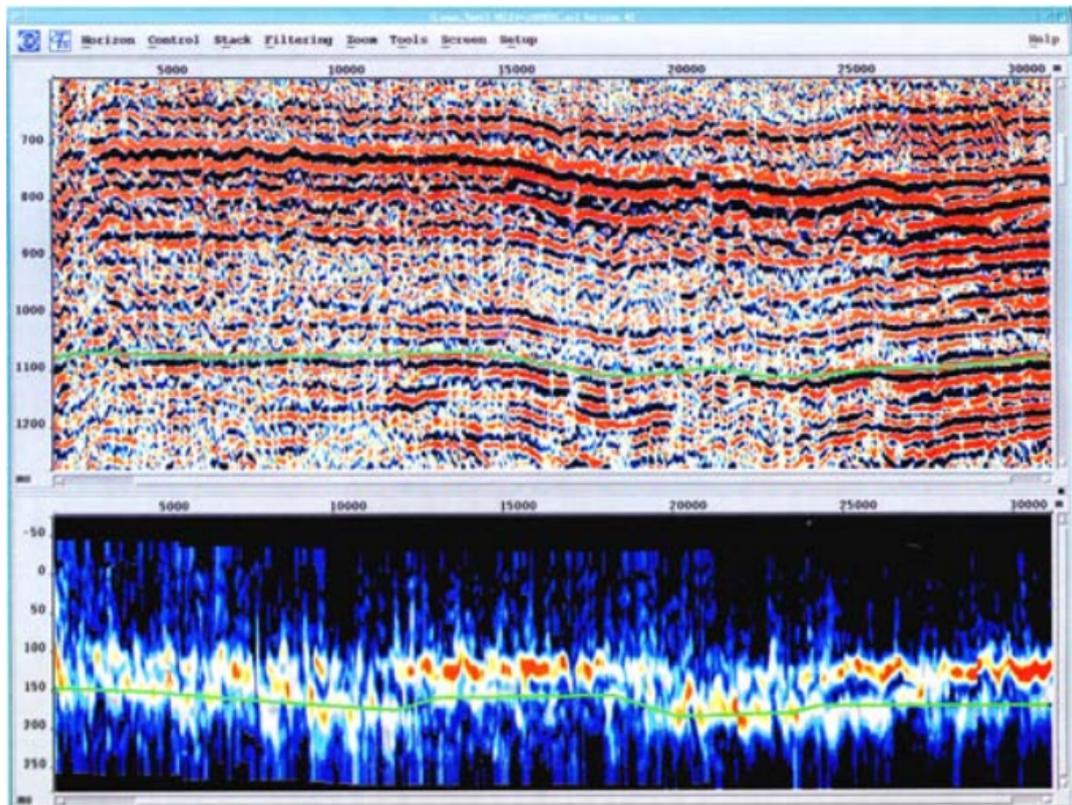


Рис. П.2.10. Пример горизонтальных спектров скоростей с побочными максимумами.

Ниже основного максимума видна интенсивная низкоскоростная волна – помеха (нижнее окно); она проворрелирована зеленой линией. В верхнем окне – фрагмент временного разреза, на котором проворрелирован горизонт, вдоль которого вычислялись спектры скоростей

погружение волнового поля

Предположим, что построена глубинно-скоростная модель от дневной поверхности до некоторой глубины. Выберем уровень приведения, в качестве которого может быть взят один из горизонтов модели или произвольная (прямолинейная или криволинейная) граница, построенная в области, где определены пластовые скорости. Погружением волнового поля называется преобразование исходных сейсмограмм, приводящее к сейсмограммам, которые наблюдались бы в случае, когда источники и приемники располагались на уровне приведения.

Процедура погружения выполняется оператором миграционного типа со стационарным по времени оператором. Это значит, что в процессе погружения не происходит растяжения сигнала, что и позволяет вести обработку сейсмограмм с большим удалением взрыв-прием.

Если в качестве уровня приведения выбрана горизонтальная граница, то полученные в результате погружения сейсмограммы могут обрабатываться с использованием всех существующих в методе ОГТ алгоритмов. При этом, в соответствии с лучевой теорией, максимальная длина годографа уменьшается, сейсмограммы упрощаются по форме за счет автоматического учета неоднородностей выше линии приведения, и в этом состоит смысл погружения сейсмограмм.

Процедура погружения обратима, т.е. стационарным по времени оператором миграционного типа (снова, без растяжения сигнала) погруженные сейсмограммы могут быть подняты на уровень выше линии приведения.

Подробнее технология погружения сейсмограмм обсуждается в работе [Глогоский, 1987, 1988].

учет неоднородностей в соляной толще

Как уже говорилось, наличие в разрезе мощной соляной толщи с переменной пластовой скоростью является для сейсморазведки труднопреодолимой проблемой. В этом пункте будет изложена ее суть и технология, которая использовалась при обработке представленных данных.

С этой целью рассмотрим тест, приведенный на рисунке П.2.11. В верхнем окне - глубинная модель среды, в нижнем окне - соответствующие

пластовые скорости. Прямая задача рассчитывалась в этой восьмислойной модели, но обратная задача решалась только по «черным» границам. «Зеленые» границы включены в модель для того, чтобы скорости в слоях между «черными» границами были переменными. В частности, граница № 5 имитирует практически обычную ситуацию, в которой по реальным данным не удастся правильно прокоррелировать кровлю соли, а граница № 7 - в которой слой между сеноманской и девонской отражающими границами неопорожден.

На рисунке П.2.12 приведен временной разрез, соответствующий рассмотриваемой модели (левое окно). Любая его трасса представляет собой плоские сигналы, расположенные на временах t_0 от каждой отражающей границы. В правом окне показан тот же временной разрез, но он получен путем суммирования сигналов вдоль гипербол с оптимально подобранной кинематикой (т.е. именно так, как поступают при обработке реальных данных). Видно, что динамика записи синфазностей, соответствующих подсолевым отражениям, заметно искажена в погупольной области. В окрестности $x \sim 20$ 000 м эти искажения даже можно трактовать как разлом. Фрагмент синфазности, моделирующий «девонское» отражение в большом масштабе, показан на рисунке П.2.13. Черная линия здесь - правильная линия $t_0(x)$. Таким образом, в этих условиях временной разрез не только не дает представления о среде в структурном плане, но и трактовка особенностей динамики записи может приводить к ошибочным заключениям.

В разрезах рассматриваемого типа сейсмограммы отражений от подсолевых границ существенно негиперболически. Это весьма затрудняет их обнаружение, выделение из фона многочисленных помех, а также измерения кинематических параметров отраженных волн. Не только стандартные, но и специально созданные для этого процедуры имеют очень ограниченные возможности. В качестве примера на рисунке П.2.14 приведена одна из сейсмограмм отражения от последней границы с введенной оптимальной гиперболической кинематикой (верхнее окно). Видна существенная недосогримость географа - следствие его негиперболическости, и это, в первую очередь, сказывается на качестве суммирования

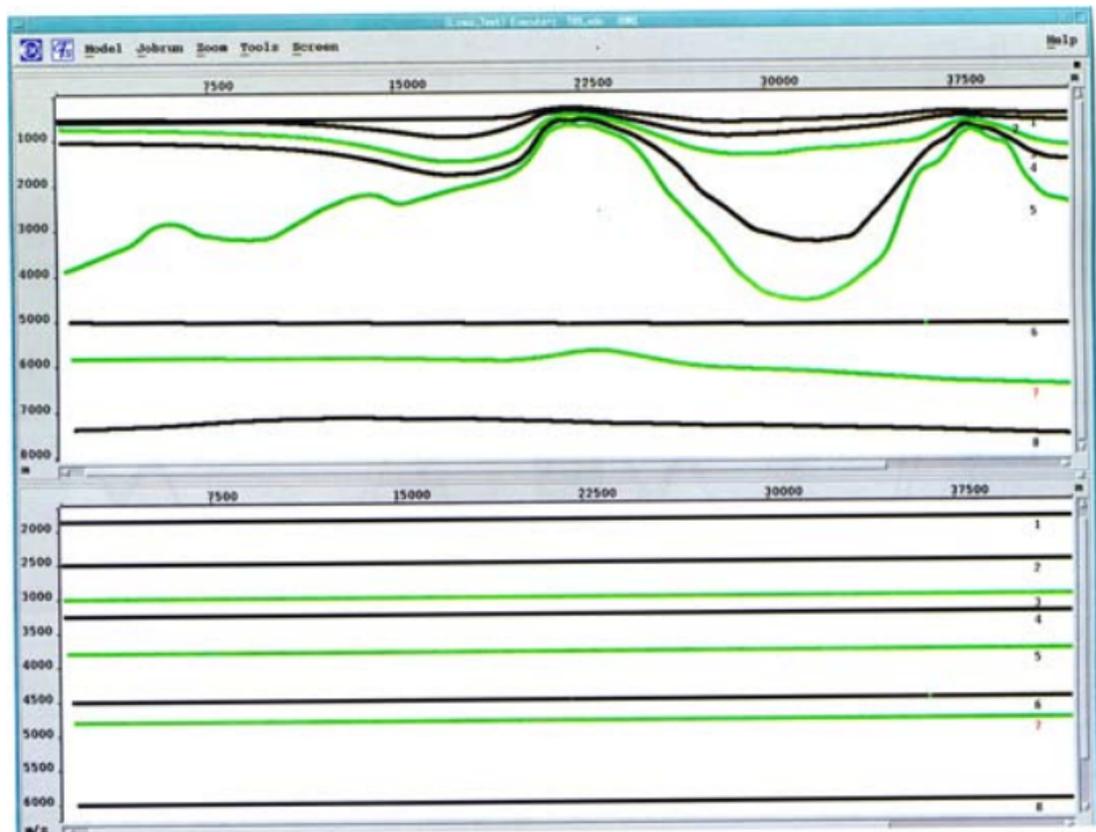


Рис. П.2.11. Тестовый глубинно-скоростной разрез

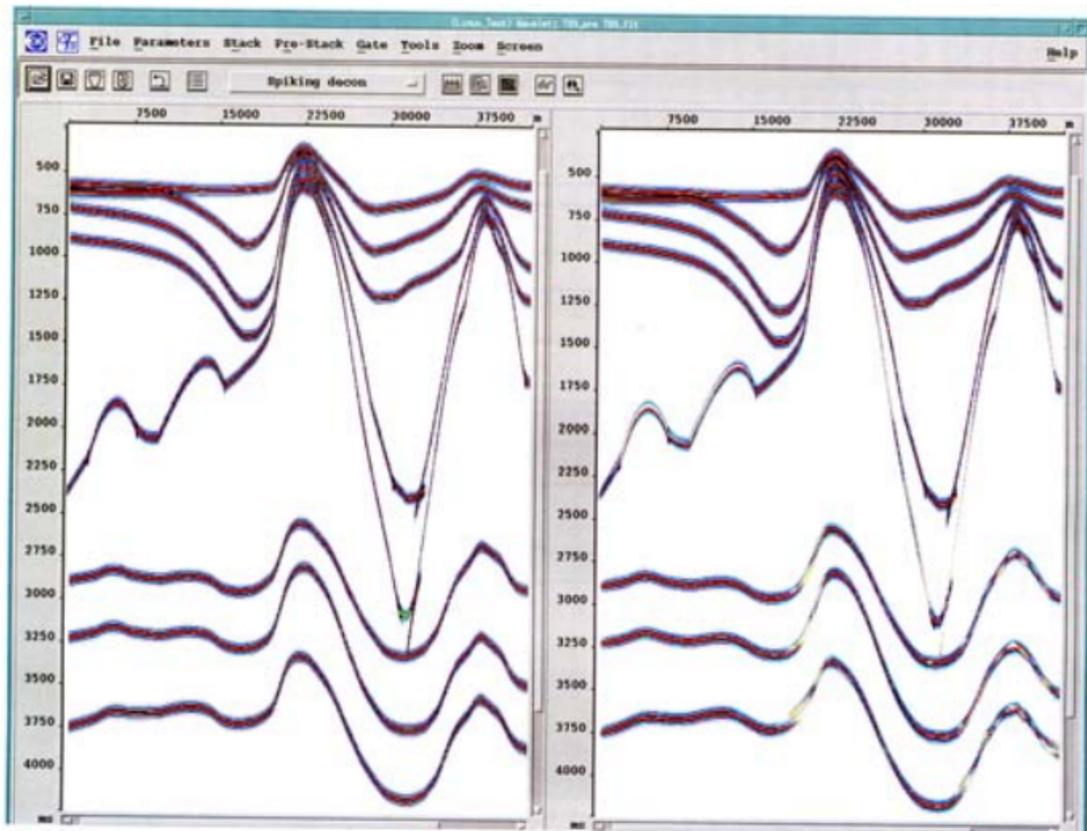


Рис. П.2.12. Сопоставление временных разрезов

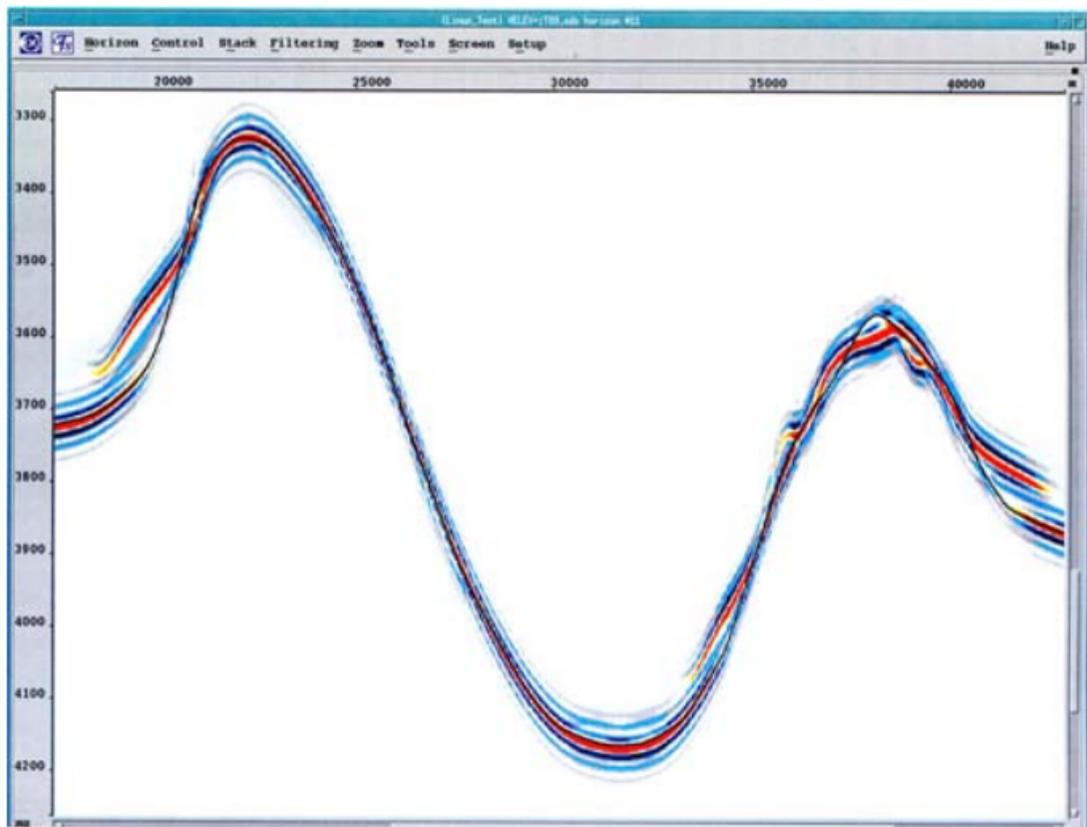


Рис. П.2.13. Синфазность, соответствующая последней отражающей границе

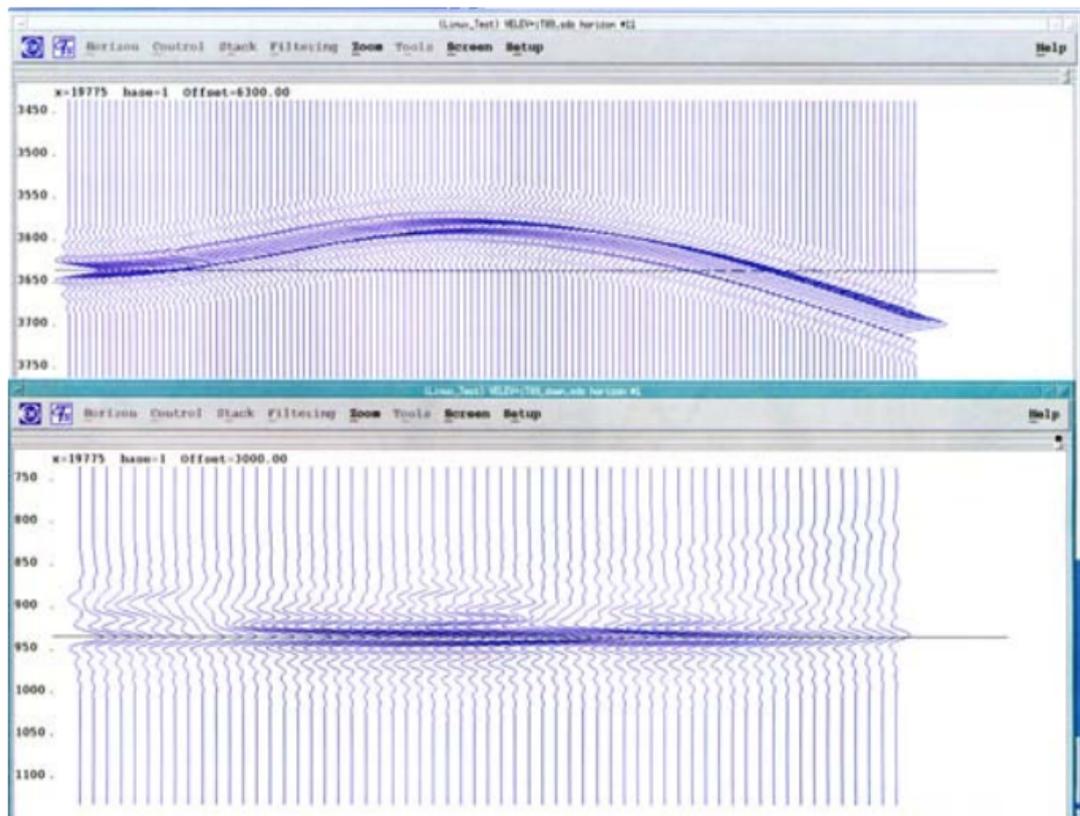


Рис. П.2.14. Пример сейсмограммы

сигналов (см. правое окно, рис. П.2.12). Во-вторых, это приводит к тому, что в обычно используемом при обработке сейсмических наблюдений так называемом гиперболическом анализе скорости суммирования невозможно с требуемой точностью определить времена прихода отраженных волн, необходимые для вычисления глубинно-скоростные модели среды.

На рисунке П.2.15 в верхнем окне показано как выглядят горизонтальные спектры скоростей по последней отражающей границе. Области в окрестности $x=20000$ м и $x=35000$ м соответствуют как раз наиболее негиперболическим додографам в подкуловых зонах.

Отметим, наконец, что негиперболическость додографов (и, как следствие, незнание кинематики отраженных волн) препятствует качественному выполнению ряда важных процедур обработки, предшествующих построению динамического глубинного разреза. Коррекция статических поправок, все многоканальные фильтры (т.е. основные методы выделения полезных волн и подавления регулярных помех) предполагают известную кинематику однократных волн.

Итак, нас интересует возможность построения глубинно-скоростной модели среды ниже подсольной толщи. Вычислим сначала интервальные скорости и положение отражающих границ, соответствующие 1-ой, 2-ой и 4-ой линиям $t_d(x)$ (см. рис. П.2.11). Результат показан в верхнем окне на рисунке П.2.16 (графика № 1, 2 и 3, синие кривые). Желтые кривые на этом рисунке – истинная модель. Видно, что 3-я граница не полностью совпадает с исходной и это – следствие неоднородности толщи между второй и третьей границами. Затем определим интервальную скорость между 3-ей и 4-ой (артинской) границами (снова в неоднородном слое!) и положение 4-ой границы. Полученная скорость показана в среднем окне на рисунке П.2.16 (синяя кривая № 4). При этом коричневая кривая – найденные в каждой точке значения интервальной скорости – сглажена синей кривой. Полученная отражающая граница показана в верхнем окне (синяя кривая № 4). Нижнее окно демонстрирует точность, с которой удовлетворяются кинематические параметры волны, отраженной от артинской границы (упомянутый ранее критерий). Видно, что

отклонения от заданных времен прихода отраженной волны существенно и достигают 10–20 мс. Это значит, что построенная отражающая граница вряд ли совпадает с правильной, что и видно в верхнем окне, где полученная граница (синяя) сопоставлена с модельной (желтая). Отклонения найденной и правильной границ довольно типичны (и наблюдаются при обработке реальных данных): глубина неплохо определяется под мульдами, а максимум ошибки достигается под соляными куполами. Этот факт, а также имеющиеся скважинные данные, информация на пересекающихся профилях и общие геологические соображения следует использовать для редактирования первой подсольной границы.

Решим теперь обратную задачу по данным от последней отражающей границы. Результат показан на рисунке П.2.17: верхнее окно – глубинные границы; среднее окно – интервальные скорости; нижнее окно – критерий качества. Получившаяся оценка интервальной скорости между 4-ой и 5-ой границами практически бессмысленна (коричневая кривая в среднем окне), и соответствующая ей глубинная граница (№ 5) не позволяет попасть в данные (отклонение, как видно в нижнем окне, превосходит 25–30 мс).

Если отредактировать 4-ую («артинскую») границу и снова решить обратную задачу, то результат снова оказывается неудовлетворительным (рис. П.2.18). Интервальная скорость по-прежнему оценивается плохо (коричневая кривая в среднем окне); сглаживающая ее кривая (№ 5, синяя, в среднем окне) позволяет получить более гладкую, но непрерывно отражающую границу (№ 5, синяя, в верхнем окне), а нижнее окно демонстрирует, что полученный результат не соответствует исходным данным: несвязка составляет 15–20 мс и более.

Однако знание правильного положения подсольной отражающей границы можно использовать для выполнения надежных структурных построений нижележащей части разреза, и именно в этом заключается методика аппроксимации неоднородного слоя, использованная при обработке представленного материала.

Для реализации этой технологии в системе VELINK существует специальная функция, называемая реконструкцией модели (Reconstruction). Она состоит в том, что фиксируется некоторая гра-

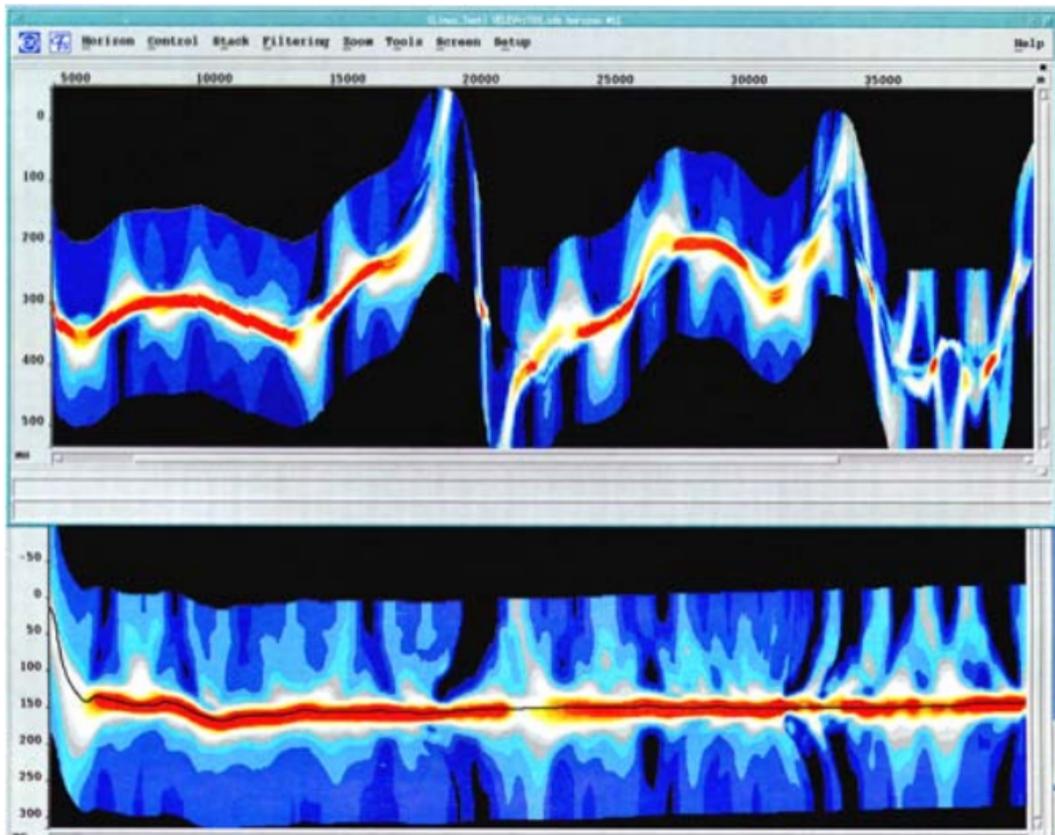


Рис. П.2.15. Горизонтальные спектры скоростей

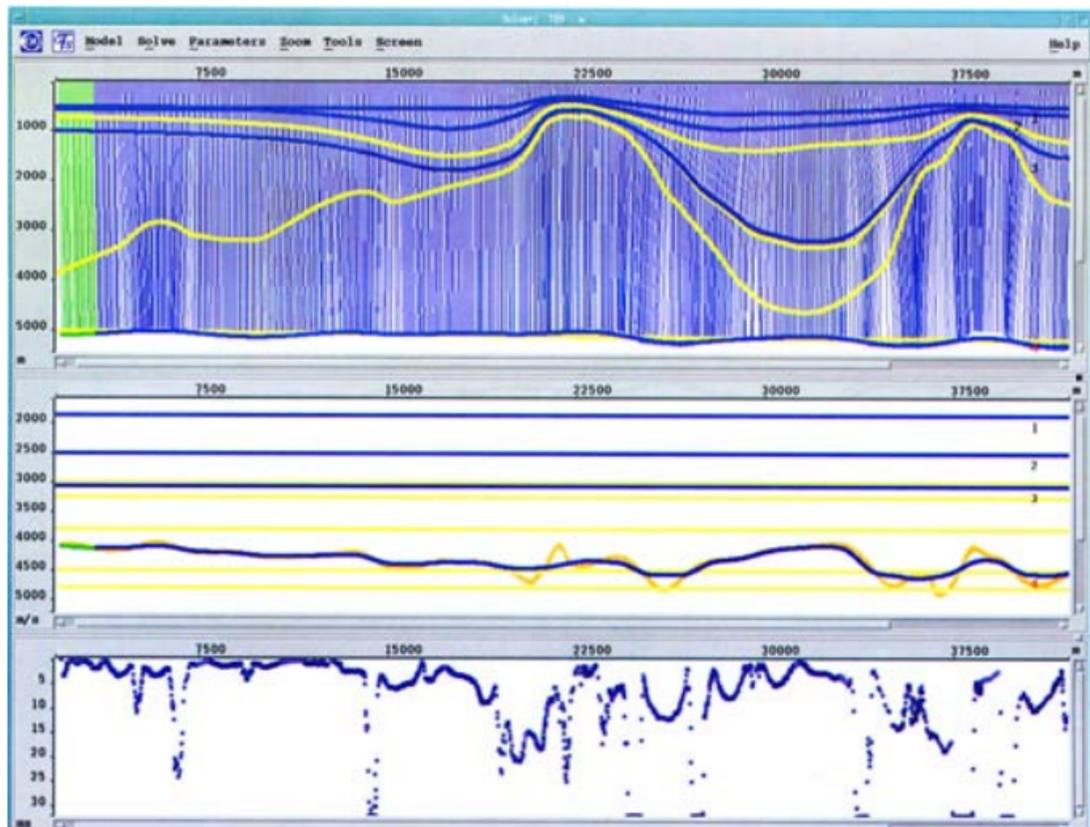


Рис. П.2.16. Решение обратной задачи по тестовой артинской границе

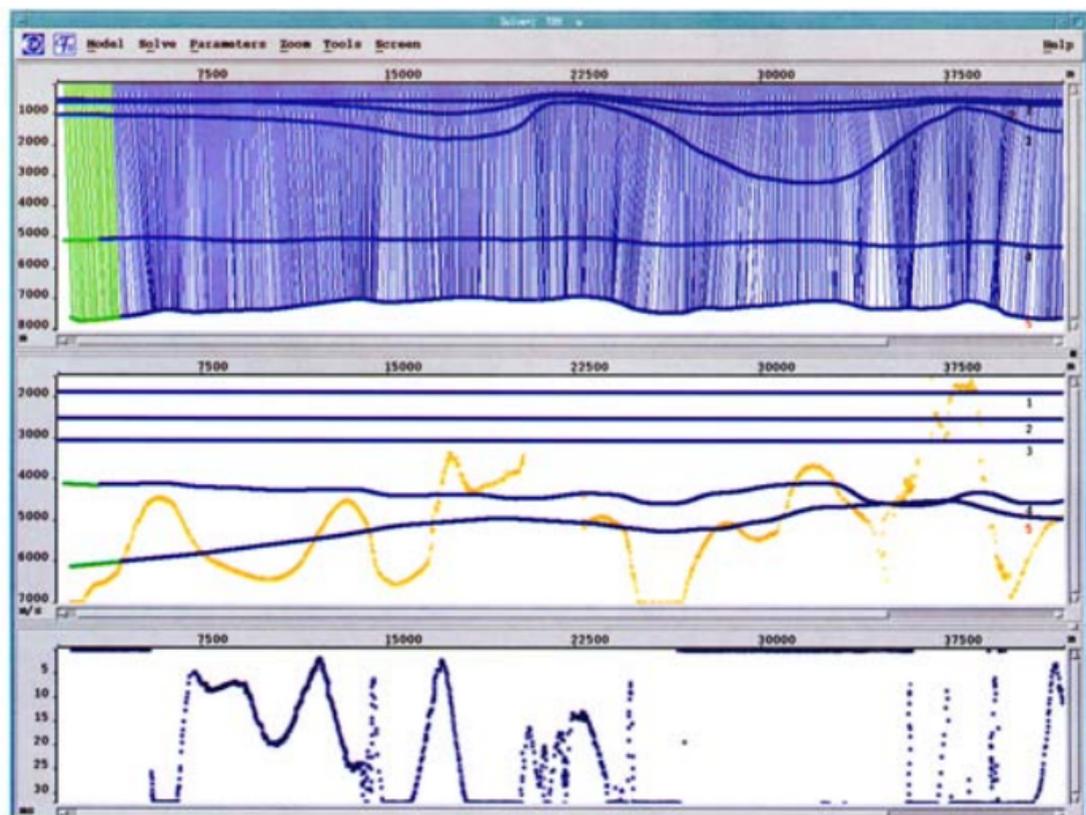


Рис. П.2.17. Решение обратной задачи по тестовой девонской границе

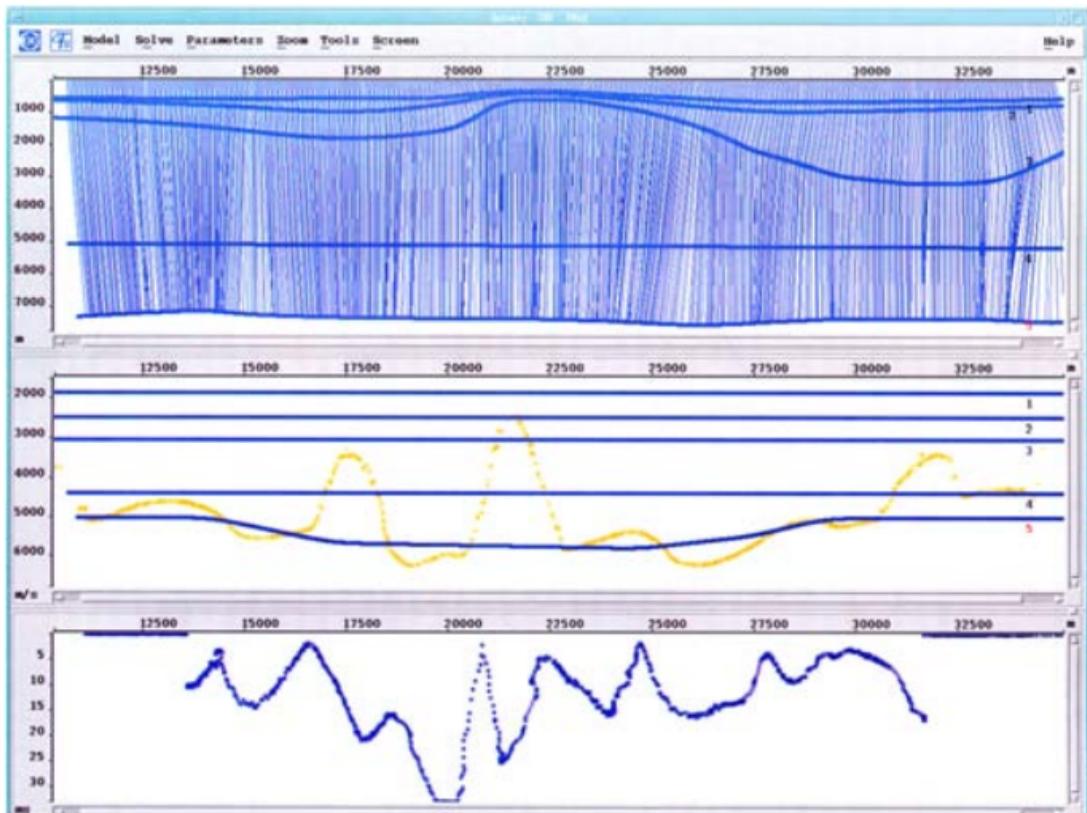


Рис. П.2.18. Решение обратной задачи с отредактированной артинской границей

нида (в нашем случае – первая подсоедая), задается шаговая скорость выше нее, постоянная или переменная (в нашем случае – скорость соли, равная 4500 м/с); в вышележащей толще (до дневной поверхности или в выбранном слое) вычисляется положение преломляющей границы и скорость над ней (постоянная или переменная), так чтобы времена прихода отраженных волн от фиксированной границы в построенной модели совпадали с наблюдаемыми временами.

Результат выполнения этой процедуры показан на рисунке П.2.19: верхнее окно – глубинная модель; нижнее окно – пластовые скорости. Первые две границы оставлены такими, какие были в тесте (так делается и при обработке реальных данных, поскольку одна или несколько неглубоких границ обычно надежно определяются и их полезно оставлять в окончательной модели). Между 2-ой и 4-ой границами найдена промежуточная граница (№ 3), скорость выше которой определена равной ~ 3300 м/с (кривая 3 в нижнем окне). Для сравнения желтыми кривыми показана тестовая модель.

Отметим, что для выполнения процедуры Reconstruction не требуется знать положение кровли соли, поиск которой, как уже говорилось, является одним из неприятнейших моментов обработки подобных данных из-за последствий, связанных с неточным построением этой границы.

По общей постановке алгоритм реконструкции модели близок к так называемым томографическим алгоритмам. Цель томографического решения обратной задачи заключается в том, чтобы найти между 2-ой и 4-ой границами (см. рис. П.2.19) такую переменную скорость, чтобы удовлетворить наблюдаемым временам прихода отражений от 4-ой границы. В реконструированной модели скорости между 2-ой и 4-ой границами также переменна, но она описывается при помощи преломляющей границы 3 и скоростями выше и ниже нее. Если не вдаваться в технические подробности реализации этих двух алгоритмов, то главное различие между ними состоит в том, что поскольку преломляющая граница явным образом включается в расчеты, реконструированная модель остается в классе локально-однородных. Это значит, что все методы решения обратной задачи, разработанные для таких моделей, а также используемый в VELINK крите-

рий адекватности построенной модели и реальной среды остаются справедливыми.

Вообще говоря, с помощью процедуры Reconstruction можно включить в модель и более одной преломляющей границы, так чтобы наилучшим образом удовлетворить исходным данным.

Далее, используя реконструированную модель, погружим исходные сейсмограммы на горизонтальный уровень Н=4000 м (т.е. ниже границы № 3). Как уже говорилось, при этом сейсмограммы, наблюдавшиеся на дневной поверхности, преобразуются в такие, какие получились бы при взрывах и приемах, располагающихся на уровне 4000 м. Как следствие в голографрах устраняются искажения, связанные со строением верхней части разреза. В том, что это действительно так, можно убедиться на рисунке П.2.14, где в нижнем окне показана та же сейсмограмма, что и в верхнем окне, но после погружения и ввода оптимальной кинематики. На рисунке П.2.15 в нижнем окне показаны горизонтальные спектры скоростей по погруженным сейсмограммам (в сопоставлении со спектрами по той же отражающей границе, полученными на дневной поверхности – верхнее окно).

Соответственно, становится полностью корректным решение обратной кинематической задачи. Это демонстрируется на рисунке П.2.20: верхнее окно – глубинная модель; среднее окно – интервальные скорости; нижнее окно – критерий качества. Полученная интервальная скорость в слое между первой и второй границами переменна (следствие учета границы № 7 на рис. П.2.11). Найденное решение – коричневая кривая. Сглаживающая ее скорость (синяя кривая № 2) позволяет практически точно попасть во времена прихода отраженной волны (нижнее окно) и позволяет верно построить эту отражающую границу (синяя кривая № 2 в верхнем окне). Полезно сопоставлять рисунок П.2.20 с рисунком П.2.18, где та же граница вычислялась по сейсмограммам до погружения.

Очевидно, что и результат миграции в такой модели будет правильно отображать глубинное строение среды. Это и показано на рисунке П.2.21: в правом окне – динамический глубинный разрез, полученный с использованием процедур аппроксимации неоднородного слоя и погружения сейсмог-

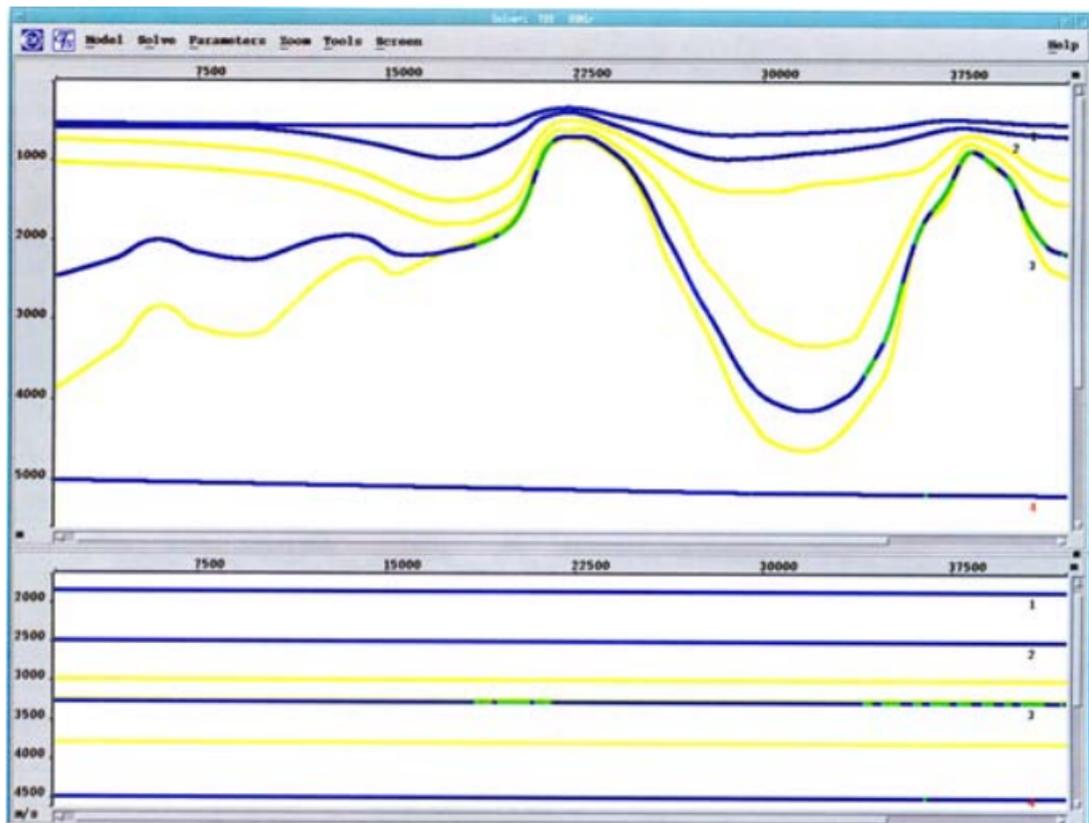


Рис. П.2.19. Модель аппроксимация слов

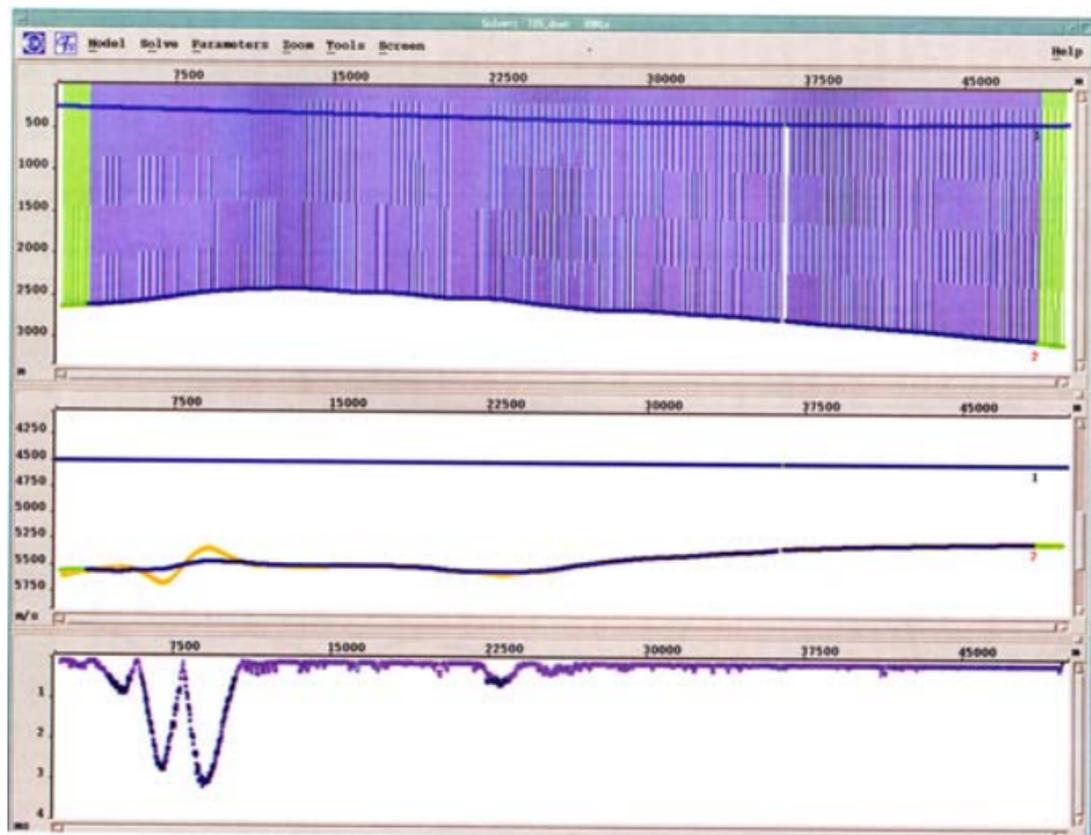


Рис. П.2.20. Решение обратной задачи после погружения сейсмограмм

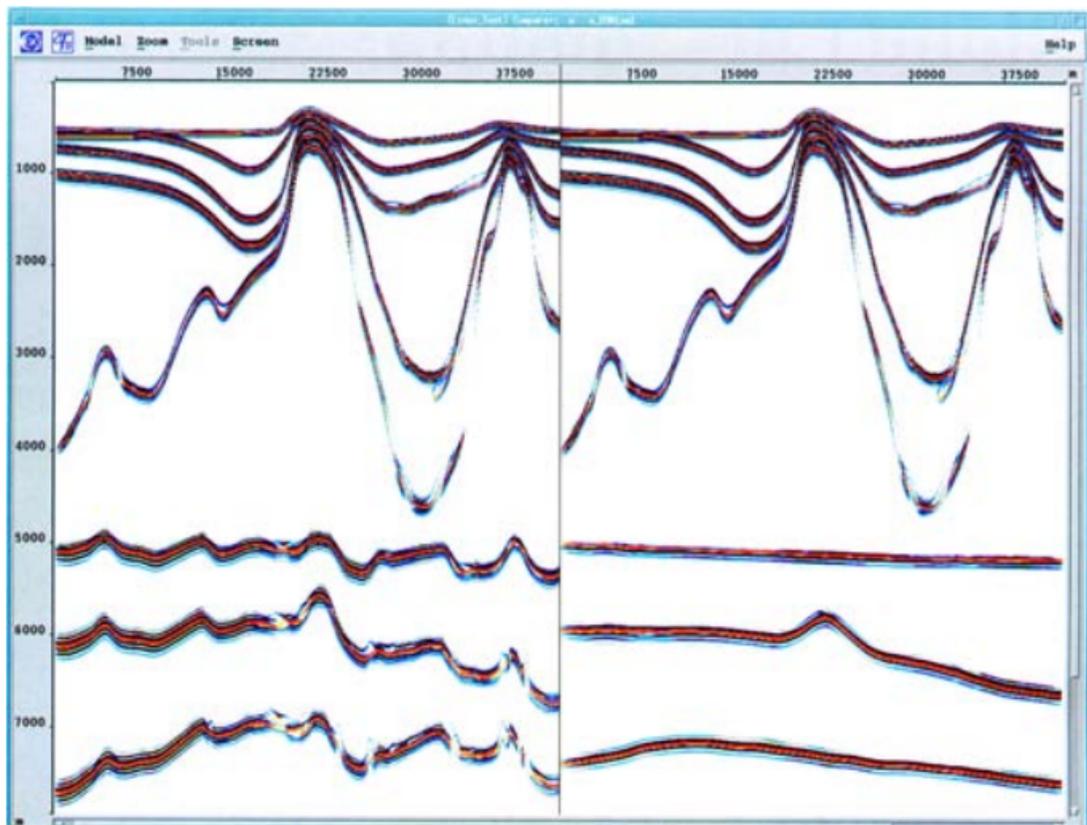


Рис. И.2.21. Результаты миграции до и после погружения

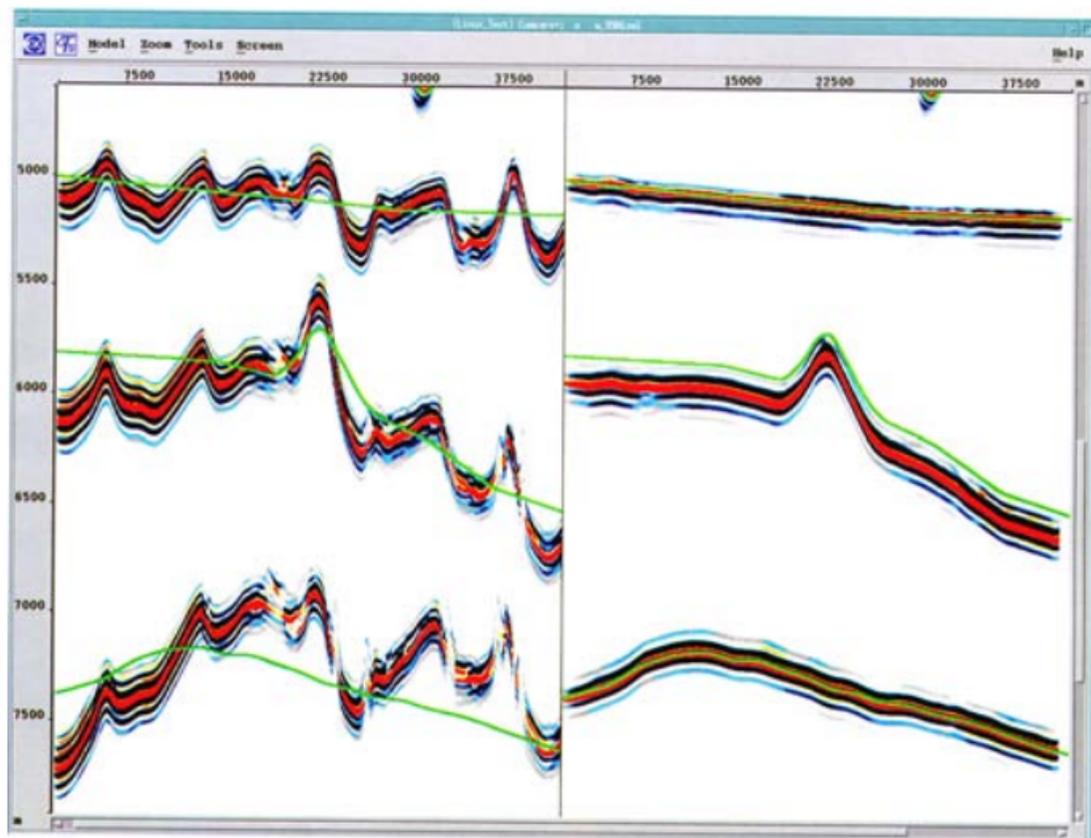


Рис. П.2.22. Динамические глубинные разрезы до и после погружения в целевом интервале

рамм; в левом окне – без применения этих процедур. На рисунке 11.2.22 показано сопоставление тех же разрезов в целевом интервале. Зеленые кривые здесь – исходная модель. Параллельное смещение среднего горизонта относительно его правильного положения на величину ~ 100 м (см. правое окно) является следствием того, что он не включался в модель при решении обратной задачи, а мигрировался со скоростью, найденной в слое между первой и третьей границами.

постмиграционная обработка

Глубинные динамические разрезы подвергались полосовой фильтрации в исходном диапазоне частот, локальному t/r преобразованию с целью понижения уровня помех и регуляции амплитуд.

Выводы

1. Используемые при обработке представленных сейсмических данных алгоритмы, составляющие технологию VELINK, позволили успешно выполнить все этапы предварительной обработки (скорректировать статические поправки, подавить регулярные помехи, в том числе и кратные волны, отрегулировать амплитудный и частотный спектры сигналов).

2. Специальные методы учета неоднородности подсолевой толщи дали возможность получить

надежные данные для изучения подсолевой части разреза.

3. Используемые в системе VELINK методы контроля адекватности полученной глубинно-скоростной модели среды и реального разреза показали, что к этой модели можно относиться с доверием.

4. Некоторые изъяны исходных наблюдений удалось компенсировать в процессе обработки. Так, пропуски отдельных трасс и целых сейсмограмм устранялись процедурой интерполяции в локальном t/r преобразовании разрезов равных удалений. Этого не удавалось сделать, только когда отсутствовало подряд 10 и более сейсмограмм. Также на надежности глубинных построений сказывались совсем «маленькие» для целых отражений длины годографов (~2400–3200 м). В этом случае хорошее попадание в наблюдаемые времена само по себе не обеспечивает необходимой точности определения пластовых скоростей. На подобных профилях защитой служил контроль найденных скоростей по большому количеству точек пересечения с другими профилями, подавляющая часть которых имела достаточные длины годографов.

В целом, глубинные динамические разрезы, полученные в результате миграции в рамках построенной пластовой модели среды, дают количественную и качественную информацию для геологической интерпретации.

Часть III.

Особенности строения Астраханского свода по результатам повторной обработки геофизических и геологических материалов

Глава III.1. Строение фундамента Юстинско-Астраханского блока (свода)

До последнего времени представления о строении фундамента (кровля консолидированной коры) Астраханского свода и его окрестностей базировались на данных сейсморазведки преломленных волн КМПВ и ГСЗ. Непосредственно в пределах Юстинско-Астраханского свода имеется пять профилей КМПВ (II-A, VII, VIII, IX, XI) и три профиля ГСЗ (Шахичеваль Волгоград, Батолит, Яшкуль-Медногорск), отработанные в рамках общей программы регионального изучения глубинного строения Прикаспийской впадины (рис. III.1.1). Из всех профилей КМПВ только один профиль (VIII) отработал по системе наблюдений с длиной годографа 140 км. На остальных профилях (II-A, VII, IX, XI) длина годографа переменная. Там, где в первых вступлениях на удалениях 20–25 км регистрируются волны с кажущейся скоростью 5,0–5,2 км/с, длина годографа составляет 100 км, а там, где на этих удалениях начинают регистрироваться высокоскоростные волны с кажущейся скоростью 6,0–6,5 км/с, она сокращалась до 45–55 км [Костюченко и др., 1988].

Такие недостатки системы наблюдений обусловили неоднозначность интерпретации полученных материалов КМПВ, в частности, касавшихся проблемы разделения высокоскоростных волн от кровли фундамента и границ в осадочном чехле. В результате в настоящее время существует несколько вариантов интерпретации разрезов КМПВ и, соответственно, карт рельефи фундамента Астраханского карбонатного массива, из которых наиболее известны четыре: 1 – составленная Ю.А. Цветелем (1968 г.), 2 – составленная Р.Б. Саложниковым, Ю.Г. Юровым и Ю.А. Воложем [Саложников, 1979], 3 – составленная коллективом авторов под редакцией Н.В. Неволина и Д.Л. Федорова (1987 г.) [Масляев

и др., 1994], 4 – составленная А.Я. Бродским, Ю.А. Воложем и Ю.Г. Юровым (1998 г.). Отличия этих карт сводятся в основном к различной трактовке глубины залегания фундамента в пределах зоны, где в разрезе подсводового комплекса появляется мощная толща карбонатов девонско-башкирского возраста (т.е. в границах собственно Астраханского свода), с кровлей которой связана локально прослеживаемая высокоскоростная граница. Здесь расхождение в глубинах залегания фундамента достигает 5 км. Более того, на карте А.Я. Бродского, Ю.А. Воложа и Ю.Г. Юрова в районе пересечения профилей КМПВ II-A, VII и IX показан Каракульский выступ с глубиной залегания фундамента 6,5 км, т.е. почти на 2,0 км выше, чем здесь по последним данным МОГТ залегает горизонт ПП (подошва девона).

Указанные противоречия заставили нас вновь рассмотреть сейсмические материалы КМПВ (на уровне годографов) по профилям II-A, VII, VIII, IX, XI и провести их повторную интерпретацию с учетом данных МОГТ по региональным профилям с большой (20 с) длиной записи.

В результате анализа материалов КМПВ было установлено, что на профилях VII и IX (лиг. 260–320) волны от преломляющей границы в кровле пород фундамента из-за ограниченной длины годографа не прослежены (рис. III.1.2). Выделенная здесь в первых вступлениях высокоскоростная волна с $V^* = 6,0, 6,5$ км/с связана с границей в кровле девонско-башкирского карбонатного комплекса.

Иная ситуация отмечена на профиле VIII (см. рис. III.1.2), который проходит вдоль правого берега р. Волги от г. Иле. Замыкает до г.с. Вязюка. На этом профиле зарегистрирована следующая волновая картина. На юго-восточном конце профиля, который заходит в пределы Астраханского карбонатно-

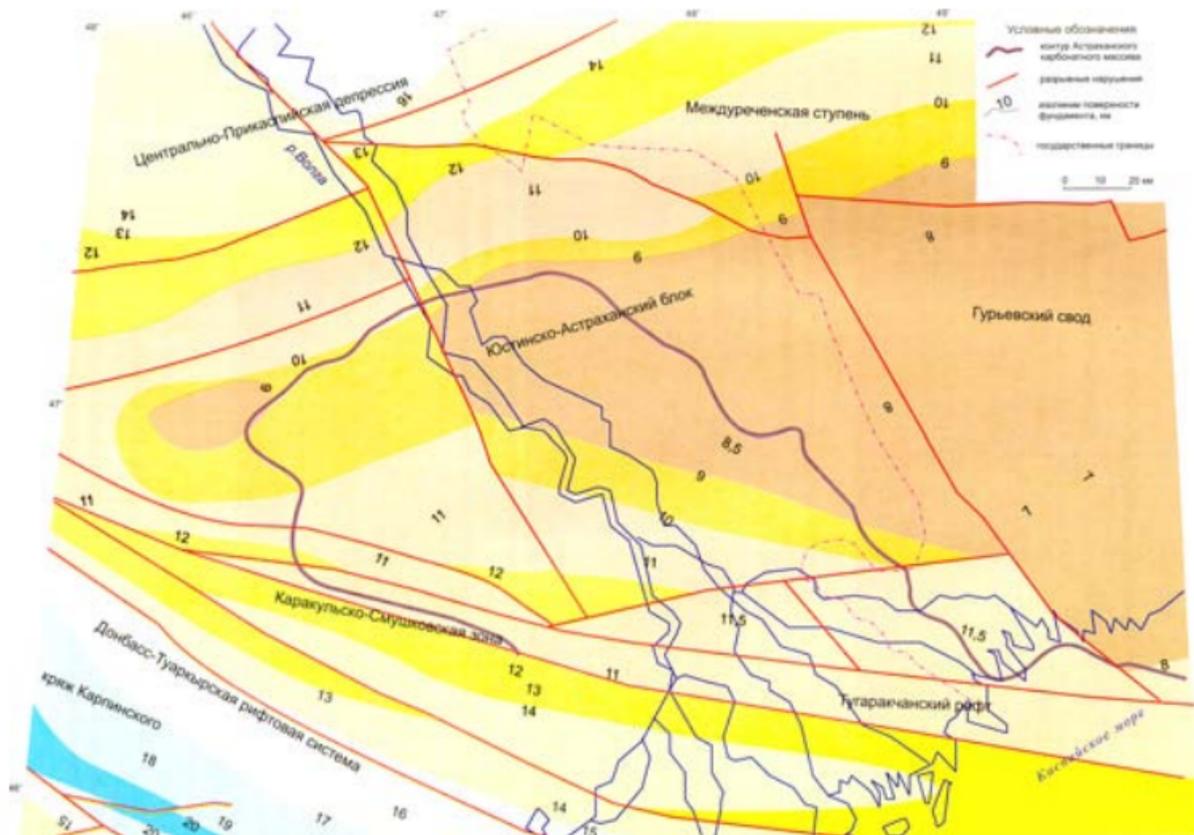


Рис. III.1.1. Схема строения кровли консолидированной коры Астраханского свода

Прикаспийская впадина

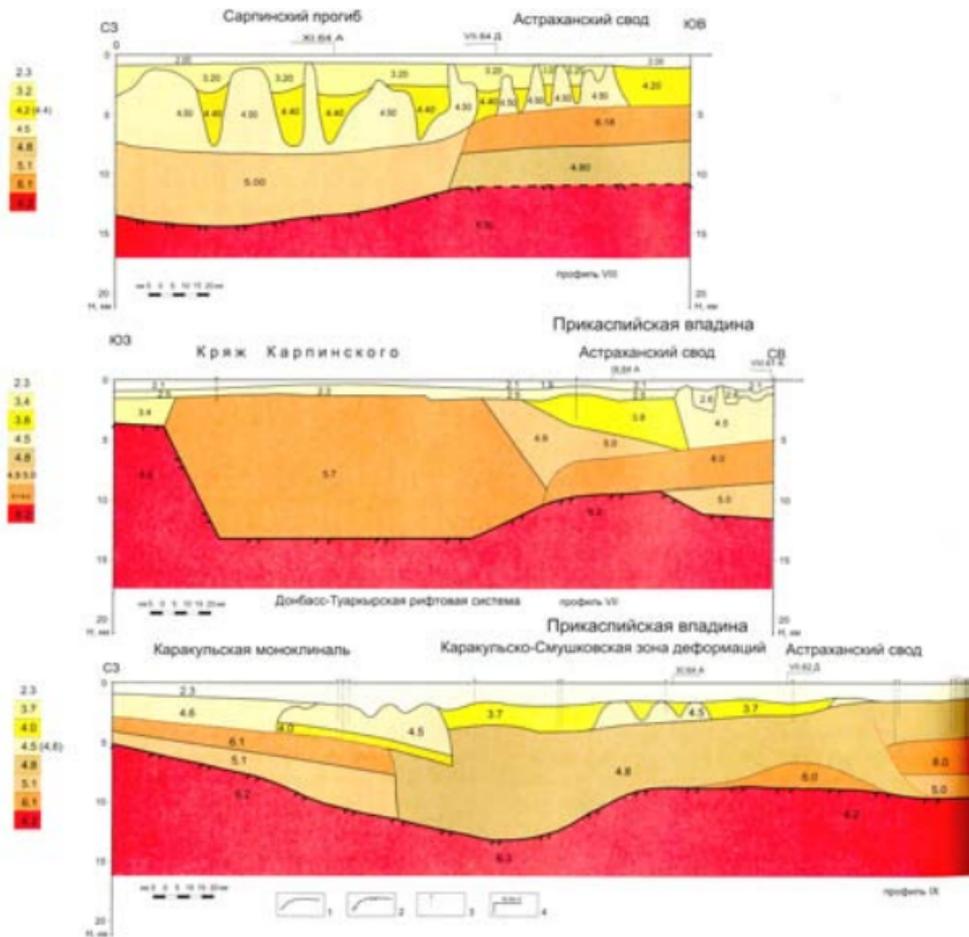


Рис. III.1.2. Скоростные модели строения верхних частей земной коры по данным КМПВ.

Положение линий профилей показано на рис. III.1.1.

1 – границы скоростных слоев, 2 – кровля фундамента (Ф), опорный преломляющий горизонт (d_1^*) с граничной скоростью 6,0–6,3 км/с, 3 – положение глубоких скважин, 4 – пересечение региональных профилей

го массива, прослеживаются две высокоскоростные преломляющие границы – d_4^{oc} и d_5^{oc} .

Преломленная волна P_4^{oc} с $V^* = 6,0\text{--}6,5$ км/с регистрируется в области первых вступлений в интервале от 20–25 до 70–80 км от пункта взрыва. Динамически она хорошо выражена. Ее корреляция и опознавание на сейсмограммах однозначны, степень рефракции незначительна. Преломляющая граница d_4^{oc} , построенная по волне P_4^{oc} , на расстоянии 80 км задает субгоризонтально на глубине 4,0–4,5 км, затем резко (пик 80–90 км) погружается до 5,0–5,5 км и до 6,0–6,6 км (пик 90–100 км), прерываясь проследившись на пк 105–110 км при переходе от Астраханского свода к Сарпинскому прогибу. По данным бурения, граница d_4^{oc} приурочена к кровле карбонатной толщи верхнего девона среднего карбона.

Преломленная волна P_5^{oc} ($V^* = 6,9\text{--}7,0$ км/с) в первых вступлениях прослеживается в интервале пикетов от 70–80 км до 130–144 км от пункта взрыва (максимальное удаление взрыв/прибор). Ее основные признаки – высокая интенсивность, низкая частота и значительные величины кажущихся скоростей. Волны группы P_5^{oc} в первых вступлениях регистрируются почти всегда, благодаря резкому затуханию волн группы P_4^{oc} , которое начинается на удалениях 72–80 км от пункта взрыва. Волны P_5^{oc} во вторых вступлениях регистрируются, начиная с 60–80 км от пункта взрыва, как группа преломленных волн, четко выделяющаяся наибольшей кажущейся скоростью и максимальной интенсивностью. На расстоянии до 70–90 км от пункта взрыва временной интервал между волнами P_4^{oc} и P_5^{oc} заметно сокращается. Кажущаяся скорость волн P_5^{oc} изменяется от 6,4 до 7,8 км/с, не считая зон, связанных с крутыми склонами соляных куполов. Группа волн P_6^{oc} отличается наиболее низким частотным спектром (8–9 Гц) и очень сложным интерференционным характером записи. Группу волн P_6^{oc} в первых вступлениях сменяет волна от границы М, что позволяет стратифицировать преломляющий горизонт d_4^{oc} как кровлю консолидированной коры (поверхности фундамента). Преломляющий горизонт d_4^{oc} прослеживается на глубинах 10,5–13 км, фиксируя слабое погружение кровли фундамента на юго-восток и более резкое (до 15–18 км) на северо-запад в

сторону Сарпинского прогиба. В пределах последнего горизонт d_4^{oc} отчается на глубинах 15–19 км. Сочленение Сарпинского прогиба с Юстинско-Астраханским блоком происходит по тектоническому нарушению амплитудой свыше 1 км.

Таким образом, практически на всех профилях (или участках профилей) КМПВ, которые пересекают Астраханский свод (карбонатный массив) или заходит на его территорию, информация о положении кровли фундамента отсутствует. Исключение представляет только профиль VIII, полученный методом КМПВ, и профили ГСЗ «Батолит» и «Яшкуль–Медноорск», где фундамент прослеживается повсеместно. Так, по данным С.Л. Костюченко с соавторами [2004], по профилю «Батолит» фундамент под Астраханским карбонатным массивом в его левобережной части залегает на глубине 8 км, а в правобережной – 10 км. Зона резкой смены глубины залегания фундамента совпадает с поймой р. Волги, где выделяется крупный разлом амплитудой до 2 км.

Анализ материалов МОГТ по региональным профилям с большой длиной записи (20 с) показал, что в пределах Астраханского карбонатного массива, местами ниже опорного отражающего горизонта III, прослеживается еще одна граница, которая залегает на 2–3 км глубже и примерно соответствует по глубине преломляющему горизонту d_4^{oc} , выделенному на профиле VIII (КМПВ). Наиболее уверенно этот горизонт прослеживается на периферии Юстинско-Астраханского свода (Сарпинский и Тугаринский прогибы, Междуреченская ступень). Иная картина наблюдается на самом своде, особенно в его левобережной части. Здесь сплошная часть разреза земной коры ограничена горизонтом III. Ниже него сейсмическая запись не упорядочена, что характерно для комплекса консолидированной коры. Исходя из этого был сделан вывод о примерном совпадении здесь кровли фундамента с подошвой девона. Справедливость этого предположения подтверждают данные по профилю VII, отработанному двумя методами – КМПВ и МОГТ (рис. III.1.3). Здесь высокоскоростная граница, связанная с поверхностью фундамента, и отражающий горизонт III совпадают друг с другом с точностью до 0,2 с (примерно 500 м по глубине).

По результатам комплексной интерпретации материалов КМПВ, ГСЗ, МОГТ была составлена схема строения кровли консолидированной коры Юстинско-Астраханского блока (см. рис. III.1.1, I.1.1). Как видно из этой карты, кровля консолидированной коры этого блока представляет собой крупный, открытый на восток, структурный выступ, или свод. По южному - 11,5 км этот выступ протягивается в субширотном направлении на расстояние до 200 км (длина ширины от 60 км на западе до 100 км на востоке). Северный и южный борта этого выступа крупные и осложнены сбросами. По этим сбросам происходит резкое погружение кровли фундамента на юг, в сторону Тугаракчанского рифта (до 11–13 км в северной акватории Каспийского моря) и Каракульско-Смушковой зоны, а также на север, в сторону Центрально-Прикаспийской депрессии и Междуреченской ступени. Юстинско-Астраханский блок пологой седловинной и крупным разломом, проведенным весьма условно вдоль поймы Волги, разделяется на два более мелких выступа. Западный, расположенный на правобережье р. Волги, более четко обособлен и в литературе называется Юстинским. Восточным ограничением Юстинско-Астраханского блока фундамента служит разлом север-северо-западного простирания, который отделяет его от расположенного восточнее Юрьевского блока (см. рис. I.1.1, III.1.1), входящего, как и Юстинско-Астраханский блок, в Актюбинско-Астраханскую систему поднятий. Западный склон Юстинско-Астраханского блока через систему разломов опускается в сторону средне-позднепалеозойского Сарпинского прогиба, в наиболее погруженной части которого кровля фундамента залегает на глубине 16 км. Западный борт Сарпинского прогиба через систему разломов переходит в западное бортовое обрамление Прикаспийской впадины.

На юге структуры фундамента Юстинско-Астраханского блока рядом разломов отделяются от более молодых рифтогенных структур – раннепалеозойского Тугаракчанского рифта, вложенного на фундамент южной краевой зоны Восточно-Прикаспийского геоблока, а также средне-позднепалеозойского Донбасс-Туаркырского и мезо-кайнозойского края Карпинского, фундамент которых принадлежит Северо-Устюртскому блоку. Донбасс-Туаркырская средне-позднепалеозойская рифтовая

система в рельефе кровли фундамента выражена в виде узкого асимметричного желоба, с максимумом погружения (до 20 км) на юге. На ее границе с более древней Тугаракчанской рифтовой системой выделяется узкая система поднятий фундамента и бортовой зоны Донбасс-Туаркырской рифта – так называемая Каракульско-Смушковская зона. Последняя отделяет Донбасс-Туаркырскую рифтовую систему от Юстинско-Астраханского блока и от Тугаракчанского рифта. Наблюдается надвигание структур Каракульско-Смушковской зоны на Юстинско-Астраханский блок.

На временных разрезах ОГТ, в интервале регистрации волн, характеризующих строение консолидированной коры, выделяются две среды: верхняя – «прозрачная», и нижняя – с большой плотностью неспряженных горизонтальных и субгоризонтальных отражающих площадок, которая получила название «отражательного комплекса», или зоны «рефлективности» [Бродский и др., 1993]. «Прозрачная» зона сопоставляется с областью хрупких деформаций, а зона «рефлективности» – с областью упруго-пластичного течения. Подошва зоны «рефлективности» в большинстве случаев совпадает с границей Мохоровичича, а ее верхняя граница имеет сложную конфигурацию. Толщины зоны «рефлективности» распределены в консолидированной коре неравномерно, на отдельных участках она образует высокоамплитудные, дипироподобные складки. В областях с переходной земной корой деструктивного типа вся консолидированная кора представлена зоной «рефлективности». Встречаются и участки, где, наоборот, консолидированная кора на всю свою мощность «прозрачная». В пределах изученной территории отмечены две зоны высокого залегания кровли «рефлективности»: одна соответствует системе приводных блоков фундамента Северо-Устюртского геоблока, а вторая – границе Сарпинского прогиба и Юстинско-Астраханского блока [Бродский и др., 1994, 2000, 2004]. В осевой части Донбасс-Туаркырской рифтовой системы с угоненной переходной корой консолидированная кора на всю свою мощность сложена зоной «рефлективности».

Не менее значительные отличия в строении фундамента различных структур региона вытекают из рассмотренных материалов КМПВ-ГСЗ, и в

первую очередь – данных о величине граничных скоростей переомленных волн по поверхности фундамента (кровле консолидированной коры) [Костюченко, Егоркин, 2004]. По этому параметру отчетливо обособляются такие структуры, как Сарпинский и Тугаракчандский прогибы, Донбасс-Туаркырская система, с одной стороны, а с другой стороны Актюбинско-Астраханская система поднятий фундамента, западной частью которого является рассматриваемый Юстинско-Астраханский блок. Для первых характерны высокие значения граничных скоростей (6,8–7,0 км/с), а для вторых – низкие (5,9–6,2 км/с). Отличается и форма запи-

си волн группы P_{II}^K во вторых вступлениях в блоках фундамента с высокими и низкими значениями граничных скоростей. В блоках фундамента с низкими значениями граничных скоростей волновое поле сложное: осложнено осями синфазности с большими или меньшими кажущимися скоростями.

Высокие значения граничных скоростей и окрашенная (по сравнению с окружающими структурами) мощность консолидированной коры Сарпинского прогиба, Тугаракчандского рифта и Донбасс-Туаркырской рифтовой зоны рассматриваются как показатели принадлежности их к структурам растяжения (раздвига) земной коры [Brunet et al., 1999].

Глава III.2. Строение «доплитных» и складчатых комплексов Юстинско-Астраханского блока

Сейсмической информации о строении «доплитных» и «складчатых» комплексов осадочного чехла недостаточно в силу их, как правило, большой степени катагенетического преобразования, дислоцированности и насыщенности магматическими (в основном эффузивными) образованиями. Поэтому для их характеристики приходится прибегать к другим источникам геофизической информации, в первую очередь – к материалам гравитационных и магнитных исследований.

Гравитационное поле привлекает интерес как источник информации о строении глубоко залегающих (свыше 7,0 км) горизонтов осадочного чехла. Особый интерес в этом отношении представляет вопрос о природе крупной аномалии, расположенной по южной окраине Прикаспийской впадины. Эта феноменальная аномалия впервые была установлена в конце 40-х годов прошлого века в низовьях р. Эмбы и получила название **Южно-Эмбийский максимум** [Кропоткин и др., 1971]. Последующими работами было показано, что она продолжается непрерывно через акваторию Северного Каспия, с максимумом в центре акватории, а также на запад вплоть до Донбасса. Поэтому аномалия получила новое название – **Северо-Каспийская (СКА)**. По изолинии +10 мГал СКА имеет длину более 1000 км и ширину 250–300 км. Ее амплитуда до 60–70 мГал (рис. III.2.1).

Южная граница солянокупольной области Прикаспия пересекает Северо-Каспийскую анома-

лию под острым углом к ее оси, так что западная часть аномалии расположена, в основном, южнее солянокупольной области. В акватории Северного Каспия аномалия расширяется, охватывая п-ов Бузачи [Международная..., 2003]. Юго-западная ветвь аномалии отходит от впадины Прикаспия на Донбасс, с восточной стороны другая ветвь выходит в сторону Манычского. Юстинско-Астраханский блок расположен на северной окраине Северо-Каспийской равнины аномалии.

В отличие от расположенных к северу Аралсорского и Хобдинского гравитационных максимумов, пространственно совпадающих с выступами поверхности М. Северо-Каспийская аномалия приурочена к зоне с типичной для континентов мощностью коры порядка 40–42 км (рис. III.2.2 а, б). Следовательно, ее природа заключается в суммарном воздействии двух факторов:

1. Влияние рельефа региональных плотностных границ внутри земной коры и осадочного чехла, таких, как кровля консолидированной коры (фундамента), кровля докунгурского комплекса (раздел соленосного и подсолевого комплексов), кровля вюрского комплекса (рис. III.2.3).

2. Результат суммарного воздействия ряда аномалиеобразующих геологических тел (литостратиграфические единицы), заключенных внутри сейсмостратиграфических подразделений земной коры (консолидированной коры, «плитного», «доплитного» и «складчатого» комплексов осадочного

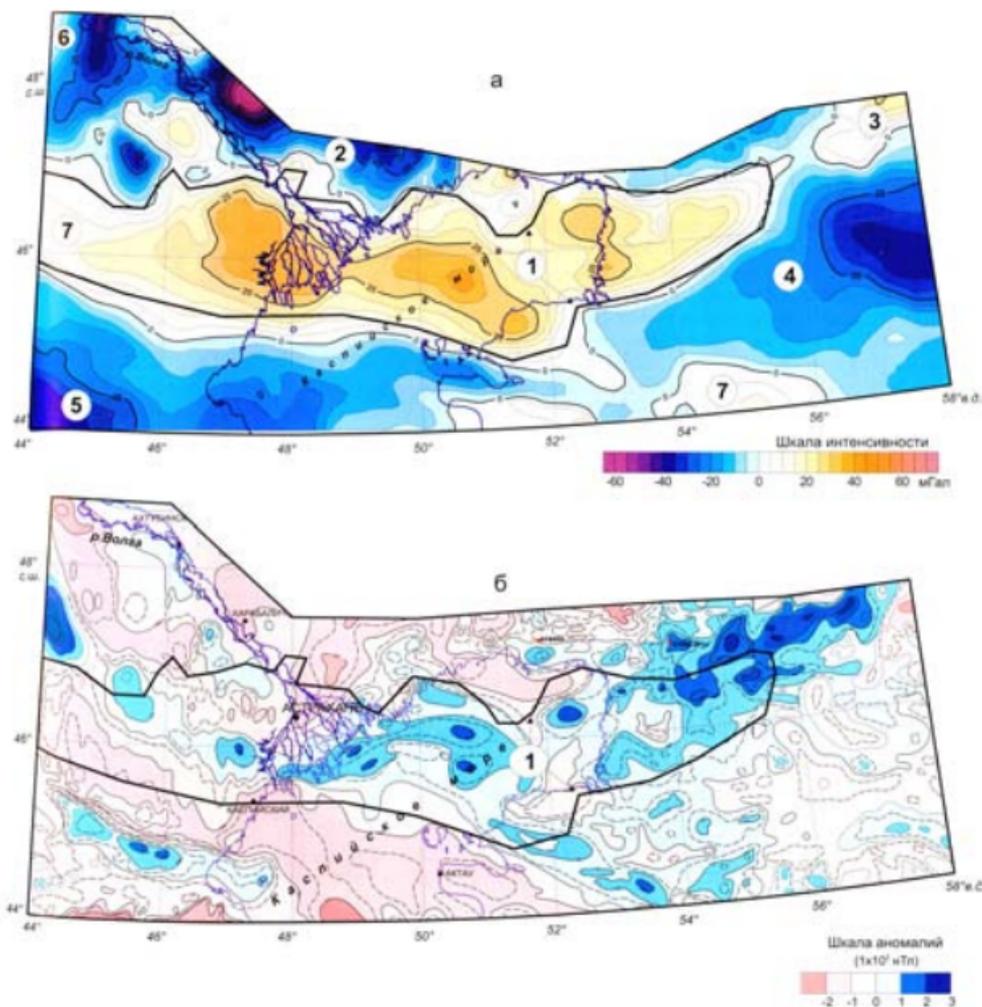
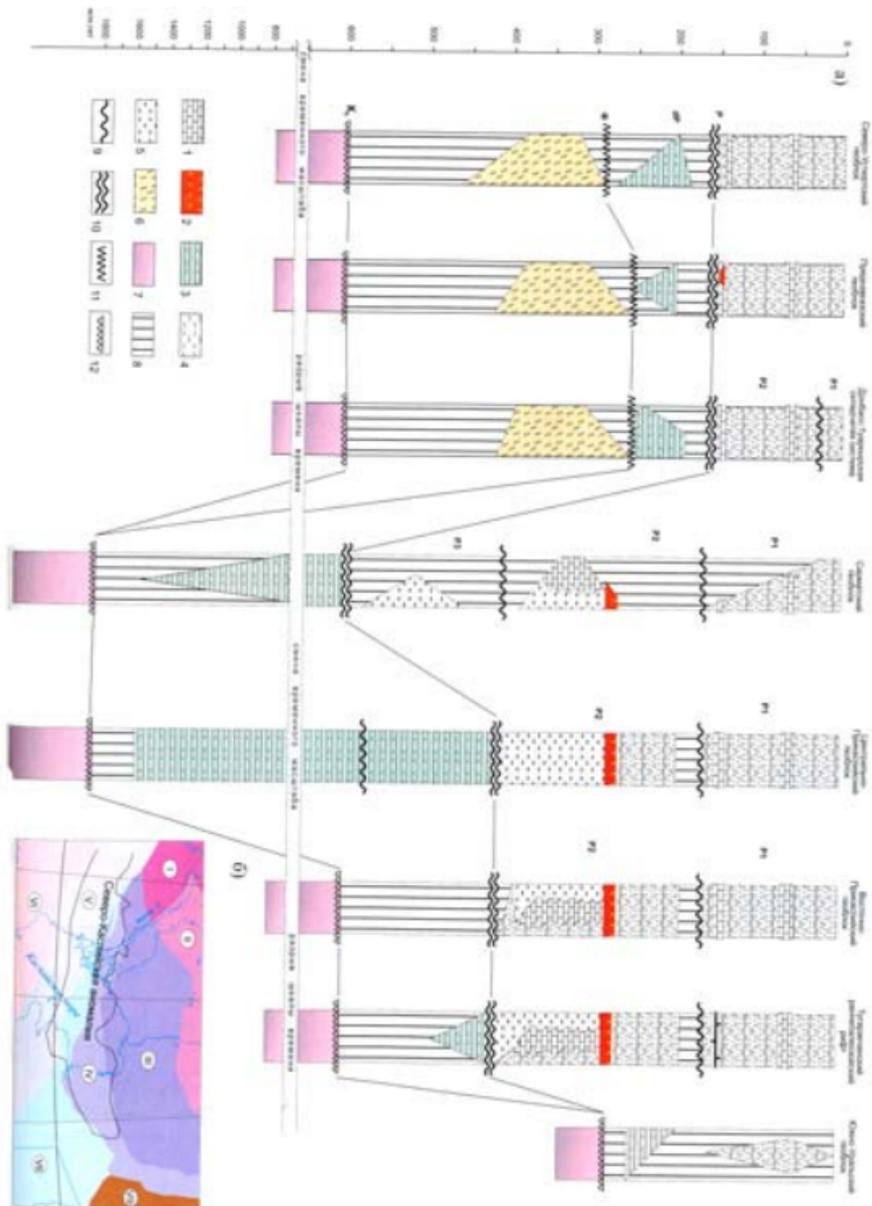


Рис. III.2.1. Гравитационное поле Северо-Каспийского региона (аномалии Буге) (а) и аномалии магнитного поля (б)



чехла) и характеризующихся: а) аномальной плотностью до 1,0–1,1 г/см³; б) большой мощностью (от нескольких сотен метров до 8–10 км и более); в) большими площадными размерами.

На западном слоне Южного Урала такими аномальными свойствами обладают тектонические покровы внутренних уралид с плотностью, достигающей мантийных значений (3,2 г/см³), выходящие на поверхность либо перекрытые тонким чехлом осадочных отложений верхнего палеозоя и мезокайнозой. В пределах Восточно-Прикаспийского и Центрально-Прикаспийского геоблоков плотностные аномалии связаны с комплексом верхнего ордовика силура, кунгурскими солями и пермско-триасовыми отложениями межкупольных мульд (рис. III.2.4).

В Восточно-Прикаспийском геоблоке аномальный вулканогенно-терригенный комплекс нижнего палеозоя слагает «доплитный» комплекс осадочного чехла и одновозрастный с ним вулканоплутонический комплекс (повышающие каналы, дайки и жилы) внутри консолидированной коры. Наконец, аномалии гравитационного поля приурочены к карбонатным внутрибассейновым платформам девонско-башкирского возраста внутри «плитного» комплекса. В пределах Донбасс-Туаркырской зоны гравитационные аномалии связаны со «складчатым» комплексом осадочного чехла, представленным терригенными и вулканогенными отложениями девона–перми. В пределах Северо-Устьюртского блока

– с вулканогенно-терригенным комплексом карбона – нижней перми, образующим «складчатый» комплекс осадочного чехла (см. рис. III.2.2 а, б).

В настоящее время существуют многочисленные методы геологического редуцирования гравитационных (и магнитных) полей, которые позволяют, используя априорную геологическую информацию (данные сейсморазведки, бурения и т.п.) о структурной позиции, глубине залегания и мощности возможных аномальных масс, установить их плотность, а отсюда – состав и возможный генезис. Задача сводится к построению на основе имеющейся геолого-геофизической информации полной геологической модели и к детальному воспроизведению поля ее притяжения. Нами для этой цели использован разработанный В.И. Сегаловичем и О.А. Васильевым метод гравитационной и магнитной геотомографии (ГМТ) [Сегалович и др., 2003, 2007; Segalovich et al., 2005].

В результате вычислений подобрана геотомографическая (редукционная) модель земной коры района Северо-Каспийской аномалии (рис. III.2.5). На приведенном рисунке показано разложение суммарного поля силы тяжести на компоненты, соответствующие набору структурных карт (см. рис. III.2.3). При этом отмечаем, что точность воспроизведения наблюдаемых аномалий силы тяжести определяется суммой эффектов от отдельных границ и неоднородностей вещественного состава характеризуется: предельной ошибкой – 3,8, среднеквадратической погрешностью

Рис. III.2.2. Схема тектонического районирования и сопоставление разрезов земной коры геоблоков Северо-Каспийского региона и прилегающих территорий.

а) – сводные стратиграфические колонки чехла: 1 – карбонатные породы; 2 – соленосные; 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные; 4 – терригенные мелководные; 5 – терригенные относительно глубоководные, слабогипсофицированные; 6 – породы складчатого чехла; 7 – породы фундамента; 8 – порывы в осадочном колесении; 9–12 – границы комплексов: 9 – внутриплитных; 10 – плитного, 11 – доплитного, 12 – кровли фундамента (консолидированной коры). Вертикальная шкала – шкала времени в млн. лет. Латинские буквы обозначают: К – кровля консолидированной коры; Ф – кровля складчатого комплекса, ДР – кровля доплитного комплекса, Р3, Р2, Р1 – толпы внутриплитного комплекса.

б) – основные структуры (блоки) фундамента: I – Сарматский блок, кора дорифейской консолидации; II – Центрально-Прикаспийский блок, утоненная кора дорифейской консолидации, переработанная в процессе раннерифейского рифтогенеза; III – Восточно-Прикаспийский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации; IV – Туаркырско-Примугджарский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации, утоненная в результате раннепалеозойского рифтогенеза; V – Донбасс-Туаркырский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации, утоненная в результате девонского рифтогенеза; VI – Предкавказский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации, переработанная в позднем палеозое; VII – Северо-Устьюртский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации, переработанная в раннем палеозое; VIII – Южно-Уральский блок, кора палеозойской консолидации

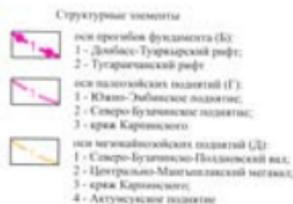
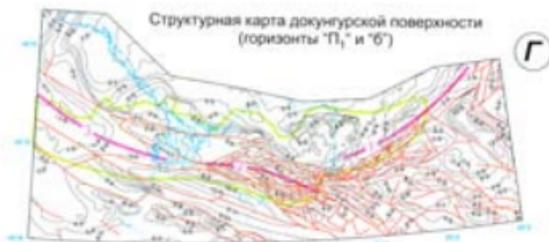


Рис. III.2.3. Структурные карты.

Показывают соотношение Северо-Каспийской аномалии с положением регионально выдержанных плотностных границ в разрезе осадочного чехла и консолидированной коры

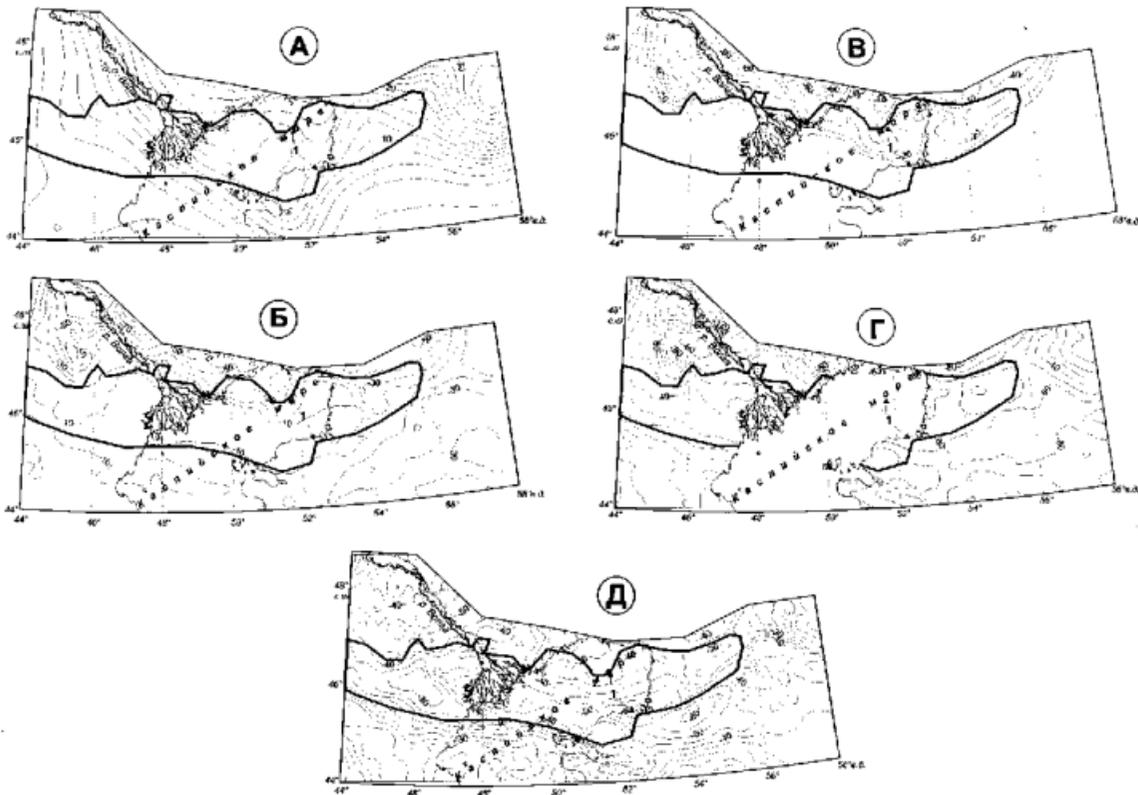


Рис. ПЛ.2.4. Соотношение Северо-Каспийской аномалии с гравитационным отображением плотностных границ осадочного чехла (см. рис. ПЛ.2.3).

Изометрии в мГал: А–Д – схемы гравитационных аномалий, связанных с: А – поверхностью «М», Б – кровлей консолидированной коры (Ф), В – поверхностью додевонского несогласия (сейсмический отражающий горизонт «П»), Г – докунгурской поверхностью (сейсмический отражающий горизонт «П_н»), Д – поверхностью доюрского несогласия (сейсмический отражающий горизонт «V»)

– ±1,75 мГал. Это соответствует исходным данным (точность – до 5 мГал).

Точность привязки расчетных аномалий к нормальному (формула Гельмерта) полю Земли составила ±1 мГал. Тем самым модель нормализована и ее предлагается принять в качестве основы для дальнейших работ по геологической редукции гравиметрических данных. Полученные результаты используются далее для решения проблемы определения состава и возможного генезиса главного источника Северо-Каспийской аномалии. На основании установленных параметров структуры и позиции аномальных масс они определяются в качестве **вулканогенно-терригенного лито-стратиграфического «доплатного» комплекса нижнего палеозоя Тугаракчанского рифта и вулканогенно-платонического комплекса в составе «консолидированной коры» Восточно-Прикаспийского геоблока.**

Таким образом, исходя из предложенной модели, на Юстинско-Астраханском блоке и в основании Астраханского карбонатного массива, где Северо-Каспийская аномалия захватывает преимущественно территорию по правому берегу р. Волги, распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижнего палеозоя, принадлежащие северозападному окончанию Тугаракчанского рифта. Как будет показано ниже, свою роль, вероятно, сыграли также вулканиты и подводящие каналы раннего девона, присутствующие в составе отложений подоселенного комплекса Астраханского карбонатного массива. Из этого можно заключить, что Астраханский карбонатный массив на начальных этапах своего развития примыкал к зоне рифтогенеза.

Установленное в районе Юстинско-Астраханского блока смещение пол острым углом структур раннепалеозойского (Тугаракчанский рифт) и позанедевонского (Донбасс-Туаркырская зона) заложения интерпретируется нами как отображение правостороннего тектонического сдвига, ориентированного в направлении северосеверо-запад – восток-юго-восток (вдоль края Карпинского).

Связи и деформациям вдоль края Карпинского, видимо, сопутствовали вертикальные дифференцированные перемещения коровых блоков. В частности, с этими движениями связаны сбросо-

вые перемещения фундамента и доверхнепермских комплексов Прикаспийской впадины по отношению к краю Карпинского и эрозия палеозойских отложений. Кроме того, как будет показано ниже, деформации и надвигания структур края Карпинского на Астраханский карбонатный массив оказали существенное влияние на процессы седиментации в пределах последнего.

Полученные данные и проведенный их анализ позволяют сформулировать основные положения о тектонической природе Северо-Каспийской аномалии [Сегалович и др., 2007].

Северо-Каспийская аномалия обусловлена базитовым вулканическим комплексом раннего палеозоя. Он лежит частично внутри фундамента Восточно-Прикаспийского блока (силлы, дайки, подводящие каналы) и частично внутри доплатного комплекса осадочного чехла, слагаая основание Тугаракчанского рифтогенного прогиба. По возрасту эти вулканиты коррелируют рифтогенному хидраюсовскому вулканогенно-осадочному комплексу западного склона Южного Урала и его аналогам [Бочкарев, Язена, 2000; Самыгин, 1980].

На досреднепалеозойском стратиграфическом уровне структура Северо-Каспийской аномалии под острым углом западнее Юстинско-Астраханского свода съезжается с комплексом основания края Карпинского, сложенным деформированными вулканогенными и осадочными породами девона – перми, слагающими «складчатый комплекс» осадочного чехла Донбасс-Туаркырской зоны. Останцы вулканитов в основании края Карпинского прослеживаются на его юго-восточном продолжении в южном направлении Устьюрта.

Заметим, что в центральной части Прикаспийской впадины, где вулканические комплексы могут погружаться на критические (ниже изотермы Кюри) глубины, мощные магнитные аномалии ослабевают в 2–3 раза и, соответственно, их связь с гравиационными аномалиями полностью теряется.

Очевидно, что ордовикско-силурийский вулканизм Тугаракчанского рифтогенного прогиба проявился при деструкции континентальной коры Урала и обновлении океанической коры Уральского палеоокеана на месте тройной точки сочленения. Возможно, дальнейшее изучение позволит уточнить возраст Тугаракчанских вулканитов и он ока-

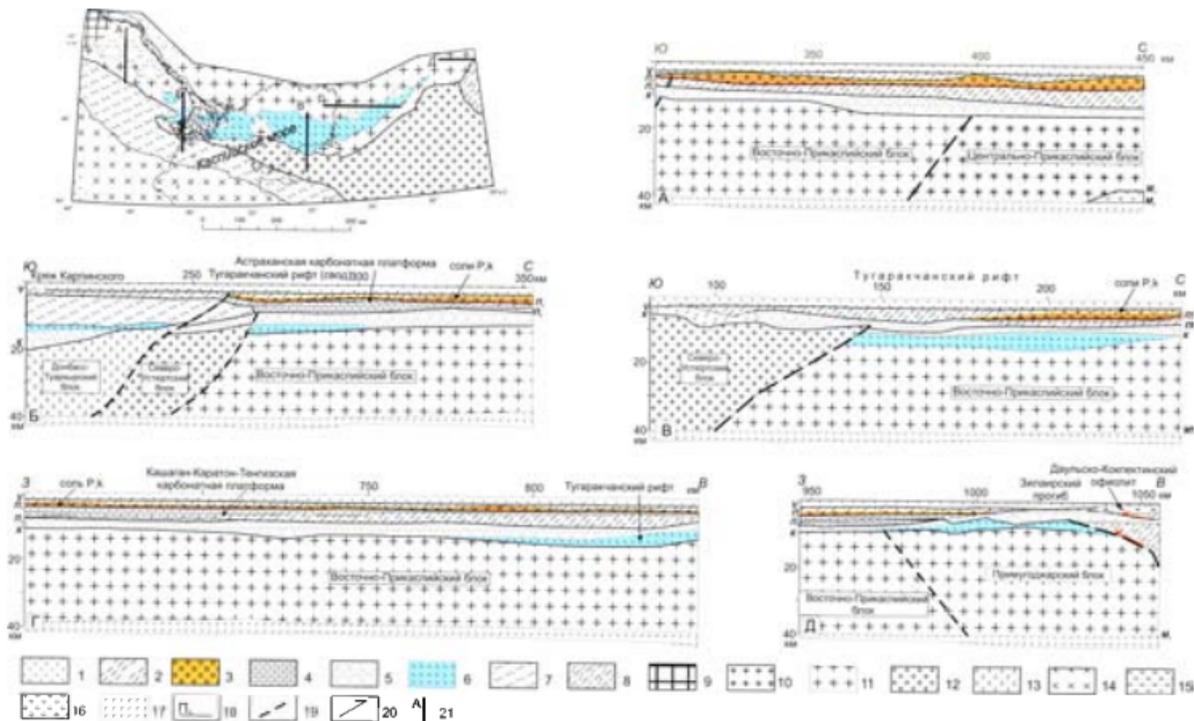


Рис. III.2.5. Геологическая схема среза земной коры на глубине 13 км и разрезы по линиям: А, Б, В, Г, Д.

1–4 – плитные комплексы осадочного чехла: 1 – юрско-кайнозойские терригенные и карбонатные отложения, 2 – верхнепермско-триасовые и каменноугольно-нижнепермские терригенные отложения, 3 – кунгурские соленосные отложения, 4 – девонско-башкирские известняки и доломиты; 5–6 – доплатные комплексы, 5 – нижнепалеозойские терригенные и вулканогенно-осадочные отложения, 6 – вулканогенные толщи основного состава, формирующие Северо-Каспийскую аномалию; 7–8 – складчатые комплексы осадочного чехла: 7 – терригенные и вулканогенно-осадочные толщи Донбасс-Туаркмырской рифтовой системы, 8 – складчатые комплексы Урала; 9–14 – комплексы консолидированной коры: 9 – Сарматского блока, 10 – Центрально-Прикаспийского блока, 11 – Восточно-Прикаспийского и Примугоджарского блоков, 12 – Северо-Устьюртского блока, 13 – Донбасс-Туаркмырского блока, 14 – Предкавказского блока; 15 – ультрабазиты и офиолиты Урала; 16 – эколгиты основания консолидированной коры; 17 – мантийные комплексы; 18 – опорные отражающие горизонты и их индексы; 19 – разрывные нарушения; 20 – направление движений покровов по надигам Урала; 21 – положение линий профилей на схеме. Буквами на разрезах обозначаются: К – подошва консолидированной коры; M_1 – кровля эколгитов, M_2 – подошва эколгитов

жестя более близким рифтогенному кидясовскому комплексу Урала. Современное соотношение между структурами Туларакчанского рифа и офиолитовыми аллохтонными Уральскою пирровно-складчатого пояса установилось, видимо, в результате тектонических движений коллизонной и постколлизонной стадий эволюции. В ряде работ (Пучков, 2000; Костюченко и др., 2001; Берзин и др., 2003; Костюченко, Егоркин, 2004), в том числе на основании данных сверхглубокого бурения (СГ-4) и региональных сейсмических работ (URALSEIS), показано, что в зонах внутренних уралов мантйные (офиолиты), островодужные и связанные с ними другие комплексы пород нижнего палеозоя повсеместно «подвешены» в верхней части коры, то есть находятся в аллохтонном залегании.

Из этого мы можем сделать вывод, что развитие вулканических процессов в зоне Туларакчан-

ского прогиба связано, скорее всего, с рифтингом на окраине Восточно-Европейского палеозойского континента. Континентальный рифтогенез синхронен здесь с океаническим спредингом в ордовике и силуре. Тройная точка (рифт-хребет-хребет) располагалась, по-видимому, на месте Северо-Западного Приаралья. Сочленены три зоны растяжения: 1) мериональная (современные координаты) – Уральская (офиолиты Южного Урала), 2) юго-восточная – Туркестанская (офиолиты Северо-Западного Приаралья, Западных Кызыл-Кумов и Южного Тянь-Шаня) и 3) субширотная – Северо-Каспийская (вулканы Туларакчанского прогиба). Первые два луча отвечают средне-океаническим хребтам раскрывшихся океанических бассейнов, третий луч – внутриконтинентальному рифту, развитие которого на предспрединговой стадии остановилось [Сегалович и др., 2007].

Глава III.3. Сейсмостратиграфия платного комплекса Астраханского свода

Выполненные в последние 10 лет в пределах Астраханского свода буровые работы существенно дополнили представления о строении подсолевого разреза. Особенную ценность в этом отношении представляют данные бурения глубоких (глубиной свыше 6000–7000 м) скважин, вскрывших отложения девона. Они впервые позволили получить прямую геологическую информацию о литолого-стратиграфической характеристике подсолевого разреза Астраханского свода в частности. Важным итогом глубокого параметрического бурения явилось также получение необходимых геологических данных о стратиграфическом помехении в разрезе сейсмических границ. Сейсмостратиграфический анализ имеющегося геолого-геофизического материала позволил выделить латеральный и вертикальный ряды сейсмостратиграфических подразделений изученной территории, которая входит в состав Астраханско-Актюбинской сейсмогеологической области Прикаспийской провинции. По особенностям внутреннего строения и характера прослеживаемых отражающих горизонтов и границ в пределах этой области нами выделяются три сейсмогеологических района (СР): Южно-Астраханский, Цент-

рально-Астраханский и Заволжский (рис. III.3.1). В вертикальном ряду сейсмостратиграфических подразделений выделены три структурно-дислокационных этапа: подсолевой, солевой и подсолевой, которые оморскими отражающими горизонтами разделены на квазисинхронные сейсмостратиграфические комплексы (КССК) и подкомплексы.

В подсолевом разрезе Астраханского карбонатного массива традиционно выделяются три сейсмических горизонта – «Ш», «ПП», «П». Кроме того, участками можно проследить еще несколько отражающих горизонтов («П», «С», «ПП»), и «Б»), из которых относительно лучшим качеством прослеживания отличаются горизонты «ПП», «Б» и «С». В целом для подсолевого разреза Астраханского свода можно говорить о повсеместном прослеживании двух групп сейсмических границ, одна из которых приурочена к нижней, а вторая к верхней части подсолевого разреза (см. рис. III.3.1).

Нижняя группа границ объединяет четыре отражающих горизонта – «П», «ПП», «ПП» (см. рис. III.3.1).

Первая из них (ПП) – наиболее глубокая: отметки ее рельефа составляют 6500–6900 м в центре свода и 8000 м и более – на его склонах. Граница

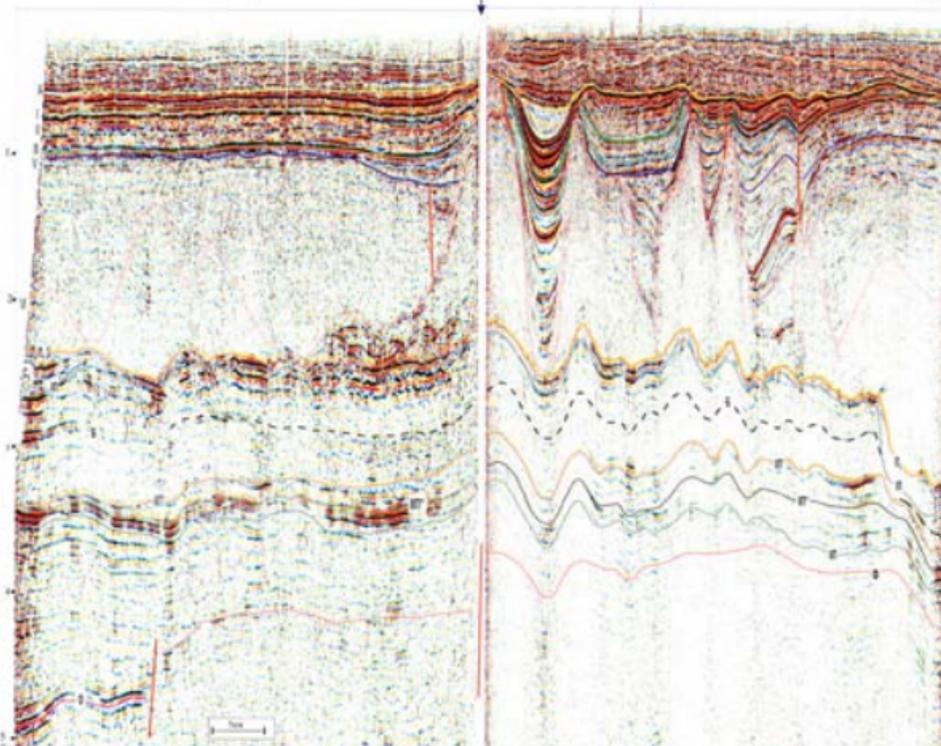
Астраханский карбонатный массив

ЮЗ

Правобережная часть

Левобережная часть

СВ



группа	этаж	название
надсолевой	А.0	А.0
	А.1	А.1
	А.2	А.2
	А.3	А.3
	А.4	А.4
	А.5	А.5
	А.6	А.6
	А.7	А.7
	А.8	А.8
	А.9	А.9
солевой	В.1	В.1
	В.2	В.2
	В.3	В.3
	В.4	В.4
	В.5	В.5
	В.6	В.6
	В.7	В.7
	В.8	В.8
	В.9	В.9
	В.10	В.10
подсолевой	С.1	С.1
	С.2	С.2
	С.3	С.3
	С.4	С.4
	С.5	С.5
	С.6	С.6
	С.7	С.7
	С.8	С.8
	С.9	С.9
	С.10	С.10

вертикальный ряд сейсмостратиграфических подразделений

Южно-Астраханский СТР

Центрально-Астраханский сейсмогеологический регион (СТР)

Заволжский СТР

Астраханско-Актюбинская сейсмогеологическая область (СГО)

латеральный ряд сейсмостратиграфических подразделений

Рис. III.3.1. Временной сейсмический разрез и схема его сейсмостратиграфического расчленения

выделяется как поверхность крупного структурного несогласия, которая отделяет расположенную над ней область, представленную выдержанными отражающими горизонтами, от нижней области, отличающейся нерегулярными хаотическими осями синфазности – птриховым рисунком отражающих горизонтов.

Сейсмическая граница «ШП'» залегает на глубинах 6200–7600 м. Надежно она выделяется только по периферии Астраханского свода и в его восточной части, в виде динамически слабо выраженного отражающего горизонта. В центральной части свода эта граница срезается вышележащим горизонтом «ШП'» и как самостоятельный сейсмический горизонт не выделяется.

Сейсмическая граница «ШП'» на большей части Астраханского свода выделяется как поверхность несогласия, и только в его центральной части прослеживается как динамически ярко выраженный отражающий горизонт.

Верхнюю группу сейсмических границ составляют отражающие горизонты «Б», «П», «С» и «П₁». Три верхние из перечисленных границ прослеживаются как самостоятельные горизонты только по периферии девонско-нижнебашкирской карбонатной постройки Астраханского свода. В центральной ее части они сближаются друг с другом и выделяются как один динамически ярко выраженный сейсмический горизонт «П».

Горизонт «Б» как динамически выразительная граница отчетливо выделяется лишь в правоберезной части свода. В левоберезной его части она выделяется условно, но слабым отражением.

Стратиграфическое положение перечисленных выше сейсмических границ определено по привязке их к разрезам глубоких скважин. Стратификация верхней группы сейсмических границ выношена на правоберезной части Астраханского карбонатного массива по скв. Южно-Астраханская-6, расположенной на профиле 101, скв. Безымянная-1, расположенной на пересечении профилей 090399 и 050190 (см. рис. П.1.2.) и скв. Правоберезная-1. По данным этих скважин, горизонт «П» приурочен к кровле нижнебашкирского комплекса; горизонт «С» – к кровле московско-ассельских отложений, а горизонт «П₁» – к кровле сакмаро-аргинского комплекса.

Для стратиграфической привязки нижней группы сейсмических границ использованы: в левоберезной части Астраханского свода – скважины Володарская-2 и Девонская-2 и составной сейсмической профиль P0801056-P7286-P1198 (рис. П.3.2). На рисунке представлен составной глубинный динамический разрез по профилям с вынесенными на них разрезами скв. Северо-Астраханская-1, Володарская-2 и Девонская-2. Скв. Северо-Астраханская-1 и Володарская-2 расположены непосредственно на профиле, а Девонская-2 смещена примерно на 6 км. На сейсмическом профиле в интервале, соответствующем девонской толще, выделяются три сейсмические границы нижней группы – «ШП», «ШП'» и «ШП'». Скв. Девонская-2 пересекает две верхние из них.

По привязке к скважинам горизонт «ШП'» отвечает прикровельной части верхнего франа подошвы фамена. Подобным же образом он стратифицируется и в разрезе скв. Правоберезная-1. Причем ниже горизонта «ШП'» фазы с относительно повышенным значением амплитуд связаны с терригенным прослоем в отложениях верхнего франа.

Отражающий горизонт «ШП'» по сопоставлению с данными скв. Девонская-2 приурочен к подошве франа – эродированной поверхности среднего девона. Ниже этого горизонта на сейсмических разрезах в окрестности этой скважины прослеживается высокоамплитудная группа фаз; верхняя из них может быть отождествлена с кровлей ариилитов, вероятно, среднего девона. Можно предполагать, что подобный характер сейсмической записи, наблюдаемый ниже горизонта «ШП'», в других, преимущественно южных частях территории, свидетельствует о наличии здесь также терригенных отложений среднего девонского возраста.

Самый глубокий горизонт «ШП» скважинами не вскрыт, но, судя по его положению в разрезе, он, вероятней всего, отвечает подошве девонских отложений.

На рисунке П.3.3 приводятся сопоставленные каротажных данных изученных глубоких скважин, характера записи на глубинных динамических разрезах в районе этих скважин, а также иллюстрируется стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов в пределах Астраханского карбонатного массива. Забой скважины Правоберезная-1

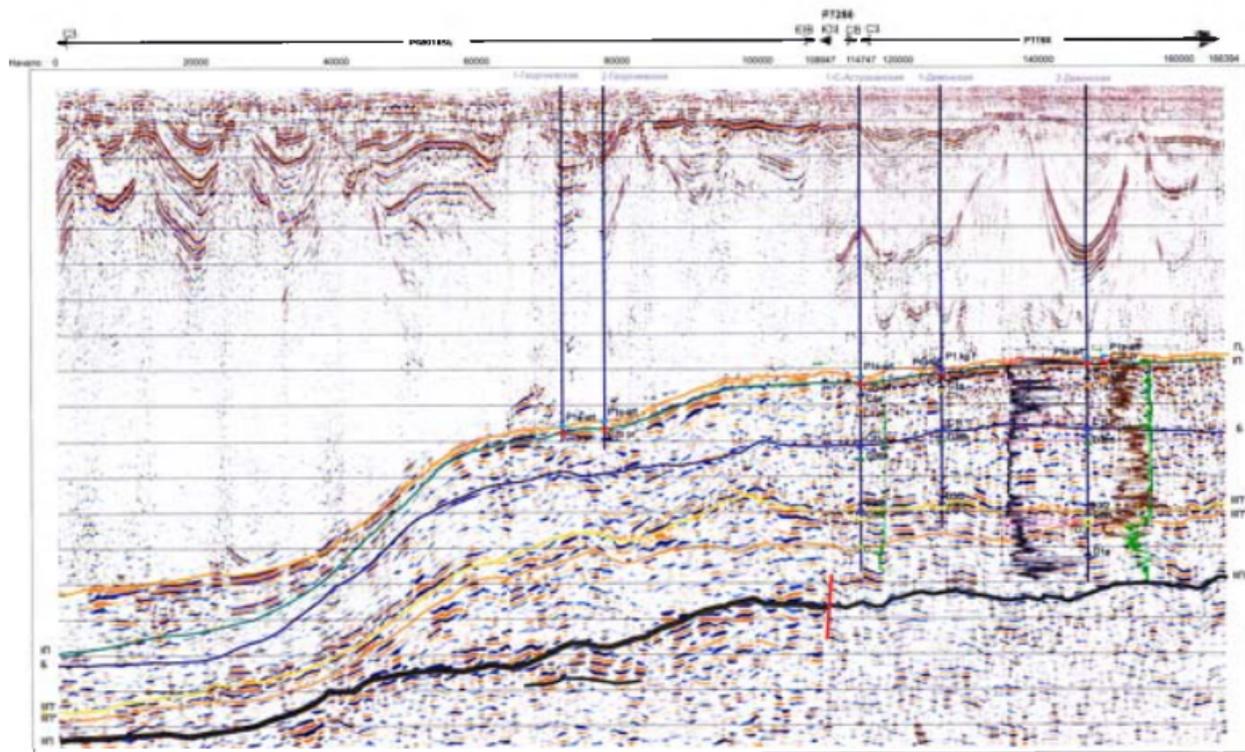


Рис. III.3.2. Привязка сейсмических горизонтов к данным бурения на глубинном сейсмическом профиле (по профилям R080105b-R7286-R1198)

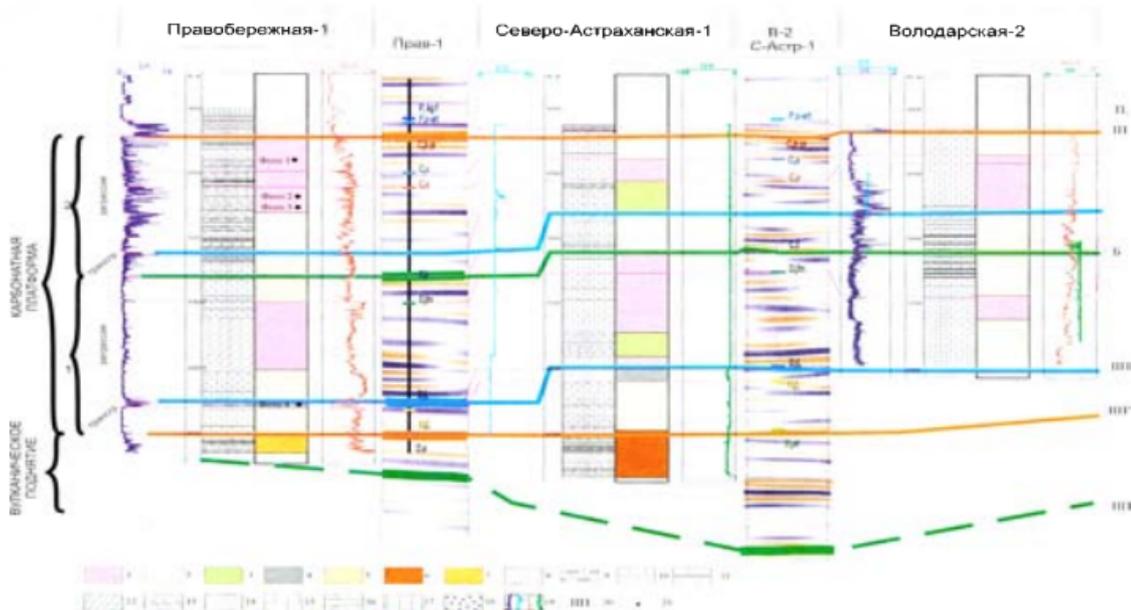


Рис. III.3.3. Схема корреляции глубоких скважин.

1-4 - карбонатная платформа: 1 - фации карбонатных биостромов и биогермов, в настоящее время чаще доломитизированных, 2 - фации мелководных депрессий карбонатной платформы с активной гидродинамикой между карбонатными постройками, склоны карбонатных построек (можно отдельно выделить проксимальные части карбонатных построек), 3 - фации мелководных лагун карбонатной платформы с застойными явлениями, пассивной гидродинамикой карбонатной или карбонатно-глинистой седиментацией (углеродистость, окремнение, доломитизация), 4 - фации бассейнов или впадин с загрудненной циркулирующей вод и сероводородным заражением; 5-7 - вулканическое поднятие: 5 - фации мелководного шельфа с карбонатно-обломочной седиментацией, а также склонов карбонатных построек, 6 - фации углубленного шельфа с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией, 7 - фации мелководного шельфа с терригенной седиментацией; 8-18 - породы: 8 - доломит, 9 - известняк глинистый, 10 - известково-доломитовая порода, 11 - известняк битуминозный, 12 - ангидрит, 13 - мергель, 14 - аргиллит, 15 - известняк, 16 - кремнистая порода, 17 - каменная соль, 18 - песчаник, 19 - каротажные кривые, 20 - опорные сейсмические горизонты и их индексы, 21 - местоположение фотографий образцов ядра и шлифов, помещенных в текстовое приложение

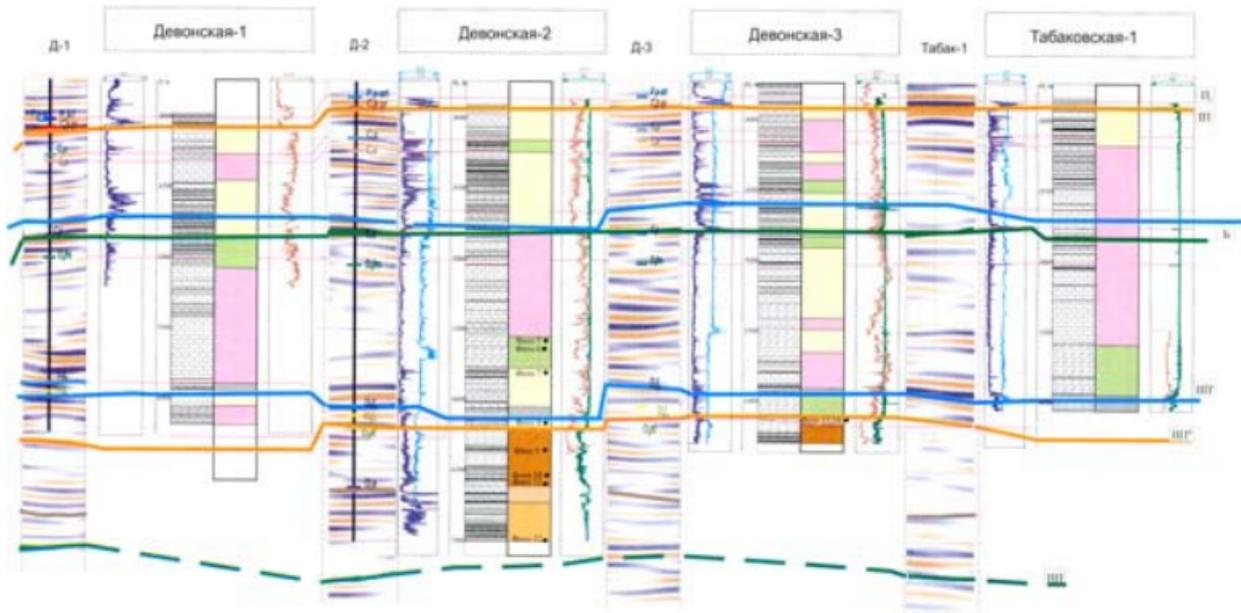


Рис. III.3.3. Продолжение.



Необходимо отметить, что такие структурные схемы (м-ба 1:500000), столь полно обеспеченные фактическим материалом, составлены впервые. Они впервые позволили охарактеризовать основные закономерности строения Астраханского свода.

Строение девонско-башкирского литолого-стратиграфического комплекса основывается на результатах дополнительного изучения керн и шлама из параметрических скважин, пробуренных в последнее десятилетие на Астраханском карбонатном массиве, а также результатах интерпретации глубинных динамических разрезов по сети региональных (составных) профилей, увязывающих параметрические скважины, вскрывшие девонские отложения (Табаковская-1, Девонские -1, -2, -3, Велозарская-2, Северо-Астраханская-1, Правобережная-1, Безымянная-1 и Южно-Астраханская-6) в своеновой части платформы (ундотема), а также проградационные комплексы. Последние слагают клиноитемы карбонатной платформы.

Внутри сейсмической последовательности по рисунку волнового поля выделено ряд литофаций (см. рис. III.3.3, рис. III.3.4). Так, фация ундотема выражены обычно субгоризонтальными волнистыми или клинообразными отражениями. В карбонатных отложениях преобладают отражения с низкими амплитудами и короткой протяженностью. В обломочных карбонатных и эвапоритово-карбонатных отложениях, которые накапливаются на склонах платформ (передних и погруженных), наблюдается более высокая амплитуда отражений и их большая протяженность. Локальные биогенные карбонатные постройки, развитые в пределах платформы и на ее рифовых обрамлениях, выделяются по холмистой сейсмической конфигурации. В более массивных или рифовых постройках амплитуда и протяженность отражений варьируют от низкой до высокой. Это особенно хорошо выражено в стратифицированных карбонатных телах III.3 биостромов. Перекрывающие слои залегают, облекая эти тела, или с подошвенным прилеганием к их бортам. Сейсмические фации окраины платформы могут быть выражены холмистыми со склоновым перегибом отражениями, пририфово-слонистыми или хаотически расположенными сериями.

Астраханский карбонатный массив в современной структуре достигает высоты 2,0 км, что

позволяет предполагать большие скорости карбонатного осадконакопления в течение среднего и позднего палеозоя, преимущественно в обстановке высокого уровня моря. Это дает основание отнести эту структуру к устойчивым карбонатным платформам. Для волновой картины, полученной по многочисленным сейсмическим профилям, пересекающим Астраханский карбонатный массив, характерна холмистая и косая слоевая конфигурация отражающих границ, особенно на их окраинах. По особенностям сейсмических разрезов в строении Астраханского карбонатного массива выделены центральная, относительно выровненная часть, представляющая собой эволюционирующий ундотем в зоне приливно-волнового воздействия, и краевые склоновые части, развившиеся в обстановке преобладания седиментации турбидного типа ниже базиса волн. Фации передового склона сейсмически выражены отражениями с характерным подошвенным налеганием. Эти отражения имеют изменяющуюся амплитуду и протяженность в зависимости от литологического состава толщи, отвечающей данным отражениям.

В пределах Астраханского карбонатного массива в палеозоем комплексе на глубинных динамических разрезах удалось выделить и протрасировать по площади шесть в разной степени динамически выраженных отражающих горизонтов (сверху вниз):

«ОГ-П» – подошва соленосного комплекса кунгурского яруса нижней перми;

«ОГ-П» – кровля башкирского яруса среднего карбона;

«ОГ-Б» – подошва визейских отложений;

«ОГ-ПП» – кровля семилукских отложений среднепермского подъяруса;

«ОГ-ППТ» – эрозионная поверхность кровли среднедевонских отложений – подошва верхнедевонских (тиманский горизонт нижнего франа) отложений;

«ОГ-ПП» – условно отождествляемый с кровлей доловенского комплекса – подошвой нижнедевонских отложений (см. рис. III.3.2–III.3.4).

По этим горизонтам, как было сказано выше, построены структурные карты. Исключением была карта по горизонту «ППТ», которая мало отличается от структурной карты по нижележащему горизонту,

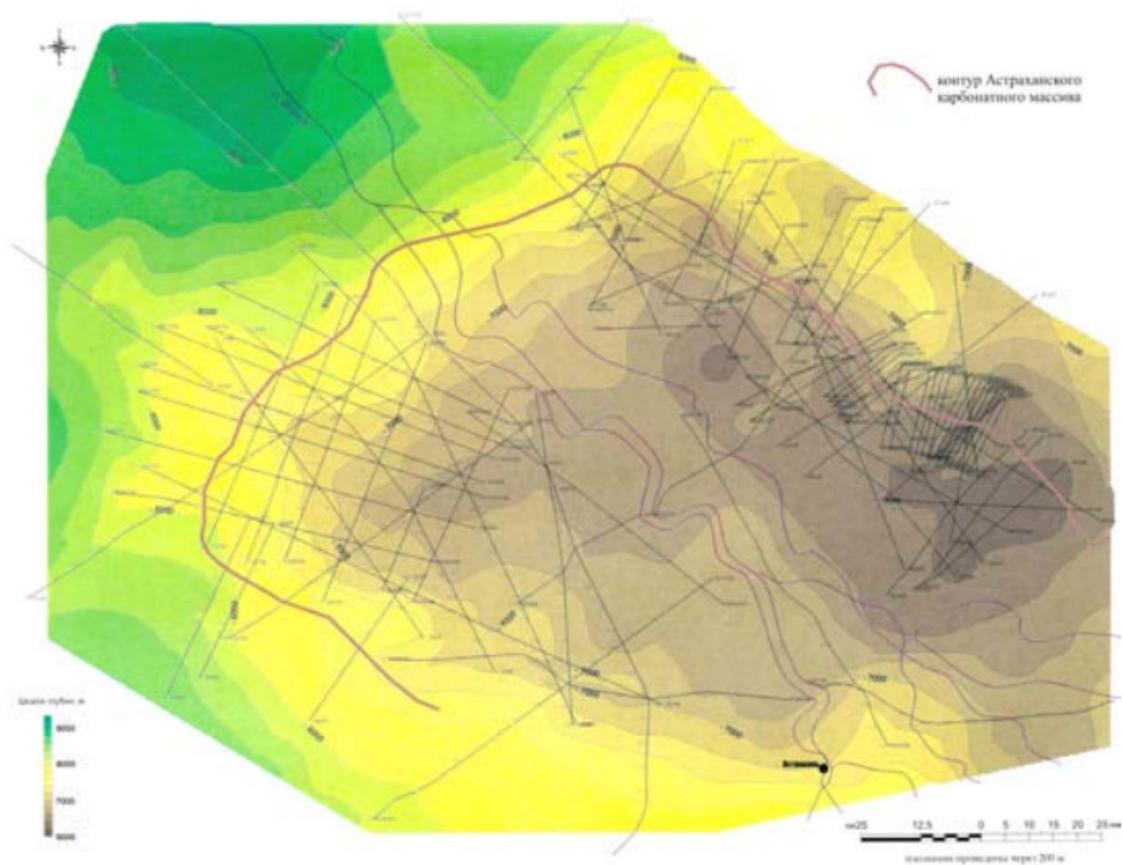


Рис. III.3.6. Структурная карта по отражающему горизонту «ПН» (вблизи подошвы верхнедевонских отложений)

так как толщина между горизонтами «ШП» и «ШТ» редко превышает 200 м. Кроме того, были созданы карты толщин между опорными отражающими горизонтами. Последние использованы для построения литофункциональных карт, рассмотренных в главе III.4. Совместное их рассмотрение дало возможность с достаточной степенью детальности охарактеризовать современную структуру девонско-среднекаменноугольного комплекса пород, слагающих ядро Астраханского карбонатного массива.

Формирование структуры Астраханского поднятия происходило длительное время – с начала долова по настоящее время. Рассмотрение изменений структурных планов по отдельным отражающим поверхностям позволяет вычлнить реликты древних структур, в то время как общие черты характеризуют, вероятно, последний этап деформаций.

Рассмотрим последовательно главные особенности современной структуры подолового комплекса Астраханского карбонатного массива.

Поверхность, построенная по отражающему горизонту «ШП» (см. рис. III.3.5), характеризует современный рельеф подошвы девонских отложений. Как видно из сравнения с рисунком III.1.1, она в значительной степени наследует рельеф кровли подстилающего фундамента Юстинско-Астраханского блока. Поверхность отражающего горизонта «ШП» имеет общий наклон в северо-северо-западном направлении от 6000 м на юго-востоке до 9500 м на северо-западе. Изогипса -8000 м, ограничивающая поднятие на севере, западе и юге, на востоке и юго-востоке разомкнута. По этой изогипсе на месте Астраханского карбонатного массива выделяется крупный субширотный структурный выступ, имеющий протяженность по длинной оси более 170 км при ширине 75–100 км. На фоне этого общего погружения вырисовывается два крупных поднятия, разделенных пологой седловиной с амплитудой около 400 м, имеющей северо-западное простирание. Оба поднятия имеют более крутые южные склоны и более пологие северные. Западное поднятие располагается преимущественно в правобережной части Астраханского карбонатного массива и унаследовано от Юстинско-Астраханского выступа фундамента. Это крупное и сложное построенное поднятие (закрывающая изогипса -7200 м) вытянуто в диагональном направлении на рассто-

янии до 90 км, при ширине 50–55 км и амплитуде до 600 м. Восточная изометричная вершина, расположенная на левобережье, по замыкающей изогипсе -7000 м имеет размеры 50×65 км и амплитуду 200–700 м. Восточное поднятие несколько смещено относительно западного к югу. Возможно, это обусловлено правосдвиговыми смещениями блоков фундамента по разлому вдоль долины р. Волги.

Вершины обоих поднятий выше изогипсы -7600 м осложнены рядом мелких структурных форм, которые образуют нечетко выраженные цепочки северо-западного простирания. Исключение составляет четкое гребневидное поднятие (см. рис. III.3.5 Б) высотой 850 м в средней части восточного поднятия (Еленовско-Шортгамбайский вал). Его линейная северо-западная ориентировка, более крутой восточный склон позволяют предполагать приразломную природу этого вала, который располагается несколько западнее разлома фундамента, отделяющего Юстинско-Астраханский блок от Гурьевского. Возможно также, что на формирование этой своеобразной структуры оказало влияние изостатическое погружение основания Астраханской карбонатной постройки, наложенной на край Гурьевского свода (Октябрьское поднятие), под влиянием ее веса (см. рис. III.3.5 А). По простиранию предполагаемого разлома на северо-северо-западе располагается ряд структурных носов, имеющих также асимметричное строение (см. рис. III.3.5 А). Расплывчатость северо-западной ориентировки цепочек мелких структурных форм обусловлена тем, что сами мелкие формы часто имеют восток-северо-восточную ориентировку. Эту же направленность имеют некоторые небольшие структурные носы и небольшие впадины. Восток-северо-восточное направление подчеркивает ступенчатый характер погружения поверхности «ШП» в северо-западном направлении. Общий рисунок поверхности «ШП», разделение ее на два поднятия, облик мелких структурных форм отражают, скорее всего, клавишные движения блоков фундамента. Возможно, некоторые из разломов фундамента контролировали в раннем девоне положение центров вулканизма, тяготеющих к северной части Юстинско-Астраханского блока.

Структурная карта по отражающему горизонту «ШТ» (см. рис. III.3.6) стратифицирована по привязкам к глубоким скважинам в качестве подошвы

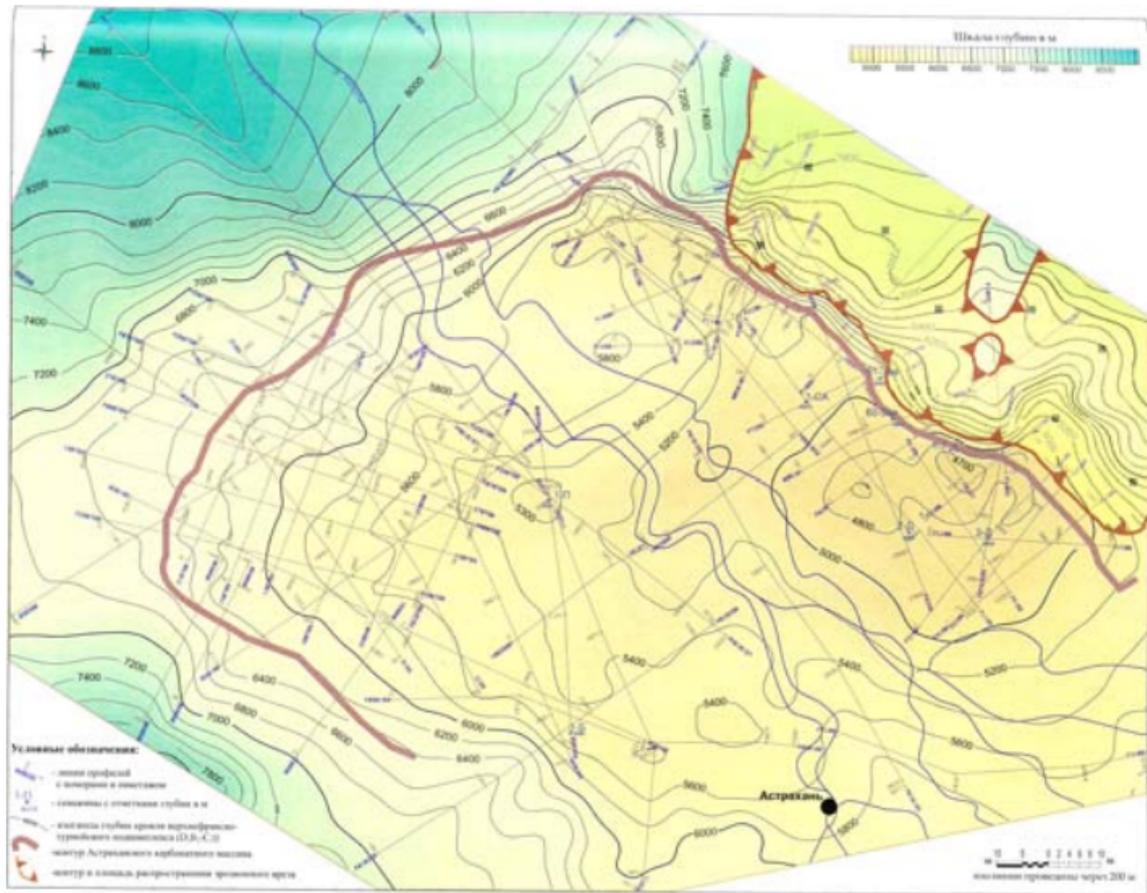


Рис. III.3.7. Структурная карта по отражающему горизонту «Б» (по подошве визейского яруса)

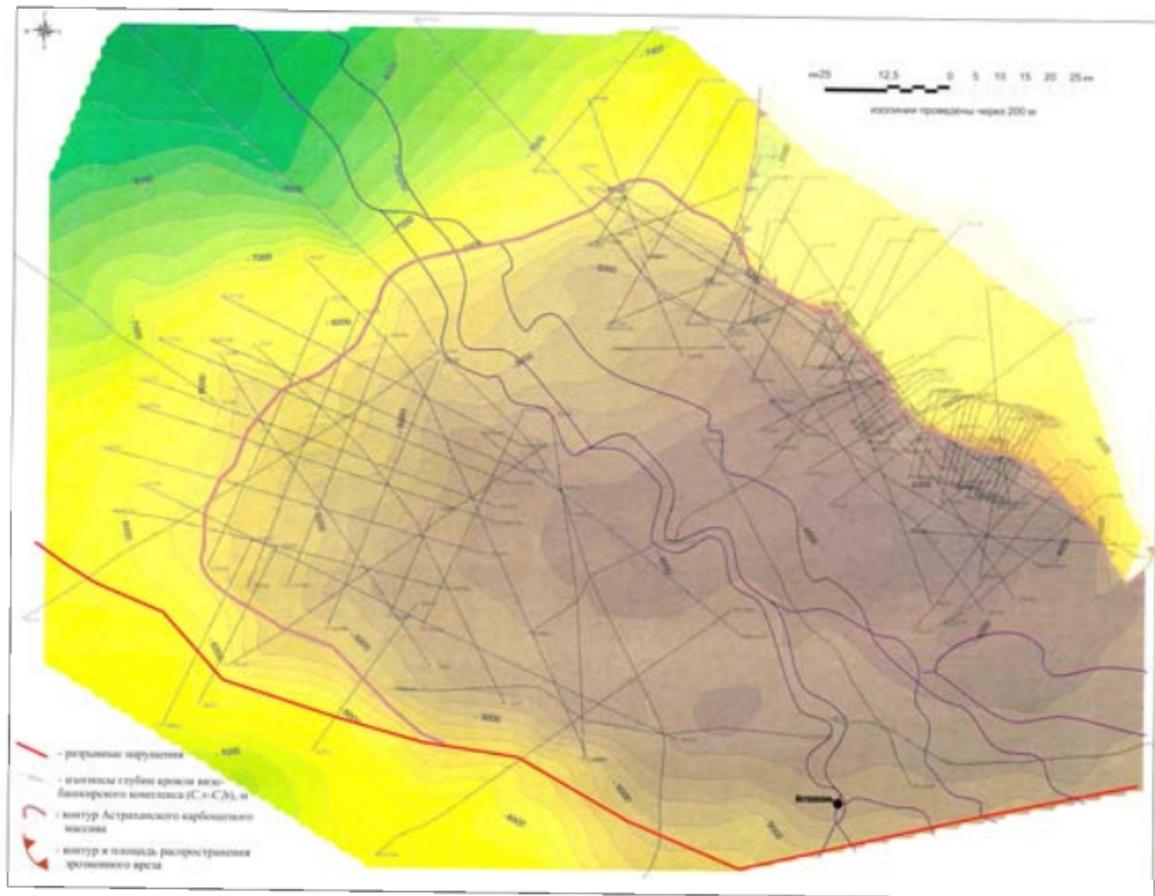


Рис. III.3.8. Структурная карта по отражающему горизонту «П» (по кровле башкирского яруса)

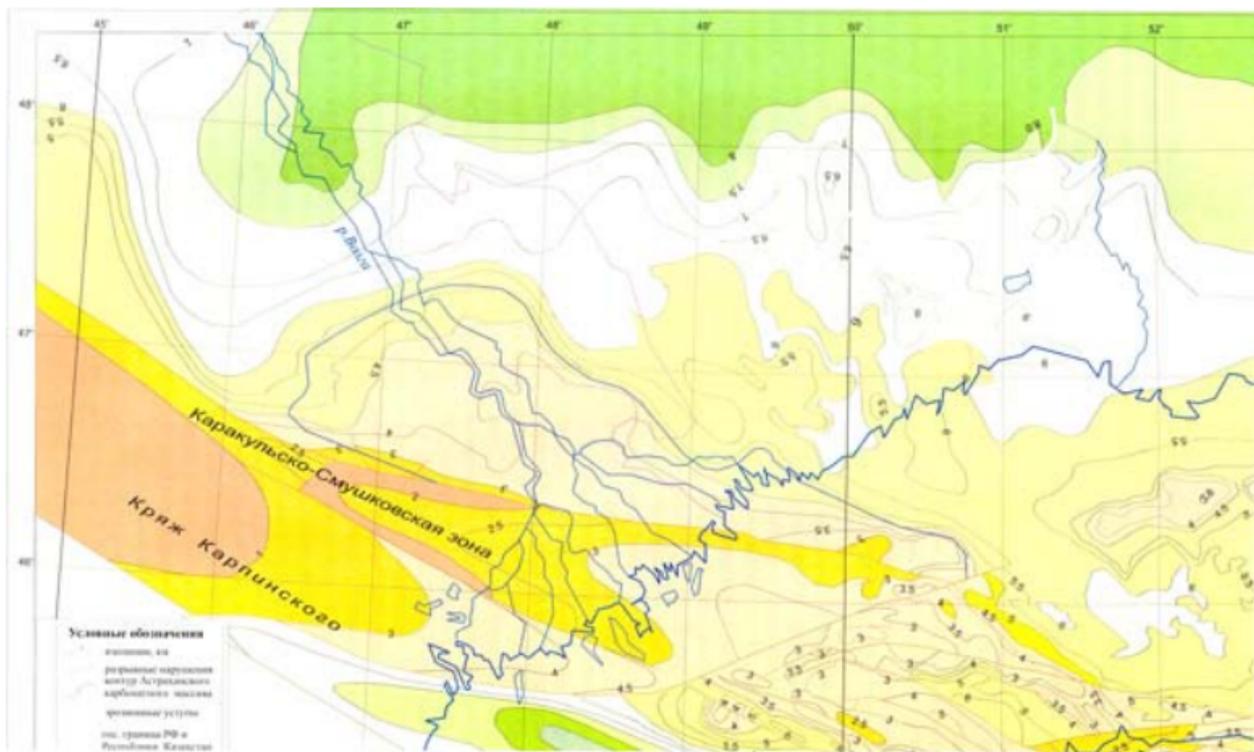


Рис. III.3.9. Структурная карта по отражающему горизонту «П» (по эрозионной поверхности предкугурского времени)

отложениями тиманского горизонта нижнедевонского подъяруса верхнего девона – эродированной кровли нижнего-среднего девона. Этому горизонту соответствует поверхность структурного несогласия (среза), поэтому структурная карта этого горизонта лишь в некоторых чертах повторяет структурный план додевонской поверхности (отражающий горизонт «ШП»).

Изогипса -7200 м кровли среднедевонских отложений обрисовывает крупный выступ. Максимальная амплитуда Астраханского выступа до поверхности среднедевонских отложений в пределах изученной территории достигает 2000 м. Это превышает амплитуду выступа по додевонским отложениям более чем на 500 м.

Протяженность выступа, вытянутого в субширотном направлении, превышает 150 км, при этом сложное замыкание, вероятно, намечается восточнее площади рассматриваемого участка. Ширина выступа составляет 125 км. По сравнению с подошвой девонских отложений (горизонтом «ПП») структурная поверхность «ШП» имеет более контрастный рельеф, обусловленный характером эрозивной поверхности подстилающих отложений. В приобластной части выделяется структурный нос с плоской вершиной (оконтурен по изогипсе -6600 м), который отличается довольно пологими, интенсивно расчлененными склонами, особенно на западе и юго-западе, где в подстилающем комплексе среднего девона из-за размыва отсутствуют отложения живета. В дообластной части р. Волги выделяется крупное многовершинное поднятие преимущественно северо-западного простирания. Его юго-западный борт имеет лирическое очертание северо-западного простирания в виде уступа высотой около 100 м, обращенного в сторону правобережной части и имеющего, скорее всего, эрозивное происхождение. Северо-восточный склон этого поднятия интенсивно расчленен и осложнен структурными носами субмеридиональной направленности. Выше изогипсы -6400 м поднятие распадается на несколько мелких структурных форм в виде округлых или удлиненных вершин. Лишь на юго-востоке наиболее крупная вершина осложнена гребневидным хребтом северо-восточного простирания. Его природа не ясна. Возможно, это эрозивный останец ссушающего т.н. нижнедевонских вулканов.

Отражающий горизонт «Б» характеризует структуру кровли верхнедевонско-турнейских карбонатных отложений подошвы визейских отложений, фиксирующих новый этап структурообразования в пределах всей Восточно-Европейской платформы. На этом уровне (см. рис. ПП.3.7) четко виден общий контур Астраханской карбонатной платформы, общий пологий наклон ее структурной поверхности к югу и несколько круче и контрастнее к юго-западу. Астраханское поднятие на уровне горизонта «Б» вырисовывается по изогипсе -6600 м как крупный выступ, вытянутый в субширотном направлении на расстояние более 200 км при ширине до 120 км. При этом на крайнем востоке поднятие выходит за площадь исследований. Плоская сводовая часть поднятия по оконтуривающей изогипсе -5600 м имеет протяженность в субширотном направлении до 150 км при ширине 60–75 км.

Фиксируются крутой северо-восточный склон платформы и структурный нос на повороте к более пологому ее северо-северо-западному склону. Общий наклон в южных румбах осложнен небольшой группой мелких вершин по изогипсе -5400 м. Уступ по верхнедевонско-турнейскому комплексу проходит на северо-востоке по изогипсе -5600 м. На севере и северо-западе карбонатный уступ смещается на глубины 6000–6500 м, а по западу и юго-западу уступ проходит по изогипсе -7000 м. На юге уступ опять смещается вверх по изогипсе -5600 м в районе скаканы Бельмянной, и затем на крайнем юге выступа вновь погружается до 6000–6500 м.

В целом сложная поверхность платформенной осложнена отдельными поднятиями и вершинами, высота которых не превышает 200–300 м. Наиболее крупное поднятие с размерами 35×60 км и амплитудой более 200 м вырисовывается по изогипсе -5000 м на востоке в левобережной части карбонатной платформы, вблизи уступа ее северо-восточного склона. Оно имеет угловато-изометричную форму и субширотную ориентировку, нарушенную влиянием напряжений субмеридиональной направленности в виде структурных носов и небольших западных рельефов. Субмеридиональное направление деформаций появляется на этом уровне впервые и отражает, скорее всего, влияние процессов сжатия на Урале. В пределах этого поднятия, по изогипсе -4800 м читается три валобразных поднятия,

характеризующих, скорее всего, вершину более широкого в основании поднятия, вырисовывающегося на предыдущем срезе. В правобережной части также имеется небольшое валобразное поднятие северо-западного простирания, вероятно, унаследованное от структурной поверхности основания верхнего девона.

Северо-западный склон отличается появлением более крутой ступени, расположенной между изогипсами -5600-6400 м, а также менее четко выраженной ступени на уровне изогипсы -5000 м. Вероятно, эти перегибы склона фиксируют ступенчатое погружение северо-северо-западной части Астраханского карбонатного массива в конце среднего карбона из-за усилившегося прогибания Прикаспийской впадины и Сарпинского прогиба.

Таким образом, по кровле верхнедевонско-турнейских отложений Астраханский карбонатный массив имеет обширное и плоское плато, околонтурнейское изогипсой -5600 м, плавно погружающееся с востока с глубин 4800-5600 м на запад и юг до глубины 6000 м. Северо-восточный и северо-западный его борты крутые, оборванные резкими уступами, а западный и юго-западный склоны протяженные, имеют ширину до 50 и даже до 75 км. Крутой склон, отвечающий карбонатному уступу, где происходит замещение мелководных карбонатных отложений на одновозрастные относительно глубоководные, депрессионные, происходит в этой части склона Астраханского карбонатного массива на современной отметке -7000 м.

Структурная карта (см. рис. Ш.3.8) показывает строение кровли отложений башкирского яруса среднего карбона по отражающему горизонту «П». По сравнению с никележащей поверхностью она характеризуется значительной общей унаследованностью, отличается более выровненной поверхностью и почти полным отсутствием мелких структурных форм. Лишь в районе скважин Табаковская-1 и Елеповских обособлено поднятие, вероятно, имеющее чисто седиментационную природу, так как именно здесь обнаружены признаки распространения наиболее верхних горизонтов карбона (см. пл. Ш.4).

По изогипсе -4500 м, совпадающей на северо-востоке и юго-западе с высокоамплитудным карбонатным уступом, Астраханское поднятие вытянуто в субширотном направлении на расстояние более

140 км при ширине 65-70 км. При этом изогипсе -4500 м уходит за пределы изученной площади на восток.

На северо-востоке уступ Астраханского карбонатного массива по башкирским отложениям по генезису смещается в северном и северо-западном направлении с глубины 4500 м до 5000 м и далее до 6000 м. В то же время на всем северо-западном обрамлении карбонатный уступ начинается с отметки -6000 м, и затем на западе и юго-западе спускается до отметки -6500 м. По юго-западному обрамлению Астраханского карбонатного массива положение уступа ориентировочно проходит на уровне от -6500 м до -6000 м и затем по югу проходит на глубинах от 5500 м до 4500 м. На крайнем юге карбонатный уступ уходит за площадь исследования и не прослежен далее. Таким образом, Астраханский массив по кровле палеобашкирских карбонатных пород наклонен с востока на запад с глубин 3900-4000 м до 6000-6500 м. При этом в строении кровли карбонатов фиксируется обширный плоский свод, околонтурнейской -4500 м, и затем отмечается пологое погружение на запад-северо-запад до глубин 6000-6500 м. Северо-восточный и юго-западный борты очень крутые, с амплитудой до 1500 м и более.

В пределах обширного свода, околонтурнейской изогипсой -4500 м, на левобережье расположено поднятие, унаследованное от структурной поверхности «Б», которое по изогипсе -4100 м имеет размеры 30×50 км. Внутри этого поднятия выделяются локальные вершины, в пределах которых горизонт «П» залегает на глубинах менее 3900 м.

В правобережной части массива по изогипсе -4100 м выделено локальное поднятие амплитудой более 100 м, имеющее размеры 12,5×25 км. Ряд локальных антиклинальных структур образуют Южно-Астраханскую зону поднятий, выделяемую на южной окраине Астраханского карбонатного массива в районе скважин Южно-Астраханских, Безымянной, Ивановских и Николаевских.

На северо-восточном обрамлении Астраханского карбонатного массива выделяется область, образованная в результате эрозионных процессов. За счет последних на склоне и полные массива были вырезаны большой мощности отложения верхнего карбона. В результате отложения нижней перми с несогласием и перерывам перекрывают нижнека-

менноугольные породы. Величина эрозионного вреза достигает более 1000 м.

Структурная карта, составленная по горизонту «П₁» (см. рис. III.3.9), отражает рельеф эрозионно-седиментационной поверхности, сформировавшейся в пределах рассматриваемого региона в предкунгурское время, перед зарождением на этой территории солеродного бассейна.

Как видно на рисунке III.3.9, Астраханский массив в структуре горизонта «П₁» выражен в виде террасы, осложняющей северный склон крыжа Карпинского. С севера эта терраса ограничена Астраханско-Жамбайской флексурой. Эта флексура очерчена изогипсами 4500 м и 5500 м. От крыжа Карпинского Астраханско-Жамбайская флексура отделена Каракульско-Смушковской зоной, имеющей весьма специфическое строение. Девонско-каменноугольный комплекс отложений в этой зоне сильно дислоцирован и образует пакет надвиговых чешуй, опрокинутых в северном направлении.

Этот дислоцированный комплекс в начале перми был перекрыт, мощными конусами выноса обломочного материала со стороны воздымающегося крыжа Карпинского. Фрагменты этих конусов выноса, сохранившиеся от последующего размыва, слагают ряд поднятий причудливой извилистой формы северо-западного простирания, высотой около 500 м (между изогипсами 6000–5500 м) за-

паднее и северо-западнее Астраханского поднятия (см. рис. 1.2.8).

Подводя итог анализа строения главных отражающих горизонтов, распространенных на Астраханском поднятии, следует подчеркнуть, что относительно крутой северо-восточный склон изучаемой структуры был сформирован, по всей вероятности, в предпермское время, благодаря интенсивному, скорее всего ступенчатому, погружению этой зоны в предпермское время. В пользу этого свидетельствует выполнение депрессии аргинскими терригенными отложениями (см. гл. III.4). Если это так, то и более мелкие структурные формы, читающиеся на всех срезах и имеющие аналогичное северо-западное простирание, имеют позднепалеозойский возраст. К этому, однако, следует добавить, что в основе лежат движения по разлому фундамента, проходящего вблизи долины р. Волги и имеющего северо-западное простирание, который вычлывается на карте додевонской поверхности.

Северо-западный склон рассматриваемого участка, скорее всего, имеет более древнее происхождение. Его возникновение, вероятно, следует связывать с заложением Центрально-Прикаспийской депрессии в начале девона. Именно влияние этой депрессии определяет высоту северо-западного и юго-западного склонов этой структуры.

Глава III.4. Стратиграфическое расчленение и литолого-фашиальная характеристика разреза девона–карбона

В рамках обобщения материалов по строению Астраханского карбонатного массива нами проведено повторное изучение керна и плама из скв. Табачковская-1, Девонские -1, -2, -3, Володарская-2, Северо-Астраханская-1, Правобережная-1 с целью получения более полной информации о возрасте и фашиальных характеристиках вскрытых интервалов подсолового разреза, обращая главное внимание на его девонскую часть. В результате по находкам конодонтов удалось существенно уточнить возраст нижних интервалов разреза и надежно обосновать выделение нижнедевонских отложений. Уточненные данные о возрасте и фашиальных обстановках накопления отложений в сочетании с повторной обработкой материалов сейсморазведки МОГТ про-

шлых лет, построением структурных карт и карт изопакит, позволили получить каркасную сеть литолого-фашиальных профилей (рис. III.4.1–III.4.3), пересекающих весь Астраханский карбонатный массив и связывающих между собой все глубокие скважины, вскрывшие отложения девона и карбона. Это обеспечило непрерывное прослеживание опорных сейсмических горизонтов по всей площади массива и установило их стратиграфическое положение, а также и фашиальную изменчивость сейсмостратиграфических комплексов.

Проведенная повторная обработка буровых материалов уточнила стратиграфические привязки опорных сейсмических горизонтов как каменноугольных, так и девонских отложений и позволила

сделать литолого-фашиальное расчленение разреза. Были отобраны образцы для поисков микрофауны, в основном конодонтов; уточнены фашиально-генетические признаки девонских и каменноугольных отложений Астраханского свода с учетом классификации Д.Л. Уилсона [1980]. Был просмотрен и опробован керн Еленовских, Табаковской-1 и Георгиевских глубоких скважин северо-восточного борта Астраханского свода. Кроме того, для получения сравнительной характеристики и изучения закономерностей фашиальной изменчивости был изучен керн нижнекаменноугольных и башкирских отложений ряда Астраханских скважин (1, 5, 32, 20 и 55) центральной части Астраханского карбонатного массива. Полученные материалы использованы для построения сейсмофашиальных профилей и литофашиальных карт.

При обработке материала возникло ряд проблем стратиграфического характера, вероятно, требующих дальнейшей проработки и решения. Так, при микроскопическом изучении отложений было установлено, что в органогенно-обломочных разностях карбонатных пород, преимущественно распространенных среди каменноугольных отложений, остатки ископаемой фауны фораминифер, по которым произведено погоризонтное их расчленение [Зайцева, 1995, 2002; Зайцева, Кленниа, 2005], присутствуют как в основной массе породы, так и в составе обломков известняков (литокласт, попавших в осадок на различной стадии консолидации), и в составе ядер оолитов и зерен в оболочке. Кроме того, раковинки фораминифер матрикса породы отличаются различной степенью изменчивости. Часть их имеет хорошую сохранность, другая частично или почти полностью микритизирована и, возможно, представляет собой литокласты. Примером могут служить интервалы 3893–3901, 3968–3975 м скв. Табаковская-1. Это говорит о том, что часть остатков фауны была переротложена и не может датировать возраст вмещающих отложений.

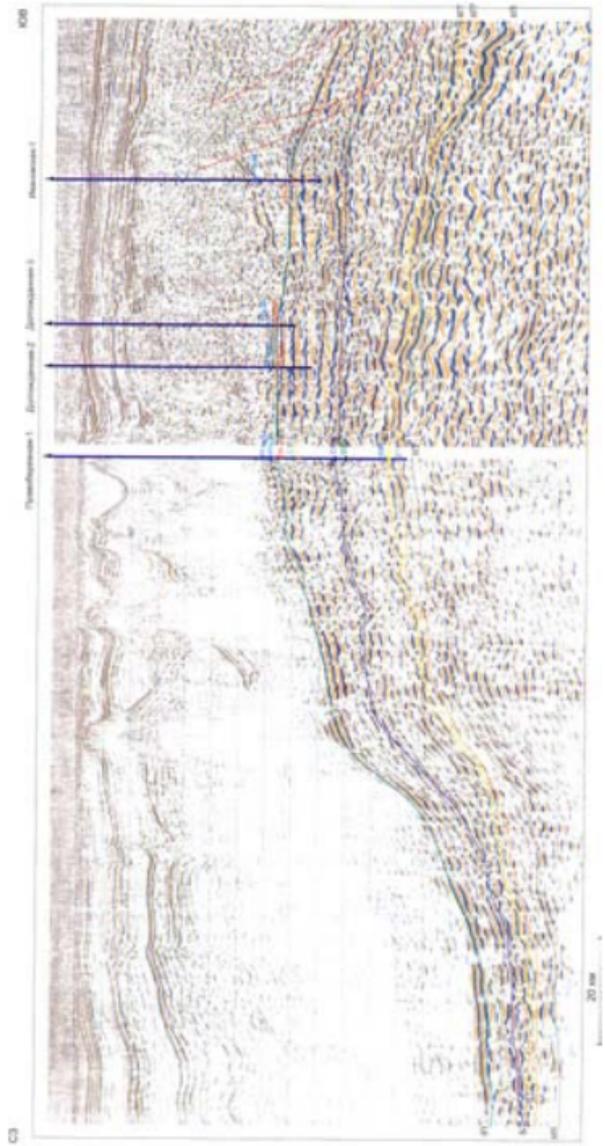
Вопрос переротложения ископаемой фауны фораминифер возникал и ранее [Кленниа, Зайцева, 1990, 1996, 2006], но не получил должного развития при трактовке возраста конкретных разрезов. Если к этому добавить, что стратиграфическая изученность кернового материала скважин Астраханского массива довольно неравномерна, и час-

то обоснование границ продуктивных отложений башкирского яруса, а также деление его на горизонты проводилось на основании изучения каротажных диаграмм, то становится очевидным, что во многих случаях коррелируются не стратонты, а фаши. Эту точку зрения подтверждают следующие находки конодонтов (заключение В.А. Аристов, Н.В. Горевой, см. прил.). Так, в скв. Табаковская-1, в интервале 3968–3975 м, который, согласно разбивкам сотрудников ВНИИГАЗ (определения Е.Л. Зайцевой), отнесен к кельтменскому горизонту нижнебашкирского подъяруса, на отметке 3971 м обнаружены конодонты *Streptognathodus pawlowskensis* (Tarris et Hollings), позволяющие датировать вмещающие отложения гжельским веком позднего карбона. Здесь же обнаружены переротложенные формы *Neospathodus aff. Symmetricus Lane*, типичные для верхнебашкирского подъяруса – вознесенского, черемшанского горизонтов. В этой же скважине на глубине 4553 м, на которой, согласно разбивкам ВНИИГАЗ (определения Е.Л. Зайцевой), залегают отложения верхнесерпуховского подъяруса нижнего карбона, обнаружены, скорее всего, переротложенные конодонты *Apatognathus varians klapperi Druce*. Род *Apatognathus* распространен в интервале времени от фамена до раннего карбона, включая серпуховский век.

Третья находка конодонтов в керне скв. Еленовская-4 с глубины 4043 м, где, по общепринятой точке зрения, располагаются отложения верхов разреза башкирского яруса, обнаружены конодонты *Gnathodus bilineatus* (Roundy), имеющие более древний поздневизейско-серпуховский возраст. Эти данные также свидетельствуют о существующих проблемах стратиграфического расчленения подсолового комплекса.

Из приведенных данных следует два вывода. Во-первых, ясно, что необходимо продолжение литолого-стратиграфического изучения пород подсолового комплекса Привкаспийской впадины. Во-вторых, в пределах Астраханского карбонатного массива более широко распространены отложения верхов башкирского яруса, чем это предположительно ранее [Зайцева, 2002]. Кроме того, по крайней мере, вдоль северо-восточного борта Астраханского массива существуют отдельные положительные позднекаменноугольные структуры, сохранившиеся от

A



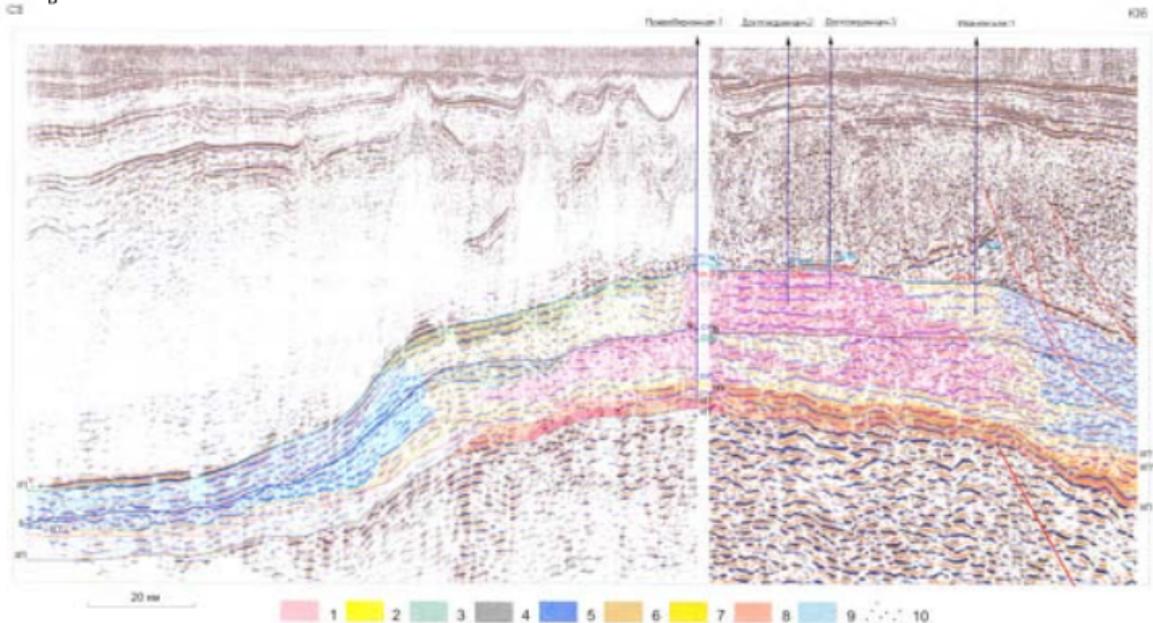


Рис. 3.4.1. Глубинно-динамический (А) и литофациальный разрез (Б) по линии составного профиля 1-1.

Фации карбонатной платформы: 1 – фации карбонатных биостромов и биогермов, в настоящее время чаще доломитизированных, 2 – фации мелководных депрессий карбонатной платформы с активной гидродинамикой между карбонатными постройками, склоны карбонатных построек (можно отдельно выделить проксимальные части карбонатных построек), 3 – фации мелководных лагун карбонатной платформы с застойными явлениями, пассивной гидродинамикой карбонатной или карбонатно-глинистой седиментацией (углеродистость, окремнение, доломитизация), 4 – фации бассейнов или впадин с затрудненной циркуляцией вод и сероводородным заражением, 5 – присклоновые фации или фации подножия склона: карбонатно-обломочные, карбонатно-глинистые, турбидитные, брекчи склона. Фации вулканического поднятия: 6 – фации мелководного шельфа островной дуги с терригенно-вулканогенной седиментацией, 7 – фации углубленного шельфа островной дуги с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией, с примесью в составе вулканогенно-обломочного материала. 8 – предполагаемые вулканические постройки центрального типа, сложенные вулканитами основного и среднего состава, а также их туфами. Глубоководные фации: 9 – депрессионные фации, преимущественно глинистого состава, 10 – фации заполнения эрозийного веза

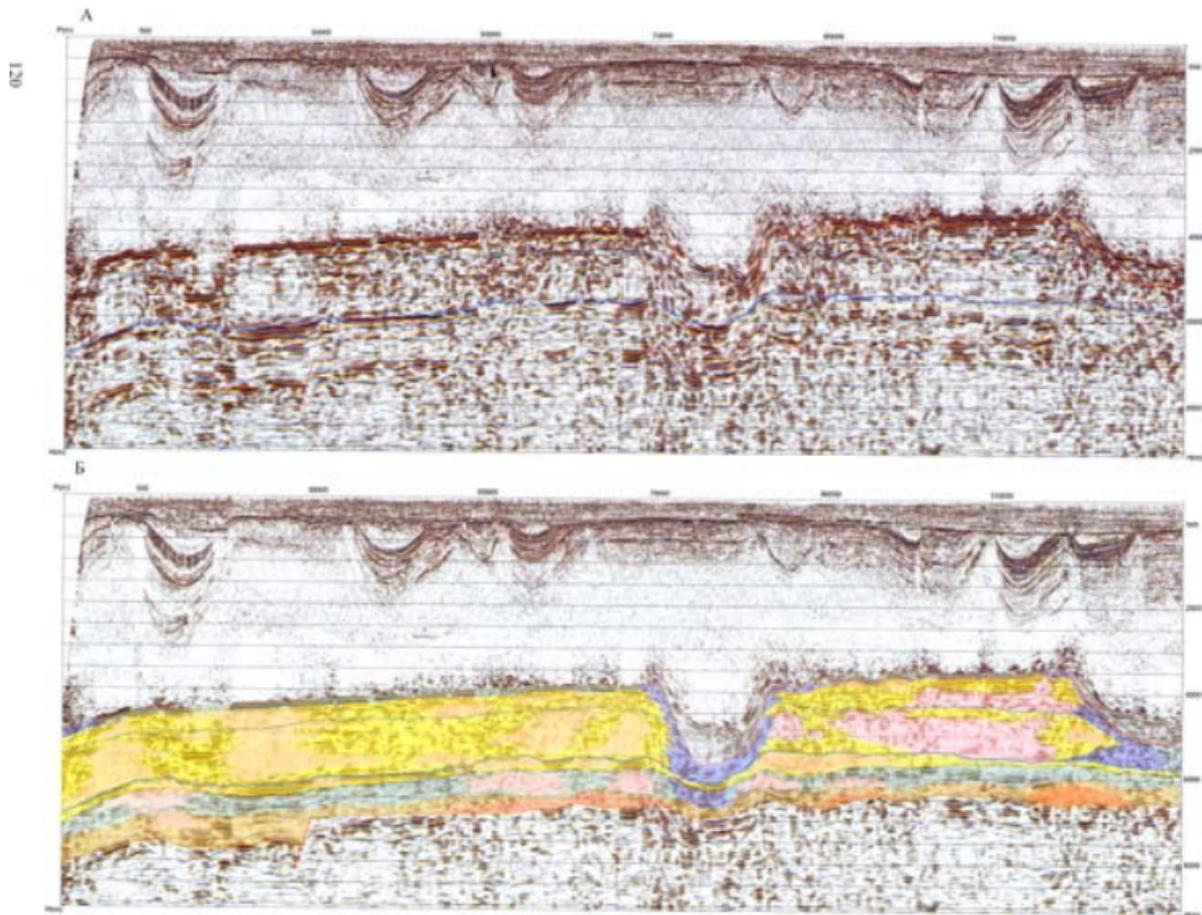


Рис. III.4.2. А – глубинно-динамический, Б – литофациальный разрез по линии составного профиля II-II.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

A

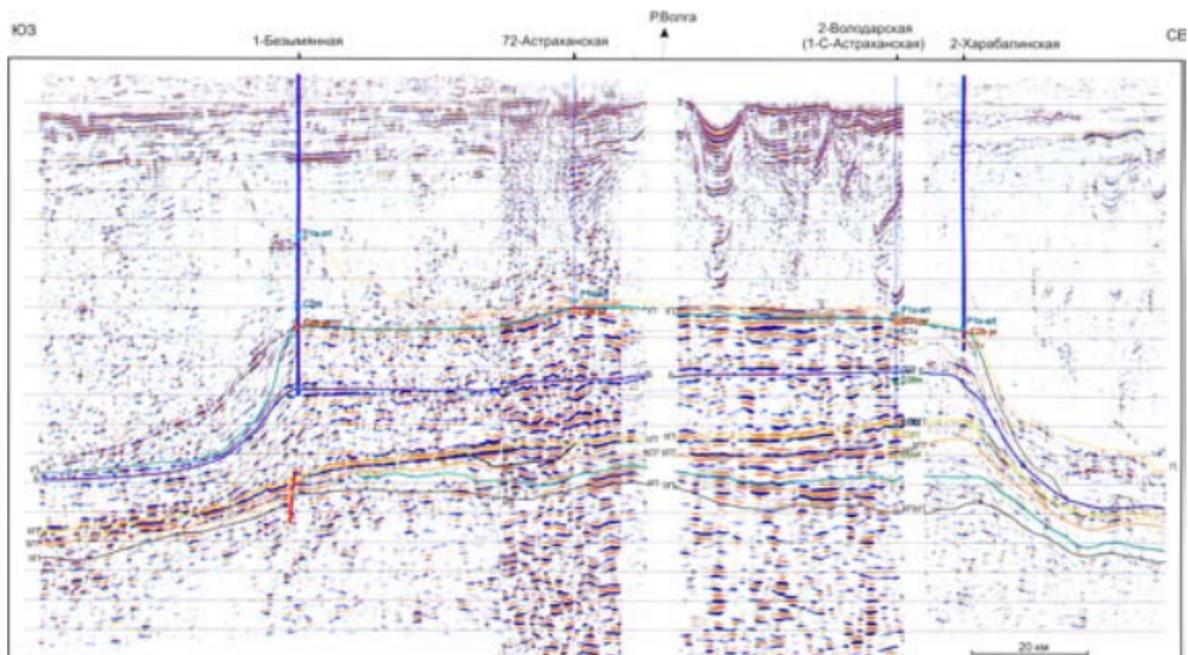


Рис. III.4.3, А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля III-III. Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

Б

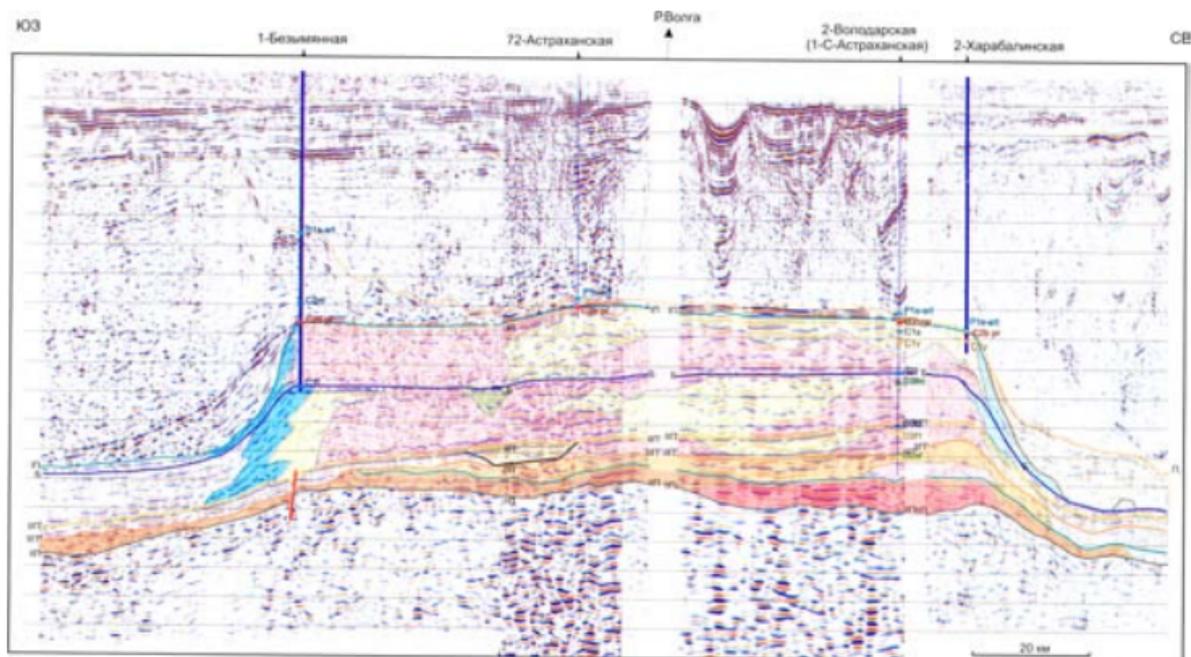


Рис. III.4.3. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля III-III.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

предпермского разрыва. Как будет показано ниже (см. часть IV), эти структуры представляют собой гиперсальные объекты для поисков месторождений углеводородов.

Как уже было сказано в предыдущей части, в поперечном разрезе Астраханского карбонатного массива выделяются семь динамически выразительных и повсеместно прослеживаемых отражающих горизонтов (сверху вниз): «П₁», «П₂», «Б», «ПП'», «ПП''» и «ПП'''». С использованием сейсмических реперов составлена новая схема расчленения разрезов глубоких скважин, а также схема их корреляции (см. рис. III.3.3; рис. III.4.4), которая существенно отличается от ранее предложенных схем. В соответствии с этой схемой забой скв. Северо-Астраханская-1 находится в отложениях среднего девона, а забой скв. Правобережная-1 – в самых низах нижнего девона. Изучение материалов бурения и сейсмических данных показало, что в разрезе скв. Правобережная-1 полностью отсутствуют отложения среднего девона. В результате нижнедевонские отложения перекрыты нижнефранскими. По основным отражающим горизонтам девона – среднего карбона построены литофациальные карты, совмещенные с картами изопахит девонско-каменноугольного нефтегазоперспективного комплекса с разделением на: 1) нижнедевонский (рис. III.4.7), эмско-среднедевонский, (рис. III.4.8), нижне-среднефранский (рис. III.4.9), 2) верхнефранско-турнейский (рис. III.4.10); 3) визейско-башкирский (рис. III.4.11) подкомплексы.

Рассмотрим последовательно каждый этап разрыва Астраханского карбонатного массива.

Девонская система

Нижний и средний отделы

Наиболее древние отложения нижнего девона, скорее всего их базальная часть, вскрыты только скв. Девонская-2 в интервале 7003–6550 м. В забое скважины залегают кварцевые песчаники (см. рис. III.4.7; прил., фото 12), гравелитистые песчаники и гравелиты, которые выше сменяются тефрогенными алевролитами и песчанистыми алевролитами, представляющими собой продукты перемыва в мелководной обстановке туфогенного материала рио-

литового состава. Обломочные зерна алевролитовой и мелкопесчаной (размерности состоят из калиево-полевой шпата (санидина) и кварца. Зерна кварца песчаной размерности также имеют вулканический генезис. С глубины 6690 м наблюдается чередование полвошпат-кварцевых песчаников, глинистых алевролитов, алевролитистых ариллитов с прослоями витро-кристаллокластических туфов среднего основного состава. Кроме того, в шлам встречен обломок риолита. В кровле этого интервала разреза появляются единичные прослои калькаренигов, в которых обнаружен конодонт нижнего девона (см. прил.). Эти отложения мы рассматриваем как осадки склонов вулканических построек центрального типа и продукты их переотложения и смешения с терригенным обломочным материалом из подстилающих более древних толщ в мелководной и прибрежно-морской обстановках. Сами вулканические постройки выделены нами предположительно по рисунку отражений в волновом поле сейсмических профилей (см. рис. III.4.1–III.4.6) в виде выпуклостей вверх линз с косым внутренним наслоением. Предполагается, таким образом, что в начале нижнего девона область Астраханского свода представляла собой эвсиалическое, эпикадомское вулканическое поднятие, вершина которого располагалась вблизи уровня моря. Вулканические постройки концентрировались преимущественно вдоль северо-восточного края поднятия. Мощность отложений нижнего девона изменяется от 150 до 500 м. Наибольшие мощности характерны для цепочки вершин изометричной формы, протягивающихся вдоль северо-восточного борта поднятия.

Более верхние части девонского разреза на уровне среднего девона используются ограниченным распространением в пределах Астраханского свода из-за размыва на границе среднего и позднего девона (см. рис. III.4.6, III.4.4). Нами они изучены в скв. Правобережная-1 (инт. 6645–6495 м) и Девонская-2 (инт. 6600–6200 м). Здесь развиты глинистые, часто углеродистые отложения придонных текстий с прослоями калькаренитовых турбидитов, наибольшее количество которых тяготеет к нижней части разреза. Преобладают однородные или неясномикрослоистые углеродистые ариллиты с редким растительным атритом и темно-серые до черных глинистые известняки типа кальцилитов, иногда

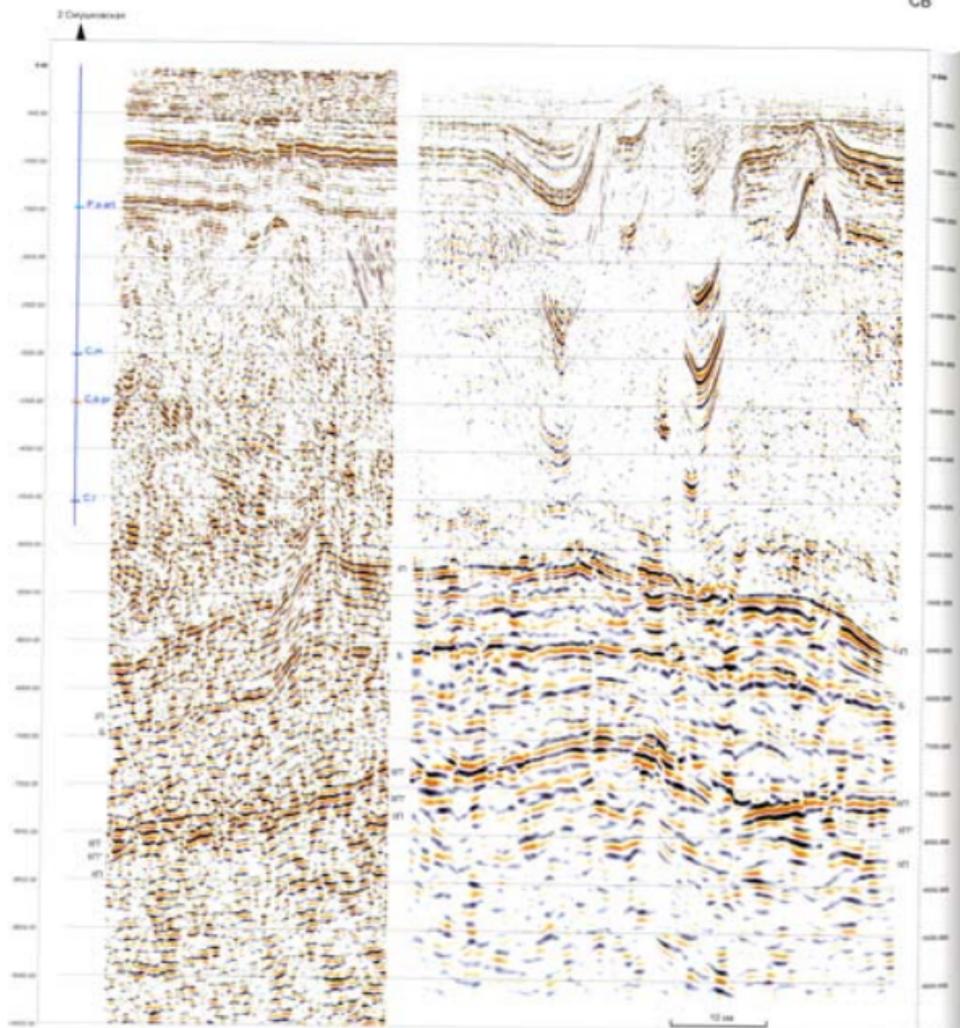


Рис. III.4.4. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля IV-IV. Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

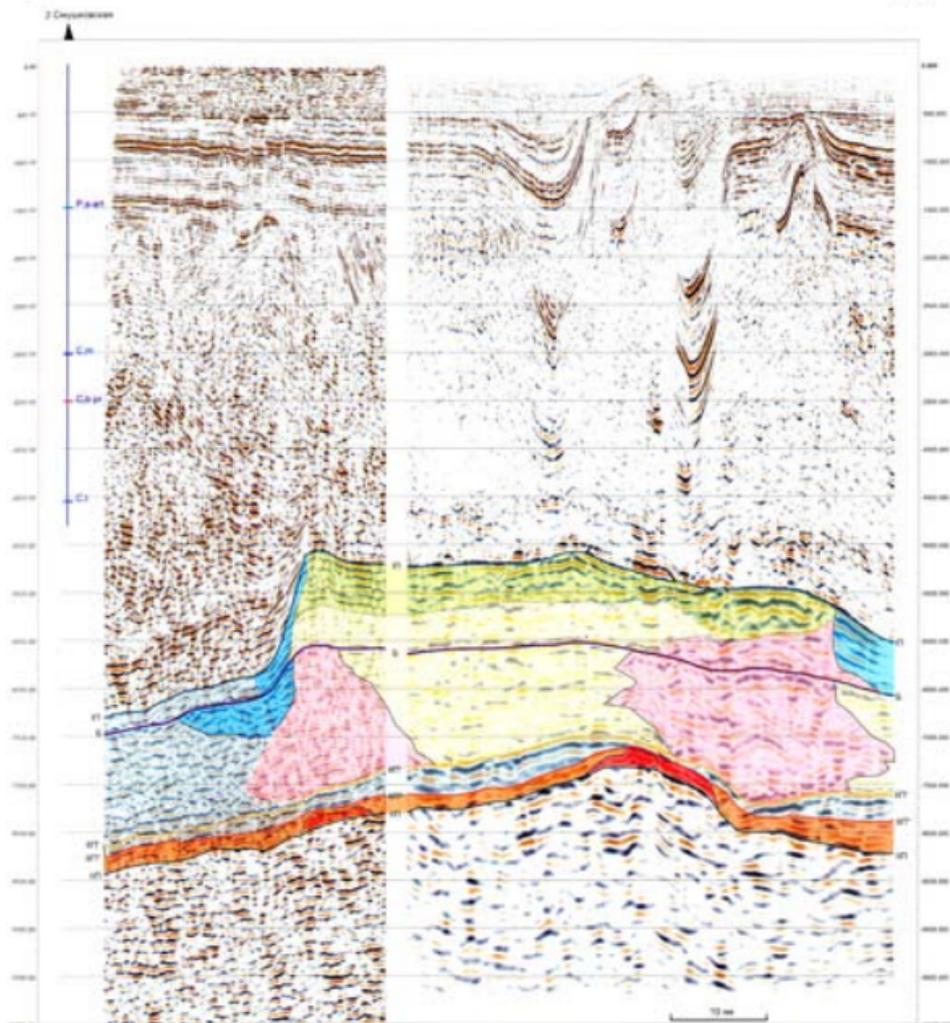


Рис. III.4.4. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля IV-IV.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

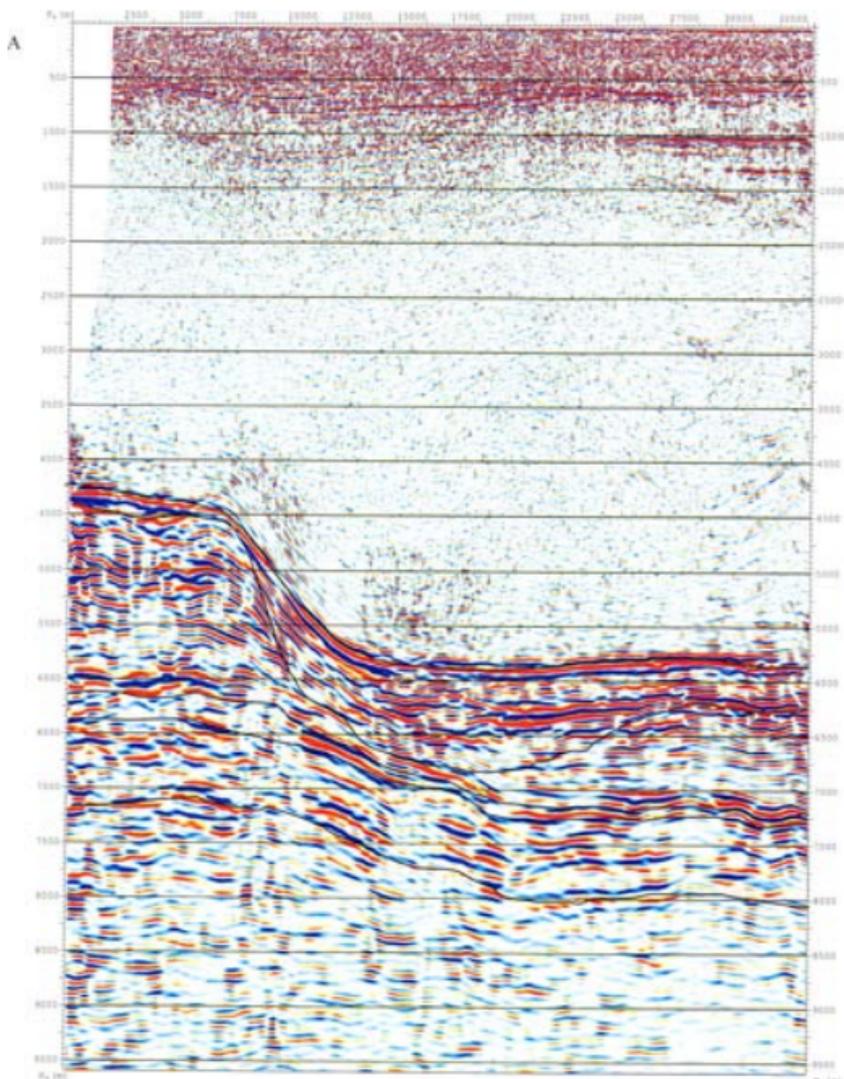


Рис. III.4.5. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля V-V.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

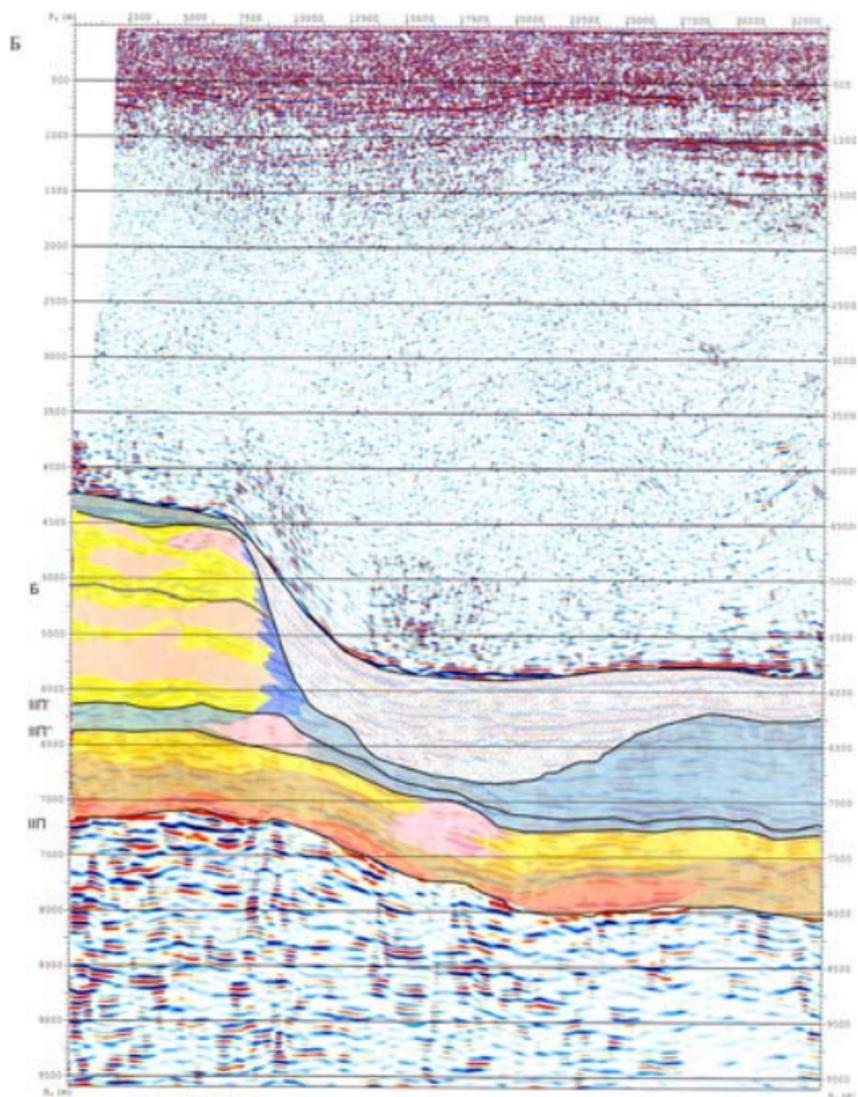
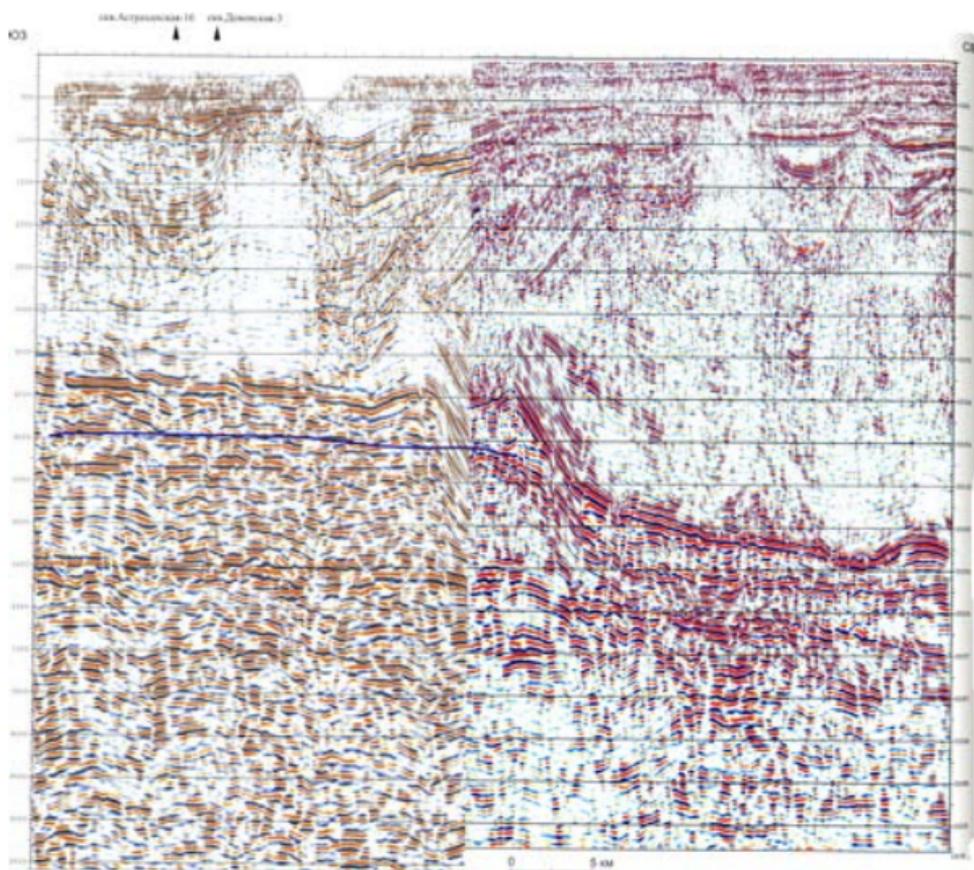


Рис. III.4.5. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля V-V.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

A



**Рис. III.4.6. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля VI-VI'.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.**

Б

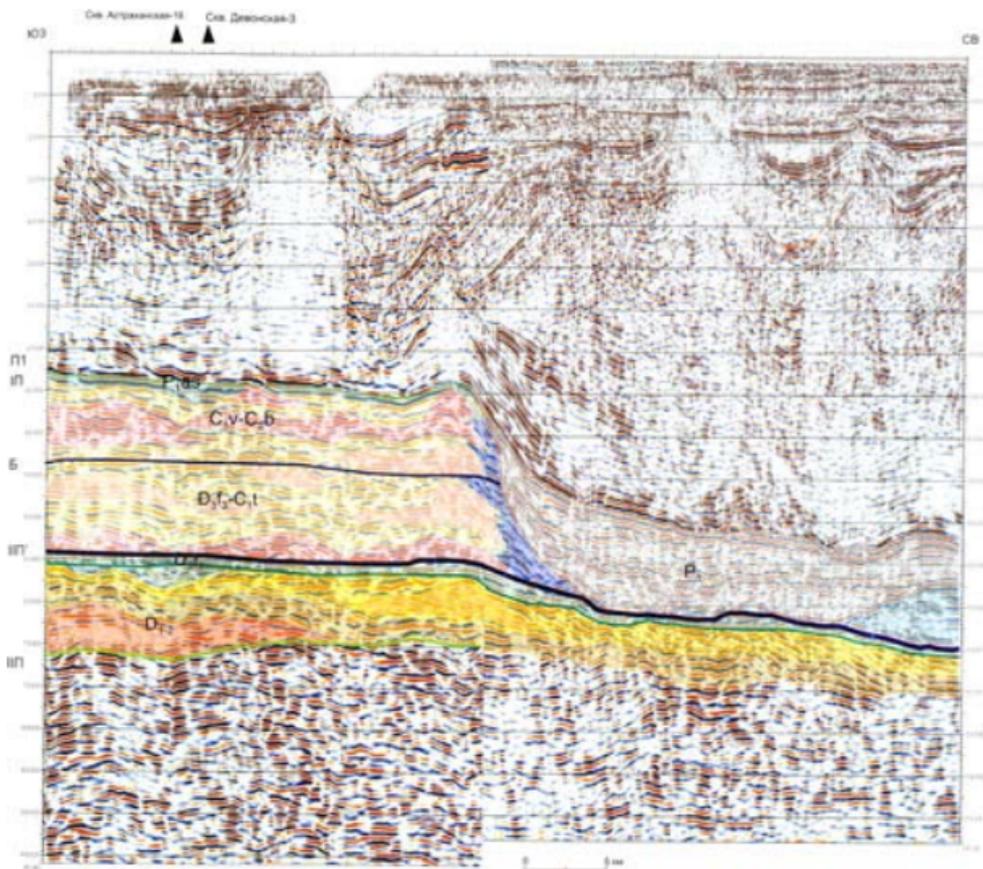


Рис. III.4.6. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля VI-VI.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

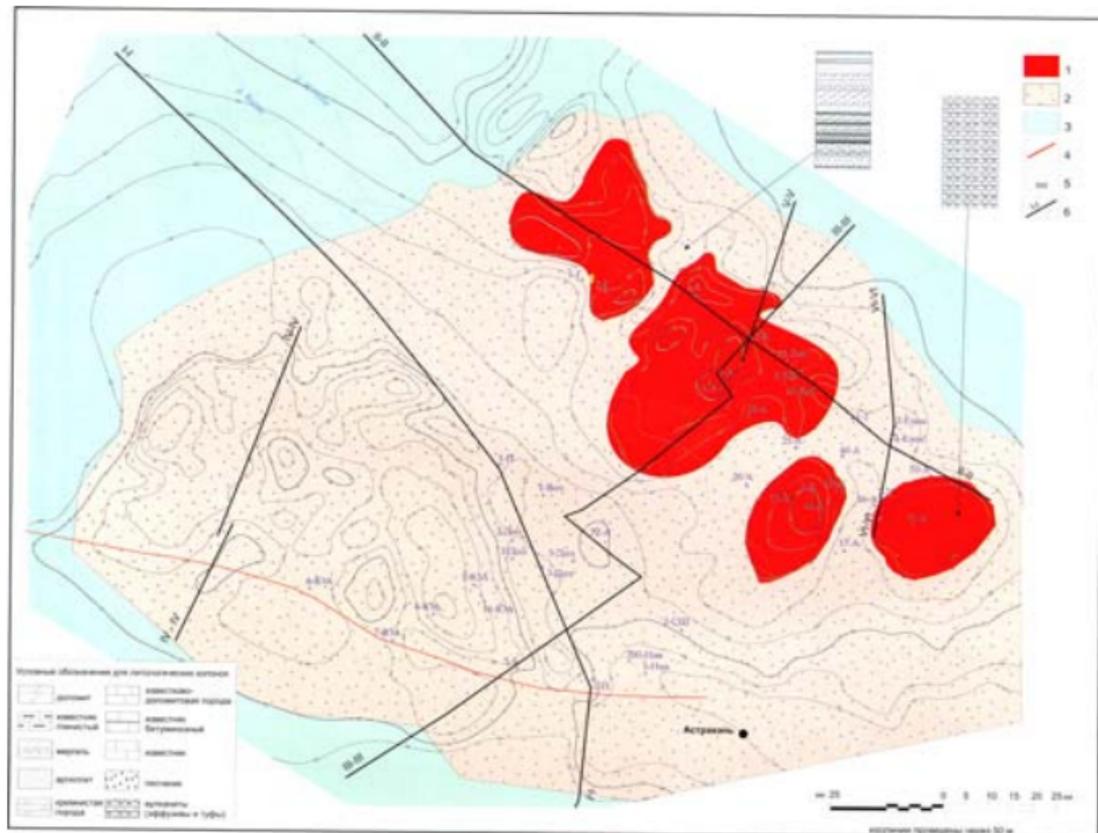


Рис. III.4.7. Карта литофаций нижнедевонского (D) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1 – вулканические постройки, 2 – мелководные вулканогенно-обломочные отложения, 3 – преимущественно терригенные и песчано-глинистые отложения, депрессионные доломитовые фации, 4 – разрывные нарушения, 5 – изопахиты нижней части нижнедевонского комплекса, 6 – линии литофациальных разрезов

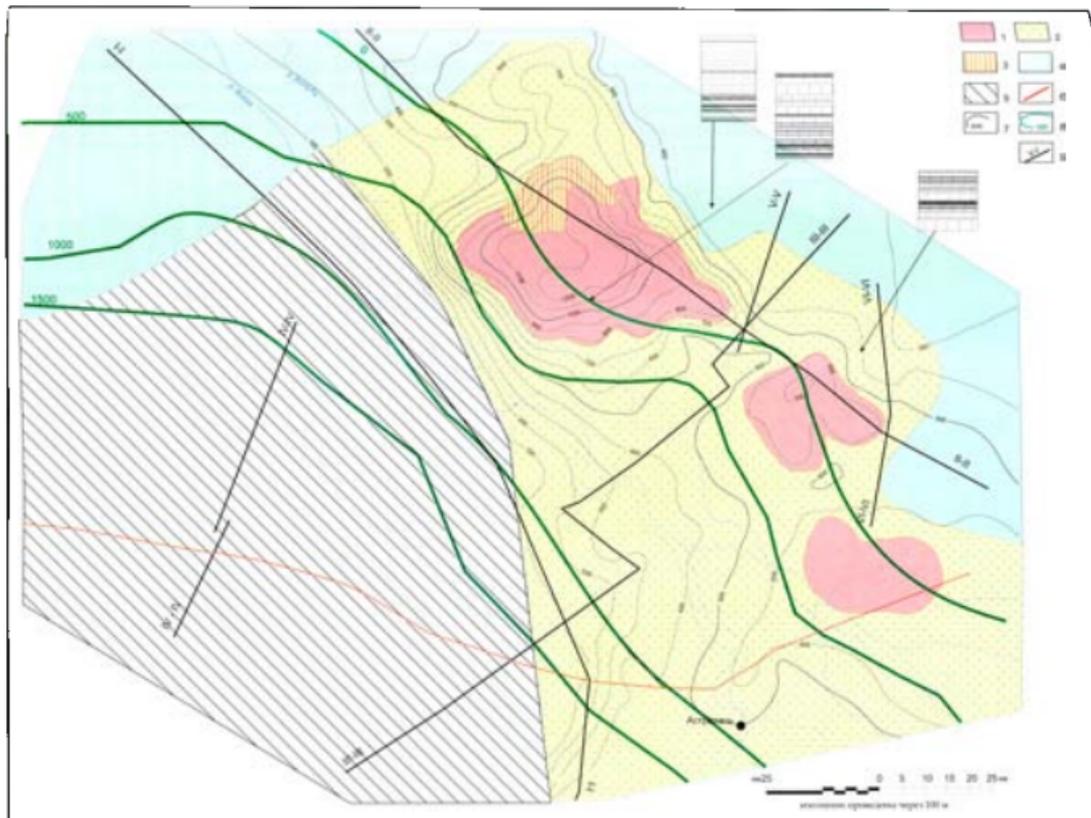


Рис. III.4.8. Карта литофаций среднедевонского (D₂) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1 – биогенные карбонатные постройки; 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения с примесью пирокластического материала (шлейф карбонатных построек); 3 – чередование терригенно-карбонатных и биогенных отложений; 4 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и лесчано-глинистые отложения, депрессионные фации; 5 – область отсутствия нижнедевонских отложений; 6 – разрывные нарушения; 7 – изопакиты верхней части нижне-среднедевонского комплекса, м; 8 – линии равной величины эрозионного среза, м; 9 – линии литофациальных разрезов. Условные обозначения для литологических колонок см. на рис. III.4.7.

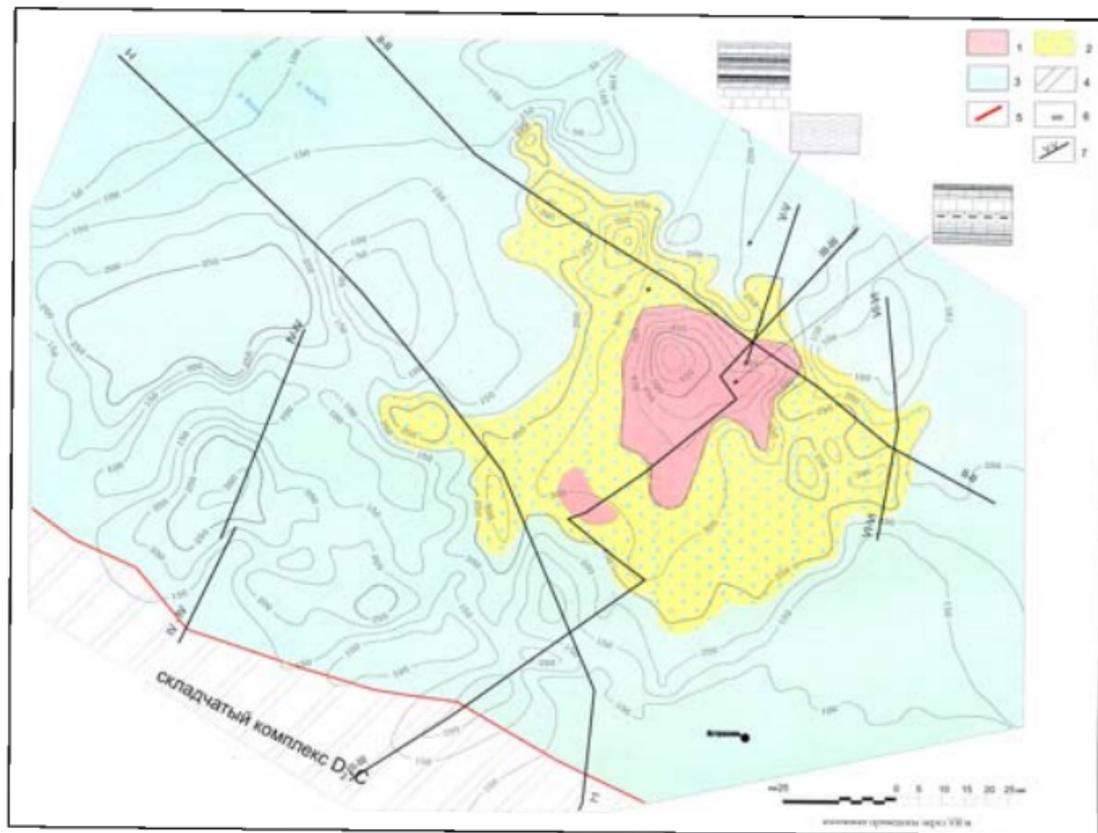


Рис. III.4.9. Карта литофаций нижне-среднефранского ($D_{3f_{1-2}}$) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1 – биогенные карбонатные постройки, 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения (шлейф карбонатных построек); 3 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения, депрессионные домажиковые фации; 4 – девонско-каменноугольный деформированный комплекс; 5 – разрывные нарушения, 6 – изопахиты нижне-среднефранского комплекса, м; 7 – линии литофациальных разрезов. У – основные обозначения для литологических колонок см. на рис. III.4.7.

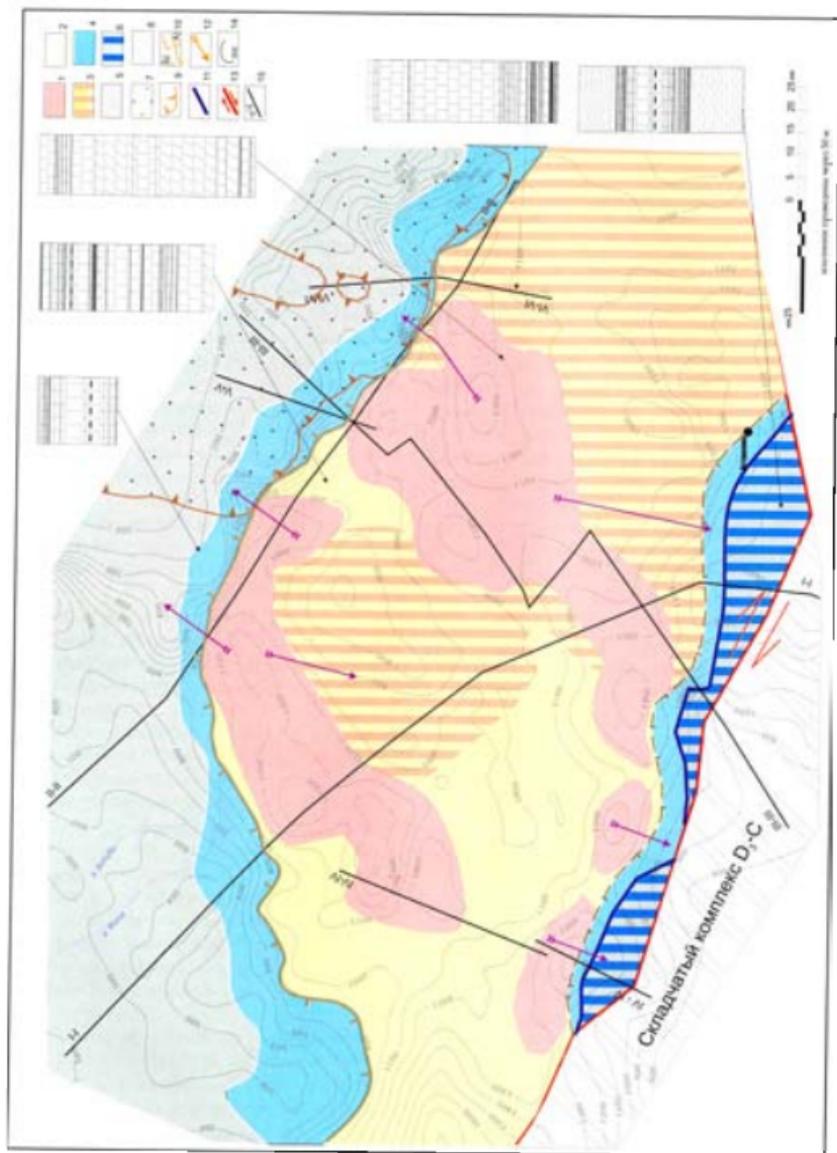
шламовые известняки. Все переходы от слоя к слою постепенные и заключаются в количестве тонкой алевроитовой или карбонатной примеси. Неясная слоистость обусловлена также изменением количества углеродистого вещества. Наблюдаются текстуры, обусловленные следами ползания придонных организмов, ходами мелких изредов. Ископаемая фауна угнетенная. Бассейн характеризовался устойчивыми условиями и пассивной гидродинамикой. Лишь в нижней части интервала встречаются прослои полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников и глинистых алевролитов, часто обладающие текстурами зерновых потоков. Иногда они слагают мелкие врезанные русла течений. В скв. Девонская-2 на этом уровне присутствуют тонкие прослойки пирокластического материала (см. прил. фото 10, 11). На глубине 6560 м, по данным сотрудников ВНИИГАЗ, был встречен гравелит, средне-крупнозернистый, вулканокластический, сформированный за счет размытия андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, состоящий из угловатых, полуокатанных обломков размером 0,3–8 мм и более пузрыстых витрофиритовых базальтовых порфиритов, афиритовых базальтов с гналопилитовой структурой основной массы андезито-базальтовых порфиритов, а также обломков тонко- и мелкокристаллических известняков, спекшихся туфов, кварца, полевых шпатов и раскристаллизованного стекла. В прослоях карбонатных турбидитов обнаружены остатки ископаемой фауны конодонтов, представленных относительно глубоководными формами (см. прил.). Помимо этого встречены фрагменты пластинок панцирных рыб, детрит и микрораковины беззачемковых брахиопод, тентакулиты, гастроподы. Мощность отложений среднего девона изменяется от 100 до 1200 м.

Из сказанного следует, что во второй половине раннего девона и начале среднего в пределах вулканического поднятия Астраханского свода постепенно начала затухать вулканическая деятельность. Из-за остывания вулканического очага поднятие начало погружаться. В результате мелководные осадки сменились более глубоководными, а на вулканических постройках начали формироваться карбонатные шапки биогермов. Продуктами разрушения и частичного размытия биогенных построек являются калькаренины турбидного происхождения, кальци-

лититы и шламовые известняки, вскрытые скважинами. Сами биогермы околтурены нами лишь по сейсмическим данным (см. рис. III.4.1–III.4.6). В волновом поле они дают четко выраженные волнистые отражения в виде выпуклых вверх линз, иногда ограниченных уступами. Эти линзы облекаются вышележащими отражениями. Вероятно, область осадконакопления отличалась достаточно расчлененным рельефом, унаследованным от вулканического рельефа предыдущей эпохи. Об этом свидетельствуют следы оползаний неконсолидированных осадков, присутствие прослоев турбидитов. На контакте оползших пачек и ненарушенных отложений меняется угол наклона слоистости, что позволяет говорить о том, что имелись существенные уклоны дна бассейна. Это объясняет соседство биогермных построек, формировавшихся в мелководной обстановке, и депрессивных карбонатно-глинистых фаший, содержащих остатки относительно глубоководных форм конодонтов. Повышенная углеродистость глинистых отложений, угнетенный состав бентосной фауны в них, скорее всего, являются результатом поствулканической гидротермальной деятельности.

По данным изучения ископаемой фауны конодонтов (см. прил.), этот интервал разреза включает отложения пражского и эмского ярусов нижнего девона, а также эйфельского яруса среднего девона. В скв. Девонская-2 аргиллиты, по данным ВНИИГАЗ, насыщены фрагментами обугленных стволов растений. На глубине 6542,8–6542,7 м обнаружены ископаемые остатки брахиопод *Desquamata (Seratrypa) cf. kokvensis* Khod., *Spinatrypa (Spinatrypa) ex gr. spinatrypa* Khod., а на глубине 6540 м – *Atrypa sp.* На глубине 6543,5 м в темно-сером аргиллите, по данным ВНИИГАЗ, – микрофоссилии и беззачемковые брахиоподы *Lingula bicarinata* Kut. и замковые брахиоподы *Notanophila philippovae* (Ljash), *Spinatrypa (Spinatrypa) ex gr. bifidaeformis* Tschern., *Ilmeia ex gr. lians* Buch. Брахиоподовый комплекс позволяет относить вмещающие отложения к черновярскому горизонту верхнеэйфельского поляруса.

Отложения животного возраста в изученных нами разрезах не обнаружены. Скорее всего, большая их часть была размыта во время крупной структурной перестройки на рубеже среднего и верхнего девона, связанной с процессами скупива-



ния в пределах Уральской континентальной окраины [Руженцев, Самыгина, 2004]. Возможно, остатки живецких отложений сохранились лишь в окрестностях Северо-Астраханской скважины (данные ВНИИГАЗ). Во время перестройки наибольшее поднятие и разрыв испытала юго-западная часть Астраханского свода. Возможно, это связано с процессами предрифтового аркогенеза в окрестностях кряжа Карпинского.

Верхний девон. Франский ярус.

Нижний и среднефранский подъярус

Отложения верхнего девона залегают несогласно и с разрывом на подстилающих отложениях нижнего-среднего девона (см. рис. III.4.4). Наибольшая величина разрыва наблюдается в районе скв. Правобережная-1, где из разреза, по-видимому, полностью выпадает средний девон. На карте изолахит и литофаций нижне-среднефранских подъярусов видно, что этот подкомплекс развит на всей территории Астраханского выступа, однако на правобережье, где он перекрывает сразу нижнедевонские отложения, его мощности изменяются в пределах 150–250 м и только на отдельных локальных участках либо увеличиваются до 300 м, либо сокращаются до 100 м (см. рис. III.4.9).

На большей части Астраханского выступа в пределах левобережья р. Волги фоковая мощность нижне-среднефранских отложений составляет 250–300 м и только на локальном участке между Северо-Астраханской-1 и Георгиевскими скважинами выделяется изометричная область площадью до 900–1000 км², где мощность этих отложений возрастает до 350–550 м. На юге и востоке Астраханского

выступа мощность нижне-среднефранских отложений сокращается до 100–150 м.

После затухания вулканической деятельности раннего-среднего девона, структурной перестройки, приведшей к поднятию и размыву южной части Астраханского свода в конце среднего девона, осадконакопление возобновилось в начале франа. При этом, если в предыдущий период Астраханское поднятие имело субширотное простирание, то в начале франского века оно приобрело северо-западную ориентировку. Именно в этом направлении вытянута небольшая область мелководной, преимущественно карбонатной седиментации раннего франа, вероятно, окруженная зонами более глубоководной седиментации, которые в настоящее время невозможно обособить от описанных выше среднефранских отложений из-за их небольшой мощности, слабой охарактеризованности керновым материалом и органическими остатками. Интересно отметить, что в области относительно глубоководной седиментации оказалась и зона размыва конца среднего девона. По всей вероятности, это связано с процессами растяжения и погружения в зоне рифтогенеза кряжа Карпинского [Волож и др., 1999]. В области мелководной седиментации среди нижнефранских отложений мощностью 100–300 м различаются две фации: биогенных карбонатных построек типа ракушняковых банок и мелководных преимущественно алевро-глинистых и карбонатно-обломочных отложений. *Фация биогенных построек* вскрыта скв. Девонская-1 (инт. 6087–6096 м) и Девонская-3 (инт. 5994–6057 м). В скв. Девонская-1 она представлена полностью доломитизированными биогенными и биокластовыми известняками типа ракушняка с

Рис. III.4.10. Карта литофаций верхнефранско-турецкого (D_f – C_t) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1 – биогенные карбонатные постройки; 2 – мелководные карбонатно-территигенные отложения с отдельными конусами выноса карбонатного материала (шлейф карбонатных построек) – ундюлота; 3 – чередование карбонатных отложений биогенного и обломочного характера; 4 – преимущественно глинистые, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения склона и подножья карбонатной платформы (эпиногеи); 5 – чередование отложений подножья склона и депрессивных фаций; 6 – преимущественно глинистые, известково-глинистые отложения (депрессионные, бассейновые фации); 7 – область эрозионного вреза; 8 – область распространения деформирующихся девонско-каменноугольных отложений; 9 – граница эрозионного вреза; 10 – границы карбонатной платформы; а – достоярные; б – предполагаемые; 11 – граница подножья склона карбонатной платформы; 12 – направления перемещения обломочного материала с карбонатной платформы; 13 – слэппи; 14 – эполахиты верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений; м; 15 – линии литофациальных разрезов. Условные обозначения для литологических колонок см. на рис. III.4.7.

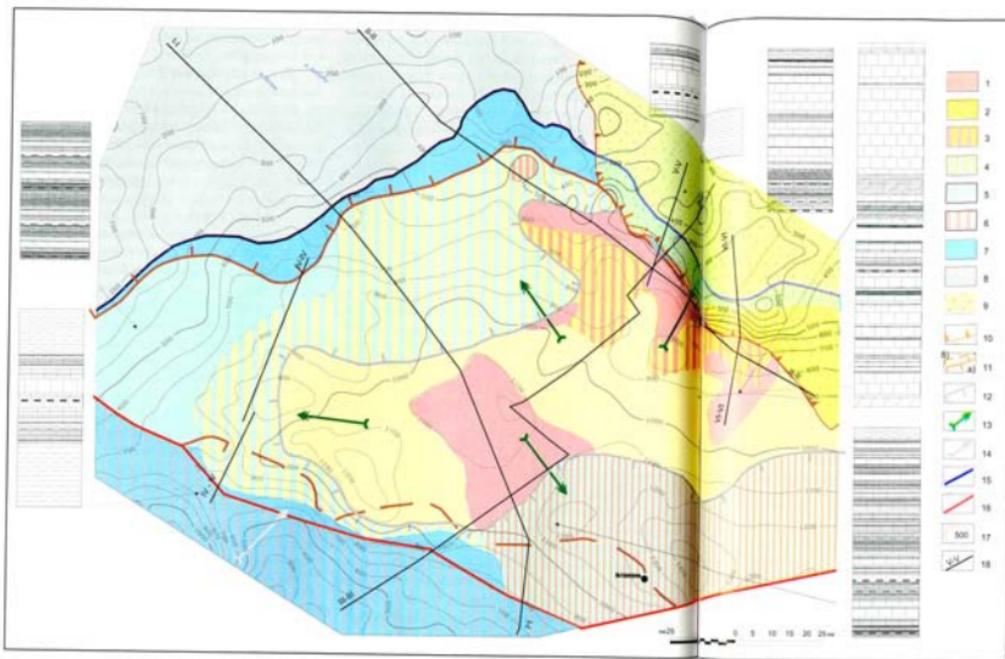


Рис. III.4.11. Карта литофаций визейско-башкирского (С, у-С, б) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1 – биогенные карбонатные постройки; 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения с отдельными конусами выноса карбонатного материала (шлейф карбонатных построек) – уклотема; 3 – чередование карбонатных отложений биогенного и обломочного характера; 4 – карбонатно-терригенные отложения клиноформного строения (верхняя клинотема); 5 – мелководные карбонатные отложения с элементами клиноформного строения (верхняя фонотема); 6 – биогенно-карбонатные и карбонатно-терригенные, клиноформного строения; 7 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения с элементами клиноформного строения (нижняя клинотема); 8 – преимущественно глинистые, известково-глинистые отложения (депресссионные, бассейновые фации); 9 – область посебашкирского эрозийного вреза; 10 – граница эрозийного вреза; 11–12 – границы карбонатной платформы; 11 – к началу башкира; а – достоверные, б – предполагаемые, 12 – к концу башкира; 13–14 – направления перемещения обломочного материала: 13 – с карбонатной платформы, 14 – со смежного поднятия (Каракульско-Смушковской зоны); 15 – подножье склона карбонатной платформы; 16 – разрывные нарушения; 17 – изопахиты визе-башкирского комплекса, м; 18 – линии литофациальных разрезов. Условные обозначения для литологических колонок см. на рис. III.4.7.

последним расположением целых крупных разрозненных раковин замковых брахиопод и их обломков, а также одиночных кораллов. Матрикс (около 50%) представлен темно-серым тонкокристаллическим доломитом, произинным многочисленными карбонатными прожилками. В скв. Девонская-3 эта фация также полностью доломитизирована и в ее составе преобладают кавернозные кристаллические доломиты. На некоторых участках видно, что они образованы по органогенно-обломочным мелко-крупнозернистым калькарнитам. Текстура их неправильно горизонтально- и линзовидно-слоистая, со следами оползания. Видимо, здесь вскрыта краевая часть органогенной банки.

В фации мелководных карбонатно-глинистых и карбонатно-обломочных пород различается две субфации, характеризующие, с одной стороны, проксимальные склоны ракушечниковых банок, с другой – дистальные части склонов и депрессии между банками. Субфация проксимального склона вскрыта скв. Девонская-2 (нижняя часть интервала 6083–6090 м). Здесь развиты темно-серые и серые карбонатно-глинистые обломочные породы типа флукотурбидитов. Наблюдается два ритма. В темно-серый алевролитистый аргиллит или известковый алевролитистый аргиллит включены нечетко оформленные линзы и волнисто изогнутые прослои (0,5–1,5 см), сложенные обломочным материалом карбонатного состава псаммитовой и псефитовой размерности, включая толстостенный раковинный детрит. Матрикс составляет не менее 50%. Большая часть обломочного карбонатного материала попала в осадок в неконсолидированном состоянии. Вверх по разрезу каждого ритма количество матрикса увеличивается, а прослои и линзы крупнообломочного материала становятся тоньше и реже, а в верхней части отсутствуют вовсе. Матрикс углеродистый, слюдистый с плавающими мелкими члениками криноидей. Матрикс, видимо, имеет бассейновое, более глубоководное происхождение, чем обломочный материал (светлая окраска, толстостенный детрит). В нижнем ритме нижняя грубообломочная часть с обломками до 0,5–2,5 см в длину составляет около 0,5 м. В скв. Девонская-1 к этой субфации можно отнести (инт. 6142–6151 м) осадочные карбонатные брекчи, состоящие из обломков пород, попавших в оползание в не полностью консолиди-

рованном состоянии. Матрица брекчий черной глинистой кальционит с остатками мшанок, редкого мелкого детрита. Обломки имеют комковатую-узловатую форму и размеры 3–5 см. Они представлены калькаритами различной зернистости, преимущественно тонко- и среднезернистыми. Кроме того, наблюдаются текстуры отжима воды, выжимания глинистого материала между обломками. Ниже наблюдается около 5 м конгломератовидных и комковатых глинисто-карбонатных пород, содержащих многочисленные обломки кораллов.

Более дистальные и бассейновые субфации вскрыты скв. Правобережная-1 (инт. 6368–6494 м), где наблюдаются известняки, белые с небольшим количеством серых глинистых и слабogliнистых. Известняки аскристаллизованные с единичными зернами пирита, в отдельных прослоях видна их первичная обломочная (медкозернистые калькариниты) и органогенно-обломочная текстура. Мощность отложений изменяется от 50 до 500 м.

В среднем фазе продолжалась трансгрессия и дифференцированное погружение Астраханского поднятия, начавшаяся в раннем фазе, что привело к почти полному выравниванию фациальных обстановок как в пределах Астраханского поднятия, так и прилегающих частях акватории. Повсюду преобладает накопление черных битуминозных аргиллитов, глинистых алевролитов, шламовых известняков и кальцилотитов (так называемой доманиковой фации) небольшой мощности (конденсированные осадки). Повышенная битуминозность пород, видимо, связана с оживлением движений по разломам из-за продолжающихся процессов рифтогенеза в краже Карпинского, повышенной дегазацией, способствовавшей возникновению аномальных биохимических обстановок, благоприятных для развития водорослей и цианобактерий. В целом, что осадки довольно слабых придонных течений. Лишь местами, преимущественно в нижней и верхней части разреза, встречаются продукты размыта биогенных построек предыдущего этапа и редкие и маломощные прослои песчаников, свидетельствующие о существовании подводных поднятий. Так, в скв. Правобережная-1 в интервале 6162–6207, 6234–6237 м, судя по шламу, развиты однообразные серые и черные шламовые известняки и глинистые известняки с прослоями черных битуминозных пиритизирован-

ных аргиллитов, содержащих редкий детрит тонкоственных раковин. Ниже (инт. 6247–6253 м) вскрыты темно-серые битуминозные слюдястые алевролиты и глинистые алевролиты. Породы обладают более или менее четкой тонкой слоистостью из-за обогащения отдельных слоев раковинным детритом. Близк к верхней части интервала появляются более крупнозернистые разности обломочных пород (в описании шифров ВНИИГАЗ уломинаются кварцевые песчаники). Во всем интервале присутствуют округлые редкие пятна битума. Близк к основанию интервала встречен прослой мощностью 5 см тонкослоистого зернистого доломита, видимо первично обломочного. Более интенсивное погружение южной части поднятия, притыкающей к кражу Карпинского, привело к наклону всего геоблока Астраханского свода. В результате его северный край испытала поднятие, и северный склон приобрел более крутой наклон по сравнению с южным. Эта тенденция сохранялась и в последующие периоды.

Верхний девон – нижний карбон нерасчлененные (верхнефранский подъярус, фамесский и турнейский ярусы)

Дифференцированные движения по разломам среднефранского времени и начавшаяся на рубеже среднего и позднего фазы регрессия привели к резкой дифференциации бассейна. В результате на месте ранне-среднедевонского вулканического Астраханского поднятия возникла внутривосстайная карбонатная платформа (см. рис. III.4.10) субширотного простирания с крутым северным и более пологим западным и южным склонами, развивавшаяся в регрессивном режиме в обстановке погружения вплоть до конца турнейского времени раннего карбона. В результате на отдельных участках платформы за рассматриваемый период времени накопилось до 1600 м карбонатных отложений.

На этом стратиграфическом интервале минимальные толщины на северо-востоке связаны с постседиментационным рашеперским разрывом (контур позднепалеозойского вреза показан черной линией). На остальной территории максимальные толщины, как и в предыдущую эпоху, характерны для рифовых построек и участков захоронения продуктов их разрушения на склонах и отдельных запа-

динах палеорельефа. Как видно из интерпретации сейсмических профилей (см. рис. III.4.1–III.4.6), цепочка таких построек приурочена преимущественно к северному и северо-восточному бортам Астраханского поднятия. По сравнению с предыдущей эпохой максимум построек сместился на восток-северо-восток.

Полное отсутствие в составе осадков терригенного материала свидетельствует об изолированности карбонатного плато и о его приподнятом положении в рельефе дна Каспийского бассейна. В современной структуре ее южный склон частично срезан разломом пермского возраста. Среди карбонатных отложений платформы нами выделено две фауны: карбонатных биогенных построек и мелководных карбонатно-обломочных отложений. Внутри последней выделено две субфауны, характеризующие обстановки с пассивным и активным гидродинамическими режимами накопления.

Наиболее полный разрез *фауны карбонатных биогенных построек* вскрыт скв. Табаковской-1 (инт. 5050–5580 м). В составе этой фауны преобладают комковато-сферово-ступчатые водорослевые, иногда онкоидные известняки, в различной степени доломитизированные, содержащие также остатки фораминифер, гастропод, остракод, кониконхий и иглокожих. Водорослевые известняки содержат прослои обломочных, биокластовых и фораминиферовых известняков. Биогенные постройки имеют слоистую структуру и по обстановке накопления близки биостромам.

Фауна карбонатно-обломочных пород пользуется наибольшим распространением. Субфауна, формировавшаяся в рассматриваемый период времени в обстановке активного гидродинамического режима, тесно связана с биогенной фауной по вертикали и латерали, отличается от последней преобладанием обломочных разновидностей пород над биогенными ступчато-водорослевыми. Для этой фауны также характерна диагенетическая доломитизация. Наиболее типичный разрез вскрыт скв. Правобережная-1. Здесь в интервале 5500–6000 м распространены свялые буровато-серые среднезернистые доломиты однородной текстуры с остатками перекристаллизованного раковинного детрита (рупызы, брахиоподы, гастроподы). Некоторые разновидности доломитов содержат реликты обломоч-

но строения и представляют собой калькарениты от мелко- до крупнозернистых с разнообразной слоистостью – горизонтальной, волнистой, прерывистой, тилличной для течений мелководной зоны. Эти разности наиболее массивны, особенно в нижней части интервала. Для этой фауны характерны также текстуры оползания полуконсолидированных осадков и возникновение конгломератовидных текстур. Можно предположить, что фауна карбонатно-обломочных пород обстановки активного гидродинамического режима слагалась отдельными мелководными лагунами и западинами рельефа между биостромами, где часто возникали условия повышенной солености вод, возможно, осушения, способствовавшие доломитизации.

Субфауна карбонатно-обломочных пород, накопившаяся в обстановке пассивного гидродинамического режима, пользовалась более широким распространением в пределах карбонатной платформы, а также ее южного и юго-западного склонов. Примером может служить разрез, вскрытый скв. Девонская-3 в интервале 5400–5900 м. В верхней части интервала здесь преобладают однообразные тонкокристаллические известняки типа тонкозернистых калькаренитов и кальцинитов тошкослоистой текстуры. На поверхностях напластования иногда наблюдаются скопления мелкого отмытого детрита криноидей. Среди них спорадически встречаются прослои (0,5–2–15 см) и небольшие вогнутые вниз линзочки типа небольших подводных русел, выполненных зернистым органогенно-обломочным калькаренитом, похожим на отложения зернового потока. В наиболее мощном прослое наблюдается прерывистая слоистость с четко оформленными линзочками крупнозернистого калькаренита. Эти отложения похожи на флуэотурбидиты. К ним приурочены остатки фауны, иногда крупные, до 4 см, обломки кораллов, раковины брахиопод. Обстановка осадконакопления довольно глубоководная, ноющая на подножье тектонического уступа, на пониженом крыле которого располагался биочерм. Ниже большее развитие приобретает темно-серые органогенно-обломочные алевритовые калькарениты с обильным шламным матриксом и включениями мелкого детрита. Есть постепенные переходы к калькаренитам с текстурами и элементами текстур оползания и переме-

шования неконсолидированных осадков. Встречен горизонт мощностью 4 см карбонатных турбидитов, представленных среднезернистым калькаренином, образующим четкий врез во вмещающие породы. Отмечаются ходы итайдных организмов и следы биотурбации. В нижней части интервала распространены серые комковатые известняки, переходящие в конгломератовидные. Среди них встречен обломок колончатого коралла (табуляты) диаметром 5–6 см, а также обломки отдельных раковин. Их текстура является результатом оползания на склоне в полуконсолидированном состоянии тонкослоистых известняков. В результате каждый комок-обломок мелкозернистого известняка обволакивается более темной кальцилитовой, возможно, с примесью глинистого материала разностью. Встречаются редкие следы биотурбации и редкие остатки раковинного детрита (0,5 см). Для пород в целом характерны многочисленные стилолитовые швы. В основании интервала развиты буровато-серые известняки (калькаренины?) с сильным запахом сероводорода, неравномернозернистые, преимущественно среднезернистые, со следами биотурбации и редким раковинным детритом. Среди известняков встречаются пропластки неровноволнистых разностей, похожих на образовавшиеся в периоды подводных размылов и неотложения осадков.

О составе отложений рассматриваемого возрастного интервала, развитых на склоне и подножии карбонатной платформы, можно судить лишь в предположительной форме на основании анализа волнового поля сейсмических профилей МОГТ (сейсмофаций). По расширению площади платформы в регрессивную стадию рассматриваемого цикла (фамен-турне) можно говорить о проградационном характере развития склонов, особенно на севере и юге. Кроме того, можно говорить о преимущественном развитии карбонатных и карбонатно-глинистых турбидитов различной дистальности на склонах платформы, так как в волновом поле отчетливо видны характерные для этого типа осадков клиноформные условия залегания. В пользу турбидного характера седиментации говорит также присутствие турбидитов и следы оползания неконсолидированных осадков среди более мелководных фаций платформы и ее верхней подогной

части склона. У подножья склона, судя по резкому сокращению мощности отложений, преобладало конденсированное осадконакопление, скорее всего кальцилитовое различной степени глинистости, возможно, с примесью алевролитового материала. Скорее всего, преобладают микрослоистые и тонкослоистые осадки внутрибассейновых и контурных течений с участием отдельных простеве дистальных турбидитов, проникающих со склона. Спорадически процесс накопления осадков нарушался оползевыми процессами, особенно на подножье крутого северного склона. Такие оползевые тела карбонатных пород и сопутствующие им деформации вмещающих осадков хорошо читаются в волновой картине отдельных сейсмических профилей в виде обособленных выпуклых вверх линз, образованных более сейсмически прозрачными породами по сравнению с вмещающими.

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения Прикаспийской впадины вскрыты многочисленными скважинами глубокого бурения и характеризуются разнообразным литологическим составом, различной мощностью и стратиграфической полнотой. Несмотря на то, что отложения вскрыты многочисленными скважинами, до сих пор остаются нерешенными вопросы их детального расчленения, положения границ и объемов некоторых стратиграфических подразделений. Отсутствие протяженных маркирующих горизонтов, полифациальный состав и сложные пространственные соотношения карбонатных, глинисто-карбонатных и терригенно-карбонатных пород затрудняют расчленение и корреляция их по геофизическим данным. Ведущая роль в стратификации мелководных карбонатных отложений карбона принадлежит фораминиферам, которые на данной территории целенаправленно не изучались, а их палеонтологическое описание до недавнего времени отсутствовало. Спорадические находки остракод, юмолютов, а также сиури-пыльцевые комплексы также не позволяют дать детальное расчленение [Зайцева, 2002]. Обобщения, с систематическим отбором фораминифер и их монографическим описанием, позволившие сделать расчленение

на уровне горизонтов и зон, проведенные в последние годы [Зайшева, 2002; Зайшева, Клеппа, 2005], касаются лишь отдельных скважин (Астраханские -7, -15, -27, -32, -47, -55, -73, Южно-Астраханская-10, Смушковские -2 и -5, Ашунские -1 и -2, Красноухауская-1, Николаевская-200). К сожалению, отсутствуют разрезы, в которых бы по фораминиферам были охарактеризованы все подразделения карбона. Чаще находки фораминифер дают привязку не точнее яруса или подъяруса (скв. Табаковские и Еленовские). Турнейские отложения палеонтологически надежно обоснованы лишь в скв. Смушковская-2, визейские, нижний подъярус – Смушковская-2, Астраханские -7, -23, верхний подъярус – Смушковская-2, Ашунская-1. Наиболее полно изучены отложения башкирского яруса, но и здесь пока не выявлены разрезы, где были бы фаунистически обосновано выделение всех горизонтов и зон башкирского яруса. Кроме того, часто совершенно не ясно, в какой мере учитывались возможности перераспределения органических остатков, обычного для мелководных обстановок, что приводит к несоответствиям возраста по фораминиферам, водорослям и конодонтам.

В результате дробное подразделение на горизонты проводится по геофизическим данным, что малоодостоверно в условиях пестроты фаций, характерной для мелководных отложений.

Характер изменения мощностей каменноугольного структурно-стратиграфического подкомплекса отличен от подстилающего. По изопаките 800 м выделяется область больших мощностей визейско-нижнебашкирских карбонатных отложений (до 1200–1400 м на локализованных изометричных участках). По всему периметру Астраханского карбонатного массива мощность верхнего подкомплекса с разными градиентами уменьшается до 300–400 м и менее. Изопакитами 400–500 м очерчен уступ, по которому происходит смена преимущественно карбонатных пород визейско-нижнебашкирского возраста на разновозрастные депрессионные осадки (см. рис. III.4.11). И только на крайнем юго-востоке площади исследований мощности карбонатных пород каменноугольного подкомплекса остаются в пределах 800–1200 м, что свидетельствует о продолжении Астраханского карбонатного массива далее на юго-восток.

Нижний отдел. Визейский и серпуховский ярусы

Визейский ярус в пределах Астраханского карбонатного массива разделяется на нижний и верхний подъярусы. Нижний подъярус включает радаевский и бобриковский горизонты. Причем радаевский горизонт обычно выделяется в составе нерасчлененных верхнегурнейско-нижневизейских отложений (косьювский и радаевский горизонты). Верхний подъярус тождественен тульскому горизонту. Последний в большинстве разрезов выделяется в составе нерасчлененных бобриковско-тульских отложений.

На Астраханском карбонатном массиве в составе визейского яруса преобладают темно-серые битуминозные известняки микро-тонкозернистые, сферово-стусовко-водорослевые, органогенно-детритовые, иногда брекчиевидные. Некоторые разности доломитизированы и окремнены. Примером визейских отложений может служить фрагмент разреза скв. Астраханская-1:

4503–4510 м. Светло-серые кавриозные известняки, частично доломитизированные, перекристаллизованные. Остатки раковин частично выщелочены. Вероятно, известняки частично органогенно-обломочные, но сейчас существенно перекристаллизованы; иногда содержат жемды кальцита, местами имеют пятнистую окраску из-за перекристаллизации. Некоторые разности имеют узорчатое строение, близкое бактерияльно-водорослевому накоплению. В нижней части интервала породы теряют кавернозность и приобретают массивность. В это же время породы приобретают отчетливый узорчатый облик.

4591–4598 м. Известняки серые, органогенно-обломочные, органогенно-детритовые песчано-гравийной размерности. Обломки размером до 1–2 см располагаются по напластованию. Крупный детрит обогащает отдельные прослои (1–2 см) без межслоевых швов. Обстановка мелководная с активной гидродинамикой. Имеются постепенные переходы к более мелкозернистым разностям без включений детрита и разности органогенно-обломочные с большим количеством остатков криноидей, а также обломков и разрозненных створок раковин брахипод (шторчовые накопления).

4634–4641 м. Более плотные мелкокристаллические известняки, скорее всего детритно-обломочные, алевроитовой размерности, с отдельными кри-

нодеями и многочисленными спилюлитами. Встречены разности с плавящим детритом размером до 2-3 мм в основании криноидей.

4683-4690 м. Серый мелкокристаллический известняк со стилолитовыми швами, пронизанный дендритами марганца.

4711-4718 м. Светло-серые калькаренины мелкопесчаной и алевроитовой размерности однородного сложения.

Серпуховский ярус распространен повсеместно и не подразделяется на горизонты. В его составе на Астраханском своде развиты светло-серые и темно-серые известняки, органогенно-обломочные, прослоями комковато-стучковые, водорослевые и детритовые, иногда органоглинные с прослоями глинистых известняков и аргиллитов. Примером может быть разрез скв. Табаковской-1:

4547-4554 м. Чередование органогенно-обломочных тонкоослонистых калькаренинов и водорослевых известняков. Водорослевые известняки имеют неправильноослонистую текстуру водорослевых матов или текстуры обрастания органических остатков. В основании интервала присутствуют карбонатные осадочные брекчи, состоящие из обломков водорослевых комковатых известняков, ракушияков из межкряжистых друстворок и обломков раковин брахиопод, органогенно-обломочные калькаренины с довольно обильным перекристаллизованным матриком. Степень измельченности обломков различная. Встречены остатки червей, фораминифер, микритовые зерна, копролиты, известняковые водоросли, более крупные обломки иглокожих и раковинный детрит.

Обр. Т-1 – 4553 м. *Apatognathus varians* klapperi Druce. Род *Apatognathus* распространен в интервале D₁fm-C₁, включая серпуховский век. Найденный вид известен из отложений фауны различных регионов мира: Россия – Омолонский массив; Казахстан – Каратау, Мугуджары; Китай – Гуйлинь; Сев. Америка, Канада, Альберта, Британская Колумбия, Австралия (бассейн Канниж). Возможно, высшаяшие отложения имеют фаменский возраст. Не исключено также переложение.

4578-4582 м. Мелкозернистые светло-серые калькаренины с довольно обильным шламочным матриком и остатками криноидей, а также крупных раковин брахиопод.

Во многих случаях в разрезах не удается разделить визейские и серпуховские отложения. Примером может служить разрез скв. Еленовская-2, описанный сотрудниками ВНИИГАЗ:

3974-3980,65 м. Известняк темно-серый до черного, сильно доломитизированный, глинистый, плотный, слоистый. Аргиллит черный, слабокарбонатный, битуминозный, с раковинным изломом. Ангидрит светло-серый. Весь керновый материал с запахом сероводорода и люминесцентным свечением.

4034-4041 м. Известняк серый до темно-серого, органогенный, средней крепости, заверстоный, с окремелой фауной. Трещиноватость по вертикали, битуминозный, газонасыщенный, с запахом сероводорода.

4081-4091 м. Известняк темно-серый, серый, с вкраплениями светло-серого, плотный, крепкий. Признаки УВ и сероводорода отсутствуют.

4144-4159 м. Известняк темно-серый, битуминозный, крепкий, плотный. Трещиноватость вертикальная, трещины заполнены битуминозным материалом. Слабый запах сероводорода.

4159-4166 м. Известняк серый, буровато-серый, органогенно-обломочный, органогенно-детритовый, с многочисленной фауной. Керн расчленен вертикальными трещинами, трещины заполнены глинисто-уплотненным и глинисто-битуминозным веществом. Кальцит встречается в виде друз и кристаллов. Известняк участками доломитизирован, с резким запахом УВ.

4166-4168 м. Известняк серый, коричнево-серый, сильно трещиноватый, трещины заполнены глинистым веществом и налетом кальцита. Присутствует обильная фауна. Порода очень плотная и не может служить коллектором.

4168-4174 м. Керн не поднят.

4268-4275 м. Известняк буровато-серый, тонкокристаллический, трещиноватый, с прослоями органогенно-обломочных, с характерным запахом УВ.

4354-4360 м. Известняки серые, буровато-серые, трещиноватые, органогенно-детритовые, с прожилками углисто-битуминозного вещества серого цвета, содержат обильную фауну, с запахом УВ.

4525-4532 м. Известняк серый, органогенно-детритовый, средней крепости, плотный, трещиноватый. Встречаются отпечатки макрофауны. Слабо газонасыщенный с легким запахом сероводорода.

4532-4538 м. Известняк серый, зернистый, органогенно-обломочный, трещиноватый, трещины за-

полносы кальцитом и глинисто-битуминозным веществом черного цвета.

4538-4545 м. Известняк серый, буровато-серый, рыхлый, глинистый, с прожилками белого гипса. Органогенно-обломочный, плотный, брекчиевидный, трещиноватый, с заломом УВ

Средний отдел. Башкирский ярус

Стратиграфия башкирского яруса рассматриваемого региона отражена во многих работах [Кленина, Овнатанова, 1986; Губарева, Карцева, 1987; Изотова и др., 1990; Ахметшина, Гибшман, 2000; Гибшман, Ахметшина, 1991; Кленина, Зайцева, 1990; Зайцева, 1995, 2002; Зайцева, Кленина, 2005. и др.].

Башкирский ярус в пределах Астраханского карбонатного массива и его склонов сложен полифациальными осадками, в которых присутствуют остатки разнообразной ископаемой фауны: фораминиферы, кораллы, остракоды, брюхоногие и двусторчатые моллюски, мшанки, брахиоподы, иглокожие, конодонты, известковые водоросли, споры и пыльца растений. В карбонатных и карбонатно-глинистых породах наибольшее стратиграфическое значение имеют фораминиферы, брахиоподы и известковые водоросли. В глинистых, глинисто-карбонатных – конодонты и микроспоры. В сводовой части поднятия, к которой приурочены скопления углеводородов, преобладают карбонатные мелководные фаши и доминирующее значение имеют фораминиферы и известковые водоросли. По современным представлениям, башкирский ярус на исследуемой территории представлен в неполном объеме: из разреза частично или полностью выпадает верхний подъярус, иногда верхние горизонты нижнего подъяруса. Это связано с регрессией, поднятиями и размывом в предшрмское время. Полученные нами данные по конодонтам, как уже говорилось, могут изменить эту точку зрения. По крайней мере, в настоящее время можно с достаточной уверенностью говорить о присутствии на северо-восточной окраине Астраханского карбонатного массива не только верхнебашкирских, но и верхнекаменноугольных отложений. Примером является разрез скв. Табиковской-1:

3893-3901 м. Фораминиферо-кораллово-водорослевые детритовые известняки.

1) Верхние 1–1,2 м буровато-серые светлые известняки органогенно-брекчиевой массивной текстуры. Отдельные водорослевые зашифры округлой формы достигают 3 см. Присутствуют обломки, сохранившие в осадок в полуконсолидированном состоянии, представленные органогенно-обломочными известняками, фораминиферовыми известняками. Присутствуют также обломки двусторков. Между обломками известняков видно глинистое заполнение. Встречены криптозернистые карбонатные породы с рассеянными многочисленными обломками и остатками ископаемой фауны – мшанок, криноидей, трубочек червей, обломков раковин. Часто встречаются овалы образования водорослей. Скорее всего, мелководная фашия, приближенная к краю биогерма.

2) Массивные светлые известняки, кораллово-мшанковые, биогермные. М=1 м (прил., фото 2).

3) Серые и темно-серые битуминозные органогенно-обломочные калькариниты, от трубо- до мелкозернистых, ритмичностойные. Мощность ритмов 35–40 см. Между ритмами следи ритмов или стабильные швы. Грубообломочный материал расположен в виде неправильных полос или не четко обособленных линз. В них иногда присутствуют водорослевые зашифры размером до 3,5 см. Породы сходны с флюкостурбидитами. В обломочном материале преобладают криноидей. Кроме того, в обломках встречаются микритовые зерна в оболочке, шитки илюкожих, мшанок, членики криноидей, обломки фораминиферных известняков. Цемент вторичный, порового и пленочного типа, кристаллический, доломитовый. В кровле интервала калькариниты содержат два прослоя по 20–30 см кораллово-мшанковых известняков (прил., фото 3).

3961-3968 м. Нет керн

3968-3975 м. Сев. Кельменский горизонт.

1) Светло-серые известняки органогенные, массивные. Чередуются разности органогенно-обломочные и илюкожато-водорослевые. Слой неправильно-волнистые, так как бургориза поверхность водорослевых построек высотой до 0,5 м засыпалась обломочным материалом. М=4 м (прил., фото 4).

Органогенно-обломочный известняк: в криптозернистой массе рассеяны остатки раковин фораминифер, трубочки червей, остатки илюкожих. Породы пронизана шржками крупнокристаллического карбоната. В некоторых раз-

ностях присутствуют также микритовые зерна в оболочке, обломочки органогенных известняков, фораминиферы в оболочке, остатки фораминифер, как хорошей сохранности, так и существенно перекристаллизованные.

- 2) Светло-серые массивные водорослевые известняки комковато-брекчиевой текстуры. Проклики кальцита. М=3 м. В обломках, попавших в осадок при различной консолидации, – фораминиферные известняки остроугольной формы, хуже консолидированные, разности микритовых известняков с остатками трубочек червей. Разности, близкие последним, выполняют роль цемента.

Обр. Т-1-3971 м. *Streptognathodus rawhuskaensis* (Tarriss et Hollings) – C_3g (железистый век позднего карбона).

Переопределены: *Neospathodus* aff. *Symmetricus* Lale – C_3b (вознесенский, черемшанский горизонты). Это определение сделано В.А. Аристовым при консультировании со специалистом по конодонтам C_3 , Н.В. Горевой.

- 4020-4027 м. Известняки битуминозные, темно-серые, представляют собой органогенно-обломочные калькарениты от крупно- до мелкообломочных, обладающие нечеткой горизонтальной прерывистой слоистостью. В обломочном материале преобладают криноиды. Органогенно-обломочные калькарениты разнозернистые. В довольно обильном базальном тила матрице плавают остатки трубочек червей, комочки водорослей, в различной степени перекристаллизованные фораминиферы, а также крупный обломок (1,5 см), нечетко обособленный, оолитовый известняка с базальным вторичным карбонатным цементом кристаллического строения. Оолиты концентрически-зонального строения (около 1 мм). Очень характерны оолиты (2-3 мм) в общей оболочке, а также присутствие остатков фораминифер в центре оолитов. Кроме того, здесь имеются микритовые зерна с остатками фауны и комочки водорослей.

4398-4404 м. Водорослевые известняки, светло-серые, массивные, с остатками брахипод. Водоросли в виде слоев образуют остатки фауны.

4516-4517 м. Серые органогенно-детритовые известняки с остатками брахипод, обломками водорослевых известняков. Первичные поры заполнены кристаллическим карбонатом. Кроме водорослей – остатки итлюковых, обломки раковин моллюсков, в основном двусторон, редких фораминифер.

Рассматриваемый интервал каменноугольного разреза (нижний отдел – средний отдел, башкирский ярус) характеризует самостоятельный трансгрессивно-регрессивный цикл развития Астраханской карбонатной платформы (см. рис. III.4.11). В целом продолжалось унаследованное развитие основных фациальных зон на фоне общего погружения (особенно южного склона) и подъема уровня вод по сравнению с предыдущим этапом конца девонского – начала каменноугольного времени. Неравномерное погружение привело к постепенному сокращению общей площади платформы (ундотема) – биогермных фаций и фаций мелководных карбонатно-обломочных пород, а также к проградационному смешению на север биогермных фаций ундотема. В результате к концу периода часть карбонатной платформы предыдущего этапа превратилась в верхнюю ступень ее склона (верхний фондотем). Часть мелководных карбонатно-обломочных отложений предыдущего этапа постепенно вверх по разрезу сменялась более глубоководными фациальными типами, имеющими турбидное происхождение и клиноформное строение (верхний клинотем), а в наиболее дистальной части – верхнем фондотеме – более тонкозернистыми кальцитотитами и глинистыми кальцитотитами с участием дистальных карбонатных турбидитов. В целом, по данным бурения, в пределах ундотема, верхнего клинотема и верхнего фондотема развиты следующие фации: карбонатных биогермов, мелководных карбонатно-обломочных и органогенно-детритовых отложений, глинисто-карбонатных клиноформного и тожкослоистого строения. Вероятно, часть верхнего ундотема за счет проградации в сторону склона на север и северо-восток на верхний клинотем продолжала свое развитие и в конце башкирского времени, и даже в начале позднего карбона. Вероятно, в этот период здесь существовала отмель с активной гидродинамикой и периодическим изламыванием из-за осуждения (например брекчи взламывания в основании интервала 3968–3975 м рассмотренного разреза скв. Табаковская-1) и многократного перетолжения нижележащих осадков различной степени консолидации. Подобная структура рисуется в волновой картине сейсмических профилей в окрестностях скв. Табаковская-1 и Еленовских (см. рис. III.4.1).

Выделяется ряд фаций:

Биокремневые фации, предсталинные в основном фораминиферо-водорослевыми накоплениями (см. прил., фото 1-3), чередующиеся с органично-дистрибуивыми и брекчиевыми разностями, близки по строению к биостромам, развитым на предыдущем этапе. Однако здесь в большем количестве присутствуют остатки рифостроящих организмов – кораллов и мшанок, а главное, различных водорослей. Кроме того, появляется большое количество стилолитовых текстур, свидетельствующих о нестабильности геохимической обстановки и периодическом растворении осадков. Характерно диагенетическое окремнение, свидетельствующее о повышенной кремнистости первичных осадков, возможно, связанной с усилением гидротермальной деятельности из-за отжима под давлением иловых вод из подстилающих осадков [Муравьев и др., 1997]. Среди мелководных карбонатно-обломочных разностей появляются в большем количестве оолитовые разности и микритовые зерна в оболочке, часто содержащие в ядре остатки фораминифер. Кроме того, по сравнению с предыдущим этапом, здесь отмечается большее количество битуминозных глинистых пород. Весь этот комплекс признаков указывает на рост процессов дегазации, возможно, миграцию углеводородов в течение раннего–среднего карбона. Бассейн в целом, видимо, отличался большей активностью гидродинамического режима, поэтому в нем редко создавались обстановки засоления, способствующие затем диагенетической доломитизации пород.

Фации склона и подножья платформы, а также *депрессивные бассейновые фации*, судя по их волновой картине на разрезах МОГТ, имеют строение и, вероятно, состав, близкий к описанному для конца девонского периода. Возможно, особенно на регрессивной стадии, увеличилась роль глинистой составляющей в составе осадков. Из изученных нами отложений относительно глубоководными могут считаться отложения, вскрытые скв. Георгьевская-2, характеризующие верхний клинотем:

4906–4903 м. Серые, буровато-серые, мелкозернистые калькаренисты, однородные, с прослоем светло-зеленого аргиллита.

5022–5029 м. Темно-серые и серые кринозернистые известняки, в различной степени кремнистые.

Иногда желваки эпигенетических кристаллов, облекающие неясной толстой слоистостью, чаще однородные. Видны остатки мелких криноидей, очень мелкий детрит (меньше 0,5 мм) в шламовой массе. Иногда наблюдаются кальцитизированные ходы изопол (?) или обрывки стелбей перекристаллизованных морских лилий. Редкие прослои углеродистых глинистых пород листоватого сложения. С середины интервал и выше породы становятся несколько более зернистыми, более различим мелкий детрит. Видны многослой толщиной 5 см, различающиеся цветом. Текстура похожа на осаждение через толщу воды. Отложения депрессивной фации, накопившиеся ниже базиса волн. Кроме того, имеются фации с тонкой слоистостью течений.

5029–5036 м. Известняки темно-серые, реже серые, от литовых разностей до мелкозернистых калькаренистов типа вакстоунов, с прослоями и просадками глинистых разностей, даже глинистых алевролитов с текстурами продавливания. Слоистость от 5–10 см до 1 см, горизонтальная, иногда со следами взмучивания, обусловлена изменениями количества глинистой примеси. В целом от вышеописанного интервала породы отличаются большей глинистостью, редким окремнением.

5036–5043 м. Темно-серые и серые мелкозернистые калькаренисты. Детрита не видно. Тонкие прослои углеродистых аргиллитов. В отдельных пачках известняки тонкозернистые. Обломочные строения видно плохо. В них наблюдается нечеткая тонкая горизонтальная слоистость и признаки окремнения. Тонкозернистые разности преобладают.

5072–5087 м. Серые, темно-серые известняки, тонкослоистые. Слоистость обусловлена изменением зернистости от литовых до мелкозернистой. Породы содержат привязки глинистого материала. Породы интересны текстурами оползания неоконсолированных и поузкоконсолированных осадков, вплоть до появления конгломератных разностей. В стилолитовых швах признаки углеродисто-глинистого материала. Присутствуют эпигенетические изменения – неправильной формы пятна, секущие слоистость, сложенные более крупнозернистым кальцитом.

5043–5048 м. Серые шламовые, частично окремненные известняки и доломиты. Серые кремнистые известняки образуют линзы вдоль слоистости и нечеткие более рыхлые обособления. Иногда признаки очень тонкой горизонтальной сплос-

тости, примазки и тонкие прослойки глинистого углеродистого материала, особенно на поверхности стилолитовых швов. Были ших шиллы текстуры отжима воды и небольшие прослойки конгломератовидных текстур.

5048–5062 м. Серые, светло-бурые, топозернистые доломитизированные известняки, первично-обломочные, с мелким рассеянным детритом размером до 1 мм. Содержат изогнутые прерывистые пропластки углеродисто-глинистого материала. Характерны текстуры оползания неконсолидированных осадков. Показе, что более светлые зернистые разности оползли в более глинистые, углеродисто-глинистые. Встречены жодды доломита размером 1–2 см округлой формы, похожие на замещение газовых пузырей. Некоторые разности содержат текстуры отжима воды из глинистых разностей.

4928–4931 м. Известняки светло-серые, от тонко- до мелкозернистых типа ваксенонов. Мелкий детрит, в том числе криноидей, погружен в тонкозернистый матрикс. Для пород характерна нечеткая горизонтальная слоистость без межслоевых швов (осаждение через толщу воды ниже базиса воды).

5048–5062 м. Темно-серые и серые тонкослоистые, частично окремненные известняки, первично-обломочные, от кальцилотитов (преобладают) до среднезернистых калькаренинтов. Характерна тонкая слоистость течений. Калькаренинты органогенно-обломочные, слатают отдельные слойки и линзочки. Иногда содержат включения раковин гастропод, обломки раковин двустворчат размером до 2 см. Кроме того, наблюдаются тонкие прослойки углеродисто-карбонатно-глинистого материала.

5101–5116 м. Светло-серые массивные, органогенно-обломочные, мелкозернистые органогенно-детритовые известняки. Характерны обильные разности криноидей. Детрит плавает в довольно обильной матрикс (типа пловых холмов). Отдельные прослойки более темные, доломитизированные.

Таким образом, характерной особенностью фаций верхнего киннотема является появление тонкозернистых кальцилотитовых и глинистых разностей пород, текстуры течений и оползания полуконсолидированных осадков. Последние свидетельствуют об укладках ана бассейна.

Молдность отложений изменяется от 300 до 1400 м.

Приведенные литолого-фациальные исследования, а также изучение характера волновой картины сейсмических разрезов позволили существенно уточнить структурно-фациальную картину палео-ко-башкирских отложений. Так было установлено, что северо-восточный край платформы располагается несколько южнее, чем это предполагалось ранее, так как его положение имеет неконсолидационную природу. Он был сформирован позднее, благодаря эрозионному воздействию мощного подволнового потока обломочного материала, сформировавшего обширный конус выноса при резком понижении уровня моря в предкаунгурское время.

Детализировано распределение биогермных и карбонатно-обломочных фаций вдоль северо-восточного уступа Астраханского карбонатного массива. В результате наблюдаемая картина (см. рис. III.4.11) отражает постепенное погружение и сокращение, по сравнению с фанен-турнейским временем, области распространения биогермных фаций, особенно в башкирское время. Последние концентрируются лишь в восточной части платформы, зоне максимальных мощностей башкирских отложений. В центральной же части и в значительной степени на юге в башкирское время, где в предшествующую эпоху также были распространены биостромы, возникает поле развития относительно мощных органогенно-обломочных отложений, условия осадконакопления которых отличны от таковых в атоллах (мнение Ю.Г. Писаренко и ланые Е.Л. Зайцевой, Л.П. Кленовой [2005]). Здесь преобладали крайне мелководные обстановки, благоприятные для жизнедеятельности водорослей, а также образования оолитов. Примером может служить разрез скважины Николаевская-200 [Зайцева, Каскина, 2005], где в нижней части башкирского яруса распространены известняки водорослево-криноидные, водорослево-криноидно-фораминиферные и микроструктурные. Выше все большее развитие получают органогенно-детритовые разности пород.

Существенным отличием от зарифовой лагуны является ее проливнообразный характер с существенной ролью течений и довольно активной гидродинамической обстановкой в процессе осадконакопления. Поэтому здесь не создавались водорослевые

перестройки и часто возникали условия для взламывания и перетолжения помукоконсолидированных карбонатных осадков и подорослевых корок. Карбонатно-обломочные осадки, как межрифтовой пролипообразной лагуны, так и более открытой восточной части ундотема, служили источником обломочного материала, который в описываемое время поступал на верхний фондотем и формировал верхний клинотем.

Подводя итог изложенному материалу на основе полученных глубинно-динамических разрезов МОГТ, серии региональных сечений, демонстрирующих особенности внутреннего строения Юстинско-Астраханского блока, следует заключить, что Астраханский карбонатный массив представляет собой ограниченную внутрибассейновую платформу, возникшую на затухающем

и погружающемся вулканическом поднятии. Заложение платформы приходится на начало девона и связано с формированием ограниченного по площади карбонатного массива высотой до 500 м, располагавшегося в северо-восточной части поднятия. Пик формирования платформы приходится на поздний девон-ранний карбон, когда она резко увеличивает свою высоту и площадные размеры за счет проградационного наращивания южного и западного склонов и приобретает очертания, близкие к современным. В среднем и конце раннего карбона парашивание платформы перемещается на восток и юго-восток. На юго-востоке карбонатная платформа выходит даже за пределы зоны развития девонских карбонатов и заходит в область развития терригенных толщ заполнения депрессии.

Глава III.5. Основные этапы развития осадочного чехла Астраханского свода и его обрамления

Как было показано в главе III 2, на основании анализа природы Северо-Каспийской аномалии – в основании Астраханского карбонатного массива распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования раннего палеозоя, принадлежащие северо-западному орогенному Тугаракчанскому рифту. Из этого можно заключить, что Астраханский карбонатный массив на начальных этапах своего возникновения примыкал к зоне рифтогенеза. Необходимо также подчеркнуть, что Тугаракчанский рифт образовался при деструкции континентальной коры Урала и обновлении океанической коры Уральского палеоокеана в качестве тройной точки сочленения.

Анализ глубинных динамических разрезов, их корреляция, а также последовательное рассмотрение особенностей строения девонского и каменноугольного разрезов позволяет проследить дальнейшую историю становления и развития Астраханского массива как крупной нефтегазоносной структуры, проследить этапы существенных перестроек его структурного плана (рис. III.5.1, см. рис. III.3.1).

На границе раннего и среднего палеозоя в пределах Актюбинско-Астраханской зоны поднятий в результате взламывания были частично размыты

накопившиеся осадки, и произошла структурная перестройка, по всей вероятности, из-за интенсификации тектонических движений на территории Сахарской зоны Урала, где в это время наблюдаются первые процессы скупивания, формирование энсалических островных дуг и проявления известково-щелочного магматизма. В результате этих процессов в начале девона территория Астраханского свода обособилась в виде мелководной отмели. В ее пределах наблюдались точечные очаги вулканизма, фиксируемые по прослоям туфов, в том числе литокластических, которые не могут уноситься далеко от вулканов. В целом преобладало накопление крайне мелководных кварцевых песков скелетного типа, формирующихся как за счет многократного переыва подстилающих отложений рифея и нижнего палеозоя, так и кристаллических туфов и гидротермально измененных лав, синхронных осадконакоплению. Этот этап рассматривается как стадия вулканического поднятия, во время которой впервые обособилась в виде внутрибассейновой поднятия или отмели территория будущего Астраханского карбонатного массива (см. рис. III 4.7–III 4.8).

На рубеже раннего и среднего девона из-за затухания вулканической деятельности и постепен-

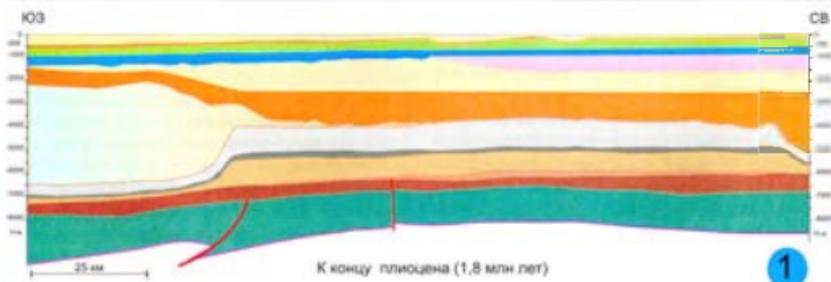
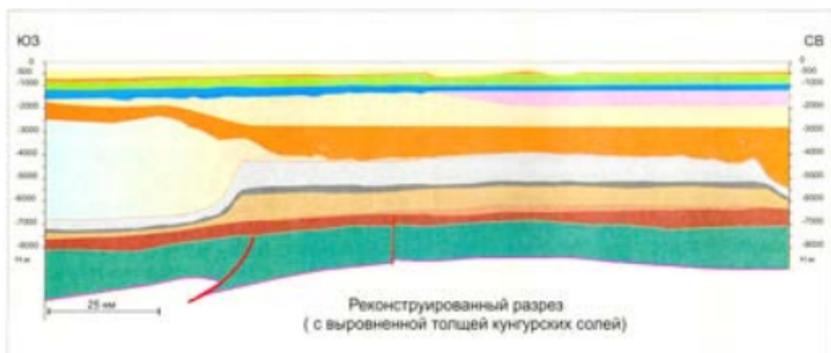
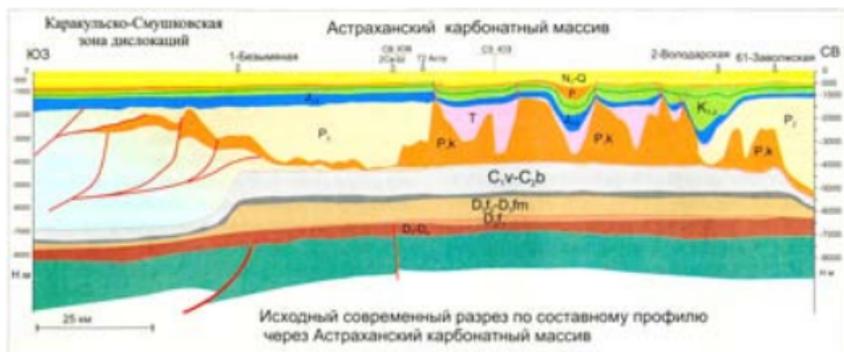


Рис. III.5.1. Геологическая модель развития Астраханского карбонатного массива. 1-15 – Палеогеологические профили через Астраханский карбонатный массив на разные интервалы времени

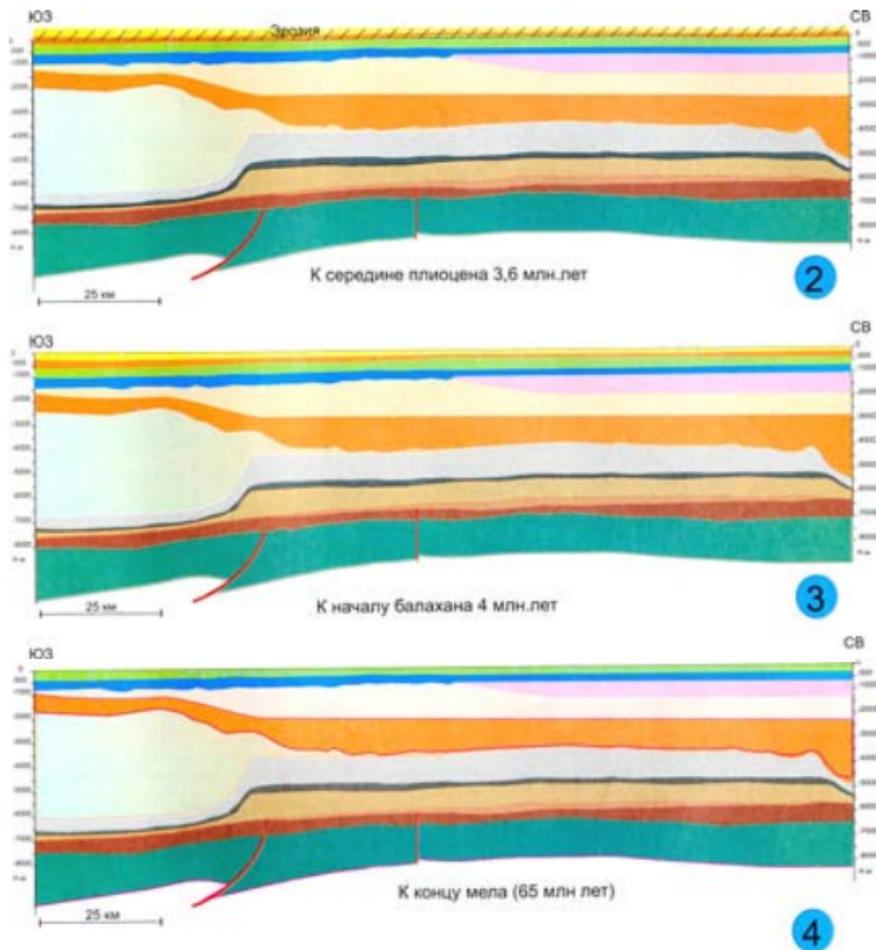


Рис. III.5.1. Продолжение

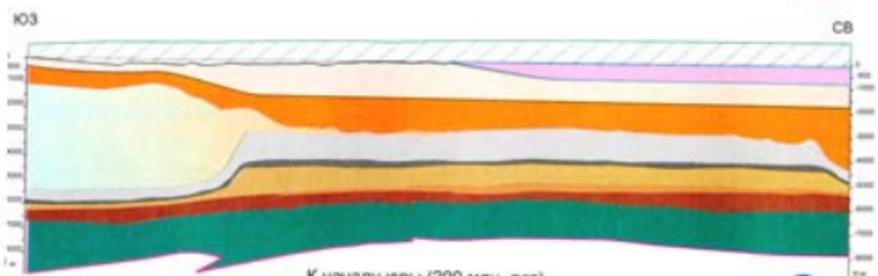
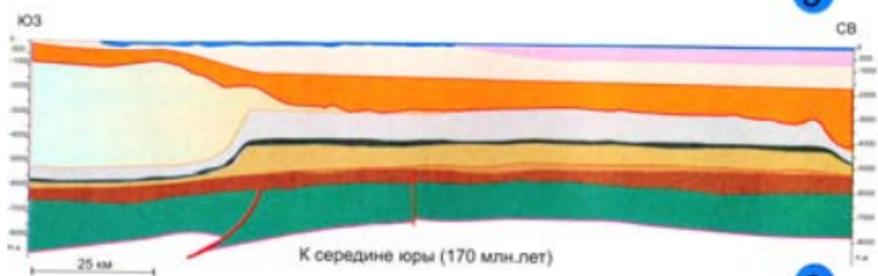


Рис. III.5.1. Продолжение

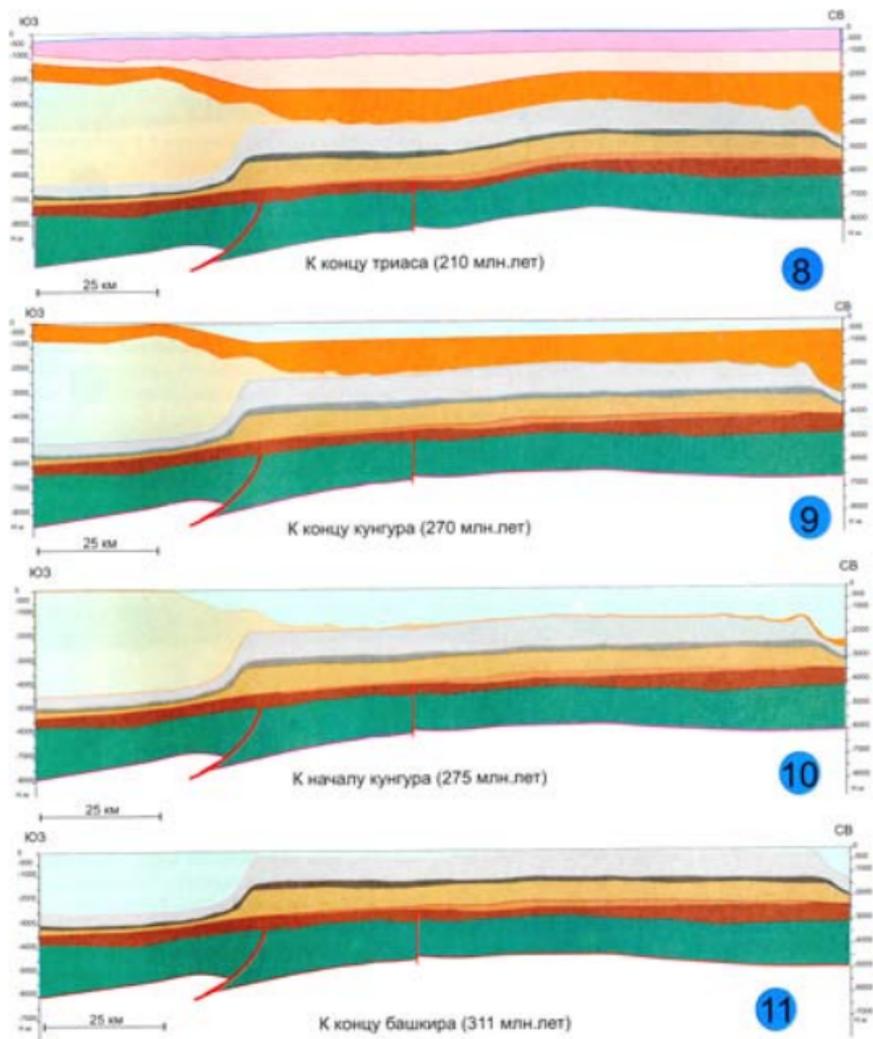


Рис. III.5.1. Продолжение

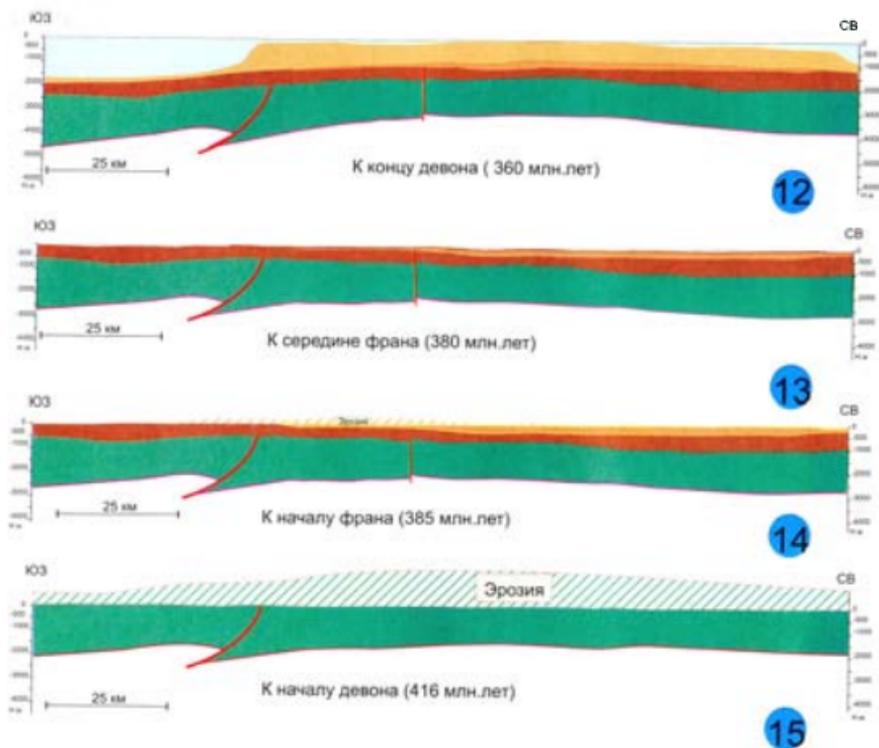


Рис. III.5.1. Окончание

ного подъема уровня моря началось неравномерное погружение Юстинско-Астраханского блока. В результате над очагами раннедевонского вулканизма начали формироваться шапки органогенных карбонатных построек. Продукты их разрушения под влиянием абразии сносились автокинетическими потоками на склоны поднятия и в окружающий бассейн, где преобладала глинистая седиментация.

В живете, во время тельбесской фазы орогении и в связи с процессами скучивания в пределах Уральской континентальной окраины [Руженцев, Самыгин, 2004], произошло новое воздымание и размыв Астраханского поднятия. В результате была

уничтожена большая часть живетских и часть эйфельских отложений. Наибольшее поднятие и размыв испытала юго-западная часть Астраханского свода. Возможно, это связано с процессами предрифтового аркогенеза Донбасс-Туаркырской зоны.

Осадконакопление возобновилось на рассматриваемой территории только в начале франского века позднего девона (см. рис. III.5.1), в обстановке интенсивного погружения и подъема уровня моря. Бассейн имел застойный характер, преобладало накопление битуминозных глинистых отложений (доманиковые фации). В это же время в начале франского века на северной части Астраханского поднятия возникла отно-

сительно небольшая отмель субширотного простирания с карбонатной мелководно-обломочной седиментацией и отдельными биогермами и ракушняковыми банками (см. рис. III.4.9).

Начиная с позднего франа, в фанельские время позднего девона и в турнейский век каменноугольного периода, в обстановке постепенного понижения уровня моря и медленного погружения внутрибассейнового Астраханского поднятия, практически изолированного от поступления терригенного материала, происходило интенсивное накопление карбонатов на всей его территории. В результате чего поднятие постепенно превратилось во внутрибассейновую карбонатную столообразную платформу с четко выраженными склонами и выровненной абразией вершины (ундотемом). При этом северный и южный склоны отличались крутизной, западный и восточный характеризовались постепенным переходом ундотема в клинотем. Этот интервал времени отличался максимальным развитием биостромовых и биогермных фаций. Продукты их разрушения отлагались в межрифтовых пространствах, а также выносились на склоны платформы, формируя четко выраженные клинотемы (см. рис. III.4.3, III.4.10, III.5.1)

В визейское время раннего карбона начался подъем уровня моря. Этот процесс привел к постепенному сокращению площади мелководной се-

диментации и областей, благоприятных для роста биогермов. В результате часть ундотема преобразовалась в верхний клинотем, а рельеф Астраханской карбонатной платформы приобрел ступенчатый характер. Наиболее интенсивно эти процессы проявились на западе и юго-востоке платформы. В строении карбонатной платформы этого времени выделяются верхний и нижний ундотем, а также верхний и нижний клинотем. Следует также отметить, что биогермные постройки этого времени концентрировались преимущественно на северо-восточном краю верхнего ундотема и имели тенденцию проградировать в сторону нижнего клинотема западной части Астраханского поднятия. Последующая история развития Астраханского массива показана на рисунке III.5.1 в виде серии палеогеологических разрезов по линии профиля, пересекающей массив с северо-востока на юго-запад. Здесь следует обратить внимание на три характерных эпизода истории. Первый, кунгурский – в течение которого была сформирована мощная толща солей, в настоящее время осложненная процессами галокинеза и являющаяся хорошей покрывкой. Второй эпизод – это прельюрский этап активного воздымания и глубокой эрозии. И, наконец, третий эпизод – этап предплиоценового падения уровня моря и активной эрозии, в результате которой была выработана сеть глубоких каналов и врезов.

Часть IV.

Проблемы нефтегазоносности подсолевых отложений Астраханского свода и основные направления поисковых работ

Глава IV.1. Анализ эффективности поисковых работ, и модель резервуара Астраханской карбонатной платформы

IV.1.1. Анализ эффективности поисковых работ

Подсоловой комплекс Астраханского свода является объектом нефтепоисковых работ уже более 30 лет. В первое десятилетие основным объектом поисков были башкирские отложения среднего карбона, залегающие на глубинах от 4 до 5 км. Эти работы завершились открытием гигантского Астраханского газоконденсатного месторождения, приуроченного к своду крупного, высокоамплитудного (более 300 м) поднятия, ограниченного изогипсой -4150 м (первоначальное название – Аксарайский вал.) (рис. IV.1.1, IV.1.2).

В следующем десятилетии поисковые работы проводились преимущественно на периферии Астраханского свода. Итогом этих работ стало открытие в пределах северо-восточного бортового уступа Алексеевского газоконденсатного месторождения (утвержденные запасы категории C_1+C_2 , составляют 21,4 млрд. м³), а также промышленный приток газа в скв. 1 на Табаковской площади (см. рис. IV.1.1). В ходе работ первых двух этапов в левобережной части Астраханского свода было выделено поднятие (Левобережное), свод которого на уровне горизонта «ШГ» (подопла верхнего девона) залегал на доступной для бурения глубине 6000 м (рис. IV.1.3). Это послужило основанием для начала третьего этапа доставки поисково-разведочных работ в отложениях девона.

Наиболее активным участником второго и третьего этапов нефтепоисковых работ (1990–2005 гг.) на Астраханском своде является ООО «Астрахангазпром». По инициативе этой компании в пределах принадлежащих ей лицензионных участков с целью оценки перспектив девонских отложений было пробурено три параметрические (Волдарская-2,

Девонская-2, Правобережная-1) и две поисковые скважины (Девонская-1, -3) глубиной 6–7 км [Волок и др., 2006].

Поисковая скважина Девонская-1 заложена на одной из локальных вершин, околурекных по горизонту «ШГ». Проектная глубина скважины – 6500 м; проектный горизонт – $D_{2,3}$; бурение было начато – 16.02.2001 г. Фактическая вскрытая скважины 6183 м. На этой глубине были вскрыты отложения нижнего франа верхнего девона.

В интервале 5325–5826 м вскрыты сильно трещиноватые известняки фаменского и франского ярусов верхнего девона. Бурение этого интервала сопровождалось потлошениями бурового раствора с потерей циркуляции.

С глубины 6108 м вскрыта регионально прослеживающаяся глинистая покрышка нижнефранского возраста, ниже которой в процессе бурения при забое 6183 м было получено интенсивное газопоявление. Аналогичное проявление ранее было получено в скважине Северо-Астраханская-1, что свидетельствует о существовании крупной ловушки УВ на северном склоне Астраханского свода. Максимально возможное пластовое давление во вскрытом интервале равно 1214 кг/см², что дает градиент пластового давления, эквивалентный плотности 1,96 г/см³.

Параметрическая скважина Девонская-2 заложена в пределах обширной возвышенности, околурекной по отражающему горизонту «ШГ» в центре Левобережного поднятия. Скважина была пробурена с целью изучения геологического строения выявленной структуры, геологической привязки отражающих сейсмических горизонтов и оценки перспектив нефтегазоносности девонско-нижне-

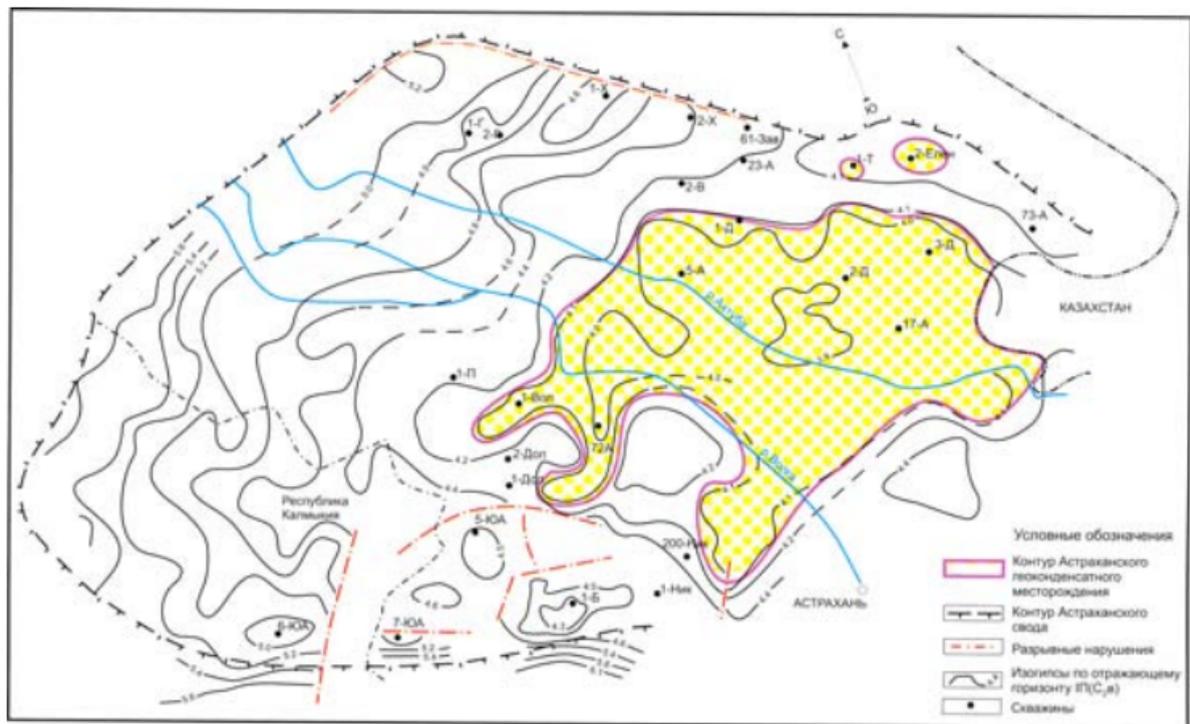


Рис. IV.1.1. Структурное положение Астраханского газоконденсатного месторождения

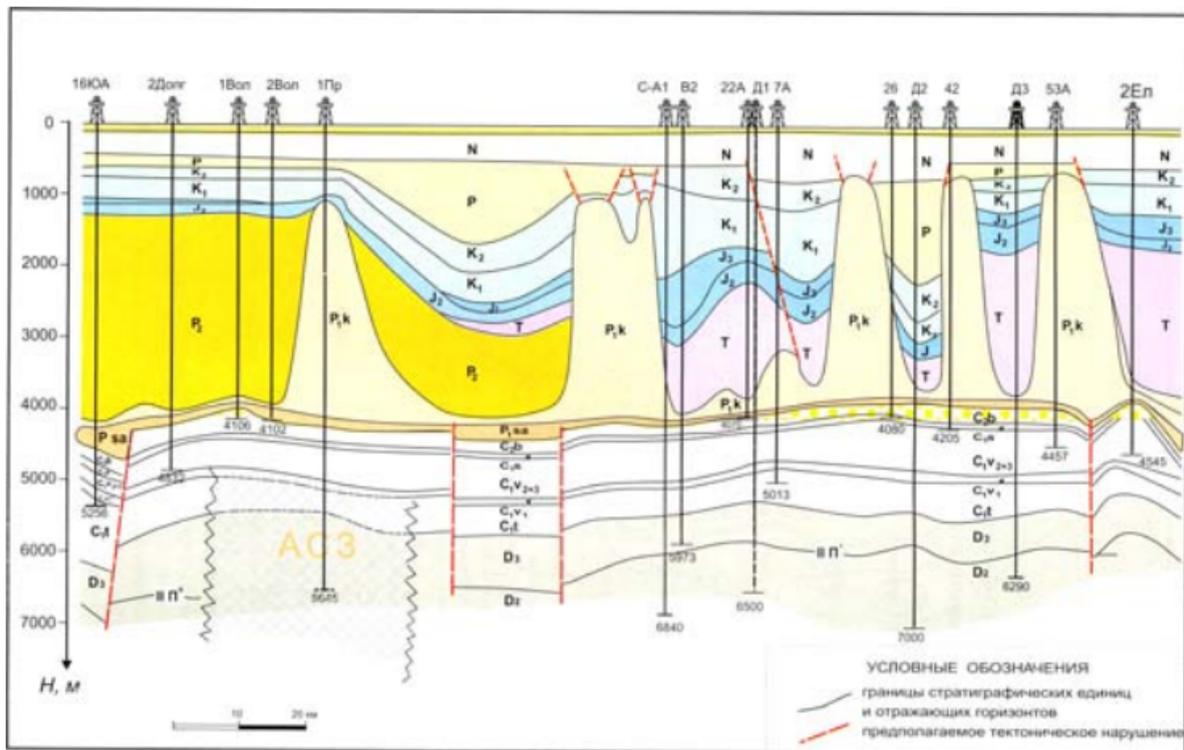


Рис. IV.1.2. Геологический разрез по линии скважин Южно-Астраханская-16 – Елеznовская-2.
AC3 – аномальная сейсмическая запись

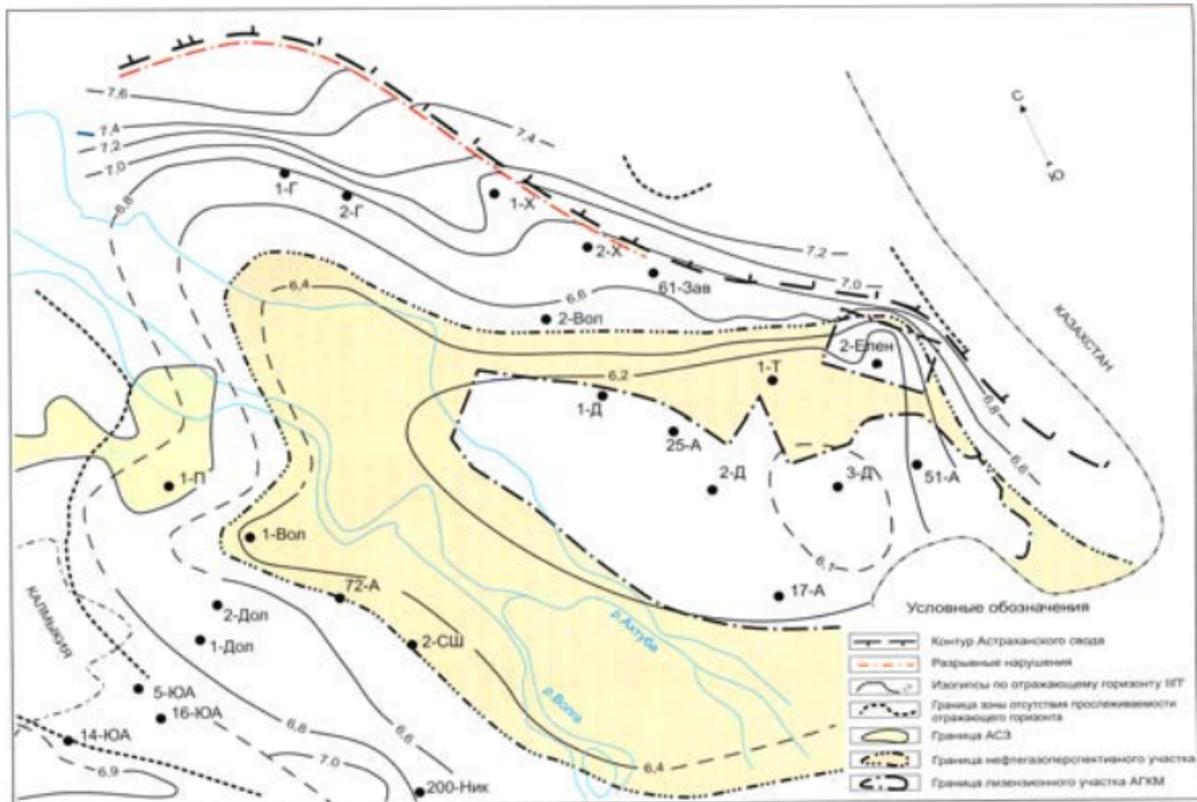


Рис. IV.1.3. Структурная карта Левобережного поднятия по отражающему горизонту «НП».
Послужила основой для проектирования глубоких поисковых скважин Девоиская-1, -2, -3

каменноугольных отложений. Проектная глубина скважины – 7000 м, фактическая ее глубина – 7003 м. Проектный и фактический горизонт – D₁.

По результатам этого бурения впервые на юге Прикаспийской впадины был вскрыт на полную мощность разрез глубоководящих палеозойских осадочных отложений. Подтверждено существование в левобережной части Астраханского свода высокоплитного подъятия на уровне кровли «стрригенного» девона. Выявлено наличие мощной регионально прослеживающейся глинистой покрывки в среднефранских отложениях верхнего девона, которая в комплексе со структурными условиями создает благоприятные предпосылки для образования крупных залежей нефти и газа. Ниже данной покрывки по данным фактических замеров определены жесткие термобарические условия с пластовым давлением, превышающим на глубине 6500 м 130 МПа, и температурой более 178°C.

Для испытания было выделено 4 объекта:

I объект в интервалах 6833–6795 м, 6745–6735 м: представлен кварцевыми песчаниками с прослойки известковых аргиллитов и доломитов ($K_{\text{в}}=15\%$, $K_{\text{п}}=71\%$). Объект не испытан из-за преждевременной раскверки на глубине 5380 м. После обуривания лакера удалось протолкнуть компоновку на глубину 6710 м. В связи с опасностью срабатывания перфорационных зарядов принято решение о переходе к испытанию следующего объекта без установки изоляционного моста.

II объект в интервале 6677–6692 м: представлен доломитами ($K_{\text{в}}=20,2\%$, $K_{\text{п}}=73\%$). Работы по перфорации колонны произведены с использованием гидравлической запальной головки при депрессии на пласт 150 кг/см². По данным обработки материалов испытания компании «Халлiburтон», интервал слабопроницаем и промышленных залежей углеводородов не содержит. Притока пластового флюида не получено.

III объект в интервале 6553–6592 м: литологически представлен известняком ($K_{\text{в}}=11–20\%$). При испытании объекта получался слабый приток метанового газа в виде столба газовой смеси, накапливающейся на устье, высотой от 300 до 100 м со снижающимся во времени темпом набора (от 24 до 36 час). Данных глубинных замеров пластового

давления и температуры не получено. По величине забойного давления, темпу и величине набора давления при переходе на устье газовой смеси пластовое давление оценено значением в 126,57–128,93 МПа. По данным обработки материалов испытания компании «Халлiburтон», интервал слабопроницаем и промышленных запасов углеводородов не содержит.

IV объект в интервале 6459–6522 м: представлен песчаниками с прослойками аргиллитов ($K_{\text{в}}=16–22\%$, $K_{\text{п}}=67–79\%$). При испытании пласта получен приток газа дебитом 10 тыс. м³/сут. на штуцерах диаметром 1,98–1,58 мм при устьевых давлениях 270–290 кг/см² и забойных от 725 до 885 кг/см². Пластовые давления и температура составили 1300 кг/см² и 178,6°C (на середине интервала перфорации). Депрессии при заданных режимах исследования составили от 56 до 32% от пластового давления 129,07 МПа, замеренного на глубине 6387 м. Газ состоит на 99,48% из метана (CH₄), C₂H₆ – 0,28%, C₃H₈ – 0,23%, сероводород отсутствует.

По результатам испытания в эксплуатационной колонне установлено наличие в разрезе высоконапорного бессернистого метанового газа в терригенных отложениях среднего девона на глубинах 6460–6522 м. Скважина выполнила свое назначение по региональному геологическому изучению глубоководящих девонско-нижнекаменноугольных отложений. В 2005 г. принято решение о ликвидации скважины по геологическим причинам.

Поисковая скважина Девонская-3 заложена в сводовой части структуры по отражающему горизонту «ДП». Проектная глубина – 6500 м. Проектный горизонт – D₂₋₃. Фактическая глубина – 6290 м. Фактический горизонт – D₂. Начата бурением – 28.01.00 г. Скважина пробурена до глубины 6290 м. На глубине 6131 м вскрыла кровля глинистых отложений среднего девона (кровля этих отложений в скв. Девонская-2 на глубине 6185 м). Учитывая, что в скв. Девонская-2 отложения среднего девона с глубины 6459 м характеризуются газопроницаемостью с аномально высоким пластовым давлением ($K_{\text{в}}=1,9$), имеется высокая степень вероятности аналогичных нефтегазопроявлений в скв. Девонская-3 в процессе вскрытия отложений, начиная с глубины 6420 м. Рассчитано, что давление на устье скважи-

ны достигнет 105,5 МПа. Кроме того, на Северо-Астраханском участке комплекса отложений терригенного девона вскрыт и скв. Табаковская-1 и Северо-Астраханская-1.

Завершая анализ эффективности поисковых работ следует отметить их высокую эффективность при разведке верхних горизонтов подсолоевого комплекса (Фелоров, Навроцкий, 1987). Что касается глубоких горизонтов, то здесь результаты более скромные. Работы третьего этапа (середина 90-х годов – настоящее время) пока не привели к крупным открытиям, но они доказали, что разрез девона является перспективным. Они также показали, что строение девонских отложений значительно более сложное, чем предполагалось ранее, и не соответствует тем представлениям, которые сложились на основе анализа разрозненных площадных сейсмических съемок к моменту их проектирования. В частности, были получены убедительные данные, что Астраханский свод представляет собой изолированную внутривассейновую карбонатную платформу девонско-башкирского возраста, и тем самым многолетняя дискуссия об его природе может считаться завершенной. При этом была получена принципиально новая информация о строении нижнедевонской толщи отложений.

IV.1.2. Модель резервуара Астраханской карбонатной платформы

С учетом выявленных особенностей внутреннего строения девонско-башкирских отложений была разработана новая модель строения подсолоевого резервуара Астраханского свода (рис. IV.1.4). Особенностью этой модели является наличие двух выдержанных по совместному покрышке, одна из которых, региональная, связана с филипповским горизонтом купурского яруса перми, а вторая, зональная с домининовой толщей семилукского горизонта франского яруса верхнего девона. Региональная покрышка контролирует положение Астраханской зоны нефтегазоаккумуляции в целом и залегающего непосредственно под ней Астраханского газоконденсатного месторождения в частности. Зональная покрышка ограничивает резервуар, связанный с карбонатными коллекторами в нижнедевонско-среднефранском комплексе. Кроме того, в южной и западной части свода можно рассчиты-

вать на наличие локальных покрышек. На юге – это покрышки, связанные с глинистыми пачками в нижнем визе и среднем карбоне (московский ярус), и на западе – с конденсированными осрями верхнего визе – банкира.

Параметры коллекторских толщ и покрышек

Представления о петрофизических параметрах и особенностях распространения коллекторов и перекрывающих их флюидоупоров базируются на результатах анализа данных бурения, опробования, ГИС и исследований кернового материала поисково-разведочных скважин Астраханского свода, отдельные из которых (Астраханские -5, -7, -15, -23, Еленовская-2 и др.) вскрыли визейские отложения нижнего карбона, а также на данных сверхглубоких скважин, пробуренных на девонский комплекс отложений (Девонские -1, -2, -3, Володарская-2, Табаковская-1, Северо-Астраханская-1).

Характеристика коллекторских толщ

Наиболее разбуренной и освещенной керновым материалом частью подсолоевой толщи являются карбонаты башкирского яруса среднего карбона и подстилающих нижнекаменноугольных горизонтов. По результатам же бурения сверхглубоких скважин максимальная изученность по керну приходится на верхнедевонско-турнейский комплекс.

В то же время, при повышенном интересе к изучению глубокозалегающих девонских отложений, в параметрической скв. Девонская-2, несмотря на высокую степень риска на больших глубинах, из 179 м общей проходки с отбором керна 147 м отобрано из терригенного нижнедевонско-нижнефранского комплекса. В поисковой скв. Девонская-1 основной объем отбора керна также был сосредоточен в нижней половине франского яруса и интервале 5970–6151 м.

Изучение петрографических и петрофизических свойств глубокозалегающих девонских отложений выполнялся как по результатам интерпретации промыслово-геофизических материалов, так и в ходе лабораторных исследований кернового материала, выполненных институтами ООО «ВНИИ-ГАЗ», ОАО «СевКамНИИГаз», ФГУП «КамНИ-

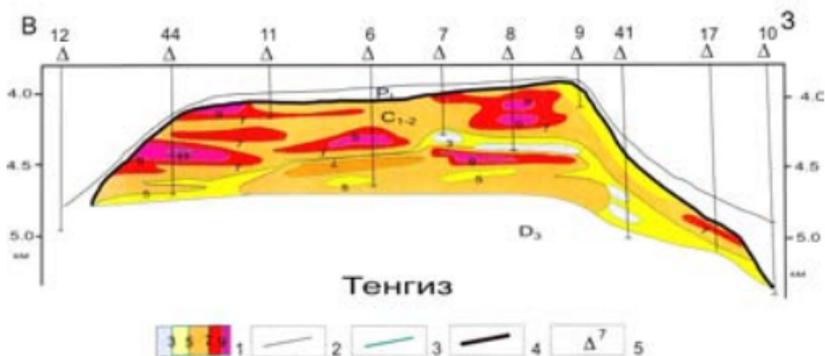
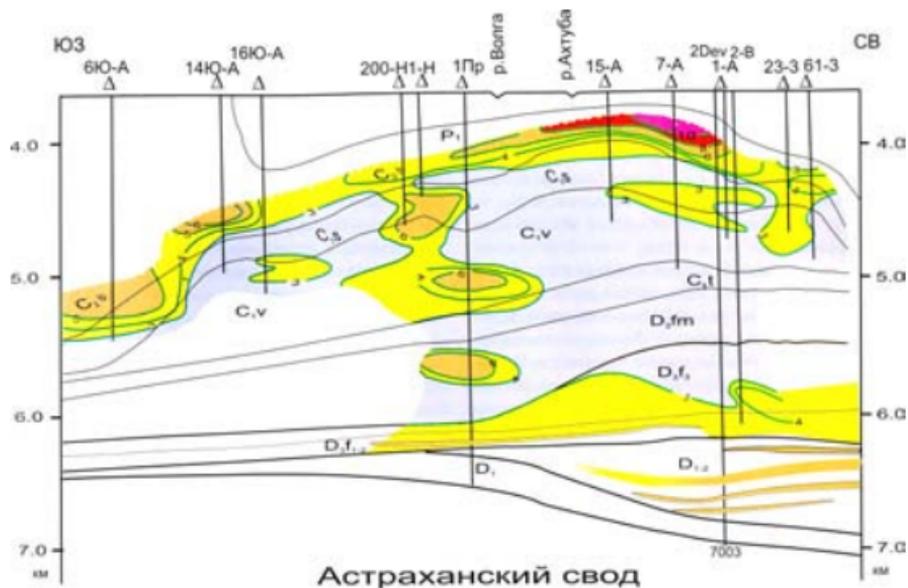


Рис. IV.1.5. Распределение пористости в пределах Астраханского и Тенгизского карбонатных массивов.
 1 – величина пористости, %; 2 – стратиграфические границы; 3 – линии равной пористости; 4 – граница верхнедевонско-среднекаменноугольного (башкирского) карбонатного комплекса (D₃-C₆); 5 – скважины

ИКИГС» [Кизаева, Григоров, 1995; Клычев, 1999; Саввин, 1999].

Наибольший интерес представляет информация о фильтрационно-емкостных свойствах (ФЕС) карбонатных комплексов Астраханского свода. На рисунке IV.1.5 приведен схематический разрез через Астраханский карбонатный массив, на котором сведены данные бурения о ФЕС карбонатных отложений верхнего девона – нижнего башкира по всем глубоким скважинам. Здесь же приведен разрез через Тенгизский карбонатный массив. Из сравнения этих разрезов наглядно видны отличия Астраханского и Тенгизского массивов, которые обуславливают необходимость использования различных технологических схем размещения поисково-разведочных скважин в их пределах. По своим емкостным свойствам карбонатная толща Тенгизского месторождения образует единый резервуар массивного типа. Внутри Астраханского карбонатного массива распределение толщ с улучшенными коллекторами более сложное. Здесь внутри подсолоевого разреза имеются толщи с повышенной пористостью и проницаемостью, но они образуют отдельные изолированные линзы.

Вскрытые глубокими скважинами в пределах Астраханского свода, карбонатные разрезы отличаются чрезвычайной пестротой и зачастую трудно сопоставимы. Практически без глинистых прослоев карбонатный разрез вскрыт скв. Астраханские -1, -42, -48. Содержание глин в разрезах южнекаменноугольных отложений составляет 4,5 м на 130 м вскрытого разреза в скв. А-55, 33 м на 700 м в скв. А-15 при значительном количестве глинистых известняков, толщина которых в скв. А-15 составляет свыше 200 м, в скв. А-16 – 20 м, в скв. А-55 – 85 м. Некоторые из них сильно уплотнены и выделяются на кривых акустического и бокового каротажа (инт. 4295–4303 м, 4433–4444 м и скв. А-15).

В отношении ФЕС пород каменноугольных отложений необходимо отметить их высокую изменчивость. Так, в скв. Заводская-3 при испытании алексидских отложений в интервале глубин 4250–4304 м был получен приток газа дебитом до 20 тыс. м³/сут. Однако в скв. Астраханская-23, пробуренной для оценки продуктивности этой части разреза в 1,5 км к западу, по материалам ГИС и керну продуктивные пласты-коллекторы не выделяются.

В скв. Астраханская-1 люминатый керн из интервала 4756–4740 м (С,у) представлен в основном доломитом; участками породы подвержена интенсивному выщелачиванию с образованием пор размером от долей миллиметра до 1 мм и каверы до 1–2 см. Открытая пористость таких кернов, по лабораторным данным, изменяется от 9,1 до 27,9%, проницаемость достигает $32 \cdot 10^{-14}$ – $210 \cdot 10^{-13}$ м². Керн из интервалов глубин 4396–4388 м и 4388–4580 м представлен известняками и доломитизированными известняками, участками трещиноватыми и выщелоченными. В пробуренной в 3 км к востоку скв. Володарская-2, по материалам ГИС, в разрезе отмечаются породы в целом плотные, их пористость не превышает 6%.

В разрезе скв. Девонская-2 карбонатные отложения серпуховского, визейского и турнейского ярусов (4148–4981 м) сложены глинистыми известняками, участками доломитизированными, и доломитами с прослоями аргиллитов. Доломитизация пород вторичного типа и увеличивается от кровли к подоше интервала. Пористость пород составила 1–5,8%. Карбонатные отложения фаномского яруса (4981–5562 м) верхнего девона представлены чередованием плотных непроницаемых и низкопористых известняков, доломитов с пропластками аргиллитов.

Пористость пород менее 7%, выделенный по ГИС пласт в интервале 5282–5292 м характеризуется пористостью 5,8–6,2%. Карбонатные отложения франского яруса верхнего девона (5562–6089 м) представлены чередованием известняков, частично доломитизированных, и глинистых доломитов и аргиллитов. Породы преимущественно плотные, низкопористые (пористость 1–3%). По ГИС выделены пласти в интервалах 5638–5702, 5963–5978 м с пористостью от 5,8–6% до 8,2–9%.

В разрезе скв. Девонская-1 *серпуховские* отложения нижнего карбона (4371–4542 м) представлены плотными известняками с пористостью 1–3%. В интервале 4461,4–4485 м вскрыта часть доломитов, среди которых выделено несколько пропластков с пористостью 6–11% и газонасыщенностью 82–52%.

Визейские отложения (4542–4733 м) представлены доломитизированными известняками с прослоями аргиллитов. Пористость доломитов 2–4%.

Среди этой толщи выделяются тонкие пласты пористостью 5,5%. В интервале 4733–4815 м разрез представлен чистыми известняками с пористостью 1–3%. С глубины 4815 м происходит значительная доломитизация разреза, сопротивление против отложений пластов снижается до 200–12 Ом. Судя по величине сопротивления, выделенные пласты являются водонасыщенными.

Отложения *турнейского* яруса (4952–5083 м) представлены большей частью известняками с прослоями аргиллитов. По данным кавернометрии значительная часть пород при бурении разрушается. Пористость известняков составляет 1–3%.

Верхнедевонские отложения (5083–6183 м) представлены карбонатными породами с различной степенью вторичного преобразования, иногда (в интервале 5325–5826 м) с высокой степенью трещиноватости, что выразилось в процессе бурения в неоднократных поглощениях бурового раствора с потерей циркуляции.

В скв. *Девонская-3* карбонатные отложения *серпуховского*, *визейского* и *турнейского* ярусов (4157–5021 м) нижнего карбона представлены известняками, плотными, трещиноватыми, с прослоями аргиллитов и доломитов. По ГИС, пористость изменяется от 0,54 до 4%. Породы в интервале 4536–4552 м отличаются меньшей радиоактивностью, более высокими сопротивлениями, меньшей пористостью по АК. Пористость по НГК несколько выше, чем по АК, что, возможно, связано с кавернозностью. Коллекторские свойства большей части выделенных пластов низкие (пористость по НГК 6–7%), а пласты в интервалах 4540–4540,8 и 4550,8–4552 м имеют пористость больше 10% и по всем признакам являются коллекторами. Среди карбонатных отложений *визейского* яруса интерес представляет интервал 4610–4630 м. Породы, залегающие в этом интервале, при бурении разрушаются больше, чем глинистые. Показания НГК против этих интервалов высокие, но наличие пористых коллекторов не подтверждается величинами сопротивлений, которые здесь максимальны. Породы описываемого интервала с пористостью 3,4–8% представляют интерес для дальнейшего изучения как зоны развития трещинных коллекторов.

В остальной части разреза залегают плотные породы с однозначными геофизическими характе-

ристиками. По данным ГИС, коллекторы отсутствуют.

Карбонатные отложения *фаменского* и *франского* ярусов (5021–6103 м) верхнего девона представлены известняками, темно-серыми, мелкокристаллическими, с прослойками аргиллита, доломитом, серым, крепким, плотным, со слабым запахом H_2S . Среди плотных известняков выделяется два интервала:

а) пласт доломита в интервале 5268–5273 м пористостью 5–7%, с невысокими коллекторскими свойствами;

в) второй пласт-коллектор в интервале 5463–5464,6 м пористостью 12% и сопротивлением 100 Ом. Высокое сопротивление может свидетельствовать о насыщении пласта углеводородами.

В результате обобщения всех материалов, полученных в процессе бурения скв. *Табаковская-1*, сколько-либо весомые коллекторы отмечены в следующих интервалах:

4326–4336 м – известняки с пористостью от 1,5 до 8% (*визейский* разрез);

5560–5610 м – плотные доломитизированные известняки и доломиты *франского* возраста с пористостью от 1,3 до 5,6%. Кроме того, при промывках с глубин 5575 и 5582 м вымыты порции промывочной жидкости с концентрацией углеводородного газа до 13 абс.%; при бурении интервала 5596–5601 м скорость проходки возросла в 2 раза; по результатам исследования окислительно-восстановительного потенциала интервал 5600–5606 м содержит подвижный флюид, состоящий из углеводородов и пластовой воды. По всей видимости, интервал представляет собой трещино-кавернозный коллектор;

5625–5685 м – чередование плотных трещиноватых доломитов и их разуплотненных разновидностей *франского* возраста с пористостью от 1,7 до 5%. При бурении на глубине 5635 м зафиксированы признаки возможного газопроявления (газонасыщенность возросла до 5–8 абс.% при 1% фоновых).

Таким образом, особенностью всего подсолонового карбонатного комплекса пород Астраханского слода и сопредельных территорий ископаемого признавать крайне низкий коллекторский потенциал изученных отложений. Причиной тому может являться сложная термобарическая история палеозойских отложений территории. Интенсивное погружение

территории, сопровождавшееся образованием многокилометровой толщи осадков, происходило на протяжении замкнутого периода, при этом температура в кровле карбонатной толщи среднего карбона до инверсии могла достигнуть 300°C (Каракульско-Смушанская зона дислокаций).

Верхняя сводчатая часть башкирской карбонатной толщи в течение длительного времени находилась в субэриальной обстановке и благодаря активным эрозивным процессам обладает относительно повышенной вторичной пористостью и проницаемостью. По мере погружения прожженные мощные пласты-коллекторы не фиксируются, в связи с чем нет условий для масштабной латеральной миграции УВ. Не отмечены такие критерии прогноза нефтегазоносных карбонатных комплексов, как интратриформационные перерывы; микросодородность, определяющая местоположение в разрезах системы «коллектор–неколлектор» различных карбонатных пород. В целом карбонатная толща Астраханского свода оценивается как плотная и непроницаемая с эпизодическим присутствием пластов-коллекторов, которые имеют локальное дислокационное развитие в пределах отдельных структур.

Коллекторские свойства карбонатно-терригенных отложений нижнего девона и нижнефранского подъяруса верхнего девона изучены в разрезе скв. Табышовская-1, Девонская-1, -2 и -3.

В скв. Девонская-2, вскрывшей характеризующий комплекс пород на полную мощность, в процессе вскрытия и испытания в колонне из интервалов 6553-6592 м, 6522-6459 м получен приток бессернистого метанового газа, подтвердивший наличие газовой залежи. Данные интервалы представлены песчаниками и глинистыми песчаниками с прослоями аргиллитов, по данным ГИС характеризуются пористостью 9–22%, нефтенасыщенностью 67–79%. Покрышкой для них служат массивные, плотные, с раковитным изломом аргиллиты толщиной 94 м, вскрытые на глубине 6365–6459 м.

Верхняя часть терригенного девона в составе нижнефранских отложений верхнего девона и верхней половины среднего девона в интервале 6090–6365 м представлены известняками, глинистыми известняками и аргиллитами. Коллекторы в этом разрезе отсутствуют.

Отложения, залегающие в интервале 6592–6677 м (*нижний девон*), представлены в кровельной

части тонкоослоистым чередованием известняков и аргиллитов, в подошве – плотными известняками без признаков коллекторов. Повышенными коллекторскими свойствами характеризуется глинистый известняк в интервале 6677–6692 м пористостью до 27% и нефтегазонасыщенностью до 86%.

Ниже глубины 6735 м разрез сложен терригенными породами. В интервале 6735–6772 м залегают аргиллиты, возможно, с тонкими прослоями песчаника. По данным спектрометрического гамма-каротажа (ГТК-С), этот пласт (пористостью 15,5%) отличается аномальной урановой составляющей, что характерно для битуминозных отложений и является косвенным признаком коллектора.

Отложения в интервале 6772–6990 м литологически представлены до 6786 м плотными кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых песчаников, а ниже – переслаиванием терригенных пород с прослоями низкопористого кварцевого песчаника (пористость 3,5–1,65%).

В скв. Девонская-3 нижняя часть франского яруса сложена большей частью доломитами, в различной степени глинистыми, и аргиллитами. Также встречаются отдельные пропластки известняков, их пористость не превышает 1–2%. Доломиты в этом интервале имеют высокие сопротивления и низкие коллекторские свойства (пористость 1–4%). При бурении интервала 5582–5605 м наблюдалось газопроявление (газопоказание до 7%). При забоях 5626 м, 5754 м, 5856 м в процессе промывок отмечались выходы забойных газовых пачек длительностью до трех часов.

В интервале 6114–6130 м (*отложения среднего девона*) среди толщи аргиллитов и известняков, массивных, плотных, трещиноватых, выделены два пласта песчаников пористостью до 4,6%. С ними связываются резкие повышения газопоказаний при забоях 6120 м, 6126 м.

В интервале 6256–6267 м в толще аргиллитов залегают два пропластка известняка пористостью 4–5%, к которым приурочены увеличения газопоказаний C_{1-2} до 51,06% в газонасыщенности шлама в нижней части вскрытого разреза отложений нижнего–среднего девона.

Вскрытые в процессе бурения скв. Девонская-1 нижнефранские отложения в интервале 5965–6046 м представлены плотными глинистыми извест-

тиями и сравнительно однородны по физическим свойствам.

По данным исследования кернового материала, в интервале 6087–6096 м, представленном доломитом, мелкозернистым, кавернозным, отмечены каверны, которые составляют 5–15% объема, имеют неправильную форму и размеры от 3–5 мм до 1–3 см и более. Стенки их инкрустированы кристаллами (1–2 мм) прозрачного бесцветного доломита. Истинная пористость доломитов по керну составила 6,67%. Оценка крупнопоровой и каверновой емкости путем сканирования пришлифовок пород установила размер каверновой емкости от 3,6% до 19,75%. При этом суммарная пустотность доломитов достигает 7,5–26,5%.

Таким образом, в пределах глубин 6046–6151 м залегают высокоемкие и проницаемые трещинно-порово-кавернозные коллекторы, ведущую роль в формировании которых играли вторичные процессы.

Перекрывают толщу доломитов разности известняков с низкими значениями пористости, среднее значение которой составляет 1,48%. По лабораторным данным, максимальные значения проницаемости не превышают $0,724 \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$, т.е. породы практически непроницаемые и могут рассматриваться как покрывка.

В скв. Табаковская-1 вскрытый интервал 6000–6020 м является аналогом продуктивных пашинских отложений Волго-Уральской провинции и представлен переслаиванием карбонатных песчаников и аргиллитов с пористостью 5–6%. При испытании его перфорацией в эксплуатационной колонне совместно с интервалом 6044–6040 м приюта пластового флюида не получено.

Результаты анализа материалов ГИС, описаний керна и пласта, опробования глубоких поисковых и параметрических скважин позволили проследить схему распределения коллекторов в девонско-нижнекаменноугольных отложениях Астраханского свода (см. рис. IV.5.1):

- осредненные отложения нижнекаменноугольного отдела в левобережной части Астраханского свода сложены преимущественно плотными породами пористостью до 3% (около 90% исследованного разреза). В восточной части, в скв. Табаковская-1, отмечаются зоны развития трещиноватых кол-

лекторов (пористость 3–9%);

- в разрезе визейских отложений, представленных плотными известняками, участками доломитизированнами, с прослоями аргиллитов, наблюдается аналогичная картина: преобладание пород пористостью до 3% (90% визейского разреза). В скв. Девонская-1 и -3 эти отложения также представлены плотными, трещиноватыми известняками с пропластками аргиллитов с пористостью, в основном, до 3%. Исключение составляют небольшие участки с пористостью по скв. Девонская-2 – 6–9% (глубина 4262, 4272, 4312, 4340, 4352, 4711 м), а в скв. Девонская-3 – выше 9% (глубина 4540 м);
- турнейские отложения нижнего карбона в левобережной части Астраханского свода сложены плотными глинистыми известняками и доломитами с прослоями аргиллитов. Породы-коллекторы в описываемых скважинах не выявлены;
- отложения верхнего девона представлены плотными кавернозными известняками и доломитами с прослоями аргиллитов. Во всех исследованных скважинах преобладает значительная толщина пластов со значениями пористости < 3% (около 82% верхнедевонских толщ). В то же время в этих разрезах встречаются отложения с качественными признаками коллекторов с пористостью выше 6%;
- отложения нижнего-среднего левона, вскрытые скв. Девонская-2 и -3, представлены терригенными и, в меньшей степени, карбонатными породами. Для этих отложений отсутствуют петрофизические зависимости. Поэтому при оценке пористости использовались общие представления о связях коллекторских свойств с геофизическими параметрами. Содержание коллекторов с пористостью выше 3% в нижне-среднедевонском разрезе составляет 6,2%. В то же время во вскрытом скв. Девонская-2 среднедевонских отложениях присутствуют пласты-коллекторы с хорошими и с очень хорошими коллекторскими характеристиками (табл. IV.1.1).

Таблица IV.1.1

Распределение коллекторов в разрезах верхнедевонских – нижнекаменноугольных отложений

Возраст отлож.	Интервал залегания, м	Толщина, м			Примечание
		общая	эффективная с пористостью		
			3-6 %	≥ 6 %	
Скв. Табаковская-1					
C _{1s}	4104-4212	110	25,6	6,8	Изм-ки крепкие, массивные
C _{1v}	4212-4755	541	61,5	15	Изм-ки скрыпнокристаллические
C _{1t}	4755-5030	278	кол. отсут.		Изм-ки плотные
D _{1fm+f}	5030-6070	1015	79	34,8	Изм-ки трещиноватые, кавернозные, доломиты плотные, известковистые
Скв. Правобережная-1					
C _{1s}	4479-4650	171	2,6	отсут.	Изм-ки плотные
C _{1v}	4650-5290	640	кол. отсут.		Изм-ки участками битуминозные
C _{1t}	5290-5485	195	отсут.		Изм-ки плотные
D _{1fm+f}	5485-6642	1157	278,3	23,8	Изм-ки трещиноватые, глинистые, терригенно-карбонатная порода
Скв. Девонская-3					
C _{1s}	4157-4278	108	2,8	отсут.	Изм-ки плотные, доломитизированные, трещиноватые
C _{1v}	4278-4780	513	13,6	33,8	Известняки массивные, по другим интервалам заключений нет
C _{1t}	4780-5021	243	кол. отсут.		Изм-ки плотные
D _{1fm+f}	5021-6103	1082	307	20,4	Изм-ки слабо доломитизированные, доломиты известковистые
D ₂	6103-6290	188	7,6	отсут.	Изм-ки плотные, слабо трещиноватые
Скв. Девонская-2					
C _{1s}	4148-4238	90	отсут.		Изм-ки крепкие, массивные
C _{1v}	4238-4800	562	отсут.		Изм-ки битуминозные, доломиты известковистые
C _{1t}	4800-5045	245	кол. отсут.		Изм-ки крепкие, массивные
D _{1fm+f}	5045-6120	1075	9,2	13,2	Изм-ки слабо доломитизированные, доломиты, песчаники
D ₂	6120-7003	883	5,8	52,2	Изм-ки плотные, трещиноватые, песчаники кварцевые
Скв. Девонская-1					
C _{1s}	4371-4542	171	18,2	3,6	Изм-ки, трещиноватые, слабо доломитизированные
C _{1v}	4542-4952	410	120,1	12	Изм-ки, доломиты известковистые
C _{1t}	4952-5083	131	2,8	3	Изм-ки трещиноватые
D _{1fm+f}	5083-6183		35,4	64	Изм-ки трещиноватые, доломитизированные, доломиты кавернозные

Характеристика флюидопоров

На основе сопоставления разрезов каменноугольно-двонских отложений представляется возможным произвести районирование Астраханского свода по наличию флюидопоров. Центральная часть карбонатного массива характеризуется сравнительно повышенной глинизацией разреза. Содержание глин в разрезах камешугольных отложений составляет 4,5 м на 130 м вскрытого разреза в скв. Астраханская-55, 33 м на 700 м в скв. Астраханская-15 при значительном количестве глинистых известняков, толщина которых в скв. Астраханская-15 составляет свыше 200 м, в скв. Астраханская-16 – 20 м, в скв. Астраханская-55 – 85 м. Некоторые из них сильно уплотнены и выделяются на кривых акустического и бокового каротажа (инт. 4295–4303 м, 4433–4444 м в скв. Астраханская-15).

Таким образом, в разрезе каменноугольных отложений Астраханского карбонатного массива возможные флюидопоры присутствуют во всем вскрытом бурением разрезе.

В башкирском разрезе они носят зональный характер и представлены небольшими прослоями аргиллитов, глинистых известняков и плотных разновидностей известняков. Возможно, пересечение ими поверхности переходной зоны и создает фиксируемые по скважинам колебания уровней.

Более выдержанным представляется прослой аргиллитов в основании башкирского яруса. Этот флюидопор, в состав которого входят также плотные карбонатные порошки, видимо, служит покрывной для газовой залежи, вскрытой на Заволжской площади.

В сернудовских и всеневско-михайловских отложениях выявлены зональные флюидопоры, которые развиты на ограниченной территории. Относительно выдержанным является пласт аргиллитов и глинистого известняка в основании михайловского горизонта, однако толщины его сокращаются с юга на север и он, по-видимому, отсутствует в разрезе скв. Астраханская-1.

В разрезе скв. Краснохудукская-1 (Каракульско-Смушловская зона дислокаций) в основании михайловского горизонта (визейский ярус) залегает пласт аргиллитов с прослоями известняка суммарной толщиной 56 м. На основании проведенной корреляции, очевидно, это тот же пласт-аналог

вскрытого в интервале 4355–4360 м разреза скв. Астраханская-15. В среднеазийском подъярусе встречен простой глинистый сланец толщиной 16 м, которому, возможно, соответствует повышение радиоактивности в интервале 4631–4634 м.

В восточной части Каракульско-Смушловской зоны дислокаций на Краснохудукской (скв. 1, инт. 4900–5014 м) и Ашунской (скв. 1, инт. 4691–4696 м) площадях вскрыты глинистые образования – аргиллиты и глинистые известняки (предполагаемый возраст – нижний карбон – верхний девон), которые могли бы явиться зональным флюидопором для нижезалегающего девонского комплекса отложений.

Периферийные участки свода и поднятия в центре имеют сокращенные толщины глинистых прослоев (яплоть до их полного отсутствия на отдельных вершинах). Например, в скв. Правобережная-1 высокотрещиноватые пласты насыщены пластовой водой с высоким газовым фактором, что свидетельствует об отсутствии надежных покрышек внутри карбонатной толщи. Промышленное скопление УВ установлено лишь в верхней части подсолевых каменноугольных отложений, перекрытых региональной покрывной нижнепермского возраста.

В терригенном девоне надежной покрывной для залежей УВ с жесткими термобарическими условиями является регионально прослеживающаяся мощная глинистая толща старооскольского надгоризонта живецкого яруса, а в северной части свода – глинистые пропластки в среднефранских семи-дукско-саргаевских отложениях.

IV.1.3. Проблемы фазового состава углеводородов в подсолевых комплексах отложений Астраханского карбонатного массива

По поводу прогноза фазового состояния углеводородов в глубоких горизонтах Астраханского карбонатного массива всегда существовало две точки зрения. Один исследователь [Бочкарев и др., 2000, 2001; Постнова и др., 2001], указывая на высокую степень углефикации рассеянного органического вещества (РОВ) и высокие современные температуры в подсолевом комплексе отложений,

полагают, что здесь могут быть выявлены только газовые и газоконденсатные залежи. Другие [Соловьев и др., 1996; Бродский и др., 1996; Орлов, Воронин, 2001], ссылаясь на обнаруженные в процессе бурения нефтепроявления, настаивают на возможности открытия крупных месторождений нефти в девонских отложениях. Следует заметить, что выводы о высокой степени литогенеза девонских и каменноугольных отложений Астраханского карбонатного массива (градиции МК₄ на срезе 5,0 км, МК₄-АК, на срезе 6,5 км) сделаны на основании изучения разрезов палеозоя кряжа Карпинского и Каракульско-Смушковой зоны и без достаточных на то оснований экстраполированы на территорию Астраханского карбонатного массива, который принадлежит к совершенно иному тектоническому региону – Прикаспийской впадине. В то же время, как известно, флюидосистема подсолоевого комплекса Прикаспийской впадины характеризуется аномально высокими давлениями, что кардинально сказывается на ходе процессов ката- и диagenетического преобразования как осадка, так и заключенного в нем органического вещества [Бочкарев, Бочкарев, 2006; Ермолкин и др., 1989, 2005; Рабин и др., 1990].

Чтобы оценить влияние этих факторов на процессы генерации и аккумуляции УВ в пределах Астраханского карбонатного массива, нами был выполнен анализ данных бурения и геофизики о термобарических параметрах недр этого района (в работе по анализу температур принимали участие сотрудники университета г. Карлсруэ, ФРГ) [Ismail-Zadeh, 1998; Ismail-Zadeh et al., in press; Krupsky et al., 2006]. Результаты этого анализа представлены в виде: а) трехмерной модели распределения современных температур (рис. IV.1.6); б) двумерной реконструкции эволюции ноия температур (рис. IV.1.7– IV.1.9); в) схемы распределения аномальных и пластовых давлений по разрезу подсолоевого комплекса Астраханского карбонатного массива (рис. IV.1.10–IV.1.13). При составлении первых двух документов были использованы данные ООО «Астраханьгазпром» по замерам температур во всех скважинах, вскрывших отложения карбона и девона Астраханского свода (40 скважин), а при составлении карты распределения аномальных и

пластовых давлений специальный программный пакет, разработанный И.А. Гарагашем [1999] в Лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН [Garagash, 1995; Garagash et al., 1997].

Термическая характеристика недр

Из рассмотрения карт распределения температур видно, что в пределах Астраханского карбонатного массива поле температур неоллородно. Его северо-западная половина более холодная, чем юго-восточная. Средний градиент температур, замеренный от дневной поверхности до кровли карбонатного массива, на северо-западе колеблется в интервале значений 2,3–2,5, а на юго-востоке – 2,6–2,8. Аналогичная тенденция уменьшения градиентов температур в северо-западном направлении характерна и для верхнедевонско-нижнебашкирского карбонатного комплекса. Так, в наиболее северо-западной скв. Володарская-2 от кровли до подошвы карбонатного комплекса температура нарастает с градиентом 2,4, в скв. Девонская-2, расположенной восточнее, градиент увеличивается до значений 2,5 и, наконец, в скв. Табаковская-1 он достигает значений 2,9. В целом Астраханский карбонатный массив более горячий, чем расположенные восточнее Тенгизский и Кашаганский массивы, с которыми связаны гигантские месторождения нефти [Хуторской и др., 2004].

Сравнение температур, замеренных в скважинах, вскрывших отложения карбонатного комплекса, с имеющимися данными о палеотемпературах (оцененных по показателю отражательной способности витринита) показывает, что на большей части Астраханского массива значения современных температур несколько выше, чем палеотемпературы, либо они близки друг к другу. Исключение составляет лишь узкая полоса, примыкающая к Каракульско-Смушковой зоне, где палеотемпературы превышают современные температуры (см. рис. IV.1.9). Так, в скв. Южно-Астраханская-14 на глубине 5 км $R_p=1,2$, что соответствует зоне с палеотемпературами 155°C, а современная температура – 145°C. В скв. Южно-Астраханская-5 на той же глубине $R_p=1,4$ (зона палеотемператур 165°C, а современная температура – 133°C) [Бочкарева и др., 2000, 2001].

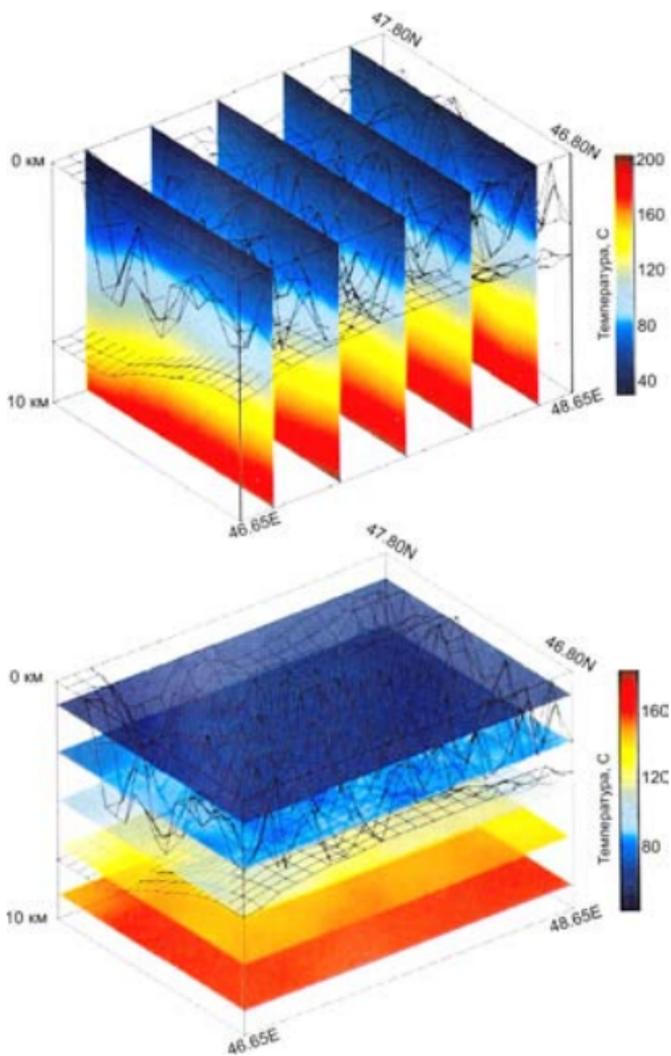


Рис. IV.1.6. Модель распределения температур в пределах Астраханского свода

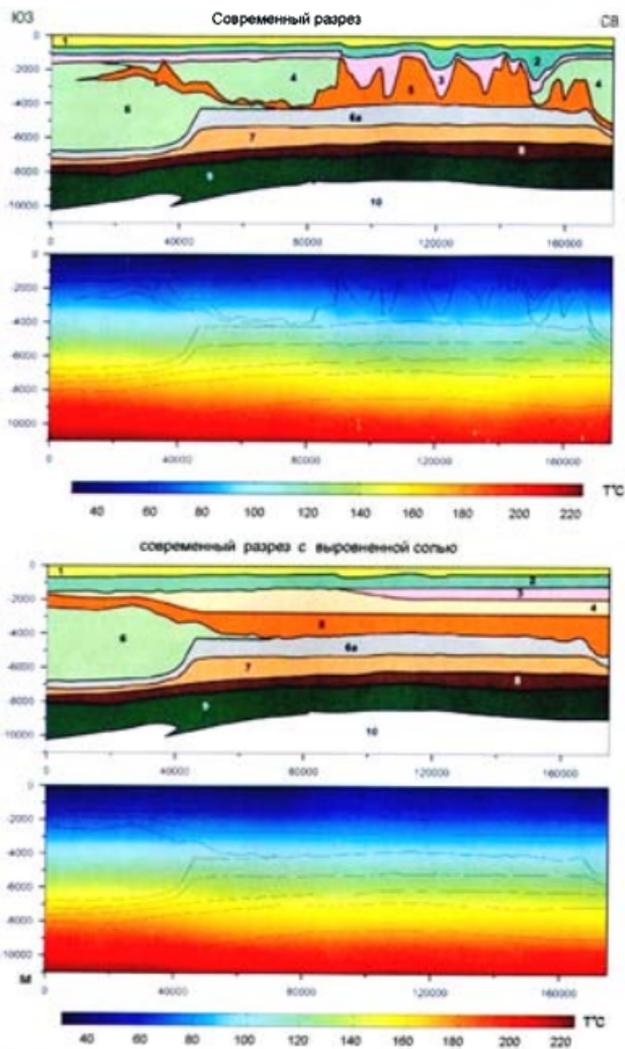


Рис. IV.1.7. Современное распределение температур в разрезе Астраханского свода

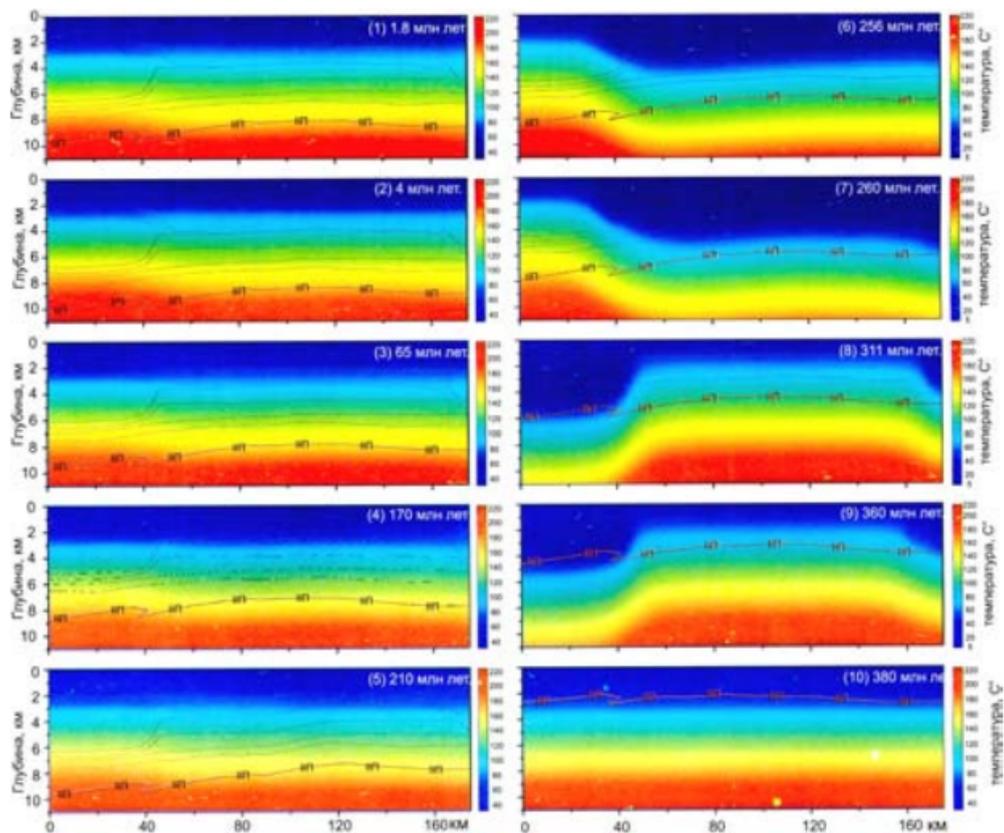


Рис. IV.1.8. Геотермическая модель Астраханского свода в интервале времени от 380 млн. лет до 1,8 млн лет

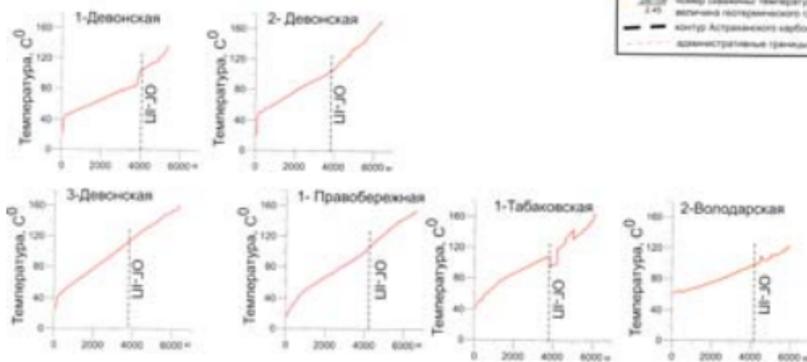
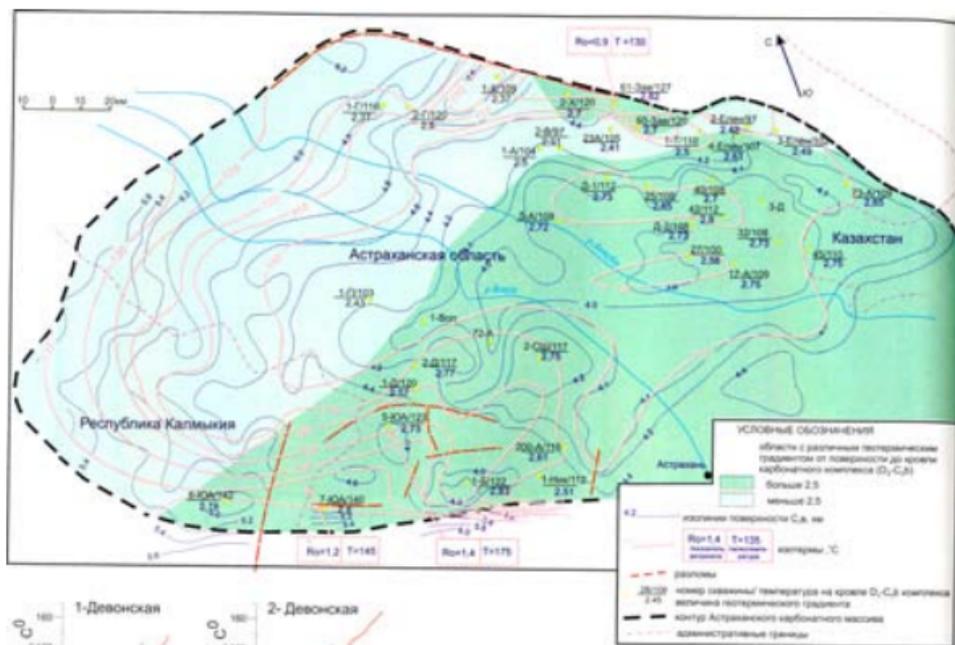


Рис. IV.1.9. Схема распределения температур на кровле верхнедевонско-башкирского комплекса в пределах Астраханского свода, и кривые температур, измеренных в глубоких скважинах.

ОГ–ПП – положение опорного отражающего горизонта, приуроченного к кровле башкирских отложений в разрезе скважин

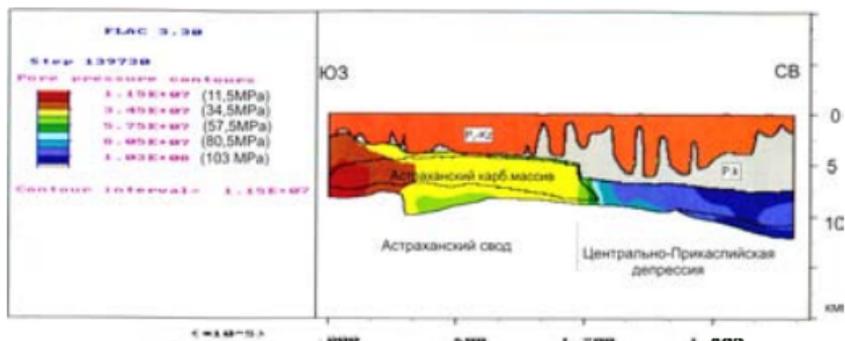


Рис. IV.1.10. Распределение аномального давления (P_a) по профилю через Астраханский свод на современный момент.
Серым цветом показано распределение соли

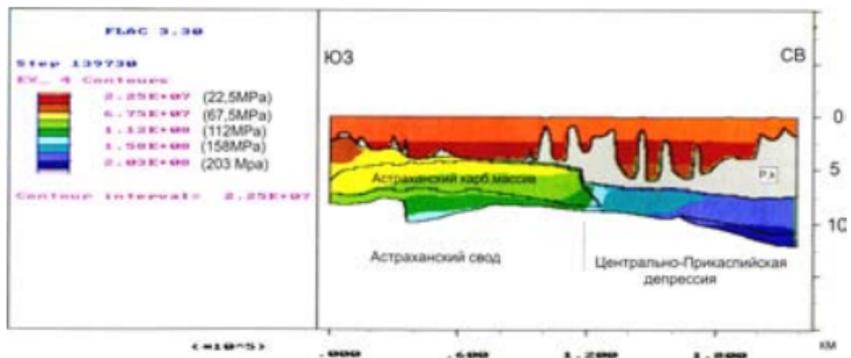
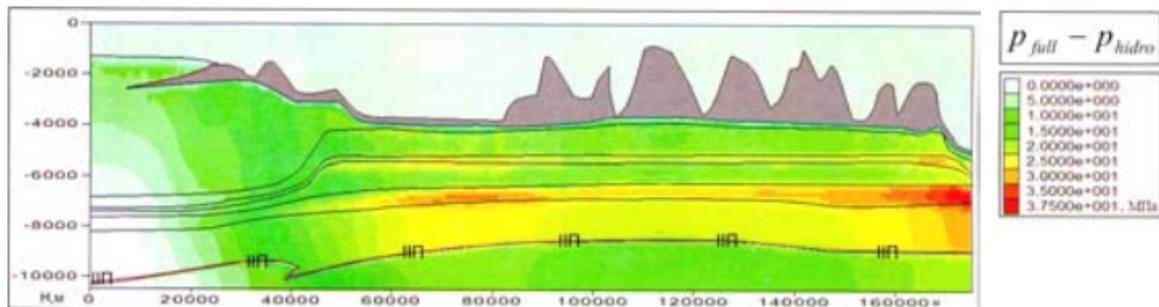


Рис. IV.1.11. Распределение полного давления по профилю через Астраханский свод на современный момент

А



Б

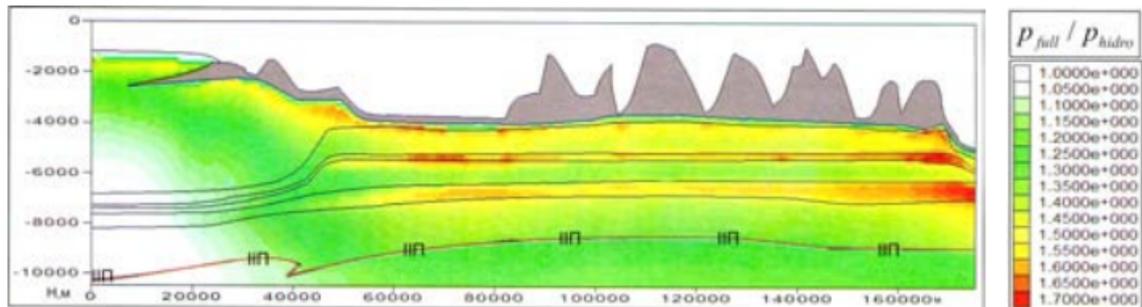


Рис. IV.1.12. Распределение аномального давления в пределах Астраханского карбонатного массива (А) и отношение полных давлений к гидростатическому (Б)

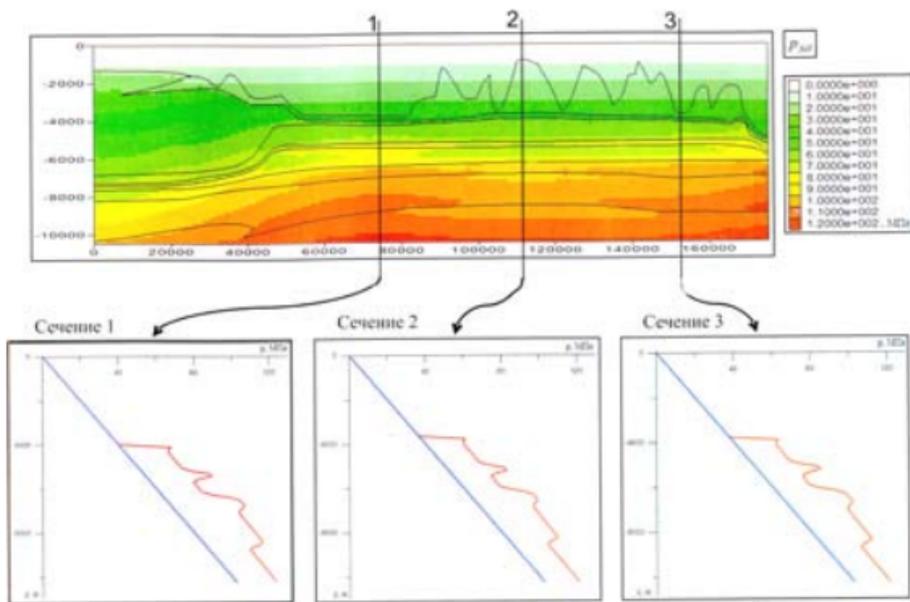


Рис. IV.1.13. Распределение полного давления по профилю через Астраханский карбонатный массив по трем сечениям

Гидродинамические параметры недр

Теперь обратимся к рассмотрению барических условий Астраханского свода. Анализ данных бурения о распределении давлений показал, что по своим гидродинамическим параметрам подземная гидросфера Астраханского свода является частью Прикаспийского бассейна. В его разрезе выделяются два гидрогеологических этажа, разделенных соленосной толщей кунгура. Внутри флюидосистемы верхнего, надсолевого, этажа пластовые давления изменяются в соответствии с нормальными гидростатическими градиентами, а нижнего, подсолевого – с аномальными градиентами, управляемыми законами гидродинамики.

Выполненные оценки распределения давлений в флюидосистеме подсолевого этажа Астра-

ханского свода в целом и непосредственно внутри Астраханского карбонатного массива показывают, что массив выделяется как самостоятельная гидродинамическая аномалия. К северу от него располагается зона высоких давлений, где аномальные давления в подсолевом комплексе достигают 103 МПа, а с юга – зона с давлениями, близкими к нормальным. Такое распределение давления формирует два направления потока флюидов: один с юга, и второй с севера. Приток флюидов с юга питает нижние горизонты подсолевого разреза Астраханского свода, а с севера – верхние. Примечательно, что северный поток более интенсивный, в связи с чем зона аккумуляции с ним связана значительно шире.

В самом массиве давления изменяются в интервале от 35 МПа до 67 МПа (см. рис. IV.1.10–IV.1.13). В целом давления закономерно нараста-

от вниз по разрезу. Однако на глубине 5,5–6,0 км фиксируется слой повышенных давлений, который делит разрез Астраханского массива на две части, принадлежащие к различным гидродинамическим комплексам.

Полученные оценки распределения температур и давлений внутри Астраханского карбонатного массива указывают, что за время существования массива термобарические условия в нем всега

были менее жесткими, чем те, в которых он находится в настоящее время. С учетом среднедевонско-нижнефранского терриново-карбонатного комплекса для массива прогнозируются (от кровли до подошвы) изменения пластовых температур в интервале 97–180°C, а пластовых давлений – в интервале 67,5–115 МПа, при коэффициентах аномальности давлений от 1,1–1,2 на крайнем юге до 1,4–1,6 на большей части остальной территории. На рисунке

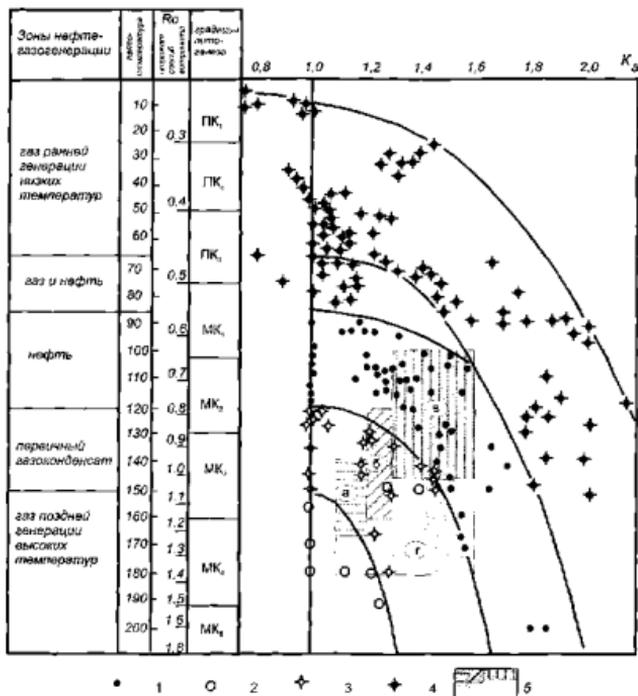


Рис. IV.1.14. Зоны газонефтегенерации на Астраханском своде и в пределах Башкирско-Визьейского комплекса (Ермолкин и др., 1989).

1 – нефть, 2 – газ, 3 – первичный конденсат, 4 – вторичный газоконденсат, 5 – область термобарических условий генерации в пределах Астраханского карбонатного массива в целом и для отдельных его частей и различных сейсмостратиграфических комплексов: а – башкирско-визьейского на юге, б – башкирско-визьейского на юго-западе, в – башкирско-визьейского на западе, г – среднедевонско-франского

IV.1.14 представлена диаграмма, на которой показано распределение зон генерации нефти и газа в зависимости от температур и коэффициента аномальности давлений [Грмолкин и др., 1989]. Здесь же выделена область, характерная для термобарических условий Астраханского карбонатного массива. Согласно представлениям, Астраханский карбонатный массив попадает в поле, где следует ожидать наличия залежей нефти, газа и конденсата вторичной генерации. В визейско-нижнебашкирском комплексе возможно открытие: а) в западной части массива залежи нефти; б) в юго-западной – залежи газа и газоконденсата вторичной генерации; в) в южной – залежи газоконденсата вторичной генерации.

В верхнедевонском комплексе наиболее вероятно залежи нефти в западной половине массива, и газа с газоконденсатом вторичной генерации – в восточной половине. И, наконец, в среднедевонско-нижнефранском карбонатно-терригенном комплексе возможны залежи газа и газоконденсата вторичной генерации.

Итак, из полученных в ходе проведения поискового бурения на Астраханском своде данных следует однозначный вывод о возможности обна-

ружения здесь в девонских и каменноугольных отложениях залежей не только газа и газоконденсата, но и нефти.

Однако в силу регионального характера выполненного исследования, когда многие важные детали строения карбонатного массива оставались не ясными, а также в силу специфики выполненного исследования, его направленности на изучение девонско-нижнекаменноугольной части разреза практически не изученным остался вопрос истории развития массива в позднекаменноугольное и раннепермское время, а также строения комплекса отложений, соответствующего этому этапу. Вместе с тем, последняя проблема представляется крайне важной. Особое значение этой проблеме придает то обстоятельство, что на соседнем, генетически тождественном, карбонатном массиве Кашаган (девонско-раннебашкирского возраста) была обнаружена атолообразная карбонатная постройка раннепермского возраста высотой 700 м. Следует подчеркнуть, что волновая аномалия от этой постройки располагается под сволом соляного купола и ранее интерпретировалась как связывающая в интраслоевых прослоях.

Глава IV.2. Основные направления нефтегазопосков работ

IV.2.1. Концепция поисковых работ

Как уже указывалось выше, Астраханский карбонатный массив представляет собой внутрибассейновую постройку раннедевонско-башкирского возраста. Карбонатный массив имеет сложное «телескопированное» строение и состоит из нескольких литолого-стратиграфических комплексов, которые отличаются как по составу слагающих их толщ, так и по своим фильтрационно-емкостным параметрам. Это обстоятельство служит основанием для расчленения его на несколько гидродинамически изолированных нефтегазозонных комплексов, которые разделены региональными и зональными флюидоупорами: *визейско-башкирский, верхнефранско-турнейский, нижне-среднефранский и нижне-среднедевонский*. Каждый из перечисленных комплексов характеризуется своим типом ловушек и закономерностями их размещения. Это требует при разработке концепция поисковых

работ индивидуального подхода для каждого из перечисленных комплексов, с указанием конкретных объектов изучения. Поэтому *доминантой новой поисковой концепции является тезис о раздельном изучении выделенных комплексов* (рис. IV.2.1–IV.2.2).

Верхневизейско-нижнебашкирский нефтегазозонный комплекс сложен слабопроницаемыми известняками мелководного шельфа, которые могут рассматриваться в качестве зональной покрышки. Однако верхние примерно 200 м этой толщи, которые в течение длительного времени (с позднебашкирского до позднесартанского времени включительно) находились в субаральной обстановке, были сильно переработаны эрозийными процессами и обладают повышенной вторичной пористостью и проницаемостью. Это позволяет прогнозировать наличие в кровле нижневизейско-нижнебашкирского комплекса пластово-массивные

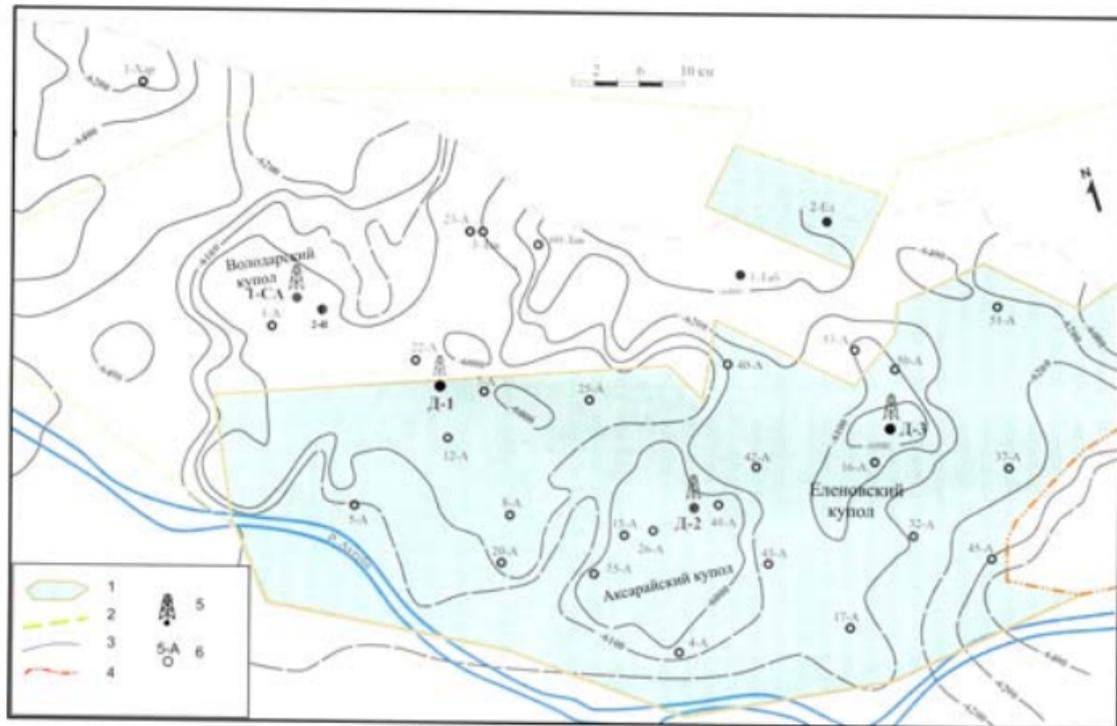


Рис. IV.2.1. Структурная карта по отражающему горизонту «ПП».

Демонстрирует строение Левобережного поднятия. 1 – линеационные участки «Астраханьгазпром»; 2 – границы прослеживаемости отражающего горизонта «ПП»; 3 – изогипсы отражающего горизонта «ПП»; 4 – административные границы; 5 – сверхглубокие скважины, вскрывшие девонские отложения; 6 – поисково-разведочные скважины

залежи углеродородов, связанные с высокоемкими коллекторами порово-трещинного типа. Всего в пределах кровельной части Астраханского карбонатного массива можно ожидать наличия трех пространственно разобщенных резервуаров такого рода, которые контролируются флюидоупорами разного возраста (см. рис. IV.1.1). Первый резервуар, расположенный гипсометрически наиболее низко, контролируется региональным флюидоупором, заключенным в отложениях московского возраста, второй – флюидоупором в асельских отложениях, и третий, гипсометрически наиболее высокий – флюидоупором в верхнекартинско-филипповской толще. К последнему из перечисленных резервуаров приурочено Астраханское газоконденсатное месторождение. Граница между первым и вторым резервуарами проходит по изогипсе -4800 м, а между вторым и третьим – изогипсе -4200 м.

Визейско-башкирский нефтегазоносный комплекс, несмотря на установленную высокую продуктивность (в нем открыто уникальное по масштабам газоконденсатное месторождение), остается недостаточно изученным. В первую очередь это касается его северо-западной периферии, а также западной и южной частей Астраханского свода. При производстве поисково-разведочных работ на северо-западной периферии Астраханского свода следует обратить особое внимание на возможность обнаружения здесь рифовых массивов типа пинаклов (Кунин 1988). В этой части массива палеогеографическая обстановка раннепермского времени была благоприятна для их формирования. Необходимо помнить, что такого типа структуры (пинаклы раннепермского возраста) в настоящее время установлены в пределах аналогичной по своей природе Тенгисско-Кашаганской внутривосточной платформы (рис. IV.2.3 в, б).

Верхнефранско-турнейский нефтегазоносный комплекс сложен разнофациальными отложениями карбонатного состава. Фильтрационно-емкостные параметры толщ, входящих в состав этого комплекса, не выдержаны и зависят от фациального состава отложений. В них могут быть встречены резервуары как массивного, так и пластового типа. Резервуары массивного типа прогнозируются в ядерной части Астраханского карбонатного массива, сложенной перифранско-турнейскими отложениями рифо-

генной природы. Этот массив рифовой природы по периферии обрамлен толщами, формирующими проградационный (сменяющейся во времени) карбонатный склон внутривосточной платформы. В толщах, слагающих периферийную часть карбонатной платформы, могут располагаться резервуары пластового типа, приуроченные к нескольким стратиграфическим уровням, связанные с высокопористыми известняками бровки склона.

Проведенными работами в верхнефранско-турнейском комплексе локализованы три зоны увеличенных мощностей карбонатных пород (до 1100–1400 м), в пределах которых по сейсмофациальному анализу прогнозируется развитие рифогенных построек. Выделены объекты расположены: первый – на левобережье в центре карбонатного массива, его площадь 1500 км²; второй – на северном склоне карбонатного массива, его площадь достигает 1700 км²; третий – на правобережье, вытянут вдоль его южного склона, площадь не менее 1500 км² (рис. IV.2.4). Кроме трех описанных объектов выделены два объекта с резко увеличенной (до 1600 м) мощностью верхнефранско-турнейских отложений. Один из них расположен на крайнем западе, а второй – на юго-востоке Астраханского массива. Эти объекты, вероятно, представлены терригенными породами, которые перекрыты визейско-башкирской карбонатной пластиной. Эти объекты остаются не изученными. Какое-то суждение об особенностях их строения можно сложить на основе аналогии с разрезами восточного борта Прикаспийской впадины, представленными на рисунке IV.2.5.

Особую позицию занимает наиболее глубоко залегающий *нижнедевонско-среднефранский* нефтегазоносный комплекс, сложенный толщами карбонатно-терригенного состава. В этом комплексе выделяется среднедевонская толща с повышенной мощностью карбонатных пород (до 1200 м), с, возможно, повышенной пористостью и проницаемостью, которая может представлять самостоятельный поисковый интерес. В ней могут присутствовать резервуары пластового типа, ограниченные локальными флюидоупорами, расположенными в эйфельско-нижнефранской толще (рис. IV.2.6).

Часть разреза нижнего нефтегазоперспективного комплекса в объеме нижнего (эмский ярус) левона среднего фраяна (саргаевский горизонт)

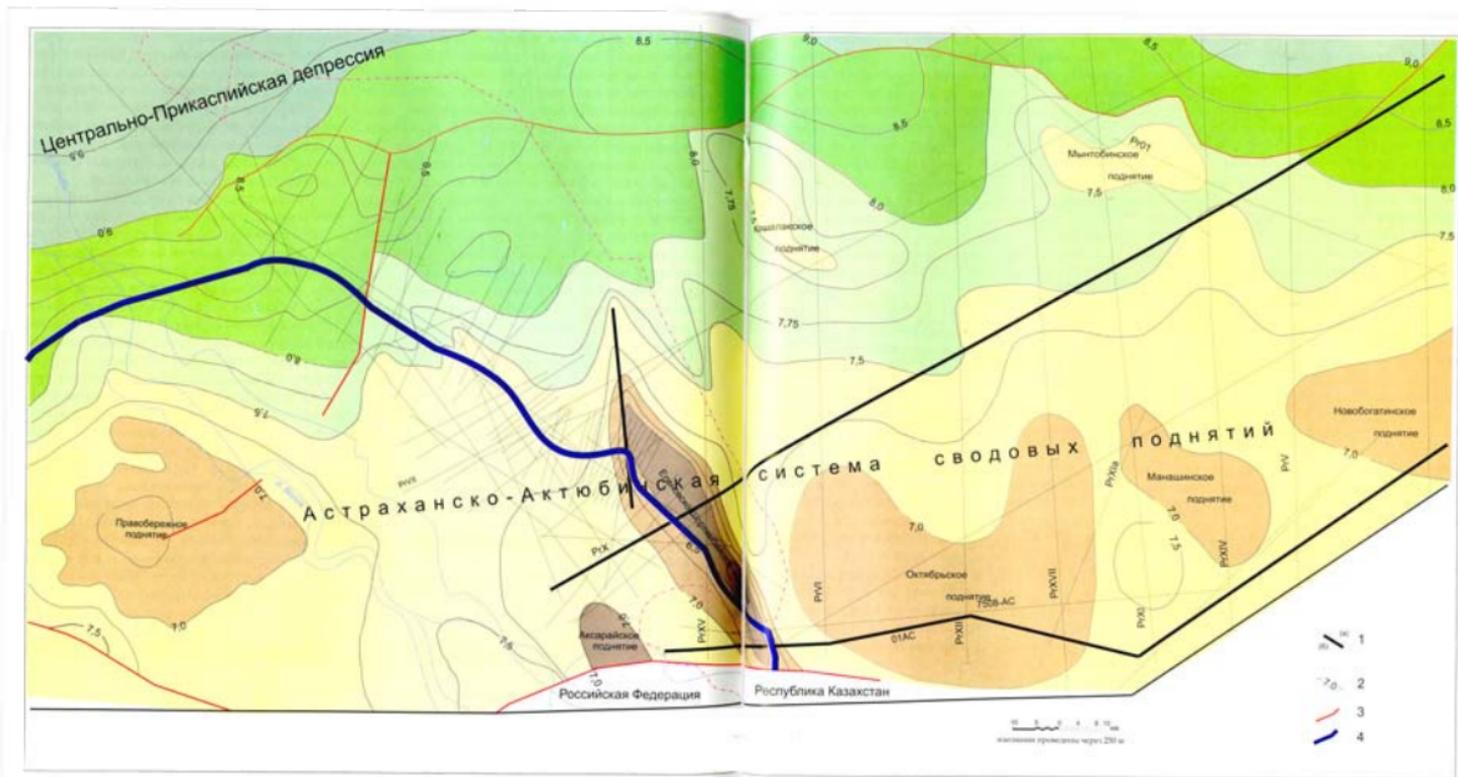


Рис. IV.2.2. Структурная карта Астраханско-Актыубинской системы сводовых поднятий по горизонту «ПП» – додевонской поверхности несогласия.

1 – линии сейсмических профилей (а); выделенные линии (б) – профили, использованные для построения южных поднятий; 2 – изогипсы глубин кровли додевонского комплекса; 3 – разрывные нарушения; 4 – контур Астраханского карбонатного массива

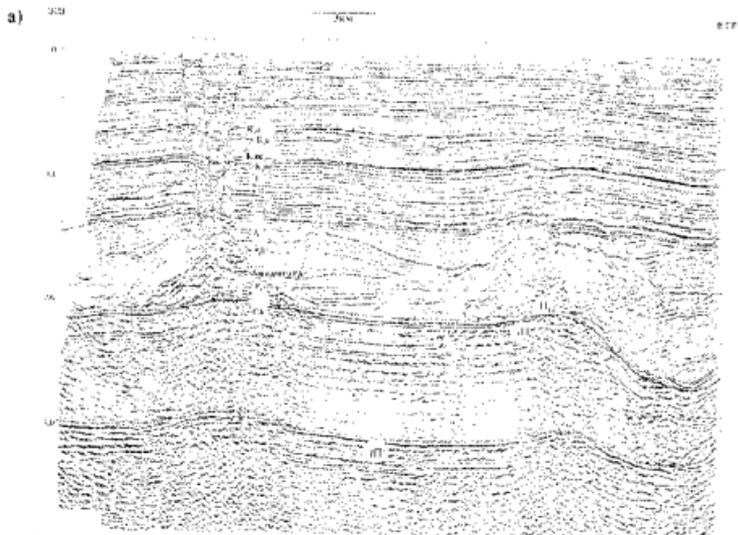


Рис. IV.2.3. Мигрированные сейсмические разрезы: а – через Кышганскую карбонатную платформу, б – через нижнюю часть Астраханского карбонатного массива

увеличенной мощности (от 1300 до 1900 м) и площадью более 2500 км² в пределах левобережной части Астраханского свода следует рассматривать как перспективный объект для постановки на нем первоочередных геологоразведочных (сейсмо-разведочных) работ (см. рис. IV.2.6). В пределах области максимальных мощностей нижнего комплекса обособляются два локализованных объекта: первый, связываемый с развитием биогермных пород мощностью от 350 до 550 м в объеме ниже-среднефранкских отложений площадью до 1000 км², и второй, связываемый с развитием биогермов в отложениях среднего-нижнего девона, мощность которых достигает 800–1200 м на площади около 1500 м.

IV.2.2. Перспективные объекты ООО «Астраханьгазпром»

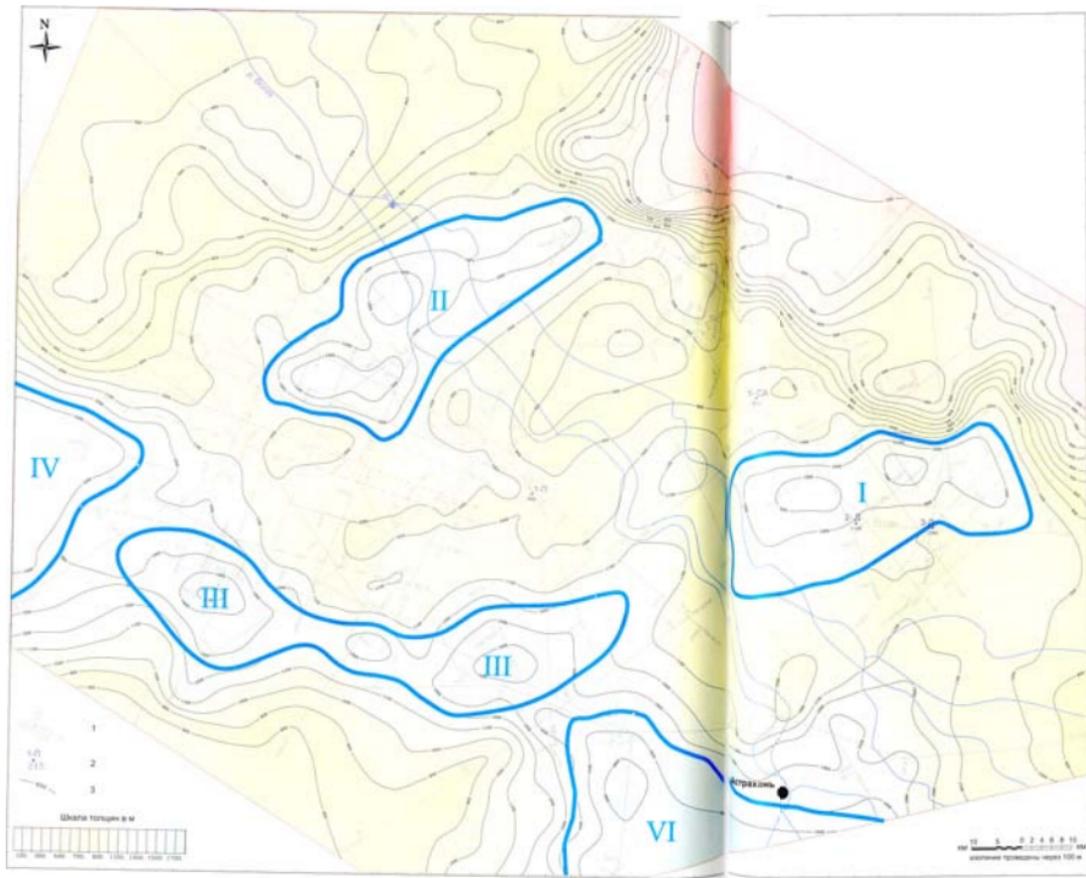
1. Наиболее перспективным является объект, расположенный на северо-западной периферии лицензионного блока ООО «Астраханьгазпром», в районе скв. Д-1. Объект выявлен и подготовлен к поисковому бурению предшествующими исследованиями по горизонту «III^П», как локальная структура тектонической природы размерами 17×9 км и амплитудой до 100 м. Помимо указанного (далее мы будем именовать его Володарский купол), в левобережной части Астраханского массива, в пределах изученной нами территории, А.Я. Бродским и др. выделено еще два аналогичных купола. Один из них, Еленовский купол, расположен северо-восточнее. Его размеры по изогипсе -6,0 км – 22×12 км и амплитуда 150 м. Второй, который мы условно называем Георгиевским куполом, расположен западнее, его размеры 10×5 км и амплитуда 50 м (рис. IV.2.7).

Проведенные исследование подтверждают существование этих объектов, однако вносят существенные коррективы в представление о генезисе ловушек. Анализ структурных карт и карт мощностей, а также литофациальных профилей показывает, что только в пределах Еленовского купола ловушка, связанная с ниже-среднефранкским сеймо-стратиграфическим комплексом, имеет тектоническую природу: в пределах этого купола поднятие фиксируется как по горизонту «III^П» (подшыва верхнего

фраза), так и по более глубокому горизонту «III^Т» (подшыва верхнего девона), при этом его амплитуда увеличивается вниз по разрезу. Два других купола, Володарский и Георгиевский, как положительные структуры отчетливо просматриваются только по горизонту «III^П». В более глубоких структурных поверхностях они не отражены. В границах этих куполов мощности ниже-среднефранкской толщи увеличиваются в направлении от периферии к своду. Из рассмотрения литофациальных профилей следует, что изменения мощностей контролируются сменой фаций: минимумам мощности отвечает карбонатно-глинистый тип разреза, а максимумам – карбонатный. Отмечаемые взаимоотношения рельефа поверхности и подошвы толщи потенциально продуктивных отложений, а также изменения их мощностей и состава однозначно говорят о стратиграфическом типе связанных с ними ловушек и принадлежности этих объектов к типу структурно-стратиграфических. Эти поднятия представляют собой структуры уплотнения, которые сформированы над погребенной карбонатной постройкой саргавско-семи-тукского возраста.

Следует подчеркнуть, что сеть профилей 2D не обеспечивает геометризацию ловушек на названных выше саргавско-семи-тукских перспективных объектах, поскольку она изначально не ориентирована на эти цели. Эту задачу решают проводимые новые сейсмические исследования МОГТ 3D, по результатам которых должны быть выбраны точки заложения поисково-разведочных скважин глубиной до 6500 м. Полученные при этом данные явятся основой для оценки масштабов прогнозируемой в районе скв. Д-1 залежи. В соответствии с результатами выполненного в 2005 г. 3D бассейнового моделирования на долю ниже-среднефранкского нефтегазового комплекса приходится две трети прогнозных ресурсов Астраханского свода (800 млн. т. усл. топлива).

2. Второй по значимости перспективный объект в левобережной части Астраханского свода связан с терригенным ниже-среднедевонским комплексом Еленовского купола. Как уже указывалось выше, в работах предшественников Еленовский купол рассматривается как локальное осложнение крупного тектонического поднятия Левобережного, выделяемого в основании Астраханского карбо-



натного массива, в его гипсометрически наиболее приподнятой северо-восточной части (А.Я. Бродский и др., 1993 г.) (см. рис. IV.2.1, IV.2.6). Предполагалось, что северо-восточная граница как Левобережного поднятия, так и осложняющего его Еленовского купола не выходит за контуры Астраханского карбонатного массива. Однако, как показали работы последних лет на Еленовской площади и в Заволжском прогибе (Бродский и др., 2000 г.; Тимурцев и др., 2006 г.), а также наши исследования, Левобережное поднятие на уровне долевонской поверхности несогласия (на структурной карте по отражающему горизонту «ПП») не просматривается. На его месте рисуется обширная терраса, примыкающая к склону контрастного высоко амплитудного (600 м) вала северо-западного простирания (см. рис. IV.2.2). Этот вал впервые был выделен по региональным профилям X, XV, 01АС, отработанным НПО «Спецгеофизика», и назван Шортамбайским [Волож и др., 1987]. Он протягивается вдоль северо-восточного склона карбонатного массива, в северо-западном направлении, на расстояние более 80 км от берега Каспийского моря на юге до Еленовской структуры на севере, поэтому мы будем именовать его Еленовско-Шортамбайским валом. В тектоническом отношении этот вал является структурой второго порядка, которая в совокупности со структурами одного с ним порядка, поднятиями Правобережным, Октябрьским Новобогатинским, Кошалакским, Мынтобинским и др. формирует Актюбинско-Астраханскую систему поднятий, разделяющую Центрально-Прикаспийскую депрессию и Тугараканский трог. В силу этого обстоятельства вал следует рассматривать в ряду высокоперспективных объектов. Его ресурсный потенциал составляет не менее 1 млрд. т усл. топлива.

Рис. IV.2.4. Схема расположения перспективных объектов в верхнефран-турнейских отложениях (D_{fr}-C₁), рекомендуемых к изучению (показаны голубым цветом).

1 – линии профилей с номерами и пикетажем, 2 – скважины с отметками толщин в м, 3 – изопахиты верхнефран-турнейского подкомплекса (D_{fr}-C₁) (между отражающими горизонтами «ПП» и «Б»)

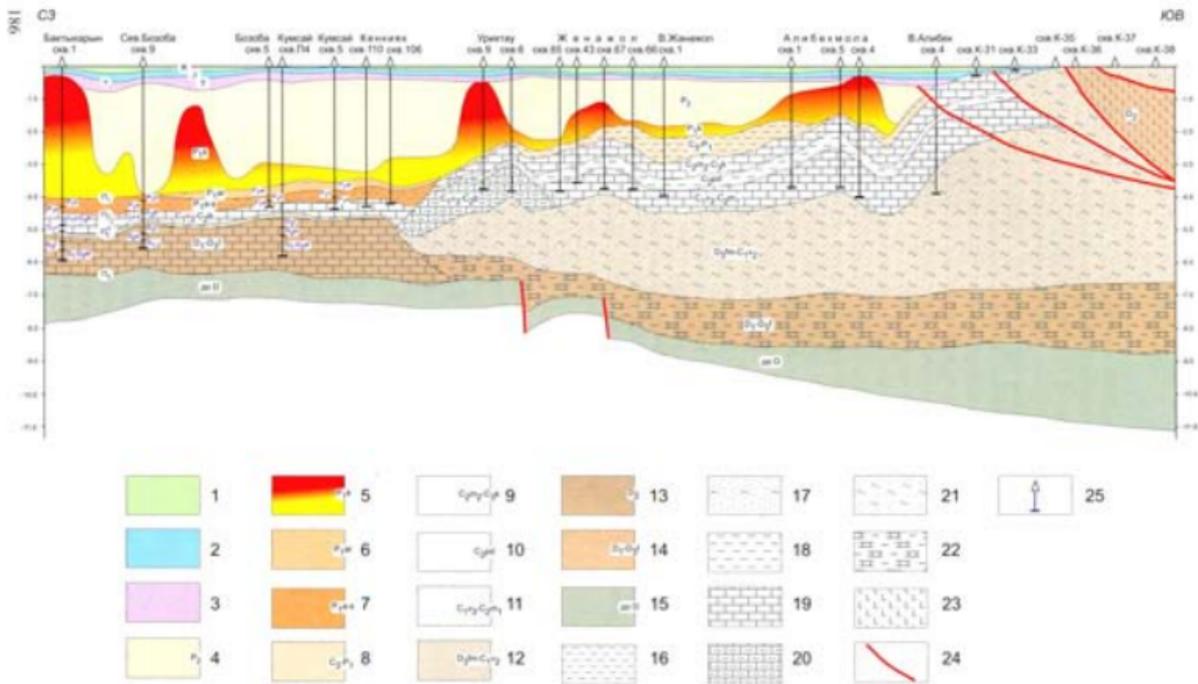


Рис IV.2.5. Геологический разрез юго-восточной окраины Прикаспийского осадочного бассейна.

1–15 – возраст отложений осадочного чехла: 1 – меловой, 2 – юрский, 3 – триасовый, 4 – верхнепермский, 5 – нижнепермский (кунгурский), 6 – нижнепермский (артинский), 7 – нижнепермский (ассельско-сакмарский), 8 – верхнекаменноугольный-нижепермский, 9 – средне-(московский)-верхнекаменноугольный (касимовский), 10 – среднекаменноугольный (подольский), 11 – ниже-(визейский)-раннекаменноугольный, 12 – верхнедевонский (фаменский)-нижекаменноугольный (визейский), 13 – среднедевонский, 14 – ниже-верхнедевонский (франский), 15 – додевонский; 16–23 – литолого-сейсмостратиграфические комплексы: 16 – турбидиты, 17 – глинисто-песчаные, 18 – комплекс заполнения глубоководных котловин, 19 – карбонаты нерасчлененные, 20 – карбонаты рифовых построек, 21 – отложения предельт. преимущественно песчано-глинистые, 22 – карбонатно-глинистые, 23 – вулканогенно-осадочные; 24 – разломы; 25 – местоположение скважин

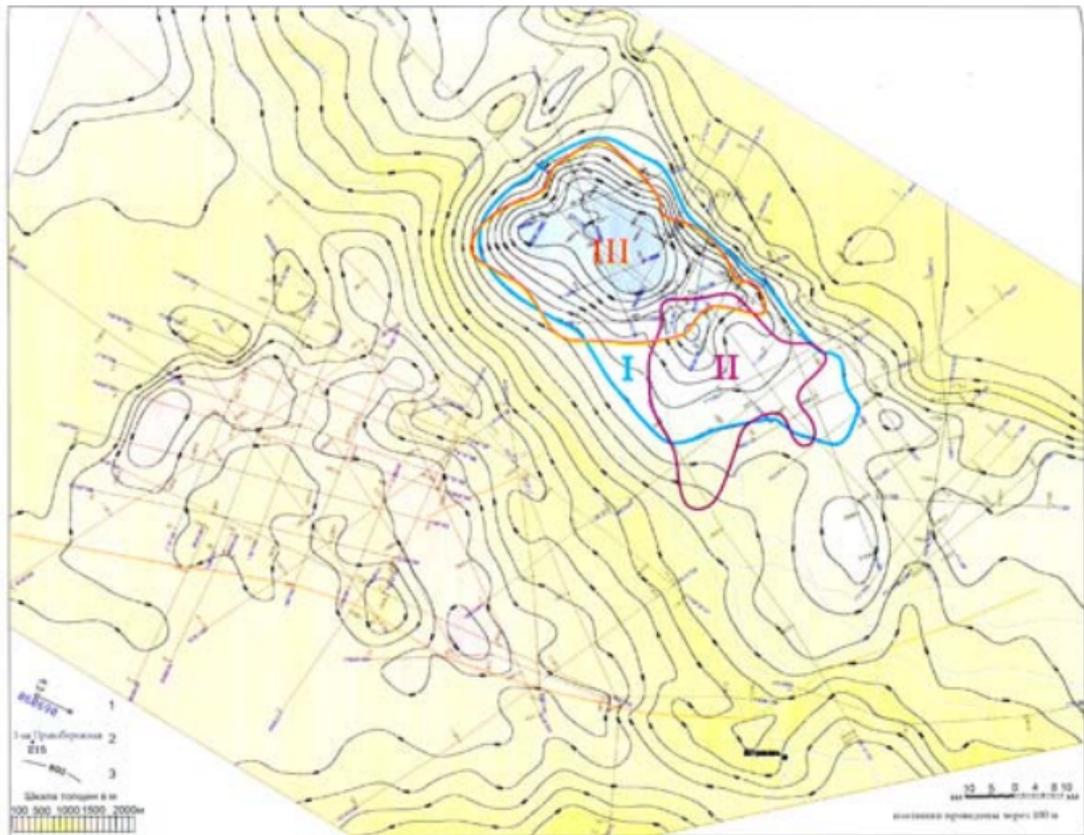


Рис. IV.2.6. Схема расположения перспективных объектов в нижнедевонско-среднефранских отложениях (D₁-D_{1r}).

1 – линии профилей с номерами и пикетами, 2 – скважины с отметками толщин в м, 3 – изопахты нижнедевонско-среднефранского комплекса (между отражающими горизонтами «ПП» и «ПП'»). I – объект, выделенный по карте толщин нижнедевонско-среднефранских отложений; II – объект в нижне-среднефранских отложениях; III – объект в нижне-среднедевонских отложениях.

3. Третьим по значимости перспективным объектом являются терригенные отложения нижней перми, мангунющие Заволжский прогиб. Ранее здесь были выделены две перспективные структуры: Филинская и Альтернативная (рис. IV.2.8, IV.2.9).

Филинская структура. По отражающему горизонту «П» структура представляет собой сложную систему поднятий, разделенных двумя тектоническими нарушениями субширотного простирания, на северный и южный блоки. Северный блок по изогипсе -5700 м имеет размеры 7×4 км и амплитуду -120 м. Южный блок по изогипсе -5600 м имеет размеры 18×3 км и амплитуду 220 м (см. рис. IV.2.8, IV.2.9).

Альтернативная структура. В структурном отношении представляет собой антиклинальное валообразное поднятие по сейсмическому отражающему горизонту «П», ориентированное в меридиональном направлении. По околуривающей его изогипсе -5600 м имеет размеры 14×4 км и амплитуду 200 м (рис. IV.2.10).

Каждая из этих структур рассматривалась как самостоятельные объекты и их перспективные ресурсы оцениваются (по категории С₁): Филинская - 15 млн. т усл. топлива, Альтернативная - 15 млн. т усл. топлива. Нашими работами из-за редкой сети профилей уточнить геометрические параметры этих локальных объектов не представляется возможным, но, тем не менее, можно обосновать их природу, с учетом которой пересмотреть их ресурсный потенциал.

Проведенные исследования показали, что эти структуры являются локальными осложениями единого более крупного объекта седиментационной природы - подводный конус выноса глубоководной котловины Центрально-Прикаспийской депрессии. Таких конусов много. В современной структуре они представляют собой крупные валообразные поднятия протяженностью от первых десятков до сотни километров и амплитудой до 1000 м, перекрытые соленосной толщей кунгура (рис. IV.2.11).

На рисунке IV.2.11 представлена структурная схема, на которой доказано пространственное положение и характеристики выявленного Заволжского конуса: а) границы предполагаемого распространения, б) мощность отложений, залегающих конусе, в)

изогипсы кровли, а также г) контуры предполагаемого резервуара массивного типа. Вершина конуса берет свое начало в пределах Кобяковского каптона, который прорезает контактный склон глубоководной котловины на отрезке ее сочленения с Астраханским сводом. Каптон пригнывается в северо-западном направлении на расстояние около 100 км вдоль северной бровки Астраханского карботатного массива. Проксимальная часть конуса заполняет каньон, а дистальная - выплескивается на днище котловины и может достигать района современного озера Баскунчак. Предполагаемая ловушка размещается в основном в проксимальной части конуса, имеет высоту более 1000 м и объединяет целую группу локальных подсолевых поднятий, в том числе Филинское и Альтернативное.

Следует сразу отметить, что территория, на которой располагается Заволжский конус, труднодоступна (это южная окраина Рыш-Песков) и недостаточно изучена, поэтому приведенные параметры, характеризующие строение конуса и ловушки, могут в ходе его дальнейших исследований претерпеть некоторые изменения. Особенно ощутимо может измениться положение границ конуса на участке, где он выходит в пределы днища котловины. На приводимом рисунке эта часть конуса выделена на основании анализа структурной карты по кровле подсолевых отложений с учетом особенностей морфологии подобного типа структур. Ресурсный потенциал резервуаров таких глубоко залегающих объектов до настоящего времени не подтвержден бурением. Поэтому о перспективах этих структур и их ресурсном потенциале можно судить исключительно исходя из общетеоретических соображений, широко используя метод аналогий.

Мировой опыт нефтепоисковых работ свидетельствует, что с подобными структурами могут быть связаны гигантские по размерам месторождения углеводородного сырья.

Особенно благоприятны для формирования гигантских месторождений подводные конусы глубоководных котловин внутренних морей, расположенных в арктидной климатической зоне. Во времена низкого стояния уровня оксана такие моря образуются изолированными, и уровень зеркала воды в них может опускаться до 1000 м и более (в зависимости от глубины тонодепрессии), как это, например, име-

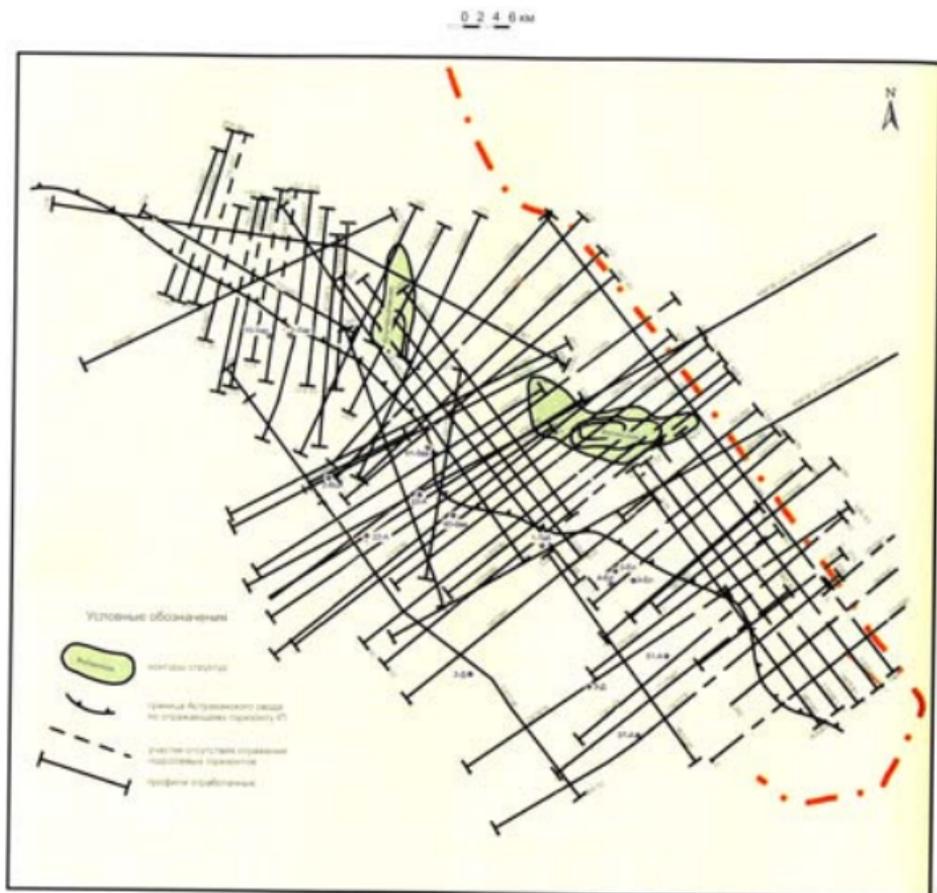


Рис. IV.2.8. Схема расположения перспективных объектов

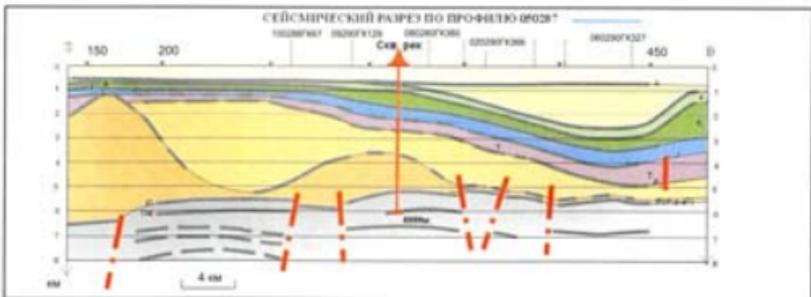
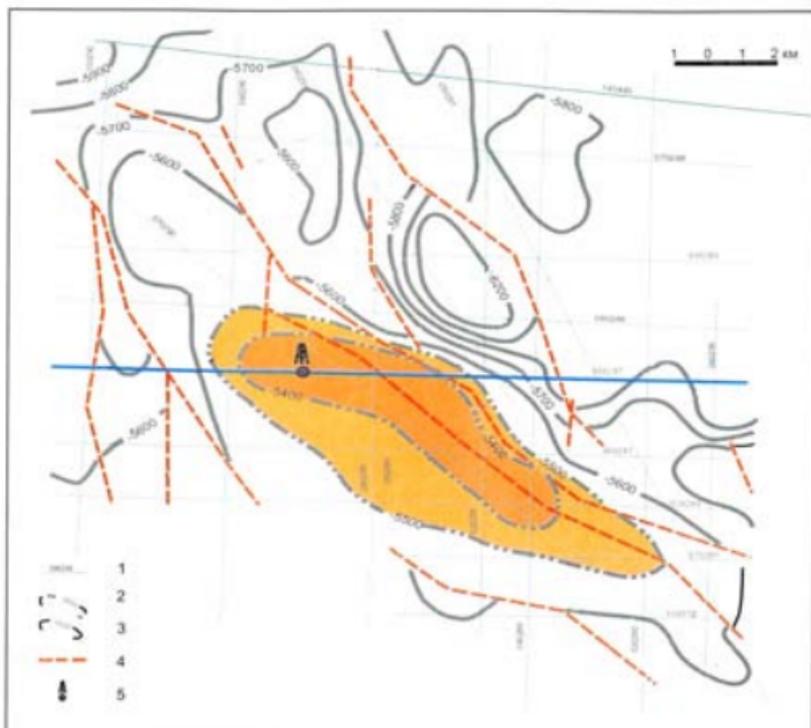


Рис. IV.2.9. Структурная карта Филдинской структуры.

1 – сейсмические профили прошлых лет; 2-3 – изогонны отражающего горизонта «ПП»: 2 – по карбонистым отложениям, 3 – по нижнепермским отложениям; 4 – разрывные нарушения; 5 – рекомендуемая скважина

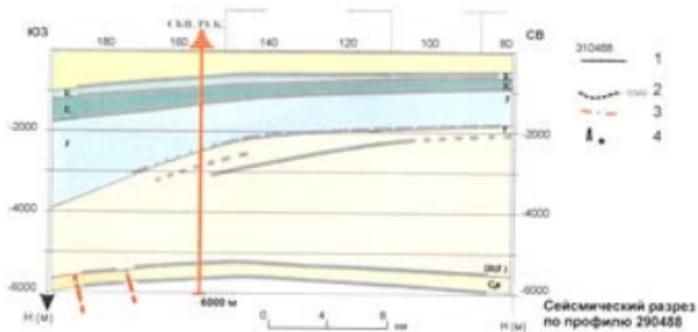


Рис. IV.2.10. Структурная карта Альтернативной перспективной площади.

1 – сейсмические профили, 2 – расчетная изогипса, м, 3 – разрывные нарушения, 4 – рекомендуемые скважины

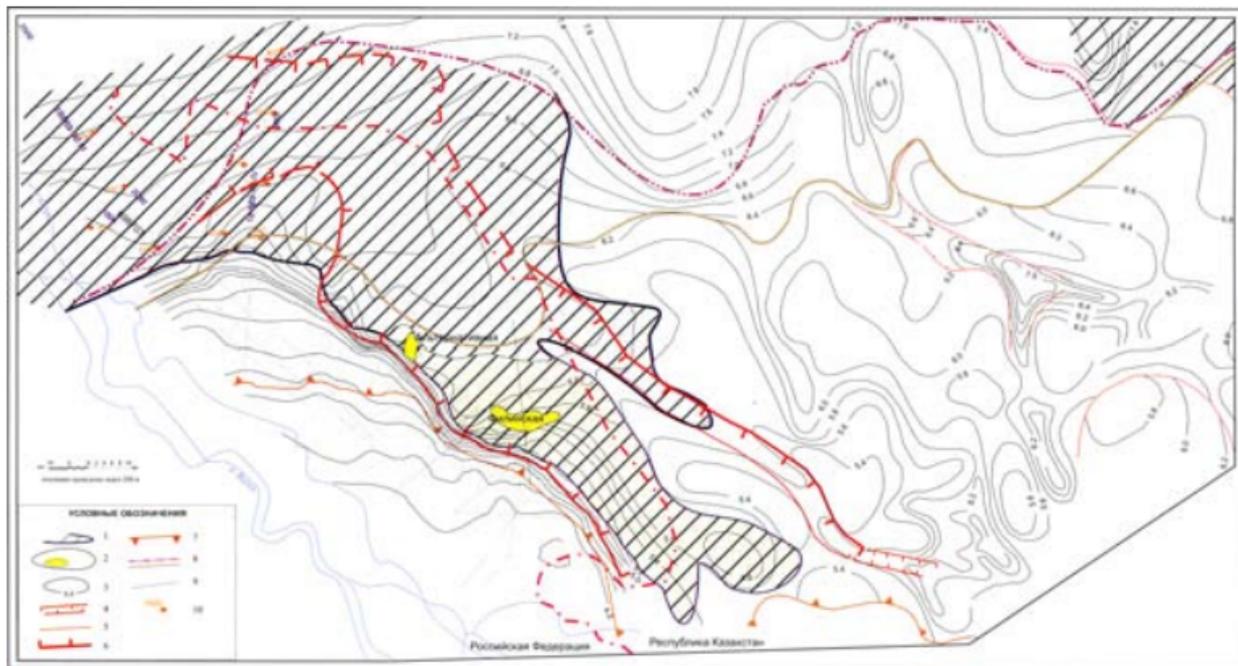


Рис. IV.2.11. Структурная схема строения предкунгурского вреза и нижнепермского конуса выноса.

1 – область распространения отложений конуса выноса и ее граница, 2 – возможная ловушка УВ и выявленные перспективные структуры, 3 – изолинии поверхности ОГ «П», км, 4 – подводные каньоны, 5 – разрывные нарушения, 6 – граница эрозионного вреза, 7 – уступ Астраханского карбонатного массива, 8 – нижняя и верхняя (условно) границы склона глубоководной котловины, 9 – линии сейсмических профилей, используемых для построения конуса выноса, 10 – значения мощности отложений подводного конуса, м

до места в планошне в системе бассейнов Альпийского коллизивно-складчатого пояса. В указанные моменты времени склоны глубоководных котловин внутренних морей, а также акватории прилегающих к ним шельфов осушались и подвергались эрозии, формируя широкую вставшуюся сеть глубоких каньонов. Одновременно с этим в топодепрессии, где сохранялся волеом (озеро) с отрицательными отметками зеркала вод, происходило формирование мощных конусов выноса, сложенных терригенными отложениями, в которых существенную роль играли грубые (песчаные) осадки. Количественно оценить долю песчаных пород в общей массе терригенного материала сложно. По аналогии с хорошо изученными подводными конусами глубоководных котловин внутренних морей, таких, например, как планоеновые конусы пра-Волги и пра-Аму-Дарья в Южно-Каспийской котловине, доля песков может достигать 10% и более от общего объема пород конуса. В моменты подъема уровня океана, зеркало вод в топодепрессии быстро (геологически мгновенно) поднималось до своего прежнего положения. Благодаря этому ранее созданный контрастный рельеф, как эрозионный (заполнение каньонных систем на шельфе и в верхней части склона котловины), так и аккумулятивный (подводных частей конусов выноса подножья склона и днища котловин), захоронился практически в своем первоначальном виде, создавая благоприятную обстановку для формирования крупных массивного типа резервуаров седиментационной природы.

Не менее важен вопрос сохранности первичной емкости этих резервуаров, особенно в связи с большими глубинами современного залегания потенциально продуктивных толщ. Как известно, в

терригенных отложениях первичная пористость сохраняется, если эти отложения находятся в условиях аномально высоких пластовых давлений. Низкие значения пластовых скоростей (не выше 4 км/с), характерные для этих отложений, позволяют обосновать существование в них АВИЦ).

На наш взгляд, временные неудачи в открытии новых месторождений УВ на Астраханском массиве кроются в недоучете особенностей строения отдельных карбонатных построек при выборе направления поискового бурения. Выполненные исследования со всей очевидностью свидетельствуют, что новые крупные резервуары здесь следует ожидать в левобережной части карбонатного массива в пределах выявленных крупных поднятий по среднедевонским и верхнедевонским карбонатным отложениям, а также на западной и юго-западной периферии Астраханского свода в верхнедевонско-нижнебашкирских карбонатных породах. Здесь вполне реально существование нескольких резервуаров, аналогичных по своему строению резервуару Астраханского газоконденсатного месторождения. Следовательно, решение проблемы наращивания ресурсной базы Астраханского массива заключается в его детальном изучении с помощью новых технологий, сбора и обработки сейсмической информации, детализации строения выявленных проведенными исследованиями перспективных зон с целью выделения и картирования новых крупных резервуаров в их пределах.

На установленных проведенными работами перспективных объектах можно ожидать открытия новых месторождений, соизмеримых по запасам с известным Астраханским газоконденсатным месторождением.

Заключение

В силу специфики выполненных исследований, которые носили региональный характер, полученные новые данные позволили решить только наиболее общие вопросы строения Астраханского свода и дать прогнозную оценку его ресурсного потенциала в основном по категории Д₁. В ходе исследования были решены следующие проблемы:

1. В структуре фундамента выделены Восточно-Прикаспийский геоблок с байкальским (кадомским) возрастом консолидации фундамента, осложненный Актюбинско-Астраханской зоной поднятий и Тугаракчанским раннепалеозойским рифтом, западное окончание Северо-Устьуртского геоблока и кряж Карпинского как часть Донбассе-Туаркырской рифтовой зоны девонского заложения, которая в конце ранней перми была смята в складки, а в конце триаса испытала инверсию. Астраханский карбонатный массив наложен на различные структуры фундамента. Он расположен на периклинальном окончании Актюбинско-Астраханской зоны поднятий в области ее сочленения с Тугаракчанским раннепалеозойским рифтом с одной стороны и Сарпинским прогибом с другой. На юго-востоке Астраханский массив заходит в пределы Северо-Устьуртского геоблока, где срезается крупным сдвигом пермского заложения. Тектонические обломки массива, срезанные этим сдвигом, формируют Каракульско-Смушковскую зону, ограниченную с юга кряжем Карпинского.

2. Полученные данные показывают, что Астраханский карбонатный массив представляет собой **внутрибассейновую платформу**, и тем самым многолетнюю дискуссию о природе массива можно считать завершенной. Заложение платформы приходится на начало девона и связано с формированием на пулшакском поднятии ограниченного по площади карбонатного массива высотой до 500 м, располагавшегося в северо-западной части платформы. Пик формирования платформы приходится на поздний девон – ранний карбон, когда она резко

увеличивает свою высоту и площадные размеры за счет бокового (проградационного) наращивания южного и западного склонов и приобретает близкие к современным очертания. В среднем и конце раннего карбона проградационное наращивание платформы происходит в основном в восточном и юго-восточном направлении. Наращивание в юго-восточном направлении было наиболее интенсивным, здесь карбонатная платформа выходит даже за пределы зоны развития девонских карбонатов и заходит в область развития терригенных толщ заполнения депрессии.

3. Принципиально новая информация получена о строении префранского комплекса. Внутри этого комплекса установлен длительный перерыв в осадконакоплении, связанный с крупной структурной перестройкой. Залегаящий ниже эрозивно-структурного несогласия ниже-среднедевонский подкомплекс не однороден по строению и состоит из трех толщ: а) нижней, терригенно-вулканогенной, прибрежно-морской; б) средней, глинисто-карбонатной, относительно глубоководной; и в) верхней, песчано-глинистой (с прослоями туфоленных пород), мелководной. Средняя толща на большей части территории представлена турбидитами с включениями литообломочных известняков. На севере левобережья ее разрез становится, вероятно, преимущественно карбонатным, скорее всего биогермным. Общая мощность ниже-среднедевонского подкомплекса изменяется от 1000–1500 м на севере до 500–1000 м в центре и до 300–500 м на юге за счет постседиментационного срезания верхних частей разреза. На западе в правобережной части свода отложения этого подкомплекса, возможно, полностью размыты. Полоса развития максимальных мощностей ниже-среднедевонских отложений, околострунная изопакхити 1000 м, протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние более 150 км при ширине 50–60 км на левобережной части Астраханского свода. Здесь

является крупная погребенная карбонатная тройка раннедевонского возраста (эмский ярус) высотой до 1000 м.

Нижне-среднефранский подкомплекс, залегающий между горизонтами «ШП» и «ШП²» имеет мощность от 150 до 350 м и характеризуется пластовой скоростью 5,7–6,0 км/с. Этот подкомплекс на глубинных динамических разрезах отчетливо выделяется в пределах полосы шириной 50–80 км и протяженностью 120 км там, где его мощность превышает 200 м. Пространственно эта зона приурочена к центральной части Астраханского свода, его левобережной половине. На правобережье она заходит только до окрестности скв. Правобережная-1.

4. С учетом выявленных особенностей внутреннего строения девонско-башкирского карбонатного массива разработана новая модель подсолового резервуара Астраханского свода. В подсоловом разрезе Астраханского свода присутствуют две выдержанные повсеместно покровы, одна из которых региональная, связана с филипповским горизонтом кунгурского яруса перми, а вторая, зональная с доминиющей толщей семилукского горизонта франского яруса девона. Региональная покровы контролирует положение Астраханской зоны нефтегазоаккумуляции в целом и залегающего непосредственно под ней Астраханского газоконденсатного месторождения в частности. Зональная покровы ограничивает резервуары, связанные с карбонатными коллекторами в нижнедевонско-среднефранском комплексе. Кроме того, в южной и западной части платформы можно рассчитывать на появление локальных покровов. На юге массива – это покровы, связанные с гипнистыми пачками в нижнем визе и среднем харбоне (московский ярус), а на западе – с конденсированными сериями верхнего визе башкира.

Эта модель принципиально отлична от традиционной и обеспечивает разработку новой концепции поисков.

5. Выполненное 3D-бассейновое моделирование (технологии Французского института нефти) с использованием параметров новой модели подсолового резервуара со всей очевидностью свидетель-

ствует, что ресурсный потенциал Астраханского свода в целом и его ядерной структуры девонско-башкирского карбонатного массива в частности далеко не исчерпан. Новые крупные открытия могут быть связаны с массивными резервуарами в карбонатных отложениях нижнего (эмский ярус) и верхнего (саргаевский горизонт) девона, под семилукской покровы в левобережной части карбонатного массива, а также в ловушках стратиграфического типа в верхнефранско-турнейском комплексе на западной и юго-западной периферии Астраханского свода. Вполне реально и существование нескольких резервуаров, аналогичных по своему строению резервуару Астраханского газоконденсатного месторождения на западной периферии Астраханского свода.

6. Возможности наращивания ресурсной базы Астраханского массива сегодня сдерживаются необходимостью более детального изучения строения локальных резервуаров в пределах выявленных перспективных зон. Для решения этой проблемы требуется проведение нового цикла поисковых сейсмических исследований МОГТ с использованием новых технологий, сбора и обработки сейсмической информации. Эти работы в первую очередь следует сосредоточить на левобережье Астраханского свода. Задача работ – оконтуривание и детальное изучение выделенных крупных поднятий по горизонтам «ШП», «ШП²»; а также седиментационных объектов (карбонатных построек) в среднефранско-эмском и средне-нижнефранском подкомплексах. Учетная глубина залегания целевого горизонта (6000–6300 м), методика полевых работ следует усложнить (длина наблюдаемого голографа не менее 7000 м, кратность наблюдения 96 и более). Это даст возможность получить удовлетворительную глубинно-скоростную модель разреза на уровне целевых горизонтов. Следует продлить сеть намечаемых поисковых профилей на север, в район Харабдинских и Георгиевских скважин. Это позволит уточнить (по скоростным параметрам) вещественный состав мшиной толщи пород, выделяемой здесь между горизонтами «ШП» и «ШП²», которая по характеру волнового поля и пластовым скоростям может быть отнесена к биогермным образованиям.

Список сокращений в названии скважин

А – Астраханская
Б – Безымянная
В – Володарская
Вол – Воложская
Г – Георгиевская
Д – Devonская
Дол – Долгожданная
Елен – Еленовская
Зав – Заволжская
И – Ивановская
Ник – Николаевская
П – Правобережная
СА – Северо-Астраханская
СШ – Северо-Шарническая
Т – Табоковская
Х – Харабалинская
ЮА – Южно-Астраханская

Литература

- Абизакисов Х.Б.* Тектоно-седиментационная модель строения и оценка нефтегазоносности палеозойского комплекса юго-востока Прикаспийской синеклизы. М.: ВНИГНИ, 2003. 115 с.
- Андреев С.И., Сулейманов А.К., Нигматзянов А.М.* Строение земной коры по данным МОГТ вдоль профиля 1-ЕВ на участке Маныч-Гудило – Ставрополь // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 24-27.
- Атлас типовых моделей карбонатных резервуаров нефти и газа Европейской части России. Под ред. Н.К. Фортунатовой. М.: РЭФИА, 1999. 194 с.
- Ахметшина Л.З., Гибиман Н.Б.* Банкирский ярус Прикаспийской впадины и региональная корреляция // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России. Материалы Всероссийского совещания, 29-31 мая 2000. Уфа: Гилем, 2000. С. 19-20.
- Ахметшина Л.З., Букеебаев З.Е., Гибиман Н.Б.* Девон восточного борга Прикаспийской синеклизы // Отечественная геология, 1993. № 1. С. 42-48.
- Берлин Р.Г., Сулейманов А.К., Ермолаев Г.М., Савельев А.А., Дестерев К.Е.* Глубинная структура Южного Урала по профилю «Уралсей» // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 14-17.
- Бодянова С.В.* Кора Русской платформы в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 224 с.
- Бочкарев А.В., Бочкарев В.А.* Катагенез и прогноз нефтегазоносности недр. М.: ОАО ВНИИО-ЭНГ, 2006. 324 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Субшелочной магматизм Урала. Екатеринбург, 2000. 255 с.
- Бочкарев А.В., Карнов П.А., Самойленко Г.Н., Степанов А.Н.* Катагенез и нефтегазоносность камменноугольных отложений Каракуляско-Смушловской зоны подплатий // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 3. С. 23-27.
- Бочкарев А.В., Делия С.В., Карнов П.А., Самойленко Г.Н., Степанов А.Н.* Опыт трехмерной оценки перспектив нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 7-12.
- Бродский А.Я., Шайдаков В.А., Шлезингер А.Е., Штунь С.Ю.* Строение верхней мантии и консолидированной коры в зоне сочленения крижа Карпинского и Астраханского свода // ДАН СССР. Сер. Геол. 1993. Т. 333. № 3. С. 341-343.
- Бродский А.Я., Воронин Н.И., Митаев И.А.* Строение девонско-нижнекаменноугольных отложений и основные направления нефтегазопоисковых работ на Астраханском своде // Геология нефти и газа, 1994. № 8. С. 8-11.
- Бродский А.Я., Юров Ю.Г., Волжж Ю.А.* Новый взгляд на строение Астраханского подсолоевого поднятия // Недр Поволжья и Прикаспия. Саратов: ВНИИГГ, 1996. Вып. 11. С. 31-41.
- Бродский А.Я., Григорьев В.А., Ильин А.Ф., Крулов Ю.И.* Некоторые особенности глубинного строения Астраханского свода // Газовая промышленность. Сер. Геология, бурение. 2000. № 1. С. 3-9.
- Буш В.А., Казьмин В.Г.* Рифейская стадия развития внутриконтинентальной «безгранитной» Прикаспийской впадины // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы совещания, М., 2007. Т. 1. С. 119-123.
- Буш В.А., Писаренко Ю.А.* Пермский «мессинский кризис» в Прикаспийской впадине: погребенные подводные каньоны в кровле подсоловых отложений // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы совещания, М., 2007. Т. 1. С. 123-126.
- Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н.* Геодинамическая модель формирования позднеархейских – раннепротерозойских структур Воронежско-го массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14-24.
- Волжж Ю.А.* Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейстратиграфического анализа) Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 47 с.
- Волжж Ю.А., Пилифосов В.М., Сапоженков Р.Б.* Тектоника Туранской плиты и Прикаспийской впадины по результатам региональных геофизических исследований // Приемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1981. С. 170-178.

Волож Ю.А., Акишев Т.И. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана // Известия АН Каз.ССР. Сер. Геол. 1987. С. 24-35.

Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение кража Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28-43.

Волож Ю.А., Антипов М.П., Гараган И.А., Лобозовский Л.И. Эколитовая модель формирования Прикаспийской впадины // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. С. 471-486.

Волож Ю.А., Сатажников Р.Б., Токман А.К., Ильин А.Ф. Направление геолого-поисковых и разведочных работ в девонских отложениях Астраханского свода // XI координационное геологическое совещание ОАО «ГАЗПРОМ». Сочи, 2-6 мая 2006. М.: Газпром, 2006. С. 211-222.

Воронов Н.И. Особенности развития Астраханского свода // Геология нефти и газа. 1980. № 5. С. 33-38

Воронов Н.И. Особенности геологического строения и нефтегазоносности юго-западной части Прикаспийской впадины. Астрахань: АГТУ, 2004. 164 с.

Воронов Н.И., Федоров Д.Л. Геология и нефтегазоносность юго-западной части Прикаспийской синеклизы Саратов: СарГУ, 1976. 190 с.

Галабуца Н.Н., Павлюк М.И. Нефтяные и газовые скопления в породах кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины // Углеводородный потенциал фундамента молодых и древних платформ. Материалы Международной научной конференции. Казань, 2006. С. 50-52.

Гараган И.А. Механизм формирования осадочных бассейнов в условиях растяжения // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 1999. С. 34-38.

Гараган И.А., Ермаков В.А., Лобозовский Л.И. Роль эколитов в формировании структур активной континентальной окраины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. С. 1-8.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности пододевских отложений прибортовых зон Прикаспийской синеклизы и Предуральяского прогиба. Карнаухов С.М., Политыкина М.А.,

Тюрин А.М. и др. // V ежегодное координационное геологическое совещание ОАО «Газпром». М., 1999. С. 117-135.

Габиман Н.Б., Ахметшина Л.З. Микропалеонтологическое обоснование границы нижнего и среднего карбона в Прикаспийской синеклизе // Геология и нефтегазоносность пододевских палеозоя Прикаспийской синеклизы. Труды Московского института нефти и газа. 1991. Вып. 225. С. 11-25.

Головский В.М. Структурная устойчивость алгоритмов определения скоростных и глубинных параметров среды // Исследования и разработки в области нефтяной геофизики в странах - членах СЭВ. Сейсморазведка. М.: СЭВ, 1987. С. 469-480.

Головский В.М. Новый способ послойного определения скоростных и глубинных параметров среды // Совершенствование программно-алгоритмических средств основного этапа обработки сейсмических данных. М.: ВНИИОЭНГ, 1988. С. 81-81.

Головский В.М., Лангман С.Л., Фиников Д.Б. Погружение вольного поля - альтернатива миграции до суммирования // Нефтегаз. 1988. № 1. С. 165-171.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист М-37, (38) - Воронеж, М-6 1:1000000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 344 с.

Губарева В.С., Карцева О.А. О пограничных слоях нижнего и среднего карбона // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1987. С. 73-82.

Даньшина И.В., Гудков А.П. Палеозойские рифогенные формации Волгоградского Поволжья // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Материалы региональной научно-практической конференции, 9-12 октября 2001. Саратов: НВ НИИГ, 2001. С. 25-26.

Даньшина Н.В., Федоренко Т.И. Фациальная приуроченность и типы строматолитов среднего девона Терсинско-Добринской зоны (Волгоградское Поволжье) // Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Прикаспия. Волгоград, 2001. Вып. 58.

Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Колонова Л.И., Оватанова Н.С., Ржонсеницкая М.А., Федорова Т.И. М., 1995. 265 с.

Ермоткин В.И. Генетические связи нефтегазообразования в земной коре // Статьи выпускников кафедры. Труды Гос. ун-та нефти и газа. М., 2006. С. 77-99.

Ермоткин В.И., Сорокина Е.Н., Бобылева А.А. Формирование углеводородных сконденсированных комплексов Прикаспийской впадины // Советская геология. 1989. № 3. С. 31-40.

Жидовилов С.Н. Триас Прикаспийского региона (стратиграфия, двустворчатые и брахиоподные моллюски, палеогеография). Под ред. А.Д. Яншина. М.: ИГиРГИ, 1998. 311 с.

Жидовилов В.А. Структурно-тектоническая модель и перспективы нефтегазоносности Цубукско-Промышленного вала. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2005. 35 с.

Зайцева Е.Л. Зональное расчленение по форамениферам башкирского яруса юго-востока Русской платформы // Новые данные по био-стратиграфии палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М.: ВНИГНИ, 1995. С. 30-37.

Зайцева Е.Л. Стратиграфия и форамениферы нижнего и среднего (башкирский ярус) карбона юго-западной части Прикаспийской синеклизы. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2002. 25 с.

Зайцева Е.Л., Клевина Н.Л. Корреляция разновещивных нефтегазоносных отложений башкирского яруса Прикаспийской синеклизы // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М., 2005. С. 82-93.

Изотова М.Н., Николаев А.И., Филькин Ю.Б. Зональная стратиграфия карбонатного палеозоя Прикаспийской впадины по форамениферам // Микрофауна СССР. Вопросы систематики и био-стратиграфии. Л.: ВНИГНИ, 1990. С. 29-53.

Казеев С.В., Григорьев В.А. Распределение флюидопроницаемо-емкостных параметров и экраняющих свойств Астраханского газоконденсатного месторождения // Нефтяное Поволжье и Прикаспия. Саратов: ВНИИПН, 1995. Вып.8. С. 18-20.

Карпова Е.В. Седименто- и литогенез отложений девона Воронежской антеклизы. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 27 с.

Клевина Н.Л., Зайцева Е.Л. Условия и признаки переположения бентосных фоссилий в кар-

боне Прикаспийской впадины // Пределы точности био-стратиграфической корреляции. XXXVI сессия Всесоюзного палеонтологического общества, 22-26 января 1990. Тезисы докладов. Сыктывкар: АН СССР, ВПО, Ин-т геологии КНЦ Уральского отд. АН СССР, 1990. С. 30-31.

Клевина Н.Л., Зайцева Е.Л. Аллохтонные комплексы палеозойских бенгтогенных фоссилий Прикаспийской синеклизы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 15-30.

Клевина Н.Л., Зайцева Е.Л. Подневизойские и серпуховские сообщества фораминифер и известковых водорослей юго-востока Русской платформы // Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения палеонтологического общества. Тезисы докладов. Под ред. А.С. Алексеева. М., 2006. С. 34

Клевина Н.Л., Овчатанова Н.С. Фашиальный контроль в распределении конодонтов Прикаспийской синеклизы // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1986. № 12. С. 66-73.

Клычев Н.В. Влияние гидродинамики на формирование наклонных контактов вода-залежь углеводородов в условиях подселевых отложений Прикаспийской впадины // Нефтяное Поволжье и Прикаспия. Саратов: ВНИИПН, 1999. Вып. 18. С. 14-17.

Коняхов А.И., Баймасалбетов Б.К., Коп А.И. Восточная бортовая зона Прикаспийской впадины: осадочные комплексы и обстановки седиментации ранне-среднекаменноугольного времени // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 6. С. 592-610.

Костюченко С.Л., Егоркин А.В. Прикаспийский задуговой палеобассейновый взгляд на ранние этапы эволюции // Разведка и охрана недр. 2004. № 4. С. 18-20.

Костюченко С.Л., Солодиков Л.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура Прикаспия и ее влияние на перспективы нефтегазоносности // Нефтяное Поволжье и Прикаспия. 1988. Вып. 16. С. 6-10.

Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Солодиков Л.Н., Гречинищев Г.А., Овчатиков В.И., Шаров В.И. Региональные геолого-геофизические исследования юрты Карпинского и сопредельных структур юга России // Разведка и охрана недр. 2001. № 2. С. 13-17.

Кремезицкий А.А., Скрыбин В.Ю., Терентьев Р.А., Полякова Т.Н., Ненахов В.М., Золотарева Г.С.,

Ларионов А.М. Воронежская параметрическая скважина – новый этап познания глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Разведка и охрана недр. 2006. № 9-10. С. 109-116

Кротошкин П.Н., Волнев Б.М., Гифаров Р.А., Соловьева И.А., Трезиников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. С. 392.

Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. М.: Недра, 1978. 304 с.

Кузнецов В.Г. Палеозойские рифы Прикаспийской впадины и их нефтегазоносность. Статья 1. Геологическое развитие Прикаспийской впадины и распространение рифов // Геология и разведка. 2007. № 2. С. 6-14.

Кузьменко Ю.Т., Гордасников В.Н., Гаврюшова Е.А., Лехт Э.Е., Стариковская Е.М. Тектоника центральной части Русской плиты. Объяснительная записка к «Структурно-тектонической карте центральных районов Русской плиты м-б 1: 1 000 000». М.: Геоинформмарк, 1991. 120 с.

Кунин Н.Я. Современное состояние сейсмостратиграфии и проблем ее использования при изучении нефтегазоносности Западной Сибири // Сейсмографические исследования при поисках месторождений нефти и газа. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 139-158.

Курьшев А.Д. Карбонатные коллекторы Астраханского серогазо-конденсатного месторождения. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 35 с.

Кухтин Д.А., Иванова Л.Н., Карпова Т.Г., Кухтин П.Д., Умнова Л.Н. О границе девона и карбона в разрезах северного и западного обрамления Прикаспийской впадины // Недр Поволжья и Прикаспия. 2003. Вып. 36. С. 42-48.

Липатова В.В. Палеогеография и история развития Прикаспийской впадины в триасовый период // Труды ВНИГРИ. 1970. Вып. 101. С. 57-73

Липатова В.В., Волож Ю.А., Бухина Т.Ф., Яночкина З.А. Особенности строения верхлепемских отложений юга и юго-востока Прикаспийской впадины // Недр Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 22. С. 10-22.

Макуловский С.В., Савко А.Д. Мамонская толща: распространение, мощности, структурное положение // Проблемы литологии, минералогии и

стратиграфии осадочных образований Воронежской атеклизы. Труды Воронежского Государственного ун-та и Научно-исследовательского института геологии. Воронеж, 2002. Вып. 11. С. 31-39.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гарева Э.З., Афинов Л.В. Рифей западного склона Подольского Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. Т. 1. 351 с.

Масляев Г.А., Невелин Н.В., Федоров Д.Л. Прикаспийская впадина. Структурная карта поверхности фундамента. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1994.

Медведев П.В., Полович С.В., Голыченко Г.В. и др. Геологическое строение, история формирования и перспективы нефтегазоносности подольских палеозойских отложений западной части Прикаспийской впадины // Перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Азово-Каспийского региона. Волгоград, 2005. Вып. 64.

Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Под ред. В.Е. Хаина, Н.А. Богланова. М-б 1: 2 500 000. М.: Научный мир, 2003.

Мизин Н.В., Воронин Н.И., Бродский и др. Астраханский свод – новый высокоперспективный нефтегазоносный район Нижнего Поволжья // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. 1971. № 9. С. 3-8.

Милеева И.М. Проявление вулканизма в осадочном чехле центральной части Русской платформы // Геологический вестник Центральных районов России. 2000. Вып. 4. С. 9-14.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г. и др. Процессы окремнения в палеогеновых песчаниках Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 2. С. 150-162.

Орлов Г.И., Воронин Н.И. Перспективы нефтегазоносности девонского подольского комплекса Астраханского свода // Геология нефти и газа. 2001. № 1. С. 17-25.

Патент на изобретение № 2126984, выданный Российским агентством по патентам и товарным знакам 27.02.99.

Писаренко Ю.А. Роль методологии в разрешении геологических противоречий на примере Прикаспийского региона // Недр Поволжья и Прикаспия. 1999. Вып. 17. С. 12-16.

Писаренко Ю.А. Позднепалеозойская тектоно-седиментационная модель Прикаспийского региона и ее значение для определения геолого-разведочных работ на нефть и газ. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Саратов, 2005. 50 с.

Писаренко Ю.А., Иванова Л.И., Козловская О.В., Кухтин Д.А., Карпова Т.Г., Писаренко В.Ю. Местные стратиграфические подразделения верхнего двона и нижнего и среднего карбона // Недр Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 22. С. 3-9.

Писаренко Ю.А., Писаренко В.Ю., Старикова Е.Г. Проблемные вопросы геологии Прикаспийского региона // Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона. Конференция 18-20 сентября 2007. Тезисы докладов. М.: РГУ нефти и газа, Рос. нац. институт Мирового нефтяного Совета, 2007. С. 91-93.

Постнова Е.В., Орешкин И.В., Писаренко Ю.А., Сизинцева Л.И. О состоянии ресурсной базы нефти и газа Прикаспийской мегавпадины // Недр Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГТ, 2001, Вып. 27. С. 7-12.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Рабкин Ф.С., Абибалиев М.Ж., Акыева Ф.Х., Конищева Т.А. О природе структурной инверсии полей пластовых давлений в подсольевых отложениях Прикаспийской впадины // Известия АН КазССР. Сер. Геол. 1990. № 1. С. 9-16.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 283. 170 с.

Руженцев С.В., Саватьев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 4. С. 507-510.

Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20-44.

Савин В.А. Модели строения типичных продуктивных резервуаров подсольевых месторождений Прикаспия // Недр Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГТ, 1999. Вып. 17. С. 3-11.

Савко А.Д., Шнигов А.В., Мануковский С.В. Тектоно-седиментационные особенности эйфельского этапа развития Воронежской антеклизы // Проблемы литологии, минералогии и стратиграфии осадочных образований Воронежской антеклизы. Труды Воронежского Государственного университета и Научно-исследовательского института геологии. Воронеж, 2002. Вып. 11. С. 39-46

Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расчлененность литосферы. Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. Вып. 343. С. 29-63.

Сапожников Р.Б. Глубинное строение южного обрамления Прикаспийской впадины // Советская геология. № 5. 1979. С. 23-35.

Сегалович В.И., Васильев О.А., Шуликов А.С. Гравитационная и магнитная томография сплошных геологических сред // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 21-27.

Сегалович В.И., Волож Ю.А., Анттиев М.И., Васильев О.А. Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии // Геотектоника. 2007. № 3. С. 30-45.

Соловьев Б.А., Кондратьев А.И., Обрядчиков О.С., Воронин Н.И. Прогноз нефтегазоносности глубоких горизонтов Астраханского свода Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1996. № 9. С. 11-16.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Уфа: Башнефть, 2000. 81 с.

Стратиграфия и региональная корреляция подсольевых нефтегазовых комплексов Прикаспийской впадины. Под ред. А.К. Замаренова. М.: Недр, 1989. 167 с.

Титоренко Н.А., Писаренко Ю.А., Сказлова И.П., Постнова Е.В., Писаренко В.Ю., Титоренко А.В. Новые представления о строении юго-восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции по результатам проведенных зонально-региональных геофизических исследований // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного федеральных округов на 2006 и последующие годы. Саратов: НВНИИГТ, 2005. С. 40-42.

Уилсон Д.Д. Карбонатные фауны в геологической истории. М.: Недра, 1980. 300 с.

Федоров Д.Л., Навроцкий О.К. Геолого-геохимические условия формирования Астраханской и Карачаганаского месторождений // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 107-114.

Хераскова Т.Н., Валош Ю.А., Заможняя Н.Г., Киплян С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта Ев-1 (Лодейное поле – Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65-94.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Валош Ю.А., Поляк Б.Г. Поле температур и трехмерное моделирование в Каспийском бассейне // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63-72.

Яцкевич С.В. Формационная характеристика осадочного чехла нижнего палеозоя юго-востока Русской плиты // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГТ, 1996. Вып. 11. С. 19-27.

Яцкевич С.В. Стратиграфия и перспективы нефтегазоносности додевонских отложений Саратовского Поволжья // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Материалы региональной научно-практической конференции, 9-12 октября 2001. Саратов: НВНИИГТ, 2001. С. 19-20.

Яцкевич С.В., Чернушкин В.Н., Мамулина В.Д., Умнова В.Т. Седиментационные особенности строения палеозойских отложений Марксовской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГТ, 2003. Вып. 36. С. 3-21.

Atlas of lithology-paleogeographical, structural, palinspastic and geoenvironmental maps of Central Eurasia. GIS-atlas on CD-ROM. Almaty: YUGGEO Research Institute of Natural Resources, 2002.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. East European craton // Encyclopedia of Geology. By ed. R. Selley, K. Cocks, I. Plimer. Elsevier, 2005. V. 2. P. 34-49.

Brunet M.-F., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I. The geodynamic evolution of the Precaspian Basin (Kazakhstan) along a north-south section // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 85-106.

Cowood P.A. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Japetus

margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic // Earth-Science Reviews. 2004. V. 69. Iss 3/4. P. 249-279.

Garagash I.A., Volozh U.A. About inversion of abnormal pressure. 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Abstracts. M.: GEOMAR, 1995. P. 109.

Garagash I.A., Volozh Yu.A., Lobkovsky L.I. Quantitative modeling of layer pressure evolution during sedimentation process. Proceedings of the International Geophysical Conference and Exhibition. Moscow, 1997.

Glogovsky V.M. Study of methods for determining velocity and depth parameters in layered realistic media // Geophysical Transactions. 1988. V. 33. № 3-4. P. 157-173.

Ismail-Zadeh A.T. The Devonian to Permian subsidence mechanisms in basins of the East-European platform // J. Geodyn. 1998. V. 26. P. 69-83.

Ismail-Zadeh A.T., Wilhelm H.V., Volozh Y. Geothermal evolution of the Astrakhan arch region of the Pricaspian basin // International Journal of Earth Sciences (in press).

Krupsky D., Ismail-Zadeh A., Wilhelm H., Volozh Y. Geothermal evolution of the Astrakhan Crest region of the Pricaspian Basin, Russia // Recent Geodynamics, Georisk and Sustainable Development in the Black Sea to Caspian Sea Region. By ed. A. Ismail-Zadeh. Conference. Proceedings. Melville, New York: American Institute of Physics, 2006. V. 825. P. 120-131

Segalovich V.I., Vasiliev O.A., Shumilov A.S. Geological tomography is a three-dimensional cartography of the Earth // The Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology. Toronto, Canada, 2005. V. 1. P. 273-278.

Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr – Donets Aulacogen // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 109-125.

Volozh Yu. A., Talbot C.J., Ismail-Zadeh A.T. Salt structures and hydrocarbons in the Pricaspian Basin // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 2003. V. 87(2). P. 313-334.

Yu Z., Lerche I. Modelling abnormal pressure development in sandstone/shale basins // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. № 2. P. 179-193.

Приложение

Описание керн скважин:

Правобережная-1, Девонская-1, Девонская-2, Девонская-3

Скважина Правобережная-1 (рис. III.3.3)

Интервал 4214–4221 м (С₂, в)

Чередование чачек:

Пачка 1. Светло-бурые массивные доломитизированные и слабо ангидритизированные кораллово-водорослевые известняки. Образования водорослевого происхождения имеют округлую форму, диаметром 1–1,5 см, со ступковым или концентрическим внутренним строением. Остатки кораллов имеют радиально-лучистое строение. Иногда встречаются мелкие членики криноидей. Матрикс – белый мелкозернистый калькаренит, распределен неравномерно (от базального до плечового типа). В породах ярко выражены стилолитовые швы. Эта разновидность пород, вероятно, слаята биострома мощностью 30–40 см.

Пачка 2. Биостромы разделены прослоями доломитов, обладающими неправильно-прерывисто-тонкослоистыми, горизонтально-слоистыми текстурами минерализованных цианобактериальных матов, содержащих отдельные небольшие водорослевые строматолитоидные калиптры. Местами наблюдаются текстуры взламывания полуконсолидированных водорослевых пленок, а также редкие прослои калькаренитов мощностью 15–20 см. В целом преобладают массивные кораллово-водорослевые разности. В нижней части интервала встречен прослой органогенно-обломочного калькаренита с обильными остатками раковинного детрита и разрозненных створок довольно крупных раковин. Калькаренит залегает на неровной поверхности биострома, как бы засыпая биостром. При этом зернистость органогенно-детритовых пород возрастает к кровле. Обстановка крайнего мелководья с периодическим изменением солености воды.

Интервал 4405–4412 м (С₂, в)

Пачка 1. Чередование черных битуминозных глинистых кальцилитов и менее битуминозных мелкозернистых, иногда среднезернистых калька-

ренитов. Переходы между слоями постепенные, нечеткие. Текстура слоисто-комковатая, переходящая в брекчиевидную из-за текстур отжима газов и битумов из тонкозернистых глинистых разностей в более крупнозернистые. Многочисленные стилолитовые швы секут слоистость под разными пологими углами. Иногда они пересекаются. Это говорит о длительном растворении пород под давлением. Мощность: 1 м.

Пачка 2. Темно-серые кальцилиты неясно-микрослоистые с прослоем 3–4 мм углеродистого микрослоистого аргиллита, фиксирующего поверхность размыва. От него вниз ход шлоода. Аргиллит несет следы взмучивания и размыва. Он частично превращен в интракласты и, в свою очередь, содержит интраклат калькаренита. Породы разбиты мелкими трещинками-прожилками, выкопанными битумом. Они пронизывали уже консолидированную породу. Это привело породе брекчиевидный облик. Мощность: 1 м.

Пачка 3. Породы, аналогичные слою 1. Мощность: 0,3 м.

Пачка 4. Органогенно-обломочный калькаренит средне-крупнозернистый с обильными остатками раковин крупных брахиопод и крупных криноидей, прижизненные скопления (фото 1). Породы тонкослоистые неясно-слоистые. Слоистость обусловлена изменениями зернистости от тонко- до среднезернистой, мятникового типа, без четких межслоевых швов. Циклы 8–10 см. Раковины образуют прижизненные скопления, так как на некоторых раковинах наблюдаются следы жизнедеятельности водорослей. Мощность: 4,5 м.

В целом в этом интервале по сравнению с вышележащим грубость материала возрастает, а битуминозность постепенно вниз по разрезу исчезает. Цикличность становится более грубой (14–20 см). В тонкозернистых разностях остатки раковин встречаются реже, они отличаются большей тонкозернистостью, чем в калькаренитах. Это свидетельствует



Фото 1. Фация биостромов и биогермов (скв. Правобережная-1; С,с, инт. 4405–4412 м). Органогенно-обломочный калькаренит с остатками брахиопод

о том, что цикличность обусловлена изменениями гидродинамических условий на мелководье.

Интервал 4650–4657 м (С, v)

В верхней половине интервала вскрыты черные битуминозные мелководные известняки. Чередуются битуминозные микрослойчатые разновидности, образовавшиеся при минерализации цианобактериальных матов, и мелкозернистые калькарениты волнисто-горизонтальнослоистые (фото 2).

Нижняя половина интервала сложена мелководными буровато-серыми светлыми органогенно-обломочными калькаренитами, содержащими остатки брахиопод.

Интервал 4696–4703 м (С, v)

Чередование мелководных водорослевых известняков и калькаренитов. Водорослевые слагают биостромы (18–20 см) с неровной бугристой верхней поверхностью. Породы голубовато-серые, слабоокремненные, с четкой строматолитоподобной текстурой, редко оолитовой.

Интервал 4762–4769 м (С, v)

Серые неяснослоистые мелководные калькарениты, средне-мелкозернистые, с редкими прослойками 1–2 мм черных углеродистых аргиллитов. В нижней части интервала присутствуют редкие маломощные (до 3 см) прослойки минерализованных водорослевых матов, залегающих среди калькаренитов. В последних наблюдаются элементы градиционной сортировки материала. Калькарениты мелкозернистые, редко среднезернистые, заполняют неровности водорослевых калиптр (фото 3).

Интервал 4830–4832 м (С, v)

Шлам тонкозернистых серых известняков.

Интервал 4920–4927 м (С, v)

Темно-серые, почти черные мелкозернистые калькарениты, тонкослоистые, волнисто-слоистые, содержащие редкий раковинный детрит, раковины брахиопод, остатки мелких члеников криноидей.

Интервал 4974–4977 м (С' v)

Темно-серые тонкозернистые (шламовые) известняки с взвешенным мелким детритом, редкими остатками крупных раковин. Породы неравномерно окремнены (раннедиагенетическое окремнение).



Фото 2. Фация биостромов и биогермов (скв. Правобережная-1; С,с, инт. 4650–4657 м). Чередование тонкослоистых циано-бактериальных накоплений и мелкозернистых калькаренитов волнисто-параллельнослоистых

ТЯХ



Фото 3. Фация биостромов и биогермов (скв. Правобережная-1; С, х, инт. 4762–4769 м). Неровная поверхность минерализованного водорослевого мата перекрыта мелкозернистым калькаренитом

Горизонты брекчий взламывания полуконсолидированного осадка.

Интервал 5060–5067 м (С, г)

Два куска серых кремневых известняков.

Интервал 5118–5125 м (С, г)

Темно-серые и черные глинисто-шламовые известняки однородной текстуры с взвешенным мелким детритом преимущественно мелких члеников криноидей. Породы производят впечатление довольно глубоководных, накопившихся в затишных условиях ниже базиса действия волн.

Интервал 5185–5187 м (С, в)

Темно-серые среднезернистые калькарениты однородной текстуры с редкими остатками члеников криноидей.

Интервал 5243–5250 м (С, в)

Серые тонкозернистые (шламовые) известняки, однородные, с редкими остатками члеников криноидей и раковинного детрита.

Интервал 5311–5317 м (С, г)

Темно-серые кальцилиты однородного сложения с редкими прослоями калькаренитов. Признаки оползания полуконсолидированных осадков.

Интервал 5418–5425 м (С, г)

Темно-серые мелкозернистые известняки, представляющие собой тонкое ритмичное чередование (1–2 мм) калькаренитов и кальцилитов, содержащих мелкий и тонкостенный раковинный детрит, а также редкие включения раковин брахиопод. Известняки представляют собой осадки придонных течений или, скорее, дистальные турбидиты. В интервале присутствуют также несколько мало мощных (2–3 мм) прослоев черных известковистых аргиллитов. В них видны бугристые текстуры продавливания. Изредка встречаются небольшие врезающиеся русла (3×1,5 см), выполненные среднезернистым органогенно-детритовым калькаренитом.

Интервал 5660–5664 м (D, fm)

Глинистые доломиты, представляющие собой тонкогоризонтальнослоистые породы алевропелитовой размерности. Слоистость определяется неравномерным распределением глинистого материала. На поверхностях напластования скопления илоедов и остатки углефицированного растительного детрита. Кроме того, встречаются прослои зернистых доломитов. Характерны многочисленные ходы илоедов. Породы производят впечатление более мелководных по сравнению с вышележащим интервалом турнейского яруса. Примесь терригенного материала свидетельствует о некоторой регрессии.

Интервал 5720–5723. 5 м (D, fm)

Светлые буровато-серые среднезернистые доломиты однородной текстуры с остатками перекристаллизованного раковинного детрита (гастроподы) Некоторые разности доломитов содержат реликты обломочного строения и похожи на крупнозернистый калькаренит. Эти разности наиболее кавернозные, особенно в нижней части интервала.

Интервал 5773–5775,8 м (D, fm)

Пачка доломитизированных кавернозных калькаренитов от мелко- до крупнозернистых с разнообразной слоистостью – горизонтальной, вол-

нистой, прерывистой, типичной для течений мелководной зоны.

Интервал 5828–5835 м (D, fm)

Темно-серые доломиты

Интервал 5904,5–5911,5 м (D, fm)

Ангидритизированные доломиты линзовидно-(чечевицевидно)-слоистые, тонкослоистые до толстослоистых.

Интервал 5911,5–5918,5 м (D, fm)

Темно-серые полностью доломитизированные известняки, тонкослоистые, местами с текстурами оползания осадка в неконсолидированном состоянии (наблюдаются мелкие лежащие дисгармоничные складочки размером около 1 см. Изредка встречаются остатки перекристаллизованных толстостенных раковин (по шрифтам ВНИИГАЗ: ругозы, брахиоподы, гастроподы)). Местами видно, что доломитизация располагается пятнами, секущими тонкую слоистость. По сравнению с нижележащим интервалом породы производят впечатление значительно более мелководных. Возможно, доломитизированные известняки слагают оползневое тело, близкое по возрасту нижележащему интервалу. В пользу этого свидетельствует прослой доломитового калькаренита в нижележащем интервале.

Интервалы 6162–6207, 6234–6237 м (шлам)

Мелкая щебенка однообразных серых и светло-серых шламовых известняков, возможно слабоглинистых. Редкий детрит тонкостенных раковин. В интервале 6234–6237 м появляются черные разности и буроватые, возможно глинистые. По данным ООО «Астраханьгазпром», интервал 6235 м – аргиллит темно-серый пиритизированный, интервал 6228 м – известняки темно-серые до черных, скрыто-мелкокристаллические, пиритизированные.

Интервал 6245 м (D, f₁)

По данным ООО «Астраханьгазпром», песчаник белый кварцевый крупно-разнозернистый кварцитовидный.

Интервал 6247–6253 м (D, f₁)

Темно-серые битуминозные слюдястые алевролиты и глинистые алевролиты. Породы неясно-тонкослоистые; отдельные пачки обладают более

четко тонкослоистыми текстурами из-за обогащения отдельных слоев раковинным детритом (фото 4). В целом это осадки придонных течений. Ближе к верхней части интервала появляются более крупнозернистые разности обломочных пород (в описаниях шлифов ВНИИГАЗ упоминаются кварцевые песчаники). Во всем интервале присутствуют округлые редкие пятна битума. Ближе к основанию интервала встречен прослой 5 см тонкослоистого зернистого доломита, светло-серого, зеленоватого. Материал похож на аллохтонный. Возможно, это элемент В отложенный турбидного потока, но фрагментарность зерна не позволяет сделать однозначный вывод.

Интервал 6260–6270 м (D, f₁)

По данным ООО «Астраханьгазпром», известняк серый, темно-серый, глинистый, доломитизированный, с примесью зерен кварца.

Интервал 6288 м (D, f₁)

Песчаник кварцевый битуминозный.



Фото 4. Фацин впадин или бассейнов с затрудненной циркуляцией вод и сероводородным заражением (скв. Правобережная-1; D, f₁, инт. 6247–6253 м). Слюдястые и глинистые алевролиты с тонкой слоистостью придонных течений. Характерно послойное обогащение мелким раковинным детритом

Интервал 6358–6365 м (D, f)

Измененные, обесцвеченные, возможно, слабо окремненные известняки светло-зеленого, зеленовато-серого цвета. По текстурным особенностям известняки близки описанным в нижележащем интервале. Возможно, эти породы фиксируют зону разлома, по которому выпадает часть разреза.

Интервалы 6368–6383, 6386–6392, 6395–6419, 6422–6494 м (шлам)

Известняки белые, с небольшим количеством серых, глинистых. Часто рассыпаются в песок. По описанию ООО «Астраханьгазпром», известняки слабоглинистые, перекристаллизованные, с единичными зернами пирита.

Интервал 6494–6501 м (D₁)

Известняки и глинистые известняки. Породы в целом близки описанным в интервале 6565–6572 м. Отличаются появлением более частых 2–3-миллиметровых прослоев черных и зеленовато-серых глинистых разностей. Зеленоватые прослои, возможно, содержат примесь пирокластического материала. В отдельных частях породы отмечаются мелкая горизонтально-волнистая и колючая штриховатая слоистость течений. Слоистость обусловлена содержанием карбонатаго и глинистого материала. Вероятно, интервал фиксирует начало регрессии.

В нерастворимом остатке, по данным В.А. Аристова, присутствуют микрокристаллы доломита, тонкозернистый кварц, «углистые корочки». Объем остатка относительно небольшой. Органические остатки: тентакулиты, единичные остраконы, гастроподы, радиолярии, конодонты: образец 6497–6501 м – *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus uncostatus* (Br. et Mehl) – D p-e; образец 6630 м – *Panderodus uncostatus* (Br. et Mehl). Этот таксон относительно долгоживущий: O₂-D₁ef, но с учетом находки конодонтов в этом же интервале ниже на 1 м возраст оброчки раннедевонский. Образец 6631 м – *Ozarkodina excavata* (Br. et Mehl), *Pseudomonotodus beckmanni* (Bisch. et Sann), *Panderodus* sp. – D₁l-e₁.

Интервал 6565–6572 м (D₁)

Светло-серые, бежоватые известняки однородной текстуры, с отдельными пачками микро-

горизонтально-слоистых разностей. Известняки типа пламовых, микрокристаллические, с отдельными включениями мелких члеников криноидей. Отмечены также тентакулиты. Тонкослоистые разности свидетельствуют о периодической деятельности придонных течений. В них видны диагенетические преобразования в виде округлых и линзовидных участков перекристаллизации и доломитизации. Глинистый материал практически отсутствует. Лишь в микрослоистых разностях встречены более темно окрашенные слои, существенно глинистые. Интервал фиксирует максимум айфельской трансгрессии и тектонического покоя.

Интервал 6629–6633 м (D₁)

Мелкозернистые калькарениты и кальциолиты, серые до темно-серых и черных (наиболее мелкозернистые разности, переходящие в углеродистые известковистые аргиллиты. Породы тонко- и микрослоистые. Часты срезания мелких 1–1,5-сантиметровых пачек слоев. Часты мелкие 0,5–2-сантиметровые линзочки, выполненные более грубозернистым материалом (мелкие струи течения или дистальные турбидиты). Слоистость обусловлена изменением зернистости и окраски. В целом это осадки придонных течений. Спорадически встречаются отдельные пакеты в 3–10 см более грубозернистых калькаренитов. Они имеют однородную текстуру (осадки зерновых потоков) или обладают традиционной сортировкой материала с эрозивным нижним контактом (турбидиты), мелкими отторженцами черных глинистых пород, попавших в осадок в не полностью консолидированном состоянии. Вверху интервала четко видно врезание (до 2 см) русла турбидного потока и элементы СДЕ классического турбидита. Элемент Г – черный углеродистый аргиллит. В основании врезанного русла отчетливо виден 1-миллиметровый ковер волоочения, представленный отмытым среднезернистым калькаренитом. Элемент С: представлен горизонтально-слоистым мелко-среднезернистым калькаренитом с небольшой примесью кальциолитового материала. Элемент D – однородный кальциолит. При описании шлифов сотрудниками ВНИИГАЗ отмечена ангидритизация, смешение глубоководной и мелководной фауны, присутствие раститель-

ных остатков. По сравнению с отложениями этого уровня, вскрытыми скважиной Девоновская-2, эти более проксимальная фашия. Кроме того, в скважине Девоновская-2 на этом уровне присутствуют тонкие прослойки микрокластического материала. Здесь они не встречены, возможно, из-за того, что вскрыт меньший интервал разреза. В нерастворимом остатке В.А. Аристовым обнаружены среднезернистый окатанный кварц, реже шпирт, слюда, зерна углистого материала, глаукоцит. Среди органических остатков встречены: фрагменты пластин панширных рыб (часто), детрит и микроархаивии беззачемковых брахиопод, тентакулиты (иногда замешенные или инкрустированные пиритом), гастроподы. Конодонты: образец 6630 м – *Panderodus uncostatus* (Br. et Mehl). Этот таксон относительно долгоживущий: O_2 – D_2 ef, но учитывая находку конодонтов в этом же интервале ниже на 1 м возраст образца раннедевонский. Образец 6631 м – *Ozarkodina excavata* (Br. et Mehl), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisck. et Sann.), *Panderodus sp.* – D_1 – c_1 .

Интервал 6634–6645 м (шлам)

По описанию ООО «Астраханьгазпром», в интервале 6634–6637 м песчаный серый, мелко-тонкозернистый, массивный, с глинисто-кремнистым цементом. По шлему – серые крипозернистые известняки, мелкозернистые калькариниты алевроитовой размерности, кальцилиты, терригенно-известковистые алевролиты. По набору пород интервал близок керна 6629–6633 м с фауной D_1 .

Скважина Девоновская-1

Интервал 5970–5979 м (D_1f_1)

Пачка 3. Верх интервала. Представлен ритмичным 4–5-сантиметровым чередованием черных известковисто-глинистых пород типа глинистых кальцилитов и тонкозернистых однородных калькаринитов. Между разностями нет четких контактов. Отложения свидетельствуют о периодическом привносе течением то глинистого, то карбонатного материала.

Пачка 2. Породы близкие пачке 1, но отличаются более четкой тонкой слоистостью течений, несильно меньшей углеродистостью и большей известковистостью. Прослой калькаринитов але-

вроитовой размерности достигают 1–2, редко 3 см. Их текстура однородная с редкими включениями детрита. Отложения типа зерновых потоков

Пачка 1. Нижняя часть. Углеродистые тонкослойчатые слюдистые аргиллиты (домашниковые фашии), тонкослойчатые, представляющие собой осадки течений. Среди них редкие прослой 5–7-сантиметровых серых глинистых калькаринитов алевроитовой размерности, отличающиеся однородной текстурой. На контакте их с глинистыми породами наблюдаются текстуры продавливания.

Интервал 6024–6035 м (D_3f_1)

Пачка 2. Верх интервала. Темно-серые тонкослойчатые глинистые кальцилиты с прослоями калькаринитов алевроитовой размерности, содержащих обильную фауну беззачемковых брахиопод хорошей сохранности, образующих кучные скопления разрозненных створок. Здесь же в глинистых кальцилитовых присутствуют обломки размером до 3–4 см таких же брахиоподовых калькаринитов, попавших в осадок в полуконсолидированном состоянии в результате оползневых процессов. Местами видно, что отторжения и следы оползания приурочены к основанию наиболее глинистых прослоев. При этом видны следы эрозии подстилающих калькаринитов. Имеются следы биотурбации.

Пачка 1. Низ интервала. Породы аналогичны описанным в верхней части, однако здесь наблюдается оползневая природа и карбонатных прослоев с вихреобразной структурой расположения раковин беззачемковых брахиопод. Глинистые кальцилиты обладают тонкой слоистостью течений.

Интервал 6033–6035 м (шлам)

Переслаивание серых аргиллитов и серых глинистых кальцилитов.

Интервалы 6060–6070, 6070–6075 м (шлам)

Светлые почти белые тонкозернистые известняки и серые глинистые кальцилиты. Спорадически встречаются отпечатки беззачемковых брахиопод.

Интервал 6087–6096 м (D_1f_1)

Полностью доломитизированные биогенные и биокластные известняки типа ракушняка с последним расположением целых крупных разрознен-

ных раковин замковых брахиопод и их обломков, иногда одиночных кораллов. Остатки фауны представляют собой близкие к прижизненным, несколько перемешанные скопления. Матрикс (около 50%) представлен темно-серым тонкокристаллическим доломитом, пронизанным многочисленными карбонатными прожилками.

Породы интервала, вероятно, представляют собой образования верхней части склона биогерма или часть биогерма.

Интервал 6096–6100 м (шлам)

Серые аргиллиты и серые тонкозернистые известняки.

Интервал 6120–6125 м (шлам)

Серые кальцилиты слабоглинистые.

Фото 5, 6. Фации мелководных лагуны карбонатной платформы с застойными явлениями, пассивной гидродинамикой, карбонатной или карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D₁f₁). Доломитизированные известняки конгломератовидной текстуры, возникшей при оползании полуконсолидрованного осадка. Видны разрозненные створки раковин замковых брахиопод



Интервал 6135–6140 м (шлам)

Серые аргиллиты и серые тонкозернистые известняки.

Интервал 6142–6151 м (D₁f₁)

Осадочные карбонатные брекчии, состоящие из обломков пород, попавших в оползание в неполностью консолидированном состоянии. Матрикс брекчий – черный глинистый кальшилит с остатками мшанок, редкого мелкого детрита. Обломки имеют комковато-угловатую форму и размеры 3–5 см. Они представлены калькаренитами различной зернистости, преимущественно тонко- и среднезернистыми. Кроме того, наблюдаются текстуры отжима воды, выжимание глинистого материала между обломками. На поверхности зерна породы характеризуются некоторой мылкостью (возможно, содержат примесь пирокластиков). Осадки склона биогерма или илового холма.

Ниже два ящика (около 5 м) похожих пород, но без маркировки. Здесь породы конгломератовидные, комковатые, и содержат многочисленные обломки кораллов.

Интервал 6151–6156 м (шлам)

Серые кальцилиты и глинистые кальшилиты.

Интервал 6171–6179 м (шлам)

Серые шламовые известняки. В нерастворимом остатке присутствует глинистый материал и хорошо окатанный обломочный кварц алевритовой размерности.

Скважина Девонская-2

Интервал 5550–5578 м (шлам) (D₁f₁)

Серые до темно-серых тонкозернистые доломиты листоватого и массивного сложения.

Интервал 5580–5585 м (D₁fm)

Серые и темно-серые доломитизированные известняки конгломератовидной текстуры (фото 5). Нечетко оформленные округлой формы обломки и полностью обособленные комки, имеющие вид линз четковидного строения сложены серым и темно-серым зернистым доломитом (первоначаль-

но калькарениты). Матриком конгломератовидных карбонатных пород является черный битуминозный тонкозернистый доломит (первично кальцилютит). Доломиты содержат обломки отдельных створок замковых брахиопод размером до 3 см (фото 6). Осадок был слабо перемешан в не полностью консолидированном состоянии при оползании, вероятно, на относительно небольшое расстояние. Возможно, причиной оползания были землетрясения.

Интервал 5578–5625 м (шлам)

Серые доломитизированные известняки и светло-бурые пористые породы, похожие на мергели. На поверхностях напластования в них имеются обломочки листоватых доломитизированных известняков.

Интервал 5625–5680 м (шлам)

Серые криптозернистые доломиты и доломитизированные известняки листоватого сложения.

Интервал 5680–5690 м (D, fm)

Серые доломиты.

Интервал 5690–5760 м (шлам)

Серые до светло-серых известняки листоватого сложения, вероятно глинистые. По данным ООО «Астраханьгазпром», отмечается доломитизация.

Интервал 5750–5757 м (D, fm)

Кальцилютит-калькаренитовые породы. Первоначально черные битуминозные кальцилютиты, вероятно, слагали тонкие прослои (0,3–2 см) среди калькаренитов. Однако в настоящее время первичная текстура нарушена элизионными процессами. В результате кальцилютиты слагают причудливые слои, цементирующие полублошки калькаренитов, а также секущие альпинотипные жилы, мощность которых увеличивается вверх по разрезу (фото 7). Отжим иловых вод и газа, возможно, происходил под давлением нагрузки оползневых тел. Не исключено, что эта часть разреза служила исходным материалом для слоя I интервала 6083–6090 м. К кровле интервала породы приобретают конгломератовидную текстуру (кальцилютит цементирует калькаренит). При этом калькарениты к кровле становятся более мелкозернистыми.

Интервал 5760–5765 м (шлам)

Известняки светло-серые, серые до темно-серых, глинистые, криптозернистые. Преобладают глинистые слюдистые разности.

Интервал 5765–5800 м (шлам)

Известняки светло-серые, серые до темно-серых, глинистые, криптозернистые. Встречен мелкий раковинный детрит (остракоды). Породы производят впечатление более мелкозернистых по сравнению с развитыми ниже 6300 м.

Интервал 6058–6062 м (D₁f₂)

Грубозернистые (до 1–2 мм) полевошплаткварцевые и кварцевые гравелиты и песчаники с примесью гравия. Породы обладают однородной текстурой со слабыми следами расслоенности (изменяется количество глинистой составляющей от 25% до 5%). Лишь в кровле наблюдается примесь интракласт серых алевролитов размером до 1,5 см. Обломочный материал имеет различную окатанность. По генезису породы похожи на отложения зернового потока или высокоплотного турбидного потока с выталкиванием крупных интракласт



Фото 7. Фации мелкозернистых депрессий карбонатной платформы с активной гидродинамикой между карбонатными постройками, фации склонов карбонатных построек (скв. Девонская-2; D₁f₂, инт. 5750–5757 м). Кальцилютит-калькаренитовые известняки, нарушенные элизионными процессами отжима иловых вод неконсолидированных осадков под давлением нагрузкой

в кровлю потока при его турбулентном течении. Породы плохо сортированы.

Интервал 6083–6090 м (D₁f₁)

Пачка 3. Темно-серые, почти черные глинистые известняки с комковатой текстурой. Наблюдаются нечеткие округло-угловатые обломки гравийной размерности, погруженные в более глинистый матрикс.

Пачка 2. Темно-серые мелкокристаллические доломиты однородной текстуры, 10–15 см.

Пачка 1. Темно-серые и серые карбонатно-глинистые обломочные породы типа флюкостурбидитов. Наблюдается два ритма. В темно-серый алевритистый аргиллит или известковистый алевритистый аргиллит включены нечетко оформленные линзы и волнисто-изогнутые прослои 0,5–1,5 см, сложенные обломочным материалом карбонатного, в гораздо меньшей степени тефрогенного (полевошпатового) состава псаммитовой и псефитовой размерности, включая толстостенный раковинный детрит. Матрикс составляет не менее 50%. Большая часть карбонатного материала попала в осадок в неконсолидированном состоянии. Вверх по разрезу каждого ритма количество матрикса увеличивается,

а прослои и линзы крупнообломочного материала становятся тоньше и реже, а в верхней части отсутствуют вовсе. Матрикс углеродистый, слюдястый, с плавающими мелкими члениками криноидей. Матрикс, видимо, имеет бассейновое, относительно глубоководное происхождение. Обломочный материал явно более мелководный (светлая окраска, толстостенный детрит). В нижнем ритме нижняя грубообломочная часть с обломками до 0,5–2,5 см в длину составляет около 0,5 м.

Интервал 6177–6184 м (D₁f₁)

В кровле песчаники беструктурные, со следами оползания, включениями смятых в оползневые складки отторженцами песчаных известняков, попавших в осадок в полуконсолидированном состоянии (фото 8). Эта оползневая масса имеет мощность около 5 м. Ниже располагаются битуминозные алевритистые аргиллиты. Оползневая масса, видимо, фиксирует начало дифференциации бассейна.

Интервал 6197–6204 м (D₂e₁)

Серые битуминозные (водорослевая колуморфная органика) глинистые алевролиты и алевролиты тонкогоризонтально- и волнистослоистые. Текстуры характерны для отложений придонных течений. Некоторые пачки до 20 см полностью биотурбированы.

Интервал 6300–6324 м (шлам)

Серые до темно-серых слабоглинистые известняки, пятнистые (мелкопестычатая текстура) из-за течения неконсолидированного осадка или интенсивной биотурбации. В верхней части интервала известняки более глинистые. По описаниям ООО «Астраханьгазпром» – обломочные известняки. Калькарениты мелкозернистые. В обломках хопролиты, микритовые зерна, иногда зерна в оболочке, мелкий раковинный детрит, мелкие членики криноидей, редкие зерна глауконита. Цемент довольно обильный, базального и пленочного типов, карбонатный, более зернистый, чем в обломочных зернах. Глинистый калькаренит алевритовой размерности. В обильную углеродисто-глинистую массу включены обломочные зерна известняков и кальцита алевритовой размерности. В виде единичных зерен присутствует кварц.



Фото 8. Фации мелководных депрессий карбонатной платформы с активной гидродинамикой между карбонатными постройками, фации склонов карбонатных построек (скв. Девонская-2; D₁f₁, лит. 6177–6184 м). Оползневая масса песчаников с включениями интракласт песчаных известняков

Интервал 6325–6328,8 м (D, ef)

Темно-серые и зеленовато-серые глинистые алевролиты и алевролиты аргиллиты тонкослоистые, микрослоистые. На поверхностях напластования иногда наблюдаются обломки до 2–3 см растительного атритта, а также линзочки и прослои до 1–1,5 см песчаников среднезернистых или алевролитов зеленовато-серых однородной текстуры с довольно четкими нижним и верхним контактами. Породы похожи на осадки зерновых потоков. Иногда эти пласты имеют текстуры оплывания и оползания в полуконсолированном состоянии. При этом на их контакте меняется угол наклона слоистости, что позволяет говорить о том, что осадконакопление происходило на склоне депрессии. Погружение обломочного материала по сравнению с нижележащим интервалом позволяет говорить о начале регрессии. Местами наблюдается чередование 0,5–1-сантиметровых аргиллитов тонкогоризонтальнослоистых и песчаников типа спазматических зерновых потоков. Иногда такие пакки чередования имеют вид вогнутых вниз линз (русла течений, возможно, вниз по склону (фото 9). В верхней части интервала возрастает углеродистость аргиллитов, появляются линзочки пирита. Вероятно, это говорит о возобновлении обстановки застойного характера.

Интервалы 6328–6363, 6377–6384 м (шлам)

Темно-серые глинистые известняки (кальциолиты), известковистые аргиллиты, иногда мелкопятнистые, с примесью более глинистых и слюдяных разностей.

Интервал 6390–6437 м (шлам)

Темно-серые до черных глинистые известняки слабослюдяные, с редким растительным атриттом. По описаниям ООО «Астраханьгазпром», в кровле интервала (6390–6401 м) – аргиллиты темно-серые, алевролиты, участками тонкодисперсные, известковые, доломитистые, с включениями слюды и пирита, тонкослоистые с остатками фауны, с незначительными прослоями песчанника, светло-серого, кварцевого, мелко-среднезернистого, со слабой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала, с включениями глаукогонита.

Интервалы 6437–6450, 6450–6455 м (шлам)

Черные углеродистые известняки и глинистые известняки, криптозернистые. По описаниям

ООО «Астраханьгазпром» (по керну), темно-серый аргиллит и известковистый аргиллит. В нижней части пропласток 30-сантиметрового песчанника и 10-сантиметрового известняка. На уровне 6450 м встречена кремнисто-известковистая порода с зеленым оттенком каолинит-гидрослюдяного состава с мраморной текстурой.

Интервал 6536–6545 м (D, ef)

Однородные черные аргиллиты. Среди них редкие пакеты 7–10-сантиметровых зеленовато-серых линзовидно-косослоистых (тонкослоистых) алевролитов аргиллитов, представляющих собой осадки течений. Вблизи основания интервала встречен пласт массивного разнородного, преимущественно среднезернистого песчанника (5–6 см) с присыпками мелкого раковинного детрита на поверхностях наложения (предположительно зерновой поток).

Аргиллиты, по данным ВНИИГАЗ, насыщены фрагментами обугленных стволов растений.



Фото 9. Фации углубленного шельфа островной дуги с терригино-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D, ef, нит. 6325–6328,8 м). Аргиллиты с линзой песчанников, представляющих собой фацию русла подводного спазматического потока

На глубине 6542,8–6542,7 м, по данным ВНИИГАЗ, наблюдаются брахиоподы *Desquamata (Seratrypa) cf. kokvensis* Khod., *Spinatrypa (Spinatrypa) ex gr. spinaeformis* Khod., а на глубине 6540 м – *Atrypa sp.*

На глубине 6543,5 м в темно-сером аргиллите, по данным ВНИИГАЗ микрофоссилии и беззамковые брахиоподы *Lingula bicarinata* Kut. и замковые брахиоподы *Notanoplia philippovae* (Ljash), *Spinatrypa (Spinatrypa) ex gr. bifidaeformis* Tschern., *Ilmeia ex gr. hians* Buch. Брахиоподовый комплекс позволяет относить вмещающие отложения к черновоярскому горизонту верхнеэйфельского подъяруса.

Интервал 6545–6563 м (D, ef)

В нижней части преобладают микрослоистые известково-глинистые, иногда алевролитистые породы. Спорадически отмечаются прослой турбидитов с градационной сортировкой материала. Однако здесь появляются прослой в 10–20 см пелитоморфных известняков однородной структуры с остатками раковинного и растительного детрита. Возможно, это дистальные части оползневых накоплений.



Фото 10. Фашия углубленного шельфа островной дуги с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D,ef, инт. 6545–6563 м). Прослой хлоритизированных туфов среди микрослоистых известково-глинистых пород



Фото 11. Фашия углубленного шельфа с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D,ef, инт. 6545–6563 м). Прослой вулканомиктового песчаника среди черных аргиллитов

Имеются единичные 1–3-миллиметровые прослой пепловых туфов (фото 10). Проявлены оползневые явления в полуконсолидированных осадках (имеются переходы от слабооформленных нарушений и обломков к микросбросам). Цемент – углеродистый аргиллит. Выше толща становится более однородной со слабо выраженной слоистостью. Преобладают однородные или неясномикрослоистые углеродистые аргиллиты. Преобладало осаднение через толщу воды тонкой взвеси. Слоистость неясная и обусловлена постепенными изменениями количества алевроитовой примеси или изменением количества углеродистого вещества. Развиты текстуры биотурбации в виде ходов мелких илослов и следов ползания. Ископаемая фауна угнетенная. Бассейн характеризовался застойными условиями и пассивной гидродинамикой. Имеются следы ранних диагенетических стужений. Вверху интервала среди черных аргиллитов прослой вулканомиктового песчаника в 1,5 см с четкой градационной сортировкой материала (фото 11). Кровля интервала – черные однородные аргиллиты.

Шлиф 1519/1 (ВНИИГАЗ) в 3,3 м от низа интервала – гравелит средне-крупнозернистый петрокластический, сформированный за счет размыва андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов.

Структура псефитовая, участками псефопсаммитовая. Состав из угловатых, полукруглых обломков размером 0,3–7,8 мм и более мелких, неправильной формы. Главными компонентами являются пушистые витрофировые базальтовые порфириты, афириовые базальты с глацилитовой структурой основной массы, андезитово-базальтовые порфириты. Встречаются обломки тонко- и мелкокристаллических известняков, спекшихся туфов, кварца, полевых шпатов и раскристаллизованного стекла. Цемент базальный, неравномерный, сложенный средне-крупнокристаллическим кальцитом и ангидритом (5%).

По данным ВНИИГАЗ, в алевропелитах встречаются многочисленные мелкие обрывки растительных тканей, физионизированных, бесструктурных. Органические остатки: радиолярии, спикулы губок, фрагменты брахиопод, остракод, криноидей, офиур, калиптоматил и кониконхий, дакриоканариды *Nowakia cf. karpinskii* G. Ljash., *Variatella sp.*, *Styliolina uralica* G. Ljash., тентакулиты *Homotechia sp.* Обнаружены брахиоподы *Fogosinoechia (?) perpolita vagranensis* (Khod.), распространенные в верхнем эмсе-эйфел.

Интервал 6570–6577 м (шлам) (D₂ef)

Пачка мелкокристаллических известково-терригенных пород (кальцилитит-глинисто-алеверитовые) с текстурами отложений течений. В обломочной фракции присутствует калиевый полевой шпат. Мелкокристаллическая горизонтальная, линзовидная, мелкая, косая, рациональноправильная. Имеются мелкие линзочки более грубого материала, фиксирующего струи течений, редкие прослои в 2–5 см аэрогенных (внутрибассейновых) турбидитов с резким нижним контактом, представленные тонкокристаллическими кальциаренитами с традиционной сортировкой обломочного материала и эрозийным контактом в основании. Спорадически встречаются прослои, выделяющиеся зеленой окраской и представляющие собой пепловые туфы псаммититовой размерности. Спорадически встречаются пачки до 5 см биотурбированных осадков, фиксирующие периоды замедления и конседиментационного неотложения осадков. Осадки в целом можно рассматривать как фацию подножья склона, отложенные контурными течениями. При этом обломочный материал – глинистый, карбонатный, углистый агриг – принесены с

мелководья. Иногда наблюдаются скопления карбоната, похожие на постседиментационные стяжения.

Интервал 6619–6627 м (шлам) (D₁e)

Однородные пелиломорфные известняки с редкими остатками мелких криноидей и мелких тонкостенных раковин. Глубина образования ниже базиса волн. Затопленные условия.

Конodontы (определения В.А. Аристова): образцы – 6619 м: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) – D.p.-e.

По данным ВНИИГАЗ, встречены кониконхий (крикоканариды), среди которых преобладают дакриоканариды – *Styliolina ex gr. nucleata* Kapr., тентакулиты (*Tentaculites cf. gyrocantus* (Eaton), *T. aff. tronjkoii* (G. Ljash)), единичные гастроподы *Anematina sp.*, фрагменты мшанок, криноидей, иглы морских ежей и остракоды, зеленые сифонокладные водоросли *Globosiphonia aff. aculeata* Shuysky, зеленые известковые водоросли *Lonicula ex gr. alta* Masl., *Culmiella cf. ovale* Shuysky. Этот комплекс позволяет говорить об эмском возрасте вмещающих отложений (аналог эльфовского яруса Баррандиена).

Интервалы 6635–6650, 6650–6654 м (шлам)

Светло-серые и темно-серые известняки и глинистые известняки типа кальцилитов или шламовых. В верхней части интервала появляется примесь темно-серых известковистых аргиллитов, в нижней части – слюдястых алевролитов.

Интервалы 6654–6712, 6712–6715 м (шлам) (D₁)

Серые тонкозернистые кальцилиты с маломощными прослоями черных слабобазальтов аргиллитов. Вверх по интервалу количество аргиллитов сначала сокращается, затем увеличивается. Редкие остатки растительного детрита. Интервал 6699–6712 (шлам) – единичный конодонтовый элемент (определения В.А. Аристова) – «*Ozarkadina denckmanni* Ziegler – D₁».

Интервал 6715–6768 м (шлам)

Пачка преобладающая темно-серых алевритистых аргиллитов и глинистых алевролитов. Породы близки описанным в нижележащих интервалах, однако среди них появляются известковистые разновидности с текстурами мелкообломочных брекчий

взламывания, приуроченные к поверхностям напластования, фиксирующим высыхание или оползание. Некоторые обломочки попали в осадок в полужокоидированном состоянии. Не исключены процессы биотурбации. В виде небольшой примеси присутствуют зеленовато-серые мелкозернистые кварцевые песчаники с обильным глинистым цементом, иногда слабоизвестковистые.

Интервал 6768–6884 м (шлам)

Серые, светло-зеленые мелкозернистые кварцевые песчаники, черные глинистые алевролиты и аргиллиты. Соотношение глинистых и песчаных пород около 50%. В верхах интервала среди песчаников появляются темно-серые разности.

Интервал 6884–6905 м (шлам)

Кварцевые песчаники и черные глинистые алевролиты и аргиллиты. Песчаных и глинистых пород примерно поровну. Песчаники разнозернистые, отдельные зерна до 1 мм.

Интервал 6905–6947 (шлам)

Кварцевые песчаники и черные глинистые алевролиты и аргиллиты. Песчаники мелко-среднезернистые.

Интервал 6947–6970 м (шлам)

Песчаники и черные глинистые алевролиты и аргиллиты. Песчаники преимущественно среднезернистые. В верхней части иногда присутствует хорошо окатанный гравий размером до 0,4 см. В нижней и верхней частях интервала песчаных и глинистых пород примерно поровну. В средней части глинистые породы преобладают.

Интервал 6970–6973 м (шлам)

Кварцевые песчаники с подчиненным количеством кварцевых глинистых алевролитов, иногда битуминозных.

Интервал 6973–6988 м (шлам)

Щебень кварцевых крупно-среднезернистых песчаников, содержащих отдельные листочки мусковита. Отдельные зерна в песчаниках достигают размера 1 мм. 20–30% щебня представлено черными глинистыми алевролитами и аргиллитами.

Интервал 6988–6992 м (шлам)

Мелкий щебень черных и темно-серых глинистых алевролитов, светло-серых кварцевых песчаников. Песчаники разнозернистые, преимущественно крупно-среднезернистые. Кроме того, встречено несколько обломков осадочных брекчий. Основная масса брекчий представлена разнозернистым рыхлым кварцевым песчанником с железистым цементом. В основную массу включен щебень (до 1 см) серых хрэмней.

Интервал 6988–6999 м (шлам)

Мелкий щебень черных и темно-серых аргиллитов и глинистых алевролитов, углеродистых, слабослюдистых (преобладают). В виде примеси встречены кварцевые сливные песчаники, светло-серые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые, иногда с включениями темного цвета минерала (деградированный биотит). Имеются небольшие обломочки галек и мелкая хорошо окатанная галька серых хрэмней пород. Среди них наблюдаются прослои туфопелитов, тефроидов, туффитов алевролитовой размерности, частично карбонатизированных. Некоторые разности (туффиты) обладают тонкой горизонтальной и лиловоливной слоистостью течений. Слоистость обусловлена изменением зернистости. Однако и в тонкозернистых разностях иногда присутствуют включения отдельных фенокристаллов кварца или полевого шпата. В крипозернистой массе включения рогульчатых и остроугольных обломков кварца, полевых шпатов, иногда фенокристаллов полевых шпатов песчаной размерности (пятиуголкиз и калиевый полевой шпат), а также более крупных фрагментов ожелезненного, иногда слабо раскристаллизованного стекла и основной массы кислых вулканитов. В виде единичных зерен крупнопесчаной размерности присутствует резургентный или осадочный материал – кварцитоидные песчаники и известняки.

Песчаники мономиктовые, кварцевые, слабослюдистые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые. Мелкие зерна располагаются между более крупными. Широко распространены инвариационные структуры, поэтому трудно судить о степени окатанности обломочного материала. Единичные зерна кварцитов. Цемент порового типа, гидрослюдистый.

Интервал 6999–7001 м (шлам)

Мелкая щебенка кварцевых разнозернистых песчаников. Песчаники светло-серые, разнозернистые. Зерна шлифованные, от гравийных до среднезернистых. Присутствует также мелкая, до 1 см, плоская, хорошо окатанная галька кремнистых пород. В виде небольшой примеси присутствуют черные алеволиты, слабоизвестковые. Около некоторых зерен кварца видны остатки основной массы вулканитов кислого состава.

Интервал 7001–7003 м (D₁)

Светло-серые олигомиктовые кварцевые песчаники (фото 12), крупно- и среднезернистые, разнозернистые, а также пудинговые, гравелистые, скелетного типа, с отдельными чешуйками мусковита, сливные, крепкие. Обломочный кварц прозрачный и полупрозрачный. Зерна имеют среднюю и хорошую степень окатанности. Кроме кварца в виде единичных обломков встречаются вулканиты кислого состава, кварциты, гематитизированные туфы или туффиты среднего состава, серицитовые сланцы, иногда алевритистые. Цемент регенерационный, кварцевый, пленочного и порового типов. Иногда обломки деградированных серицитовых сланцев играют роль цемента.

Скважина Девонская-3

Интервал 4733–4738 м (C₁, y)

Однообразная толща черных известняков. Известняки микрогоризонтальнослоистые, тонкозернистые, типа кальцилитов или мадстоунов. Остатков фауны не видно. Изредка встречаются врезанные мелкие вогнутые линзы (5×1 см), выполненные более зернистым карбонатом с остатками раковинного детрита. Редкие мелкие желвачки черных кремней или фосфатного вещества (?). Известняки характеризуют затишные условия и медленные течения.

Интервал 4843–4850 м (D₁, o)

Темно-серые однородные мелкозернистые известняки типа мадстоун. Вверху интервала пачка тонкоплитчатых правильно-волнистослоистых разновидностей. В одном прослое мощностью около 10 см

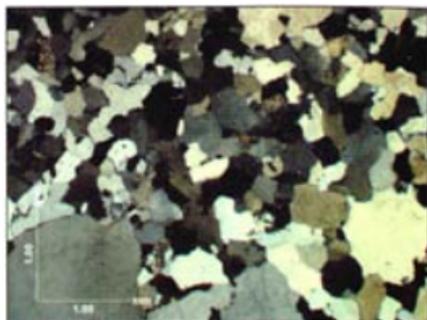


Фото 12. Фации мелководного шельфа островной дуги с терригенной седиментацией (скв. Девонская-2; D₁). Кварцевые песчаники с регенерационным кварцевым цементом

наблюдается скопление мелких жезолок халцедона, похожих на минерализацию пузырьков газа.

Интервал 4909–4916 м (C₁, o)

Однообразные тонкокристаллические известняки типа тонкозернистых калькаренитов и кальцилитов тонкослоистой текстуры. На поверхности напластования иногда наблюдаются скопления мелкого отмытого детрита криноидей. Среди известняков спорадически встречаются прослой (0,5–1,5 см) и небольшие вогнутые вниз линзочки типа небольших подводных русел, выполненные зернистым органогенно-обломочным калькаренитом, похожим на отложения зернового потока. В наиболее мощном прослое наблюдается прерывистая слоистость с нечетко оформленными линзочками крупнозернистого калькаренита. Эти отложения похожи на флукустурбидиты. К ним приурочены остатки фауны, иногда крупные, до 4 см, обломки кораллов, раковины брахиопод. Обстановка осадконакопления довольно глубоководная, похожая на подножье уступа, на поднятом крыле которого располагался биогерм или риф.

Интервал 5002–5008,5 м (C₁, o)

Темно-серые органогенно-обломочные алевритовые пакстоуны с обильным шламовым матриксом и включениями мелкого детрита. Есть постепенные переходы к пакстоунам с текстурами и элементами

тектур оползания и перемешивания неконсолидированных осадков. Встречен горизонт мощностью 4 см карбонатных турбидитов, представленных среднезернистым калькаренимом и образующих четкий врез во вмещающие породы. Отмечаются одиночные ходы илоседных организмов.

Интервал 5214–5221 м (D, fm)

Темно-серые биотурбированные кальциолиты и калькаренимы деляритовой размерности. Отдельные прослои, 1–2 см, органогенно-обломочных калькаренимов имеют нечеткие контакты. Встречаются одиночные упавшие кораллы (в прослои, обогащенные упавшими кораллами (штормовые накопления)). Некоторые разности имеют брекчиевидную текстуру, похожую на образовавшуюся в результате воздействия элизионного процесса или под влиянием оползневых процессов неконсолидированных и полуконсолидированных осадков. Присутствуют стилолитовые швы.

Интервал 5280–5287 м (D, fm)

В кровле интервала 15–20 см тонкослоистые серые калькаренимы, переходящие в кальциолиты. Ниже известняки, серые, комковатые, переходящие в конгломератовидные. Их текстура является результатом оползания в полуконсолидированном состоянии тонкослоистых известняков. В результате каждый комок-обломок мелкозернистого известняка обволакивается более темной кальциолитовой, возможно, с примесью глинистого материала разностью. Встречаются редкие следы биотурбации и редкие остатки раковинного детрита (0,5 см). Для пород в целом характерны многочисленные стилолитовые швы. В основании интервала развиты буровато-серые известняки с сильным запахом сероводорода, неравнозернистые, преимущественно среднезернистые, со следами биотурбации и редким раковинным детритом. Среди известняков встречаются пропластки неравноволокнистых разностей, похожих на образвавшиеся в периоды подводных размывов и неотложения осадков.

Интервал 5287–5294 м (D, fm)

Верхняя половина интервала сложена темно-серыми мелко- и тонкозернистыми известняками. Породы обладают конгломератовидной текстурой

оползания полуконсолидированного осадка (около 30 40°), аналогичной описанной в вышележащем интервале. Характерны также многочисленные стилолитовые швы.

Нижняя половина интервала образована известняками, более крупнозернистыми (средне- и мелкозернистыми), более светлыми, буровато-серыми, также обладающими комковатой и конгломератовидной текстурой оползания. Среди них встречен обломок колониального коралла (табулаты) диаметром 5–6 см, а также обломки отдельных раковин.

Интервал 5440–5447 м (D, fm)

Пачка 1. Калькаренимы средне- и крупнозернистые, псевдослоистые, линзовидно- и горизонтальноволокнистослоистые (слоистость течений). Калькаренимы содержат остатки мелких члеников криноидей, раковинного детрита, возможно, примесь терригенного материала. Для пород характерны стилолитовые швы, к неровным поверхностям которых приурочены скопления битума.

Пачка 2. Светло-бежевые мелкозернистые известняки нечеткого мелкоконгломератовидного и комковатого сложения с многочисленными стилолитовыми швами. Породы слабо ангидритизированы. Выделения ангидрита округлой и цилиндрической формы, располагаются цепочками, вытянутыми перпендикулярно напластованию.

Пачка 3. Калькаренимы средне- и крупнозернистые, аналогичные пачке 1.

Пачка 4. Светло-бежевые мелкозернистые известняки, аналогичные описанным в пачке 2.

Интервал 5447–5454 м (D, fm)

В кровле интервала 15 см вскрыты тонкослоистые, слабокослоистые калькаренимы, похожие на осадки сильных течений. Ниже:

Пачка 1. Пахучие светло-серые, светло-бурые известняки, тонкозернистые, одоролного сложения, обладающие нечеткой конгломератовидной текстурой. В основании слоя они приобретают органогенную текстуру с округлыми и дугообразными образованиями, похожими на водоросли.

Пачка 2. Серые тонкослоистые мелкозернистые калькаренимы, обладающие вторичной брекчиевидной текстурой. «Обломки» цементируются кальцитом в виде кристификационных хаемов, образованных шестоватым кальцитом.

Пачка 3. Калькарситы мелкозернистые и разномерные, светло-серые, однородной текстуры. Содержат отдельные нечеткие прослои, обогащенные раковинным детритом крупнопесчаной размерности (штормовые накопления). Редкие нечеткие стилолитовые швы.

Интервал 5570–5575 м (D_3 fm)

Темно-серые среднезернистые калькарситы, обладающие нечеткой четковидной слоистостью, переходящей в конгломератовидную. Среди них встречены остатки крупных гастропод, водорослевая калиптра, мелкий раковинный детрит. Породы, видимо, довольно мелководные или перемещены путем оползания с мелководья.

Интервал 5637–5643 м (D_3 fm)

Пахучие темно-серые доломиты, средне- и мелкокристаллические, неяснослоистые. Содержат остатки перекристаллизованного крупного раковинного детрита. Породы пронизаны прожилками и обладают мелкой кавернозностью. В пустотах иногда наблюдаются выделения кристаллической серы.

Интервал 5994–6001 м (D_3 f₂)

Кавернозные доломиты.

Интервал 6051–6057 м (D_3 f₁)

Светло-серые, буроватые кристаллические доломиты, мелкокавернозные, образованные по органогенно-обломочным мелко-крупнозернистым калькаренитам. Текстура неправильно-горизонтально- и линзовидно-слоистая, со следами оползания. Слоистость обусловлена изменениями зернистости и цвета (мелкозернистые разности более темные).

Интервал 6103–6109 м (D_2 ef)

Темно-серые кальцилиты, слюдистые, микрогоризонтальнослоистые, с линзочками и прослойками, обогащенными пиритом, возможно, развивающимся по пирокласто содержащим породам. Один обломок размером до 2,5 см рваных очертаний похож на фрагмент вулканического стекла, также пиритизированного. В середине интервала встречен один прослой мощностью в несколько сантиметров, переполненный раковинным детритом (горизонт конденсации?), в том числе с обломком *Orthoceras*. Интервал представлен осад-

ками придонных течений, в зоне, ниже базиса волн. Вероятно, этому интервалу соответствовали более глубоководные условия по сравнению с нижележащим интервалом (новый импульс трансгрессии?). Кроме того, для этого интервала характерны раннедиагенетические карбонатные конкреции, раздвигающие слоистость.

Интервал 6126–6133 м (D_2 ef)

В основании развиты калькарениты мелко-алеаритовой размерности и кальцилиты, микрогоризонтальнослоистые, с постепенными переходами от калькаренитов к кальцилитам, без четких межслоевых швов. В калькаренитах взвешены мелкие тонкостенные разрозненные раковины и детрит, часто обильные, расположенные послойно. Некоторые из этих пород интенсивно биотурбированы. Кроме того, спорадически встречаются более четко обособленные прослои грубозернистых, средне-мелкозернистых калькаренитов содержащих обильные обломки как тонкостенных, так и более толстостенных раковин, а также целые раковины размером до 4 см. Некоторые разности близки ракушняку. Эти слои, возможно, результат штормового привноса. В целом, породы этого интервала производят впечатление более мелководных по сравнению с нижележащими. В верхней части интервала наблюдаются округлые и пластинчатые диагенетические стяжения карбонатного вещества, раздвигающие слоистость.

По данным В.А. Аристова, образец 6130 м содержит елиничные остракоды, а также конодонты: *Panderodus unicosatus* (Br. et Mehl) – таксон с длительным возрастным диапазоном – O_2 – D_2 ef. Возраст образца, по-видимому, D_1 – D_2 ef.

Интервал 6133–6140 м (D_2 ef)

Пачка 4. Калькарениты мелкоалеаритовой размерности и кальцилиты, тонкостенные, волнистослоистые (1–2, редко 3 мм), с обильными выделениями пирита, приуроченными преимущественно к калькаренитовым прослоям. Кроме того, в кровле интервала имеется прослой в 7 см углеродистых кальцилитов с округлыми образованиями размером 0,5–1 см, выполненными тонкозернистым пиритом, фиксирующим, вероятно, выделения пузырьков газа, поднимающихся вверх вертикальными струями. В целом пачка 4 более углеродистая и



Фото 13. Фация мелководного шельфа островной дуги с карбонатно-обломочной седиментацией (скв. Девонская-3; D-D₂ef, инт. 6133–6140 м). Обильные последние скопления раковин и детрита среди мелкозернистых калькаренитов

глинистая, чем пачка 3, и, видимо, характеризует этап более конденсированного осадконакопления.

Пачка 3. Калькарениты алевритовой размерности начинают преобладать, общая глинистость пород уменьшается. Слоистость становится более грубой (до 0,5 см, чаще 2–3 мм), более прерывистой, часто пологоволнистой. Причиной является увеличение гидродинамической активности. Возможно, калькарениты фиксируют или начало регрессии, или (и) дифференциацию бассейна, начало роста внутривосстановительных карбонатных поднятий. В 1 м от верха пачки встречен горизонт в 3 см с обильными остатками разрозненных раковин, реже детрита брахиопод размером 1–2 см, толщиной 1 мм. Раковины ориентированы по напластованию (фото 13). Мощность: 2 м. Видимо, этот слой фиксирует этап замедленного осадконакопления или не отложения осадков.

Пачка 2. Выше с постепенным переходом от пачки 1 появляются тонкие прослои (2–3 мм) калькарени-

нитов алевритовой размерности с признаками градиционной сортировки материала. Мощность: 2 м.

Пачка 1. В основании интервала развиты черные углеродистые глинистые кальцилиты, отличающиеся неясной микрогоризонтальной слоистостью. Видимо, это тиховодные осадки и отложения слабых придонных течений. Мощность: 2 м.

Интервалы 6258–6264, 6250–6289 м (D₂ef)

Пачка 2. Верхняя часть интервала сложена породами, аналогичными описанным в нижней части, но отличающимися более грубой слоистостью, увеличением мощности карбонатных и глинистых слоев до 5–10 см. Спорадически встречаются единичные прослои в 1,5–2 см карбонатных турбидитов, отличающиеся градиционной сортировкой материала от среднезернистого калькарениста до кальцилитов. Иногда встречаются вогнутые вниз небольшие линзочки калькаренистов с мелким раковинным детритом. Чередуются пачки преобладания глинистых и карбонатных пород. В целом можно выделить три цикла. Постседиментационные преобразования проявлены в виде некоторой узловатости, неровности, волнистости контактов карбонатных прослоев. Для интервала в целом характерны редкие и мелкие зеркала скольжения, секущие керн (75–80°), а также субпараллельные напластованию. На поверхности зеркал имеются новообразования глинистого минерала. Переслаивание 1–2–3 сантиметровых пакетов углеродистых (битуминозных) микро-тонкогоризонтальнослоистых глинистых алевритов и аргиллитов с разностями, в той или иной мере обогащенными карбонатом (глинистыми кальцилититами, кальцилититами), также отличающимися микрогоризонтальной слоистостью (циклиты). Переход между разностями постепенный. Преобладают глинистые разности пород.

Пачка 1. В нижней части интервала наблюдаются черные аргиллиты. Видимо, преобладают отложения медленных придонных течений. В породах встречается тонкостенный ракушняковый детрит. При этом происходили процессы периодического привноса, скорее всего, из разных источников то глинистого, то карбонатного материалов и частичное их перемешивание в результате переотложения течениями. Все породы (циклиты) изменены эпигенетическими процессами: наблюдается миграция



Фото 14. Фации углубленного шельфа островной дуги с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-3; D₁ef-D₂, инт. 6258–6264 м). Эпигенетические карбонатные с пиритом конкреции среди микрослоистых аргиллитов и карбонатно-глинистых пород

карбоната и формирование стяжений узлово-пластообразной формы, лишь частично секущих слоистость, или округлых, секущих слоистость (фото 14). К стяжениям обоих типов приурочены скопления пирита, часто образующие каемки, а также выделения более мягкого, чем карбонат, минерала (глинистого?). Спорадически встречаются прослойки толщиной 1–1,5 см калькаренитов, переходящих в кальцилитит. Эти породы похожи на дистальные, возможно, эдафогенные турбидиты (резкий нижний контакт, градационная сортировка материала). Мощность: 3м.

По данным В.А. Аристова, в нерастворимом остатке – образец 6261 м – присутствует тончайший обломочный кварц и органические остатки: детрит беззамковых брахиопод, конодонты: *Dvorakia sp.* – D₁–D₂ef.

Интервал 6250–6289 м (шлам)

По данным ООО «Астраханьгазпром», породы аналогичны описанным по керну в интервале 6258–6264 м.

Научное издание

Антипов Михаил Петрович
Волож Юрий Абрамович
Дмитриевский Анатолий Николаевич
Хераскова Татьяна Николаевна
Парасына Виктор Сазолович
Токман Александр Константинович
Тинакин Олег Владимирович
Ильин Алексей Филиппович
Бродский Антоний Яковлевич
Глоговский Владимир Маркович
Свижников Роман Борисович

**АСТРАХАНСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ МАССИВ:
Строение и нефтегазоносность**

«НАУЧНЫЙ МИР»

Тел./факс (007) (495) 291-2847

E-mail: nauka@bestan.ru Internet <http://bookish-irng.ru>

Подписано к печати 27.05.08

Формат 84x108/16. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. 14 печ. л.
Тираж 500. Заказ 53

Отпечатано в типографии ООО «Гардел-Принт»,
Москва, 5-я Кабельная, 26