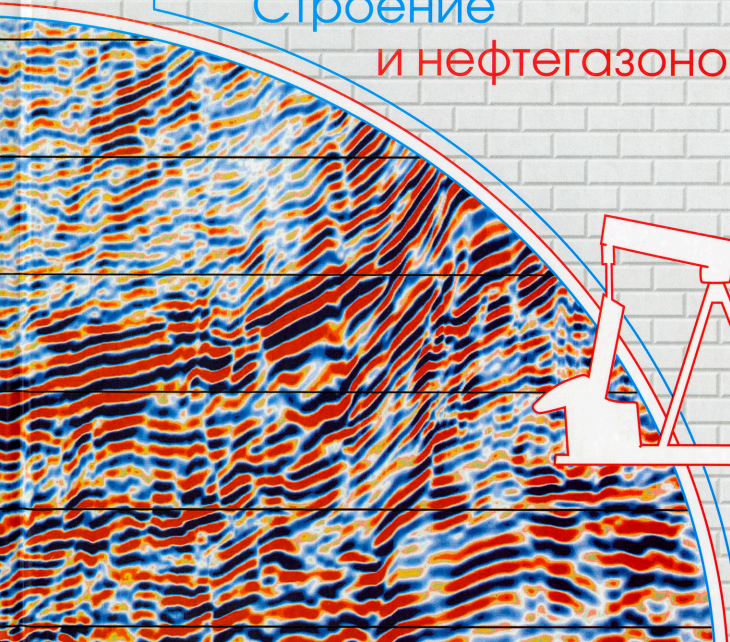
Астраханский карбонатный массив

Строение и нефтегазоносность





НАУЧНЫЙ МИР

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

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)
ББК 26.343.1
А91

ISBN 978-5-91522-015-6

Астраханский карбонатный массив: Строение 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 о строении 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 живетских отложений, связанный с крупной структурной перестройкой. В строении нижне-среднедевонского подкомплекса выделено три толщи: а) нижняя, терригенно-вулканогенная, прибрежно-морская; б) средняя, глинисто-карбонатная, относительно глубоководная; и в) верхняя, мелководная песчано-глинистая с прослоями туфогенных пород. С учетом выявленных особенностей внутреннего строения девонско-башкирского карбонатного массива разработана новая модель подсолевого резервуара Астраханского свода. Дана количественная оценка ресурсного потенциала Астраханского свода и разработана поисковая концепция 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.Н., 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., Parasyna V.S. M.: Scientific World. 2008. – 221 c.

The monograph compiles geological, lithological, stratigraphical, and geophysical data on the Astrakhan carbonate massive and its frame. The Astrakhan carbonate massive represents an intrabasinal 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 terrigeneous 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., Brodsky A.Ya., Volozh Yu.A., Dmitrievskij A.N., Kheraskova T.N., Parasyna 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 «Геотехсистем», 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 исследования **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. Сейсмостратиграфия плитного комплекса Астраханского свода 98

Глава III.4. Стратиграфическое расчленение и литолого-фациальная 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 нефтегазопоисковых 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 «Геотехсистем» 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, подсолевых 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 нефтегазоносности района авторы осуществили:

– переинтерпретацию материалов КМПВ и данных гравимагнитных съемок с охватом смежных территорий, а также анализ данных, полученных другими организациями;

– повторное изучение керна и шлама изо 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 внутрибассейновую карбонатную платформу и тем самым, как указывают авторы, «многолетнюю дискуссию о природе массива можно считать завершенной». Заложение платформы относится к началу девона и маркировано формированием на вулканическом поднятии 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.

Впервые раскрыто очень сложное внутреннее фациальное строение Астраханского карбонатного массива, состоящего из многочисленных биогермов с их обломочными шлейфами, разделенных более глубоководными проливами и депрессиями и диктующих распределение наиболее продуктивных в нефтегазоносном отношении фаций. По-видимому, полным современным фациальным аналогом этой платформы может служить Багамская банка в западной части Атлантики. Также впервые установлен длительный предсемилукский перерыв в осадконакоплении, ознаменованный глубоким размывом 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 подсолевого резервуара Астраханского карбонатного массива. По их представлениям, в нем присутствуют две повсеместно выдержанные покрышки, одна из которых надрегиональная, связанная с глинами и ангидритами филипповского горизонта кунгурского яруса перми, а вторая, зональная, образована доманиковой 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 покрышка 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 покрышек: 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-бассейновое моделирование с использованием параметров новой модели позволило рассчитать ресурсный потенциал Астраханского карбонатного массива по категории $Д_2$ 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 отложения нижнего (эмский ярус) и верхнего (саргаевский горизонт) девона под семилукской покрышкой, 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 предполагаемые объекты выделены на картах и предложена методика осуществления сейсмических работ для их детального изучения. Возможно, наиболее привлекательным объектом на левобережье Астраханского свода (невзирая на определенные трудности в его изучении) является Елсновско-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 континентальным склонам 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 перерыва 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 Ерусланская-5 в отложениях нижней перми северного борта Прикаспийской впадины.

Несомненным достоинством монографии является то, что авторы рассматривают 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 гравимагнитными 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 Тутаракчанского 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 особенности геологической истории и геодинамического режима всей южной части Восточно-Европейской платформы. Этот вулканизм внутриплитного характера, впервые датированный авторами монографии на Астраханском своде, очевидно, сопровождал заложение Донбасс-Гуаркырской 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.Н. Дмитриевский

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

Введение

«В прошлом мы думали, что гоняемся за нефтью, тогда как теперь ясно, что мы гоняемся только за идеями. Никакой технический прогресс не будет достаточно успешным без постоянных размышлений. Необходимо постоянно подвергать сомнению устоявшиеся представления и искать новые пути, постоянно следить за новым 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 Жамбайский, Кашаганский, Каратонский, Тенгизский и Южный карбонатные массивы. Эта, протянувшиеся более чем на 600 км, барьерно-рифовая система девонско-башкирского возраста обрамляла с севера Донбасс-Туаркырский бассейн окраинного моря, отделяя его от глубоководной котловины внутриконтинентального 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 $А+Б+С_1$=3,5 млрд. т. условного топлива и по категории $С_{2-3}$=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.

Наблюдаемая 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-

фтегазонакопления) для расположенной южнее обширной области питания – Донбасс-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 подобное 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.

Общеизвестно, что в каждом отдельном бассейне эффективность поисковых работ со временем уменьшается. Эта закономерность нарушается только в том случае, если удается 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 скважиной тяжелой 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, заложенная 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 полевых 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 (сейсмостратиграфия, сиквентная стратиграфия, основанная на достижениях сейсмостратиграфии) 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 нефтепоисковых работ на Астраханском своде 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, ВНИИгаза, ГИН РАН, НВНИИГГ и включает следующие виды исследований:

- повторную интерпретацию материалов КМПВ в объеме 2000 пог. км и данных гравимагнитных съемок среднего масштаба с охватом смежных с Астраханским сводом территорий Сарпинского прогиба, кряжа Карпинского и Гурьевского свода;
- повторное изучение керна и шлама из скв. 1-Табаковская, 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 миграции 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

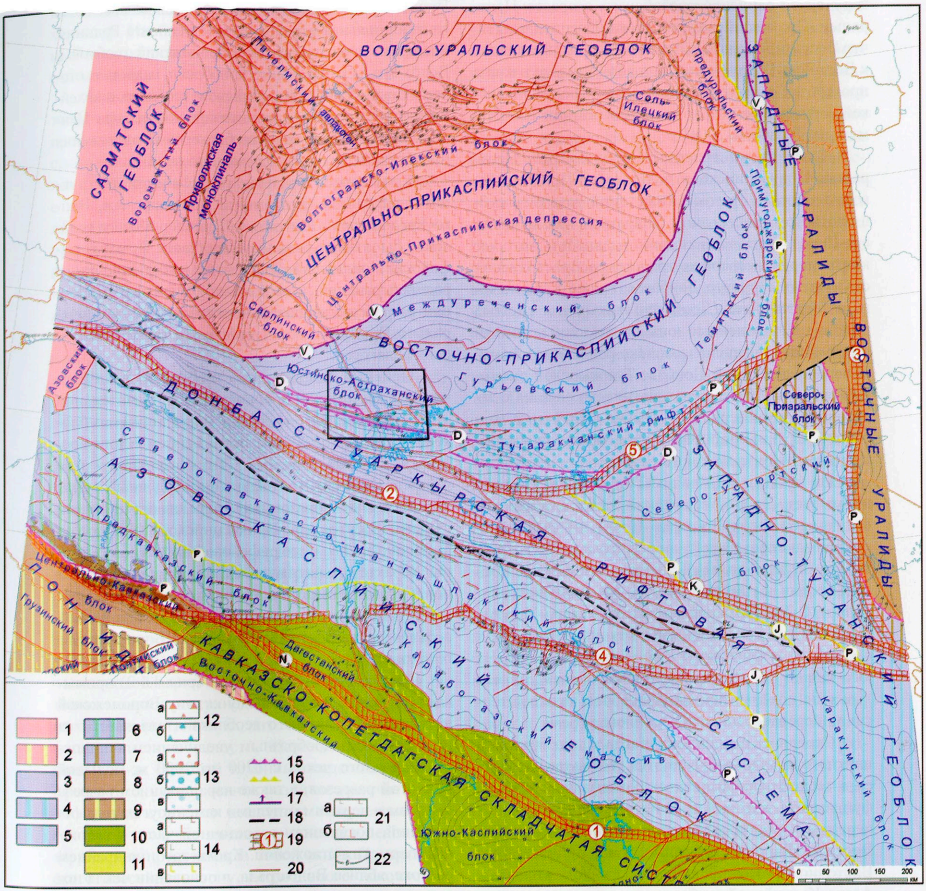
Астраханский свод расположен в южной части рифейско-кайнозойской Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы, в зоне ее сочленения с мезозойско-кайнозойской Скифско-Туранской плитой эпигерцинской Евразийской платформы и Донбасс-Туаркырской среднепалеозойской рифтовой системой (рис. I.1.1).

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*** [Shchipansky, Bogdanova, 1996] – ***Воронежский блок (Воронежская антеклиза), и Волго-Уральский геоблок***, разделенные узким ***Торопец-Сердобским блоком,*** погребенным под рифейским Пачелмским авлакогеном 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 утоненной континентальной корой, или корой переходного типа, в основании которой залегает линза предположительно эклогитового 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 примыкает ***Восточно-Прикаспийский геоблок***, имеющий существенно более молодой возраст фундамента, который сложен покровно-складчаты-

Рис. I.1.1. Структурно-тектоническая карта консолидированной коры Каспийского региона.
1-11 – блоки континентальной коры (цвет – время консолидации, полосы – 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 раннемезозойской консолидации, 11 – блоки раннекайнозойской консолидации; 12-13 – утоненная континентальная кора: 12 – пассивных окраин рифейского континента Балтии (а), Восточно-Европейского палеозойского континента (б); 13 – внутриконтинентальных рифтов рифейского (а), раннепалеозойского (б) и позднедевонского 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 – офиолитовые сутуры (индексом указан возраст), 16 – граница коровых деформаций фронтальных зон коллизионных складчатых областей, 17 – граница коровых деформаций тыловых зон коллизионных складчатых областей (индексом и цветом указан возраст), 18 – трансформные разломы, 19 – постколлизионные трансконтинентальные сдвиги, индексом указан возраст движения по ним (1 – Кавказско-Копетдагский, 2 – Донбасс-Зеравшанский, 3 – Урало-Гиндукушский, 4 – Аксу-Кендерлинский, 5 – Южно-Эмбинский), 20 – прочие разрывные нарушения; 21 – выходы пород консолидированной коры (фундамента) на поверхность: дорифейского (а), палеозойского (б) возраста; 22 – изогипсы кровли консолидированной коры, км


САРМАТСКИЙ ГЕОБЛОК
Воронежский блок
Приволжская моноклиналь
ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ ГЕОБЛОК
Пермский авлакоген
Предуральский блок
Соль-Ильецкий блок
ЗАПАДНЫЕ УРАЛИДЫ
ВОСТОЧНЫЕ УРАЛИДЫ
Волгоградско-Илекский блок
ЦЕНТРАЛЬНО-ПРИКАСПИЙСКИЙ ГЕОБЛОК
Центрально-Прикаспийская депрессия
Прикумский блок
Серпийский блок
Междуреченский блок
ВОСТОЧНО-ПРИКАСПИЙСКИЙ ГЕОБЛОК
Тектонский блок
Азовский блок
Юстинско-Астраханский блок
Гурьевский блок
Северо-Приаральский блок
Тугаракчанский рмф
ДОНБАСС-ТУАРКЫРСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА
Северо-Западно-Туранский блок
Северокавказско-Мангышлакский блок
АЗОВО-КАСПИЙСКИЙ ПРОГИБ
Предкавказский блок
Центральный Кавказский блок
ЮЖНО-ЭМБИНСКИЙ ГЕОБЛОК
Терский блок
Дагестанский блок
Карабогазский геомассив
Каракумский блок
КАВКАЗСКО-КОПЕТДАГСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА
Восточно-Кавказский
Южно-Каспийский блок
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
0 50 100 150 200 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 причленился к Восточно-Европейской платформе только в конце протерозоя в результате кадомской (панафриканской) орогении с возрастом гранитизации 600–550 млн. лет [Cawood, 2004].

Далее на юг границы Воронежского, Центрально-Прикаспийского и Восточно-Прикаспийского геоблоков срезаются системой разломов субширотного простирания (Каракульско-Смушковско-Северо-Устюртская 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-Устюртский геоблок, имеющий фундамент, как и Восточно-Прикаспийский геоблок, позднепротерозойского (кадомского) возраста, но переработанный тектоно-магматическими процессами в раннем палеозое (поздний ордовик-силур). С Тугаракчанским рифтом Северо-Устюртский 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 герцинское 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 причленились Восточно-Прикаспийский, Северо-Устюртский и Азово-Каспийский геоблоки.

В начале и середине рифея территория Воронежского, Волго-Уральского и Центрально-Прикаспийского геоблоков подверглась деструкции и над Торопецко-Сердобским блоком возник Пачелмский авлакоген. 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 моноклинально-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 моноклиналь (рис. I.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 наращиванием разреза средним и верхним отделами каменноугольных отложений, появлением в восточной части солеснос-ных пермских отложений. Кроме того, на крайнем востоке, вблизи Волгограда, в основании чехла появляются отложения ситура и рифея.

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

ности чехла в восточном направлении от 2000 на 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 нижне-среднедевонскими отложениями.

Отдельные грабены разделены конседиментационными поднятиями фундамента, к которым приурочены биогермы в верхнедевонских и нижне-среднекаменноугольных отложениях. Приуроченность биогермов 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 моноклинали прослеживается флексура, которая делит Приволжскую моноклиналь 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 доплитного комплекса в грабене вблизи Волгограда и фиксирующих южное продолжение Пачелмского авлакогена. Кроме того, в восточной зоне Приволжской моноклинали, 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 осадконакопления. Кроме того, существенное развитие получает клиноформное 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 нижне-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 клиноформный характер напластования. 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 моноклинали происходило, по мнению многих исследователей [Волож и др., 2004], в конце карбона – начале перми, в ходе заложения расположенных южнее передовых прогибов кряжа Карпинского (Каракульско-Смушковской зоны). С востока Приволжская моноклиналь 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 сочленения с Центрально-Прикаспийским геоблоком прослеживается система мегавалов 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 рифея 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-

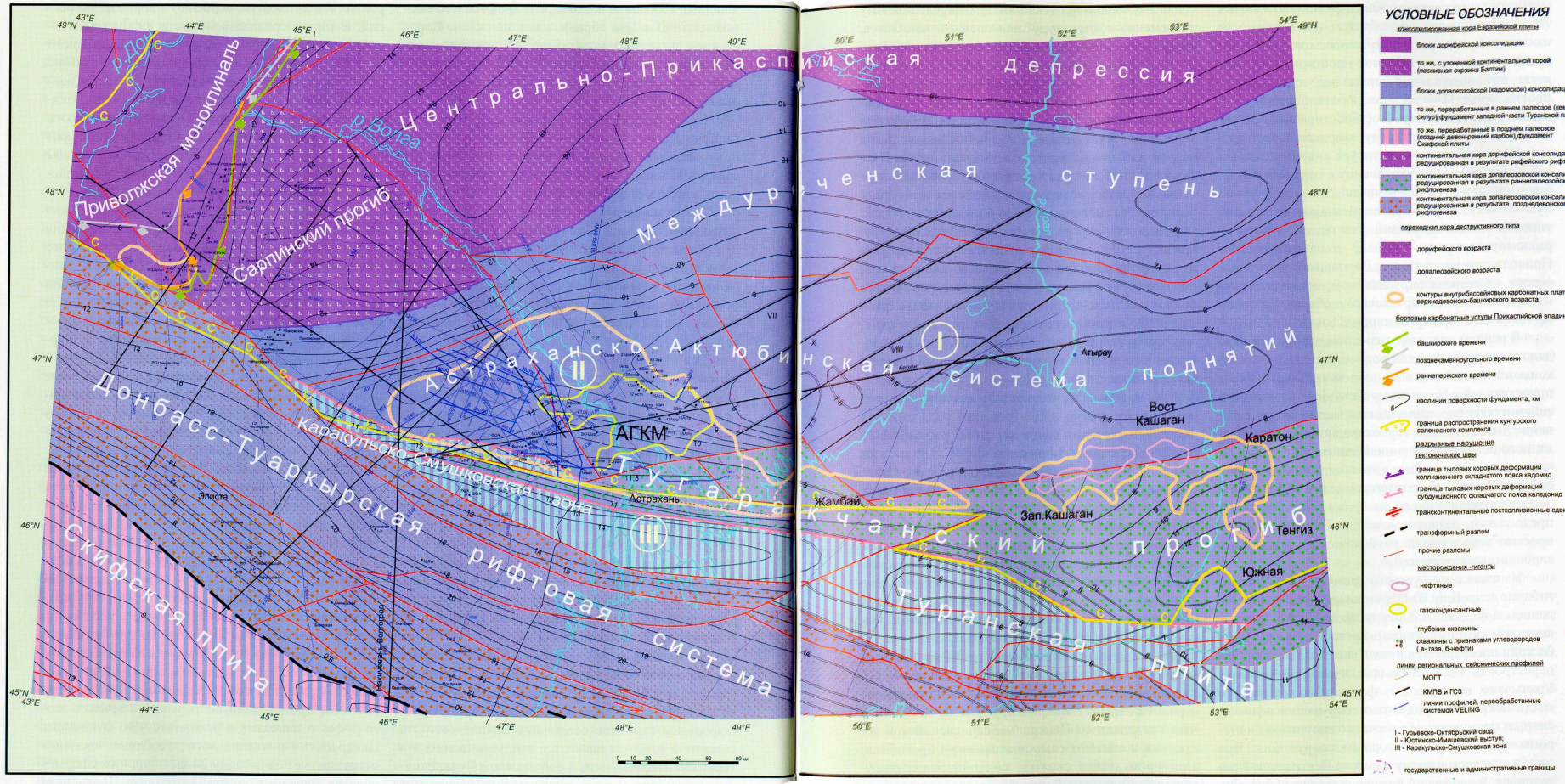


Рис. I.1.2. Схема строения кровли консолидированной коры Астраханского свода.
Составили Антипов М.П., Волож Ю.А.

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, сочленяющаяся 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-карбонатно-глинистым осадконакоплением, обрамленную со всех сторон конседиментационными континентальными склонами, участками имеющими разломную природу. На западе это описанная выше Приволжская моноклиналь Воронежского блока, на севере – Северная бортовая зона, принадлежащая южной части Волго-Уральского геоблока. На востоке – поднятия Примугоджарской зоны.

В раннем палеозое – среднем девоне преобладало относительно мелководное терригенное осадконакопление. Лишь в восточной части депрессии, прилегающей к Уральскому палеоокеану, методами сейсмопрофилирования доказывается 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-артинско-кунгурский бассейн превращается в мелководный. Эта крупная перестройка была связана с периодом закрытия Уральского палеоокеана, формированием на его месте покровно-складчатого сооружения и интенсивным привносом обломочного материала со стороны этого растущего горного сооружения. При этом в кунгурское время на месте Центрально-Прикаспийской депрессии возник соленосный бассейн, в котором накопилась мощная толща каменных солей, гипсов, ангидритов с подчиненным количеством доломитов и засолоненных ангидритов. Этот комплекс впоследствии 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 полноты 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 сейсмостратиграфических комплекса: подсолевой, включающий образования рифея, ордовика–силура, девона, карбона и ассельско-артинского 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 строение подсолевого комплекса в Центрально-Прикаспийской депрессии изучено в основном сейсмостратиграфическими методами. Лишь в прибортовых зонах этот комплекс вскрыт единичными скважинами. Отличительной особенностью строения 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 читающимся в волновой картине сейсмических профилей. Наиболее интенсивно такие комплексы формировались в позднем фране – 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 рифее (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-Каратон-Тенгизский), Гурьевский и Биикжальский* 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 склона 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. Вулканогенно-осадочные отложения, выполняющие грабен, обособлены по геофизическим данным [Волож и др., 2004; Сегалович и др., 2007] и, скорее всего, одновозрастны кидрясовскому комплексу позднекембрийско-тремадокского возраста восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Сакмарской зоны Урала [Руженцев. 1976; Руженцев, Савельев, 1997; Бочкарев, Язева. 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 его Юстинско-Астраханского блока и представляет собой карбонатный массив девонско-каменноугольного возраста, который являлся 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 орогении были отрезаны Северо-Каракульским правосторонним сдвигом и перемещены в западном направлении. Отдельные пластины этих карбонатов в виде изолированных блоков можно наблюдать в пределах Каракульско-Смушковской 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 ΠΠ ($П_2$)). Вниз и вверх по разрезу поднятие затухает. В кровле фундамента ему отвечает крупный структурный нос, а на уровне кровли подсолевого комплекса (отражающий горизонт $П_1$) – 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 оксана Палеотетис [Волож и др., 1999; Brunet et al., 1993; Международная..., 2003], хотя многие исследователи [Жингель, 2005; Галабуда,

Павлюк, 2006] предполагают существование в ее осевой зоне рифейского авлакогена. 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 кулисообразно 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 кряжа 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 – орогенических 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 (кунгуре) – триасе наступает заключительный позднеинверсионный этап развития Донбасс-Туаркырского бассейна. Для этого этапа характерно повсеместное (с охватом всех зон) проявление конседиментационных деформаций и компенсированный тип осадконакопления. Позднее здесь формируется юрско-кайнозойский осадочный чехол, состоящий из двух структурных этажей – юрско-палеогенового и неоген-четвертичного возрастов [Жигель, 2005].

Заканчивая 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 позднепротерозойским (кадомским) возрастом фундамента южной краевой 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 прослои 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 терригенного 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 венде – начале палеозоя во время приподнятия 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) авлакогеном, в основании которого выделяется Торопец-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 исследования последних лет [Shchipansky, Bogdanova, 1996; Буш и др., 2000] показали, что Воронежский блок представляет собой отдельный террейн, присоединенный к Сарматскому архейскому протократону по Лосевско-Богучарскому тектоническому шву в раннем протерозое 2,15–2,05 млрд. лет назад. Основная часть *Воронежского блока* (Воронцовская зона) сложена воронцовской преимущественно метатерригенной серией раннепротерозойского возраста [Кременецкий и др., 2006]. По данным бурения, в составе воронцовской серии преобладают слабо метаморфизованные терригенные породы турбидитного происхождения и флишоидного облика – филлитовидные углеродистые сланцы и метапесчаники с редкими горизонтами метабазальтов и метаандезитов возрастом 2,10 млрд. лет. Породы региональной метаморфизованы в зеленослан-

Глава I.2. Геологическая позиция

Стратиграфии отложений отдельных структур Каспийского региона посвящено огромное количество публикаций [Писаренко и др., 2000; Писаренко, 1999, 2005; Жидовинов, 1998; Липатова и др., 2000; Кухтинов и др., 2003; Яцкевич, 1996; Яцкевич и др., 2003]. Наиболее детально изучены бортовые зоны Центральной Прикаспийской депрессии, где пробурено огромное количество скважин. Весьма фрагментарно, в основном в надсолевой 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.

I.2.1. Архей–нижний протерозой

Раннедокембрийские отложения слагают комплекс пород фундамента (см. рис I.1.1). Он вскрыт скважинами в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии – в пределах Сарматского и Волго-Уральского геоблоков. Причем строение

цевой фации, но вблизи от интрузий метаморфизм достигает амфиболитовой фации [Shchipansky, Bogdanova, 1996]. Турбидитный характер осадков воронцовской серии свидетельствует о формировании их в глубоководном бассейне с некомпенсированным осадконакоплением. 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-габбронноритовой формации. 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 норит-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 двуслюдяных 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 диафтореза архейских гранулитовых комплексов. Ограниченно развиты позднеархейские супракрустальные 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 постколлизионные гранитные и субщелочные 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 протоплатформенного чехла. Это унийская метаморфическая толща возрастом 2,10–1,80 млрд. лет. Ее слагают апотерригенные биотитовые, биотит-мусковитовые, анадалузит-мусковит-биотитовые сланцы с подчиненным количеством гранат-амфиболовых сланцев и карбонатных пород. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации. По составу, метаморфизму, структурной позиции и возрасту унийская толща сопоставляется с верхами нижнего протерозоя (калевием) Карельского геоблока.

Торопец-Сердобский геоблок впервые выделен В.А. Бушем с соавторами [2000]. Он отвечает одноименному раннепротерозойскому коллизионному 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) авлакогена. Этот складчатый пояс состоит из двух линейных структурных зон, представляющих собой отдельные тектонические 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 надвигами, видимо, архейских образований.

Фундамент *Восточно-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/см^3 со средними ее значениями около 2,67 г/см^3. Намагниченность 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/см^3. Параметры первого класса свойственны метаморфитам амфиболитовой фации метаморфизма, а второго – метаморфитам зеленосланц-

невой 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 малоплотных (2,51 г/см^3) и слабо намагниченных (2,14 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 кратонов, так и с нижнепротерозойской метаосадочной воронцовской серией Воронежского блока. Они, видимо, ближе всего стоят к верхнепротерозойским (кадомским) образованиям Зауралья и, скорее всего, характеризуют автономный террейн, вместе с Северным Устюртом тектонически причлененный 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 базит-гипербазитового состава. Плотность их колеблется от 2,64 до 2,78 г/см^3 при средних значениях около 2,70 г/см^3, намагниченность высокая – средние значения 3,64 а/м. В наблюденном 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 г/см^3 при намагниченности 3,23 3,98 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 рифея и нижнего палеозоя в пределах рассматриваемой территории бурением установлены только в бортовых зонах Центрально-Прикаспийской депрессии – рифейские – в Пачелмском авлакогене.

I.2.2. Верхний протерозой (рифей)

Нижний рифей (1600–1350 млн. лет) распространен в Пачелмском авлакогене (Саратовский сегмент, северо-восточные грабены Сасовско-Пензенской 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 бурзянием рифейской пассивной окраины западного склона Урала. Скорее всего, их накопление происходило ло формирования горсто-грабеновой структуры Пачелмского авлакогена. Более позднее формирование авлакогена способствовало лишь сохранению от размыва и захоронению этих образований.

В раннем рифее на восточном краю Восточно-Европейской платформы формировалась пассивная континентальная окраина (кырпинская и бурзянская серии западного склона Урала) [Маслов и др., 2004; Пучков, 2000, 2003]. На самом континенте начиная с конца раннего протерозоя и в раннем рифее существовали мелководные эпиконтинентальные бассейны или бассейн 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 Пачелмском авлакогене. По последним

данным [Стратиграфическая схема…, 2000], к среднему рифею в северной части авлакогена отнесена ртищевская свита сомовской серии, вскрытая скв. Сомовская-1 (интервал 2732–2007м). Свита залегает несогласно на образованиях нижнего рифея и сложена пестроцветными песчаниками, разнозернистыми, крупно- и среднезернистыми, полевошпат-кварцевыми, с прослоями и линзами красноцветных гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты 725 м. Отложения имеют преимущественно континентальное происхождение. Соколовогорская свита характеризует разрез среднего рифея в южной части Пачелмского авлакогена, где она, по данным С.В. Яцкевича [2001], со стратиграфическим несогласием залегает на породах татищевской свиты нижнего рифея или прилегает к ней. В некоторых случаях соколовогорская 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–Верхозимская, 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 проседания 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 алеврo-глинистыми, иногда карбонатно-глинистыми и песчаными отложениями, содержащими прослои пепловых туфов андезито-дацитового и риолитового 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 Родиния.

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 авлакогена, 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.

I.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 Тугаракчанском 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].

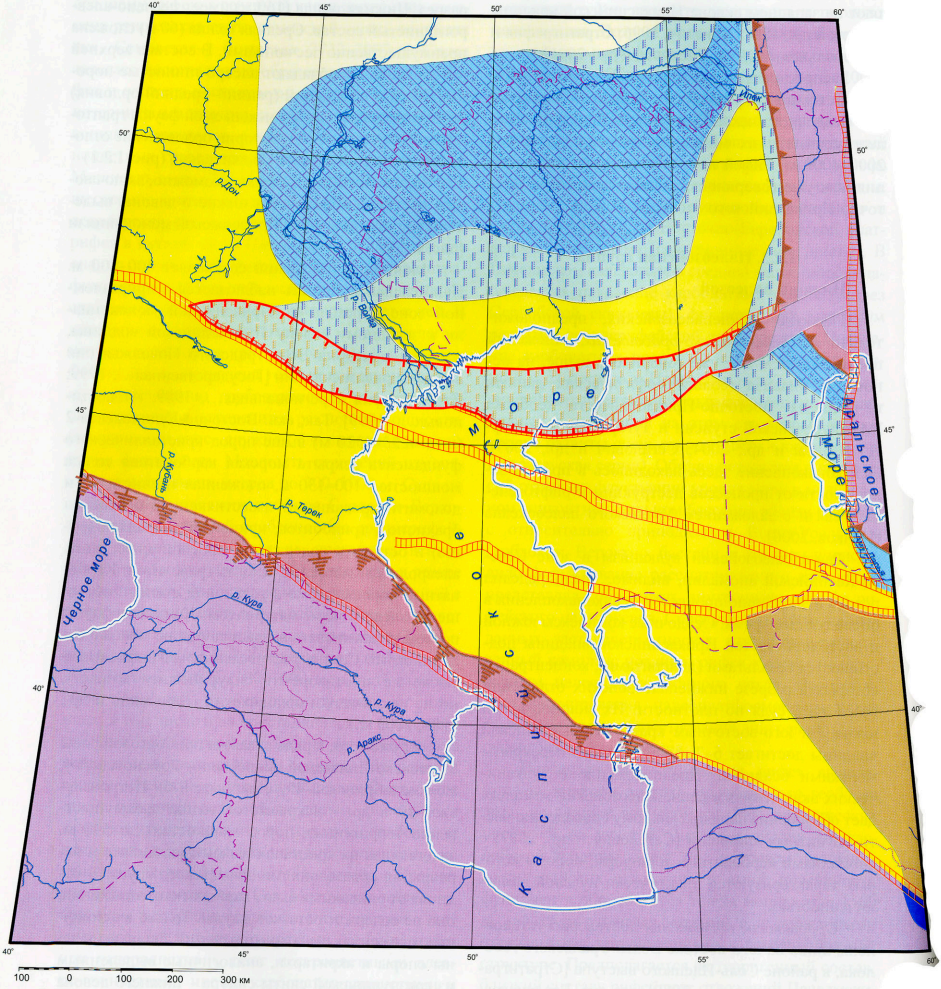
Раннепалеозойский вулканизм в зоне Северо-Каспийской аномалии, видимо, предопределил режим и эволюцию процессов осадконакопления в последующее время. Осадочные комплексы южной и восточной частей Прикаспийской впадины подстилаются базальтами (долеритами), концентрация которых в разрезе нижнепалеозойских отложений возрастает, судя по плотности. Их мощность под южным и юго-восточным краями Прикаспийской впадины достигает 6–7 км. Вулканиты 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) снова преобладают алевро-глинистые породы. Возраст отложений (ранний–средний ордовик) доказывается находками ископаемой фауны граптолитов. На остальной территории ордовикские отложения выделяются предположительно (рис. I.2.1)

Силурийские отложения, возможно, включающие частично образования нижнего девона, выделены в восточной части Приволжской моноклинали (рис. I.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 брахиопод, трилобитов, криноидей, кораллов (ругоз) и остракод, содержащая прослои аргиллитов, алевролитов, мергелей, иногда гравелитов. Карбонатные породы также в различной степени обогащены алевритовым материалом. Комплекс фауны позволяет датировать возраст пород не моложе силурийского. Состав растительных микрофоссилий также не противоречит силурийскому возрасту, но не исключает и ордовикский (Даньшина 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 эйфельского 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


40°
45°
50°
55°
60°
Черное море
Каспийское море
Аральское море
р. Дон
р. Волга
р. Кубань
р. Терек
р. Кура
р. Аракс
р. Урал
р. Илек
100 0 100 200 300 км

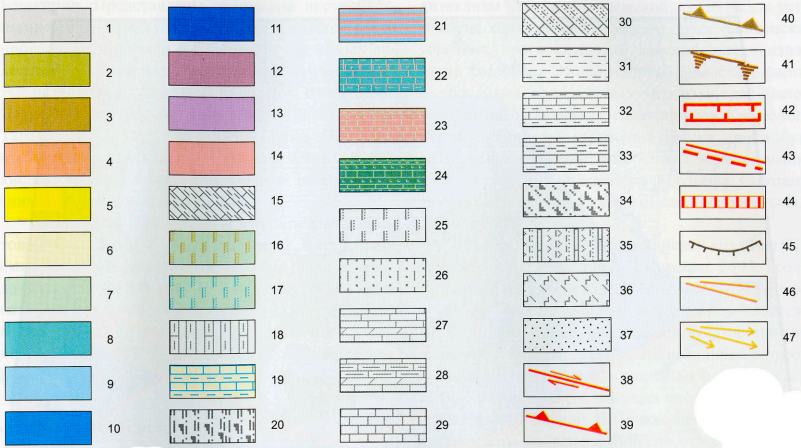


Рис. I.2.1. Палеогеографическая схема ордовикского периода.

1 – зоны не накопления и последующего размыва осадков, 2 – суша, отсутствие осадков, 3 – горы высокие и средние, 4 – вулканические горы и цепи, 5 – пенепленизированные равнины и мелкосопочник, 6 – озерно-аллювиальные равнины, 7 – пенепленизированные равнины, периодически заливаемые морем, 8 – морские условия нерасчлененные, 9 – шельфы внутренние, прибрежные мелководья, 10 – шельфы внешние, шельфы глубоководные, 11 – батиали 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 – пенепленизированные равнины, периодически заливаемые морем, с периодическим засолонением, 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 разностей, 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 – надвиги, тектонические покровы, зоны коллизии, 40 – бровка шельфа пассивной окраины, 41– граница активной окраины, 42 – континентальные рифты, 43 – разломы неустановленной природы, достоверные и предполагаемые, 44 – зоны региональных разломов, 45 – седиментационные уступы, 46 – подводные каньоны на склоне; 47 – направления переноса терригенного материала

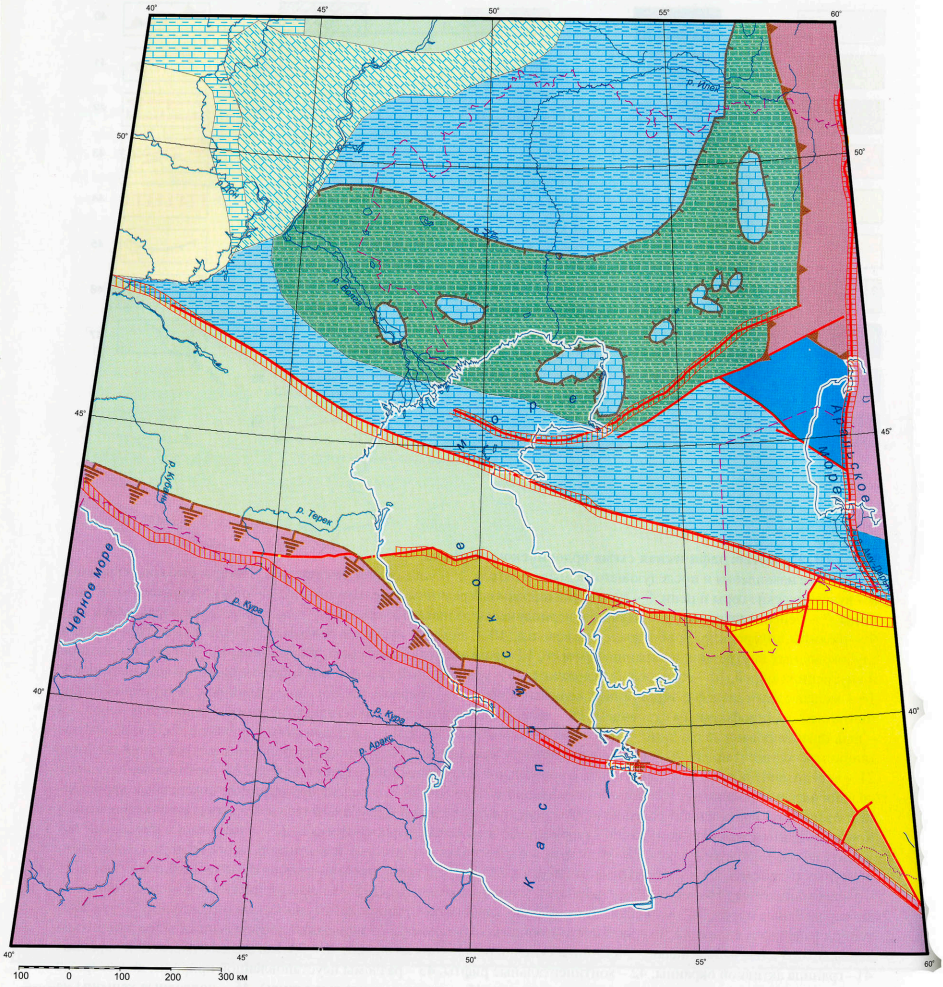


Рис. I.2.2. Палеогеографическая схема для силура – эйфельского века среднего девона.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

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

В пределах восточной Примугоджарской бортовой зоны скв. Г-5, пробуренная на Жарокамысском 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; Даньшина, Гудков, 2001]. Распространены морские, лагунные и континентальные фации. Мощность, полнота разреза и фациальный состав отложений изменяется в зависимости от структурного положения. Девонские отложения залегают в основном на породах кристаллического фундамента, а в наиболее погруженных структурах (Центрально-Прикаспийской депрессии, Приволжской моноклинали и Тугаракчанском 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 зональность 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 лагунно-континентальными фациями). Это аргиллиты, зеленовато-серые, с прослоями доломитовых мергелей, доломитов, ангидритов, песчаников и алевролитов. Кроме того, песчано-глинистые отложения ряжско–дорогобужского возраста (верхи эмса – низы эйфеля) выполняют углубления додевонского рельефа. Соответствующие споровые спектры были обнаружены В.Т. Умновой.

В бортовой зонс Прикаспийской впадины [Писаренко и др., 2000, 2007; Писаренко, 2005; Геологическое строение..., 1999] (см. рис. I.2.2) распространены нерасчлененные верхнеэмско-нижнеэйфельские отложения, представленные песчано-глинистыми пестроцветными образованиями с преобладанием в нижней части песчаных пород, а в верхней – глинистых, содержащих прослои глинистых известняков с фауной. В Прикаспийской синеклизе установлены койвенско-бийские отложения, представленные доломитами, известняками с прослоями аргиллитов в нижней части толщи [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 грабенообразных структур восточного склона Воронежской антеклизы, выполненных в основном эйфельско-живетскими 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 [Титоренко и др., 2005], развиты не повсеместно, залегают на докембрийском фундаменте и представлены 50–60-метровой толщей

прибрежно-морских зеленовато-бурых песчаников, алевролитов, гравелитов, в кровле содержащих прослои аргиллитов и доломитов.

Отложения нижнего девона карбонатно-терригенно-глинистого состава, содержащие прослои пирокластических пород (верхний докхов – 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 Актюбинско-Астраханской системы поднятий.

Эйфельский ярус на Воронежской антеклизе, судя по данным бурения – скважины 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 брахиопод. В базальной части они обогащены 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 залегает на мосоловском согласно и связан с ним постепенным переходом. Он сложен карбонатными глинами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков с фауной брахиопод.

В пределах Приволжской моноклинали [Стратиграфия и региональная..., 1989] нижняя часть эйфельского яруса представлена в основном терригенными породами, верхняя – мелководно-морскими карбонатными (известняки, доломиты с прослоями аргиллитов, включениями гипса и ангидрита). Несколько севернее, в пределах Умстовско-Линевской депрессии, Н.В. Даньшина, Т.И. Федоренко [2001] отмечают строматолитовые постройки и банки.

Живетский ярус (старооскольский надгоризонт) залегает на подстилающих отложениях с размывом, имеет более широкое распространение и в районе Приволжской моноклинали достигает 260 м (рис. I.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 сероцветные глины с сидеритовой минерализацией и углистыми растительными остатками. В верхах ритмов появляются прослои 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 волновой картине профиля ЕВ-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 западинам додевонского рельефа. На восточном склоне Воронежской антеклизы средний девон выполняет отдельные односторонние грабены, для которых на временных сейсмических разрезах характерна клиноформная запись, 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-

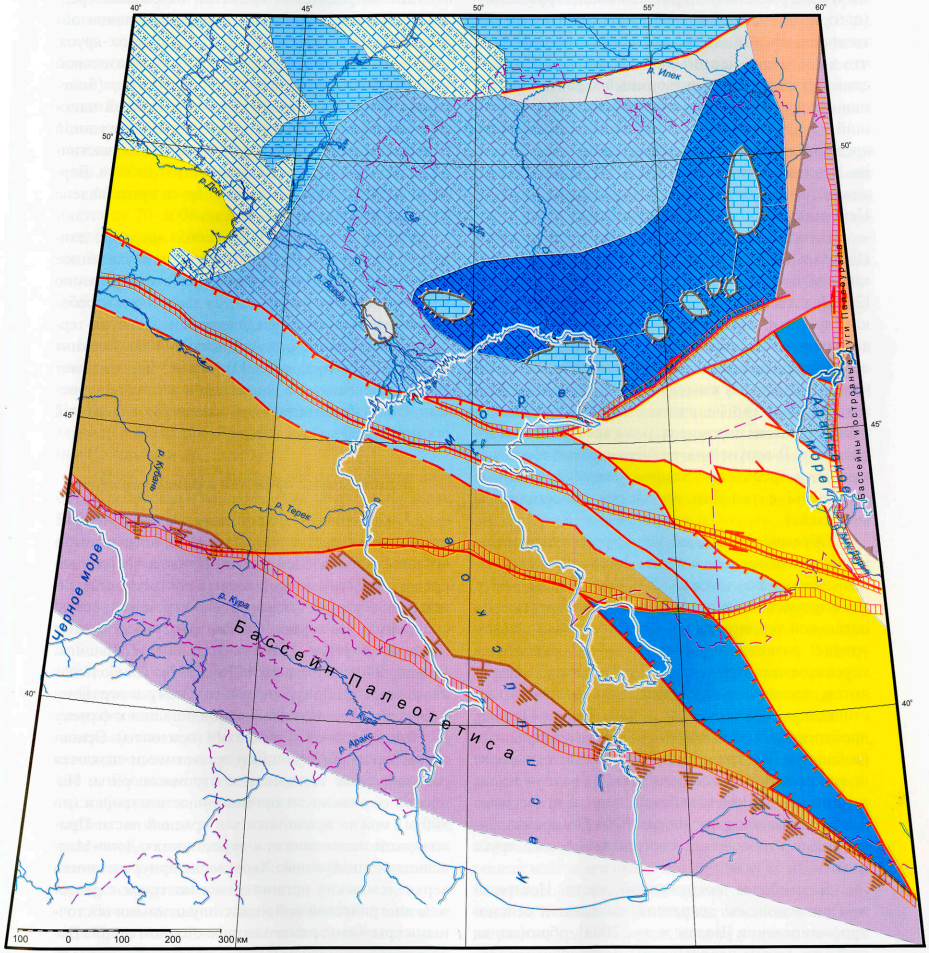


Рис. I.2.3. Палеогеографическая схема для живетско-раннефранского времени девона.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

ми и выдержанными параллельными отражающими горизонтами, свидетельствующими о появлении типично морских отложений. Интересно отметить, что в восточной части Приволжской моноклинали снова проявляется клиноформный характер залегания 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 обособляться 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 живетским 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 *живетского 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 развита терригенно-карбонатная толща переслаивания темно-серых аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и доломитов, достигающая мощности 310 м. Скв. Черная Падина, пробуренная в зоне сочленения Волго-Уральского геоблока 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 живетского 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 поднятии отложения среднего девона представлены преимущественно эйфельским ярусом. Отложения живетского 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 *живетского яруса*, по данным Ю.А. Писаренко [2005], имеет двухчленное строение. Нижняя часть разреза преимущественно карбонатная. В ней выделяются две толщи (воробьевская и ардатовская), разделенные карбонатно-терригенной пачкой пород мощностью 40 м. Верхняя часть разреза (мулинский горизонт) представляет собой переслаивание известняков и глин мощностью 75 м. Общая мощность живетских 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-строматопоровые постройки, биогермы, каллиптры, водорослевые массивы и рифы [Писаренко, 2005; Даньшина, Гудков, 2001; Кузнецов 1978, 2007]. Наибольшее их количество приурочено к среднему и верхнему франу, а на Приволжской моноклинали и к фамену (особенно задонский и елецкий горизонты). Основными породообразующими организмами являются разнообразные водоросли и строматопораты. 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 разломам листрической 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 биогермные постройки, по всей видимости, исчезают из-за большей глубины осадконакопления. Отложения верхнего девона здесь имеют клиноформное залегание, указывающее на обстановки осадконакопления на склоне. Видимо, восточная часть Приволжской моноклинали характеризует уже зону перехода от Приволжской моноклинали к Сарпинскому 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 Сарпинском 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 франского 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, прослои туфов и отдельные потоки базальтов и андезито-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 вулкано-тектонических структур центрального типа. Местами мощность вулканогенно-осадочных пород ястребовской свиты достигает 130 м. По латерали вулканогенные породы сменяются вулканогенно-осадочными с большим содержанием ильменита, железистых оолитов и даже железисто-оолитовых руд, прослои сидеритов, песчаников с лимонитовым цементом (Мигулинское и Хоперское проявления железа).

В юго-восточной части Воронежской антеклизы и Приволжской моноклинали ястребовская свита представлена грубозернистыми песчаниками, часто полимиктовыми, с прослоями гравелитов, аргиллитов и глин. В большом количестве присутствует туфогенный материал, много обугленных растительных остатков [Девон Воронежской..., 1995]. Проявления вулканизма отражают интенсификацию тектонической активности в связи с процессами растяжения в расположенной южнее Донбасс-Туаркырской системе, где вулканизм проявился еще интенсивнее.

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

Средняя часть франского яруса (саргаевский и семилукский горизонты) залегает на нижнефранских образованиях со следами размыва, с четкой литологической границей (рис. I.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, содержащие прослои мергелей, аргиллитов, иногда алевролитов. В Центрально-Прикаспийской депрессии среднефранские отложения представлены более глубоководными фациями, содержащими прослои радиоляритов.

Верхняя часть франского яруса (петинский, воронежский, евлановский 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-воронежские 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

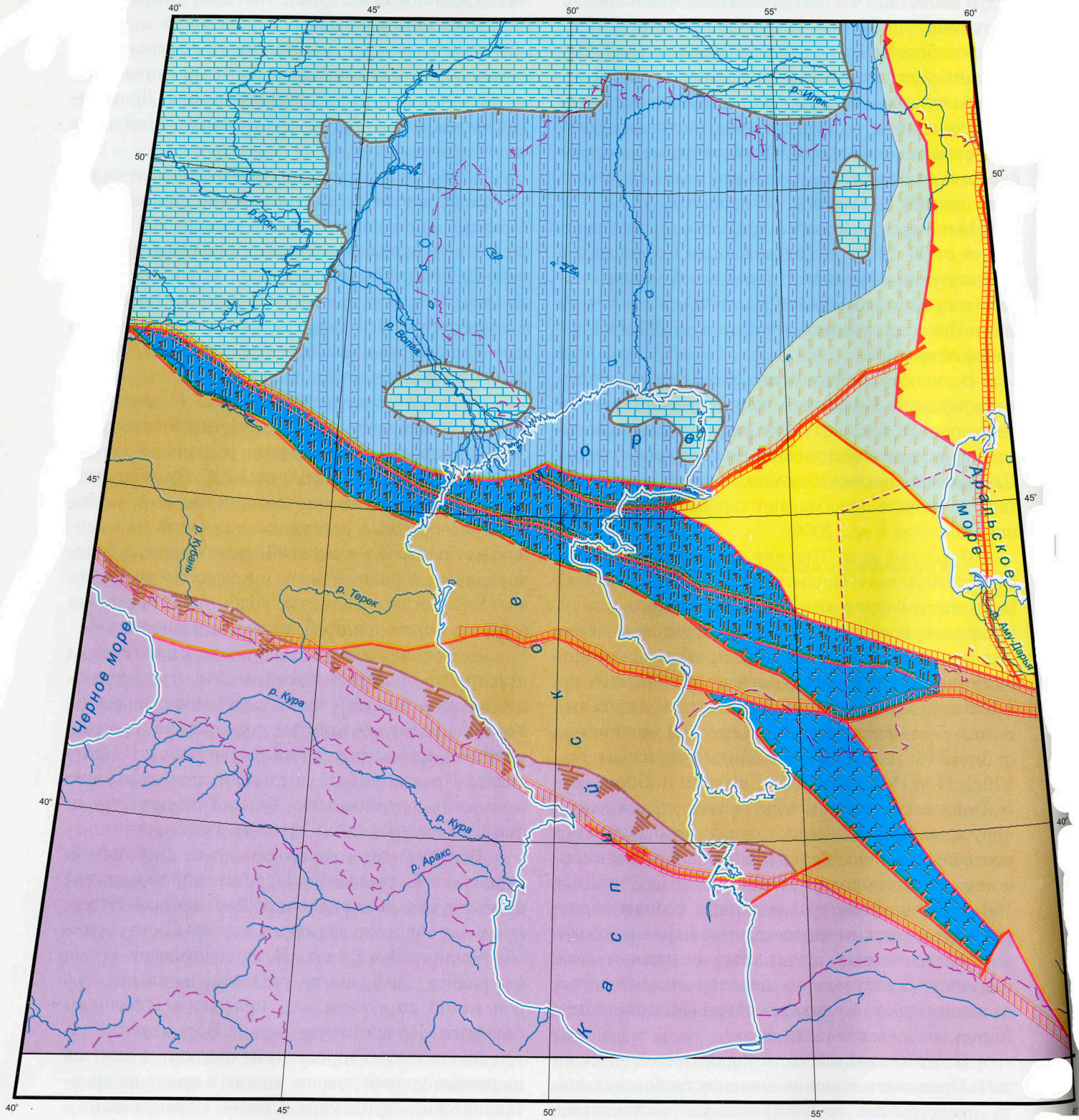


Рис. I.2.4. Палеогеографическая схема для средне-позднефранского времени позднего девона.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

панцирей рыб, лингул 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 стеногалийную фауну, мощностью 70–250 м. Наряду с этим создавались кораллово-строматопоровые, кораллово-мшанковые и водорослевые органогенные постройки, трансформировавшиеся впоследствии в доломиты. С ними ассоциируются органогенно-обломочные разности карбонатных пород.

На территории бортовой ступени Волго-Уральского геоблока нижний фран представлен терригенными отложениями, которые, по данным Ю.А. Писаренко, 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 франа возникают рифовые гряды и карбонатные массивы. Южнее, в зоне перехода от бортовой зоны к депрессии (скв. Черная Падина), по данным Ю.А. Писаренко, отсутствуют отложения нижнего франа, а маломощные саргаевско-семилукские слои залегают с размывом на биогермных известняках живетского возраста и также представлены биогермными известняками.

На юго-востоке, в Примугоджарской бортовой зоне Центрально-Прикаспийской депрессии во франский век накапливались терригенные осадки, представленные темно-серыми аргиллитами, гравелитами, конгломератами – мелкогалечными с гальками вулканитов андезитового состава, прослоями глинистых известняков. Они образуют четкий подводный конус выноса обломочного материала [Абилхасимов, 2003]. Появление аллохтонного обломочного вулканомиктового материала объясняется коллизией в предшествующее время (в живете – начале франа) Уральских островных дуг и Восточно-Европейского континента [Руженцев, Самыгин, 2004]

В разрезе франского яруса Астраханского поднятия нижний подъярус (пашийский горизонт) сложен терригенными и карбонатно-терригенными (кыновский горизонт) породами общей мощностью до 30 м. В среднем фране продолжалась трансгрессия и дифференцированное погружение Астраханского поднятия, начавшиеся в раннем фране, 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, пламовых известняков и кальцилютитов (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 сводовой части Воронежской антеклизы отложения верхов франского фаменского ярусов объединяются под названием мамонской толщи [Государственная..., 1999; Мануковский, Савко, 2002]. Это своеобразная толща терригенных пород, которая с размывом залегает на породах кристаллического фундамента или различных горизонтах девона и перекрывается верхнефаменскими или мезо-кайнозойскими отложениями. Она представлена континентальными или прибрежно-континентальными отложениями невыдержанного литологического состава (вскрыты Воронежской параметрической скважиной). Это пестроцветные каолинизированные пески, латеритоподобные породы с подчиненными прослоями глин, алевролитов и песчаников мощностью до 40 м. В юго-восточном направлении, на склоне антеклизы, мощность возрастает до 150 м. Так в районе г. Калач она представлена каолинизированными песками, песчаниками и глинами с редкими спорами наземных растений.

Осадки с нормальной соленостью вод отлагались на Приволжской моноклинали и в Центрально-Прикаспийской депрессии (рис. I.2.5). Это известняки, прослоями органогенно-обломочные, строматолитовые, водорослевые, иногда глинистые и доломитизированные. В районе Приволжской моноклинали, по всей вероятности, широко развиты биогермные фации фаменско-турнейского возраста, часто доломитизированные [Стратиграфия и региональная..., 1989; Атлас типовых..., 1999]. В

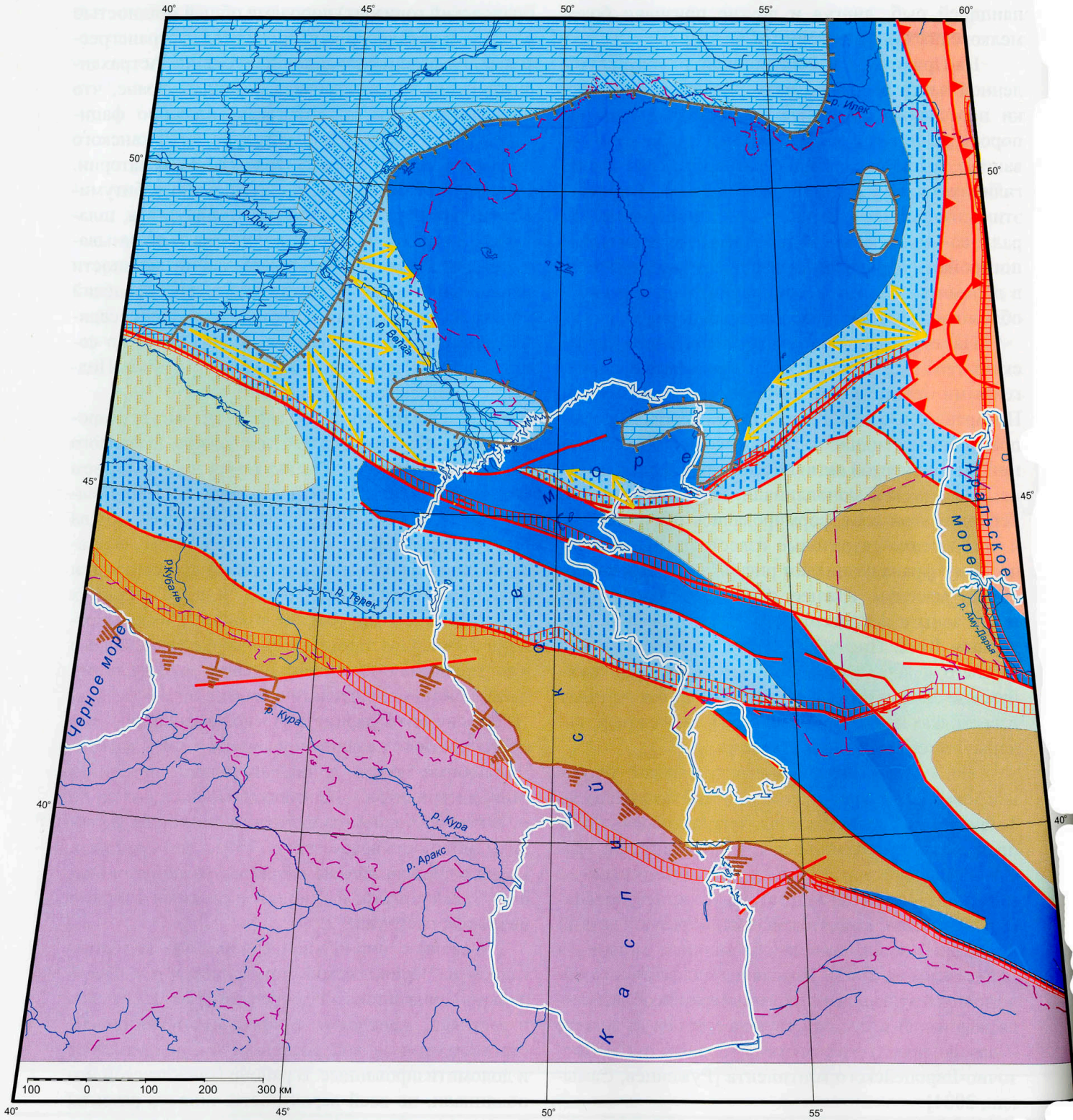


Рис. I.2.5. Палеогеографическая схема для фаменско-турнейского времени.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

бортовых зонах Прикаспийской впадины отсутствует достаточный объем фактического материала о составе фаменских отложений. В основании здесь выделяются уметовские слои, содержащие богатую фауну брахиопод и представленные темно-серыми известковистыми аргиллитами с прослоями мергелей и глинистых известняков. Выше появляются известняки фораминиферо-водорослевые, доломитизированные, прослоями глинистые. В скв. Северо-Сарпинской-117 появляются прослои кварцевых песчаников.

Кроме того, южнее биогермного типа разреза на Саратовской территории бурением вскрыт относительно глубоководный тип разрезов фамена, вероятно, характерный и для Сарпинского прогиба. Здесь наблюдается переслаивание тонких прослоев темных известняков, доломитов, битуминозно-кремнистых пород, радиоляритов и спонголитов. Известняки обычно микритовые, битуминозные и пиритизированные. Они содержат остатки радиолярий, спикул губок, гастропод, остракод, остатков рыб.

Разрез фаменского яруса Астраханского поднятия не однороден по составу. Нижнефаменский подъярус (задонско-елецкий 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 (лебедянский, зимовский и семиовский горизонты), образована известняками и доломитами с прослоями глин, песчаников и аргиллитов мощностью свыше 200 м. Верхнефаменский подъярус (заволжский горизонт) представлен доломитизированными известняками мощностью до 103 м.

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

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения представлены изменчивыми по обстановкам накопления и мощности комплексами отложений всех трех отделов каменноугольной системы. Преобладают морские карбонатные 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 Сарпинского прогиба происходит замещение склоновых фаций депрессионными небольшой мощности, не превышающей 200 м.

В пределах северной прибортовой части Центрально-Прикаспийской депрессии развит изменчивый по мощности среднекаменноугольный терригенный комплекс. Косослоистые пачки пород, хорошо прослеживаемые на сейсмических разрезах, образуют клиноформы в составе подводных конусов выноса обломочного материала. В западных районах Прикаспийской впадины мощность терригенного комплекса достигает 1500 м. Восточнее (в Алтатинско-Озинской и Кузнецовской зонах) сокращается до 400 м. На отдельных участках, судя по сейсмическим данным, среднекаменноугольный терригенный комплекс отсутствует вовсе. По данным Ю.А. Писаренко, отложения этого комплекса на основании изучения споро-пыльцевых комплексов в скв. Черная Падина включают не только верейско-мелекесские слои, как полагали ранее, но и каширские, подольские и, возможно, мячковские толщи.

Начиная с позднего визе 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, фораминиферо-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, фораминиферово-сгустковые, реже водорослевые, часто перекристаллизованные и доломитизированные. Для низов разреза характерны оолитовые разности. В верхах турнейского яруса появляются прослои углисто-глинистого материала. В низах *визейского яруса* распространены окремнелые разности 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 тульского горизонта органогенно-обломочных и глинистых с характерным комплексом фораминифер. Верхи визейского яруса и серпуховский ярус на Приволжской моноклинали снова представлены морскими карбонатными фациями (рис. I.2.6).

Преобладают известняки биоморфно-детритовые, сгустково-комковатые с обильной и разнообразной фауной, неравномерноглинистые, иногда окремнелые, часто пористо-кавернозные, иногда с прослоями черных листоватых глин. Более верхние горизонты визейского яруса (бобриковский и тульский) представлены отложениями, близкими к лагунным. Это темно-серые углистые глины с большим количеством углефицированных растительных остатков, включениями сидерита, содержащие подчиненные прослои детритовых и глинистых известняков, а также песчаников.

В погруженной части Приволжской моноклинали (зоне развития клиноформ) появляются прослои темно-серых аргиллитоподобных глин с обуглившимися 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. Конюхова 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 кряжа Карпинского (Ашунское и Смушковское поднятия) подразделяется на нижнюю (черепетско-упинского возраста) и верхнюю (кизеловский горизонт) пачки общей мощностью 190 м. Он сложен органогенными и органогенно-обломочными, битуминозными известняками с прослоями глинисто-карбонатных пород. В пределах Астраханского свода разрез турнейских отложений представлен известняками (скв. Девонская-2, Володарская-2) или переслаиванием обломочно-органогенных известняков с аргиллитами, песчаниками и глинистыми известняками (Правобережная-1). Их мощность достигает 382 м.

Нижневизейский подъярус (косьвинский, радаевский и бобриковский горизонты) на Астраханском своде сложен известняками, органогенными и органогенно-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), Ашунском и Смушковском поднятиях (1,2 км) представлены известняками, органогенными, участками доломитизированными, в центральной части левобережья Астраханского свода – известняками с прослоями аргиллитов, в районе Краснохудукского вала – тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с аргиллитами. Общая мощность визейских отложений, по материалам скв. Девонская-

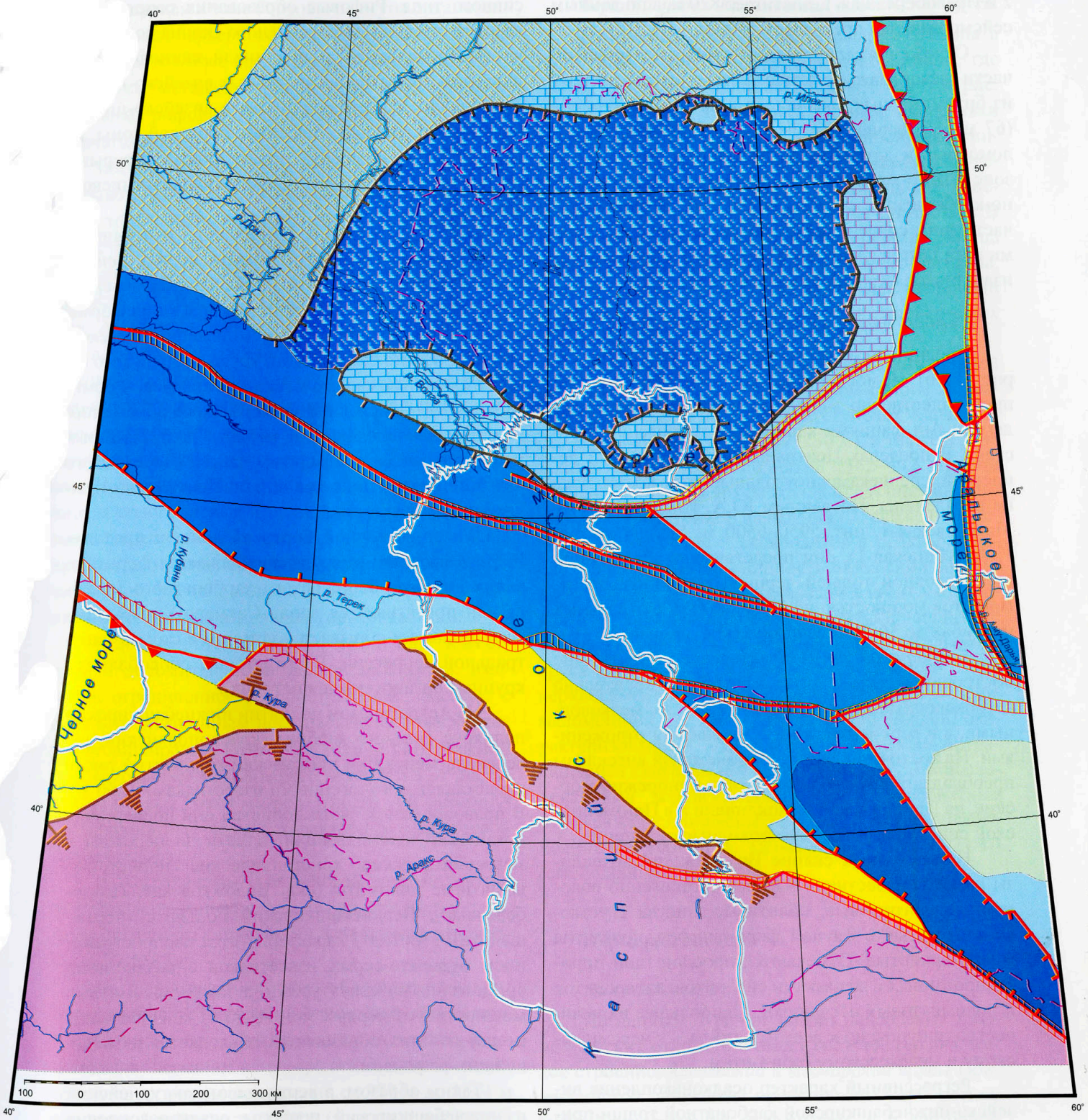


Рис. I.2.6. Палеогеографическая схема для визейско-башкирского времени.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

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 (Краснохудукское поднятие).

Средний отдел. Башкирский и московский ярусы

Средний отдел представлен башкирским (см. рис. I.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 монотонной глубоководной толщей черных битуминозных аргиллитов мощностью до 1000–2000 м, в отдельных прогибах 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 сгустково-комковатые с фауной форминифер, доломиты микрозернистые. Отмечаются прослои глин пиритизированных с желваками сидеритов, алевролитов и полимиктовых песчаников. Наибольшее их количество приурочено к верхам разреза – к черемшанскому и мелекесскому горизонтам.

Регрессивный характер осадконакопления визейско-нижнебашкирской карбонатной толщи привел к формированию вдоль западной части Приволжской моноклинали рифовых построек регрессивного 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 авандельтовых терригенных отложений мелекесского горизонта башкирского яруса и верейского горизонта вышележащего московского яруса. Формирование их происходило за счет выноса обломочного материала палеореками, реликты долин которых прослеживаются с северных частей Пачелмского авлакогена вплоть до границы с Центрально-Прикаспийской депрессией.

В юго-восточной бортовой зоне, в пределах Жарокамысского выступа продолжается формирование визейско-башкирского карбонатного массива. Он протягивается 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 прикамский 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 верхнедевонско-турнейский и нижнебашкирский периоды осадконакопления происходило формирование карбонатных полей Прибортовой ступени Прикаспийской впадины с

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

Московский ярус залегает на башкирском с размывом (рис. I.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 глин, алевролитов, кварцевых песчаников с подчиненными прослоями известняков и доломитов. Известняки органогенно-обломочные, органогенные, иногда водорослевые и оолитовые, иногда глинистые с характерным комплексом фузулинид. Выше преобладают разнообразные известняки с многочисленной фауной, включая органогенные известняки, содержащие отдельные горизонты глин.

В юго-восточной прибортовой зоне известняки и доломиты низов московского яруса, имеющие ограниченное распространение, залегают с большим эрозионным несогласием на известняках раннебашкирского возраста. Мощность отложений нижнемосковского подъяруса колеблется от десятков до первых сотен метров. Иногда они формируют карбонатные холмы, характерные для краевой 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 зоны 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 гжельский ярусы

Отложения этого возраста распространены в восточной части Приволжской моноклинали, где имеют небольшую мощность (100–200 м) (см. рис. I.2.7). В нижней части здесь развиты известняки органогенно-детритовые (криноидно-фораминиферовые, криноидно-мшанковые), биоморфно-детритовые, прослоями доломитизированные, в основании и в низах гжельского 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. I.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 флишоидной терригенной пачкой пород, сложенной переслаиванием глин и алевролитов с редкими прослоями известняков. Мощность отложений составляет 180–950 м. На Каракульском валу (Сухотинская и Чкаловская площади) вскрыты аргиллиты с прослоями песчаников верхней части гжельского яруса (92–45 м). В пределах Астраханского свода верхнекаменноугольные отложения представлены маломощной (до 250 м) терригенной толщей, охарактеризованной 3-Высоковской и Южно-Астраханскими скважинами. Кроме того, нашими исследованиями верхнекаменноугольные карбонатные отложения установлены на севере Астраханского поднятия в керне скв. Табаковская-1 (инт. 3971 м) (см. подробнее часть III).

Пермская система

Нижний отдел

По данным бурения, разрез подсолевых 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 угловым несогласием на породах верхнего карбона. Известня-

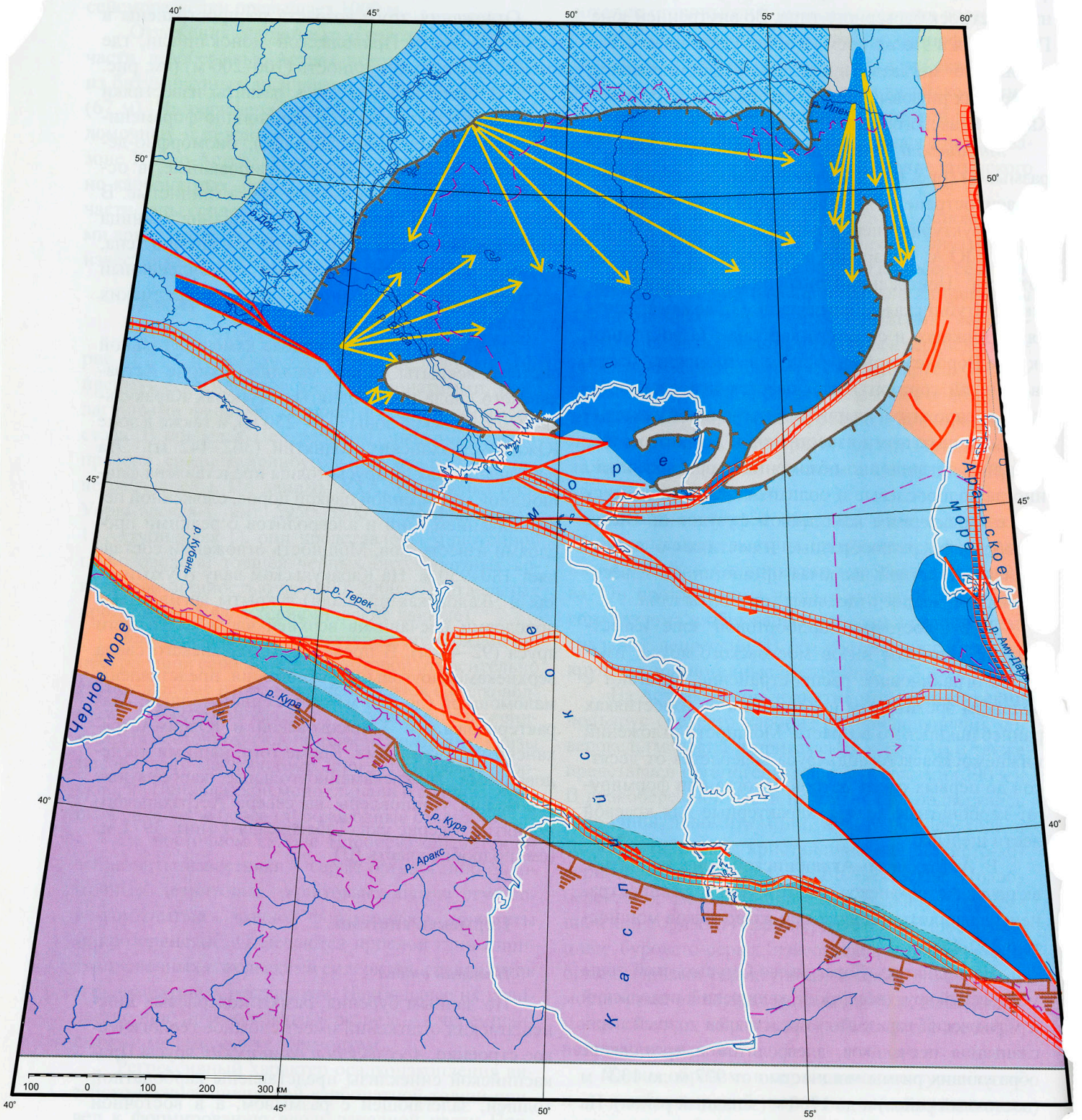


Рис. I.2.7. Палеогеографическая схема для московско-касимовского времени.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

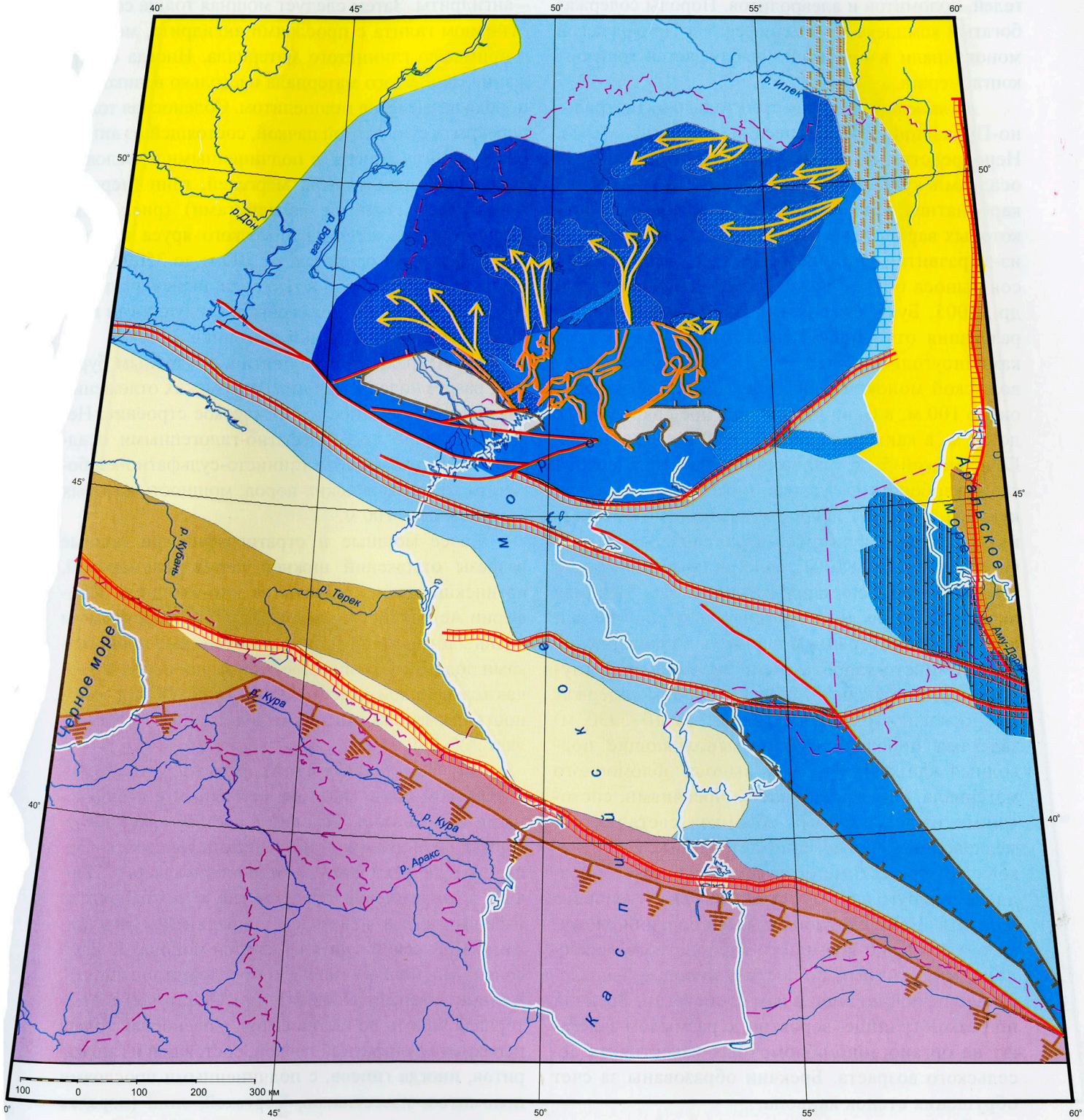


Рис. I.2.8. Палеогеографическая схема для гжельско-артинского времени.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

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

Артинский ярус известен только в Центрально-Прикаспийской депрессии (см. рис. I.2.8). Непосредственно под сульфатно-галогенными осадками кунгура вскрыта 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, Писаренко, 2007]. Ранее эти образования относились к различным горизонтам каменноугольной 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 кунгура (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 темносерыми и черными тонкослоистыми кремнисто-карбонатными отложениями глубоководных течений. Местами породы содержат микроскладки оползания. Ниже (5910–5930 м) залегают породы, видимо, выполняющие подводный каньон или конус выноса обломочного материала. Они представлены брекчиями, состоящими из неокатанных обломков светло-серых мелководных органогенно-детритовых известняков с органическими остатками ассельского, позднекаменноугольного и среднекаменноугольного возраста. Цементирующая масса брекчий сложена битуминозно-кремнисто-карбонатным веществом, аналогичным по составу породам вышележащей пачки, но лишенным слоистости. Брекчии по резкой границе, вероятно, с размывом залегают на органогенно-обломочных известняках ассельского возраста. Брекчии образованы за счет обрушения стенок каньона.

Отложения *кунгурского яруса* вскрыты многими глубокими и структурными скважинами. В нижней 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 галопелитом. Соленосная толща перекрыта сульфатной пачкой, состоящей из ангидритов, иногда гипсов, с подчиненными прослоями доломитов, известняков, мергелей, глин (нередко она сложена одними ангидритами) (рис. I.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 соляно-купольной тектоники.

На Астраханском поднятии, по данным бурения, разрез подсолевых нижнепермских отложений также имеет сложное геологическое строение. Непосредственно под сульфатно-галогенными осадками кунгура вскрыта 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 прослои 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 иренъский горизонты (палеонтологически они не охарактеризованы). Первый литологически представлен в нижней части известняками и доломитами, в верхней – ангидритами. Иренъский горизонт сложен мощной толщей солей, в основном галита с прослоями ангидрита, местами со значительной примесью глинистого материала вплоть до галопелитов. 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

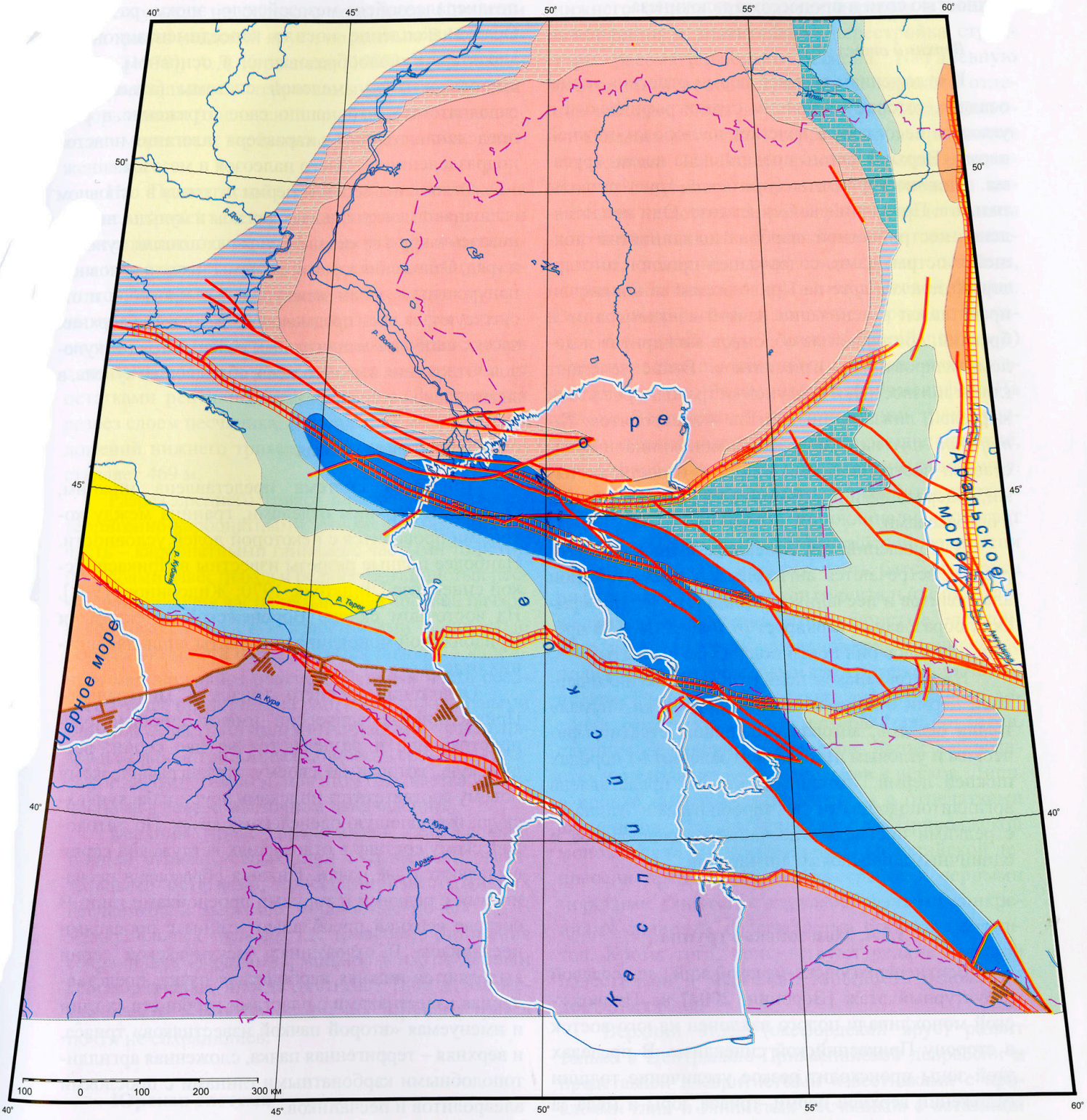


Рис. I.2.9. Палеогеографическая схема для кунгурского века ранней перми.
Условные обозначения см. на рис. I.2.1

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

Верхний отдел

К отложениям верхней перми отнесена толща осадков, которая с большим стратиграфическим и угловым несогласием залегает на породах нижней перми. Верхняя пермь представлена всеми ярусами. Нижние горизонты (*уфимский ярус*) развиты только в Прикаспийской синеклизе. Они представлены пестроцветной карбонатно-глинистой толщей с остракодами, содержащей прослои 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, известковистыми, содержащими прослои мергелей и известняков с остракодами.

В Прикаспийской синеклизе в нижней части разреза встречаются ангидриты, а также прослои 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 аргиллитоподобными и карбонатными глинами с редкими прослоями песчаников, алевролитов и единичными прослоями ангидритов.

I.2.4. Мезозойская группа

Верхнепалеозойско-мезозойский надсолевой структурный этаж [Воронин, 2004] на Приволжской моноклинали полого наклонен на юго-восток в сторону Прикаспийской синеклизы. В пределах этой зоны происходит резкое увеличение толщин отложений верхней перми, триаса, юры и мела за счет компенсации осадками процессов соляного диапиризма, проявившегося при общем прогибании 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 предмелового размыва, в верхних частях наиболее амплитудных соляных гряд и куполов. Отложения верхнего мела, облекающие 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 [Липатова, 1970; Жиловинов, 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 прослойками глин. В составе верхней преобладают глины с прослоями песчаников. В отложениях баскунчакской серии выделяются нижняя карбонатная пачка, представленная известняками с пластами карбонатных глин и именуемая «второй пачкой известняков» триаса, и верхняя – терригенная пачка, сложенная аргиллитоподобными 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 надсолевого комплекса. При этом низы триаса (индский ярус), по данным В.В. Липатовой [1970], А.Д. Курышева [1988], представлен континентальными терригенными отложениями, которые выше (оленекский 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 остракод, затем чередованием известковистых песчаников, известняков с линзами песков и косослоистых костеносных (с остатками рептилий) конгломератов. Завершается разрез слоем песчаника. 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 углистыми растительными остатками, прослоями известковистых песчаников и мергелей мощностью до 600 м. В межкупольных мульдах, где триасовые отложения сохранились от размыва, 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 верхним (оксфордский ярус) отделами. На время нижнего отдела приходится перерыв в осадконакоплении и значительная перестройка структуры рассматриваемого региона. На дневную поверхность породы среднего и верхнего отделов выходят 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 – нижнебатский подъярус) преимущественно глинистого состава с остатками аммонитов, белемнитов и фораминифер. На склоне Воронежской антеклизы они трансгрессивно перекрывают как нижележащие юрские, так и триасовые и даже палеозойские отложения. Мощность верхнебайосских–нижнебатских отложений на Приволжской моноклинали достигает 200 м, в Центрально-Прикаспийской депрессии 300 м. Средняя и верхняя часть батского яруса представлена лагунно-континентальными отложениями. Характерны тонкослоистые, ленточного типа алевриты, неравномерно глинистые с подчиненными прослоями глин и тонкозернистых песков. Они содержат остатки растительного детрита, отпечатки листьев и стеблей папортников, единичных раковин моллюсков. Выше наблюдается чередование глин, алевритов и песков. Лишь в кровле появляются 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 алевритистыми известняками с прослоями глин и глинистых песчаников с остатками фораминифер и остракод. 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 обоими отделами. Нижний отдел включает неокомский, аптский и альбский ярусы, сложенные песчано-алевролито-глинистой толщей мощностью 300–600 м. Верхний отдел слагается терригенно-карбонатной толщей, стратиграфически соответствующей сеноманскому, туронскому, коньякскому, сантонскому, кампанскому, 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 сантона слагается аргиллитоподобными карбонатными глинами. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет 160–600 м.

I.2.5. Кайнозойская группа

В результате позднемезозойского размыва отложения палеогена со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на мезозойской поверхности размыва. Осадки неоген-четвертичной системы практически полностью нивелируют остаточный рельеф соляного тектогенеза, образуя покровный 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 глин с единичными прослоями песчаников, относимых к хадумскому горизонту и майкопской серии, и имеет мощность 65–145 м.

Неогеновая и четвертичная системы

Неоген (плиоцен)-четвертичная толща пород трансгрессивно залегает на отложениях майкопской серии и представлена: *акчагыльским ярусом* плиоцена и *апшеронским ярусом* нижнего квартера, состоящими из глин с прослоями алевролитов и песков с прослоями глин; *хазарским и хвалынским ярусами* четвертичной системы, которые состоят из буровато-серых глин 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 (ПВНИИГГ) 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 сейсморазведочных 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 подсолевое 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 (P_1s-a) отложений. Положительных результатов также не было получено.

Поиски залежей углеводородов в подсолевом комплексе отложений в правобережной части Астраханского свода начали проводить только с конца 1980-ых годов. Исследования были начаты с бурения в пределах Смушковской, Ашунской и Ивановской площадей, а затем продолжены на Уланской и Безымянной площадях. Обнадеживающие результаты были получены на Уланском поднятии. Пробуренная здесь поисковая скважина имеет глубину 5501 м. Скважина вскрыла отложения среднего карбона на глубине 5022 м и прошла по потенциально 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 м^3/с; в интервале 5215–5234 м – слабый приток пластовой воды, Q в -5,2 м^3/с; в интервале 5126–5236 м – слабый приток газа с конденсатом. Из затрубного 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 полувековой период проведения поисковых работ территория Астраханского свода покрыта густой сетью профилей МОГТ (плотность до 2 пог. км на км^2), технология этих исследований позволила картировать верхние горизонты подсолевого разреза (пермь–карбон). Типовая методика работ МОГТ, кратность – 36 (1988-90 гг.) и 48 (1991 г.); регистрирующая аппаратура – сейсмостанции «Прогресс 2М»; длина годографа соответственно 3550 м и 4850 м; шаг ПП и ПВ – 50 м; группирование 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 проходят трассы трех профилей ГСЗ, во-

семь профилей КМПВ и более десятка региональных профилей МОГТ с длиной сейсмической записи до 18–20 с. К настоящему времени в пределах Астраханского 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 толстослоистая эффективная сейсмическая модель (ЭСМ), обобщены данные о скоростных параметрах крупных литостратиграфических подразделений разреза (рис. II.1.1); выполнена (по данным ВСП и СК многих скважин) стратификация основных опорных горизонтов в надсолевом и ряда границ в подсолевом комплексе, проведено сейсмостратиграфическое 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 тонкослоистые пачки. 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 «V_2». Пластовая скорость в пермских отложениях в районе работ составляет 4100 м/с.

Разрез подсолевого комплекса начинают терригенные отложения московского яруса среднего карбона – артинского яруса нижней перми. Они распространены по периферии свода. С ними связаны две границы: горизонт «$П_1$» (в кровле) и горизонт «$С_3$» – (в подошве). Пластовая скорость в этой нерасчлененной терригенной толще изменяется в пределах 4600–4800 м/с.

Опорной отражающей волной в подсолевом комплексе является волна «ІІП» (C_2b), связанная с кровлей карбонатных отложений, пластовая скорость которых составляет порядка 6000–6300 м/с.

Кроме горизонта «ІІП» в толще подсолевых отложений в пределах исследуемого участка выделяются сейсмические реперы – Б (C_1t), приуроченный к поверхности турнейских отложений нижнего карбона; «ІІП'», отождествляемый с кровлей среднефранских отложений верхнего девона. Стратиграфическое положение остальных границ («ІІП", ІІП») определено предположительно, по сопоставлению разрезов скважин с глубинными динамическими разрезами.

Сейсмостратиграфическое расчленение разреза земной коры

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

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

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

«доплитный». Внутри «плитного» СТК выделяется несколько сейсмогеологических этажей (СГЭ):

а) плиоцен-четвертичный, ограниченный снизу отражающим горизонтом (ОГ) «А»;

б) юрско-палеогеновый, заключенный между ОГ «А» и ОГ «V»;

в) верхнепермско-триасовый, между ОГ «V» и ОГ «VI»;

г) соленосный, между ОГ «VI» и ОГ «$П_1$»;

д) девонско-артинский, между ОГ «$П_1$» и ОГ «ПП».

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

- гжельско-артинский (ограничен сейсмическими горизонтами «$П_1$»–«$С_2$»),
- московско-касимовский (ограничен сейсмическими горизонтами «$С_3$» «П»),
- верхнефранско-нижнебашкирский (ограничен сейсмическими горизонтами «П»–«ПП'»),
- нижнедевонско-среднефранский (ограничен сейсмическими горизонтами «ПП'»–«ПП»).

Следует обратить внимание, что количество сейсмостратиграфических 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 сейсмостратиграфическая характеристика девонско-артинского СГЭ Астраханского карбонатного массива будет приведена ниже.

Приведенное описание сейсмостратиграфического расчленения разреза земной коры относится исключительно к территории Астраханского свода и Астраханско-Актюбинской зоне поднятий фундамента. В окружающих Астраханско-Актюбинскую 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 «доплитного» 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 глубокие параметрические скважины, вскрывшие девонские и нижнекаменноугольные отложения (Володарская-2, Девонские -1, -2, -3, Правобережная-1, Бешкульская, Безымянная, Табаковская, Георгиевская, Северо-Астраханская). По всем этим скважинам были повторно проанализированы имеющиеся образцы керна и шлама (на предмет уточнения возраста пород и их фациального состава), а также материалы ГИС, что позволило выполнить расчленение разреза и составить сводную корреляционную сейсмостратиграфическую 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 перми. 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 сейсморазведки правильно определять скорость в таком слое весьма ограниченны. Для решения этой задачи использовалась специальная технология, которая будет описана в следующем параграфе.

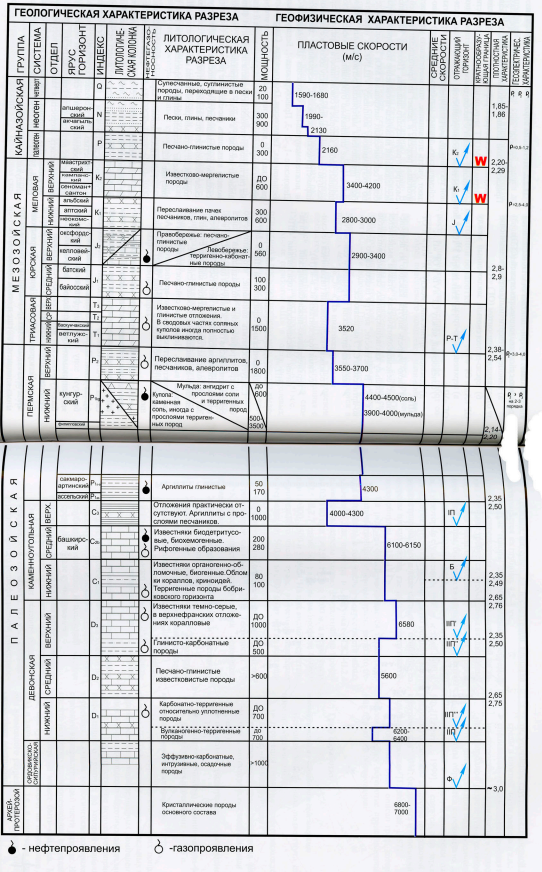


Рис. II.1.1. Геолого-геофизическая характеристика разреза Астраханского свода (по А.Я. Бродскому с дополнениями)

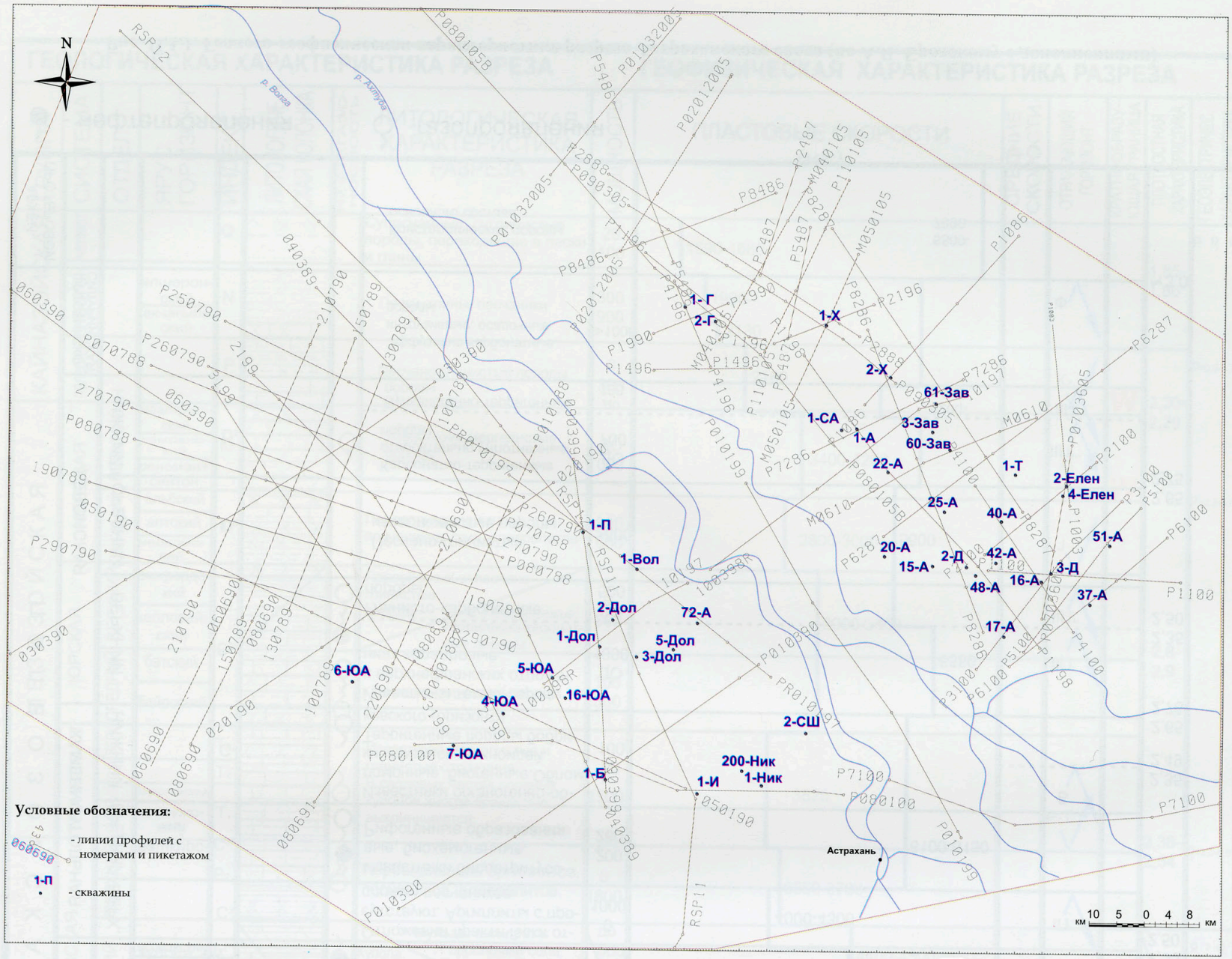


Рис. II.2.1. Схема расположения обработанных профилей

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

Вообще говоря, для обеспечения требуемой точности определения пластовых скоростей на таких глубинах требуется, чтобы длина наблюденных годографов 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 различные уровни (погружение или поднятие сейсмограмм). Эта техника позволяет успешно решать такие проблемы обработки, как учет сложного регионального рельефа дневной поверхности, 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 дано его обоснование.

Граф обработки

предварительная обработка сейсмограмм

Исходная запись была подвергнута следующим преобразованиям:

- коррекция геометрического расхождения (с использованием функции t^2);
- редактирование трасс (медианная 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 вышезалегающей части разреза. Известно, что без этого длиннопериодная составляющая статики вообще не может быть найдена. Между тем, она существенно влияет на положение линий $t_0(x)$ и значения $V_{ОГТ}(x)$, т.е., в конечном счете, на вид временного разреза и правильность глубинно-скоростных построений.

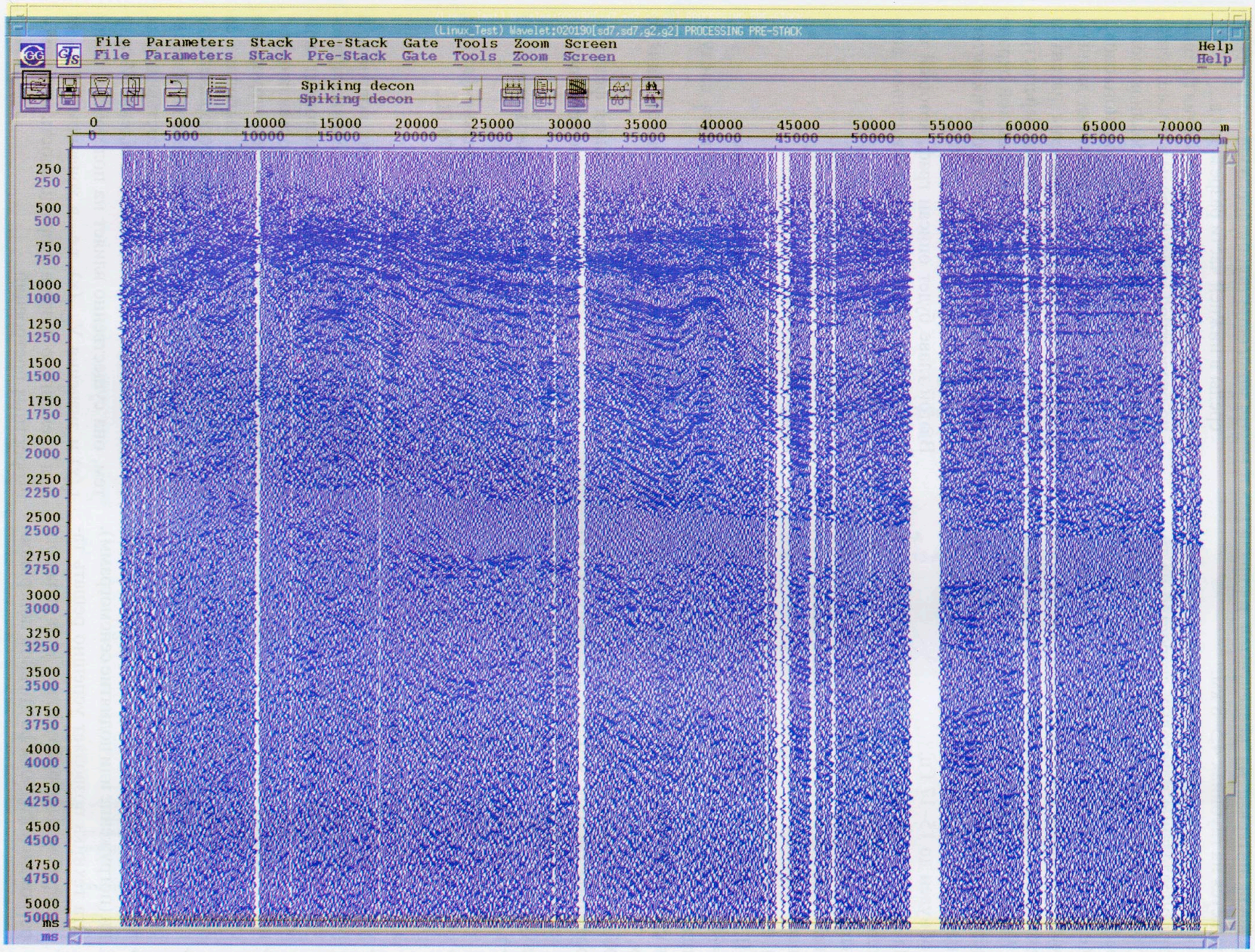


Рис. II.2.2. Профиль 020190. Разрез равных L-удалений при L=250 м

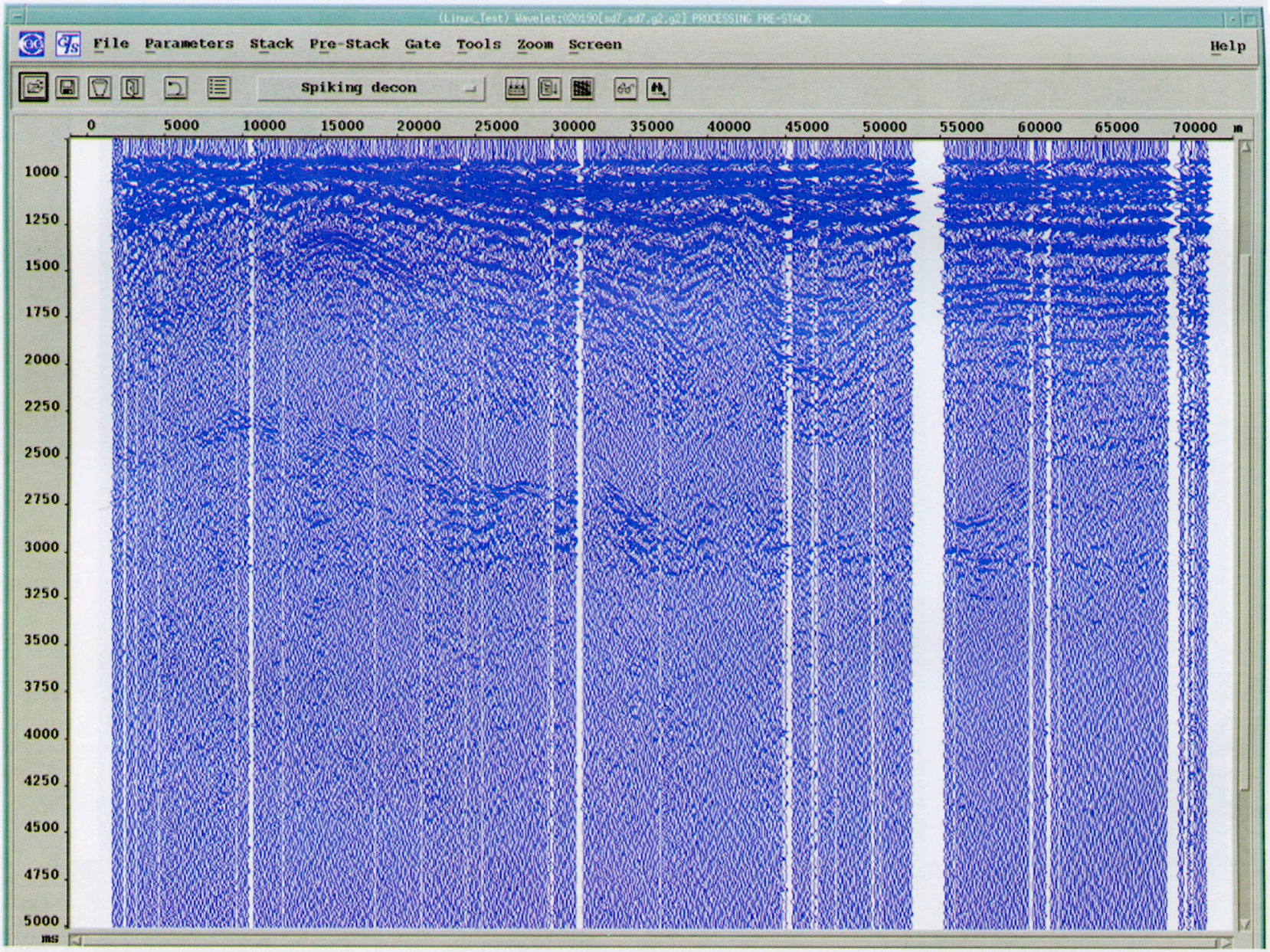


Рис. II.2.3. Профиль 020190. Разрез равных L-удалений при L=1500 м

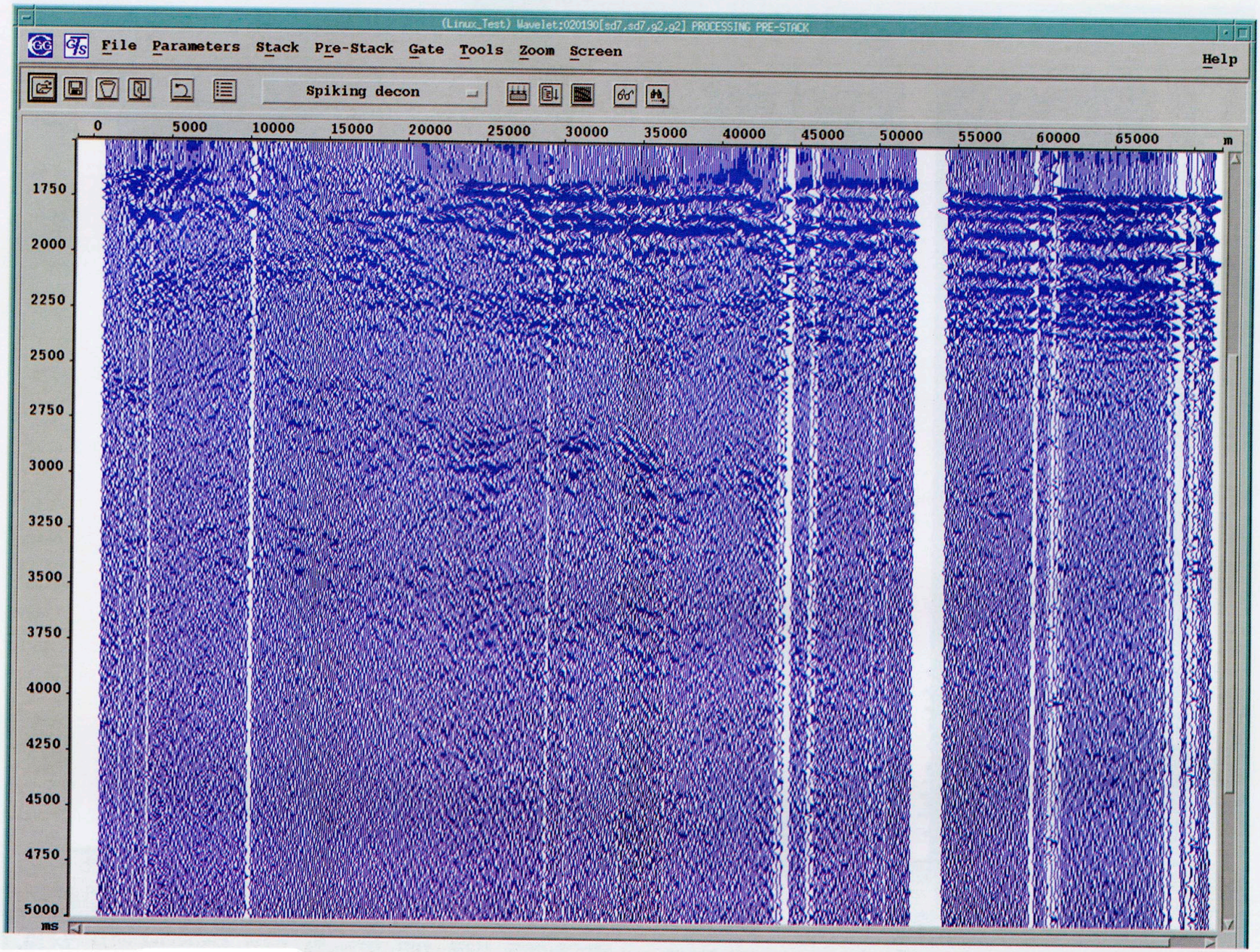


Рис. II.2.4. Профиль 020190. Разрез равных L-удалений при L=3250 м

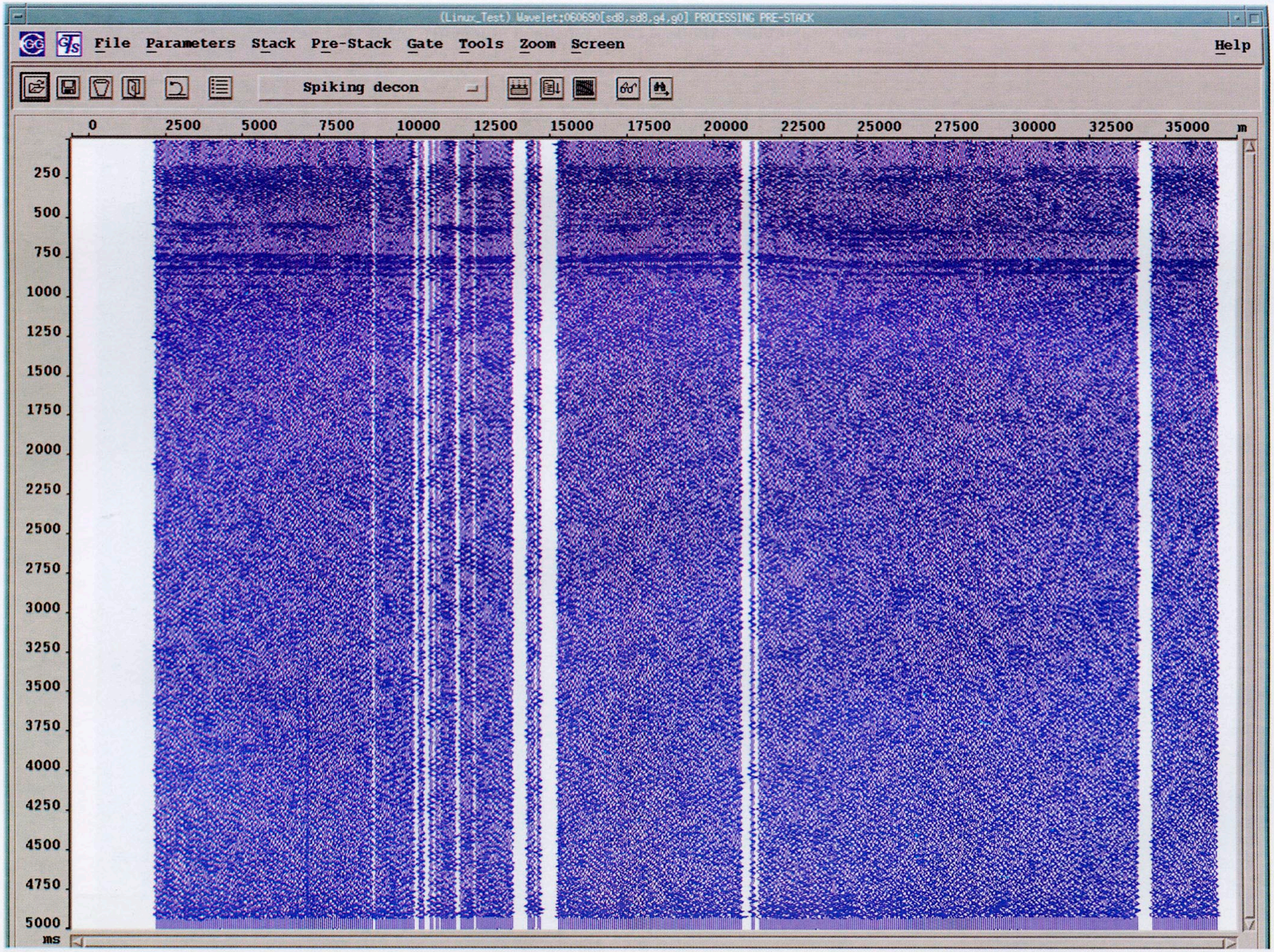


Рис. II.2.5. Профиль 060690. Разрез равных L-удалений при L=300 м

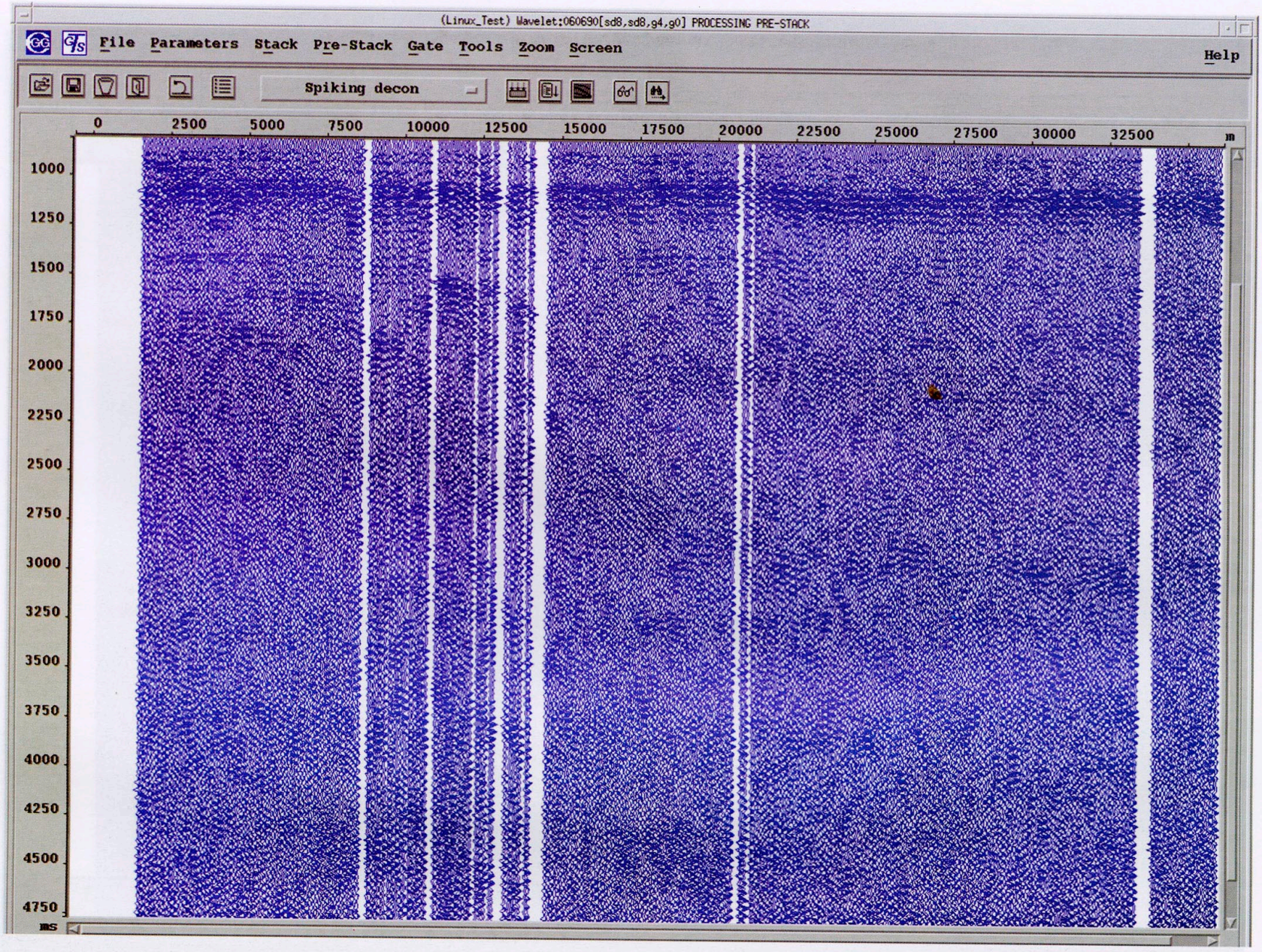


Рис. II.2.6. Профиль 060690. Разрез равных L-удалений при L=1500 м

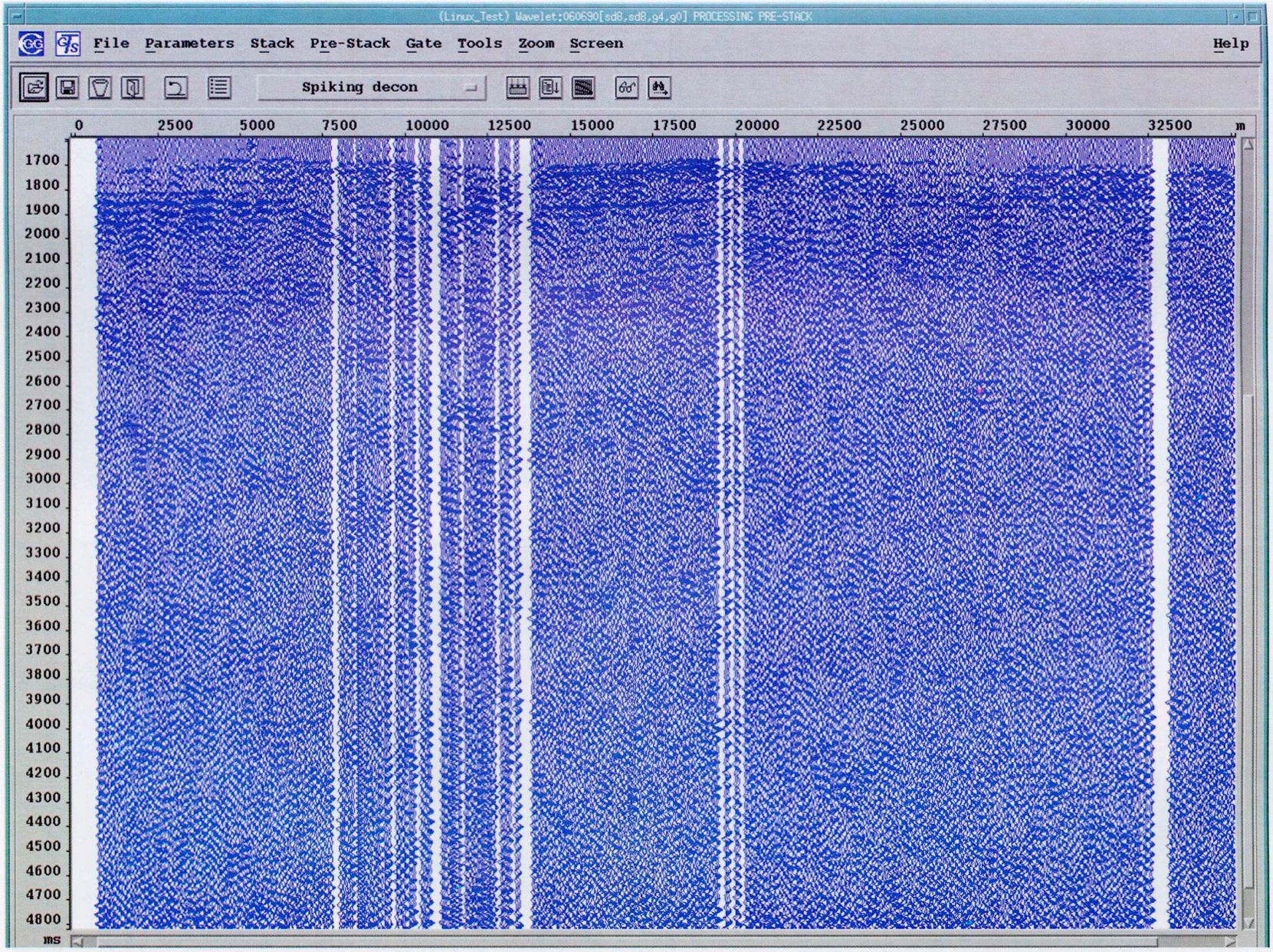


Рис. II.2.7. Профиль 060690. Разрез равных L-удалений при L=3300 м

Вторая процедура выполняется при условии, что длиннопериодная компонента уже скорректирована. Это позволяет однозначно 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 повысить 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 делалось при обработке представленного материала. Поэтому этот прием применялся при получении временных разрезов в интервале времен между артинским и девонским отражениями.

Сказанное иллюстрируется рисунками II.2.8–II.2.9.

Наконец, горизонтальные спектры скоростей позволяют контролировать наличие в записи регулярных волн помех, в том числе и кратных волн. Они проявляются на спектрах в виде побочных максимумов. На рисунке II.2.10 приведен пример такой ситуации.

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

τ/p преобразование сейсмограмм

Эта процедура представляет собой скоростную фильтрацию на основе локального τ/p 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 послойно 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 слоя. Справедливость этого предположения проверяется в каждой точке каждого слоя специальным пороговым критерием. Если критерии 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, любые 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.

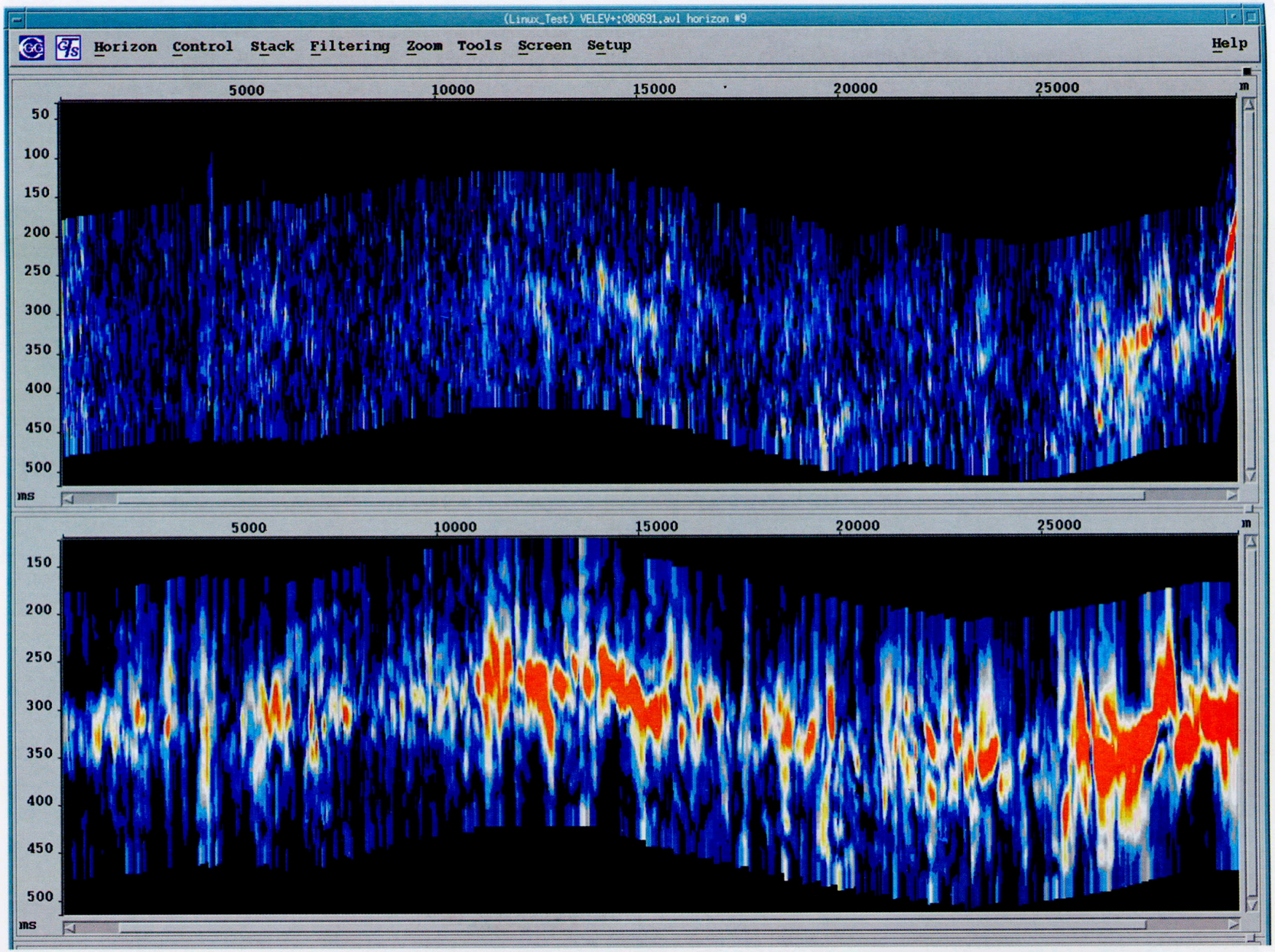


Рис. II.2.8. Сопоставление горизонтальных спектров скоростей (по артинскому горизонту на одном из профилей).
В верхнем окне – спектры одиночных сейсмограмм, в нижнем окне – те же спектры, рассчитанные с использованием локального оператора ДМО

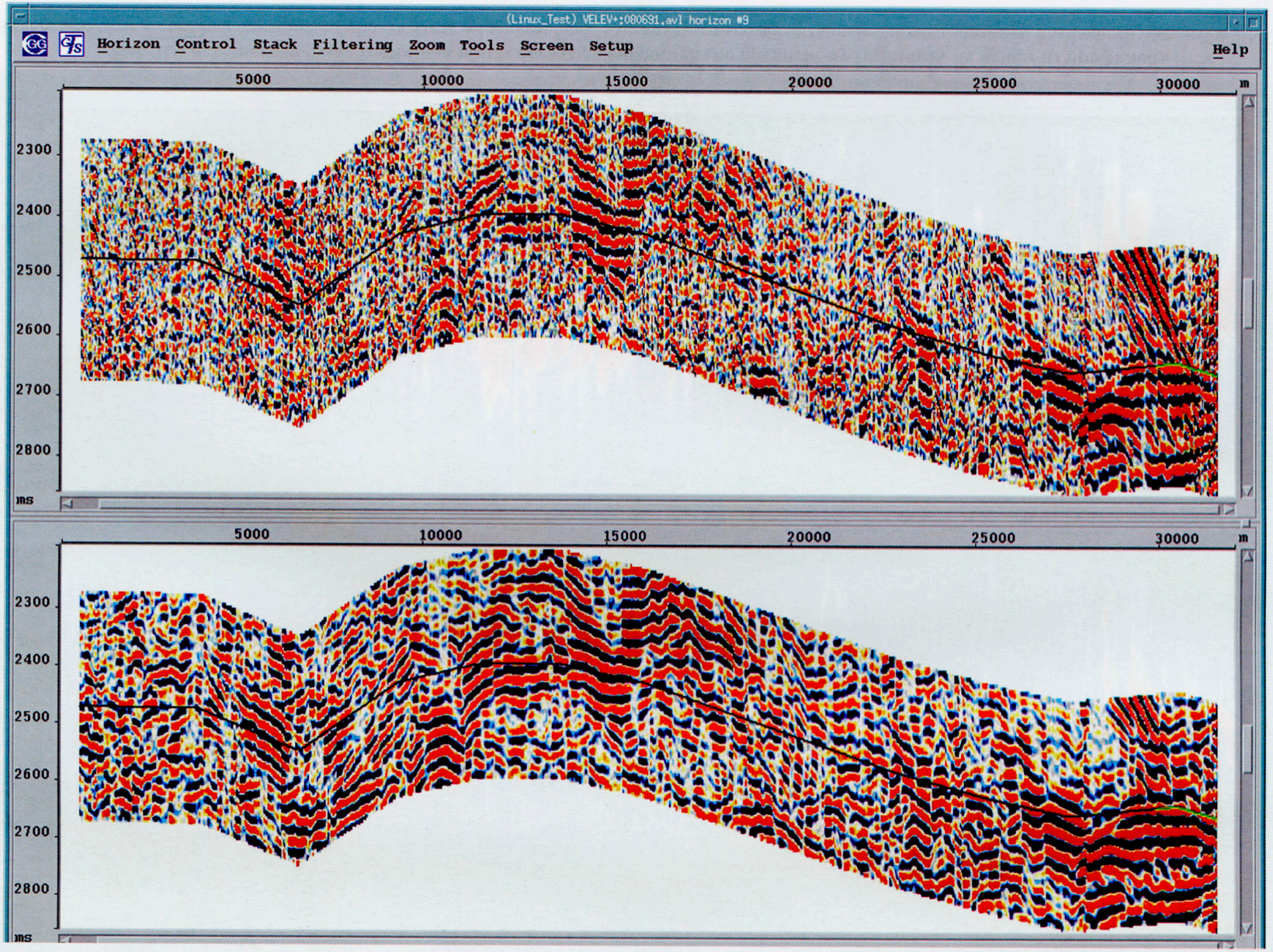


Рис. II.2.9. Сопоставление фрагментов временных разрезов в окрестности артинского горизонта (где определялись спектры скоростей, приведенные на рис. II.2.8).

Верхнее окно – исходный разрез; нижнее окно – разрез, полученный с использованием локального оператора ДМО

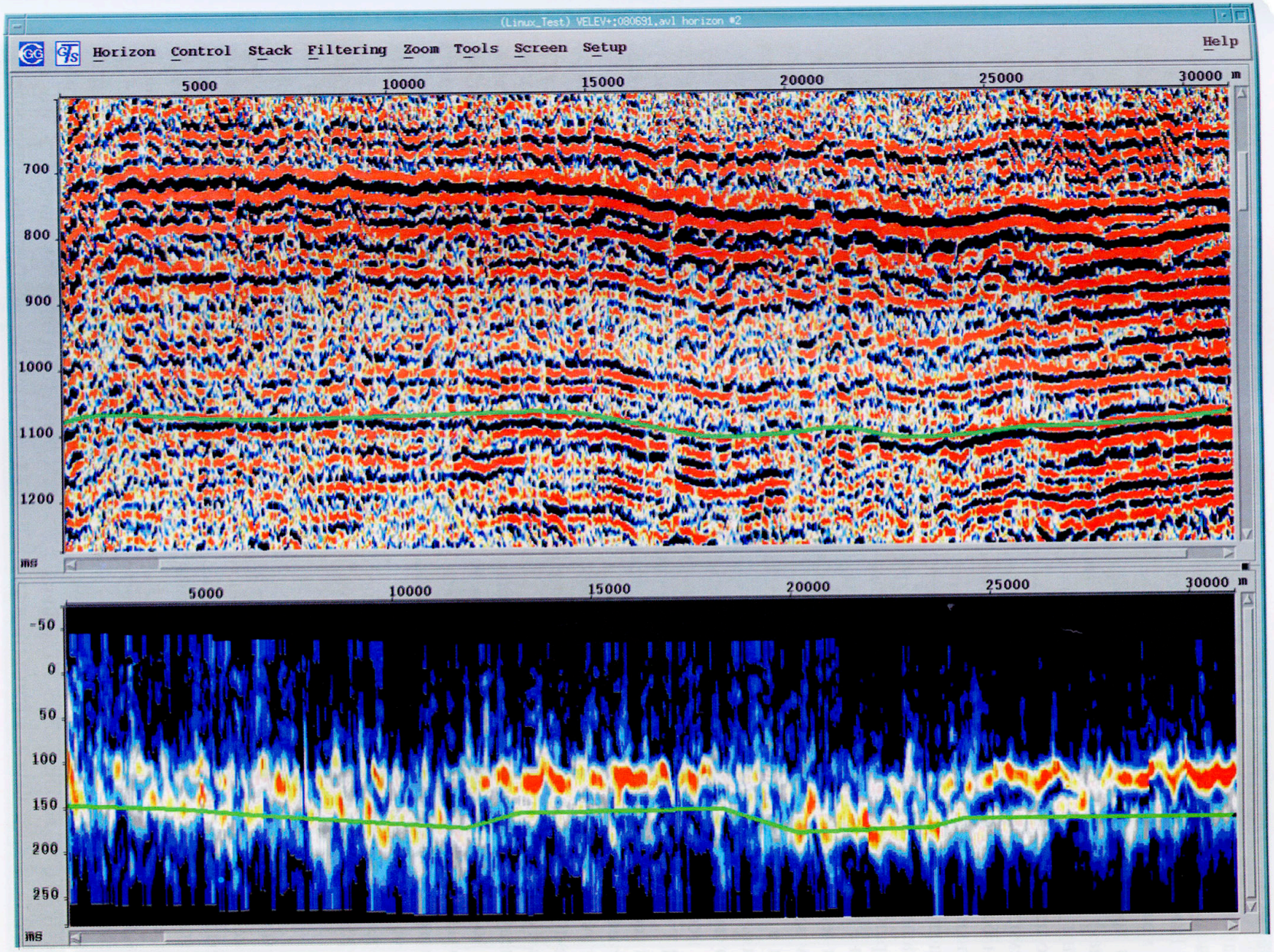


Рис. II.2.10. Пример горизонтальных спектров скоростей с побочными максимумами.

Ниже основного максимума видна интенсивная низкоскоростная волна – помеха (нижнее окно); она прокоррелирована зеленой линией. В верхнем окне – фрагмент временного разреза, на котором прокоррелирован 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 [Глоговский, 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 II.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 удается правильно прокоррелировать кровлю соли, а граница № 7 – в которой слой между сеноманской и девонской отражающими границами неоднороден.

На рисунке II.2.12 приведен временной разрез, соответствующий рассматриваемой модели (левое окно). Любая его трасса представляет собой полосовые 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 подкупольной 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 II.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 негиперболичны. Это весьма затрудняет их обнаружение, выделение из фонда 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 II.2.14 приведена одна из сейсмограмм отражения от последней границы с введенной оптимальной гиперболической кинематикой (верхнее окно). Видна существенная недоспрямленность годографа – следствие его негиперболичности, и это, во-первых, сказывается на качестве суммирования

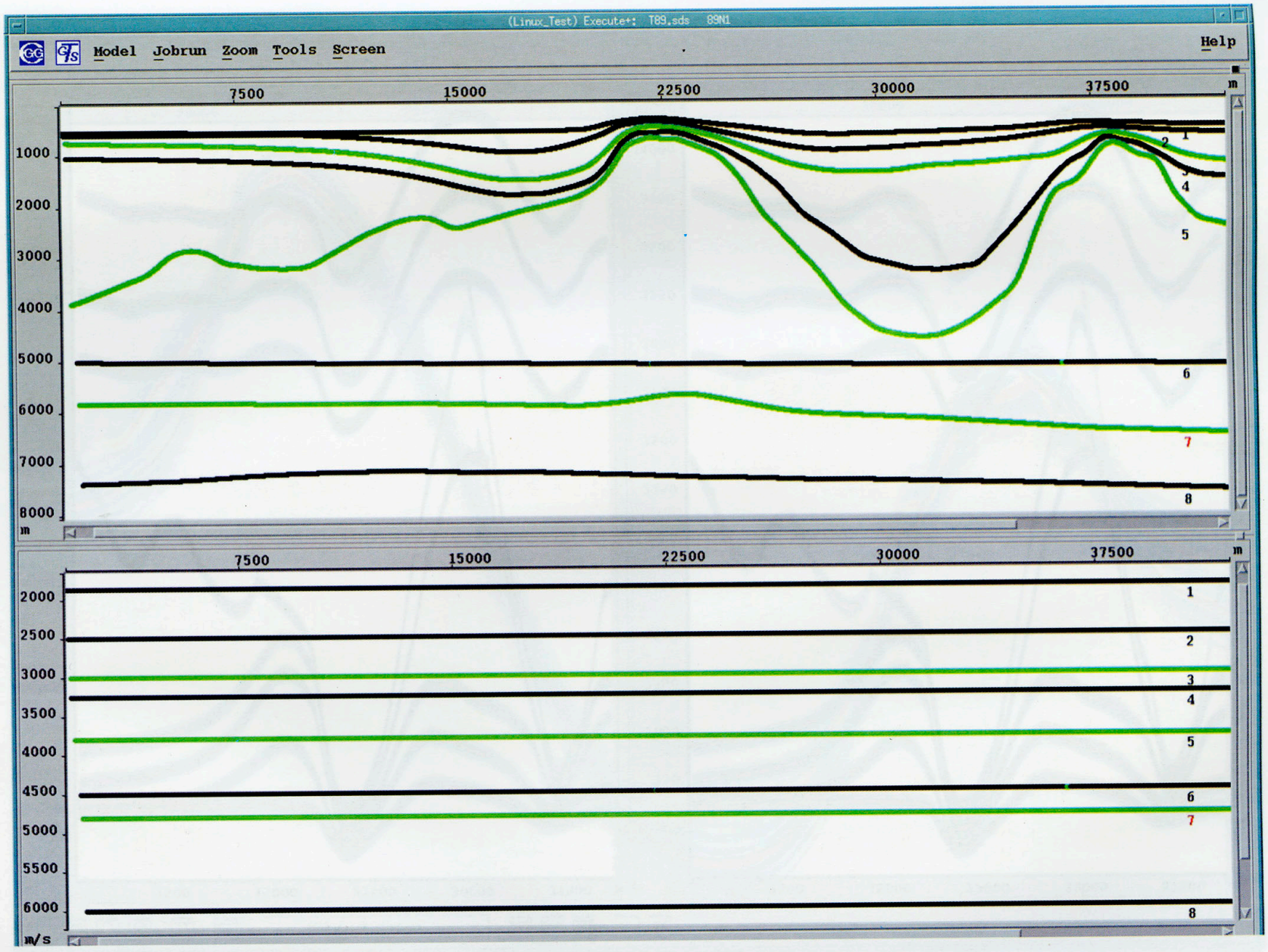


Рис. II.2.11. Тестовый глубинно-скоростной разрез

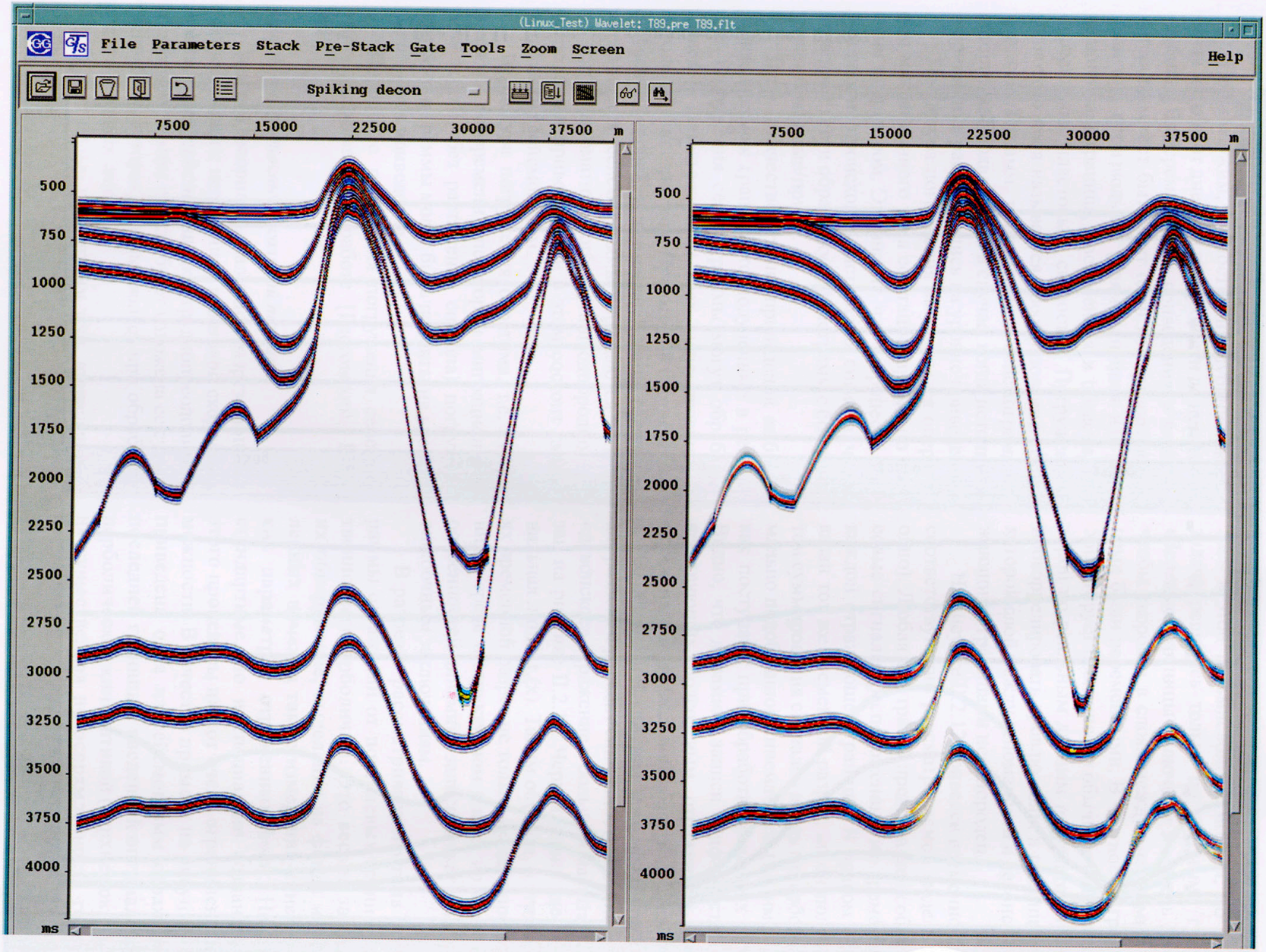


Рис. II.2.12. Сопоставление временных разрезов

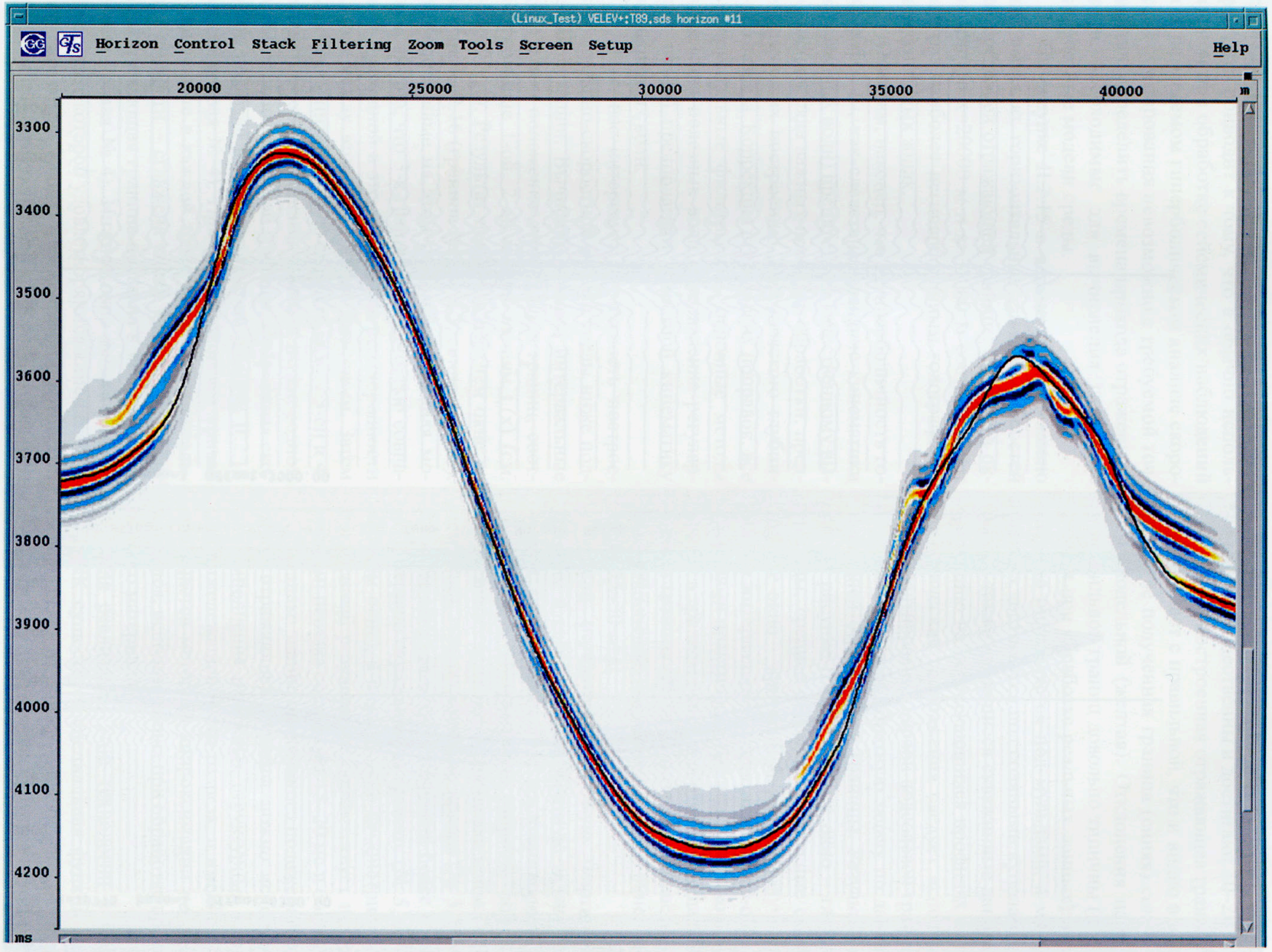


Рис. II.2.13. Синфазность, соответствующая последней отражающей границе

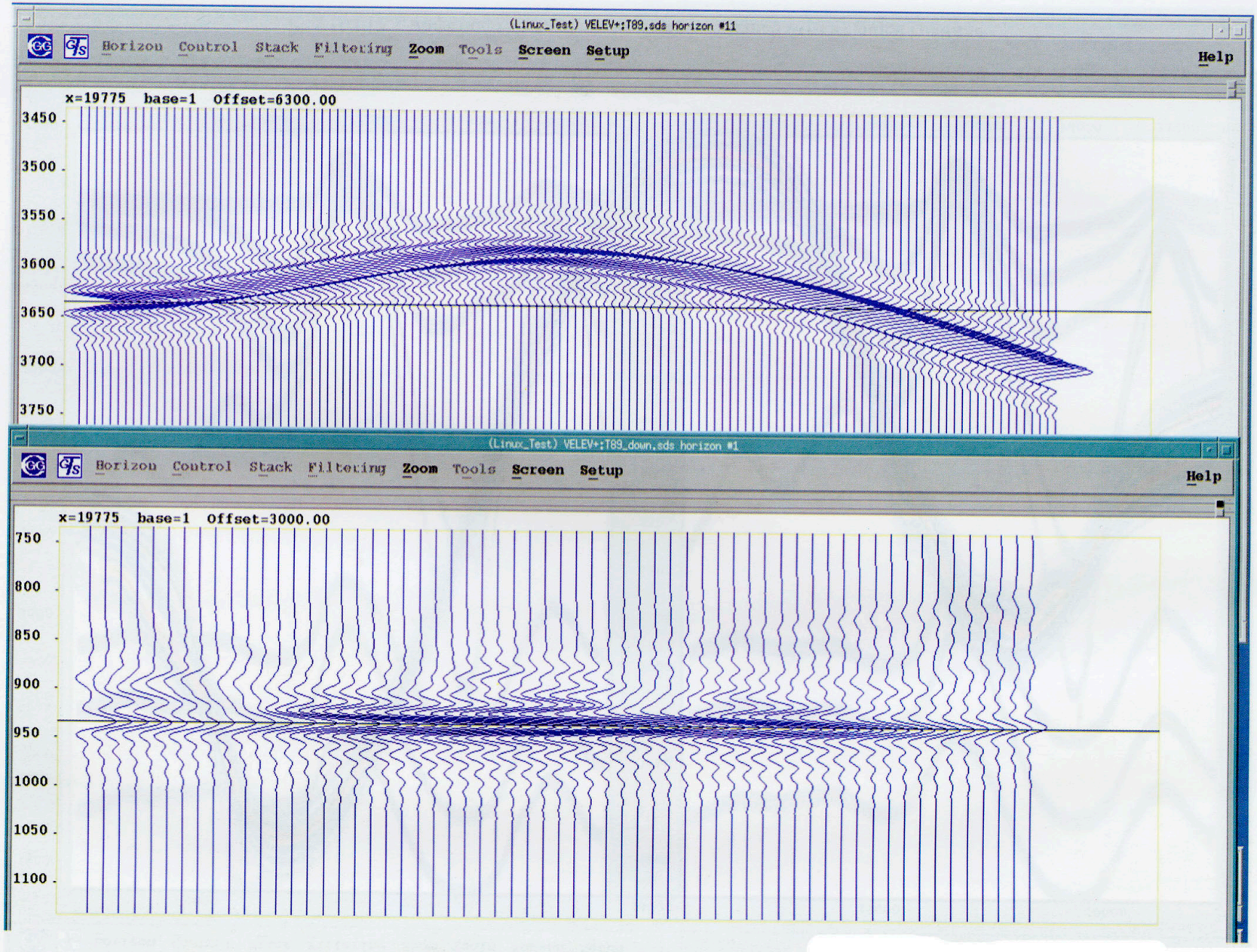


Рис. II.2.14. Пример сейсмограммы

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

На рисунке II.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 негиперболичным годографам в подкупольных зонах.

Отметим, наконец, что негиперболичность годографов (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 известной кинематику однократных волн.

Итак, нас интересует возможность построения глубинно-скоростной модели среды ниже подсолевой толщи. Вычислим сначала интервальные скорости и положение отражающих границ, соответствующие 1-ой, 2-ой и 4-ой линиям $t_0(x)$ (см. рис. II.2.11). Результат показан в верхнем окне на рисунке II.2.16 (граница № 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 II.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 существенны 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 ошибка достигается под соляными куполами. Этот факт, а также имеющиеся скважинные данные, информацию на пересекающихся профилях и общие геологические соображения следует использовать для редактирования первой подсолевой границы.

Решим теперь обратную задачу по данным от последней отражающей границы. Результат показан на рисунке II.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 решать обратную задачу, то результат снова оказывается неудовлетворительным (рис. II.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 неверную отражающую границу (№ 5, синяя, в верхнем окне), а нижнее окно демонстрирует, что полученный результат не соответствует исходным данным: невязка составляет 15–20 мс и более.

Однако знание правильного положения подсолевой 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-

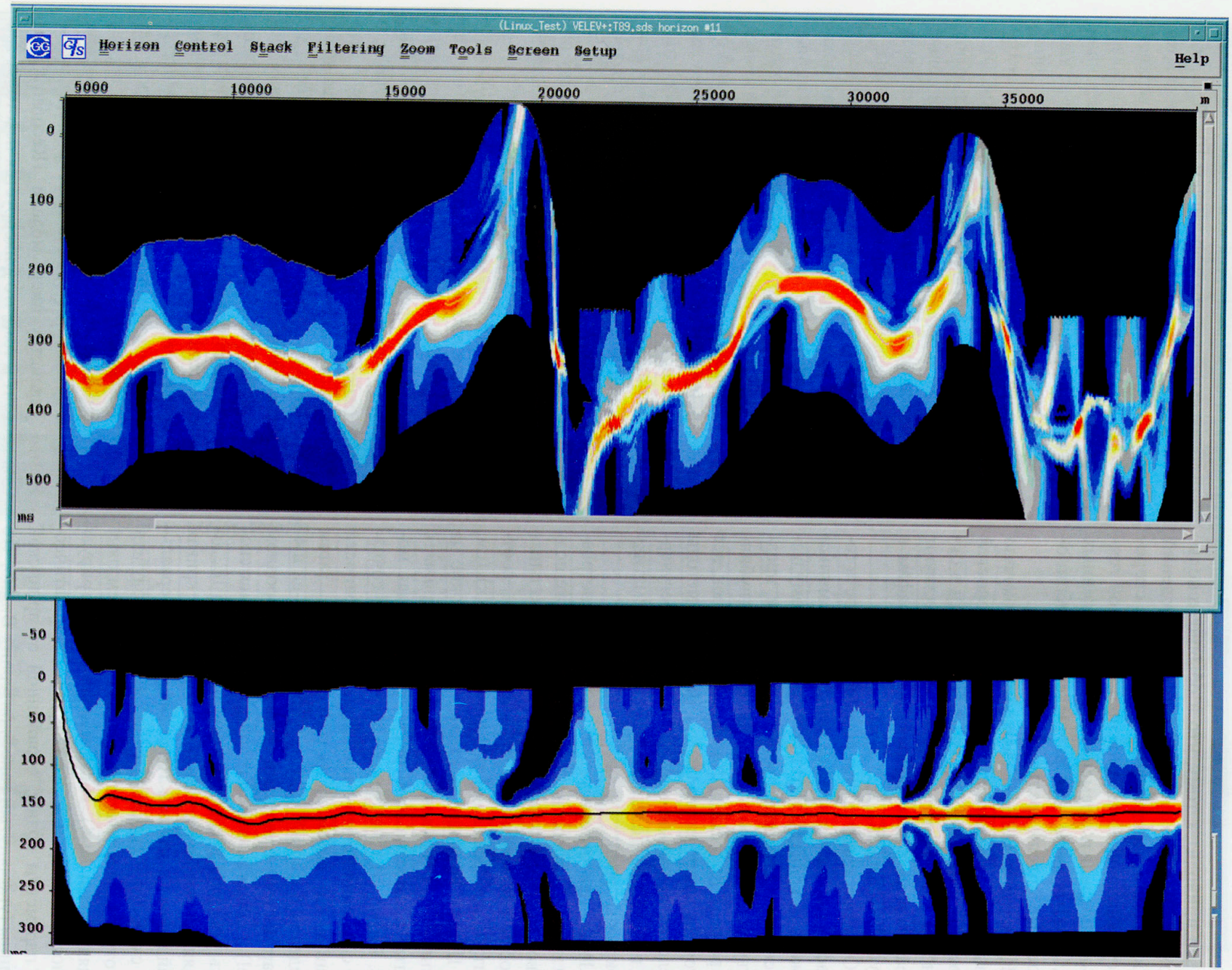


Рис. II.2.15. Горизонтальные спектры скоростей

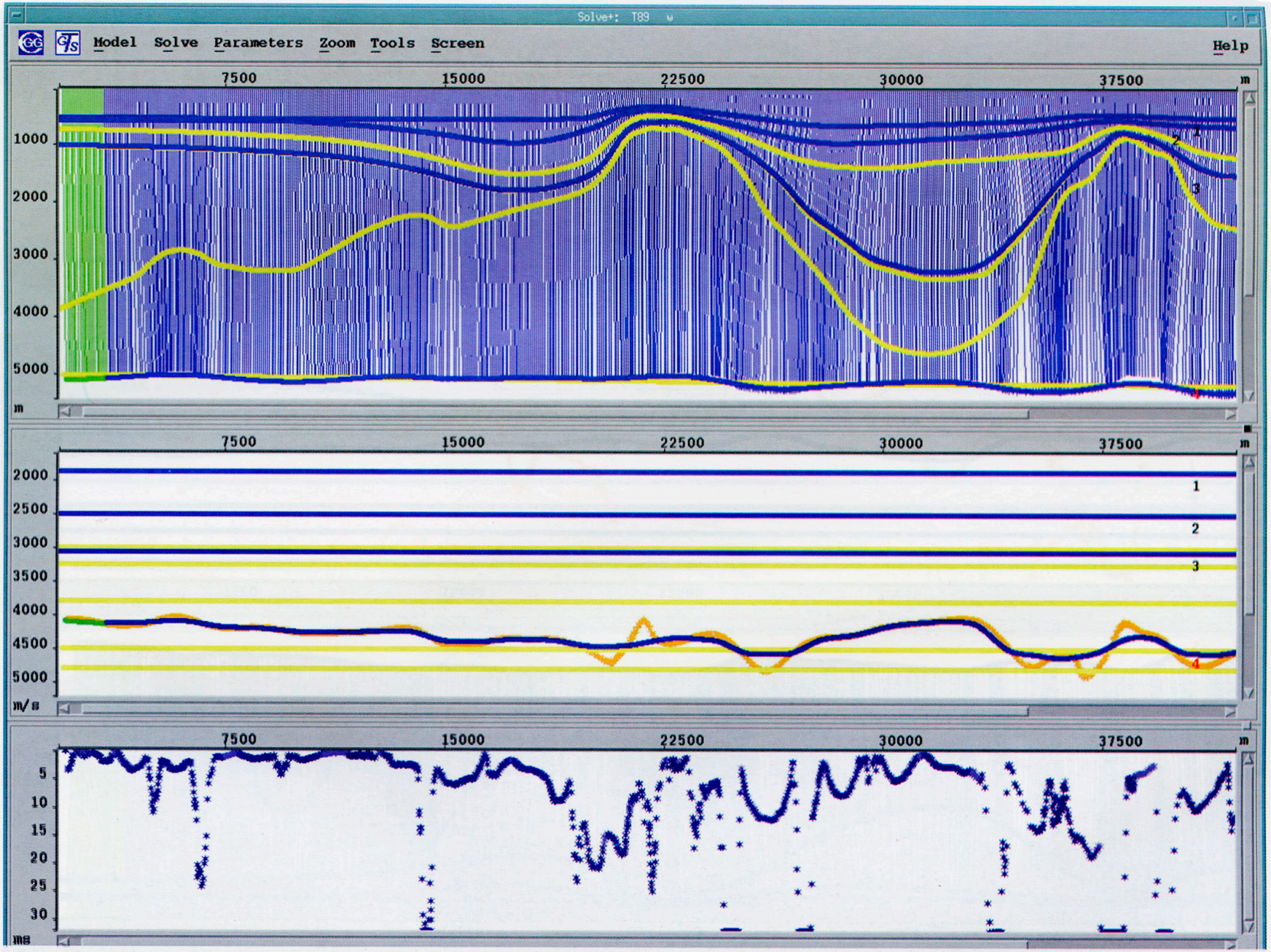


Рис. II.2.16. Решение обратной задачи по тестовой артинской границе

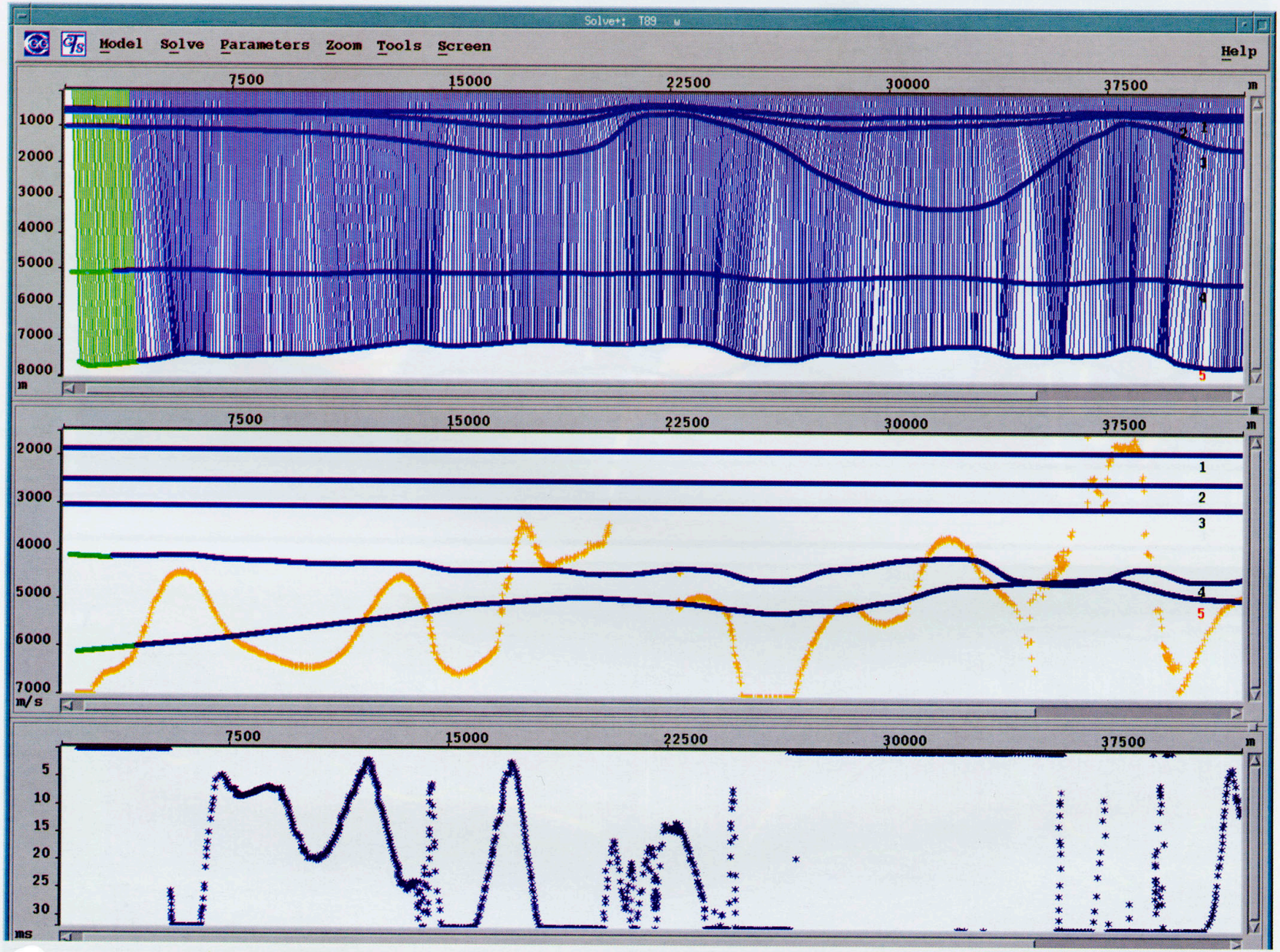


Рис. II.2.17. Решение обратной задачи по тестовой девонской границе

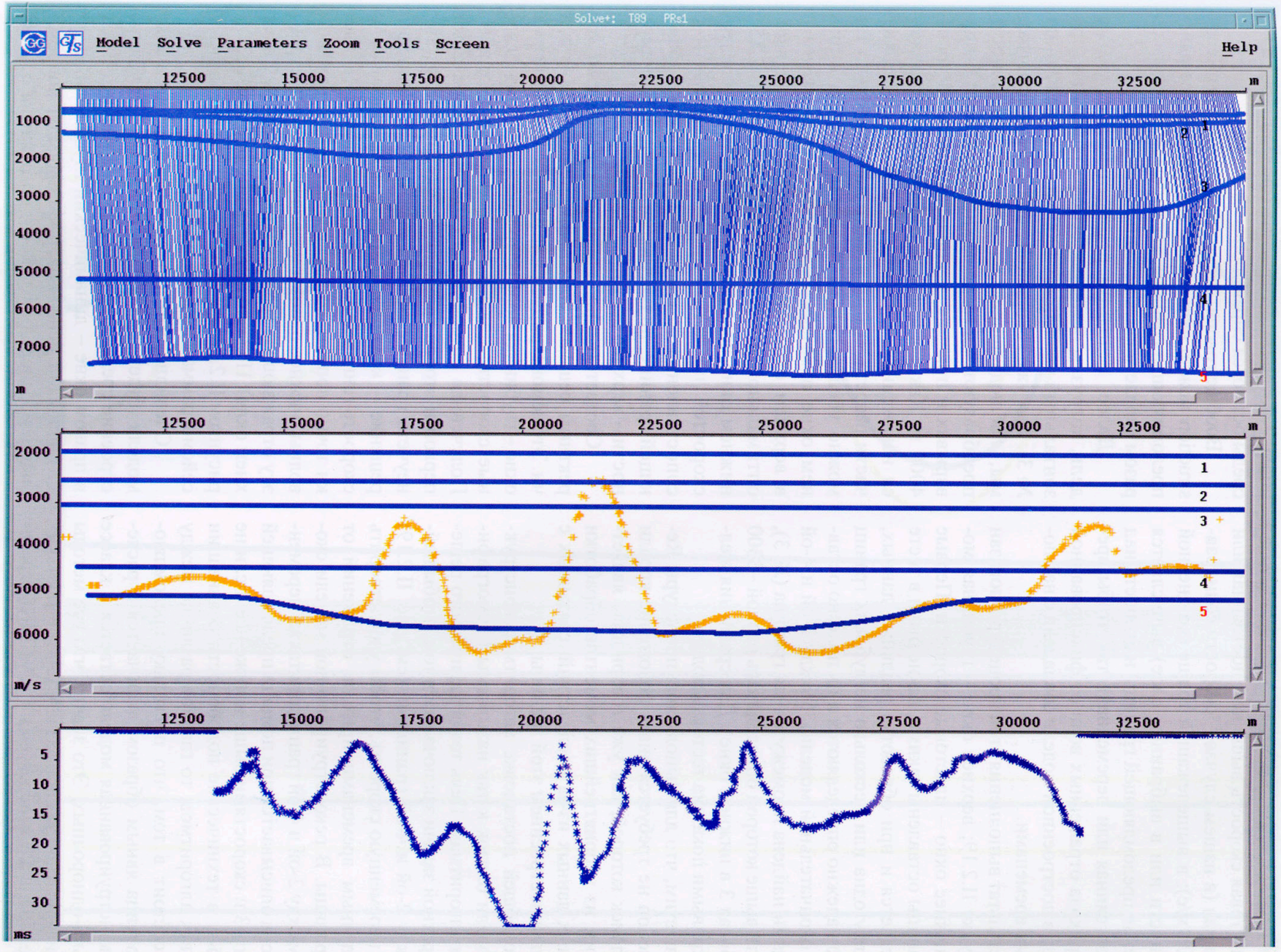


Рис. II.2.18. Решение обратной задачи с отредактированной артинской границей

ница (в нашем случае – первая подсолевая); задается пластовая 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 наблюденными временами.

Результат выполнения этой процедуры показан на рисунке II.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 определилась 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. II.2.19) такую переменную скорость, чтобы удовлетворить наблюденным временами прихода отражений от 4-ой границы. В реконструированной модели скорость 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 критерий 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, погрузим исходные сейсмограммы на горизонтальный уровень H=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 годографах устраняются искажения, связанные со строением верхней части разреза. В том, что это действительно так, можно убедиться на рисунке II.2.14, где в нижнем окне показана та же сейсмограмма, что и в верхнем окне, но после погружения и ввода оптимальной кинематики. На рисунке II.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 II.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 неучета границы № 7 на рис. II.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 II.2.20 с рисунком II.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 II.2.21: в правом окне – динамический глубинный разрез, полученный с использованием процедур аппроксимации неоднородного слоя и погружения сейсмог-

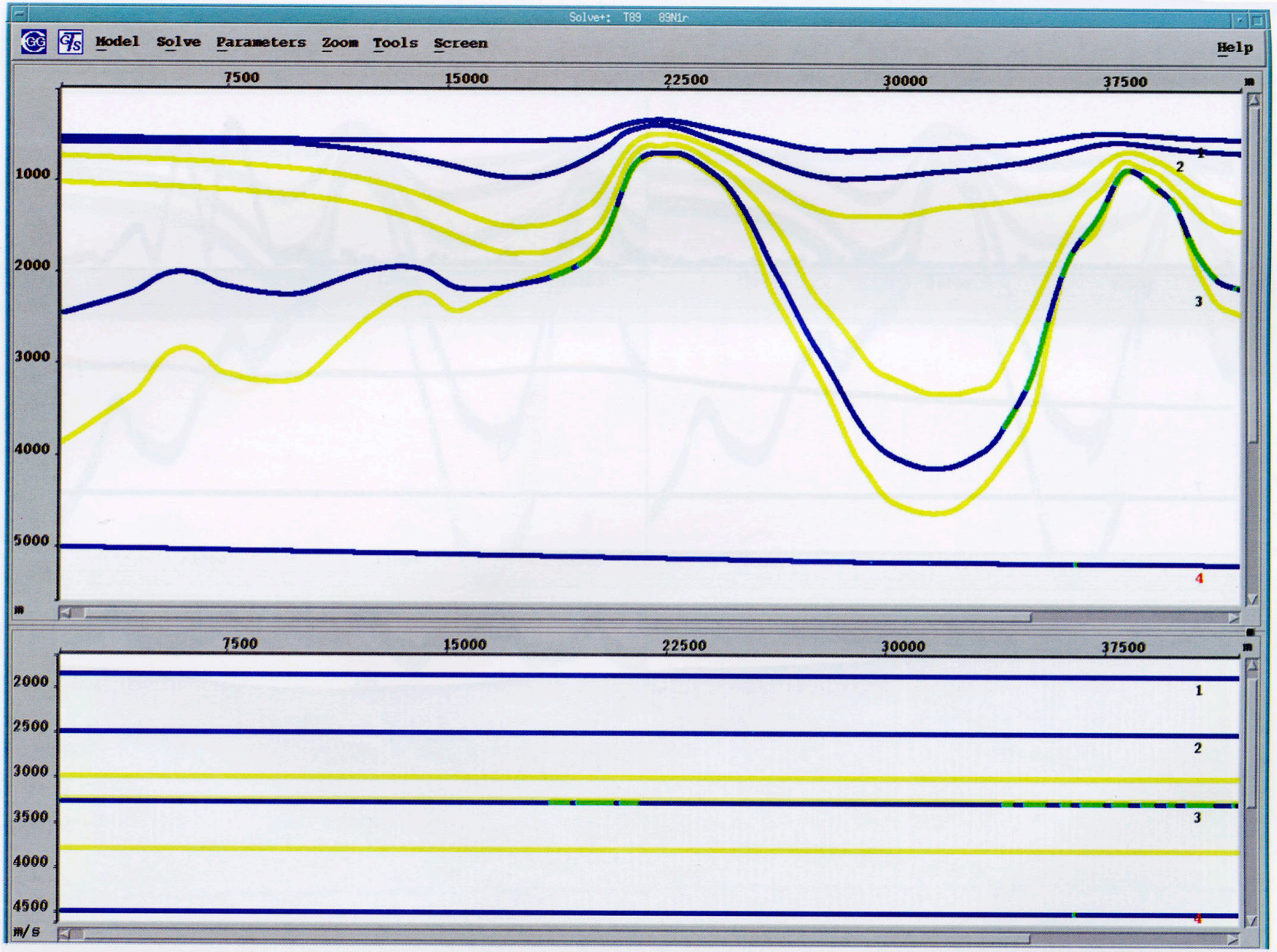


Рис. II.2.19. Модель аппроксимации слоя

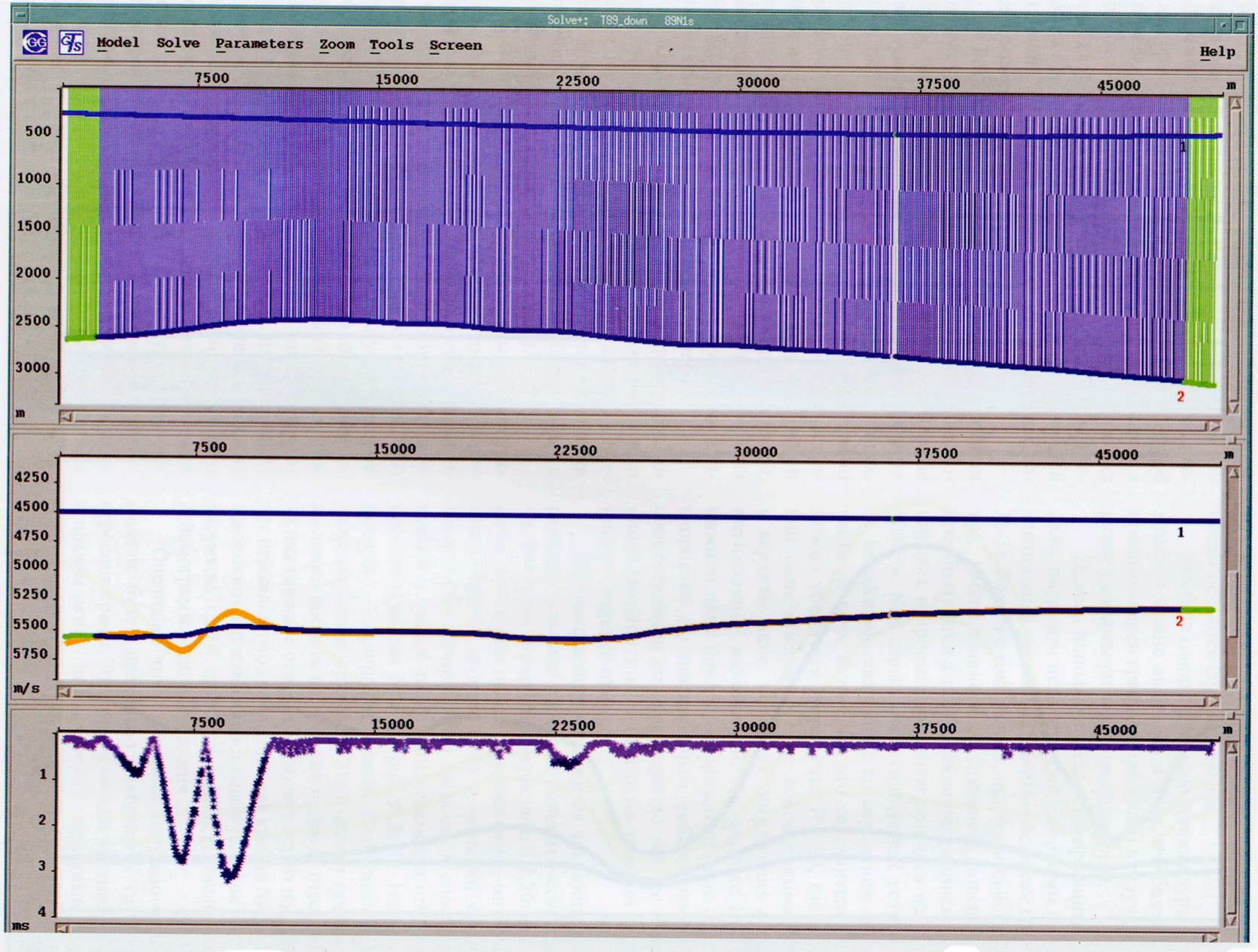


Рис. II.2.20. Решение обратной задачи после погружения сейсмограмм

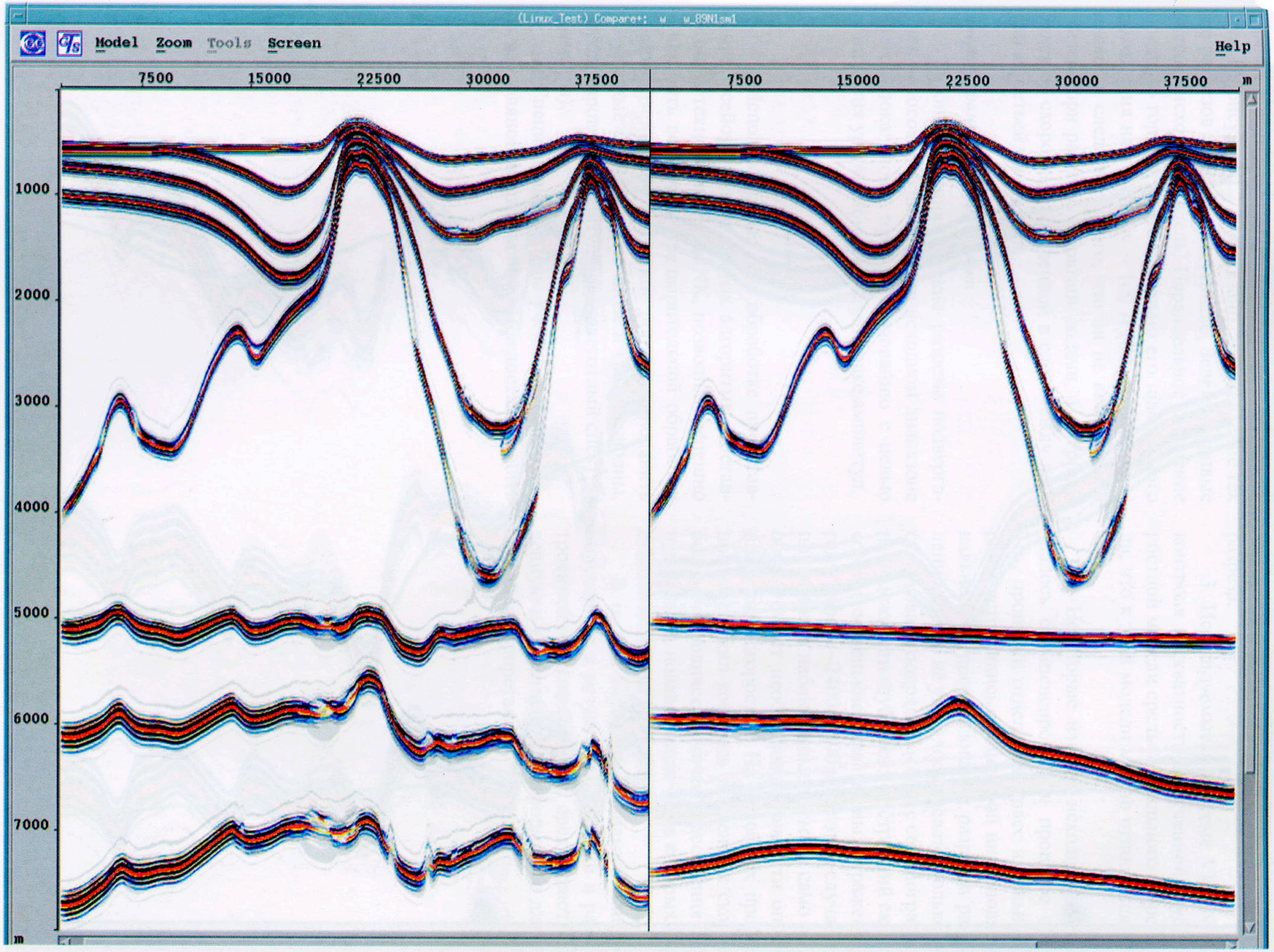


Рис. II.2.21. Результаты миграции до и после погружения

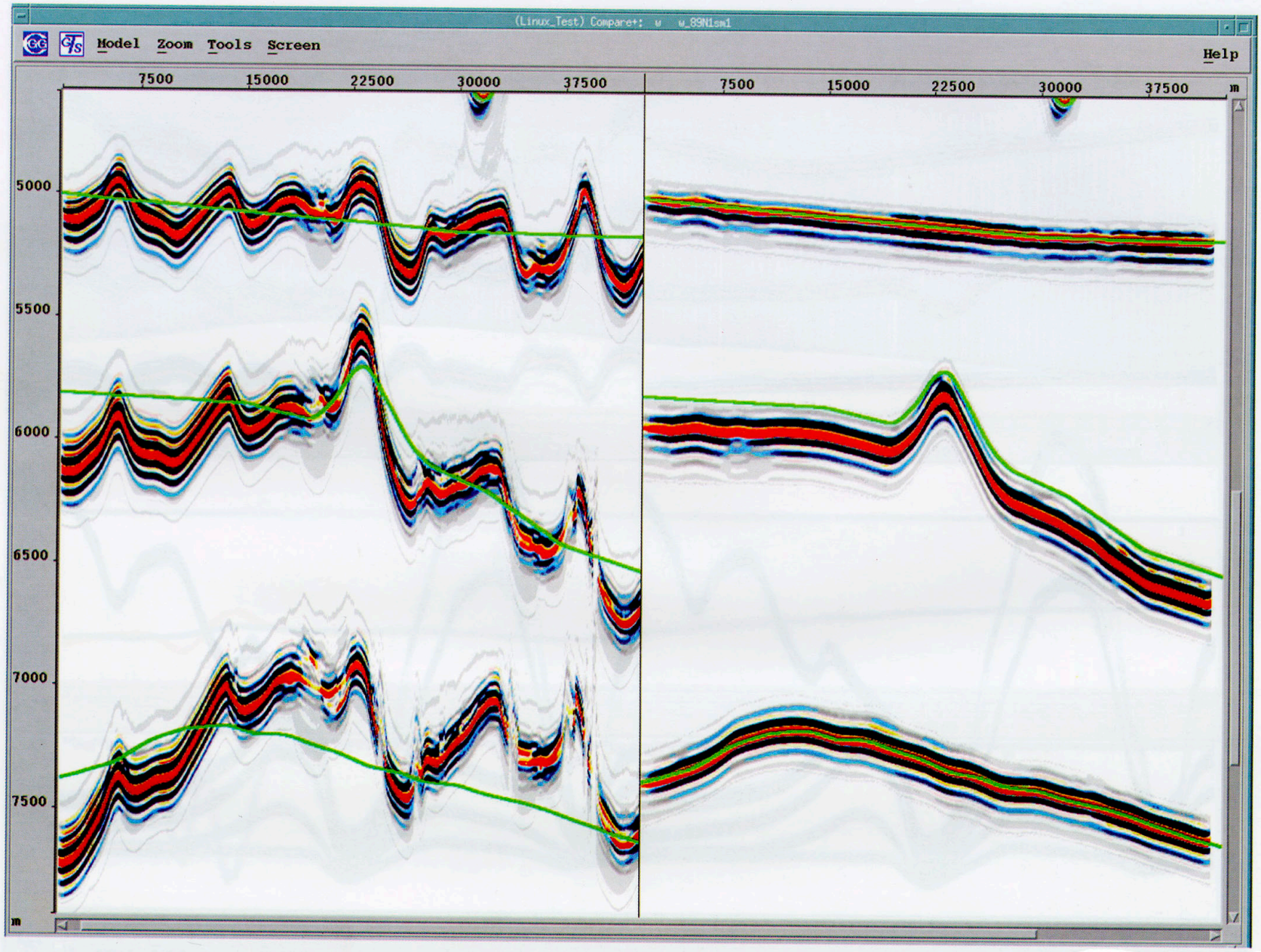


Рис. II.2.22. Динамические глубинные разрезы до и после погружения в целевом интервале

рамм; в левом окне – без применения этих процедур. На рисунке II.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 τ/p преобразованию с целью понижения уровня помех и регулировке амплитуд.

Выводы

1. Использованные 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 надсолевой 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 скомпенсировать в процессе обработки. Так, пропуски отдельных трасс и целых сейсмограмм устранялись процедурой интерполяции в локальном τ/p 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 целевых отражений длины годографов (~2400–3200 м). В этом случае хорошее попадание в наблюденные 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-А, VII, VIII, IX, XI) и три профиля ГСЗ (Пахичевань 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) отработан по системе наблюдений с длиной годографа 140 км. На остальных профилях (II-А,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, касающихся 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 рельефа фундамента Астраханского карбонатного массива, из которых наиболее известны четыре: 1 – составленная Ю.А. Цведелем (1968 г.), 2 – составленная Р.Б. Сапожниковым, Ю.Г. Юровым и Ю.А. Воложем [Сапожников, 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 подсолевого комплекса появляется мощная толща карбонатов девонско-башкирского возраста (т.е. в границах собственно Астраханского свода), с кровлей которой связана локально прослеживаемая высокоскоростная граница. Здесь расхождения в глубинах залегания фундамента достигают 5 км. Более того, на карте А.Я. Бродского, Ю.А. Воложа и Ю.Г. Юрова в районе пересечения профилей КМПВ II-А, 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 IIП (подошва девона).

Указанные противоречия заставили нас вновь рассмотреть сейсмические материалы КМПВ (на уровне годографов) по профилям II-А, 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 (пк 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 пос. Замьяны до пос. Вязовка. На этом профиле зарегистрирована следующая волновая картина. На юго-восточном конце профиля, который заходит в пределы Астраханского карбонатно-

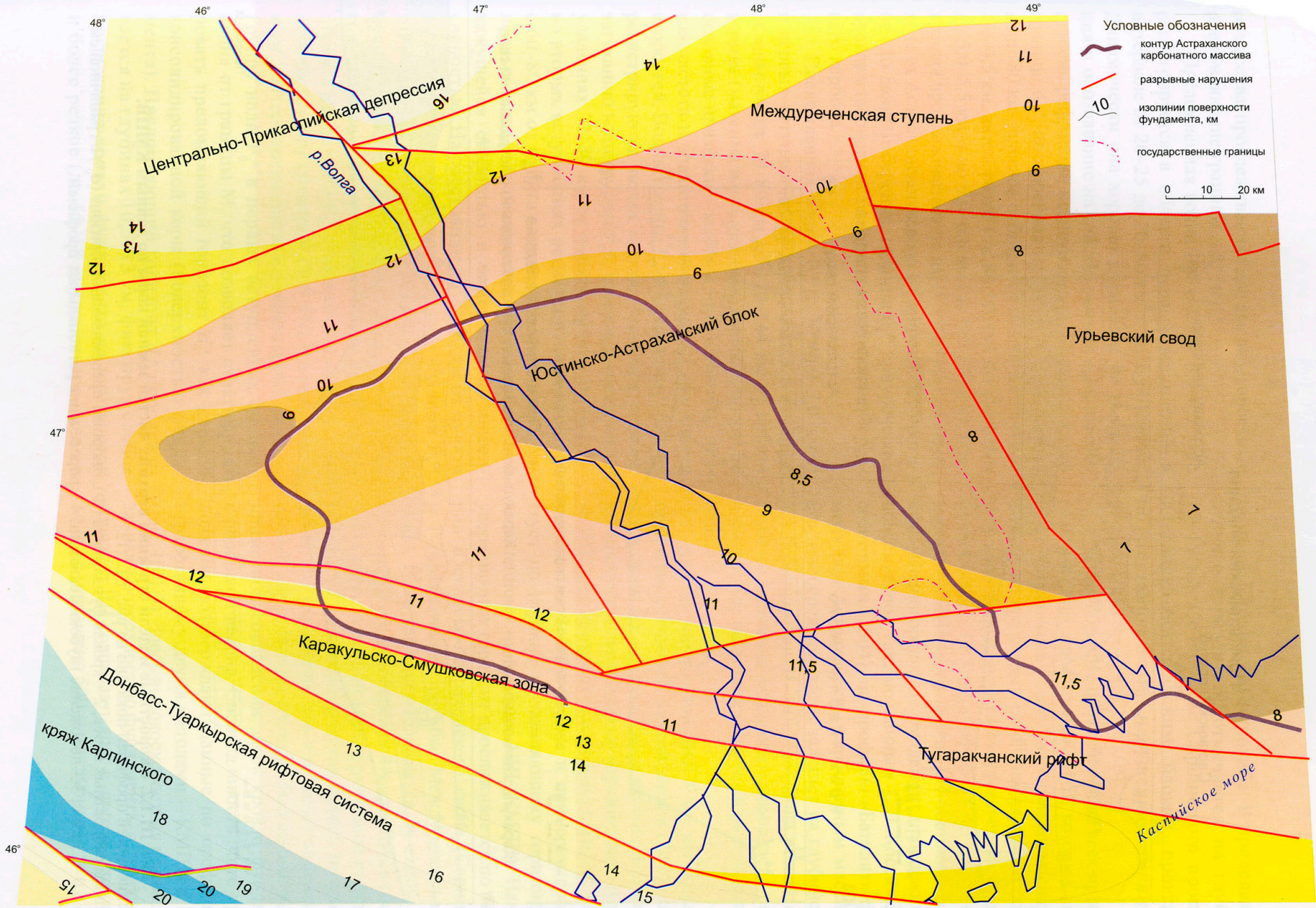


Рис. III.1.1. Схема строения кровли консолидированной коры Астраханского свода

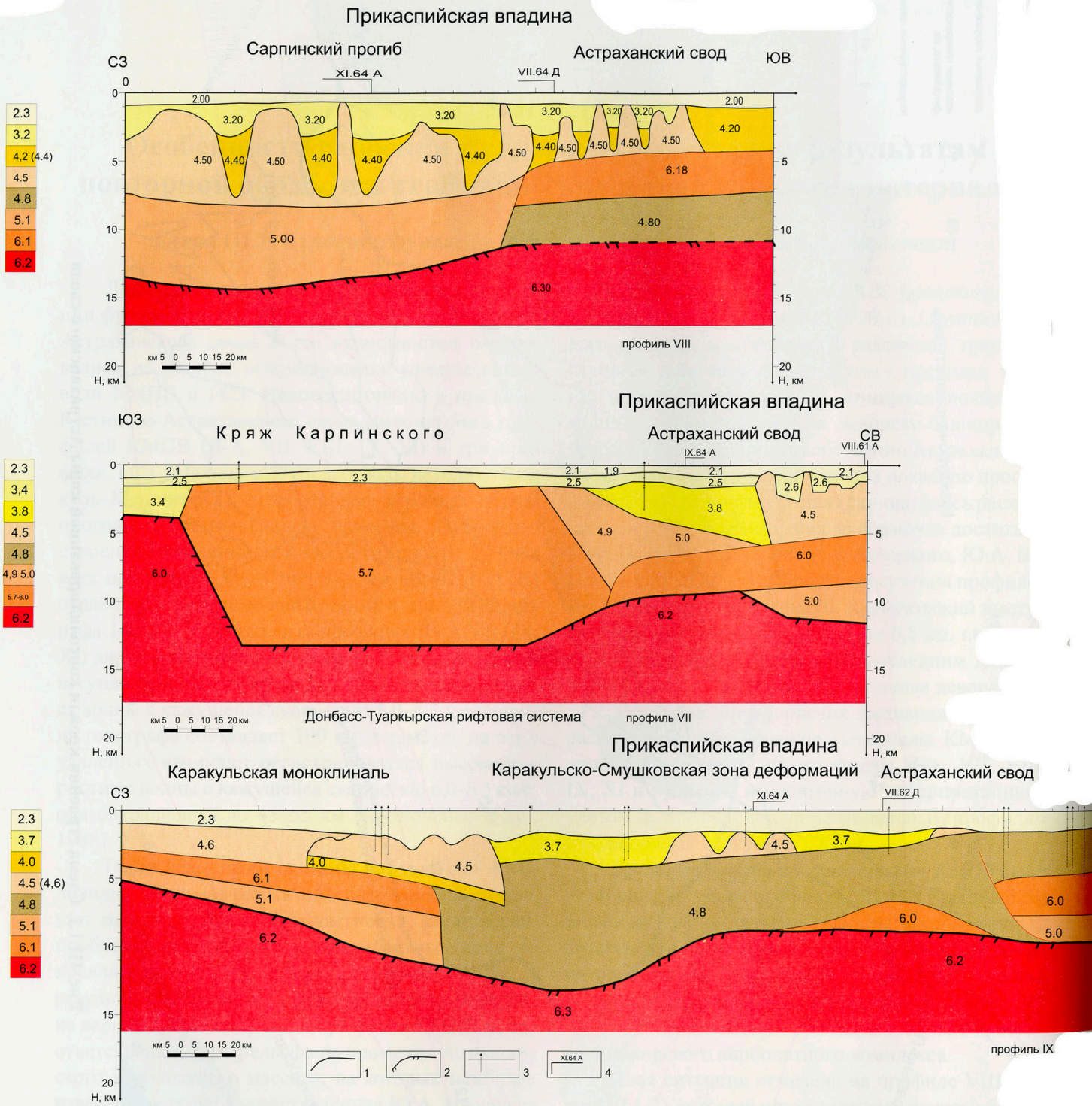


Рис. III.1.2. Скоростные модели строения верхних частей земной коры по данным КМПВ.
Положение линий профилей показано на рис. III.1.1.
1 – границы скоростных слоев, 2 – кровля фундамента (Ф), опорный преломляющий горизонт (d_0^k) с граничной скоростью 6,0–6,3 км/с, 3 – положение глубоких скважин, 4 – пересечение региональных профилей

го массива, прослеживаются две высокоскоростные преломляющие границы – d_4^{oc} и $d_0^{к}$.

Преломленная волна P_4^{oc} с V* – 6,0–6,5 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_2^{oc}, на расстоянии 80 км залегает субгоризонтально на глубине 4,0–4,5 км, затем резко (пк 80–90 км) погружается до 5,0–5,5 км и до 6,0–6,6 км (пк 90–100 км), прекращая прослеживаться на пк 105–110 км при переходе от Астраханского свода к Сарпинскому прогибу. По данным бурения, граница d_2^{oc} приурочена к кровле карбонатной толщи верхнего девона – среднего карбона.

Преломленная волна $P_0^{к}$ (с V*=6,9–7,0 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 $P_0^{к}$ 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 $P_0^{к}$ во вторых вступлениях регистрируются, начиная с 60–80 км от пункта взрыва, как группа преломленных волн, четко выделяющихся наибольшей кажущейся скоростью и максимальной интенсивностью. На расстоянии до 70–90 км от пункта взрыва временной интервал между волнами P_4^{oc} и $P_0^{к}$ заметно сокращается. Кажущаяся скорость волн $P_0^{к}$ изменяется от 6,4 до 7,8 км/с, не считая зон, связанных с крутыми склонами соляных куполов. Группа волн $P_0^{к}$ отличается наиболее низким частотным спектром (8–9 Гц) и очень сложным интерференционным характером записи. Группу волн $P_0^{к}$ в первых вступлениях сменяет волна от границы М, что позволяет стратифицировать преломляющий горизонт $d_0^{к}$ как кровлю консолидированной коры (поверхностью фундамента). Преломляющий горизонт $d_0^{к}$ 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 $d_0^{к}$ отмечается 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 заходят на его территорию, информация о положении кровли фундамента отсутствует. Исключение представляет только профиль VIII, полученный методом КМПВ, и профили ГСЗ «Батолит» и «Яшкуль–Медногорск», 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 – 10–11км. 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 ПП, прослеживается еще одна граница, которая залегает на 2–3 км глубже и примерно соответствует по глубине преломляющему горизонту $d_0^{к}$, выделенному на профиле VIII (КМПВ). Наиболее уверенно этот горизонт прослеживается по периферии Юстинско-Астраханского свода (Сарпинский и Тугаракчанский прогибы, Междуреченская ступень). Иная картина наблюдается на самом своде, особенно в его левобережной части. Здесь слоистая часть разреза земной коры ограничена горизонтом ПП. 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 ПП совпадают друг с другом с точностью до 0,2 с (примерно 500 м по глубине).

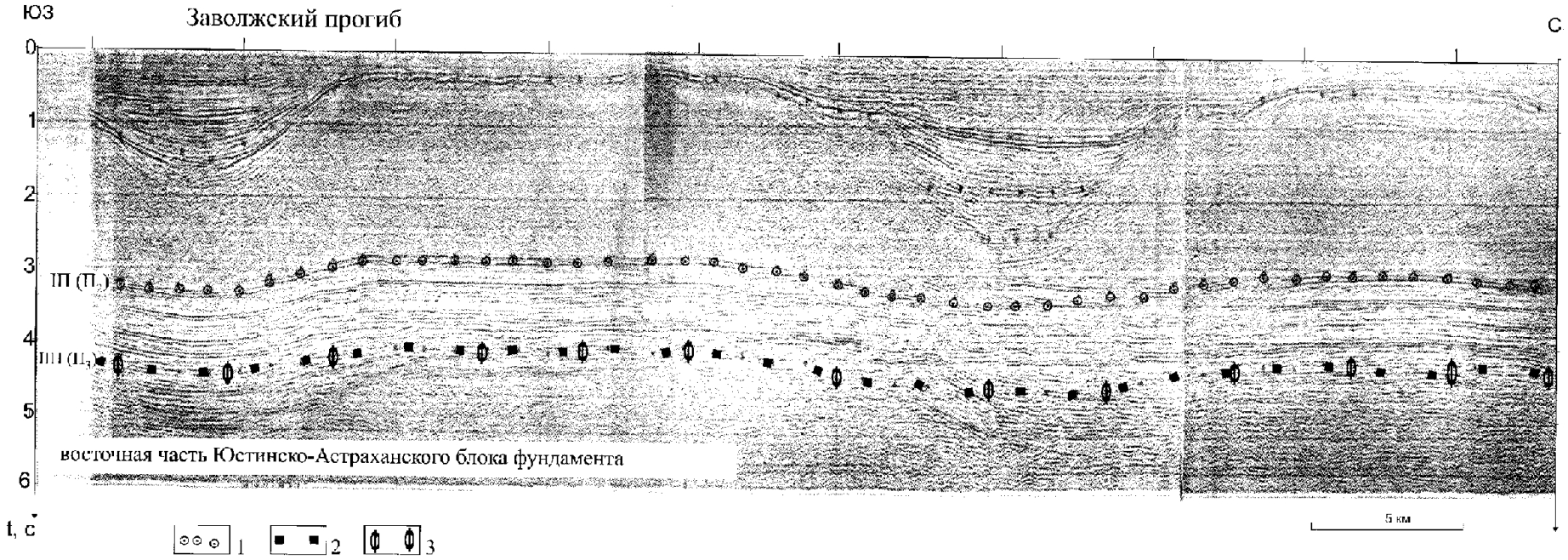


Рис. III.1.3. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю VII, отработанному методами КМПВ и МОВ ОГТ.

1 – опорный отражающий горизонт III($П_2$); 2 – опорный отражающий горизонт III ($П_3$); 3 – расчетное положение преломляющей границы со скоростями V_1 = 6,0–6,2 км/с

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 изогипсе -11,5 км этот выступ протягивается в субширотном направлении на расстояние до 200 км (при ширине от 60 км на западе до 100 км на востоке). Северный и южный борта этого выступа крутые 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-Смушковской зоны, а также на север, в сторону Центрально-Прикаспийской депрессии и Междуреченской ступени. Юстинско-Астраханский блок пологой седловиной 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 Гурьевского 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, наложенного на фундамент южной краевой зоны Восточно-Прикаспийского геоблока, а также средне-позднепалеозойского Донбасс-Туаркырского и мезо-кайнозойского кряжа 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-Туаркырского 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 непротяженных горизонтальных и субгоризонтальных отражающих площадок, которая получила название «отражательного комплекса», или зоны «рефлективити» [Бродский и др., 1993]. «Прозрачная» зона сопоставляется с областью хрупких деформаций, а зона «рефлективити» – с областью упруго-пластичного течения. Подошва зоны «рефлективити» в большинстве случаев совпадает с границей Мохоровичича, а ее верхняя граница имеет сложную конфигурацию. Толщины зоны «рефлективити» распределены в консолидированной коре неравномерно, на отдельных участках она образует высокоамплитудные, диапироподобные складки. В областях с переходной земной корой деструктивного типа вся консолидированная кора представлена зоной «рефлективити». Встречаются и участки, где, наоборот, консолидированная кора на всю свою мощность «прозрачная». В пределах изученной территории отмечены две зоны высокого залегания кровли «рефлективити»: одна соответствует системе приподнятых 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 утоненной переходной корой консолидированная кора на всю свою мощность сложена зоной «рефлективити».

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

первую очередь – данных о величине граничных скоростей преломленных волн по поверхности фундамента (кровле консолидированной коры) [Костюченко, Егоркин, 2004]. По этому параметру отчетливо обособляются такие структуры, как Сарпинский и Тугаракчанский 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 записи волн группы P_0^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 сокращенная (по сравнению с окружающими структурами) мощность консолидированной коры Сарпинского прогиба, Тугаракчанского 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 на 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-Эмбинский 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 соляпокупольной области Прикаспия рассекает Северо-Каспийскую аномалию под острым углом к ее оси, так что западная часть аномалии расположена, в основном, южнее соляпокупольной 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 вытянута в сторону Мангышлака. Юстинско-Астраханский блок расположен на северной окраине Северо-Каспийской гравианомалии.

В отличие от расположенных к северу Аральского 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 докунгурского 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

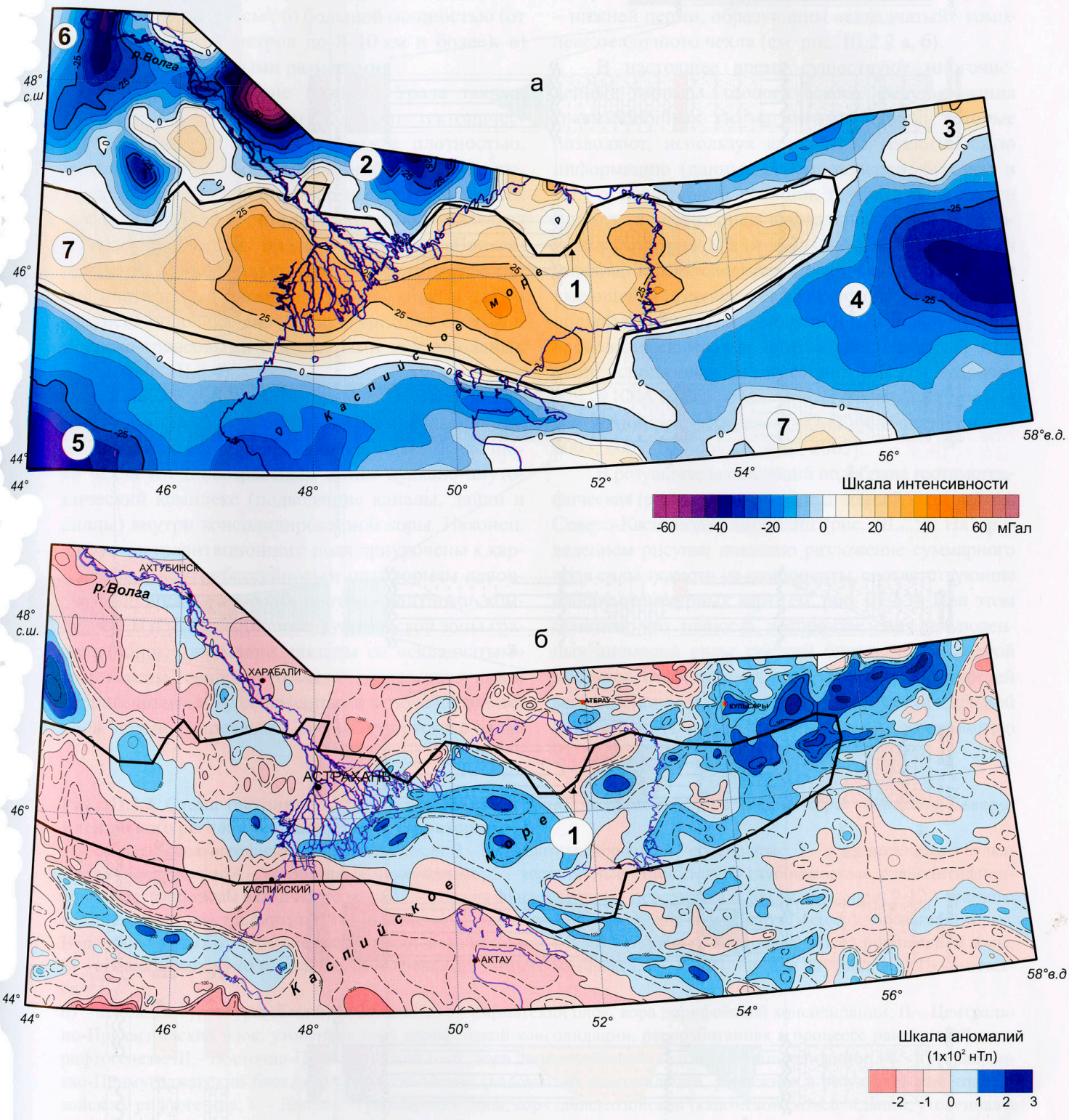
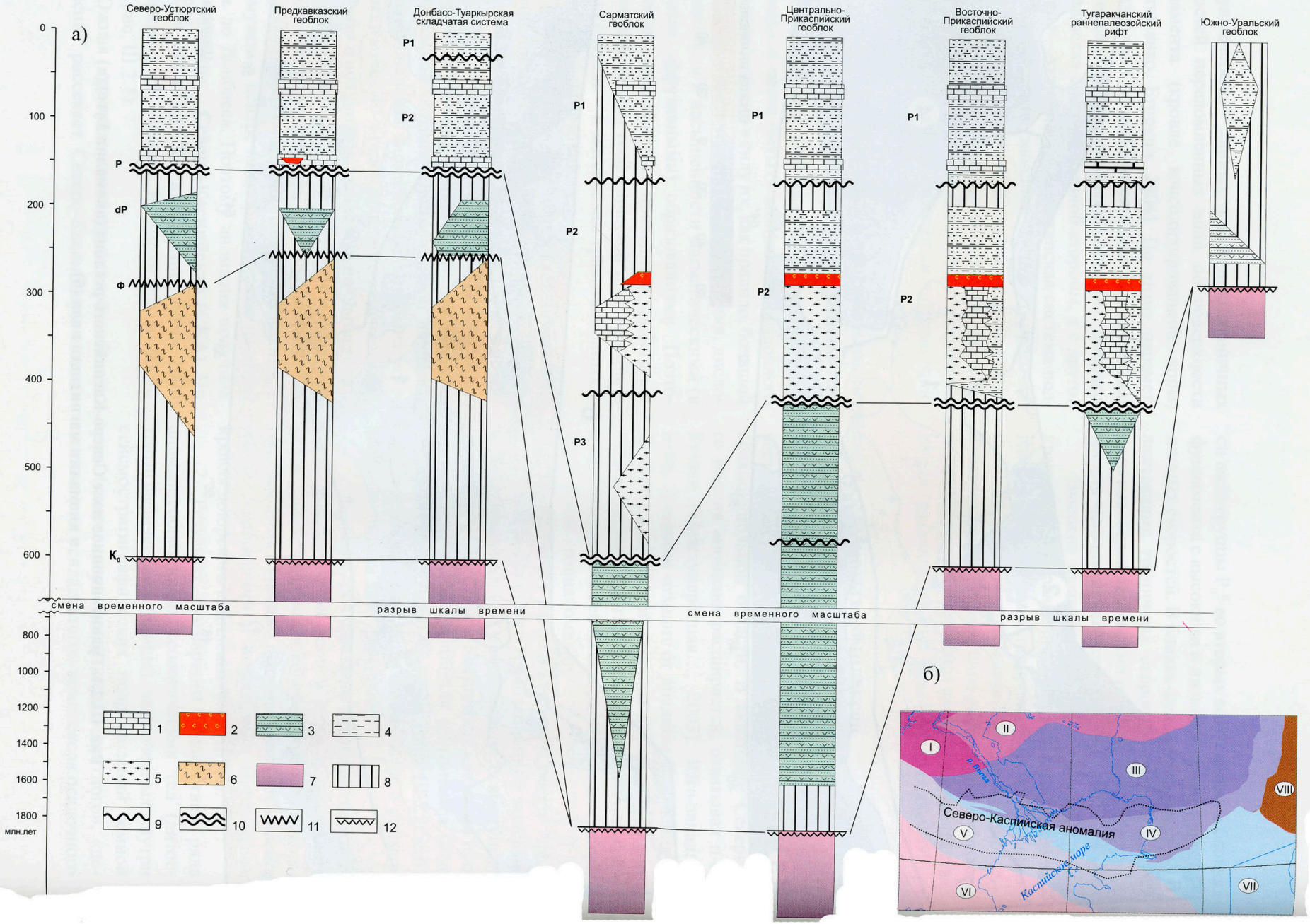


Рис. III.2.1. Гравитационное поле Северо-Каспийского региона (аномалии Буге) (а) и аномалии магнитного поля (б)


а)
Северо-Устюртский геоблок
Предкавказский геоблок
Донбасс-Туаркырская складчатая система
Сарматский геоблок
Центрально-Прикаспийский геоблок
Восточно-Прикаспийский геоблок
Тугаракчанский раннепалеозойский рифт
Южно-Уральский геоблок
P1
P2
P3
P
dP
Ф
K0
0
100
200
300
400
500
600
800
1000
1200
1400
1600
1800
млн.лет
смена временного масштаба
разрыв шкалы времени
смена временного масштаба
разрыв шкалы времени
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
б)
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
Северо-Каспийская аномалия
р. Волга
Каспийское море

чехла) и характеризующихся: а) аномальной плотностью до 1,0–1,1 г/см^3; 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/см^3), выходящие на поверхность либо перекрытые тонким чехлом осадочных отложений верхнего палеозоя и мезокайнозоя. 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 вулкано-плутонический комплекс (подводящие каналы, дайки и силлы) 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-Устюртского 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 сводятся 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 отметим, что точность воспроизведения наблюденных 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, слаболитифицированные; 6 – породы складчатого чехла; 7 – породы фундамента; 8 – перерывы в осадконакоплении; 9-12 – границы комплексов: 9 – внутриплитных; 10 – плитного, 11 – доплитного, 12 – кровля фундамента (консолидированной коры). Вертикальная шкала – шкала времени в млн. лет. Латинские буквы обозначают: К – кровля консолидированной коры; Ф – кровля складчатого комплекса, dP – кровля доплитного комплекса, P3, P2, P1 – толщи 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 – Тугаракчанско-Примугоджарский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации, утопенная 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-Устюртский блок, кора допалеозойской (кадомской) консолидации, переработанная в раннем палеозое; VIII – Южно-Уральский блок, кора палеозойской консолидации

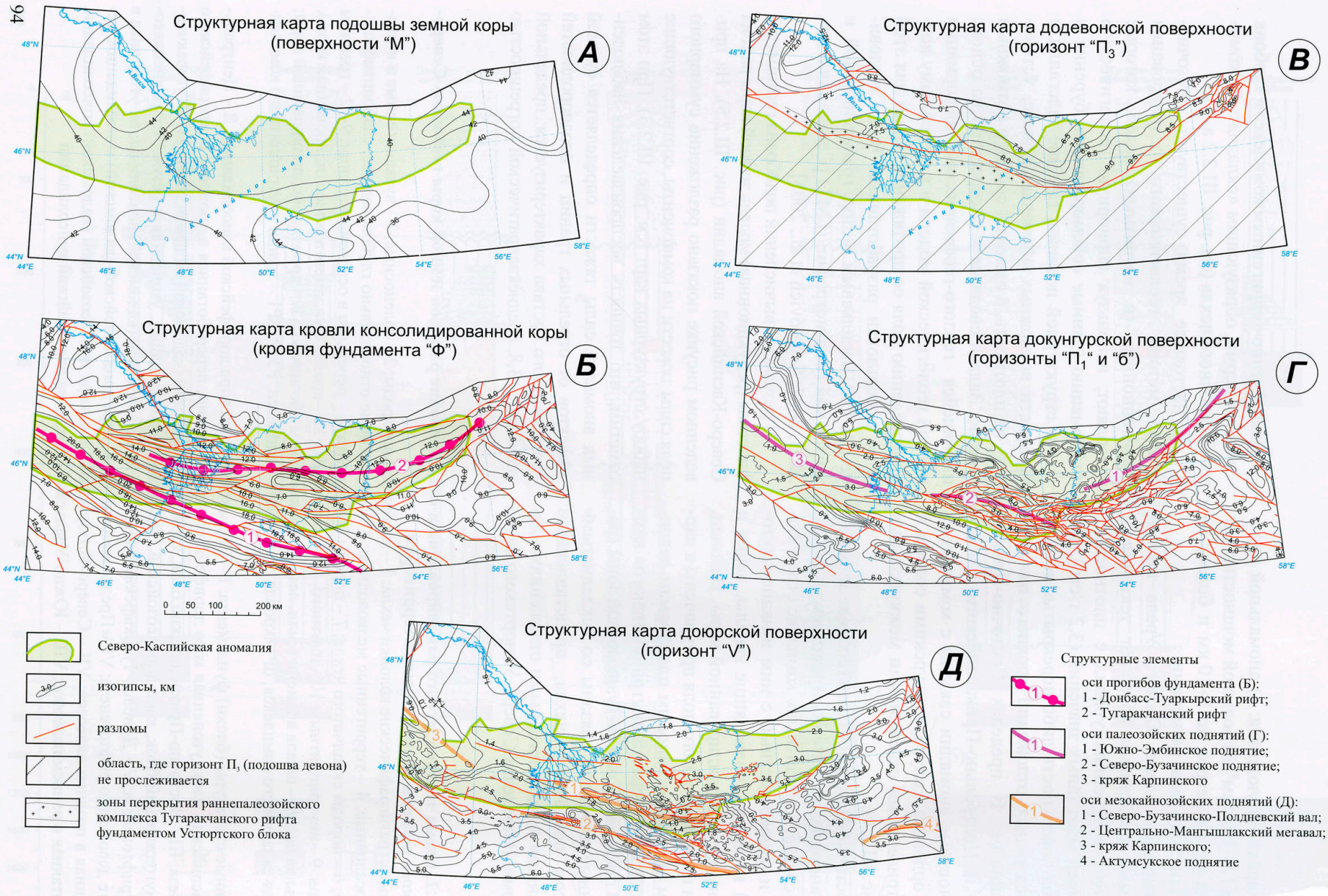


Рис. III.2.3. Структурные карты.

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

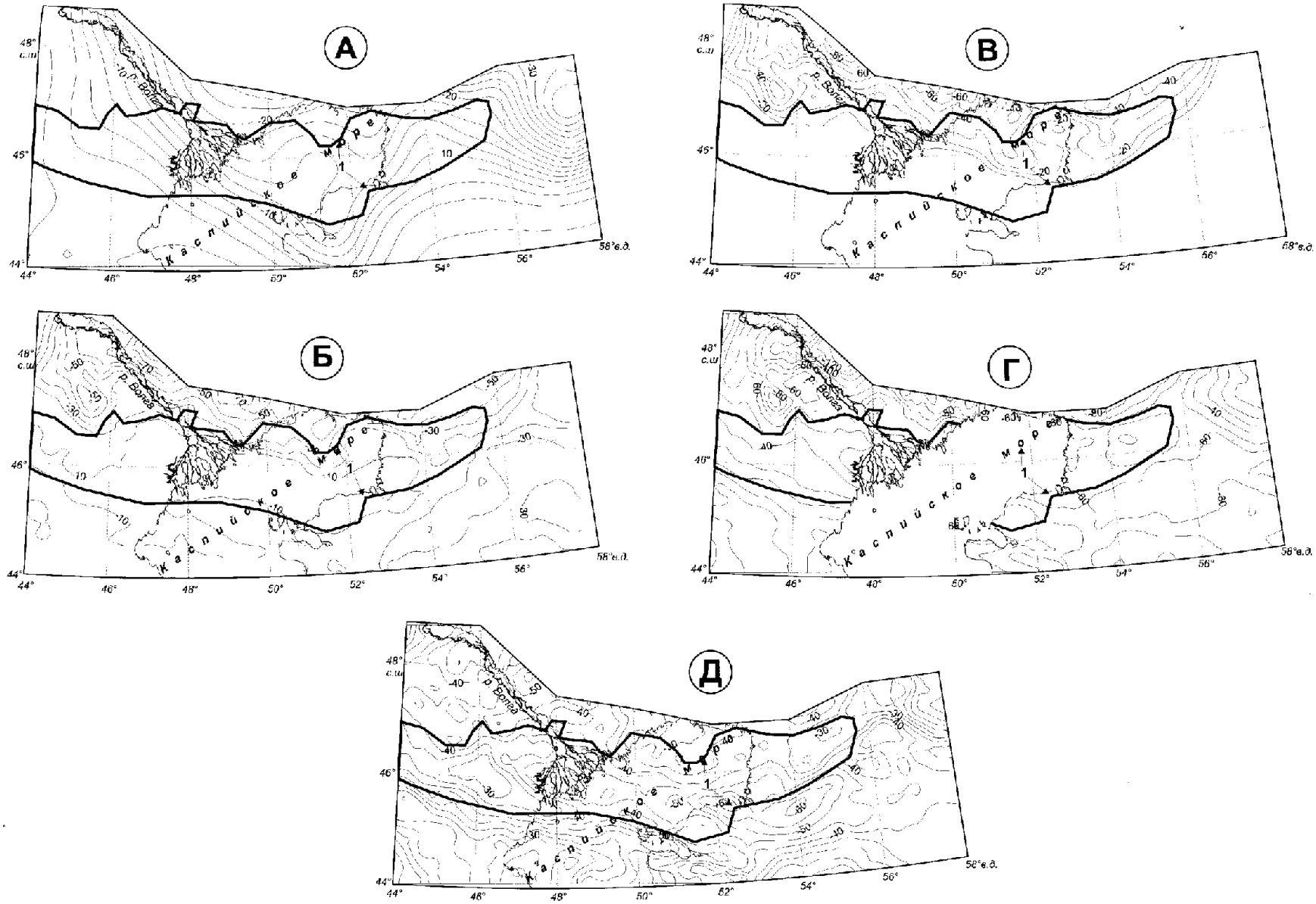


Рис. III.2.4. Соотношение Северо-Каспийской аномалии с гравитационным отображением плотностных границ осадочного чехла (см. рис. III.2.3).

Изолинии в мГал: А–Д – схемы гравитационных аномалий, связанных с: А – поверхностью «М», Б – кровлей консолидированной коры (Ф), В – поверхностью додевонского несогласия (сейсмический отражающий горизонт «$П_3$»), Г – докунгурской поверхностью (сейсмический отражающий горизонт «$П_1$»), Д – поверхностью дотерского 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 «доплитного» комплекса нижнего палеозоя** Тугаракчанского рифта и **вулкано-плутонического 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 северо-западному окончанию Тугаракчанского рифта. Как будет показано ниже, свою роль, вероятно, сыграли также вулканиты и подводящие каналы раннего девона, присутствующие в составе отложений подсолевого 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 сочленение под острым углом структур раннепалеозойского (Тугаракчанский рифт) и позднедевонского (Донбасс-Туаркырская зона) заложения интерпретируется нами как отображение правостороннего тектонического сдвига, ориентированного в направлении северо-северо-запад – восток-юго-восток (вдоль кряжа Карпинского).

Сдвигу и деформациям вдоль кряжа Карпинского, видимо, сопутствовали вертикальные дифференцированные перемещения коровых блоков. В частности, с этими движениями связаны сбросовые перемещения фундамента и доверхнепермских комплексов Прикаспийской впадины по отношению к кряжу Карпинского и эрозия палеозойских отложений. Кроме того, как будет показано ниже, деформации и надвигания структур кряжа 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 доплитного комплекса осадочного чехла, слагая основание Тугаракчанского рифтогенного прогиба. По возрасту эти вулканиты коррелятны рифтогенному кидрясовскому вулканогенно-осадочному комплексу западного склона Южного Урала и его аналогам [Бочкарев, Язева, 2000; Самыгин, 1980].

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

Заметим, что в центральной части Прикаспийской впадины, где вулканические комплексы могут погружаться на закритические (ниже изотермы Кюри) глубины, повышенные магнитные аномалии ослабевают в 2–3 раза и, соответственно, их связь с гравитационными 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-

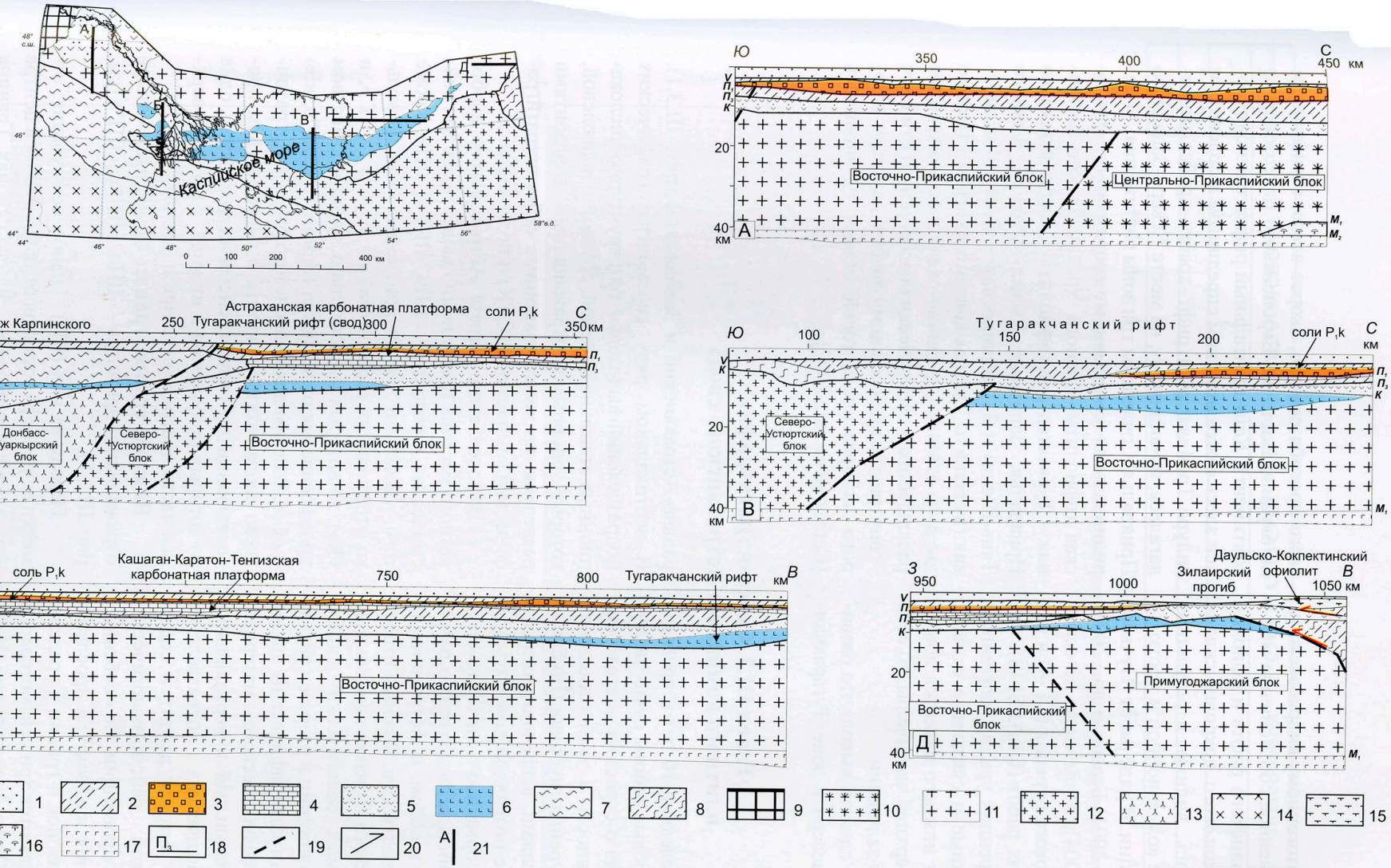


Рис. III.2.5. Геологическая схема среза земной коры на глубине 13 км и разрезы по линиям: А, Б, В, Г, Д.

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 – доплитные 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-Туаркырской 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-Устюртского блока, 13 – Донбасс-Туаркырского блока, 14 – Предкавказского блока; 15 – ультрабазиты и офиолиты Урала; 16 – эклогиты основания консолидированной коры; 17 – мантийные комплексы; 18 – опорные отражающие горизонты и их индексы; 19 – разрывные нарушения; 20 – направление движений покровов по надвигам Урала; 21 – положение линий профилей на схеме. Буквами на разрезах обозначаются: К – подошва консолидированной коры; M_1 – кровля эклогитов, M_2 – подошва эклогитов

жется более близким рифтогенному кидрясовскому комплексу Урала. Современное соотношение между структурами Тугаракчанского рифта и офиолитовыми аллохтонами Уральского покровно-складчатого пояса установилось, видимо, в результате тектонических движений коллизионной и постколлизионной 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 уралид мантийные (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 Тугаракчанского 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) меридиональная (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 (вулканиты Тугаракчанского прогиба). Первые два луча отвечают срединно-океаническим хребтам раскрывшихся океанических бассейнов, третий луч – внутриконтинентальному рифту, развитие которого на предспрединговой стадии остановилось [Сегалович и др., 2007].

Глава III.3. Сейсмостратиграфия плитного 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 целом, и Астраханского карбонатного массива в частности. Важным итогом глубокого параметрического бурения явилось также получение необходимых геологических данных о стратиграфическом положении 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 прослеживания отражающих горизонов и границ в пределах этой области нами выделяются три сейсмогеологических района (СГР): Южно-Астраханский, Центрально-Астраханский и Заволжский (рис. III.3.1). В вертикальном ряду сейсмостратиграфических подразделений выделены три структурно-дислокационных этажа: надсолевой, солевой и подсолевой, которые опорными отражающими горизонтами разделены на квазисинхронные сейсмостратиграфические комплексы (КССК) и подкомплексы.

В подсолевом разрезе Астраханского карбонатного массива традиционно выделяются три сейсмических горизонта – «ІІП», «ІІП'», «ІП». Кроме того, участками можно проследить еще несколько отражающих горизонтов («П», «C_3», «ІІП"», и «Б»), из которых относительно лучшим качеством прослеживания отличаются горизонты «ІІП"», «Б» и «C_3». 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 – «ІІП», «ІІП"», «ІІП'» (см. рис. III.3.1).

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

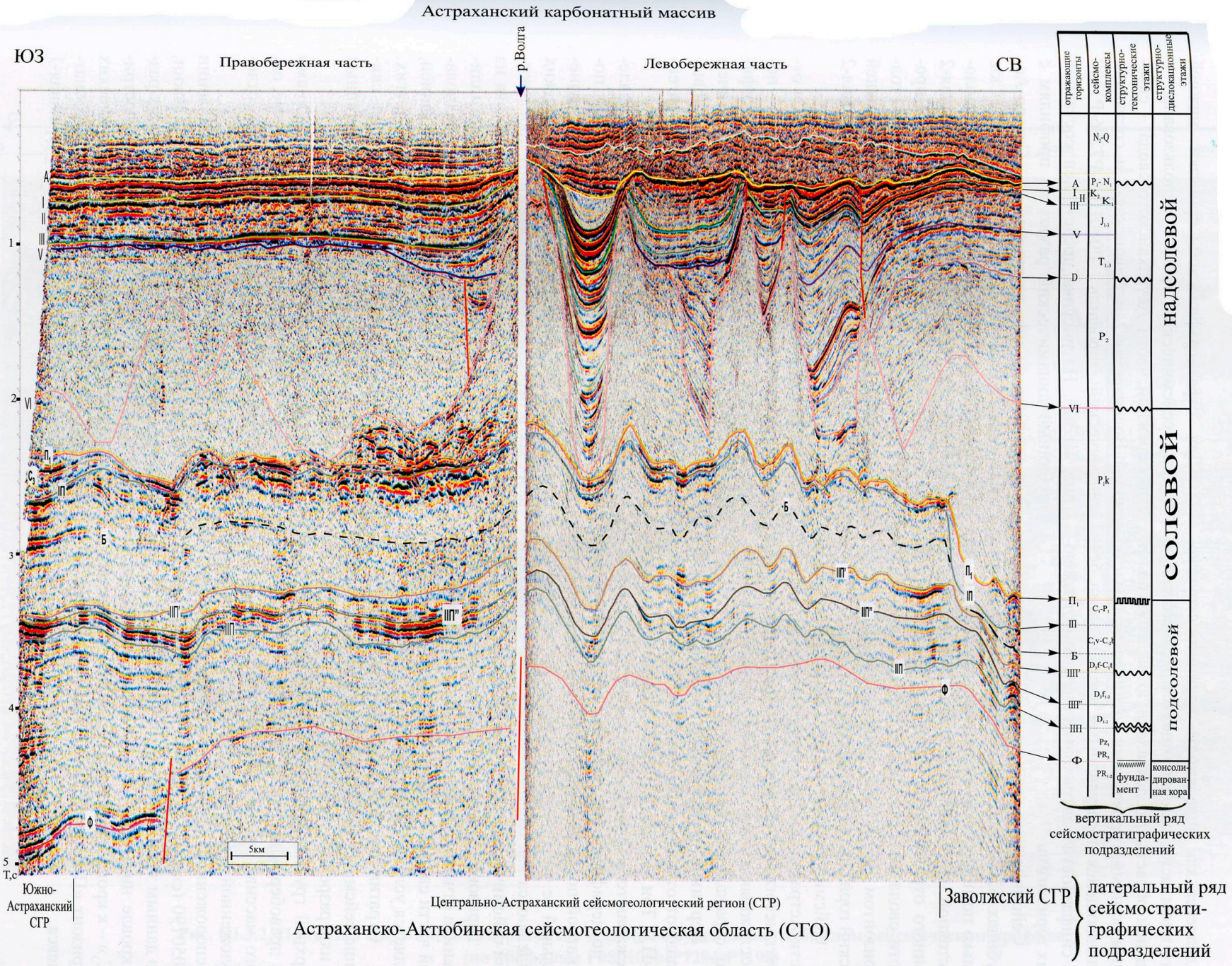


Рис. III.3.1. Временной сейсмический разрез и схема его сейсмостратиграфического расчленения

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

Сейсмическая граница «ІІП"» 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 «ІІП'» и как самостоятельный сейсмический горизонт не выделяется.

Сейсмическая граница «ІІП'» 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», «ІП», «$С_3$» и «$П_1$». 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 «ІП».

Горизонт «Б» как динамически выразительная граница отчетливо выделяется лишь в правобережной части свода. В левобережной его части она выделяется условно, по слабым отражениям.

Стратиграфическое положение перечисленных выше сейсмических границ определено по привязке их к разрезам глубоких скважин. Стратификация верхней группы сейсмических границ выполнена на правобережной 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. II.1.2), и скв. Правобережная-1. По данным этих скважин, горизонт «ІП» приурочен к кровле нижнебашкирского комплекса; горизонт «$С_3$» – к кровле московско-ассельских отложений, а горизонт «$П_1$» – к кровле сакмаро-артинского комплекса.

Для стратиграфической привязки нижней группы сейсмических границ использованы: в левобережной части Астраханского свода – скважины Володарская-2 и Девонская-2 и составной сейсмический профиль Р0801056-Р7286-Р1198 (рис. III.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 снесена примерно на 6 км. На сейсмическом профиле в интервале, соответствующем девонской толще, выделяются три сейсмические границы нижней группы – «ІІП», «ІІП'» и «ІІП"». Скв. Девонская-2 пересекла две верхние из них.

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

Отражающий горизонт «ІІП"» 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 аргиллитов, вероятно, среднего девона. Можно предполагать, что подобный характер сейсмической записи, наблюдаемый ниже горизонта «ІІП"», в других, преимущественно южных частях территории, свидетельствует о наличии здесь также терригенных отложений среднедевонского возраста.

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

На рисунке III.3.3 приводится сопоставлении 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 Правобережная-1

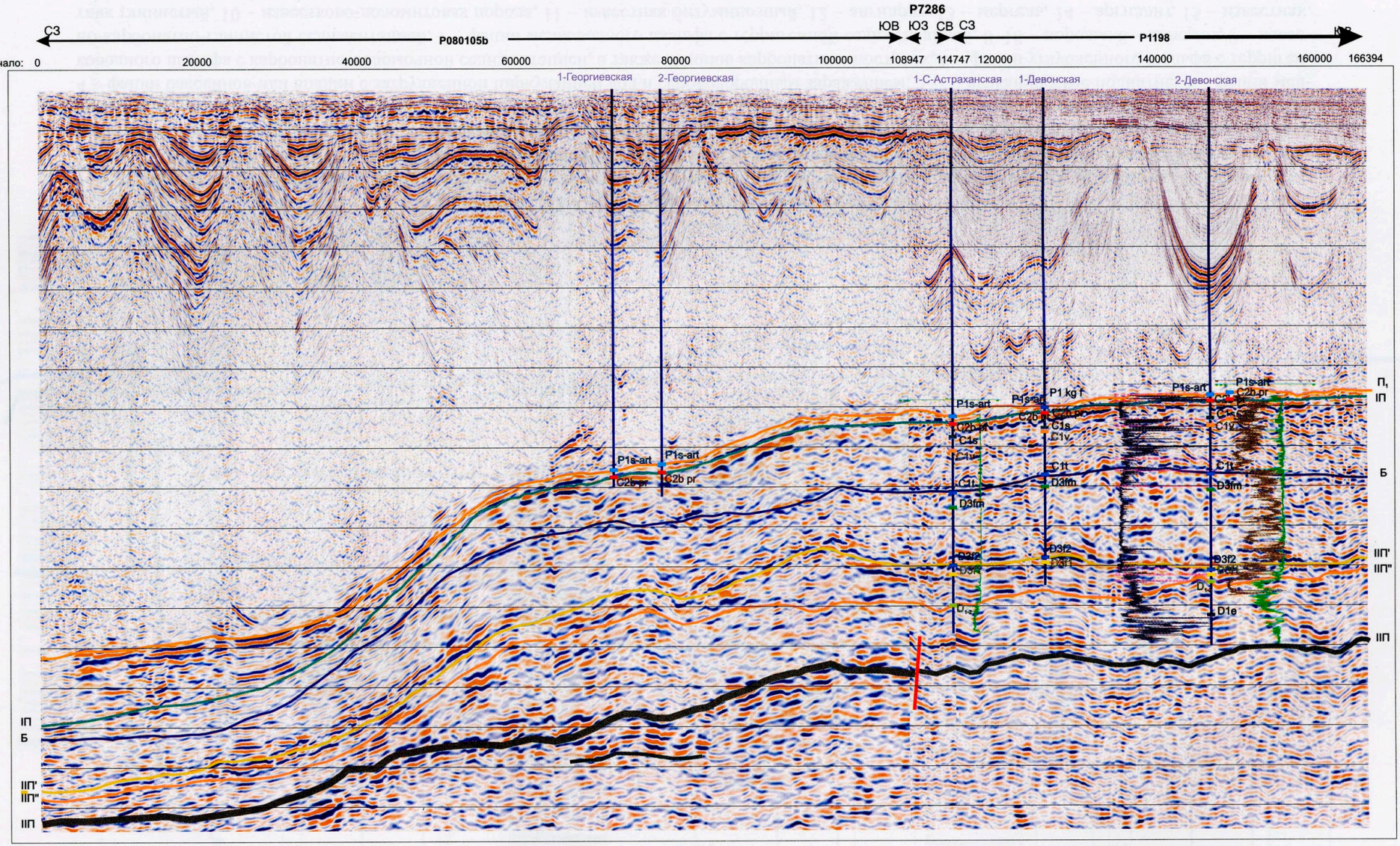


Рис. III.3.2. Привязка сейсмических горизонтов к данным бурения на глубинном сейсмическом профиле (по профилям P080105b-P7286-P1198)

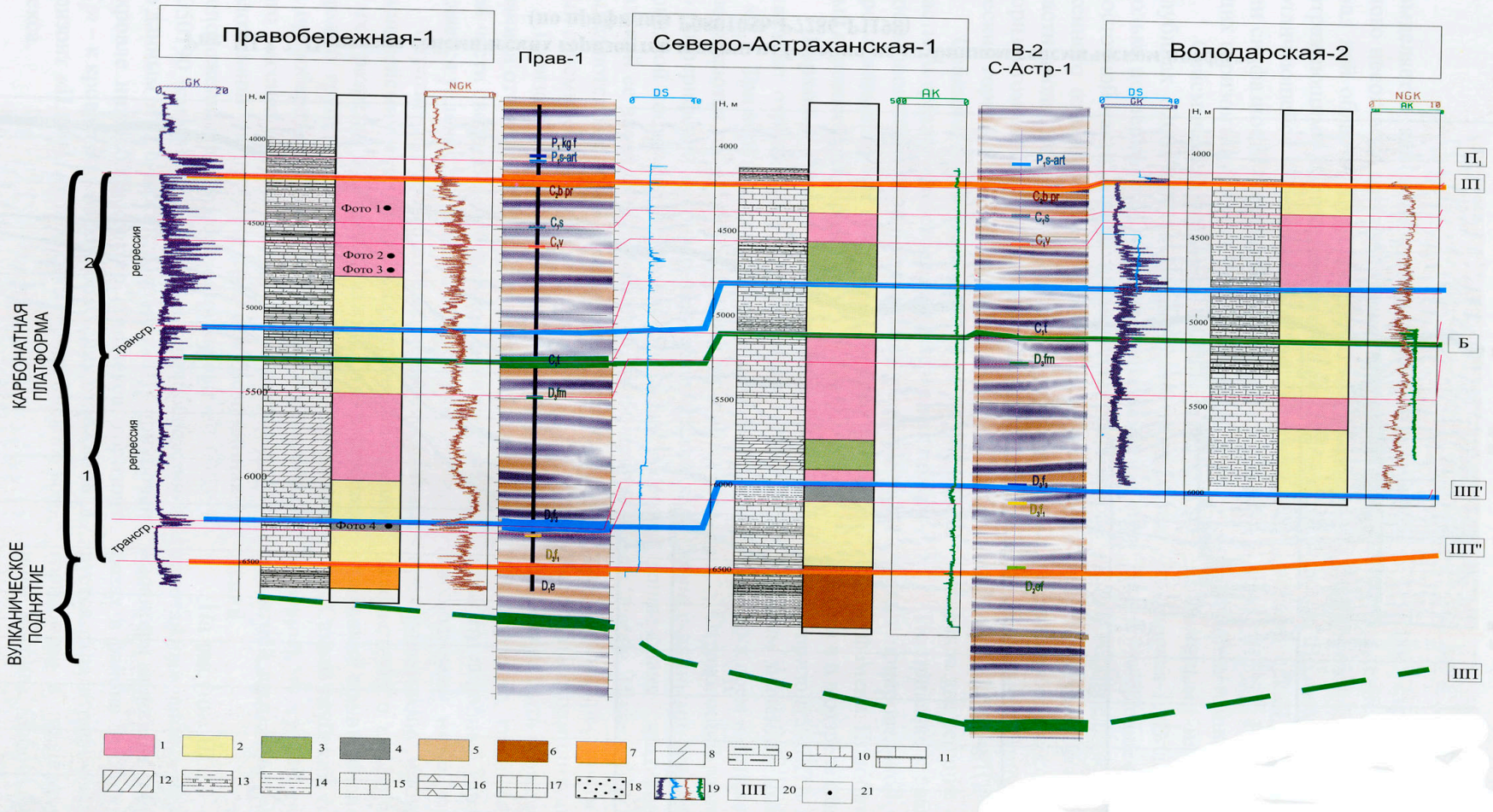


Рис. III.3.3. Схема корреляции глубоких скважин.

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 затрудненной циркуляцией 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 керна и шлифов, помещенных в текстовое приложение

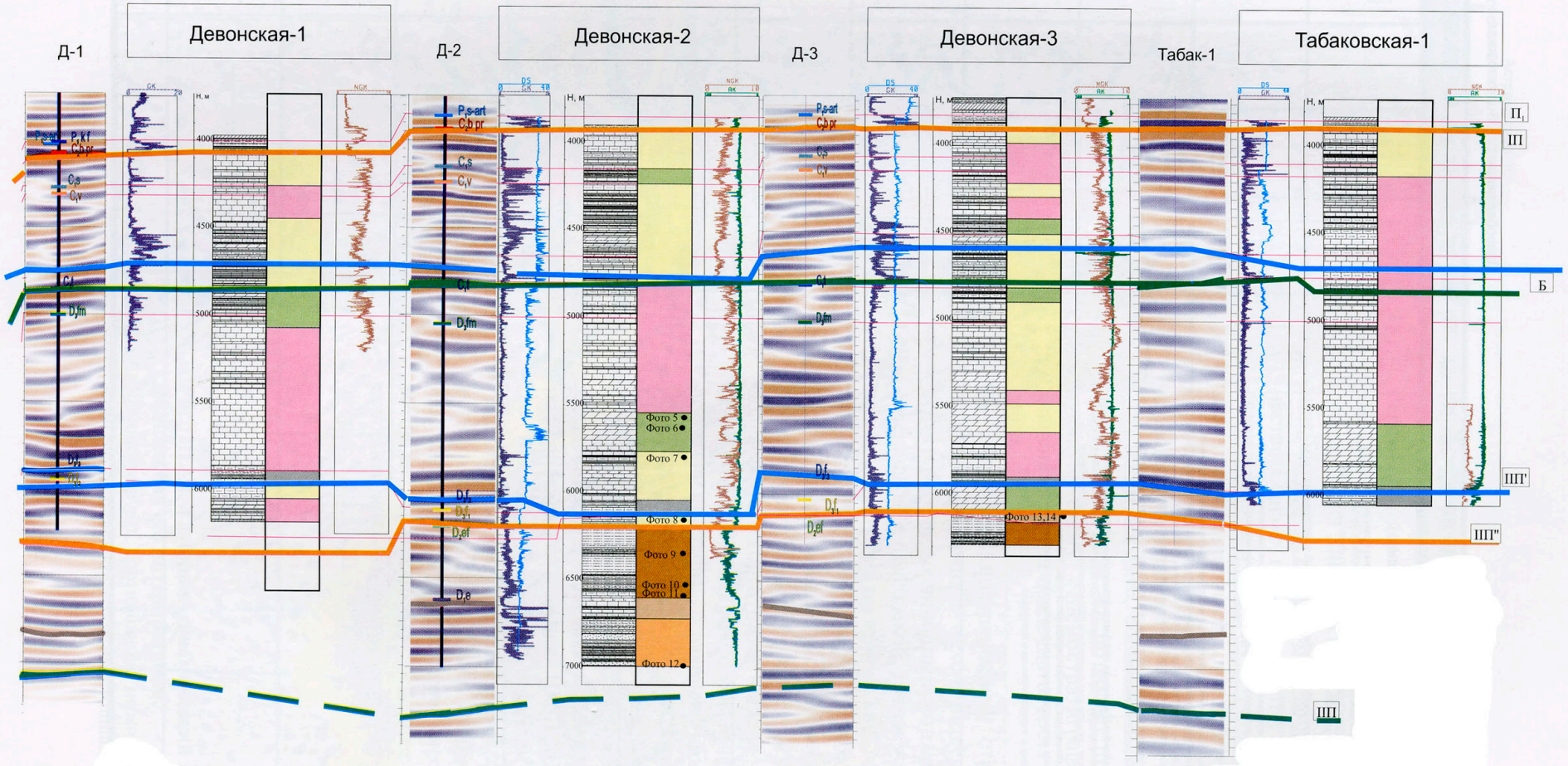


Рис. III.3.3. Продолжение.

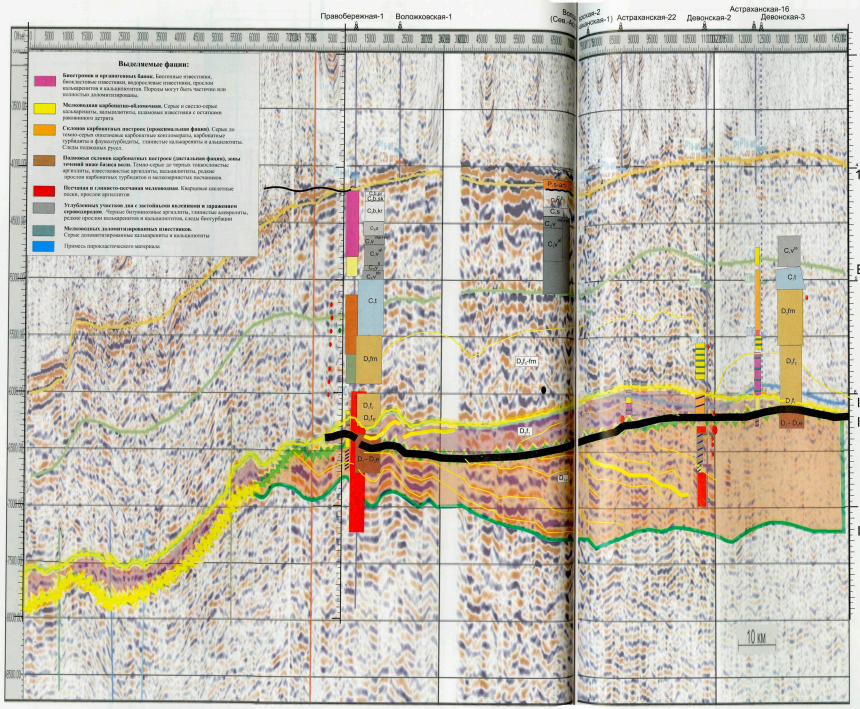


Рис. III.3.4. Глубинно-динамический разрез и литофациальная его интерпретация.
Демонстрируют соотношения нижне-среднедевонских комплексов с перекрывающими толщами

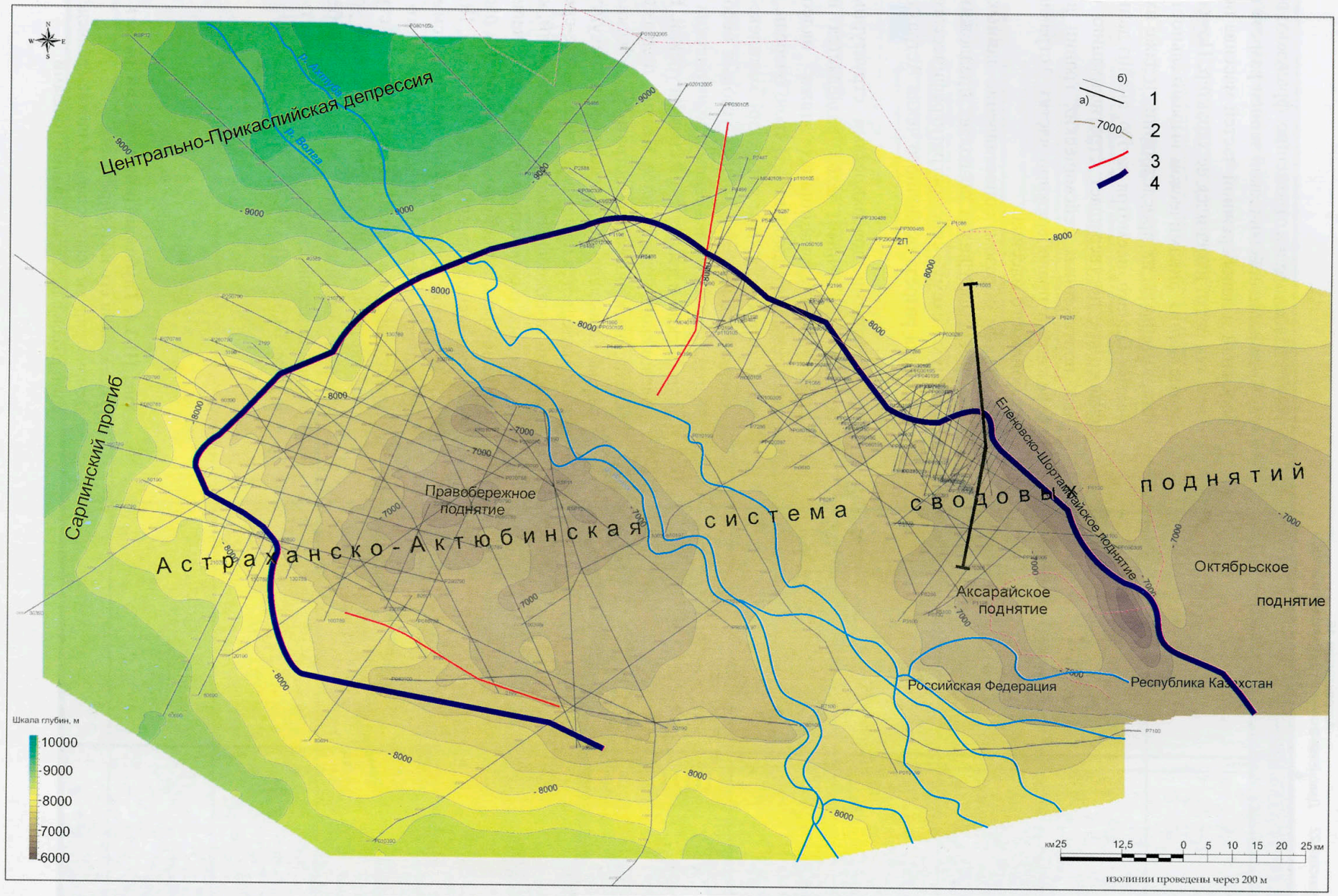
(6647 м) находится в отложениях франского возраста. Сравнение сейсмической записи разреза правобережной и левобережной частей массива показывает, как резко изменился ее характер. Поменялись соотношения динамической выразительности границ, интервалы их прослеживания и даже их количество. Однако, несмотря на это, анализ данных по скважинам подтверждает стратификацию основных протяженных сейсмических границ в левобережной и правобережной частях Астраханского карбонатного массива.

Таким образом, сопоставление данных бурения и сейсморазведки позволяет предложить следующую схему сейсмостратиграфического расчленения разреза осадочного чехла Астраханского свода.

Крупными поверхностями структурных несогласий осадочный чехол разделяется на три структурно-дислокационных этажа: надсолевой, соленосный и подсолевой. В свою очередь, подсолевой структурно-тектонический комплекс двумя поверхностями региональных угловых несогласий подразделяется на два сейсмогеологических этажа: додевонский и девонско-нижнекунгурский. Внутри додевонского этажа более мелкие подразделения (квазисинхронные сейсмостратиграфические комплексы) не выделены. А девонско-нижнекунгурский этаж разделяется на два подэтажа: нижне-среднедевонский и нижнефранско-нижнепермский, каждый из которых, в свою очередь, состоит из нескольких квазисинхронных сейсмокомплексов. Их расчленение приведено на рисунках III.3.1, III.3.3, III.3.4.

С учетом возрастной привязки сейсмических границ по данным бурения Астраханского карбонатного массива (свода) были построены структурные карты по пяти стратиграфическим уровням, которые характеризуют основные особенности строения девонско-нижнебашкирской части разреза (рис. III.3.5– III.3.9).

А


Центрально-Прикаспийская депрессия
р. Ахтуба
р. Волга
Сарпинский прогиб
Астраханско-Актюбинская система сводовых поднятий
Правобережное поднятие
Еленовско-Шортамгайское поднятие
Аксарайское поднятие
Октябрьское поднятие
Российская Федерация
Республика Казахстан
а)
б)
1
2
3
4
Шкала глубин, м
10000
9000
8000
7000
6000
км 25 12,5 0 5 10 15 20 25 км
изолинии проведены через 200 м

Б

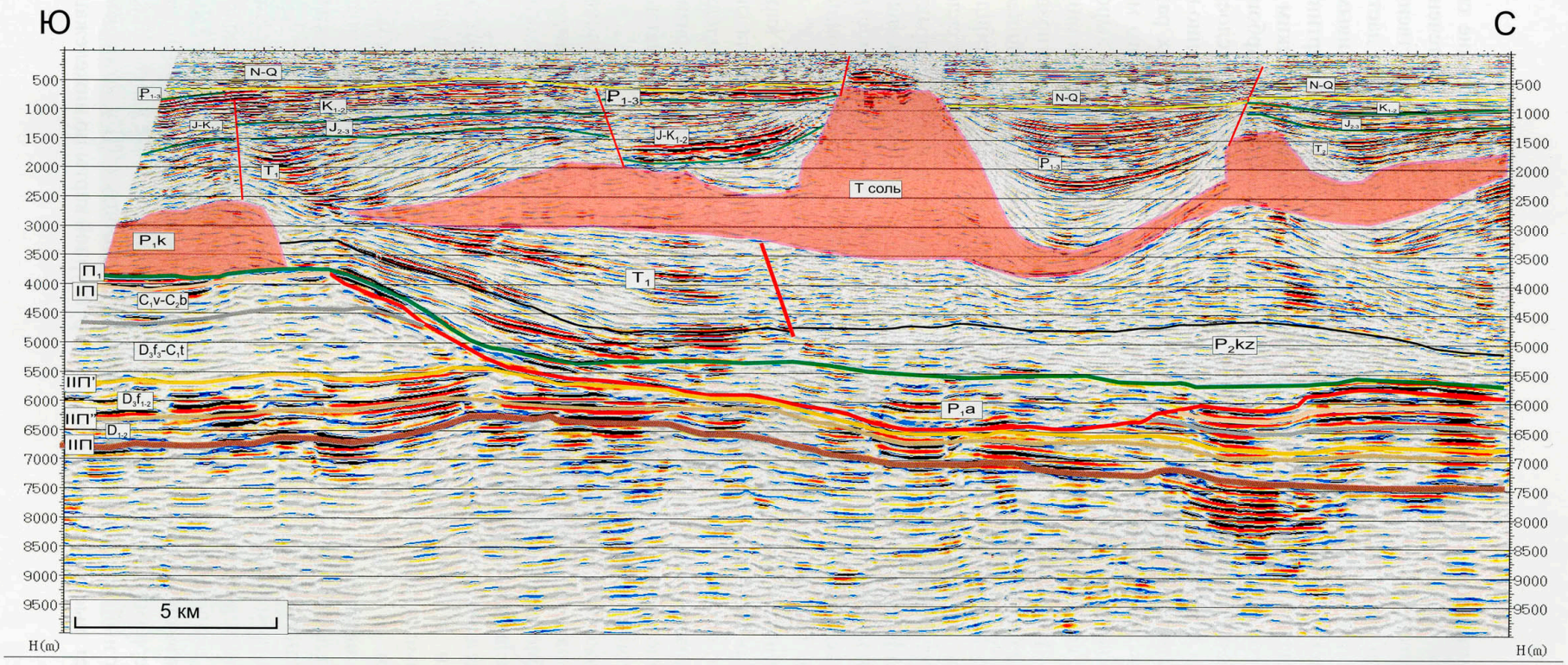


Рис. III.3.5. А – структурная карта по отражающему горизонту «IIП» (по подошве девонских отложений).

1 – линии сейсмических профилей (а), сейсмические профили, использованные для построения карты (б); 2 – изогипсы додевонской поверхности несогласия, м; 3 – разрывные нарушения; 4 – контур Астраханского карбонатного массива.

Б – Глубинный динамический разрез по сейсмическому профилю Р1003 и его геологическая интерпретация.

Демонстрирует геологическую модель строения подсолевых горизонтов с учетом развития соляно-купольной тектоники (по Пыхалову и др., 2003 г., с изменениями)

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 керна 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, Володарская-2, Северо-Астраханская-1, Правобережная-1, Безымянная-1 и Южно-Астраханская-6) в сводовой части платформы (ундотема), а также проградационные комплексы. Последние слагают клинотемы карбонатной платформы.

Внутри сейсмической последовательности по рисунку волнового поля выделено ряд литофаций (см. рис. III.3.3, рис. III.3.4). Так, фации 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 биостромах. 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, проградационно-слоистыми 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, развивавшиеся в обстановке преобладания седиментации турбидного типа ниже базиса волн. Фации передового склона сейсмически выражены отражениями с характерным подошвенным налеганием. Эти отражения имеют изменяющиеся амплитуду и протяженность в зависимости от литологического состава толщи, отвечающей данным отражениям.

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

«ОГ-П$_1$» – подошва соленосного комплекса кунгурского яруса нижней перми;

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

«ОГ-Б» – подошва визейских отложений;

«ОГ-ПП'» – кровля семилукских отложений среднефранского подъяруса;

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

«ОГ-ПП» – условно отождествляемый с кровлей додевонского 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 «ПП'», которая мало отличается от структурной карты по нижележащему горизонту,

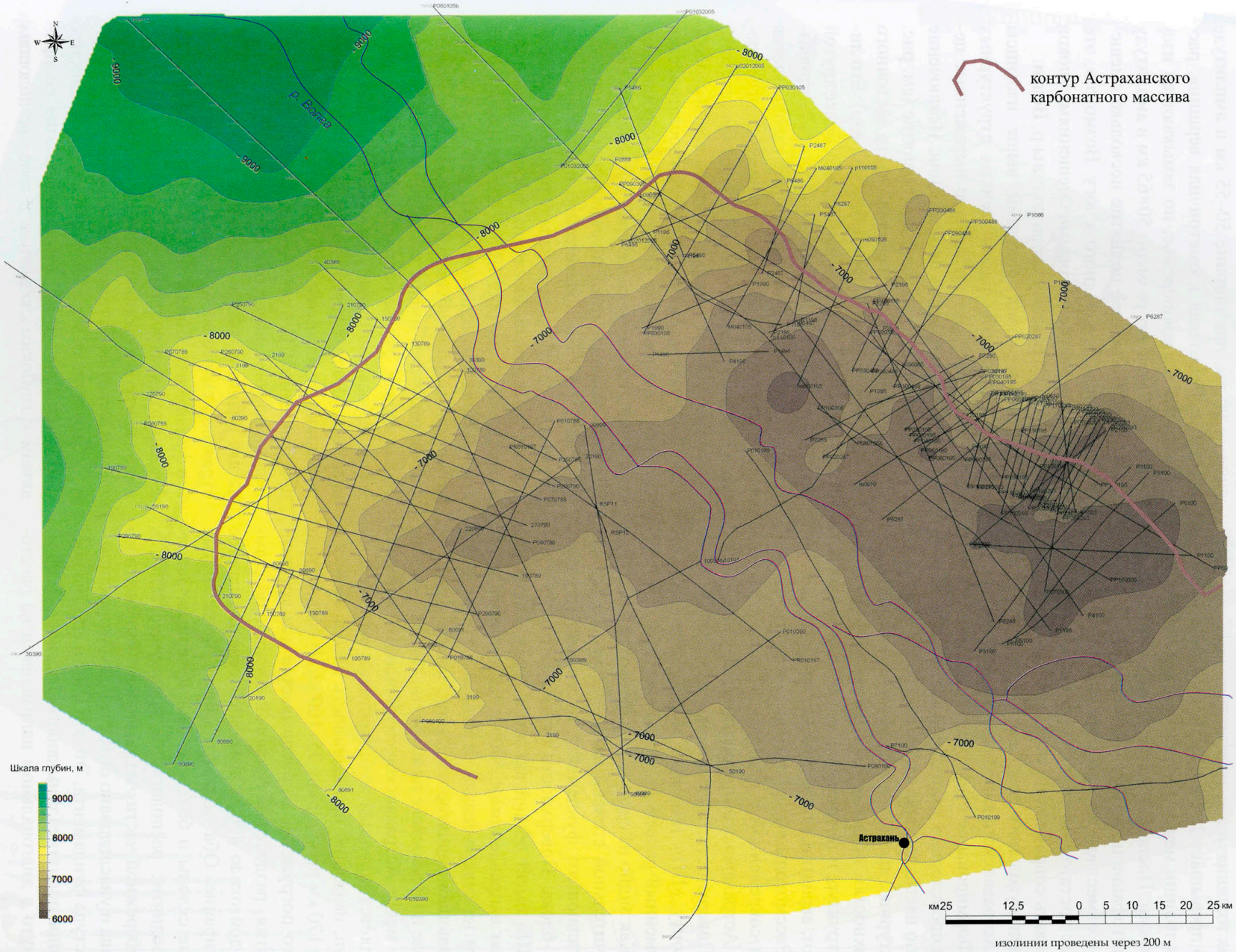


Рис. III.3.6. Структурная карта по отражающему горизонту «IIП"» (вблизи подошвы верхнедевонских отложений)

так как толщина между горизонтами «ПП'» и «ПП"» редко превышает 200 м. Кроме того, были созданы карты толщин между опорными отражающими горизонтами. Последние использованы для построения литофациальных 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 девона по настоящее время. Рассмотрение изменений структурных планов по отдельным отражающим поверхностям позволяет вычленить реликты древних структур, в то время как общие черты характеризуют, вероятно, последний этап деформаций.

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

Поверхность, построенная по отражающему горизонту «ПП» (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 «ПП» 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 сложно построенное поднятие (замыкающая изогипса -7200 м) вытянуто в диагональном направлении на расстояние 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-Шортамбайский 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 «ПП» в северо-западном направлении. Общий рисунок поверхности «ПП», 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 «ПП"» (см. рис. III.3.6) стратифицирована по привязкам к глубоким скважинам в качестве подошвы

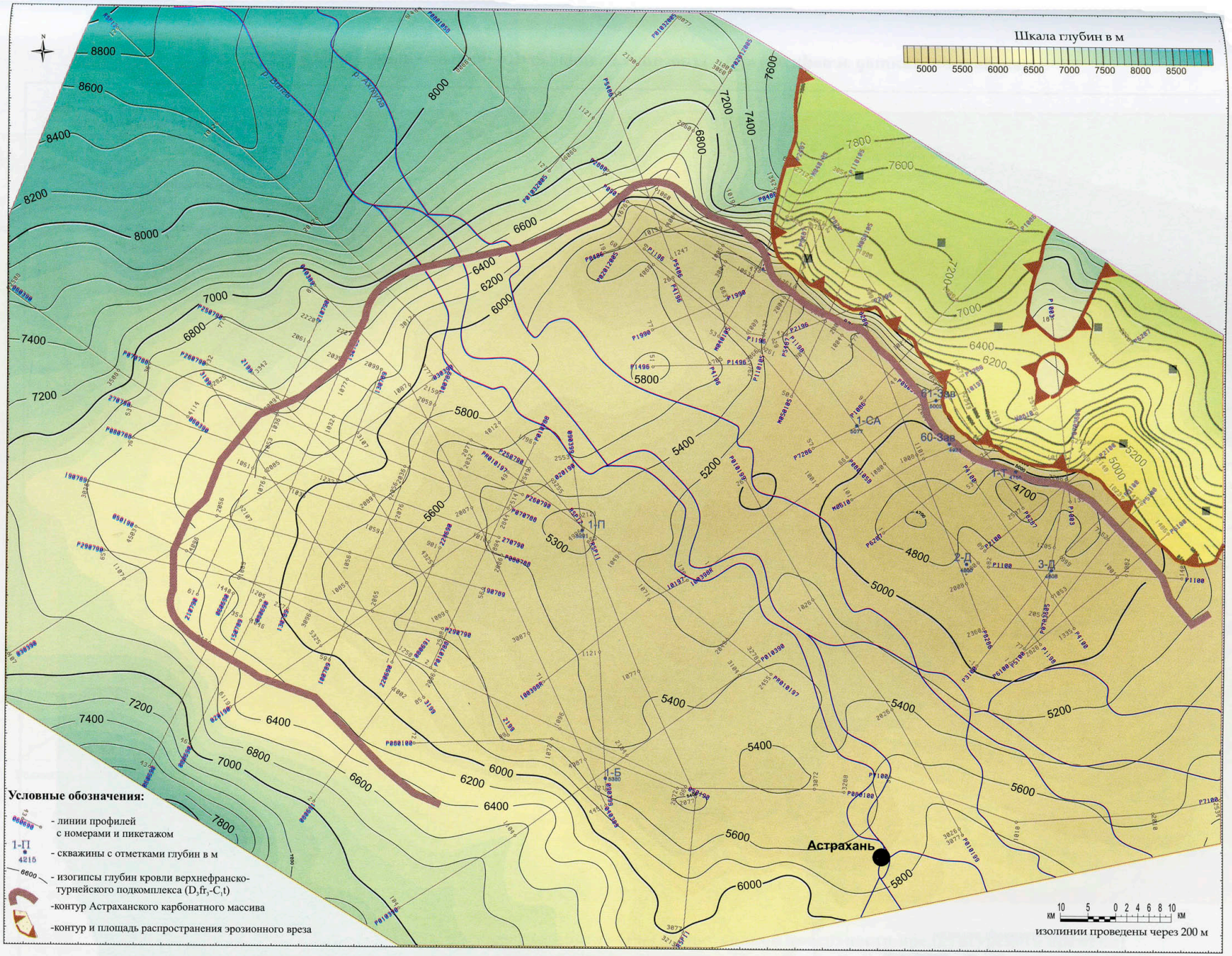


Рис. III.3.7. Структурная карта по отражающему горизонту «Б» (по подошве визейского яруса)

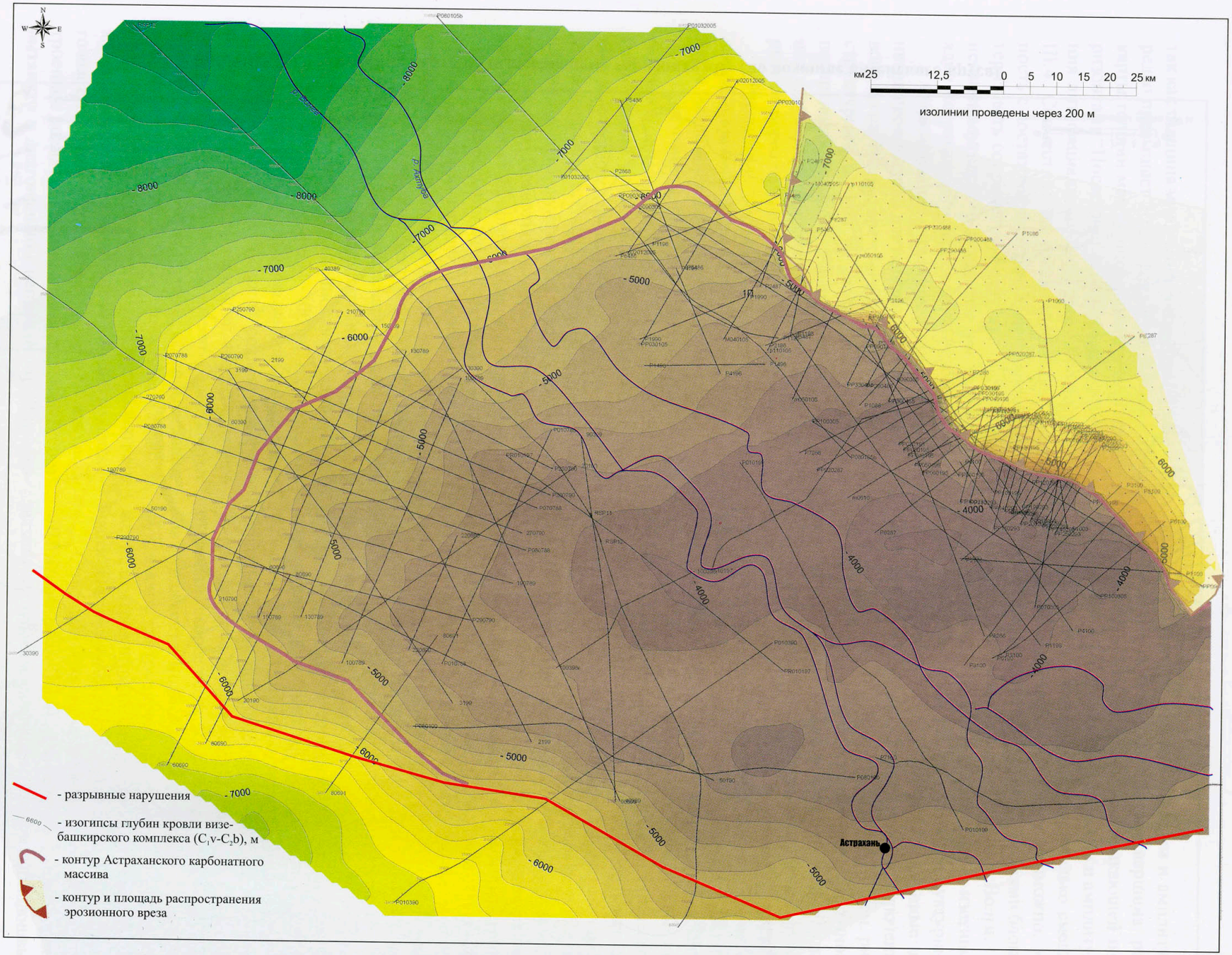


Рис. III.3.8. Структурная карта по отражающему горизонту «IП» (по кровле башкирского яруса)

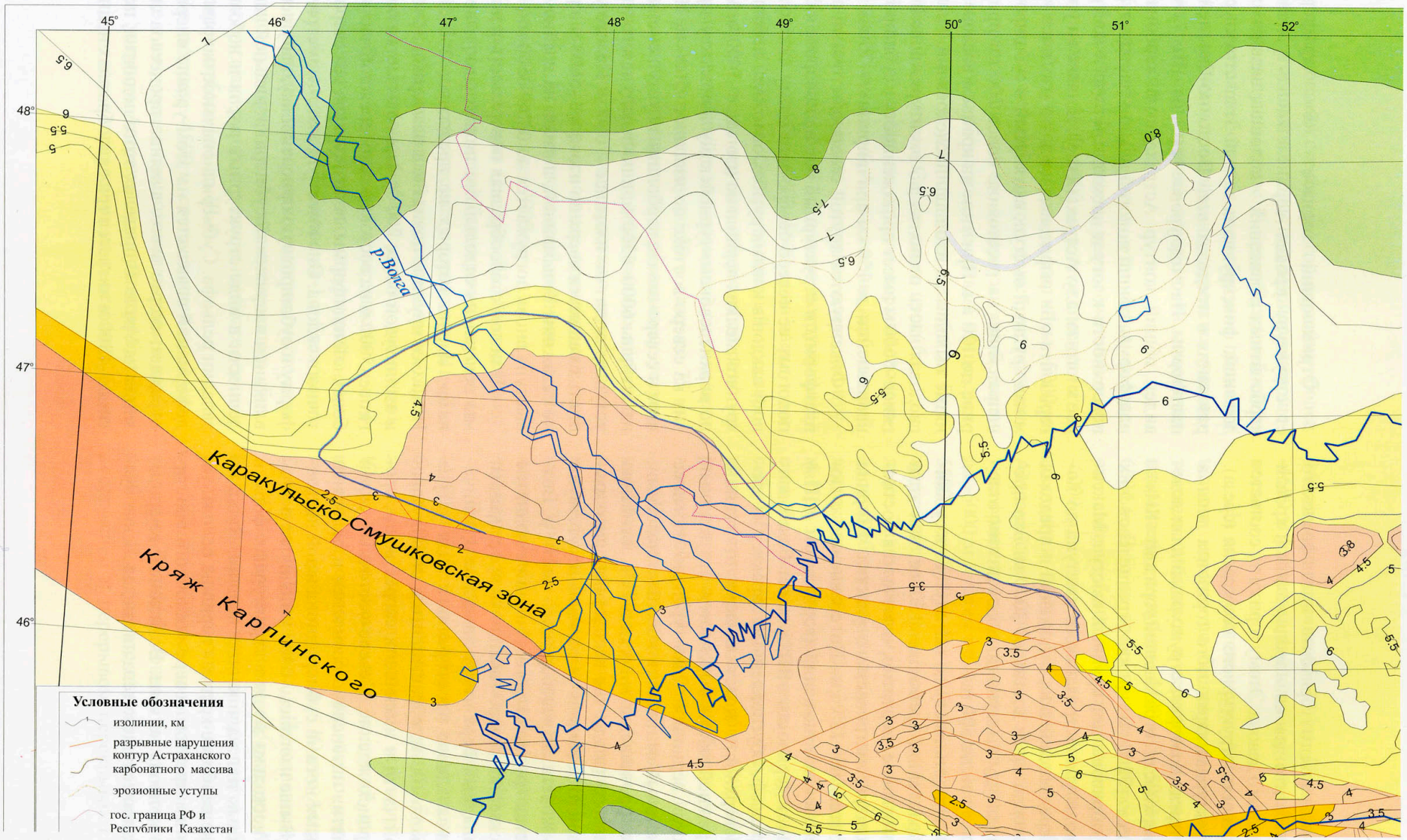


Рис. III.3.9. Структурная карта по отражающему горизонту «$П_1$» (по эрозионной поверхности предкунгурского времени)

отложений тиманского горизонта нижнефранского 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 «ПП»).

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 «ПП"» имеет более контрастный рельеф, обусловленный характером эрозионной поверхности подстилающих отложений. В правобережной 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 левобережной части р. Волги выделяется крупное многовершинное поднятие преимущественно северо-западного простирания. Его юго-западный борт имеет линейное ограничение северо-западного простирания в виде уступа высотой около 100 м, обращенного в сторону правобережной части и имеющего, скорее всего, эрозионное 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 эрозионный останец секущего тела нижнедевонских вулканитов.

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. III.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 скважины Безымянной, и затем на крайнем юге выступа вновь погружается до 6000–6500 м.

В целом столообразная поверхность платформы 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 западин рельефа. Субмеридиональное направление деформаций появляется на этом уровне впервые и отражает, скорее всего, влияние процессов скучивания на Урале. В пределах этого поднятия, по изогипсе -4800 м читается три валообразных поднятия,

характеризующих, скорее всего, вершину более широкого в основании поднятия, вырисовывающегося на предыдущем срезе. В правобережной части также имеется небольшое валообразное 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, оконтуренное 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 борта 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. III.3.8) показывает строение кровли отложений башкирского яруса среднего карбона по отражающему горизонту «П». По сравнению с нижележащей поверхностью она характеризуется значительной общей унаследованностью, отличаясь более выровненной поверхностью и почти полным отсутствием мелких структурных форм. Лишь в районе скважин Табаковская-1 и Еленовских обособлено поднятие, вероятно, имеющее чисто седиментационную природу, так как именно здесь обнаружены признаки распространения наиболее верхних горизонтов карбона (см. гл. III.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 изогипса -4500 м уходит за пределы изученной площади на восток.

На северо-востоке уступ Астраханского карбонатного массива по башкирским отложениям постепенно 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 нижнебашкирских 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, оконтуренный изогипсой -4500 м, и затем отмечается пологое погружение на запад-северо-запад до глубин 6000–6500 м. Северо-восточный и юго-западный борта очень крутые, с амплитудой до 1500 м и более.

В пределах обширного свода, оконтуренного 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 подножье массива были вырезаны большой мощности отложения верхнего карбона. В результате отложения нижней перми с несогласием и перерывом перекрывают нижнека-

менноугольные породы. Величина эрозионного вреза достигает более 1000 м.

Структурная карта, составленная по горизонту «$П_1$» (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 «$П_1$» выражен в виде террасы, осложняющей северный склон кряжа Карпинского. С севера эта терраса ограничена Астраханско-Жамбайской флексурой. Эта флексура очерчена изогипсами 4500 м и 5500 м. От кряжа 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 кряжа 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) западнее и северо-западнее Астраханского поднятия (см. рис. I.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 артинскими 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 вычитывается 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-фациальная характеристика разреза девона–карбона

В рамках обобщения материалов по строению Астраханского карбонатного массива нами проведено повторное изучение керна и шлама из скв. Табаковская-1, Девонские -1, -2, -3, Володарская-2, Северо-Астраханская-1, Правобережная-1 с целью получения более полной информации о возрасте и фациальных характеристиках вскрытых интервалов подсолевого разреза, обращая главное внимание на его девонскую часть. В результате по находкам конодонт удалось существенно уточнить возраст нижних интервалов разреза и надежно обосновать выделение нижнедевонских отложений. Уточненные данные о возрасте и фациальных обстановках накопления отложений в сочетании с повторной обработкой материалов сейсморазведки МОГТ прошлых лет, построением структурных карт и карт изопахит, позволили получить каркасную сеть литолого-фациальных 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 фациальную изменчивость сейсмостратиграфических комплексов.

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

сделать литолого-фациальное расчленение разреза. Были отобраны образцы для поисков микрофауны, в основном конодонтов; уточнены фациально-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 фациальной 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 сейсмофациальных профилей и литофациальных карт.

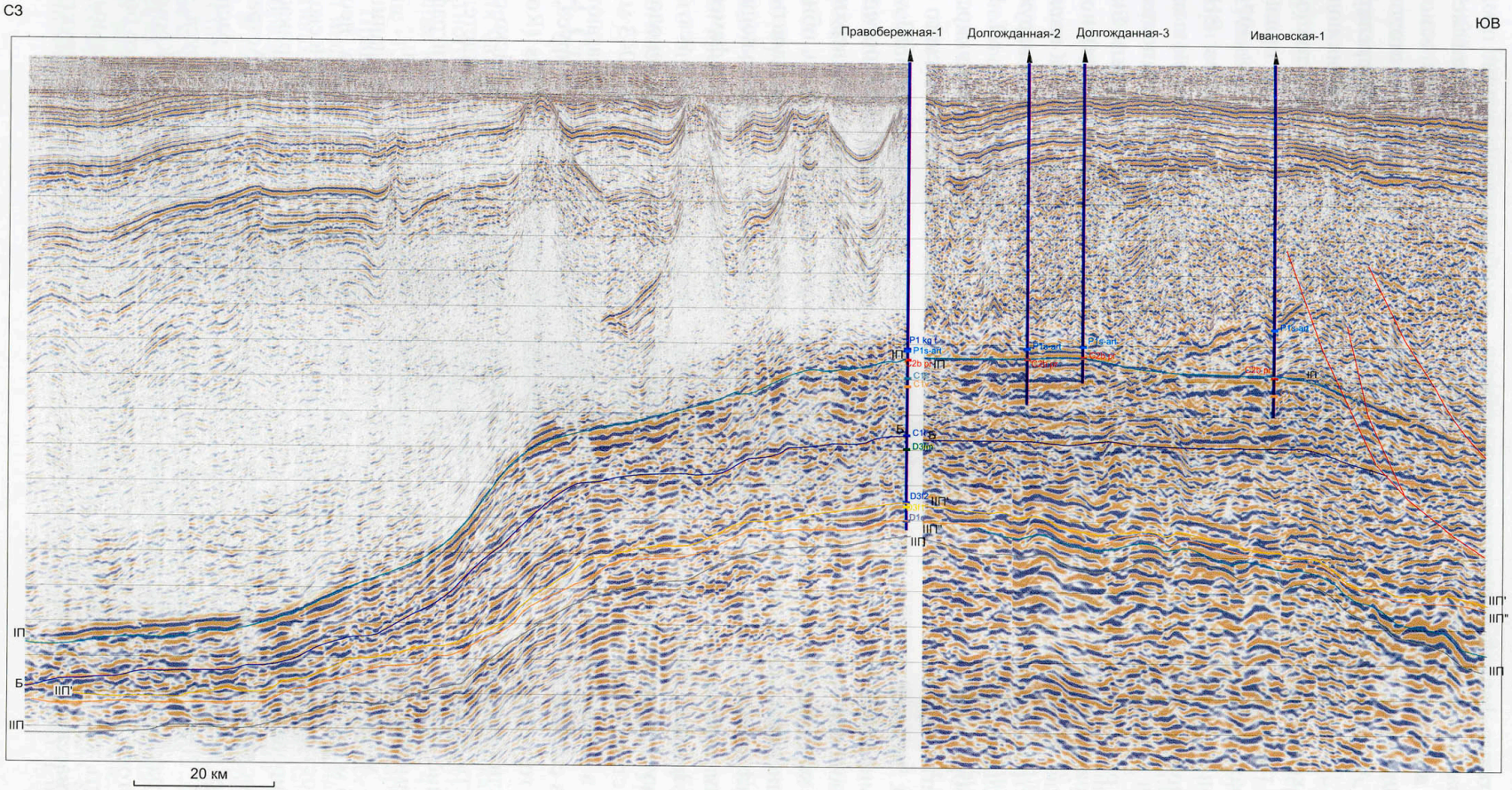
При обработке материала возникло ряд проблем стратиграфического характера, вероятно, требующих дальнейшей проработки и решения. Так, при микроскопическом изучении отложений было установлено, что в органогенно-обломочных разностях карбонатных пород, преимущественно распространенных среди каменноугольных отложений, остатки ископаемой фауны фораминифер, по которым произведено погоризонтное их расчленение [Зайцева, 1995, 2002; Зайцева, Кленина, 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 измененности. 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 переотложена и не может датировать возраст вмещающих отложений.

Вопрос переотложения ископаемой фауны фораминифер возникал и ранее [Кленина, 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 часто 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 стратоны, а фации. Эту точку зрения подтверждают сделанные нами находки конодонтов (заключение В.А. Аристова, 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 pawhuskaensis (Tarris et Hollings), позволяющие датировать вмещающие отложения гжельским веком позднего карбона. Здесь же обнаружены переотложенные формы Neospathoodus 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, переотложенные 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 подсолевого комплекса.

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

А


СЗ
ЮВ
Правобережная-1
Долгожданная-2
Долгожданная-3
Ивановская-1
P1 kg-t
P1s-art
C2b pd
C1t
C1k
D3fm
D3f2
D3f1
IIП
IIП'
IIП''
IIП'''
Б
20 км

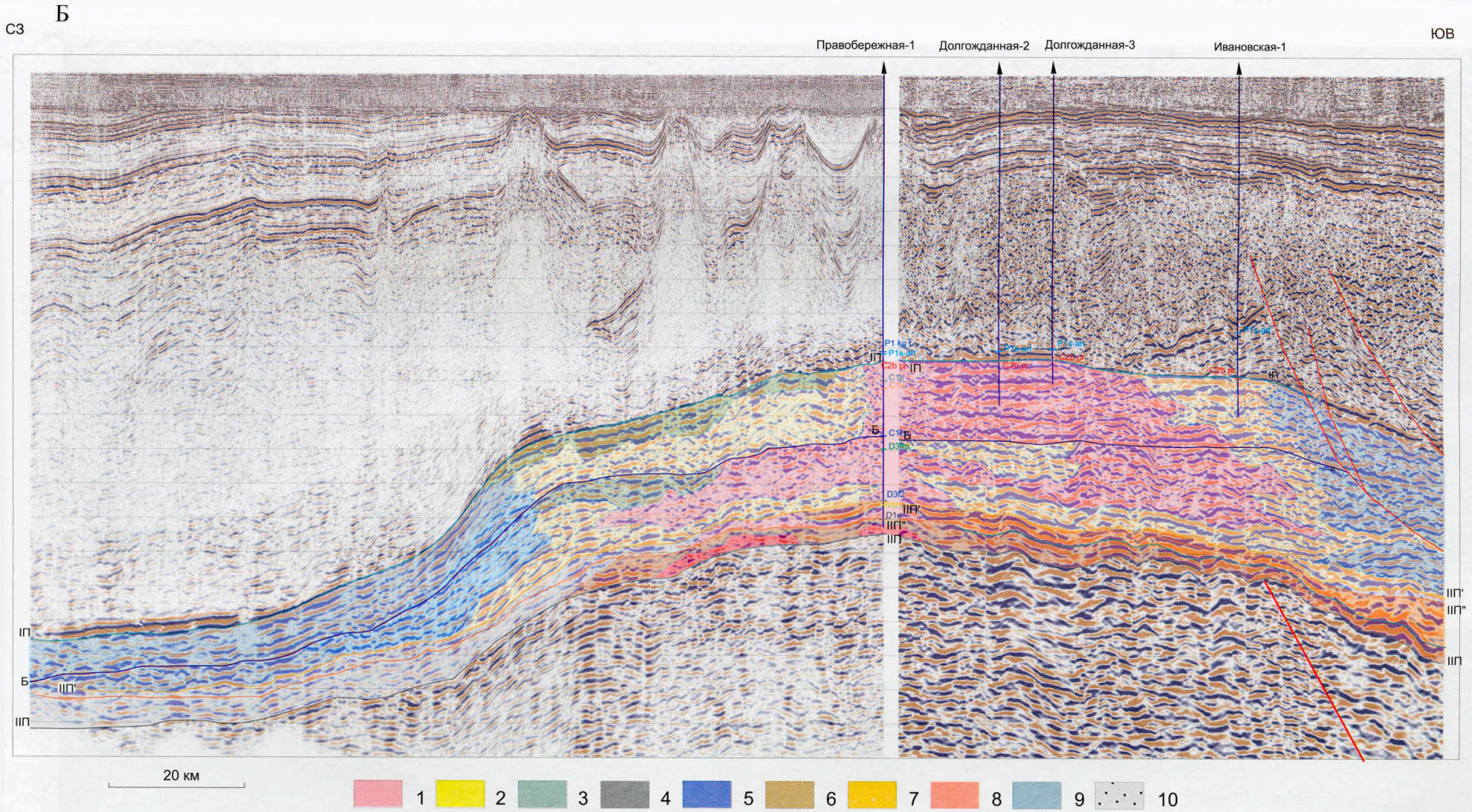


Рис. III.4.1. Глубинно-динамический (А) и литофациальный разрез (Б) по линии составного профиля I-I.

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, брекчии 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 эрозионного вреза

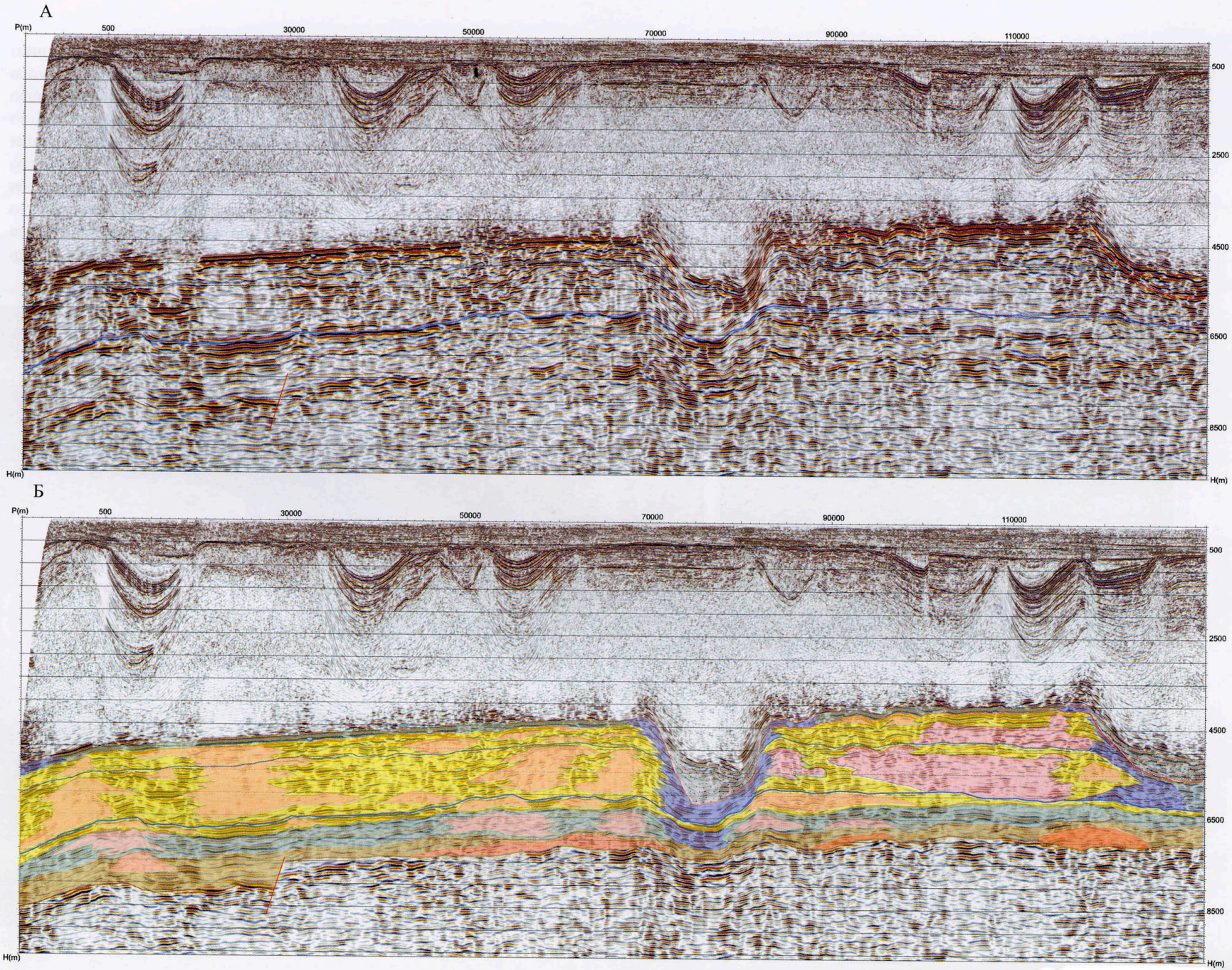


Рис. III.4.2. А – глубинно-динамический, Б – литофациальный разрез по линии составного профиля II-II.

Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

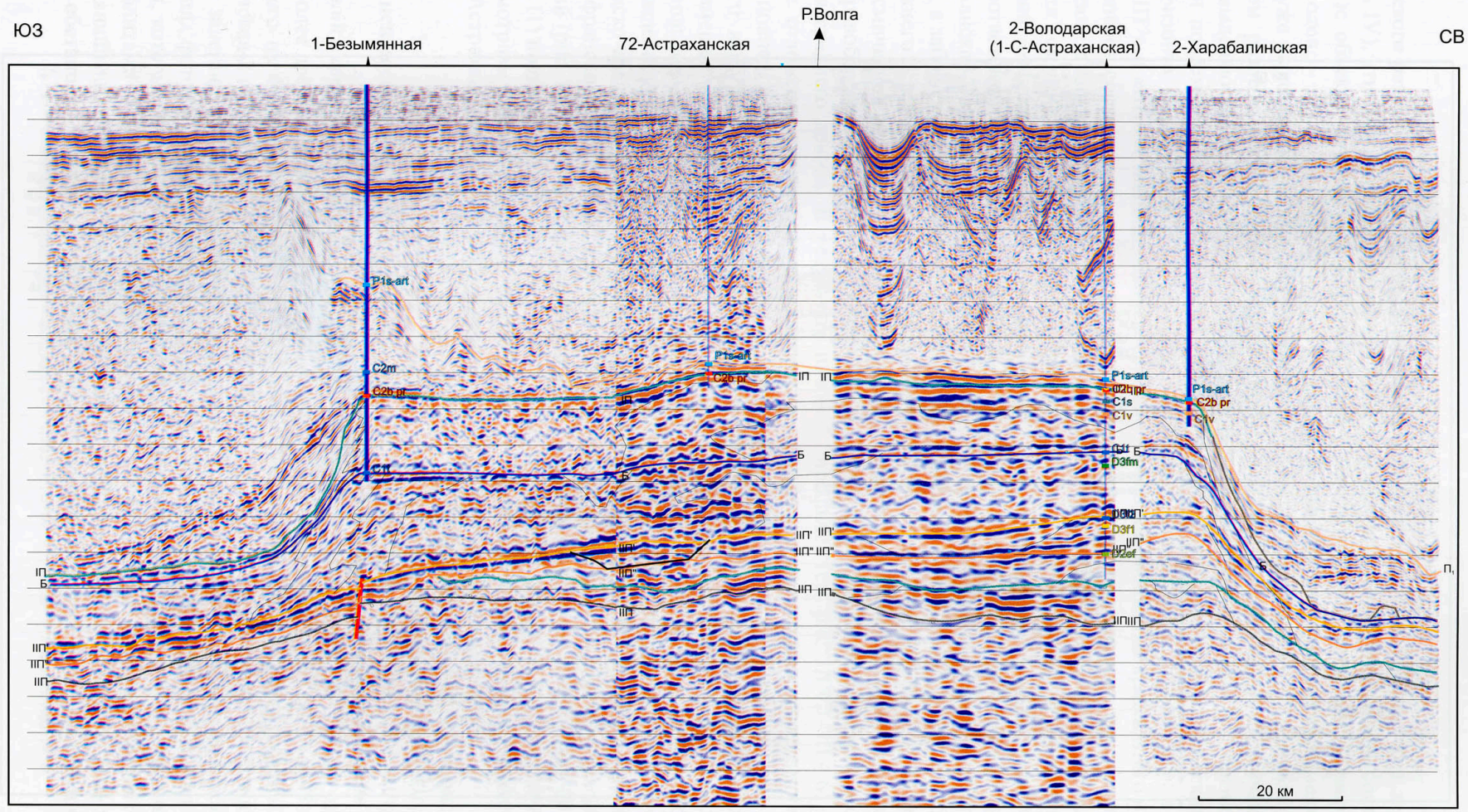


Рис. III.4.3. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля III-III.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

Б

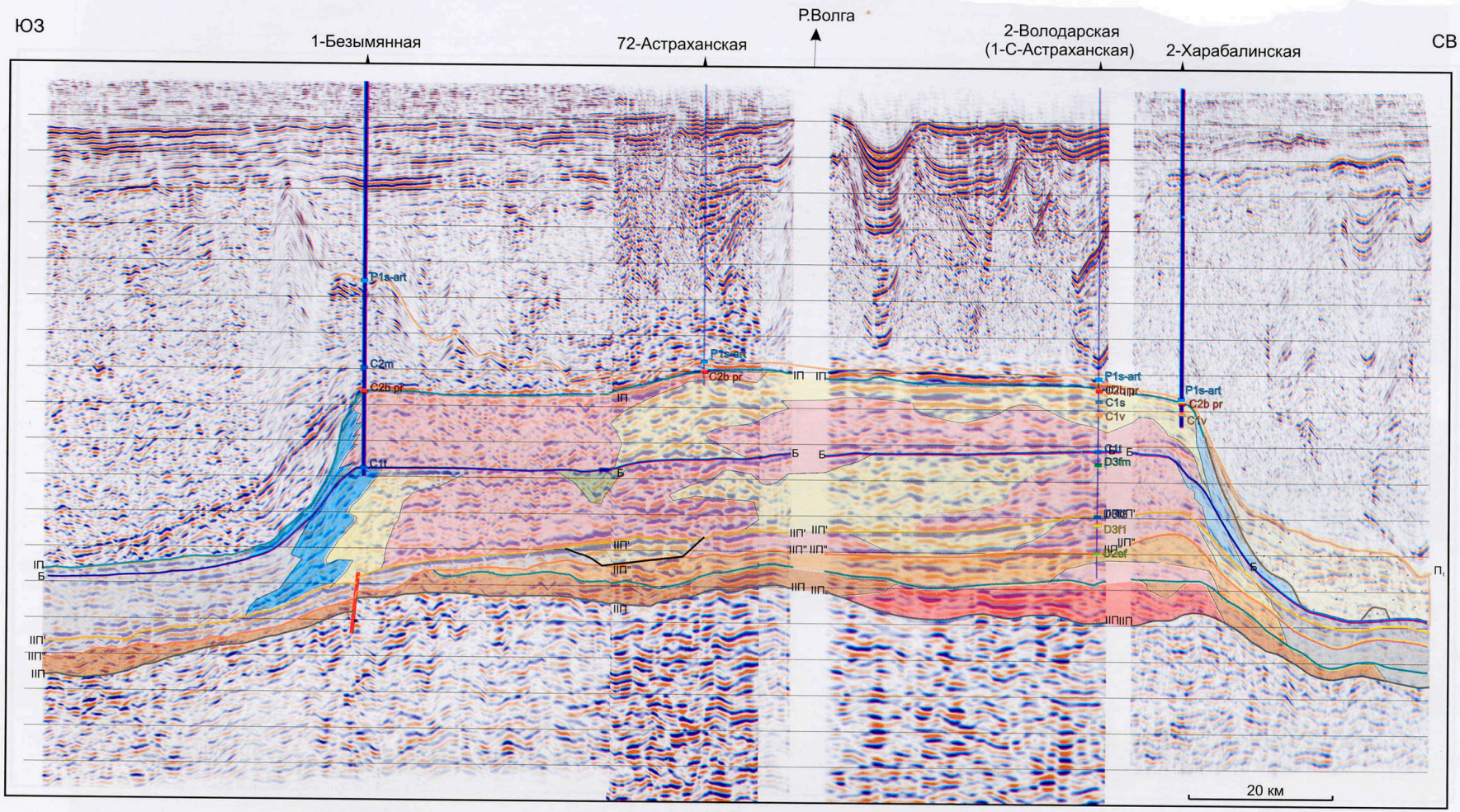


Рис. III.4.3. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля III-III.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

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

Как уже было сказано в предыдущей части, в подсолевом разрезе Астраханского карбонатного массива выделяются семь динамически выразительных и повсеместно прослеживаемых отражающих горизонта (сверху вниз): «$П_1$», «П», «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 развития 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 риолитового состава. Обломочные зерна алевритовой и мелкопесчаной размерности состоят из калиевого полевого шпата (санидина) и кварца. Зерна кварца песчаной размерности также имеют вулканогенный генезис. С глубины 6690 м наблюдается чередование полевошпат-кварцевых песчаников, глинистых алевролитов, алевритистых аргиллитов с прослоями витро-кристаллокластических туфов среднеосновного состава. Кроме того, в шламе встречен обломок риолита. В кровле этого интервала разреза появляются единичные прослои калькаренитов, 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 выпуклых вверх линз с косым внутренним наслоением. Предполагается, таким образом, что в начале нижнего девона область Астраханского свода представляла собой энсиалическое, 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 пользуются 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 течений с прослоями калькаренитовых турбидитов, наибольшее количество которых тяготеет к нижней части разреза. Преобладают однородные или неясномикрослоистые углеродистые аргиллиты с редким растительным аттритом и темно-серые до черных глинистые известняки типа кальцилютитов, иногда

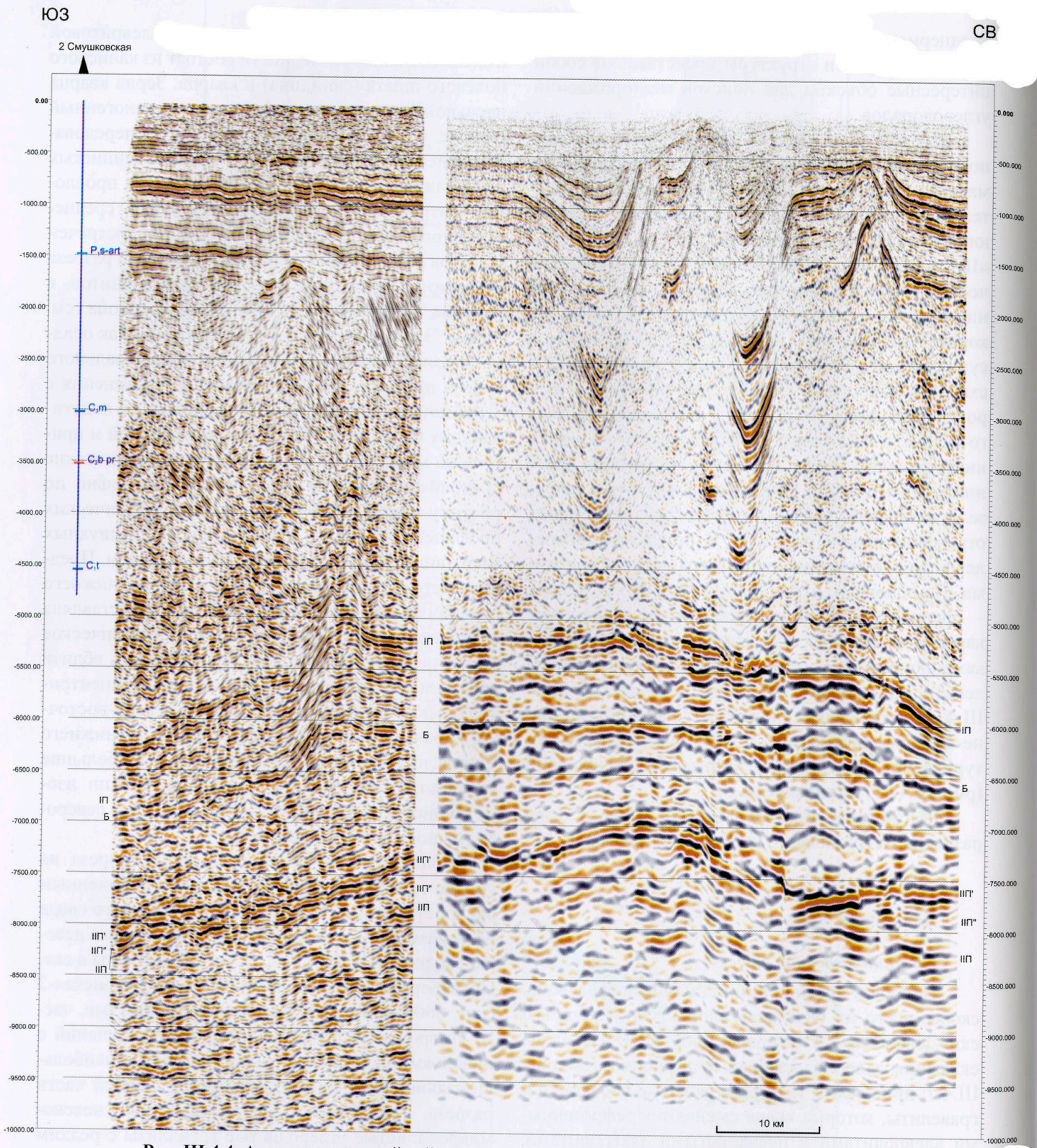


Рис. III.4.4. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля IV-IV.

Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

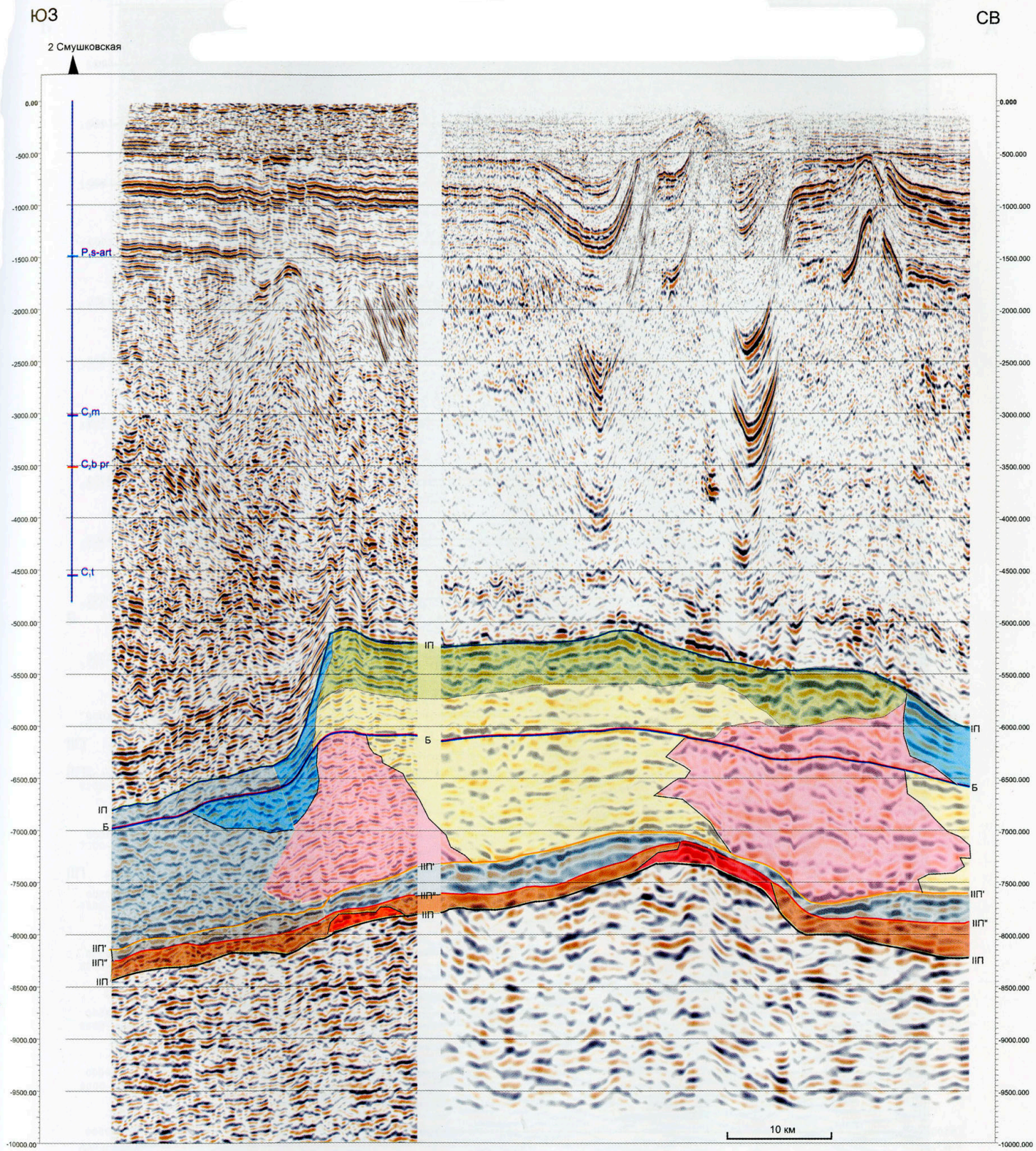


Рис. III.4.4. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля IV-IV.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

A

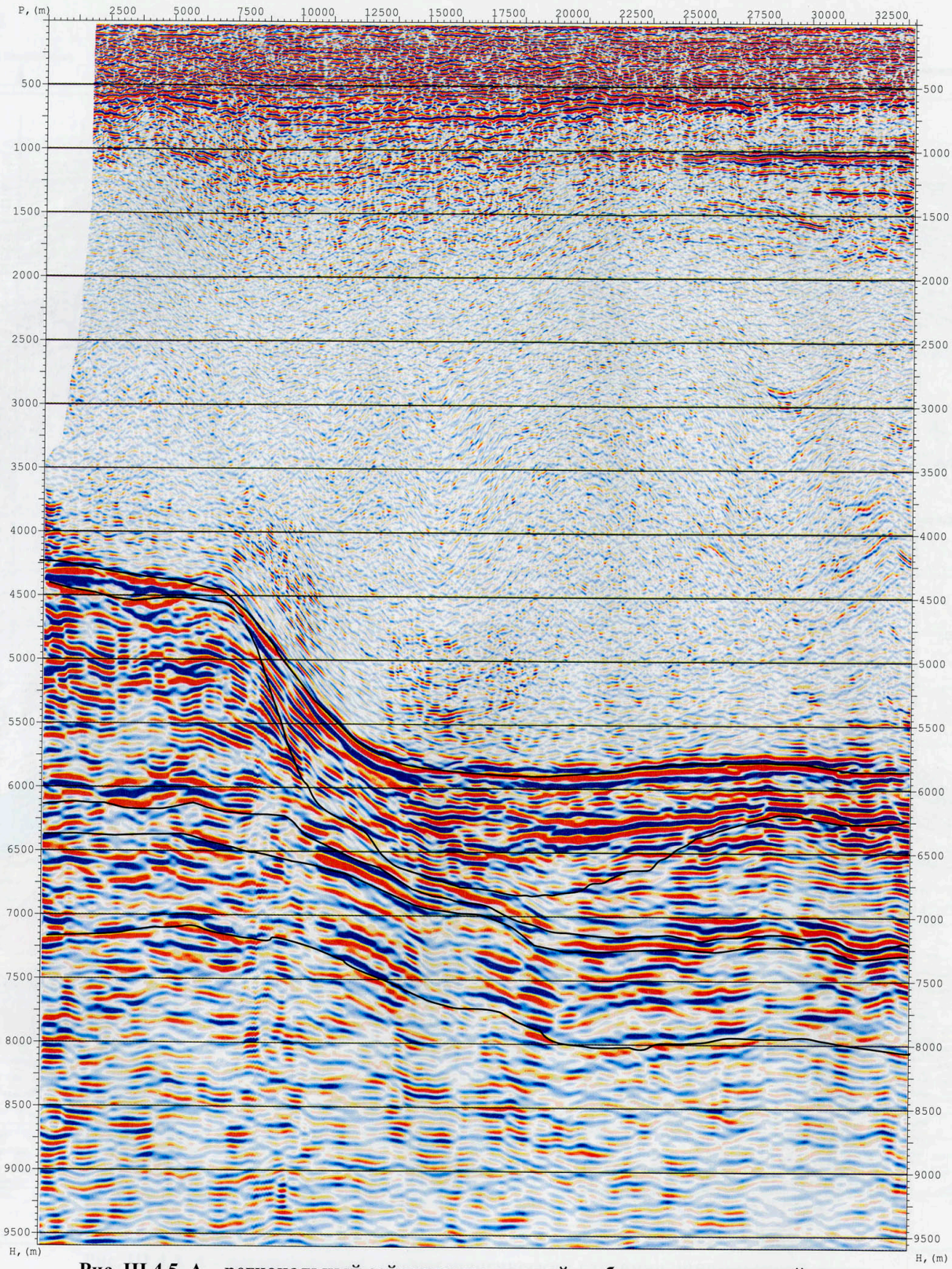


Рис. III.4.5. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии составного профиля V-V.

Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

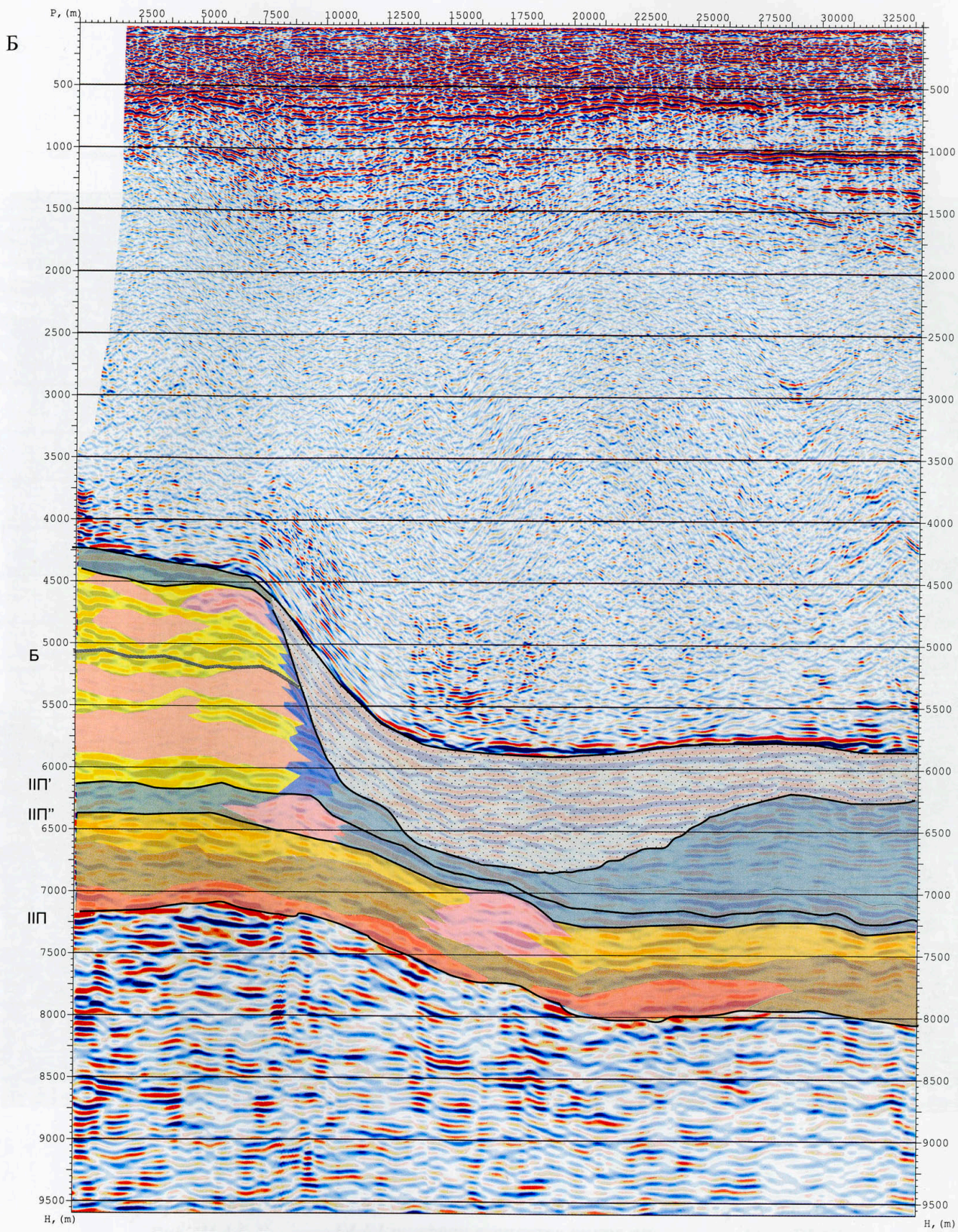


Рис. III.4.5. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля V-V.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

А

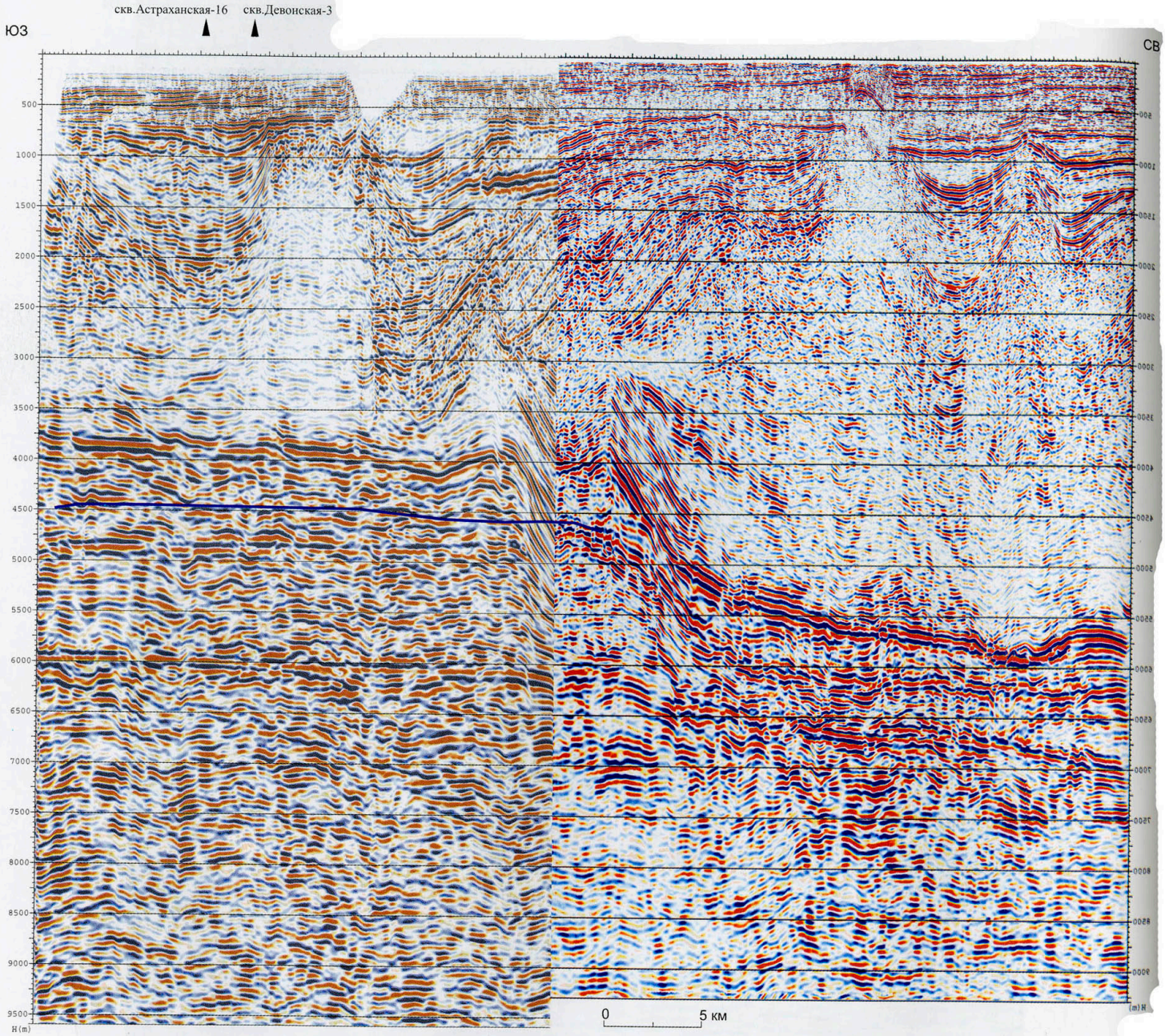


Рис. III.4.6. А – региональный сейсмогеологический глубинно-динамический разрез по линии сотавного профиля VI-VI.

Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

Б

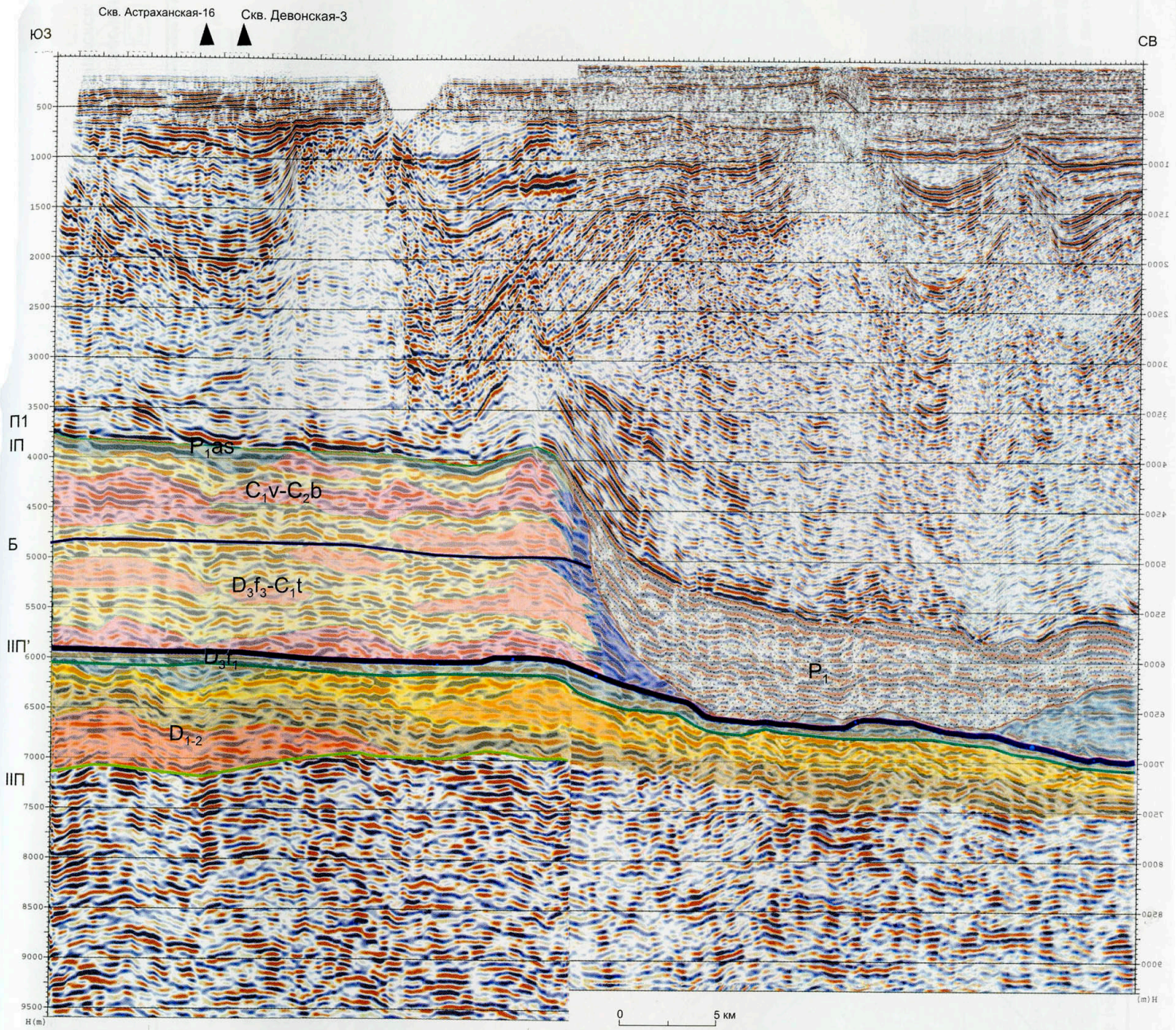


Рис. III.4.6. Б – литофациальный разрез по линии составного профиля VI-VI.
Условные обозначения см. на рис. III.4.1.

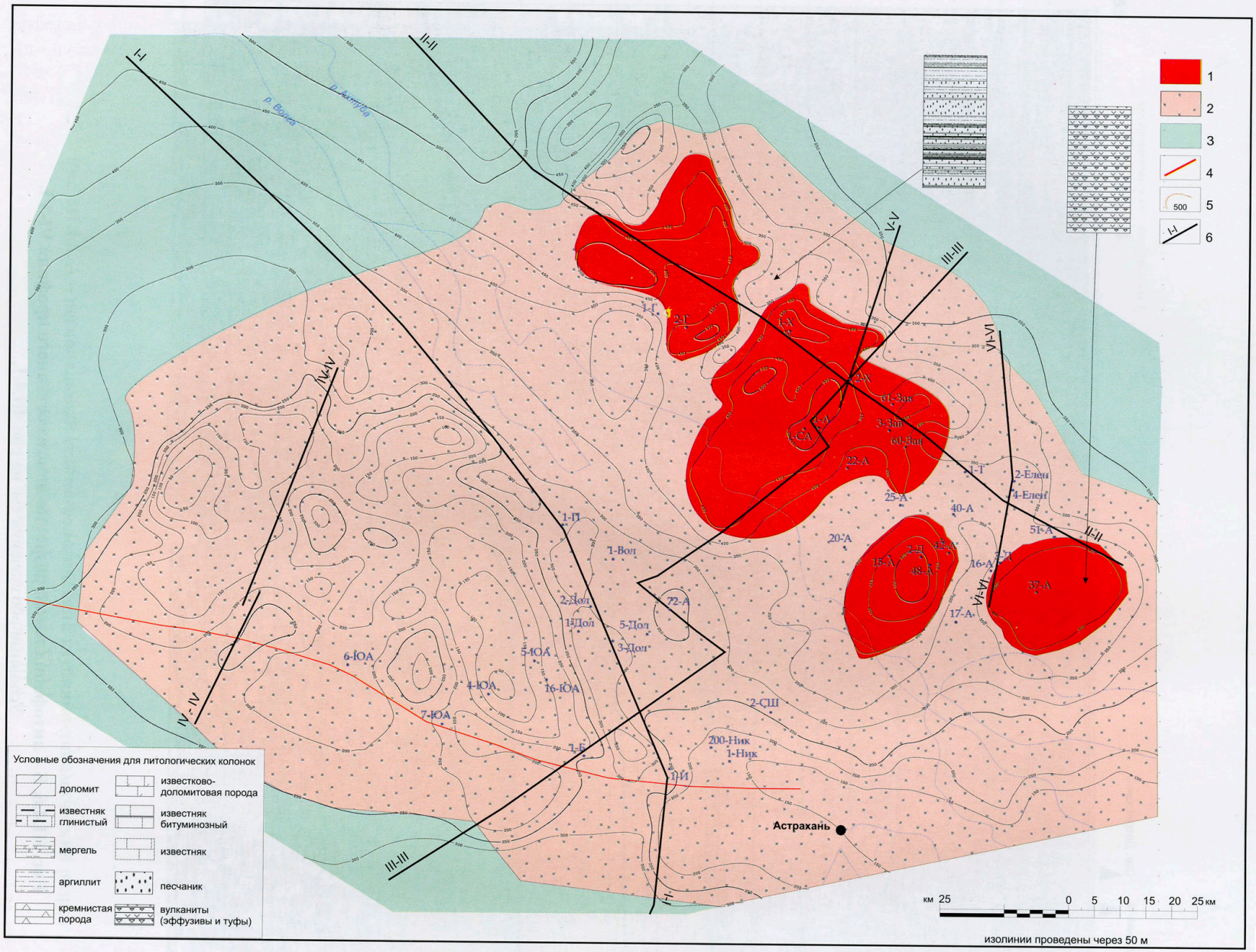


Рис. III.4.7. Карта литофаций нижнедевонского (D_1) квазисинхронного сейсмокомплекса.

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

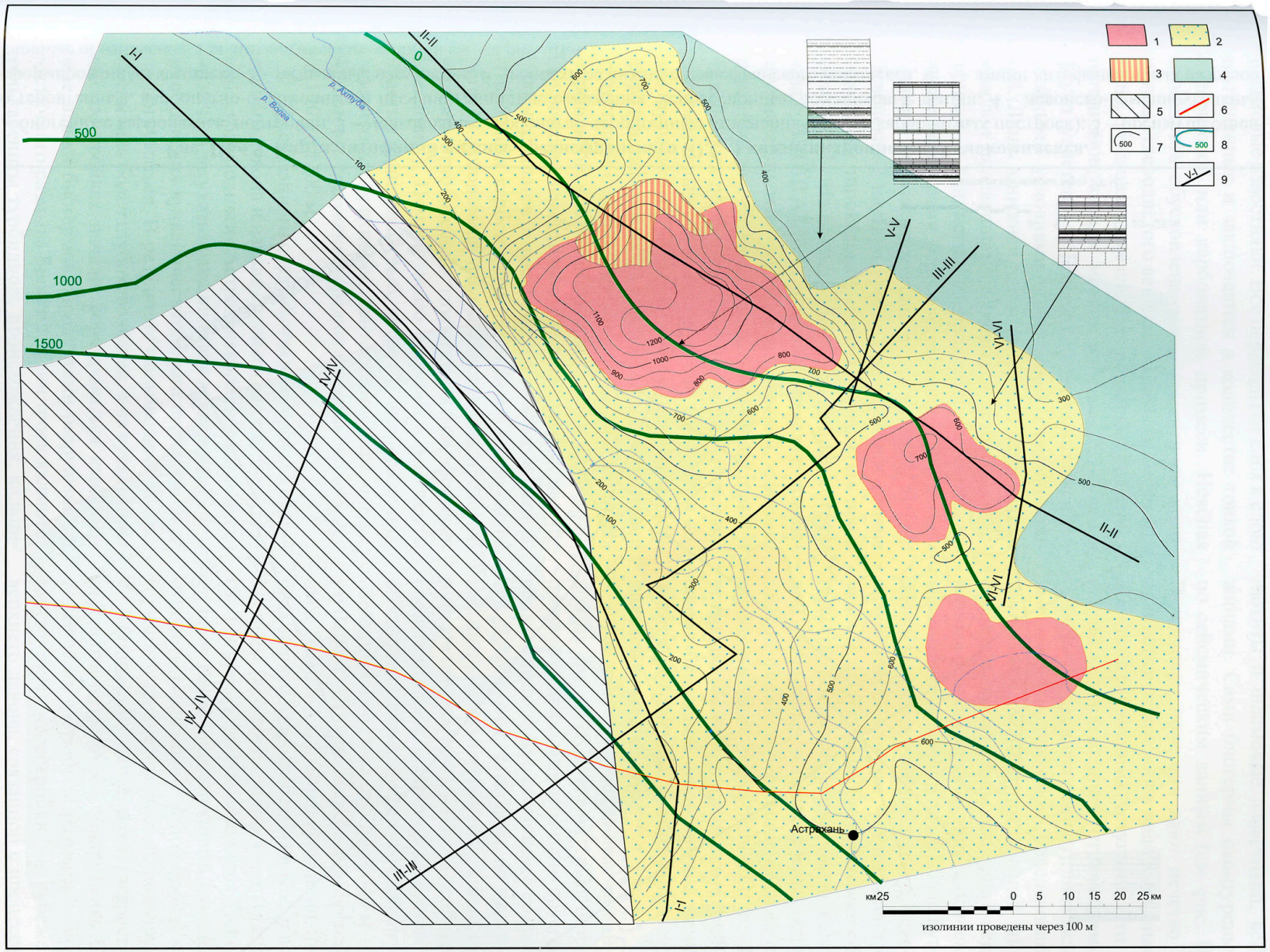


Рис. III.4.8. Карта литофаций среднедевонского (D_2) квазисинхронного сейсмокомплекса.

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 песчано-глинистые отложения, депрессионные фации; 5 – область отсутствия нижнедевонских отложений; 6 – разрывные нарушения; 7 – изопахиты 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.

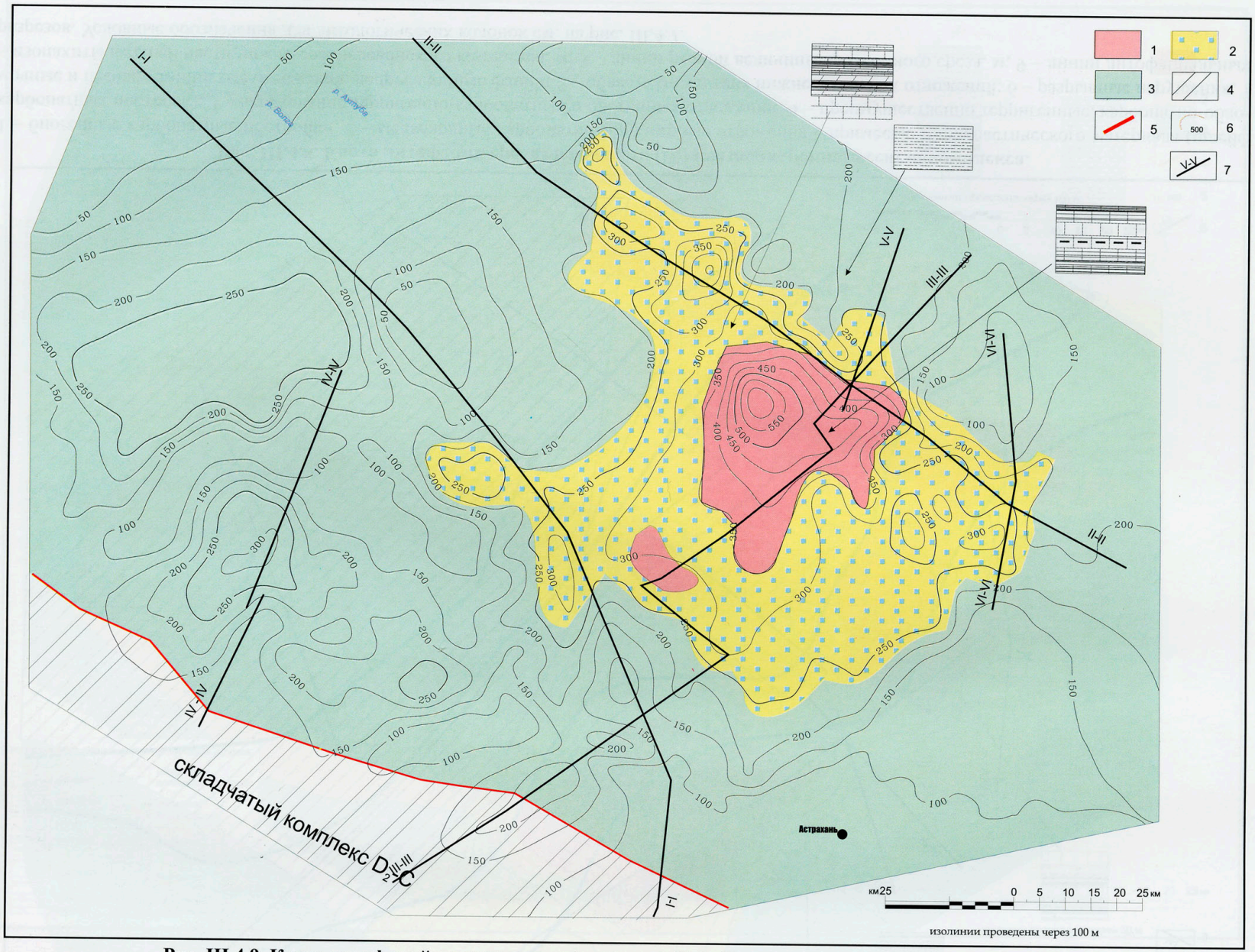


Рис. III.4.9. Карта литофаций нижнее-среднефранского (D_3f_{1-2}) квазисинхронного сейсмокомплекса.

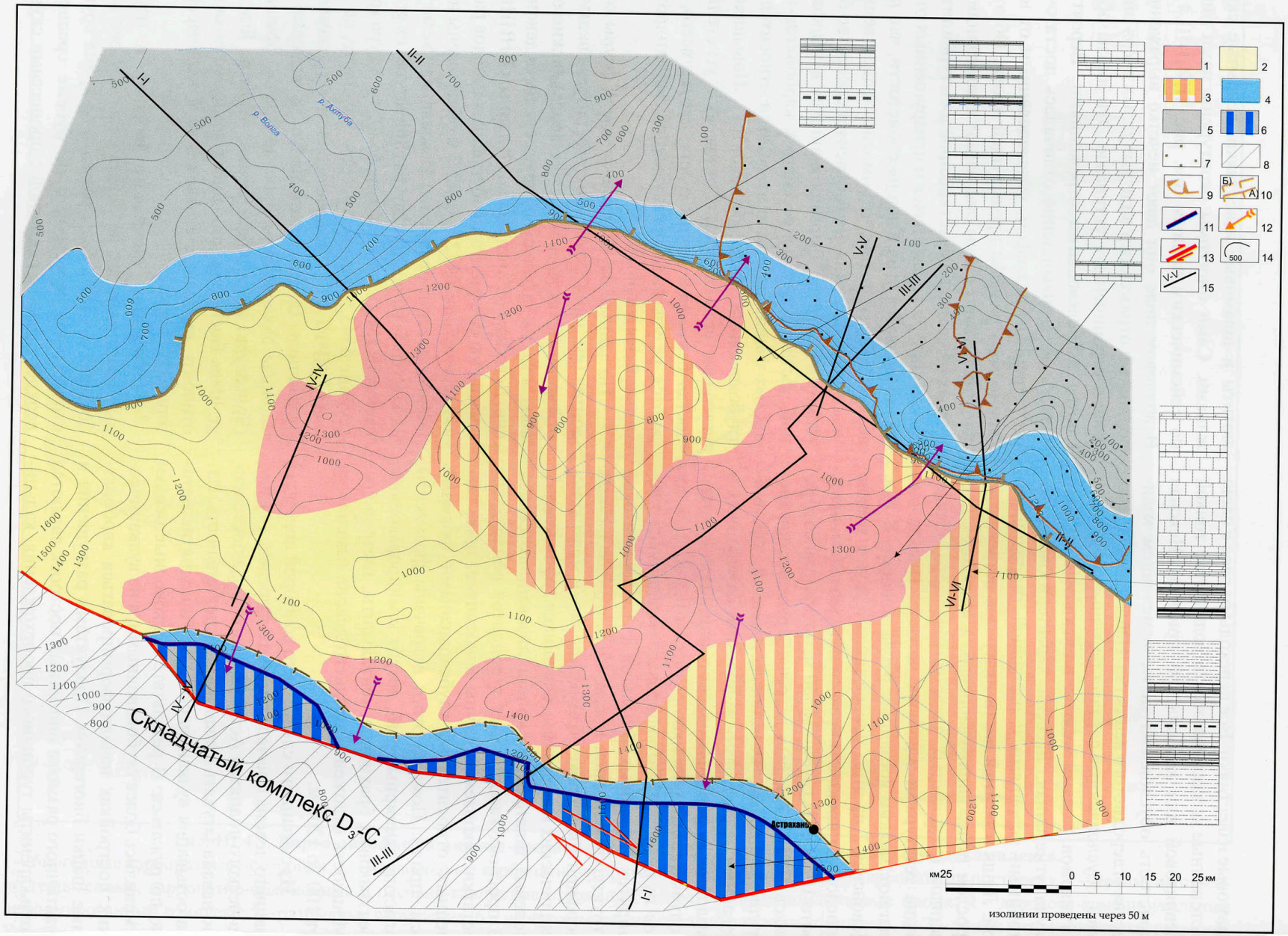
1 – биогенные карбонатные постройки, 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения (шлейф карбонатных построек); 3 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения, депрессионные доманиковые фации; 4 – девонско-каменноугольный деформированный комплекс; 5 – разрывные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

шламовые известняки. Все переходы от слоя к слою постепенные и заключаются в количестве тонкой алевритовой или карбонатной примеси. Неясная слоистость обусловлена также изменением количества углеродистого вещества. Наблюдаются текстуры, обусловленные следами ползанья придонных организмов, ходами мелких илоедов. Ископаемая фауна угнетенная. Бассейн характеризовался застойными 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, среднекрупнозернистый, вулканокластический, сформированный за счет размыва андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, состоящий из угловатых, полуокатанных обломков размером 0,3–8 мм и более пузыристых витрофировых базальтовых порфиритов, афировых базальтов с гиалопилитовой 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 пластин панцирных рыб, детрит и микрораковины беззамковых 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 размыва биогенных построек являются калькарениты турбидного происхождения, кальцилютиты и шламовые известняки, вскрытые скважинами. Сами биогермы оконтурены нами лишь по сейсмическим данным (см. рис. III.4.1-III.4.6). В волновом поле они дают нечетко 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 фаций, 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) ef. 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. bifidaeformmis Tschern., Ilmeia ex gr. hians Buch. Брахиоподовый комплекс позволяет относить вмещающие отложения к черноярскому горизонту верхнеэйфельского подъяруса.

Отложения живетского 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 скучива-


I-I
II-II
III-III
IV-IV
V-V
VI-VI
р. Волга
р. Ахтуба
Складчатый комплекс D_3-C
Астрахань
км25 0 5 10 15 20 25 км
изолинии проведены через 50 м

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

Верхний девон. Франский ярус. Нижний и среднефранский подъярусы

Отложения верхнего девона залегают несогласно и с размывом на подстилающих отложениях нижнего–среднего девона (см. рис. III.4.4). Наибольшая величина размыва наблюдается в районе скв. Правобережная-1, где из разреза, по-видимому, полностью выпадает средний девон. На карте изопахит 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 фоновая 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 км^2, где мощность этих отложений взрастает 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-турнейского (D_3f_3–C_1t) квазисинхронного сейсмокомплекса.
1 – биогенные карбонатные постройки; 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения с отдельными конусами выноса карбонатного материала (шлейф карбонатных построек) – ундотема; 3 – чередование карбонатных отложений биогенного и обломочного характера; 4 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения склона и подножья карбонатной платформы (клиноформы); 5 – чередование отложений подножья склона и депрессионных фаций; 6 – преимущественно глинистые, известково глинистые отложения (депрессионные, бассейновые фации); 7 – область эрозионного вреза; 8 – область распространения деформированных девонско-каменноугольных отложений; 9 – граница эрозионного вреза; 10 – границы карбонатной платформы: а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – граница подножья склона карбонатной платформы; 12 – направления перемещения обломочного материала с карбонатной платформы; 13 – сдвиги; 14 – изопахиты верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, м; 15 – линии литофациальных разрезов. Условные обозначения для литологических колонок см. на рис. III.4.7.

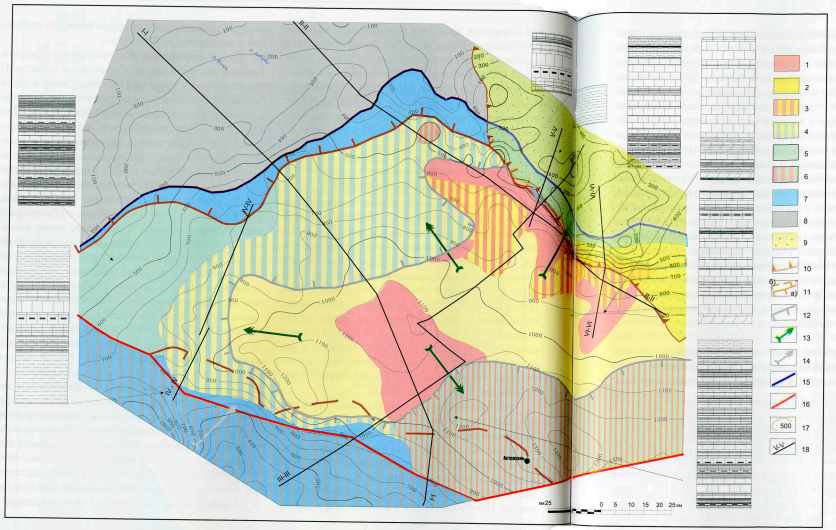


Рис. III.4.11. Карта литофаций визейско-башкирского (C_1v–C_2b) квазисинхронного сейсмокомплекса.

1 – биогенные карбонатные постройки; 2 – мелководные карбонатно-терригенные отложения с отдельными конусами выноса карбонатного материала (шлейф карбонатных построек) – ундотема; 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 фондотема); 6 – биогенно-карбонатные и карбонатно-терригенные, клиноформного строения; 7 – преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные и песчано-глинистые отложения склона и подножия карбонатной платформы (клинотемы); 8 – преимущественно глинистые, известково глинистые отложения (депрессионные, бассейновые фации); 9 – область послебашкирского эрозионного среза; 10 – граница эрозионного среза; 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.

послойным расположением целых крупных разрозненных раковин замковых брахиопод и их обломков, а также одиночных кораллов. Матрикс (около 50%) представлен темно-серым тонкокристаллическим доломитом, пронизанным 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 калькаренитам. 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 ракушняковых 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 флуксотурбидитов. 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 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 членниками 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 брекчии, состоящие из обломков пород, попавших в оползание в не полностью консолиди-

рованном состоянии. Матрикс брекчий черный глинистый кальцилютит 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. 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 слабоглинистых. Известняки перекристализованные с единичными зернами пирита, в отдельных прослоях видна их первичная обломочная (мелкозернистые калькаренить) и органогенно-обломочная текстура. Мощность отложений изменяется от 50 до 500 м.

В среднем фране продолжалась трансгрессия и дифференцированное погружение Астраханского поднятия, начавшиеся в раннем фране, 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 кальцилютитов (так называемой доманиковой фации) небольшой мощности (конденсированные осадки). Повышенная битуминозность пород, видимо, связана с оживлением движений по разломам из-за продолжающихся процессов рифтогенеза в кряже Карпинского, повышенной дегазацией, способствовавшей возникновению аномальных биохимических обстановок, благоприятных для развития водорослей и цианобактерий. В целом, это осадки довольно слабых придонных течений. Лишь местами, преимущественно в нижней и верхней части разреза, встречаются продукты размыва 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 пиритизированных аргиллитов, содержащих редкий детрит тонкостенных раковин. Ниже (инт. 6247–6253 м) вскрыты темно-серые битуминозные слюдистые алевролиты и глинистые алевролиты. Породы обладают более или менее четкой тонкой слоистостью из-за обогащения отдельных слойков раковинным детритом. 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 мощностью 5 см тонкослоистого зернистого доломита, видимо первично обломочного. Более интенсивное погружение южной части поднятия, примыкающей к кряжу Карпинского, привело к наклону всего геоблока Астраханского свода. В результате его северный край испытал 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, фаменский и турнейский ярусы)

Дифференцированные движения по разломам среднефранского времени и начавшаяся на рубеже среднего и позднего франа регрессия привели к резкой дифференциации бассейна. В результате на месте ранне-среднедевонского вулканического Астраханского поднятия возникла внутрибассейновая 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 раннепермским размывом (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 фации: карбонатных биогенных построек и мелководных карбонатно-обломочных отложений. Внутри последней выделено две субфации, характеризующие обстановки с пассивным и активным гидродинамическими режимами накопления.

Наиболее полный разрез *фации карбонатных биогенных построек* вскрыт скв. Табаковской-1 (инт. 5050–5580 м). В составе этой фации преобладают комковато-сферово-сгустковые 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.

Фация карбонатно-обломочных пород пользуется наибольшим распространением. Субфация, формировавшаяся в рассматриваемый период времени в обстановке активного гидродинамического режима, тесно связана с биогенной фацией по вертикали и латерали, отличаясь от последней преобладанием обломочных разностей пород над биогенными сгустково-водорослевыми. Для этой фации также характерна диагенетическая доломитизация. Наиболее типичный разрез вскрыт скв. Правобережная-1. Здесь в интервале 5500–6000 м распространены светлые буровато-серые среднезернистые доломиты однородной текстуры с остатками перекристаллизованного раковинного детрита (ругозы, брахиоподы, гастроподы). Некоторые разности доломитов содержат реликты обломочного строения и представляют собой калькарениты от мелко- до крупнозернистых с разнообразной слоистостью – горизонтальной, волнистой, прерывистой, типичной для течений мелководной зоны. Эти разности наиболее кавернозны, особенно в нижней части интервала. Для этой фации характерны также текстуры оползания полуконсолидированных осадков и возникновение конгломератовидных текстур. Можно предполагать, что фация карбонатно-обломочных пород обстановки активного гидродинамического режима слагала отдельные мелководные лагуны и западины рельефа между биостромами, где часто возникали условия повышенной солености вод, возможно, осушения, способствовавшие доломитизации.

Субфация карбонатно-обломочных пород, накопившаяся в обстановке пассивного гидродинамического режима, пользовалась более широким распространением в пределах карбонатной платформы, а также ее пологого 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 кальцилютитов тонкослоистой 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 нечетко оформленными линзочками крупнозернистого калькаренита. Эти отложения похожи на флюксотурбидиты. К ним приурочены остатки фауны, иногда крупные, до 4 см, обломки кораллов, раковины брахиопод. Обстановка осадконакопления довольно глубоководная, похожая на подножье тектонического уступа, на поднятом крыле которого располагался биогерм. Ниже большее развитие приобретают темно-серые органогенно-обломочные алевритовые калькарениты с обильным шламовым матриксом и включениями мелкого детрита. Есть постепенные переходы к калькаренитам с текстурами и элементами текстур оползания и переме-

шивания неконсолидированных осадков. Встречен горизонт мощностью 4 см карбонатных турбидитов, представленных среднезернистым калькаренитом, образующим четкий врез во вмещающие породы. Отмечаются ходы илоядных организмов и следы биотурбации. В нижней части интервала распространены серые комковатые известняки, переходящие в конгломератовидные. Среди них встречен обломок колониального 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 кальцилютитовой, 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 (калькарениты?) 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 размывов 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 пологой части склона. У подножья склона, судя по резкому сокращению мощности отложений, преобладало конденсированное осадконакопление, скорее всего кальцилютитов различной степени глинистости, возможно, с примесью алевритового материала. Скорее всего, преобладают микрослоистые и тонкослоистые осадки внутрибассейновых и контурных течений с участием отдельных прослоев дистальных турбидитов, проникающих со склона. Спорадически процесс накопления осадков нарушался оползневыми процессами, особенно на подножье крутого северного склона. Такие оползневые 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 корреляцию 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, конодонтов, а также споро-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 [Зайцева, 2002; Зайцева, Кленина, 2005], касаются лишь отдельных скважин (Астраханские -7, -15, -27, -32, -47, -55, -73, Южно-Астраханская-10, Смушковские -2 и -5, Ашунские -1 и -2, Краснохудукская-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 переотложения органических остатков, обычного для мелководных обстановок, что приводит к нестыковкам возраста по фораминиферам, водорослям и конодонтам.

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

Характер изменения мощностей каменноугольного структурно-стратиграфического подкомплекса отличен от подстилающего. По изопахите 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. Изопахитами 400–500 м очерчен уступ, по которому происходит смена преимущественно карбонатных пород визейско-нижнебашкирского возраста на одновозрастные 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 верхнетурнейско-нижневизейских отложений (косьвинский 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-сгустково-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 кавернозные известняки, частично доломитизированные, перекристаллизованные. Остатки раковин частично выщелочены. Вероятно, известняки первично органогенно-обломочные, но сейчас существенно перекристаллизованы; иногда содержат жеоды кальцита, местами имеют пятнистую окраску из-за перекристаллизации. Некоторые разности имеют узорчатое строение, близкое бактериально-водорослевым накоплениям. 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 брахиопод (штормовые накопления).

4634–4641 м. Белые плотные мелкокристаллические известняки, скорее всего первично обломочные, алевритовой размерности, с отдельными кри-

ноидеями и многочисленными стилолитами. Встречены разности с плавающим детритом размером до 2 3 мм в основном крипоидей.

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

4711–4718 м. Светло-серые калькаренитs мелкопесчаной и алевритовой 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-сгустковые, водорослевые и детритовые, иногда органогенные с прослоями глинистых известняков и аргиллитов. Примером может быть разрез скв. Табаковской-1:

4547-4554 м. Чередование органогенно-обломочных тонкослоистых калькаренитов и водорослевых известняков. Водорослевые известняки имеют неправильнослоистую текстуру водорослевых матов или текстуры обрастания органических остатков. В основании интервала присутствуют карбонатные осадочные брекчии, состоящие из обломков водорослевых комковатых известняков, ракушняков из мелких двустворок и обломков раковин брахиопод, органогенно-обломочные калькаренитs с довольно обильным перекристаллизованным матриксом. Степень изменешюсти 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 D_3fm-C_1, включая серпуховский век. Найденный вид известен из отложений фамена различных регионов мира: Россия – Омолонский массив; Казахстан – Каратау, Мугоджары; Китай – Гуйлинь; Сев. Америка, Канада, Альберта, Британская Колумбия, Австралия (бассейн Канниж). Возможно, вмещающие отложения имеют фаменский возраст. Не исключено также переотложение.

4578-4582 м. Мелкозернистые светло-серые калькаренитs с довольно обильным шламовым матриксом 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, слюдистый. Аргиллит черный, слабокарбонатный, битуминозный, с раковистым изломом. Ангидрит светло-серый. Весь керновый материал с запахом сероводорода и люминесцентным свечением.

4034-4041 м. Известняк серый до темно-серого, органогенный, средней крепости, кавернозный, с окаменелой 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-углистым и глинисто-битуминозным веществом. Кальцит встречается в виде друз и кристаллов. Известняк участками доломитизирован, с резким запахом УВ.

4166-4168 м. Известняк серый, коричневато-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 органогеннообломочных, с характерным запахом УВ.

4354-4360 м. Известняки серые, буровато-серые, трещиноватые, органогенно-детритовые, с прожилками углисто-битуминозного вещества черного 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-

полнены 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 запахом 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 двустворчатые 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 миоспоры. В сводовой части поднятия, к которой приурочены скопления углеводородов, преобладают карбонатные мелководные фации 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 предпермское 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. Табаковской-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 калиптры округлой формы достигают 3 см. Присутствуют обломки, попавшие в осадок в полуконсолидированном состоянии, представленные органогенно-обломочными известняками, фораминиферовыми известняками. Присутствуют также обломки двустворок. 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 овальные образования водорослей. Скорее всего, мелководная фация, 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 калькарениты, от грубо- до мелкозернистых, ритмичнослоистые. Мощность ритмов 35–40 см. Между ритмами следы размывов или стилолитовые швы. Грубообломочный материал расположен в виде неправильных полос или не четко обособленных линз. В них иногда присутствуют водорослевые калиптры размером до 3,5 см. Породы сходны с флюксотурбидитами. В обломочном материале преобладают криноидеи. Кроме того, в обломках встречены микритовые зерна в оболочке, щитки иглокожих, мшанок, членики криноидей, обломки фораминиферовых известняков. Цемент вторичный, порового и пленочного типа, кристаллический, доломитовый. В кровле интервала калькарениты содержат два прослоя по 20–30 см кораллово-мшанковых известняков (прил., фото 3).

3961-3968 м. Нет керна

3968-3975 м. Сев. Кельтменский горизонт.

1) Светло-серые известняки органогенные, массивные. Чередуются разности органогенно-обломочные и комковато-водорослевые. Слои неправильно-волнистые, так как бугорчатая 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 иглокожих. Порода пропизана прожилками 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. Прожилки кальцита. М=3 м. В обломках, попавших в осадок при различной консолидации, – фораминиферовые известняки остроугольной формы, хуже консолидированные разности микритовых известняков с остатками трубочек червей. Разности, близкие последним, выполняют роль цемента.

Обр. Т-1-3971м. Streptognathodus pawhuskaensis. (ttarris et Hollings) – C_3g (гжельский век позднего карбона).

Переотложены: Neospathoodus aff. Symmetricus Lane – C_2b (вознесенский, черемшанский горизонты). Это определение сделано В.А. Аристовым при консультации со специалистом по конодонтам C_{2-3} 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 криноидеи. Органогенно-обломочные калькарениты разнозернистые. В довольно обильном базального типа матриксе плавают остатки трубочек червей, комочки водорослей, в различной степени перекристаллизованные фораминиферы, а также крупный обломок (1,5 см), нечетко обособленный, оолитового 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 брахиопод. Водоросли в виде слоев обрастают остатки фауны.

4516-4517 м. Серые органогенно-детритовые известняки с остатками брахиопод, обломками водорослевых известняков. Первичные поры заполнены кристаллическим карбонатом. Кроме водорослей – остатки иглокожих, обломки раковин моллюсков, в основном двустворок, 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 смещению 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 сменилась более глубоководными фациальными типами, имеющими турбидное происхождение и клиноформное строение (верхний клинотем), а в наиболее дистальной части – верхнем фондотеме – более тонкозернистыми кальцилютитами и глинистыми кальцилютитами 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 тонкослоистого 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 взламыванием из-за осушения (например брекчии взламывания в основании интервала 3968–3975 м рассмотренного разреза скв. Табаковская-1) и многократного переотложения нижележащих осадков различной степени консолидации. Подобная структура рисуется в волновой картине сейсмических профилей в окрестностях скв. Табаковская-1 и Елеповских (см. рис. III.4.1).

Выделяется ряд фаций:

Биогермные фации, представленные в основном фораминиферо-водорослевыми накоплениями (см. прил., фото 1–3), чередующиеся с органогенно-детритовыми 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 засолонения, способствующие затем диагенетической доломитизации пород.

Фации склона и подножья платформы, а также *депрессионные 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. Георгиевская-2, характеризующие верхний клиноформ:

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

5022–5029 м. Темно-серые и серые криптозернистые известняки, в различной степени кремнистые. Иногда желваки эпигенетических кремней, обладающие неясной тонкой слоистостью, чаще однородные. Видны остатки мелких криноидей, очень мелкий детрит (менее 0,5 мм) в шламовой массе. Иногда наблюдаются кальцитизированные ходы илоедов (?) или обрывки стеблей перекристаллизованных морских лилий. Редкие прослои углеродистых глинистых пород листоватого сложения. С середины интервала и выше породы становятся несколько более зернистыми, более различим мелкий детрит. Видны многослои толщиной 5 см, различающиеся цветом. Текстура похожа на осаждение через толщу воды. Отложения депрессивной фации, накопившиеся ниже базиса волн. Кроме того, имеются пачки с тонкой слоистостью течений.

5029–5036 м. Известняки темно-серые, реже серые, от лютитовых разностей до мелкозернистых калькаренитов типа вакстоунов, с прослоями и пропластками 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 калькарениты. 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 лютитовой до мелкозернистой. Породы содержат примазки глинистого материала. Породы интересны текстурами оползания неконсолидированных и полуконсолидированных осадков, вплоть до появления конгломератовидных разностей. В стилолитовых швах примазки углеродисто-глинистого материала. Присутствуют эпигенетические изменения – неправильной формы пятна, секущие слоистость, сложенные более крупнозернистым кальцитом.

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

тости, примазки и тонкие прослойки глинистого углеродистого материала, особенно на поверхности стилолитовых швов. Вблизи них видны текстуры отжима воды и небольшие прослои конгломератовидных текстур.

5048–5062 м. Серые, светло-бурые, тонкозернистые доломитизированные известняки, первично-обломочные, с мелким рассеянным детритом размером до 1 мм. Содержат изогнутые прерывистые пропластки углеродисто-глинистого материала. Характерны текстуры оползания неконсолидированных осадков. Похоже, что более светлые зернистые разности оползли в более глинистые, углеродисто-глинистые. Встречены жеоды 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 вакстоунов. 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 волн).

5048–5062 м. Темно-серые и серые тонкослоистые, частично окремнелые известняки, первично-обломочные, от кальцилютитов (преобладают) до среднезернистых калькаренитов. Характерна тонкая слоистость течений. Калькарениты органогенно-обломочные, слагают отдельные слойки и линзочки. Иногда содержат включения раковин гастропод, обломки раковин двустворок 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 криноидеи. Детрит плавает в довольно обильном матриксе (типа иловых холмов). Отдельные прослои более темные, доломитизированные.

Таким образом, характерной особенностью фаций верхнего клинотема является появление тонкозернистых кальцилютитовых и глинистых разностей пород, текстуры течений и оползания полуконсолидированных осадков. Последние свидетельствуют об уклонах дна бассейна.

Мощность отложений изменяется от 300 до 1400 м.

Проведенные литолого-фациальные исследования, а также изучение характера волновой картины сейсмических разрезов позволили существенно уточнить структурно-фациальную картину визейско-башкирских отложений. Так было установлено, что северо-восточный край платформы располагается несколько южнее, чем это предполагалось ранее, так как его положение имеет неконседиментационную природу. Он был сформирован позднее, благодаря эрозионному воздействию мощного подводного потока обломочного материала, сформировавшего обширный конус выноса при резком понижении уровня моря в предкунгурское 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 фамен-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 отчасти напоминали зарифовую лагуну типа атолла (мнение Ю.Г. Писаренко и данные Е.Л. Зайцевой, Л.П. Клениной [2005]). Здесь преобладали крайне мелководные обстановки, благоприятные для жизнедеятельности водорослей, а также образования оолитов. Примером может служить разрез скважины Николаевская-200 [Зайцева, Кленина, 2005], где в нижней части башкирского яруса распространены известняки водорослево-криноидные, водорослево-криноидно-фораминиферовые и микростустковые. Выше все большее развитие получают органогенно-детритовые разности пород.

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

постройки и часто возникали условия для взламывания и переотложения полуконсолидированных карбонатных осадков и водорослевых корок. Карбонатно-обломочные осадки, как межрифовой проливообразной 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 наращивание 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 окончанию Тугаракчанского рифта. 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 воздымания были частично размыты накопившиеся осадки, и произошла структурная перестройка, по всей вероятности, из-за интенсификации тектонических движений на территории Сакмарской зоны Урала, где в это время наблюдаются первые процессы скучивания, формирование энсиалических 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 перемыва подстилающих отложений рифея и нижнего палеозоя, так и кремнекислых туфов и гидротермально измененных лав, синхронных осадконакоплению. Этот этап рассматривается как стадия вулканического поднятия, во время которой впервые обособилась в виде внутрибассейнового 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-

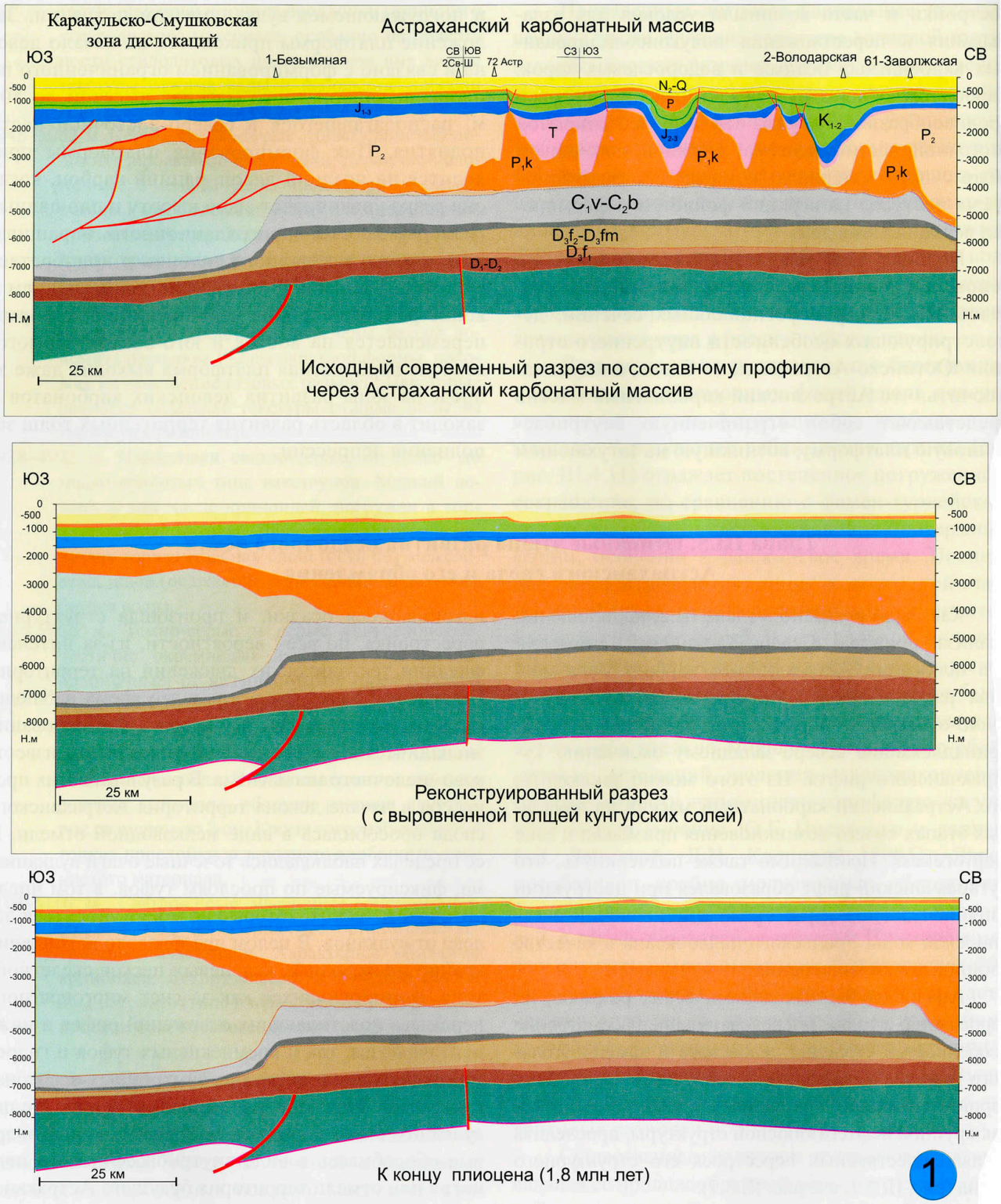


Рис. III.5.1. Геологическая модель развития Астраханского карбонатного массива.
1-15 – Палеогеологические профили через Астраханский карбонатный массив на разные интервалы времени

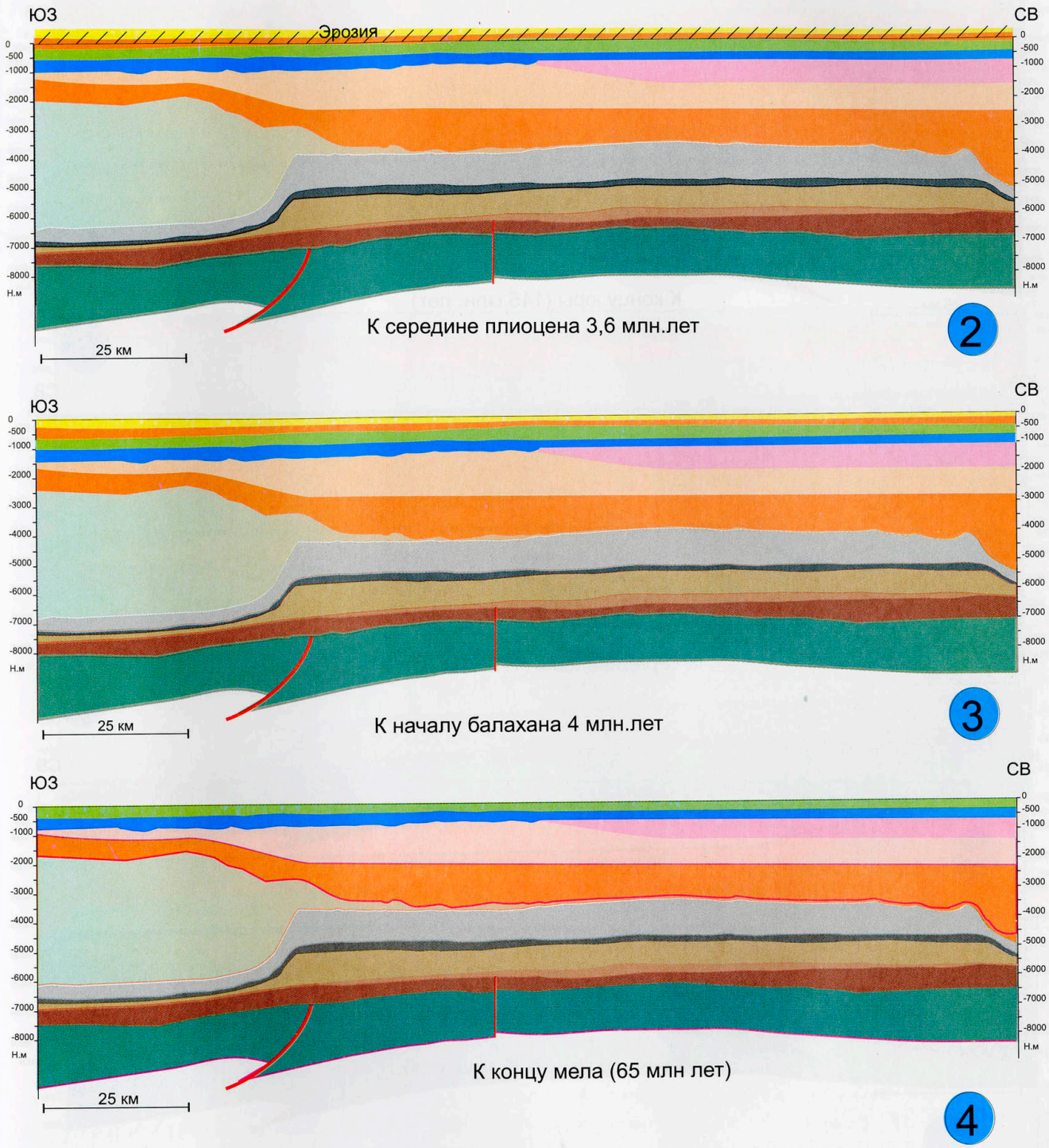


Рис. III.5.1. Продолжение

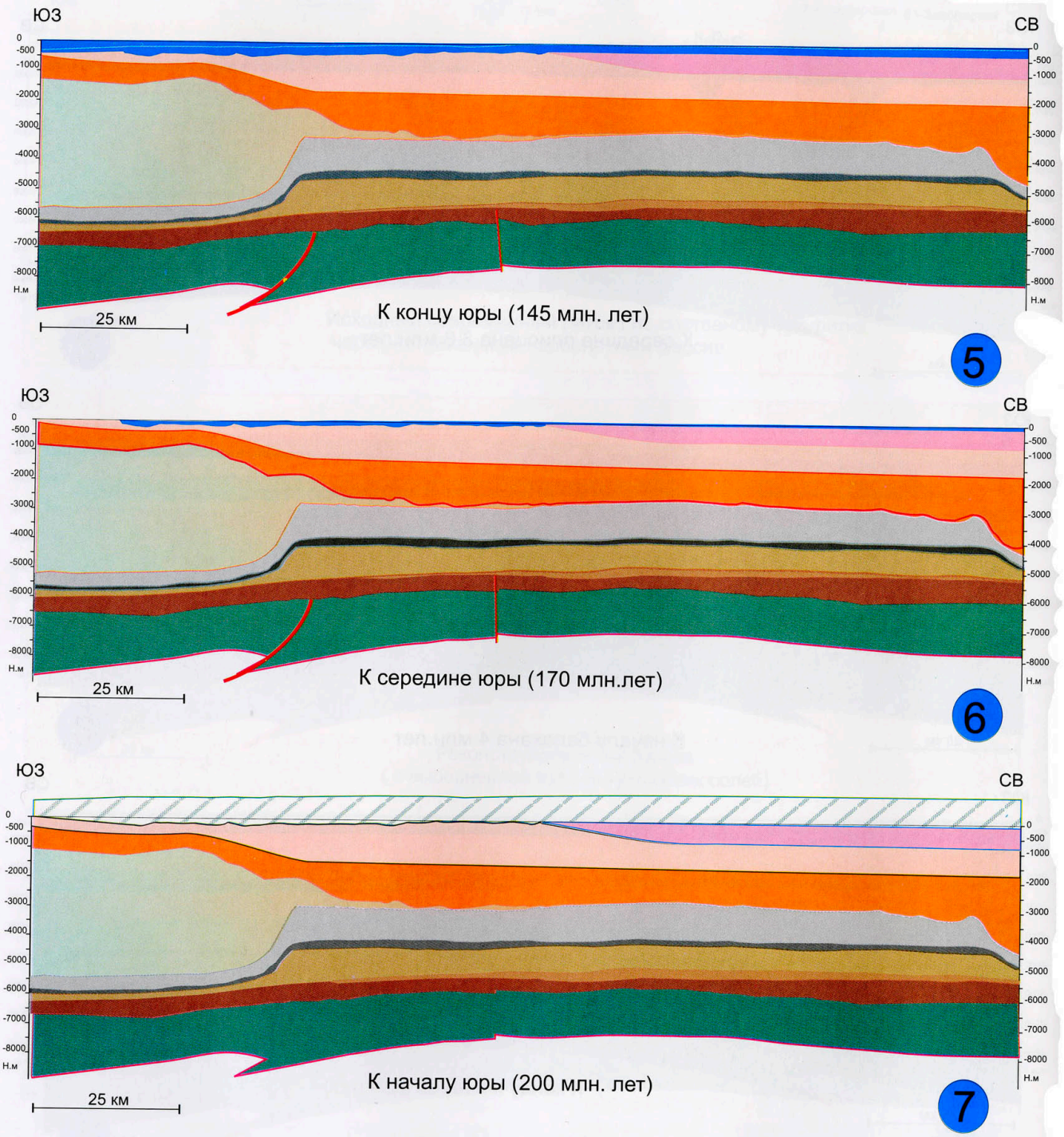


Рис. III.5.1. Продолжение

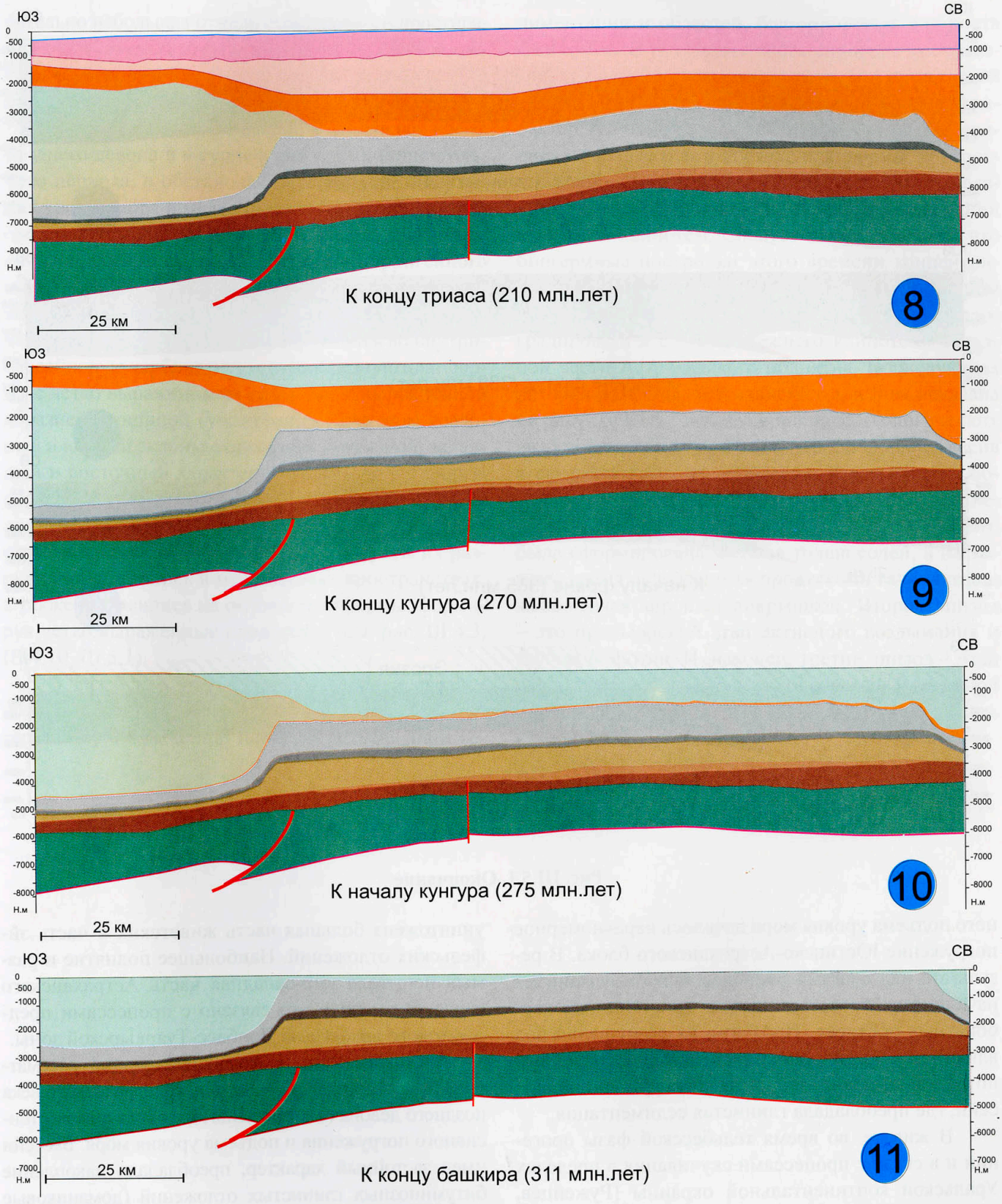


Рис. III.5.1. Продолжение

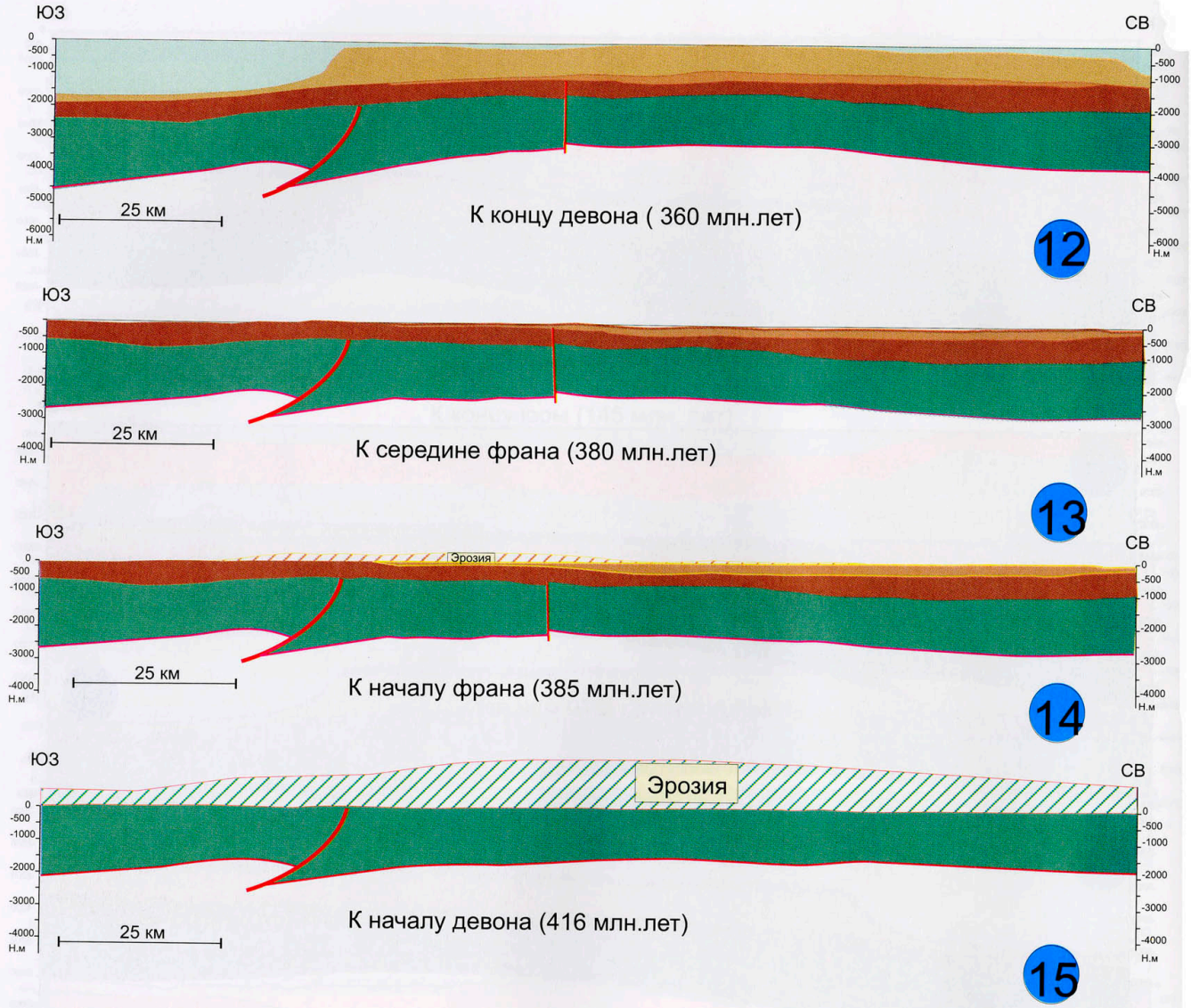


Рис. III.5.1. Окончание

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 фаменское 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 вершиной (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 межрифовых 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 седиментации и областей, благоприятных для роста биогермов. В результате часть ундотема превратилась 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 покрышкой. Второй эпизод – это предъюрский 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

Подсолевой 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. м^3), 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 «ПП"» (подошва верхнего девона) залегал на доступной для бурения глубине 6000 м (рис. IV.1.3). Это послужило основанием для начала третьего этапа – постановке поисково-разведочных работ в отложениях девона.

Наиболее активным участником второго и третьего этапов нефтепоисковых работ (1990–2005 гг.) на Астраханском своде является ООО «Астраханьгазпром». По инициативе этой компании в пределах принадлежащих ей лицензионных участков с целью оценки перспектив девонских отложений было пробурено три параметрические (Володарская-2, Девонская-2, Правобережная-1) и две поисковые скважины (Девонская-1, -3) глубиной 6–7 км [Волож и др., 2006].

Поисковая скважина Девонская-1 заложена на одной из локальных вершин, оконтуренных по горизонту «ПП'». Проектная глубина скважины – 6500 м; проектный горизонт – D_{2-3}; бурение было начато – 16.02.2001 г. Фактическая глубина 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 поглощениями 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 газопроявление. 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/см^2, что дает градиент пластового давления, эквивалентный плотности 1,96 г/см^3.

Параметрическая скважина Девонская-2 заложена в пределах обширной возвышенности, оконтуренной по отражающему горизонту «ПП'» 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-

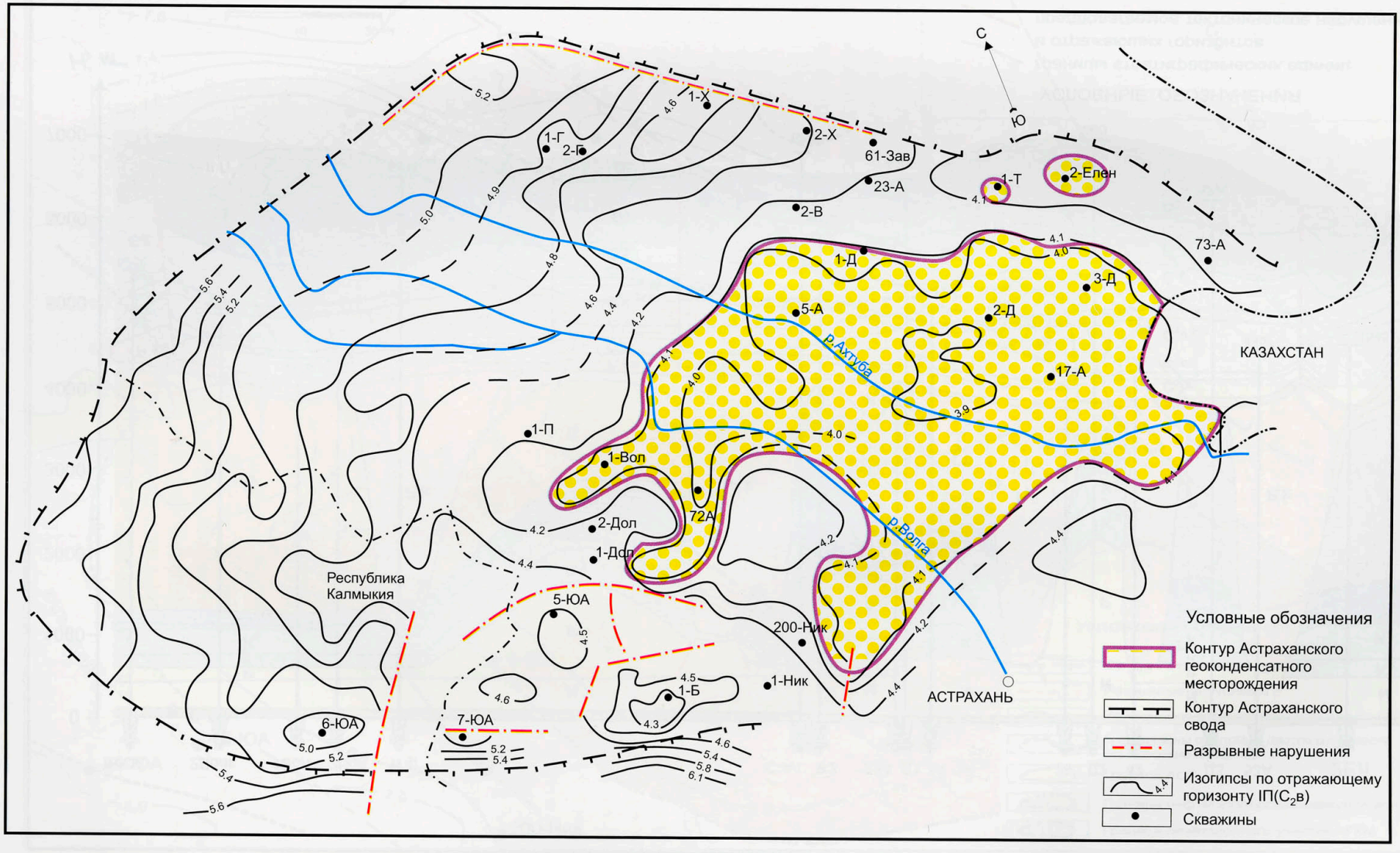


Рис. IV.1.1. Структурное положение Астраханского газоконденсатного месторождения

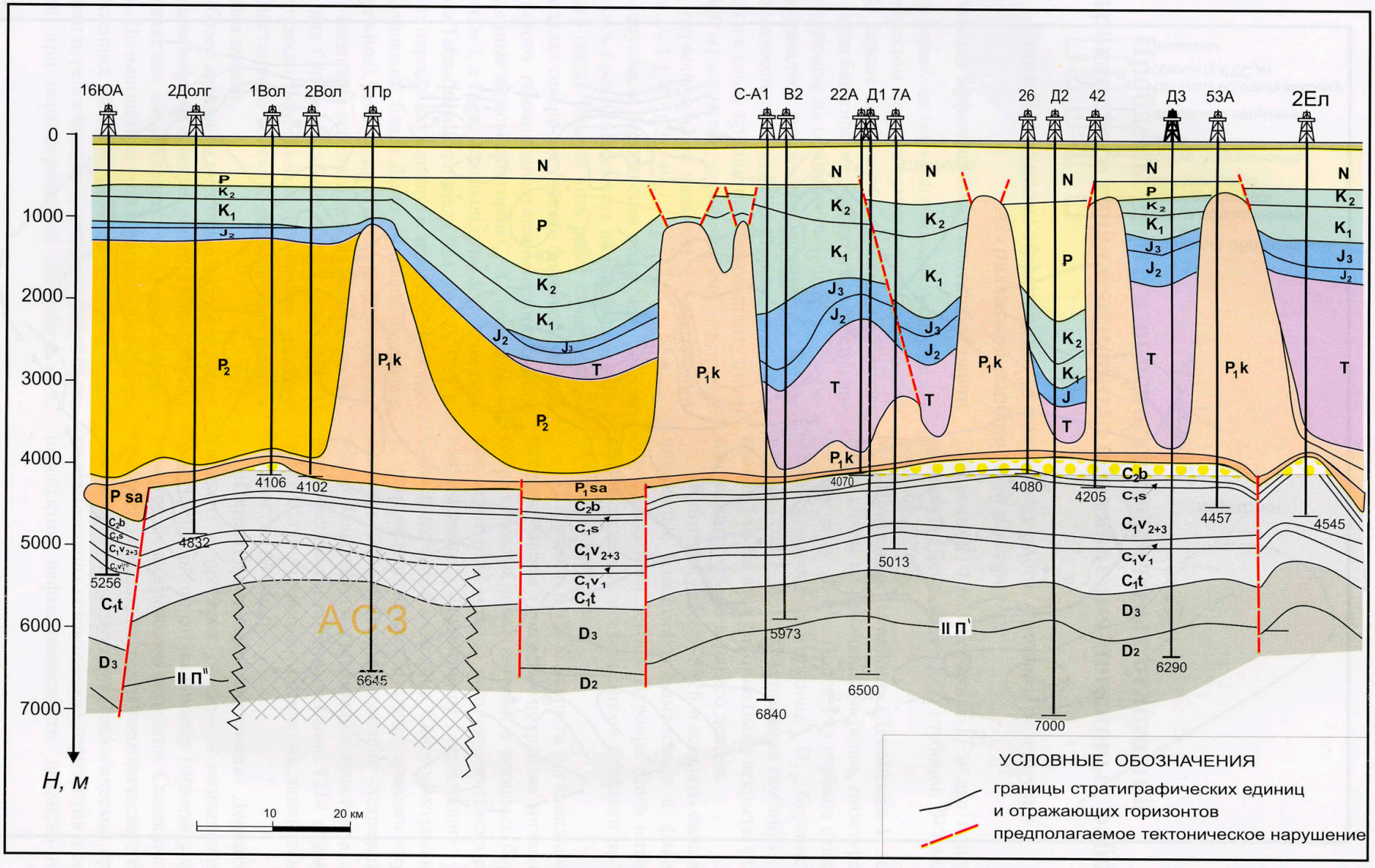


Рис. IV.1.2. Геологический разрез по линии скважин Южно-Астраханская-16 – Еленовская-2.
АСЗ – аномальная сейсмическая запись

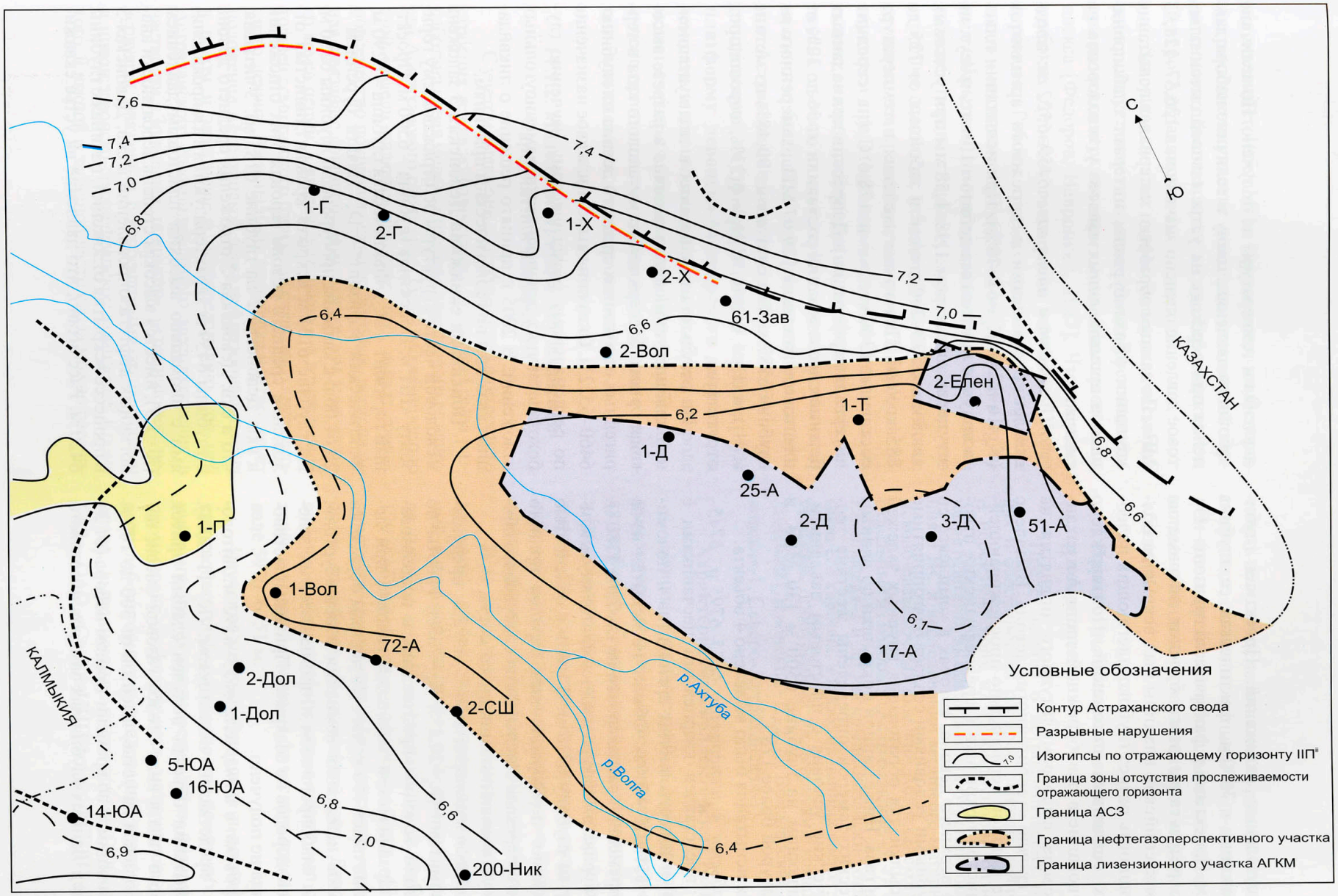


Рис. IV.1.3. Структурная карта Левобережного поднятия по отражающему горизонту «IIП''».
Послужила основой для проектирования глубоких поисковых скважин Девонская-1, -2, -3

каменноугольных отложений. Проектная глубина скважины – 7000 м, фактическая ее глубина – 7003 м. Проектный и фактический горизонт – D_1.

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

Для испытания было выделено 4 объекта:

I объект в интервалах 6835–6795 м, 6745–6735 м: представлен кварцевыми песчаниками с прослоями известковистых аргиллитов и доломитов ($К_п$=15%, $К_{пг}$=71%). Объект не испытан из-за преждевременной распакеровки на глубине 5380 м. После обуривания пакера 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 ($К_п$=20,2%, $К_{пг}$=73%). Работы по перфорации колонны произведены с использованием гидравлической запальной головки при депрессии на пласт 150 кг/см^2. По данным обработки материалов испытания компании «Халлибуртон», интервал слабопроницаем и промышленных залежей углеводородов не содержит. Притока пластового флюида не получено.

III объект в интервале 6553–6592 м: литологически представлен известняком ($К_п$=11–20%). При испытании объекта получен 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 «Халлибуртон», интервал слабопроницаем и промышленных запасов углеводородов не содержит.

IV объект в интервале 6459–6522 м: представлен песчаниками с прослоями аргиллитов ($К_п$=16–22%, $К_{пг}$=67–79%). При испытании пласта получен приток газа дебитом 10 тыс. м^3/сут. на штуцерах диаметром 1,98–1,58 мм при устьевых давлениях 270–290 кгс/см^2 и забойных от 725 до 885 кгс/см^2. Пластовые давления и температура составили 1300 кгс/см^2 и 178,6°С (на середине интервала перфорации). Депрессии при заданных режимах исследований составили от 56 до 32% от пластового давления 129,07 МПа, замеренного на глубине 6387 м. Газ состоит на 99,48% из метана (CH_4), C_2H_6 – 0,28%, C_3H_8 – 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 глубокозалегающих 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 «ПП». Проектная глубина – 6500 м. Проектный горизонт – D_{2-3}. Фактическая глубина – 6290 м. Фактический горизонт – D_2. Начата бурением – 28.01.00 г. Скважина пробурена до глубины 6290 м. На глубине 6131 м вскрыта 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 газопроявлениями с аномально высоким пластовым давлением ($К_а$=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 комплекс отложений терригенного девона вскрыт в скв. Табаковская-1 и Северо-Астраханская-1.

Завершая анализ эффективности поисковых работ следует отметить их высокую эффективность при разведке верхних горизонтов подсолевого комплекса [Федоров, 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 внутрибассейновую 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 подсолевого резервуара Астраханского свода (рис. IV.1.4). Особенностью этой модели является наличие двух выдержанных повсеместно покрышек, одна из которых, региональная, связана с филипповским горизонтом кунгурского яруса перми, а вторая, зональная – с доманиковой толщей семилукского горизонта франского яруса верхнего девона. Региональная покрышка контролирует положение Астраханской зоны нефтегазонакопления в целом и залегающего непосредственно под ней Астраханского газоконденсатного месторождения в частности. Зональная покрышка ограничивает резервуары, связанные с карбонатными коллекторами в нижнедевонско-среднефранском комплексе. Кроме того, в южной и западной части свода можно рассчитывать на наличие локальных покрышек. На юге – это покрышки, связанные с глинистыми пачками в нижнем визе и среднем карбоне (московский ярус), а на западе – с конденсированными сериями верхнего визе – башкира.

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, Елеповская-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 подсолевой 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 в 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 «ВНИИГАЗ», ОАО «СевКавНИПИгаз», ФГУДП «КамНИ-

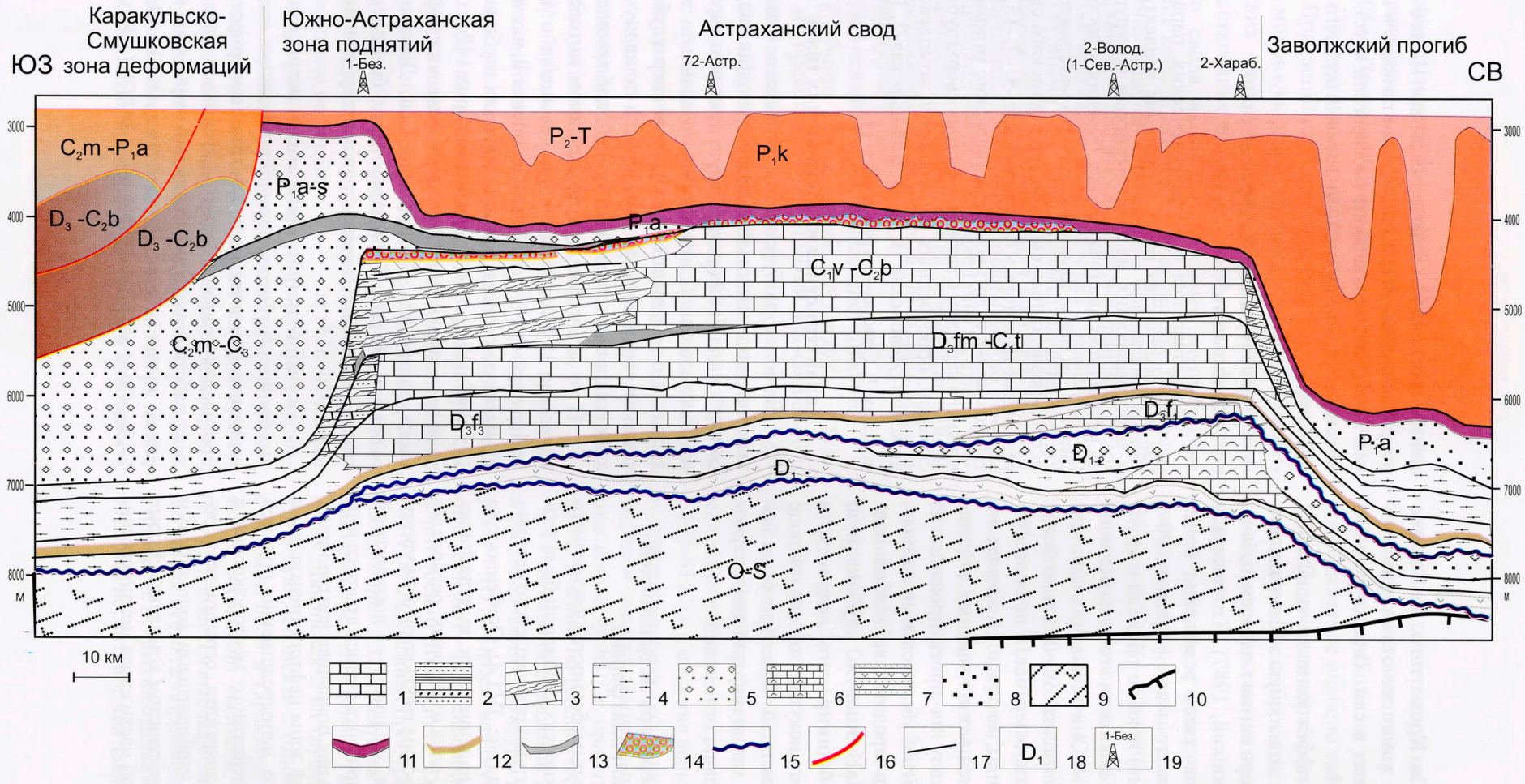


Рис. IV.1.4. Модель резервуара Астраханской карбонатной платформы.

1–4 – сейсмические фации карбонатной платформы: 1 – ундотема, мелководные карбонатно-терригенные отложения с биогермными постройками, 2 – верхняя фондотема, мелководные карбонатно-терригенные отложения с элементами клиноформного строения (погруженный шельф), 3 – клинотема, преимущественно терригенные, карбонатно-обломочные отложения склона и подножья карбонатной платформы, 4 – нижняя фондотема, преимущественно глинистые, карбонатно-глинистые депрессионные отложения; 5 – комплексы заполнения топодепрессий; 6 – карбонатные постройки; 7 – комплексы мелководного вулканического шельфа; 8 – комплексы заполнения вреза (отложения конуса выноса); 9 – вулканогенно-осадочные комплексы нижнего палеозоя; 10 – поверхность фундамента;11–13 – покрышки: 11 – региональные, 12 – зональные, 13 – локальные; 14 – область дезинтегрированной поверхности карбонатной платформы; 15 – поверхности региональных несогласий; 16 – разломы; 17 – сейсмические горизонты; 18 – индексы возраста сейсмокомплексов; 19 – место положения скважин

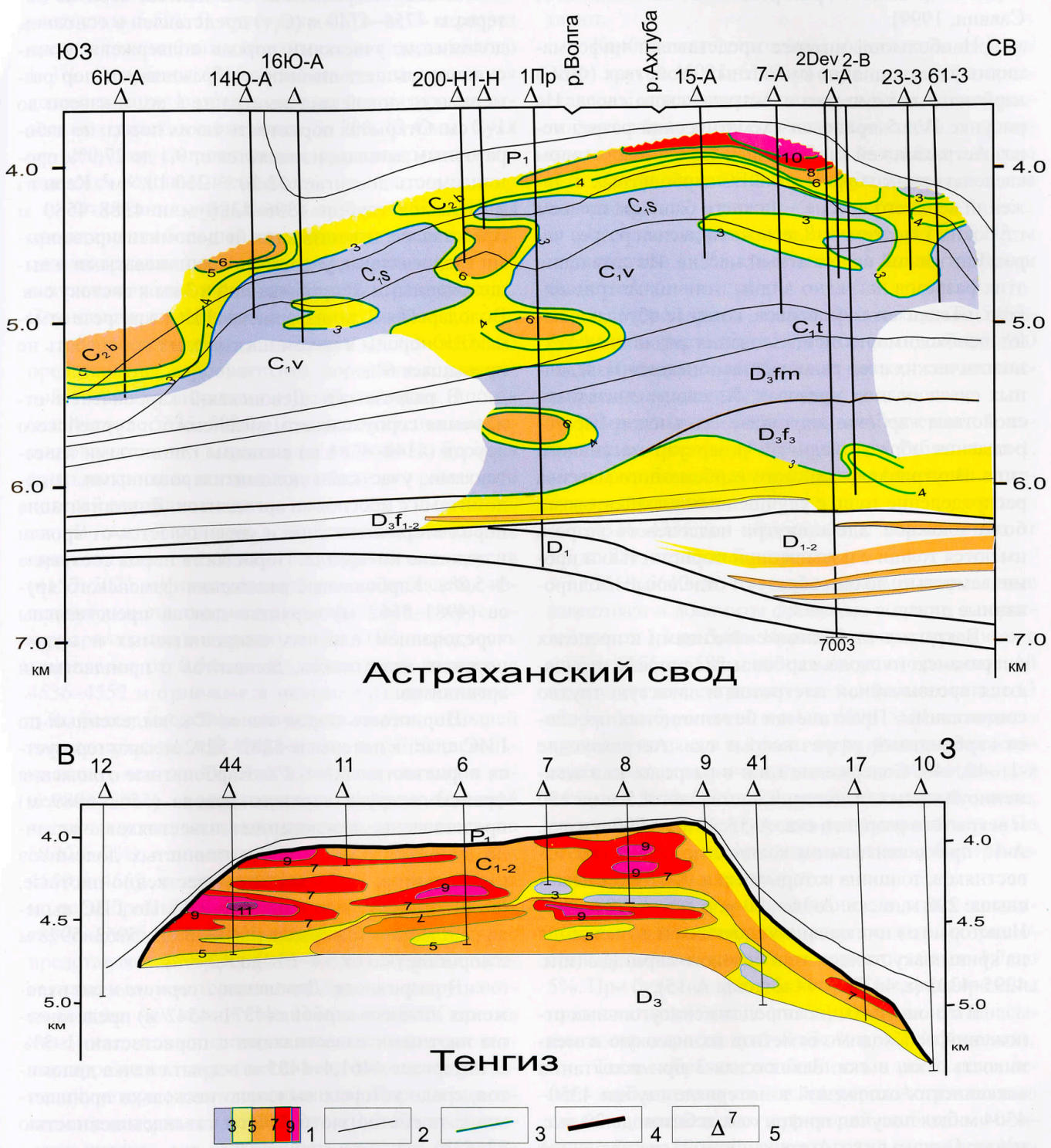


Рис. IV.1.5. Распределение пористости в пределах Астраханского и Тенгизского карбонатных массивов.
1 – величина пористости, %; 2 – стратиграфические границы; 3 – линии равной пористости; 4 – граница верхнедевонско-среднекаменноугольного (башкирского) карбонатного комплекса (D_3-C_2b_1); 5 – скважины

ИКИГС» [Казаева, 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 подсолевого 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 нижнекаменноугольных 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 в скв. А-15).

В отношении ФЕС пород каменноугольных отложений необходимо отметить их высокую изменчивость. Так, в скв. Заволжская-3 при испытании алексинских отложений в интервале глубин 4250–4304 м был получен приток газа дебитом до 20 тыс. м^3/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 поднятый керн из интервала 4756–4740 м (C_1v) представлен в основном доломитом; участками порода подвержена интенсивному выщелачиванию с образованием пор размерами от долей миллиметра до 1 мм и каверн до 1–2 см. Открытая пористость таких пород, по лабораторным данным, изменяется от 9,1 до 27,9%, проницаемость достигает $32\cdot10^{-15}$–$210\cdot10^{-15}$ м^2. 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 подошве интервала. Пористость пород составила 1–5,8%. Карбонатные отложения фаменского яруса (4981–5562 м) верхнего девона представлены чередованием плотных непроницаемых и низкопоровых 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 пласты 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 пачка 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, сопротивления против отдельных пластов снижаются до 200–12 Омм. 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 выражалось в процессе бурения в неоднократных поглощениях бурового раствора с потерей циркуляции.

В скв. Девонская-3 карбонатные отложения *серпуховского, визейского и турнейских* 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 низкие, 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 характеристиками. 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 Омм. Высокое сопротивления 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 разностей *франского* возраста с пористостью от 1,7 до 5%. При бурении на глубине 5635 м зафиксированы признаки возможного газопроявления (газонасыщенность выросла до 5–8 абс.% при 1% фоновых).

Таким образом, особенностью всего подсолевого карбонатного комплекса пород Астраханского свода и сопредельных территорий необходимо признать 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 каменноугольного периода, при этом температура в кровле карбонатной толщи среднего карбона до инверсии могла достигать 300°С (Каракульско-Смушковская зона дислокаций).

Верхняя сводовая часть башкирской карбонатной толщи в течение длительного времени находилась в субаэральной обстановке и благодаря активным эрозионным процессам обладает относительно повышенной вторичной пористостью и проницаемостью. По мере погружения протяженные 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 внутриформационные перерывы; макронеоднородность, 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 линзовидное развитие в пределах отдельных структур.

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

В скв. Девонская-2, вскрывшей характеризуемый 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 раковистым 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 тонкослоистым 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 (ГГК-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 (газопоказания 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_{1-5} до 51,06% и 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 извес-

тняками 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 $0{,}724 \cdot 10^{-15}$ м^2, т.е. породы практически непроницаемые и могут рассматриваться как покрышка.

В скв. Табаковская-1 вскрытый интервал 6000–6020 м является аналогом продуктивных пашийских 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 притока пластового флюида не получено.

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

- серпуховские 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 коллекторов (пористость 3–9%);
- в разрезе визейских отложений, представленных плотными известняками, участками доломитизированными, 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 девона, 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	Изв-ки крепкие, массивные
C_1v	4212-4755	541	61,5	15	Изв-ки скрытокристаллические
C_1t	4755-5030	278	кол. отсут.		Изв-ки плотные
D_3fm+f	5030-6070	1015	79	34,8	Изв-ки трещиноватые, кавернозные, доломиты плотные, известковистые
Скв. Правобережная-1					
C_1s	4479-4650	171	2,6	отсут.	Изв-ки плотные
C_1v	4650-5290	640	кол. отсут.		Изв-ки участками битуминозные
C_1t	5290-5485	195	отсут.	2,0	Изв-ки плотные
D_3fm+f	5485-6642	1157	278,3	23,8	Изв-ки трещиноватые, глинистые, терригенно-карбонатная порода
Скв. Девонская-3					
C_1s	4157-4278	108	2,8	отсут.	Изв-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.		Изв-ки плотные
D_3fm+f	5021-6103	1082	307	20,4	Изв-ки слабо доломитизированные, доломиты известковистые
D_2	6103-6290	188	7,6	отсут.	Изв-ки плотные, слабо трещиноватые
Скв. Девонская-2					
C_1s	4148-4238	90	отсут.	5,6	Изв-ки крепкие, массивные
C_1v	4238-4800	562	отсут.	20,6	Изв-ки битуминозные, доломиты известковистые
C_1t	4800-5045	245	кол. отсут.		Изв-ки крепкие, массивные
D_3fm+f	5045-6120	1075	9,2	13,2	Изв-ки слабо доломитизированные, доломиты, песчаники
D_2	6120-7003	883	5,8	52,2	Изв-ки плотные, трещиноватые, песчаники кварцевые
Скв. Девонская-1					
C_1s	4371-4542	171	18,2	3,6	Изв-ки, трещиноватые, слабо доломитизированные
C_1v	4542-4952	410	120,1	12	Изв-ки, доломиты известковистые
C_1t	4952-5083	131	2,8	3	Изв-ки трещиноватые
D_3fm+f	5083-6183		35,4	64	Изв-ки трещиноватые, доломитизированные, доломиты кавернозные

Характеристика флюидоупоров

На основе сопоставления разрезов каменноугольно-девонских отложений представляется возможным произвести районирование Астраханского свода по наличию флюидоупоров. Центральная часть карбонатного массива характеризуется сравнительно повышенной глинизацией разреза. Содержание глин в разрезах каменноугольных 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 флюидоупоры присутствуют во всем вскрытом бурением разрезе.

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

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

В серпуховских и всневско-михайловских отложениях выявлены зональные флюидоупоры, 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-Смушковская 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 средневизейском подъярусе встречен прослой глинистого сланца толщиной 16 м, которому, возможно, соответствует повышение радиоактивности в интервале 4631–4634 м.

В восточной части Каракульско-Смушковской 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 флюидоупором для нижезалегающего девонского комплекса отложений.

Периферийные участки свода и поднятия в центре имеют сокращенные толщины глинистых прослоев (вплоть 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 покрышкой нижнепермского возраста.

В терригенном девоне надежной покрышкой для залежей УВ с жесткими термобарическими условиями является регионально прослеживающаяся мощная глинистая толща старооскольского надгоризонта живетского яруса, а в северной части свода – глинистые пропластки в среднефранских семилукско-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. Одни исследователи [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 (градации $МК_4$ на срезе 5,0 км, $МК_3$-$АК_1$ на срезе 6,5 км) сделаны на основании изучения разрезов палеозоя кряжа Карпинского и Каракульско-Смушковской 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 подсолевого комплекса Прикаспийской впадины характеризуется аномально высокими давлениями, что кардинально сказывается на ходе процессов ката- и диагенетического преобразования как осадка, так и заключенного в нем органического вещества [Бочкарев, Бочкарев, 2006; Ермолкин и др., 1989, 2005; Рабкин 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 поля температур (рис. IV.1.7– IV.1.9); в) схемы распределения аномальных и пластовых давлений по разрезу подсолевого 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 неоднородно. 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-Смушковской зоне, где палеотемпературы превышают современные температуры (см. рис. IV.1.9). Так, в скв. Южно-Астраханская-14 на глубине 5 км R_0=1,2, что соответствует зоне с палеотемпературами 155°С, а современная температура – 145°С. В скв. Южно-Астраханская-5 на той же глубине R_0=1,4 (зона палеотемператур 165°С, а современная температура – 133°С) [Бочкарева и др., 2000, 2001].

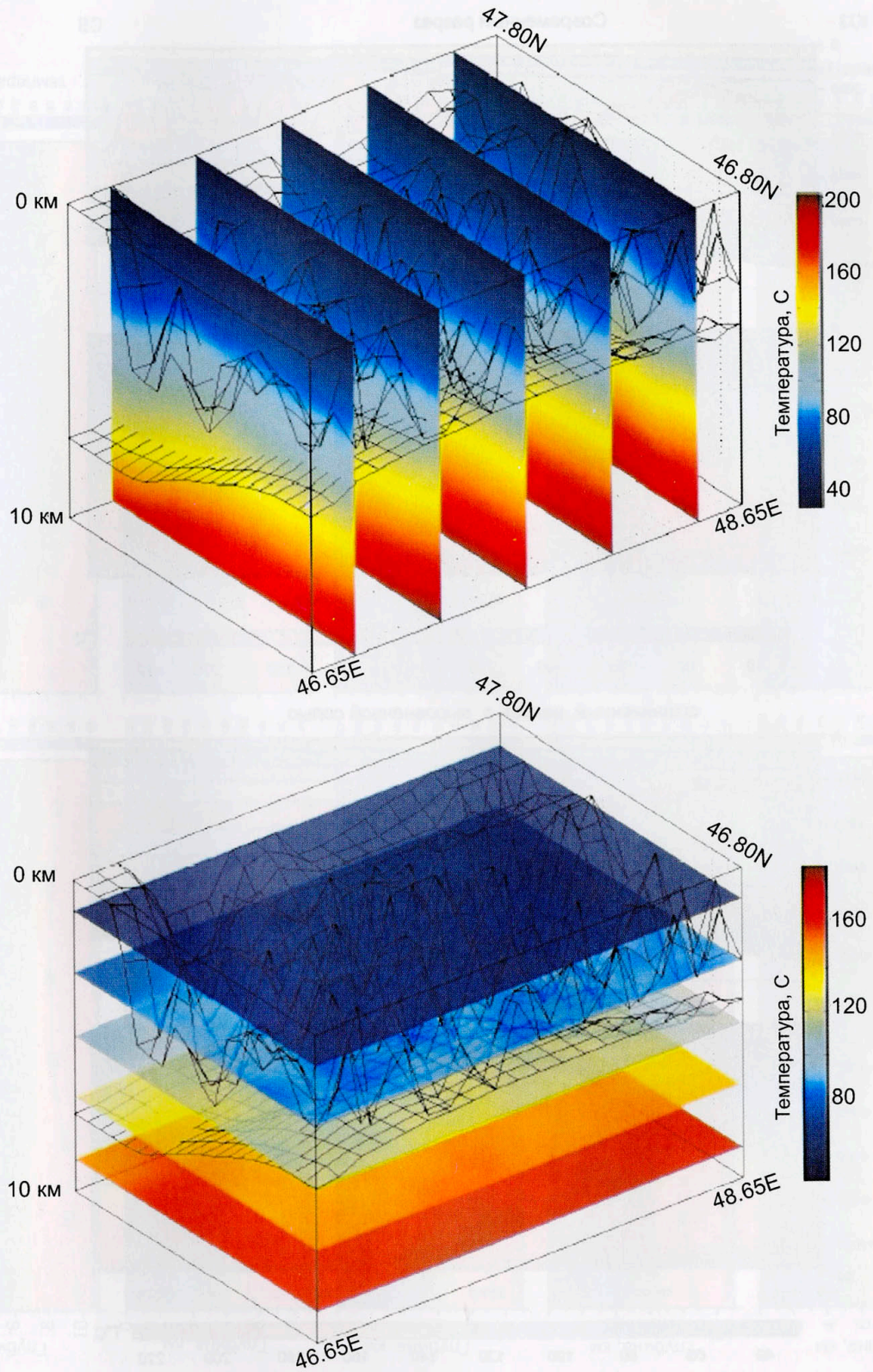


Рис. IV.1.6. Модель распределения температур в пределах Астраханского свода

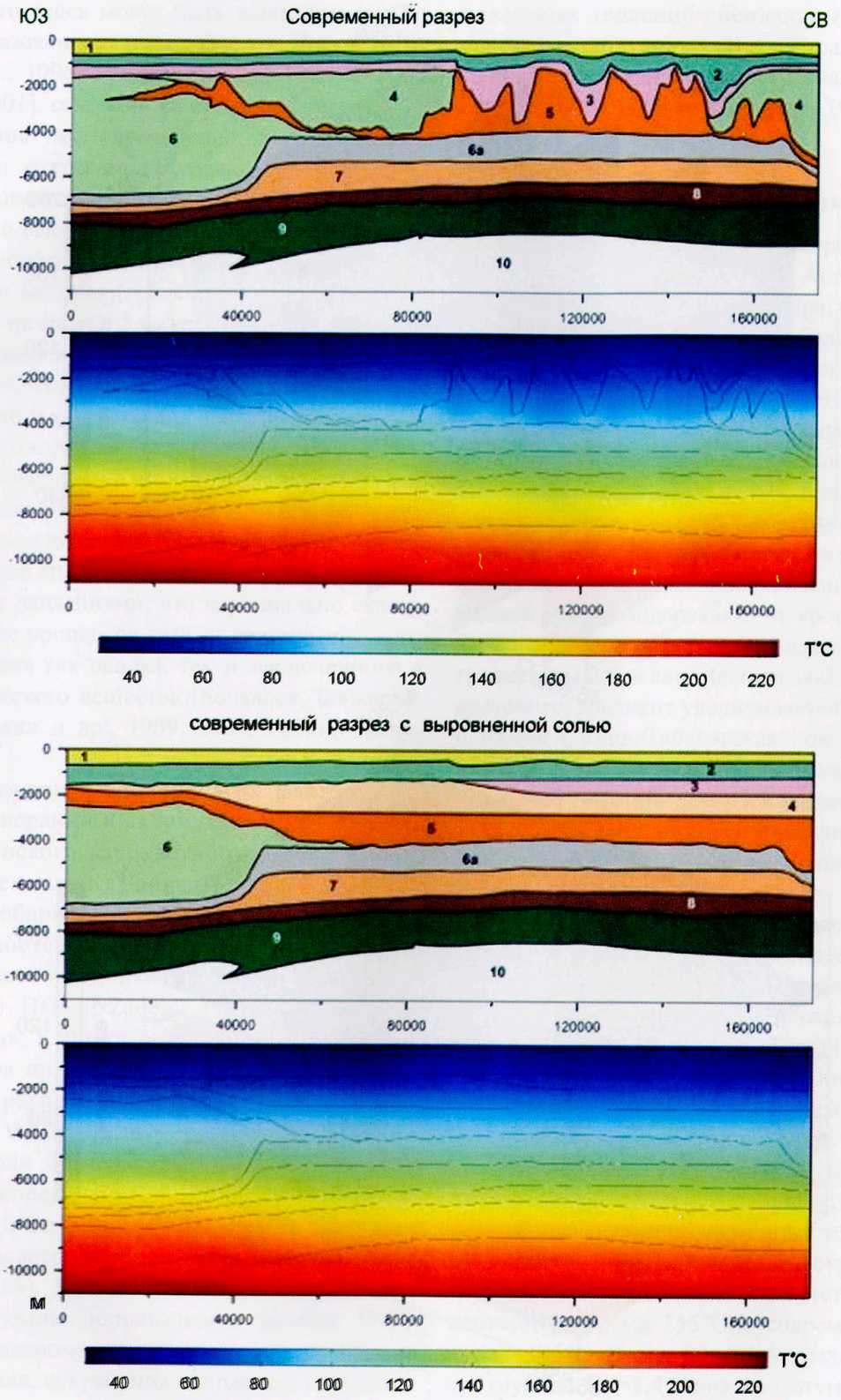


Рис. IV.1.7. Современное распределение температур в разрезе Астраханского свода

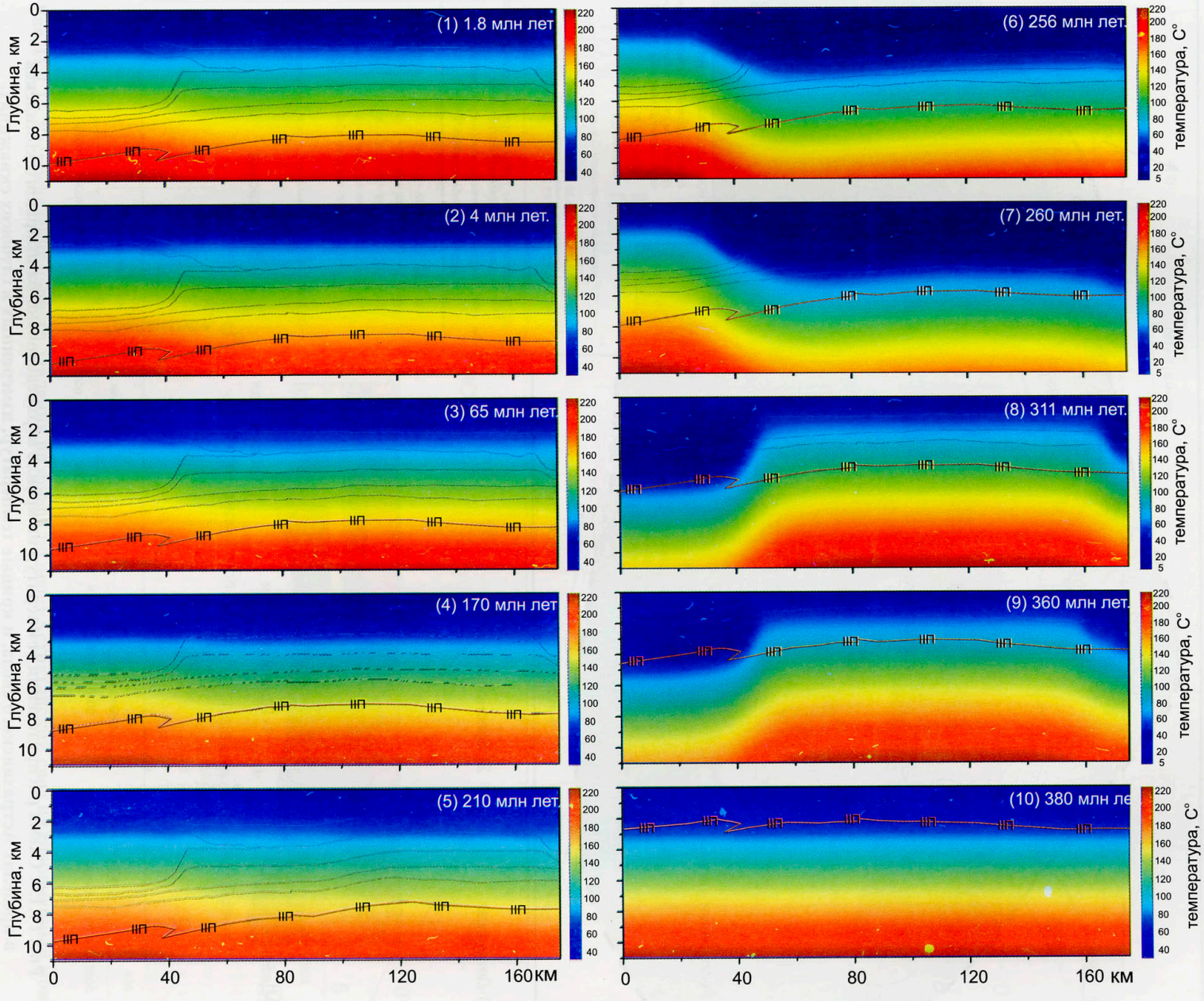


Рис. IV.1.8. Геотермическая модель Астраханского свода в интервале времени от 380 млн. лет до 1,8 млн. лет

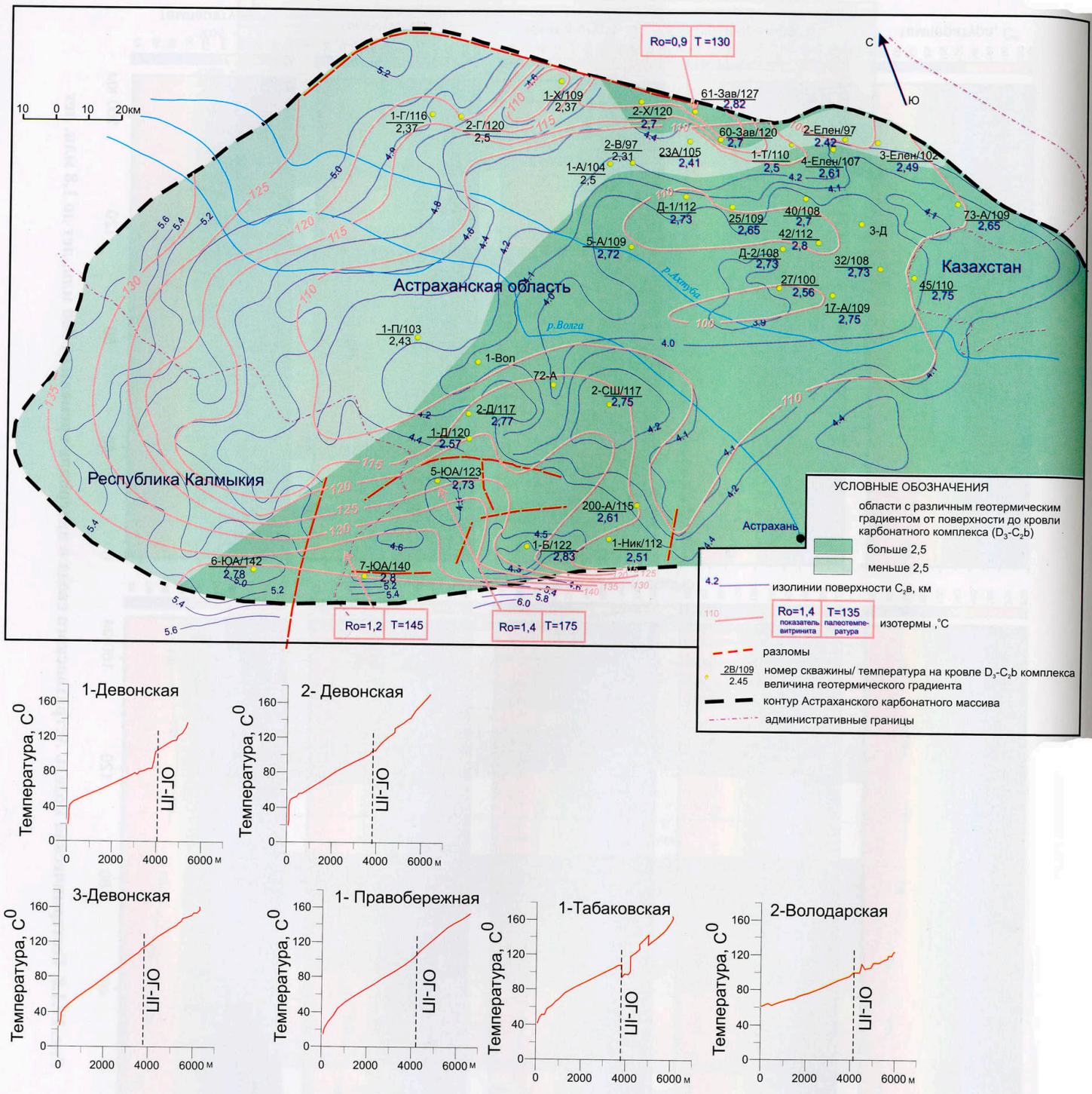


Рис. IV.1.9. Схема распределения температур на кровле верхнедевонско-башкирского комплекса в пределах Астраханского свода, и кривые температур, измеренных в глубоких скважинах.

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

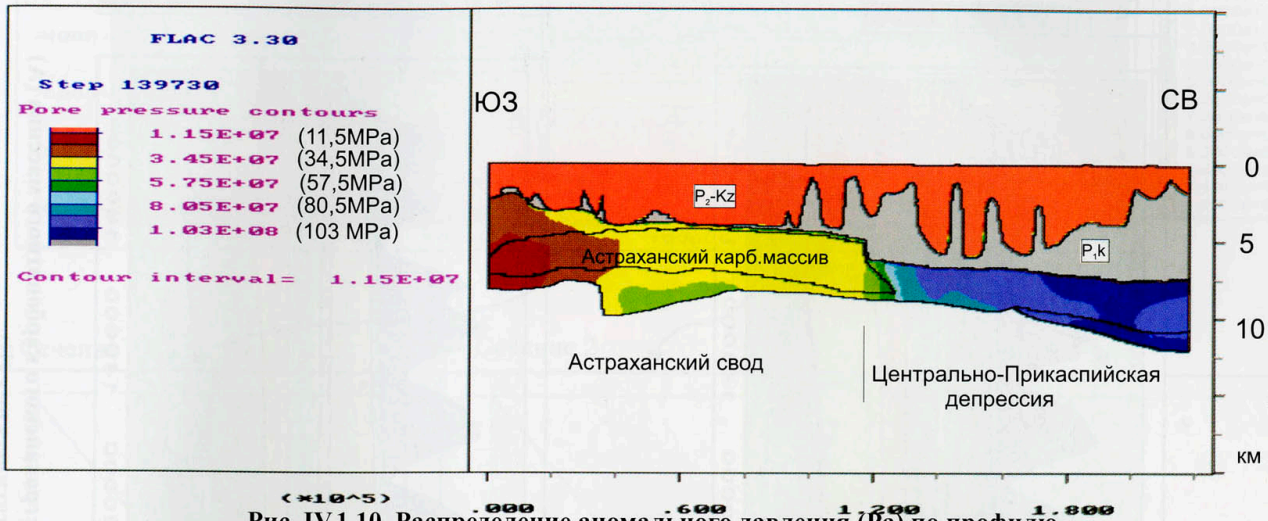


Рис. IV.1.10. Распределение аномального давления (Ра) по профилю через Астраханский свод на современный момент.
Серым цветом показано распределение соли

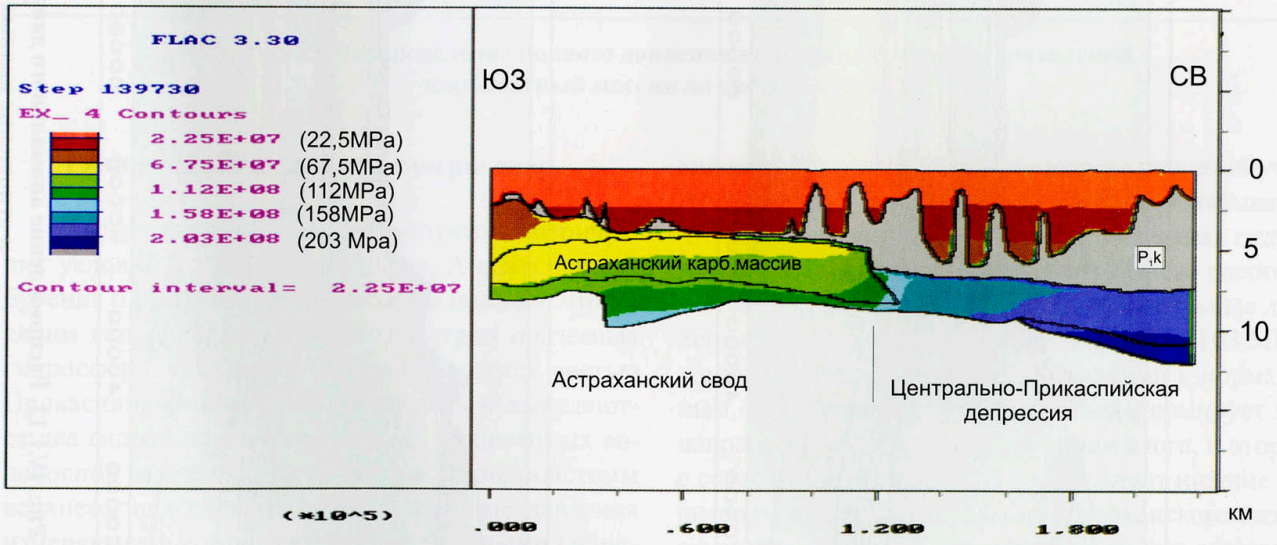
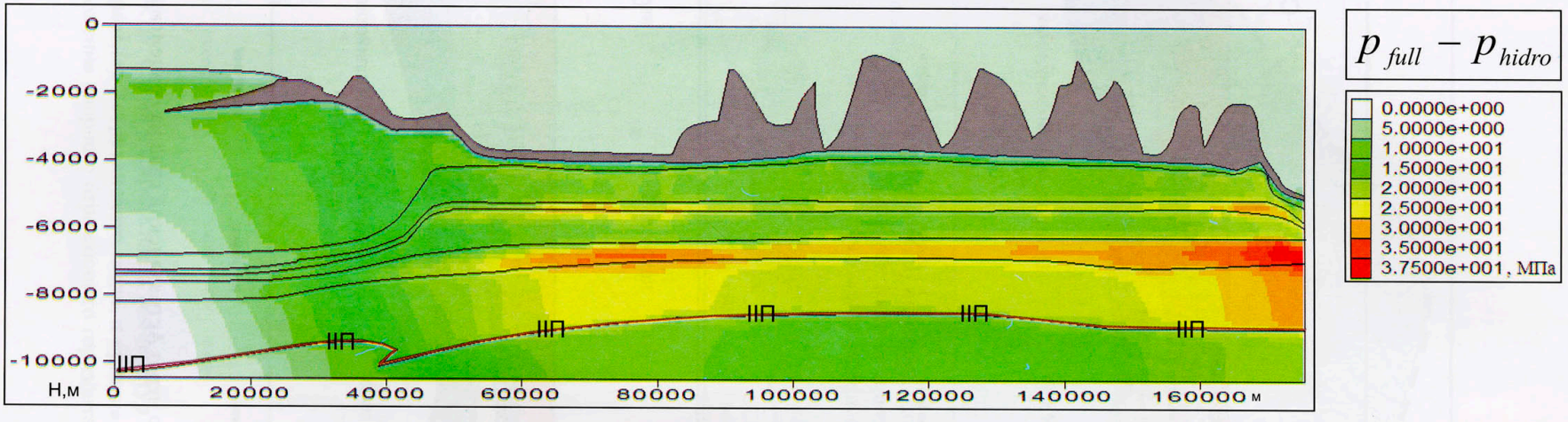


Рис. IV.1.11. Распределение полного давления по профилю через Астраханский свод на современный момент

А



Б

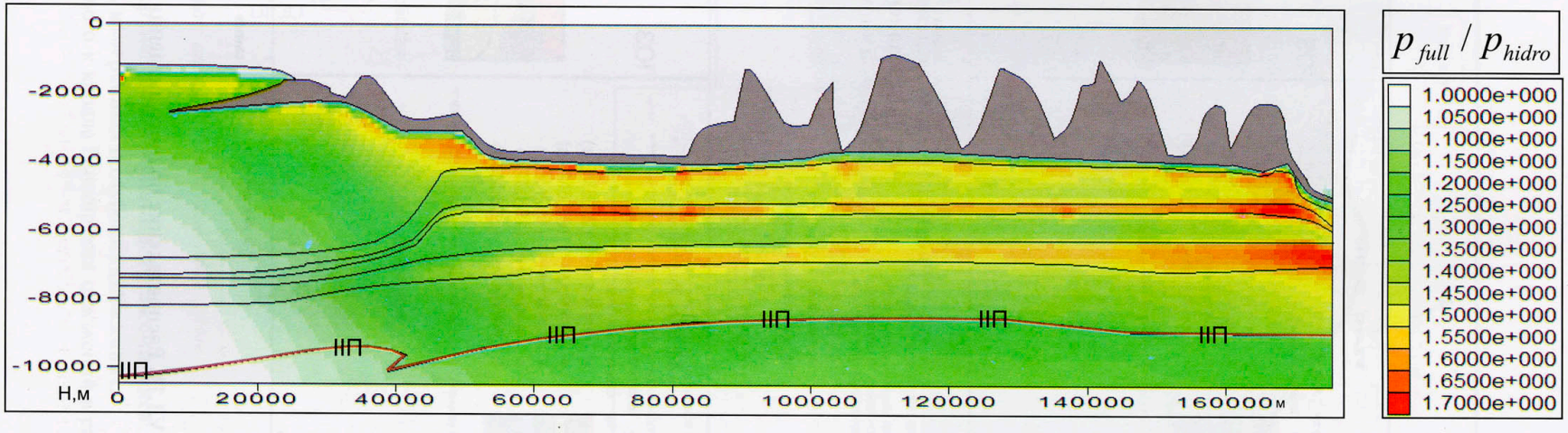


Рис. IV.1.12. Распределение аномального давления в пределах Астраханского карбонатного массива (А) и отношение полных давлений к гидростатическому (Б)

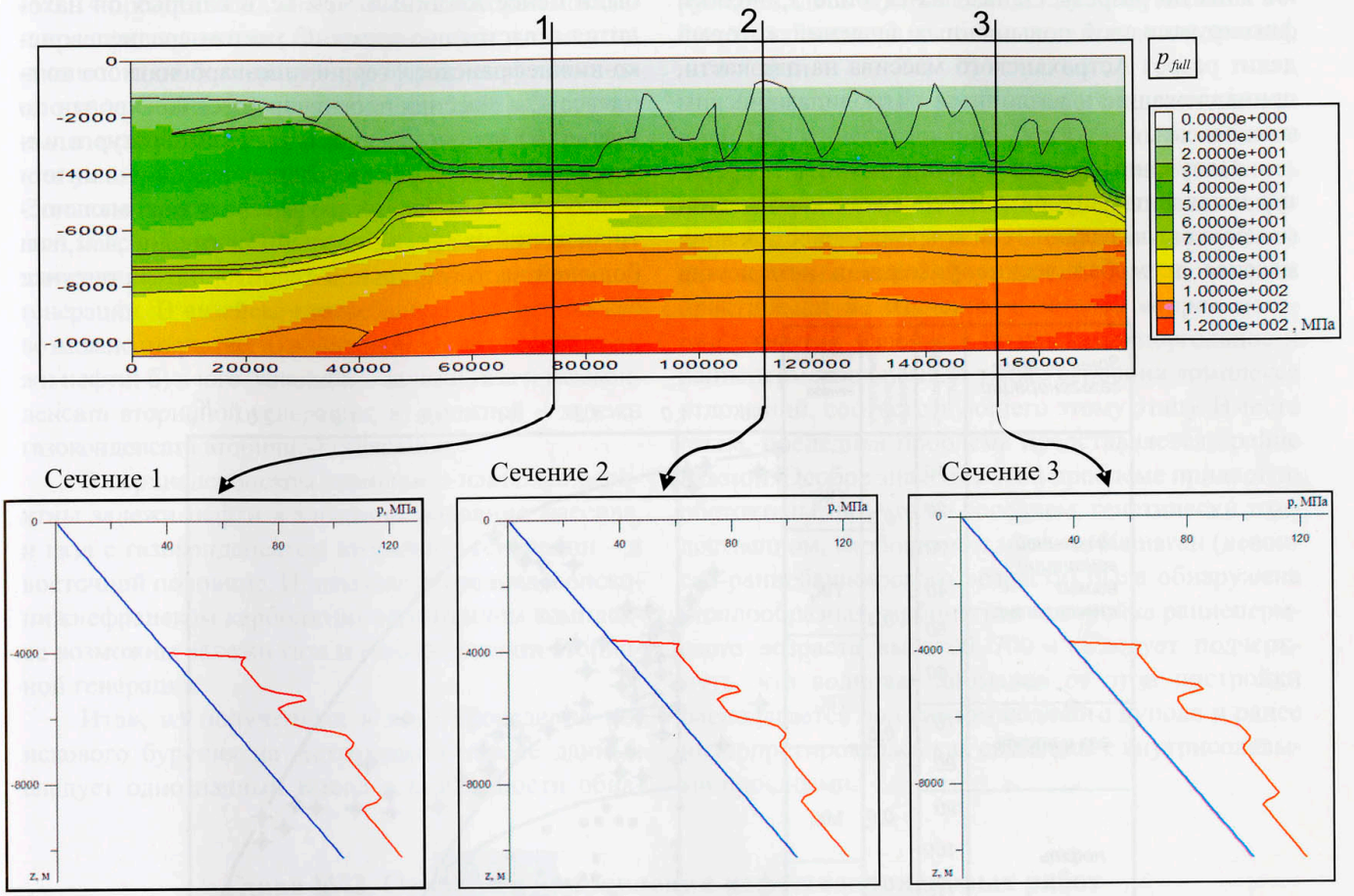


Рис. IV.1.13. Распределение полного давления по профилю через Астраханский карбонатный массив по трем сечениям

Гидродинамические параметры недр

Теперь обратимся к рассмотрению баричес-ких 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 во флюидосистеме подсолевого этажа Астраханского 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-

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

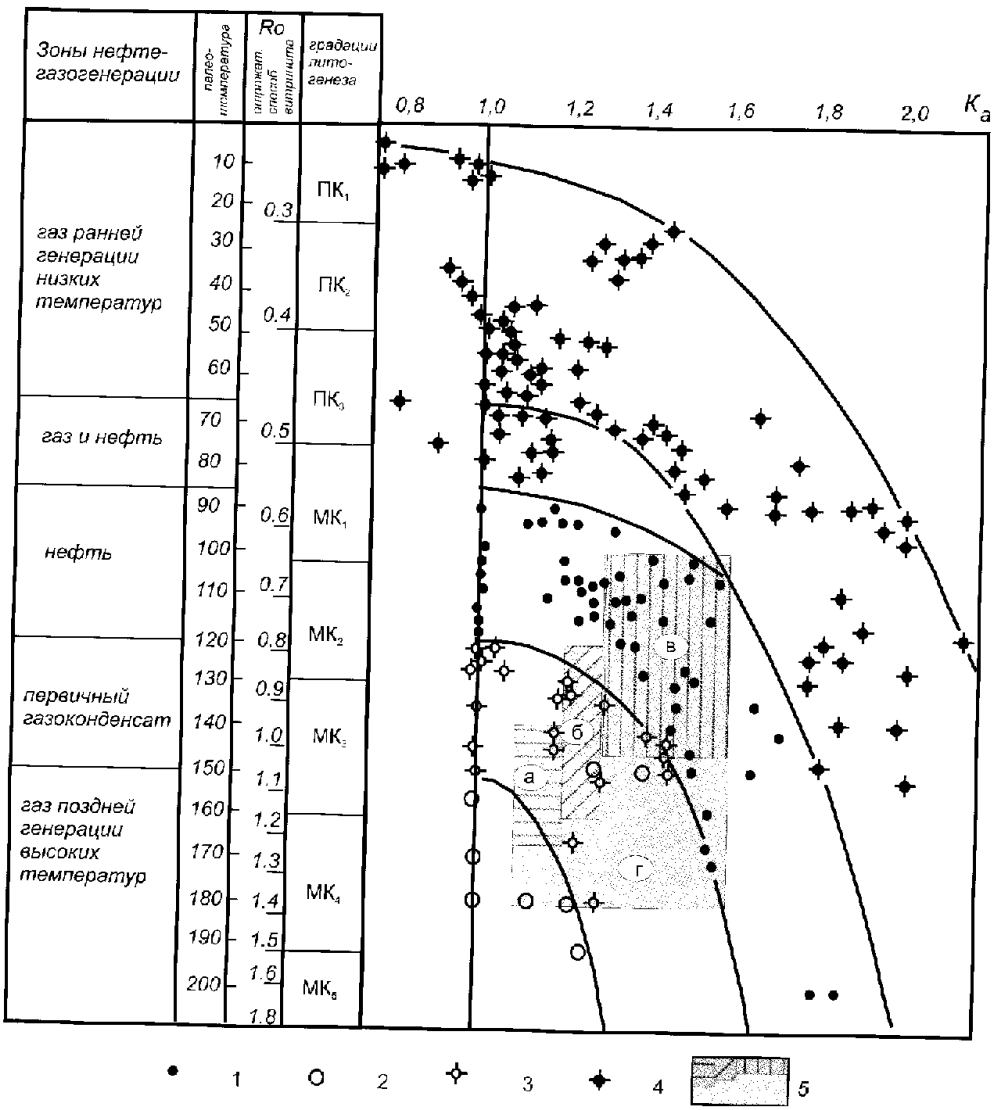


Рис. IV.1.14. Зоны газонефтегенерации на Астраханском своде и в пределах Прикаспийской впадины [Ермолкин и др., 1989].

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-визейского на юге, б – башкирско-визейского на юго-западе, в – башкирско-визейского 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 [Ермолкин 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 вероятны 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 обнаружения 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 нацеленности 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 атоллообразная карбонатная постройка раннепермского возраста высотой 700 м. Следует подчеркнуть, что волновая аномалия от этой постройки располагается под сводом соляного купола и ранее интерпретировалась как связанная с внутрисолевыми прослоями.

Глава IV.2. Основные направления нефтегазопоисковых 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 нефтегазоносных 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 концепции 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 нефтегазоносный 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 позднеартинского времени включительно) находились в субаэральной обстановке, были сильно переработаны эрозионными процессами и обладают повышенной вторичной пористостью и проницаемостью. Это позволяет прогнозировать наличие в кровле нижневизейско-нижнебашкирского комплекса пластово-массивные

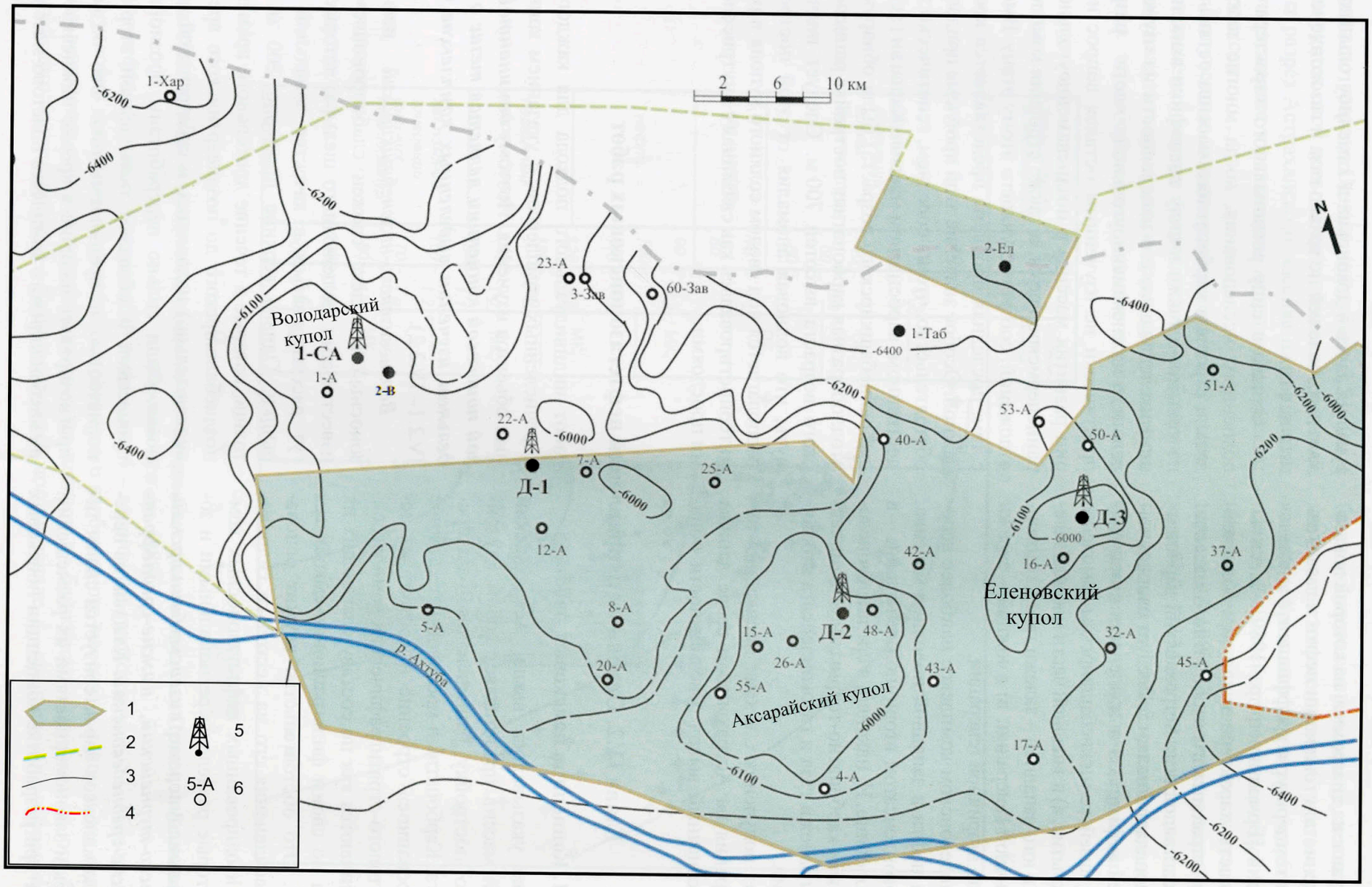


Рис. IV.2.1. Структурная карта по отражающему горизонту «IIП'».

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

залежи углеводородов, 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 ассельских отложениях, и третий, гипсометрически наиболее высокий – флюидоупором в верхнеартинско-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 Тенгизско-Кашаганской внутрибассейновой платформы* (рис. IV.2.3 а, 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 верхнефранско-турнейскими отложениями рифогенной природы. Этот массив рифогенной природы по периферии обрамлен толщами, формирующими проградационный (смещающейся во времени) карбонатный склон внутрибассейновой 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. Выделенные объекты расположены: первый – на левобережье в центре карбонатного массива, его площадь 1500 км^2; второй – на северном склоне карбонатного массива, его площадь достигает 1700 км^2; третий – на правобережье, вытянут вдоль его южного склона, площадь не менее 1500 км^2 (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) девона среднего франа (саргаевский горизонт)

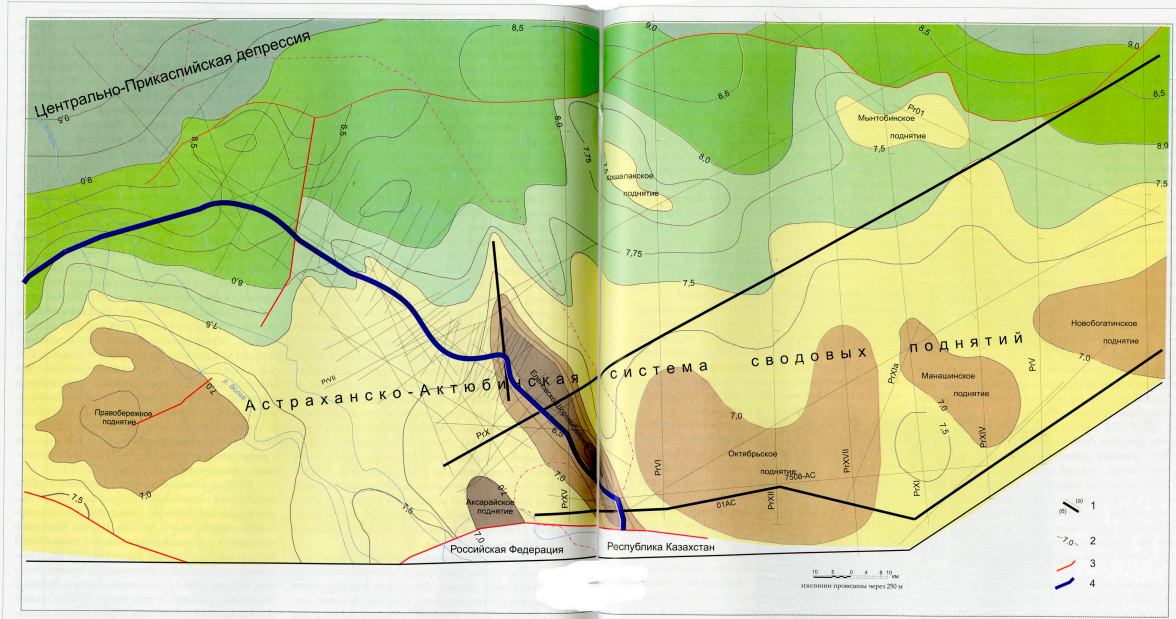
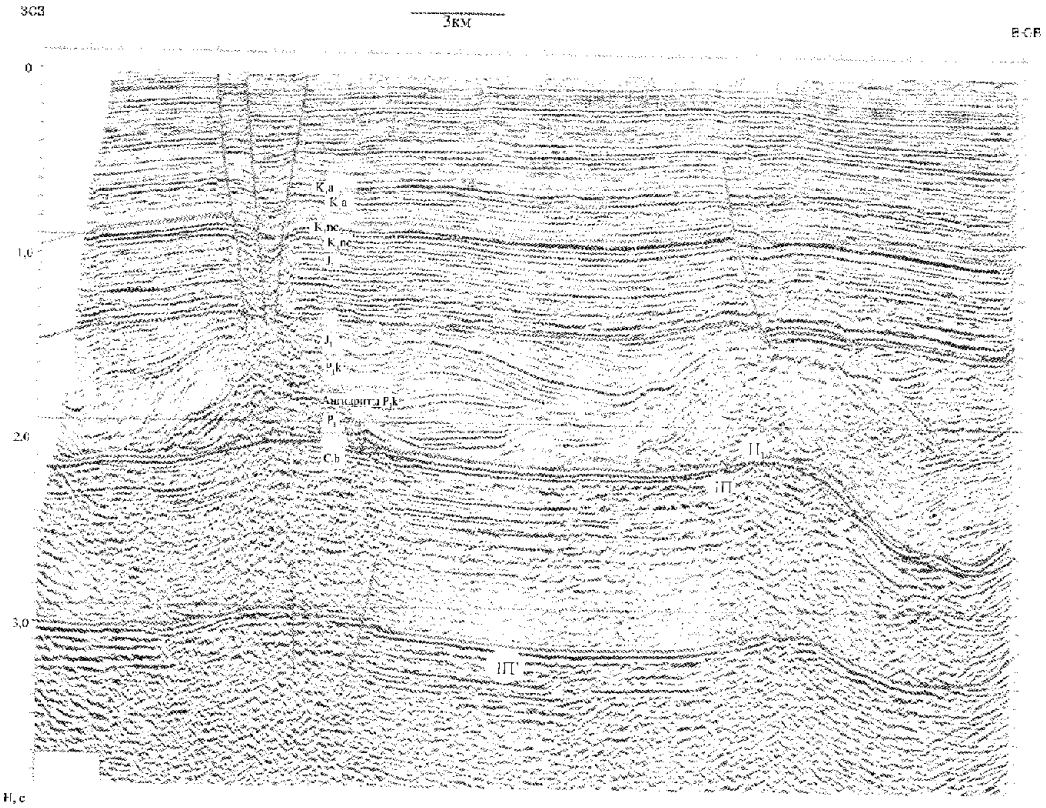


Рис. IV.2.2. Структурная карта Астраханско-Актюбинской системы сводовых поднятий по горизонту «III» – додевонской поверхности несогласия.

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

а)



б)

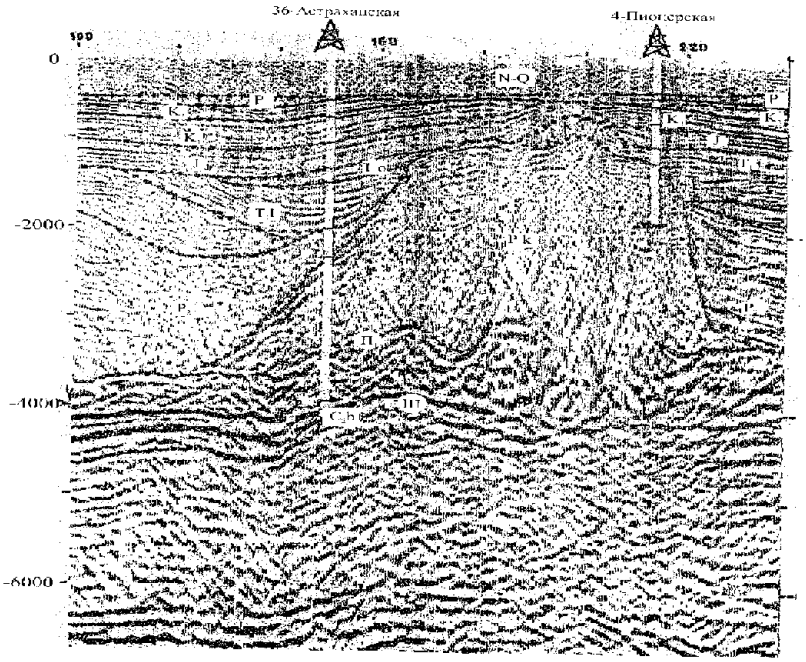


Рис. IV.2.3. Мигрированные сейсмические разрезы: а – через Кашаганскую карбонатную платформу, б – через южную часть Астраханского карбонатного массива

увеличенной мощности (от 1300 до 1900 м) и площадью более 2500 км^2 в пределах левобережной части Астраханского свода следует рассматривать как перспективный объект для постановки на нем первоочередных геологоразведочных (сейсморазведочных) 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 нижне-среднефранских отложений площадью до 1000 км^2, и второй, связываемый с развитием биогермов в отложениях среднего–нижнего девона, мощность которых достигает 800–1200 м на площади около 1500 м.

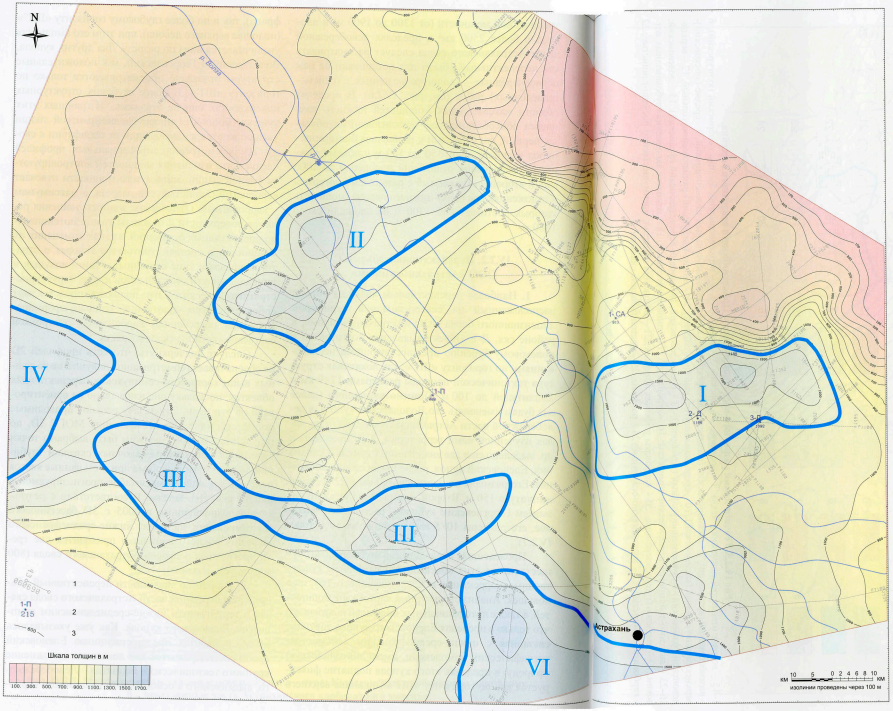
IV.2.2. Перспективные объекты ООО «Астраханьгазпром»

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 «ІІП'», 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 нижне-среднефранским сейсмостратиграфическим комплексом, имеет тектоническую природу: в пределах этого купола поднятие фиксируется как по горизонту «ІІП'» (подошва верхнего франа), так и по более глубокому горизонту «ІІП"» (подошва верхнего девона), при этом его амплитуда увеличивается вниз по разрезу. Два других купола, Володарский и Георгиевский, как положительные структуры отчетливо просматриваются только по горизонту «ІІП'». В более глубоких структурных поверхностях они не отражены. В границах этих куполов мощности нижне-среднефранской 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 саргаевско-семилукского возраста.

Следует подчеркнуть, что сеть профилей 2D не обеспечивает геометризацию ловушек на названных выше саргаевско-семилукских 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 нижне-среднефранского нефтегазоносного 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 нижне-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. Бродским 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.; Тимурзиев и др., 2006 г.), а также наши исследования, Левобережное поднятие на уровне додевонской поверхности несогласия (на структурной карте по отражающему горизонту «IIП») 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 Тугаракчанский 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_3fr_2–C_1t), рекомендуемых к изучению (показаны голубым цветом).

1 – линии профилей с номерами и пикетажом, 2 – скважины с отметками толщин в м, 3 – изопахиты верхнефран-турнейского подкомплекса (D_3fr_2-C_1t) (между отражающими горизонтами «IIП'» и «Б»)

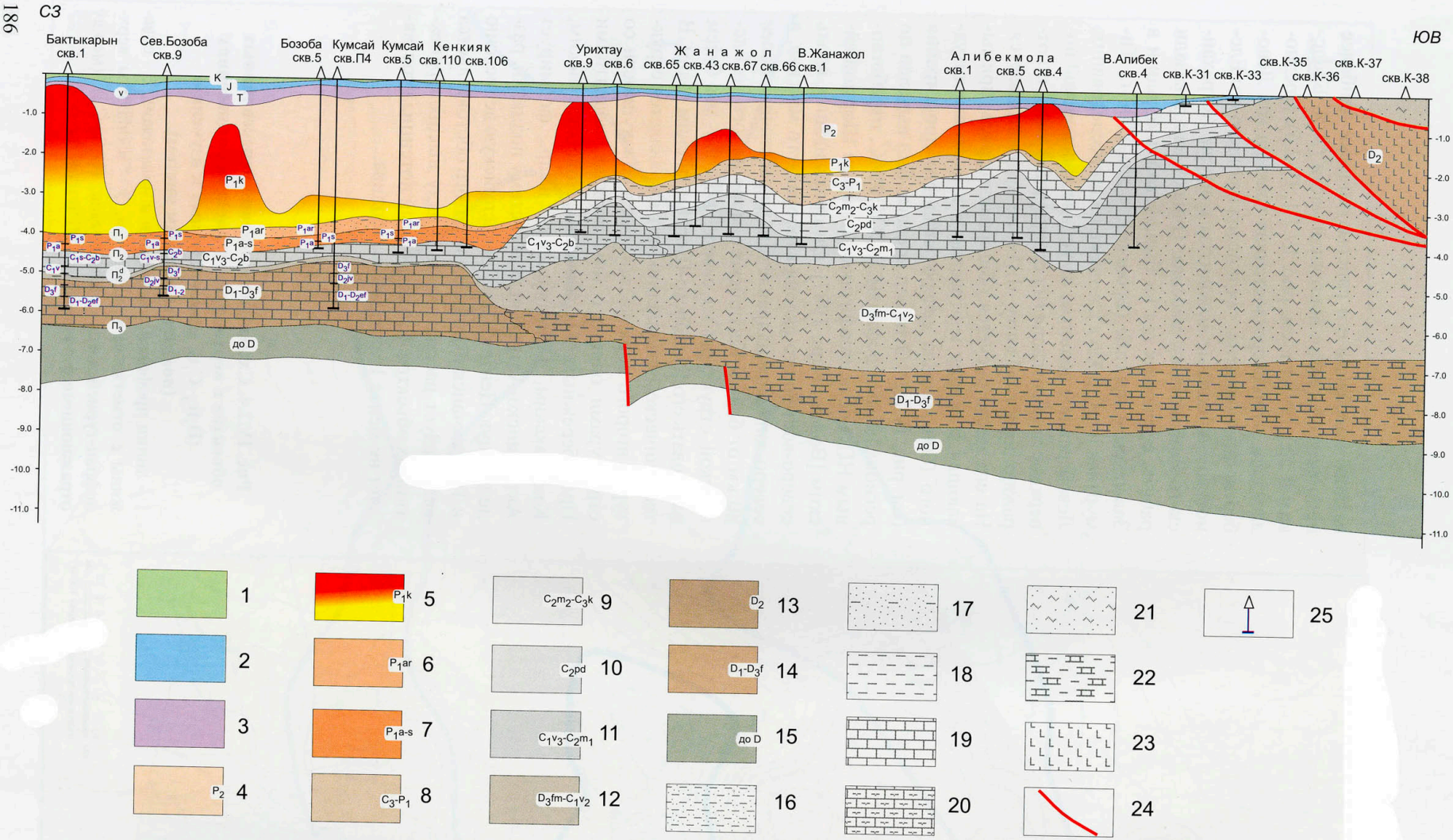


Рис IV.2.5. Геологический разрез юго-восточной окраины Прикаспийского осадочного бассейна.

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-нижнепермский, 9 – средне-(московский)-верхнекаменноугольный (касимовский), 10 – среднекаменноугольный (подольский), 11 – нижне-(визейский)-раннекаменноугольный, 12 – верхне-девонский (фаменский)-нижнекаменноугольный (визейский), 13 – среднедевонский, 14 – нижне-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 продельт. преимущественно песчано-глинистые, 22 – карбонатно-глинистые, 23 – вулканогенно-осадочные; 24 – разломы; 25 – местоположение скважин

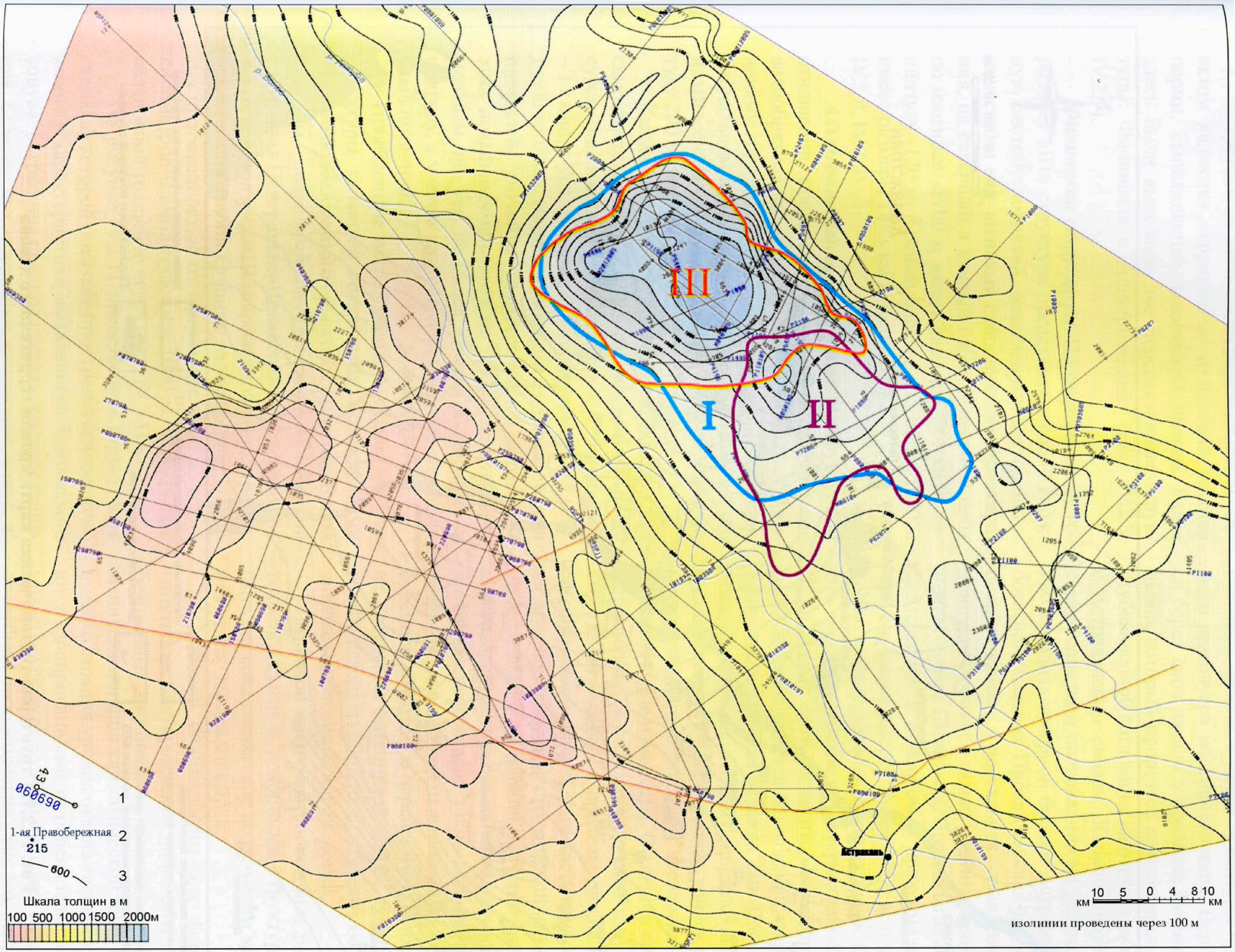


Рис. IV.2.6. Схема расположения перспективных объектов в нижнедевонско-среднефранских отложениях (D_1-D_1fr_2).

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

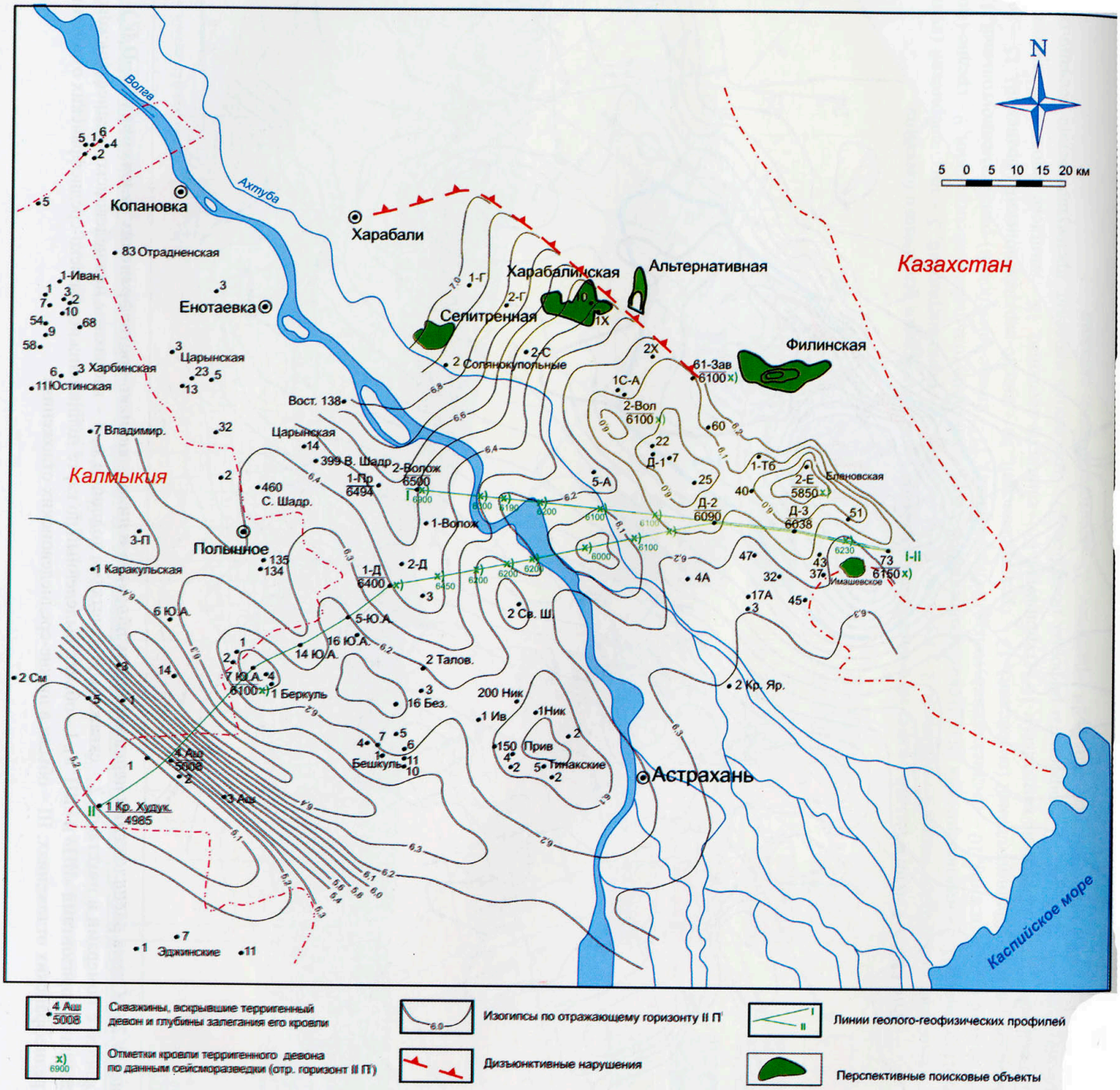


Рис. IV.2.7. Структурно-тектоническая карта кровли терригенного девона

3. Третьим по значимости перспективным объектом являются терригенные отложения нижней перми, выполняющие 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 оконтуривающей его изогипсе -5600 м имеет размеры 14×4 км и амплитуду 200 м (рис. IV.2.10).

Каждая из этих структур рассматривались как самостоятельные объекты и их перспективные ресурсы оцениваются (по категории C_3): 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 осложнениями 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 показано пространственное положение и характеристики выявленного Заволжского конуса: а) границы предполагаемого распространения, б) мощность отложений, слагающих конус, в) изогипсы кровли, а также г) контуры предполагаемого резервуара массивного типа. Вершина конуса берет свое начало в пределах Кобяковского каньона, который прорезает континентальный склон глубоководной котловины на отрезке ее сочленения с Астраханским сводом. Каньон протягивается 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 Рын-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 аридной климатической зоне. Во времена низкого стояния уровня океана такие моря оказываются изолированными, и уровень зеркала воды в них может опускаться до 1000 м и более (в зависимости от глубины топодепрессии), как это, например, име-

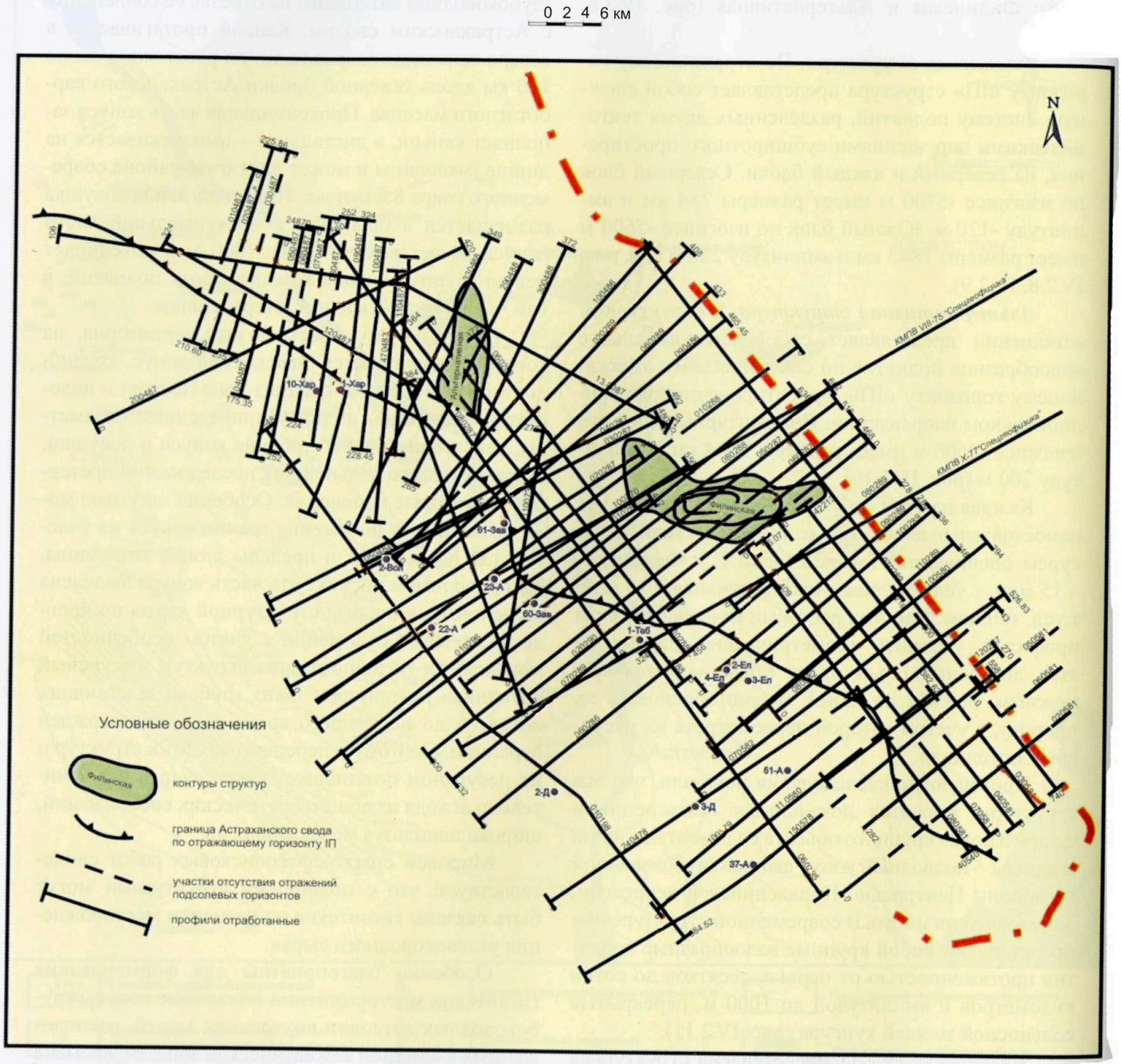


Рис. IV.2.8. Схема расположения перспективных объектов

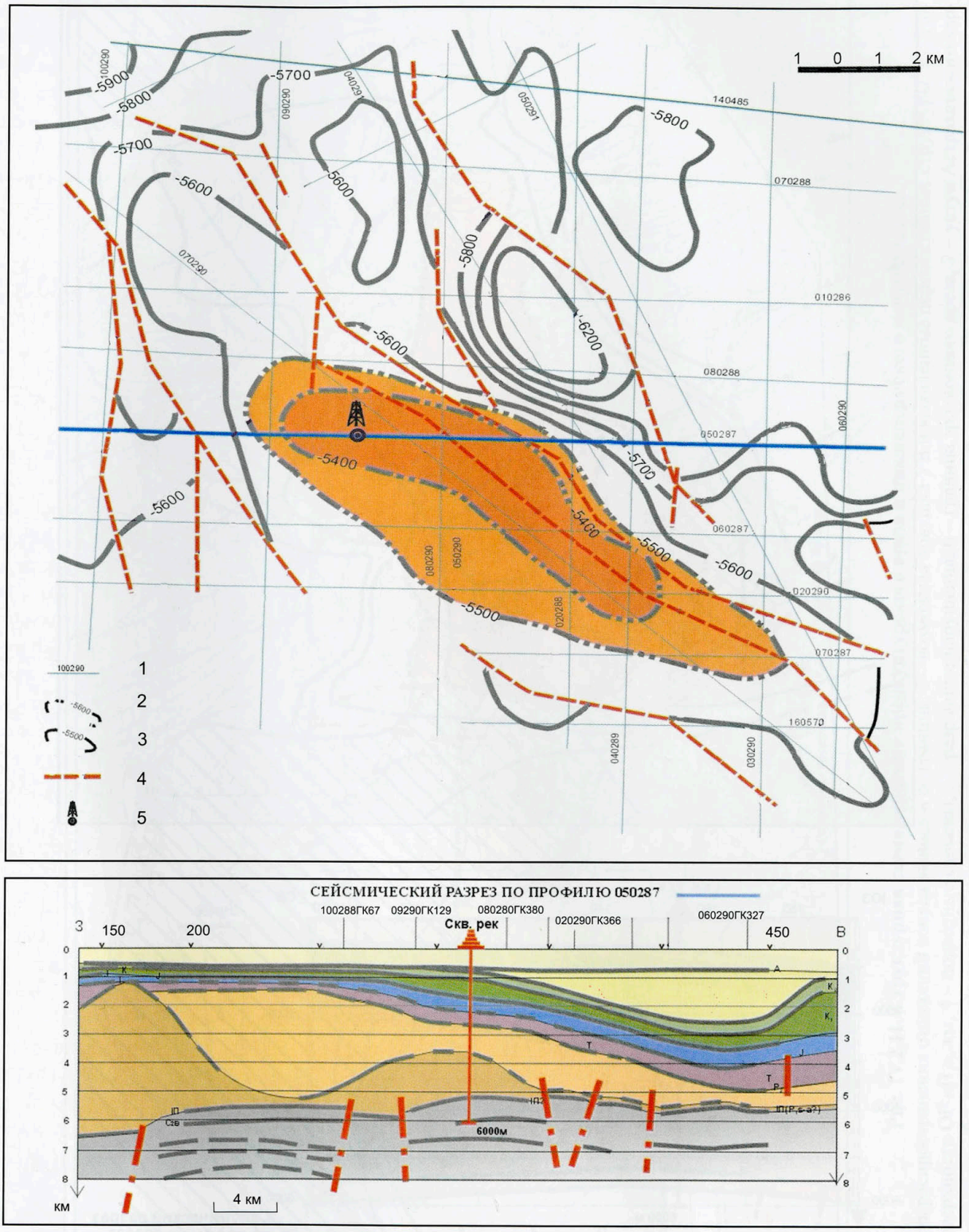


Рис. IV.2.9. Структурная карта Филинской структуры.

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

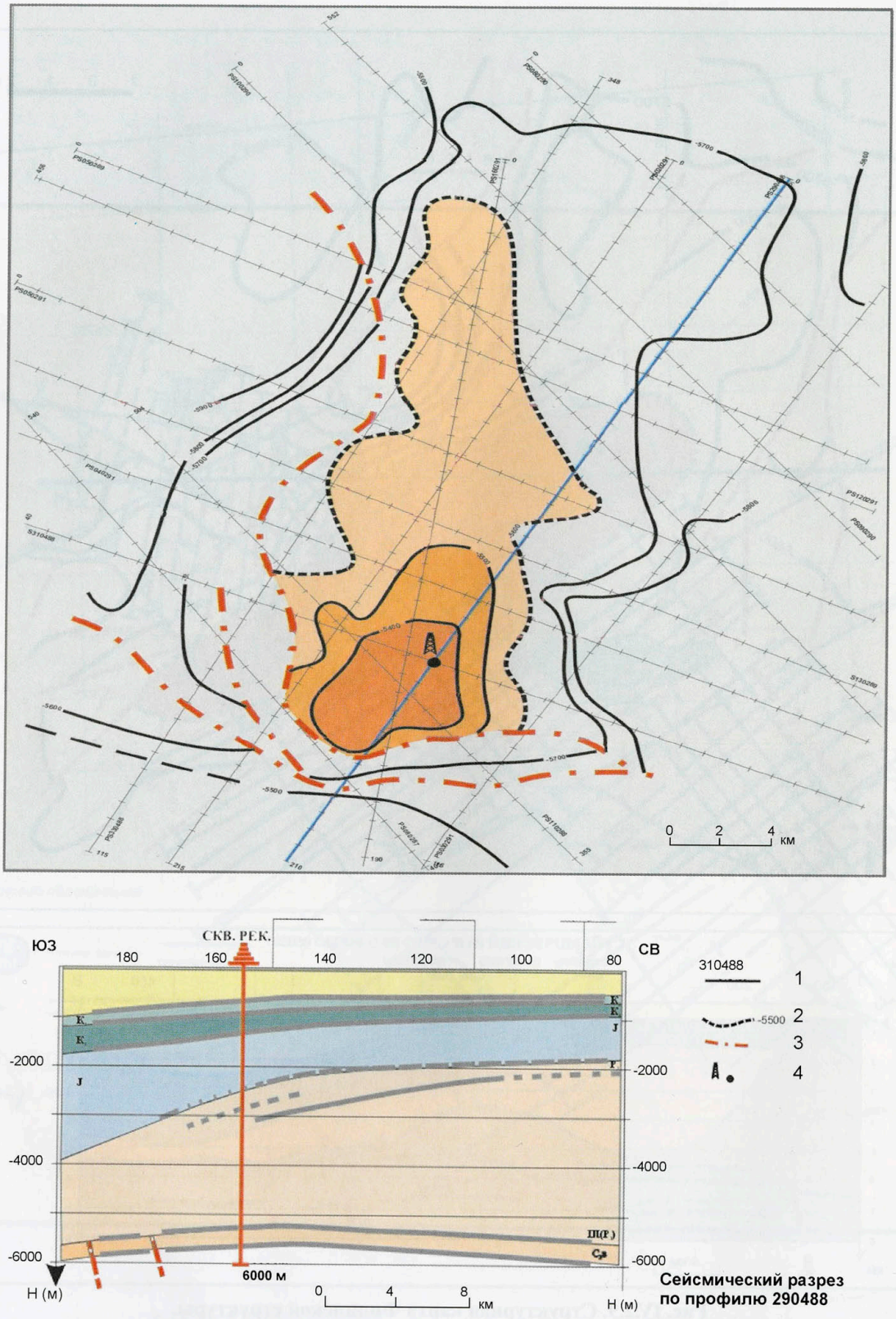


Рис. IV.2.10. Структурная карта Альтернативной перспективной площади.

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

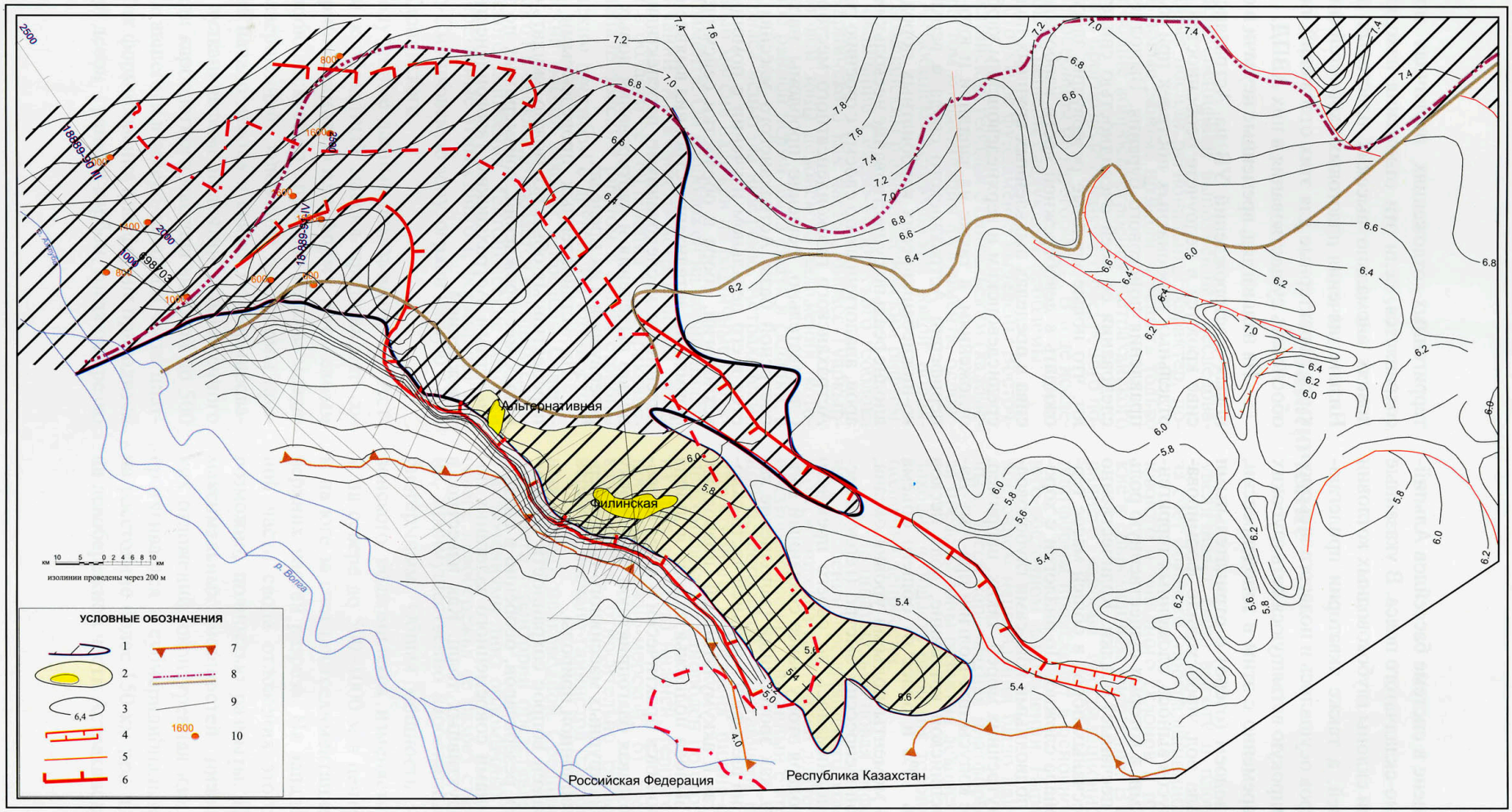


Рис. IV.2.11. Структурная схема строения предкунгурского вреза и нижнепермского конуса выноса.

1 – область распространения отложений конуса выноса и ее граница, 2 – возможная ловушка УВ и выявленные перспективные структуры, 3 – изолинии поверхности ОГ «$П_1$», 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

ло место в плиоцене в системе бассейнов Альпийского коллизионно-складчатого пояса. В указанные моменты времени склоны глубоководных котловин внутренних морей, а также акватории прилегающих к ним шельфов осушались и подвергались эрозии, формируя широкую вствящуюся сеть глубоких каньонов. Одновременно с этим в топодепрессии, где сохранялся водоем (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 плиоценовые конусы пра-Волги и пра-Аму-Дарьи 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 свом первозданном 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 существования в них АВПД.

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 $Д_2$. 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-Устюртского геоблока и кряж Карпинского как часть Донбасс-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-Устюртского 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 вулканическом 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 предфранского комплекса. Внутри этого комплекса установлен длительный перерыв в осадконакоплении, связанный с крупной структурной перестройкой. Залегающий ниже эрозионно-структурного несогласия нижне-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 туфогенных пород), мелководной. Средняя толща на большей части территории представлена турбидитами с включениями линз обломочных известняков. На севере левобережья ее разрез становится, вероятно, преимущественно карбонатным, скорее всего биогермным. Общая мощность нижне-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 нижне-среднедевонских отложений, оконтуренная изопахитой 1000 м, протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние более 150 км при ширине 50–60 км на левобережной части Астраханского свода. Здесь

ляется крупная погребенная карбонатная постройка раннедевонского возраста (эмский ярус) высотой до 1000 м.

Нижне-среднефранский подкомплекс, залегающий между горизонтами «ПП'» и «ПП"» 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 подсолевого резервуара Астраханского свода. В подсолевом разрезе Астраханского свода присутствуют две выдержанные повсеместно покрышки, одна из которых – региональная, связана с филипповским горизонтом кунгурского яруса перми, а вторая, зональная – с доманиковой толщей семилукского горизонта франского яруса девона. Региональная покрышка контролирует положение Астраханской зоны нефтегазонакопления в целом и залегающего непосредственно под ней Астраханского газоконденсатного месторождения в частности. Зональная покрышка ограничивает резервуары, связанные с карбонатными коллекторами в нижнедевонско-среднефранском комплексе. Кроме того, в южной и западной части платформы можно рассчитывать на появление локальных покрышек. На юге массива – это покрышки, связанные с глинистыми пачками в нижнем визе и среднем карбоне (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 подсолевого резервуара со всей очевидностью свидетельствует, 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 отложения нижнего (эмский ярус) и верхнего (саргаевский горизонт) девона, под семилукской покрышкой 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 «ПП'», «ПП"»; а также седиментационных объектов (карбонатных построек) в среднефранско-эмском и средне-нижнефранском подкомплексах. Учитывая глубину залегания целевого горизонта (6000–6300 м), методику полевых работ следует усложнить (длина наблюденного годографа 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 Харабалинских и Георгиевских скважин. Это позволит уточнить (по скоростным параметрам) вещественный состав мощной толщи пород, выделяемой здесь между горизонтами «ПП'» и «ПП», 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 – Воложковская
Г – Георгиевская
Д – Девонская
Дол – Долгожданная
Елен – Еленовская
Зав – Заволжская
И – Ивановская
Ник – Николаевская
П – Правобережная
СА – Северо-Астраханская
СШ – Северо-Шаринская
Т – Табаковская
Х – Харабалинская
ЮА – Южно-Астраханская

Литература

Абилхасимов 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., Гибшман Н.Б. Башкирский ярус Прикаспийской впадины и региональная корреляция // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России. Мататериалы Всероссийского совещания, 29-31 мая 2000. Уфа: Гилем, 2000. С. 19-20.

Ахметшина Л.З., Булекбаев З.Е., Гибшман Н.Б. Девон восточного борта Прикаспийской синеклизы // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 42-48.

Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Ермолаев Г.М., Савельев А.А., Дегтярев К.Е., Глубинная структура Южного Урала по профилю «Уралсейс» // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 14-17.

Богданова 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 ВНИИОЭНГ, 2006. 324 с.

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, 2000. 255 с.

Бочкарев А.В., Карпов П.А., Самойленко Г.Н., Степанов А.Н. Катагенез и нефтегазоносность каменноугольных отложений Каракульско-Смушковской зоны поднятий // Геология, геофизика и разработка нефтяных месиорождений. 2000. № 3. С. 23-27.

Бочкарев А.В., Делия С.В., Карпов П.А., Самойленко Г.Н., Степанов А.Н. Опыт предлицензионной 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 кряжа 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., Волож Ю.А. Новый взгляд на строение Астраханского подсолевого поднятия // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 1996. Вып. 11. С. 31-41.

Бродский А.Я., Григоров В.А., Ильин А.Ф., Круглов 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 «месинский кризис» в Прикаспийской впадине: погребенные подводные каньоны в кровле подсолевых 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 Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14-24.

Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа) Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 47 с.

Волож Ю.А., Пилифосов В.М., Сапожников Р.Б. Тектоника Туранской плиты и Прикаспийской впадины по результатам региональных геофизических исследований // Проблемы 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 кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28-43.

Волож Ю.А., Антипов М.П., Гарагаш И.А., Лобковский Л.И. Эклогитовая 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., Сапожников 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.

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

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

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

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

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

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

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений прибортовых зон Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба. Карпаухов С.М., Политыкина М.А., Тюрин А.М. и др. // V ежегодное координационное геологическое совещание ОАО «Газпром». М., 1999. С. 117-135.

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

Глоговский 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.

Глоговский 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.

Глоговский В.М., Лангман С.Л., Фиников Д.Б. Погружение волнового поля – альтернатива миграции до суммирования // Нефтегаз. 1988. № 1. С. 165-171.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист М-37, (38) – Воронеж. М-б 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 П.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 НИИГГ, 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., Кононова Л.И., Онатанова Н.С., Ржонсницкая М.А., Федорова Т.И. М., 1995. 265 с.

Ермолкин В.И. Генетические связи нефтегазообразования в земной коре // Статьи выпускников кафедры. Труды Гос. ун-та нефти и газа. М., 2006. С. 77-99.

Ермолкин В.И., Сорокова Е.И., Бобылева А.А. Формирование углеводородных скоплений в подсолевом комплексе Прикаспийской впадины // Советская геология. 1989. № 3. С. 31-40.

Жидовинов С.Н. Триас Прикаспийского региона (стратиграфия, двустворчатые и брюхоногие моллюски, палеогеография). Под ред. А.Л. Яншина. М.: ИГиРГИ, 1998. 311 с.

Жингель В.А. Структурно-тектоническая модель и перспективы нефтегазоносности Цубукско-Промыслового вала. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2005. 35 с.

Зайцева Е.Л. Зональное расчленение по фораминиферам башкирского яруса юго-востока Русской платформы // Новые данные по биостратиграфии палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М.: ВНИГНИ, 1995. С. 30-37.

Зайцева Е.Л. Стратиграфия и фораминиферы 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., Кленина Н.Л. Корреляция разнофациальных 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 фораминиферам // Микрофауна СССР. Вопросы систематики и биостратиграфии. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 29-53.

Казаева С.В., Григоров В.А. Распределение фильтрационно-емкостных параметров и экранирующих свойств Астраханского газоконденсатного месторождения // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 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.

Кленина Н.Л., Зайцева Е.Л. Условия и признаки переотложения бентосных фоссилий в карбоне Прикаспийской впадины // Пределы точности биостратиграфической 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.

Кленина Н.Л., Зайцева Е.Л. Аллохтонные комплексы палеозойских бентогенных фоссилий Прикаспийской синеклизы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 15-30.

Кленина Н.Л., Зайцева Е.Л. Подневизейские 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

Кленина Н.Л., Овнатанова Н.С. Фациальный контроль в распределении конодонтов Прикаспийской синеклизы // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1986. № 12. С. 66-73.

Клычев Н.В. Влияние гидродинамики на формирования наклонных контактов вода-залежь углеводородов в условиях подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 1999. Вып. 18. С. 14-17.

Конюхов А.И., Баймагамбетов Б.К., Кан 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., Солодилов Л.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура Прикаспия и ее влияние на перспективы нефтегазоносности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1988. Вып. 16. С. 6-10.

Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Солодилов Л.Н., Гречишников Г.А., Овчинников В.И., Шаров В.И. Региональные геолого-геофизические исследования кряжа Карпинского и сопредельных структур юга России // Разведка и охрана недр. 2001. № 2. С. 13-17.

Кременецкий А.А., Скрябин 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

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников 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-ба 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 игаза. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 139-158.

Курышев А.Д. Карбонатные коллекторы Астраханского серогазо-конденсатного месторождения. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 35 с.

Кухтинов Д.А., Иванова Л.Н., Карпова Т.Г., Кухтинов П.Д., Умнова Л.Н. О границе девона и карбона в разрезах северного и западного обрамления Прикаспийской впадины // Недра 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., Букина Т.Ф., Яночкина З.А. Особенности строения верхнепермских отложений юга и юго-востока Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 22. С. 10-22.

Мануковский С.В., Савко А.Д. Мамонская толща: распространение, мощности, структурное положение // Проблемы литологии, минералогии и стратиграфии осадочных образований Воронежской антеклизы. Труды Воронежского Государственного ун-та и Научно-исследовательского института геологии. Воронеж, 2002. Вып. 11. С. 31-39.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. Т. 1. 351 с.

Масляев Г.А., Неволин Н.В., Федоров Д.Л. Прикаспийская впадина. Структурная карта поверхности фундамента. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1994.

Медведев П.В., Попович С.В., Голиченко Г.В. и др. Геологическое строение, история формирования и перспективы нефтегазоносности подсолевых 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. Богданова. М-б 1: 2 500 000. М.: Научный мир, 2003.

Мизинов 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 подсолевого 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 // Недра 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.Н., Козловская О.В, Кухтинов Д.А., Карпова Т.Г., Писаренко В.Ю. Местные стратиграфические подразделения верхнего девона и нижнего и среднего карбона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2000. Вып. 22. С. 3-9.

Писаренко Ю.А., Писаренко В.Ю., Скорнякова 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, Росс. нац. комитет 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 // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 2001, Вып. 27. С. 7-12.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Рабкин Ф.С., Абилгалиев М.Ж., Акаева Ф.Х., Конышева Т.А. О природе структурной инверсии полей пластовых давлений в подсолевых 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 АНСССР. М.: Наука, 1976. Вып. 283. 170 с.

Руженцев С.В., Савельев 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.

Саввин В.А. Модели строения типичных продуктивных резервуаров подсолевых месторождений Прикаспия // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 1999. Вып. 17. С. 3-11.

Савко А.Д., Шишов 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 ун-та 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 расслоенность 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., Шумилов А.С. Гравитационная и магнитная томография сплошных геологических сред // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 21-27.

Сегалович В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., 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 подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Под ред. А.К. Замаренова. М.: Недра, 1989. 167 с.

Титоренко И.А., Писаренко Ю.А., Соколова 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: НВНИИГГ, 2005. С. 40-42.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 300 с.

Федоров Д.Л., Навроцкий О.К. Геолого-геохимические условия формирования Астраханского и Карачаганакского месторождений // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 107-114.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможеняя Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотранссекта ЕВ-1 (Лодейное поле – Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65-94.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож 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: НВНИИГГ, 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: НВНИИГГ, 2001. С. 19-20.

Яцкевич С.В., Чертушкин В.Н., Мамулина В.Д., Умнова В.Т. Седиментационные особенности строения палеозойских отложений Марксовской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГГ, 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, R. 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.

Cawood P.A. Terra Fustralis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Japetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic // Eath-Science Reviews. 2004. V. 69. Iss 3/4. P. 249-279.

Garagash I.A., Volog 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 керна скважин: Правобережная-1, Девонская-1, Девонская-2, Девонская-3

Скважина Правобережная-1 (рис. III.3.3)

Интервал 4214–4221 м (C_2 b)

Чередование пачек:

Пачка 1. Светло-бурые массивные доломитизированные и слабо ангидритизированные коралово-водорослевые известняки. Образования водорослевого происхождения имеют округлую форму, диаметром 1–1,5 см, со сгустковым или концентрическим внутренним строением. Остатки кораллов имеют радиально-лучистое строение. Иногда встречаются мелкие членики криноидей. Матрикс – белый мелкозернистый калькаренит, распределен неравномерно (от базального до пленочного типа). В породах ярко выражены стилолитовые швы. Эта разновидность пород, вероятно, слагает биостромы мощностью 30–40 см.

Пачка 2. Биостромы разделены прослоями доломитов, обладающими неправильно-прерывисто-тонкослоистыми, горизонтальнослоистыми текстурами минерализованных цианобактериальных матов, содержащих отдельные небольшие водорослевые строматолитоподобные калиптры. Местами наблюдаются текстуры взламывания полуконсолидированных водорослевых пленок, а также редкие прослои калькаренитов мощностью 15–20 см. В целом преобладают массивные коралово-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 (C_2 b)

Пачка 1. Чередование черных битуминозных глинистых кальцилютитов и менее битуминозных мелкозернистых, иногда среднезернистых калькаренитов. 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 кальцилютиты неясномикрослоистые с прослоем 3–4 мм углеродистого микрослоистого аргиллита, фиксирующего поверхность размыва. От него вниз ход илоеда. Аргиллит несет следы взмучивания и размыва. Он частично превращен в интракласты и, в свою очередь, содержит интракласт калькаренита. Породы разбиты мелкими трещинками-прожилками, выполненными битумом. Они пронизывали уже консолидированную породу. Это придает 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, маятникового 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 тонкостенностью, чем в калькаренитах. Это свидетельствует



Фото 1. Фация биостромов и биогермов (скв. Правобережная-1; C_1s, инт. 4405–4412 м). Органогенно-обломочный калькаренит с остатками брахиопод

о том, что цикличность обусловлена изменениями гидродинамических условий на мелководье.

Интервал 4650–4657 м (C_1 v)

В верхней половине интервала вскрыты черные битуминозные мелководные известняки. Чередуются битуминозные микрослойчатые разности, образовавшиеся при минерализации цианобактериальных матов, и мелкозернистые калькареniты волнисто-горизонтальнослоистые (фото 2).

Нижняя половина интервала сложена мелководными буровато-серыми светлыми органогенно-обломочными калькаренитами, содержащими остатки брахиопод.

Интервал 4696–4703 м (C_1 v)

Чередование мелководных водорослевых известняков и калькаренитов. Водорослевые слагают биостромы (18–20 см) с неровной бугристой верхней поверхностью. Породы голубовато-серые, слабоокремнелые, с четкой строматолитоподобной текстурой, редко оолитовой.

Интервал 4762–4769 м (C_1 v)

Серые неяснослоистые мелководные калькаренiты, средне-мелкозернистые, с редкими прослойками 1–2 мм черных углеродистых аргиллитов. В нижней части интервала присутствуют редкие маломощные (до 3 см) прослои минерализованных водорослевых матов, залегающих среди калькаренитов. В последних наблюдаются элементы градационной сортировки материала. Калькареniты мелкозернистые, редко среднезернистые, заполняют неровности водорослевых калиптр (фото 3).

Интервал 4830–4832 м (C_1 v)

Шлам тонкозернистых серых известняков.

Интервал 4920–4927 м (C_1 v)

Темно-серые, почти черные мелкозернистые калькареniты, тонкослоистые, волнисто-слоистые, содержащие редкий раковинный детрит, раковины брахиопод, остатки мелких члеников криноидей.

Интервал 4974–4977 м (C^1 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; C_1s, инт. 4650–4657 м). Чередование тонкослоистых циано-бактериальных накоплений и мелкозернистых калькаренитов волнисто-параллельнослоистых



Фото 3. Фация биостромов и биогермов (скв. Правобережная-1; C_1v, инт. 4762–4769 м). Неровная поверхность минерализованного водорослевого мата перекрыта мелкозернистым калькаренитом

Горизонты брекчий взламывания полуконсолидированного осадка.

Интервал 5060–5067 м (C_1 t)

Два куска серых окремнелых известняков.

Интервал 5118–5125 м (C_1 t)

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 (C_1 v)

Темно-серые среднезернистые калькарениты однородной текстуры с редкими остатками члеников криноидей.

Интервал 5243–5250 м (C_1 v)

Серые тонкозернистые (шламовые) известняки, однородные, с редкими остатками члеников криноидей и раковинного детрита.

Интервал 5311–5317 м (C_1 t)

Темно-серые кальцилютиты однородного сложения с редкими прослоями калькаренитов. Признаки оползания полуконсолидированных осадков.

Интервал 5418–5425 м (C_1 t)

Темно-серые мелкозернистые известняки, представляющие собой тонкое ритмичное чередование (1–2 мм) калькаренитов и кальцилютитов, 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 маломощных (2–3 мм) прослоев черных известковистых аргиллитов. В них видны бугристые текстуры продавливания. Изредка встречаются небольшие врезанные русла (3×1,5 см), выполненные среднезернистым органогенно-детритовым калькаренитом.

Интервал 5660–5664 м (D_3 fm)

Глинистые доломиты, представляющие собой тонкогоризонтальнослоистые породы алевропелитовой размерности. Слоистость определяется неравномерным распределением глинистого материала. На поверхностях напластования скопления слюды 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_3 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 кавернозны, особенно в нижней части интервала.

Интервал 5773–5775,8 м (D_3 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 ($D_3 fm$)

Темно-серые доломиты

Интервал 5904,5–5911,5 м ($D_3 fm$)

Ангидритизированные доломиты линзовидно-(чечевицевидно)-слоистые, тонкослоистые до толстолистоватых.

Интервал 5911,5–5918,5 м ($D_3 fm$)

Темно-серые полностью доломитизированные известняки, тонкослоистые, местами с текстурами оползания осадка в неконсолидированном состоянии (наблюдаются мелкие лежачие дисгармоничные складочки размером около 1 см. Изредка встречаются остатки перекристаллизованных толстостенных раковин (по шлифам 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 ($D_3 f_1$)

По данным ООО «Астраханьгазпром», песчаник белый кварцевый крупно-разнозернистый кварцитовидный.

Интервал 6247–6253 м ($D_3 f_1$)

Темно-серые битуминозные слюдистые алевролиты и глинистые алевролиты. Породы неясно-тонкослоистые; отдельные пачки обладают более четко тонкослоистыми текстурами из-за обогащения отдельных слойков 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 отложений турбидного потока, но фрагментарность керна не позволяет сделать однозначный вывод.

Интервал 6260–6270 м ($D_3 f_1$)

По данным ООО «Астраханьгазпром», известняк серый, темно-серый, глинистый, доломитистый, с примесью зерен кварца.

Интервал 6288 м ($D_3 f_1$)

Песчаник кварцевый битуминозный.



Фото 4. Фации впадин или бассейнов с затрудненной циркуляцией вод и сероводородным заражением (скв. Правобережная-1; $D_3 f_2$, инт. 6247–6253 м). Слюдистые и глинистые алевролиты с тонкой слоистостью придонных течений. Характерно послойное обогащение мелким раковинным детритом

Интервал 6358-6365 м (D_3f_1)

Измененные, обеленные, возможно, слабо окремнелые 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 (D_1)

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 косая штриховатая слоистость течений. Слоистость обусловлена колебанием содержания карбонатного 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 остракоды, гастроподы, радиолярии, конодонты: образец 6497–6501 м – *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl) – D p-e; образец 6630 м – *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl). Этот таксон относительно долгоживущий: O_2–D_2ef, но с учетом находки конодонтов в этом же интервале ниже на 1 м возраст образца раннедевонский. Образец 6631 м – *Ozarkodina excavata* (Br. et Mehl), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Sann), *Panderodus sp.* – D_1l-e_1.

Интервал 6565–6572 м (D_1)

Светло-серые, бежеватые известняки однородной текстуры, с отдельными пачками микрогоризонтальнослоистых разностей. Известняки типа шламовых, 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 слойки, существенно глинистые. Интервал фиксирует максимум эйфельской трансгрессии и тектонического покоя.

Интервал 6629–6633 м (D_1)

Мелкозернистые калькарениты и кальцилютиты, 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 градационной сортировкой материала с эрозионным нижним контактом (турбидиты), мелкими отторженцами черных глинистых пород, попавших в осадок в неполностью консолидированном состоянии. Вверху интервала четко видно врезание (до 2 см) русла турбидного потока и элементы СДЕ классического турбидита. Элемент Е – черный углеродистый аргиллит. В основании врезанного русла отчетливо виден 1-милиметровый ковер волочения, представленный отмытым среднезернистым калькаренитом. Элемент С представлен горизонтальнослоистым мелко-среднезернистым калькаренитом с небольшой примесью кальцилютитового материала. Элемент D – однородный кальцилютит. При описании шлифов сотрудниками ВНИИГАЗ отмечена ангидритизация, смешение глубоководной и мелководной фауны, присутствие раститель-

ных остатков. По сравнению с отложениями этого уровня, вскрытыми скважиной Девонская-2, это более проксимальная фация. Кроме того, в скважине Девонская-2 на этом уровне присутствуют тонкие прослойки пирокластического 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 пирит, слюда, зерна углистого материала, глауконит. Среди органических остатков встречены: фрагменты пластин панцирных рыб (часто), детрит и микрораковины беззамковых брахиопод, тентакулиты (иногда замещенные или инкрустированные пиритом), гастроподы. Конодонты: образец 6630 м – *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl). Этот таксон относительно долгоживущий: O_2–D_2ef, 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* (Bisch. et Sann.), *Panderodus sp.* – D_1l-e_1.

Интервал 6634–6645 м (шлам)

По описанию ООО «Астраханьгазпром», в интервале 6634–6637 м песчаник серый, мелко-тонкозернистый, массивный, с глинисто-кремнистым цементом. По шламу – серые криптозернистые известняки, мелкозернистые калькарениты алевритовой размерности, кальцилютиты, терригенно-известковистые алевролиты. По набору пород интервал близок керну 6629–6633 м с фауной D_1.

Скважина Девонская-1

Интервал 5970–5979 м (D_3f_1)

Пачка 3. Верх интервала. Представлен ритмичным 4–5-сантиметровым чередованием черных известковисто-глинистых пород типа глинистых кальцилютитов и тонкозернистых однородных калькаренитов. Между разностями нет четких контактов. Отложения свидетельствуют о периодическом привносе течениями то глинистого, то карбонатного материала.

Пачка 2. Породы близкие пачке 1, но отличаются более четкой тонкой слоистостью течений, несколько меньшей углеродистостью и большей известковистостью. Прослои калькаренитов алевритовой 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 фации), тонкослойчатые, представляющие собой осадки течений. Среди них редкие прослои 5–7-сантиметровых серых глинистых калькаренитов алевритовой 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 тонкослоистые глинистые кальцилютиты с прослоями калькаренитов алевритовой размерности, содержащих обильную фауну беззамковых брахиопод хорошей сохранности, образующих кучные скопления разрозненных створок. Здесь же в глинистых кальцилютитах присутствуют обломки размером до 3–4 см таких же брахиоподовых калькаренитов, попавших в осадок в полуконсолидированном состоянии в результате оползневых процессов. Местами видно, что отторженцы и следы оползания приурочены к основанию наиболее глинистых прослоев. При этом видны следы эрозии подстилающих калькаренитов. 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 раковинок беззамковых брахиопод. Глинистые кальцилютиты обладают тонкой слоистостью течений.

Интервал 6033–6035 м (шлам)

Переслаивание серых аргиллитов и серых глинистых кальцилютитов.

Интервалы 6060–6070, 6070–6075 м (шлам)

Светлые почти белые тонкозернистые известняки и серые глинистые кальцилютиты. Спорадически встречаются отпечатки беззамковых брахиопод.

Интервал 6087–6096 м (D_3f_1)

Полностью доломитизированные биогенные и биокластовые известняки типа ракушняка с послойным расположением целых крупных разрознен-

ных раковин замковых брахиопод и их обломков, иногда одиночных кораллов. Остатки фауны представляют собой близкие к прижизненным, несколько перемещенные 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 кальцилютиты слабоглинистые.



Фото 5, 6. Фации мелководных лагун карбонатной платформы с застойными явлениями, пассивной гидродинамикой, карбонатной или карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D_3f_3). Долмитизированные известняки конгломератовидной текстуры, возникшей при оползании полуконсолидированного осадка. Видны разрозненные створки раковин замковых брахиопод



Интервал 6135–6140 м (шлам)

Серые аргиллиты и серые тонкозернистые известняки.

Интервал 6142–6151 м (D_3f_1)

Осадочные карбонатные брекчии, состоящие из обломков пород, попавших в оползание в неполностью консолидированном состоянии. Матрикс брекчий – черный глинистый кальцилютит 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 керна породы характеризуются некоторой мылкостью (возможно, содержат примесь пирокластики). 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 кальцилютиты и глинистые кальцилютиты.

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) (D_3f_3)

Серые до темно-серых тонкозернистые доломиты листоватого и массивного сложения.

Интервал 5580–5585 м (D_3fm)

Серые и темно-серые доломитизированные известняки конгломератовидной текстуры (фото 5). Нечетко оформленные округлой формы обломки и неполностью обособленные комки, имеющие вид линз четковидного строения сложены серым и темно-серым зернистым доломитом (первоначаль-

но калькарениты). Матриксом 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 неполностью 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_3 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_3 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 полуобломки 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 1 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 мелководных по сравнению с развитыми ниже 6300 м.

Интервал 6058–6062 м ($D_3 f_2$)

Грубозернистые (до 1–2 мм) полевошпат-кварцевые 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 высокоплотностного турбидного потока с выталкиванием крупных интракласт



Фото 7. Фации мелководных депрессий карбонатной платформы с активной гидродинамикой между карбонатными постройками, фации склонов карбонатных построек (скв. Девонская-2; $D_3 f_3$, инт. 5750–5757 м). Кальцилютит-калькаренитовые известняки, нарушенные элизионными процессами отжима иловых вод неконсолидированных осадков под давлением нагрузки

в кровлю потока при его турбулентном течении. Породы плохо сортированы.

Интервал 6083–6090 м (D_3f_1)

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 флуксотурбидитов. 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, слюдистый, 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.



Фото 8. Фации мелководных депрессий карбонатной платформы с активной гидродинамикой между карбонатными постройками, фации склонов карбонатных построек (скв. Девонская-2; D_3f_1, инт. 6177–6184 м). Оползневая масса песчаников с включениями интракласт песчанистых известняков

Интервал 6177–6184 м (D_3f_1)

В кровле песчаники бесструктурные, со следами оползания, включениями смятых в оползневые складки отторженцами песчанистых 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 (D_2ef)

Серые битуминозные (водорослевая коломорфная 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 (мелкопетельчатая 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 копролиты, 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.

Интервал 6325–6328,8 м (D_2 ef)

Темно-серые и зеленовато-серые глинистые алевролиты и алевритистые аргиллиты тонкослоистые, микрослоистые. На поверхностях напластования иногда наблюдаются обломки до 2–3 см растительного аттрита, 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 полуконсолидированном состоянии. При этом на их контакте меняется угол наклона слоистости, что позволяет говорить о том, что осадконакопление происходило на склоне депрессии. Погрубение 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 пачки 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 (кальцилютиты), известковистые аргиллиты, иногда мелкопятнистые, с примесью более глинистых и слюдистых разностей.

Интервал 6390–6437 м (шлам)

Темно-серые до черных глинистые известняки слабослюдистые, с редким растительным аттритом. По описаниям ООО «Астраханьгазпром», в кровле интервала (6390–6401 м) – аргиллиты темно-серые, алевритистые, участками тонкодисперсные, известковые, доломитистые, с включениями слюды и пирита, тонкослоистые с остатками фауны, с незначительными прослоями песчаника, светло-серого, кварцевого, мелко-среднезернистого, со слабой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала, с включениями глауконита.

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 песчаника и 10-сантиметрового известняка. На уровне 6450 м встречена кремнисто-известковистая порода с зеленым оттенком каолинит-гидрослюдистого состава с мраморной текстурой.

Интервал 6536–6545 м (D_2 ef)

Однородные черные аргиллиты. Среди них редкие пакеты 7–10-сантиметровых зеленовато-серых линзовидно-косослоистых (тонкослоистых) алевритистых аргиллитов, представляющих собой осадки течений. Вблизи основания интервала встречен пласт массивного разнозернистого, преимущественно среднезернистого песчаника (5–6 см) с присыпками мелкого раковинного детрита на поверхностях наслоения (предположительно зерновой поток).

Аргиллиты, по данным ВНИИГАЗ, насыщены фрагментами обугленных стволов растений.



Фото 9. Фации углубленного шельфа островной дуги с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D_2ef, инт. 6325–6328,8 м). Аргиллиты с линзой песчаников, представляющих собой фацию русла подводного спазматического потока

На глубине 6542,8–6542,7 м, по данным ВНИИГАЗ, наблюдаются брахиоподы *Desquamata (Seratrypa) ef. 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. bifidaeformmis* Tschern., *Ilmeia ex gr. hians* Buch. Брахиоподовый комплекс позволяет относить вмещающие отложения к черноярскому горизонту верхнеэйфельского подъяруса.

Интервал 6545–6563 м (D_2 ef)

В нижней части преобладают микрослоистые известково-глинистые, иногда алевритистые породы. Спорадически отмечаются прослои турбидитов с градационной сортировкой материала. Однако здесь появляются прослои в 10–20 см пелитоморфных известняков однородной структуры с остатками раковинного и растительного детрита. Возможно, это дистальные части оползневых накоплений.



Фото 10. Фации углубленного шельфа островной дуги с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D_2ef, инт. 6545–6563 м). Прослои хлоритизированных туфов среди микрослоистых известково-глинистых пород

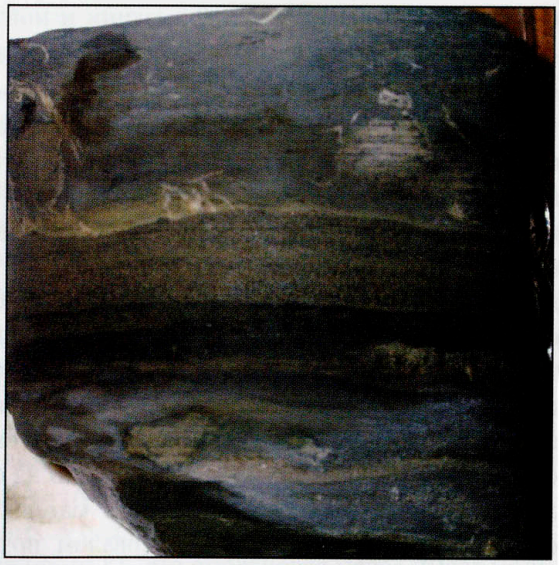


Фото 11. Фации углубленного шельфа с терригенно-карбонатно-глинистой седиментацией (скв. Девонская-2; D_2ef, инт. 6545–6563 м). Прослой вулканомиктового песчаника среди черных аргиллитов

Имеются единичные 1–3-миллиметровые прослои 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 осаждение через толщу воды тонкой взвеси. Слоистость неясная и обусловлена постепенными изменениями количества алевритовой примеси или изменением количества углеродистого вещества. Развиты текстуры биотурбации в виде ходов мелких илоедов и следов ползания. Ископаемая фауна угнетенная. Бассейн характеризовался застойными условиями и пассивной гидродинамикой. Имеются следы ранних диагенетических стяжений. 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. Состоит из угловатых, полуокатанных обломков размером 0,3–7,8 мм и более мелких, неправильной формы. Главными компонентами являются пузыристые витрофировые базальтовые порфириты, афировые базальты с гиалопилитовой структурой основной массы, андезито-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, фюзенизированных, бесструктурных. Органические остатки: радиолярии, спикулы губок, фрагменты брахиопод, остракод, криноидей, офиур, калиптоматид и кониконхий, дакриоканариды *Nowakia cf. karpinsskii* G. Liash., *Viriatella sp, Styliolina uralica* G. Ljasch, тентакулиты *Homoctenus sp.* Обнаружены брахиоподы *Eogossinotoechia (?) perpolita vagranensis* (Khod.), распространенные в верхнем эмсе-эйфеле.

Интервал 6570–6577 м ($D_2 ef$)

Пачка микрослоистых известково-терригенных пород (кальцилютит-глинисто-алевритовые) с текстурами отложений течений. В обломочной фракции присутствует калиевый полевой шпат. Микрослоистость горизонтальная, линзовидная, мелкая, косая, разнонаправленная. Имеются мелкие линзочки более грубого материала, фиксирующего струи течений, редкие прослои в 2–5 см эдафогенных (внутрибассейновых) турбидитов с резким нижним контактом, представленные тонкослоистыми калькаренитами с градационной сортировкой обломочного материала и эрозионным контактом в основании. Спорадически встречаются прослои, выделяющиеся зеленой окраской и представляющие собой пепловые туфы псаммит-псефитовой 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 аггрит – принесены с мелководья. Иногда наблюдаются скопления карбоната, похожие на постседиментационные стяжения.

Интервал 6619–6627 м (шлам) ($D_1 e$)

Однородные пелитоморфные известняки с редкими остатками мелких криноидей и мелких тонкостенных раковин. Глубина образования ниже базиса волн. Затишные условия.

Конодонты (определения В.А. Аристова): образец – 6619 м: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) – D_1p_2-e.

По данным ВНИИГАЗ, встречены кониконхии (крикоконариды), среди которых преобладают дакриоконариды – *Styliolina ex gr. nucleata* Karp., тентакулиты (*Tentaculites cf. gyracanthus* (Eaton), *T. aff. tronjkoi* (G. Ljasch), единичные гастроподы *Anematina sp.*, фрагменты мшанок, криноидей, иглы морских ежей и остракоды, зеленые сифонокладиевые водоросли *Globosiphonia aff. aculeate* Shuysky, зеленые известковые водоросли *Lancicula ex gr. alta* Masl, *Culmiella cf. ovale* Shuysky. Этот комплекс позволяет говорить об эмском возрасте вмещающих отложений (аналог злиховского яруса Баррандиена).

Интервалы 6635–6650, 6650–6654 м (шлам)

Светло-серые и темно-серые известняки и глинистые известняки типа кальцилютитов или шламовых. В верхней части интервала появляется примесь темно-серых известковистых аргиллитов, в нижней части – слюдистых алевролитов.

Интервалы 6654–6712, 6712–6715 м (шлам) (D_1)

Серые тонкозернистые кальцилютиты с маломощными прослоями черных слабоизвестковистых 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* – D_1.

Интервал 6715–6768 м (шлам)

Пачка преобладания темно-серых алевритистых аргиллитов и глинистых алевролитов. Породы близки описанным в нижележащих интервалах, однако среди них появляются известковистые разности с текстурами мелкообломочных брекчий

взламывания, приуроченные к поверхностям напластования, фиксирующим высыхание или оползание. Некоторые обломочки попали в осадок в полуконсолидированном 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 песчаником с железистым цементом. В основную массу включен щебень (до 1 см) серых кремней.

Интервал 6988–6999 м (шлам)

Мелкий щебень черных и темно-серых аргиллитов и глинистых алевролитов, углеродистых, слабослюдистых (преобладают). В виде примеси встречены кварцевые слитные песчаники, светло-серые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые, иногда с включениями темноцветного минерала (деградированный биотит). Имеются небольшие обломочки галек и мелкая хорошо окатанная галька серых кремнистых пород. Среди них наблюдаются прослои туфопелитов, тефроидов, туффитов алевритовой размерности, частично карбонатизированных. Некоторые разности (туффиты) обладают тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью течений. Слоистость обусловлена изменением зернистости. Однако и в тонкозернистых разностях иногда присутствуют включения отдельных фенокристаллов кварца или полевого шпата. В криптозернистой массе включения рогульчатых и остроугольных обломков кварца, полевых шпатов, иногда фенокристаллов полевых шпатов песчаной размерности (плагиоклаз 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 – кварцитовидные песчаники и известняки.

Песчаники мономиктовые, кварцевые, слабослюдистые, разнозернистые, преимущественно среднезернистые. Мелкие зерна располагаются между более крупными. Широко распространены инкорпорационные 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 алевролиты, слабоизвестковистые. Около некоторых зерен кварца видны остатки основной массы вулканитов кислого состава.

Интервал 7001–7003 м (D_1)

Светло-серые олигомиктовые кварцевые песчаники (фото 12), крупно- и среднезернистые, разнозернистые, а также пудинговые, гравелитистые, 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.

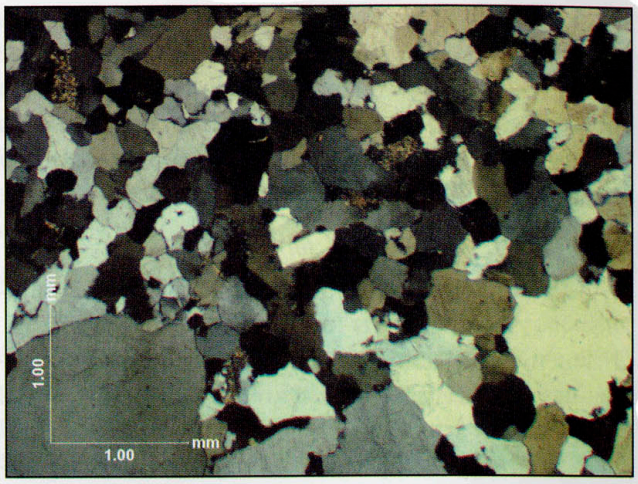


Фото 12. Фации мелководного шельфа островной дуги с терригенной седиментацией (скв. Девонская-2; D_1). Кварцевые песчаники с регенерационным кварцевым цементом

Скважина Девонская-3

Интервал 4733–4738 м (C_1 v)

Однообразная толща черных известняков. Известняки микрогоризонтальнослоистые, тонкозернистые, типа кальцилютитов 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 (D_3 t)

Темно-серые однородные мелкозернистые известняки типа мадстоун. Вверху интервала пачка тонкоплитчатых правильно-волнистослоистых разностей. В одном прослое мощностью около 10 см наблюдается скопление мелких жеодок халцедона, похожих на минерализацию пузырьков газа.

Интервал 4909–4916 м (C_1 t)

Однообразные тонкокристаллические известняки типа тонкозернистых калькаренитов и кальцилютитов тонкослоистой текстуры. На поверхностях напластования иногда наблюдаются скопления мелкого отмытого детрита криноидей. Среди известняков спорадически встречаются прослои (0,5–15 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 флуксотурбидиты. 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 (C_1 t)

Темно-серые органогенно-обломочные алевритовые пакстоуны с обильным шламовым матриксом и включениями мелкого детрита. Есть постепенные переходы к пакстоунам с текстурами и элементами

текстур оползания и перемешивания неконсолидированных осадков. Встречен горизонт мощностью 4 см карбонатных турбидитов, представленных среднезернистым калькаренитом и образующих четкий врез во вмещающие породы. Отмечаются одиночные ходы илоедных организмов.

Интервал 5214–5221 м (D_3 fm)

Темно-серые биотурбированные кальцилютиты и калькарениты алевритовой размерности. Отдельные прослои, 1–2 см, органогенно-обломочных калькаренитов имеют нечеткие контакты. Встречаются одиночные упавшие кораллы (и 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_3 fm)

В кровле интервала 15–20 см тонкослоистые серые калькаренитты, переходящие в кальцилютиты. 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 кальцилютитовой, 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, неравномернозернистые, преимущественно среднезернистые, со следами биотурбации и редким раковинным детритом. Среди известняков встречаются пропластки неровноволнистых разностей, похожих на образовавшиеся в периоды подводных размывов и неотложения осадков.

Интервал 5287–5294 м (D_3 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 (табуляты) диаметром 5–6 см, а также обломки отдельных раковин.

Интервал 5440–5447 м (D_3 fm)

Пачка 1. Калькаренитты средне- и крупнозернистые, неяснослоистые, линзовидно- и горизонтальноволнистослоистые (слоистость течений). Калькаренитты 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. Калькаренитты средне- и крупнозернистые, аналогичные пачке 1.

Пачка 4. Светло-бежевые мелкозернистые известняки, аналогичные описанным в пачке 2.

Интервал 5447–5454 м (D_3 fm)

В кровле интервала 15 см вскрыты тонкослоистые, слабокосослоистые калькаренитты, похожие на осадки сильных течений. Ниже:

Пачка 1. Пахучие светло-серые, светло-бурые известняки, тонкозернистые, однородного 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 калькаренитты, обладающие вторичной брекчиевой текстурой. «Обломки» цементируются кальцитом в виде крустификационных каемок, образованных шестоватым кальцитом.

Пачка 3. Калькаренты мелкозернистые и разнозернистые, 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 калькаренты, 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 ($D_3 f_2$)

Кавернозные доломиты.

Интервал 6051–6057 м ($D_3 f_1$)

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 6103–6109м (D_2 ef)

Темно-серые кальцилютиты, слюдистые, микрогоризонтальнослоистые, с линзочками и прослойками, обогащенными пиритом, возможно, развивающимся по пирокластсодержащим 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 осадками 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 калькаренты мелкоалевритовой размерности и кальцилютиты, микрогоризонтальнослоистые, с постепенными переходами от калькаренитов к кальцилютитам, 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 произволят впечатление более мелководных по сравнению с нижележащими. В верхней части интервала наблюдаются округлые и пластообразные диагенетические стяжения карбонатного вещества, раздвигающие слоистость.

По данным В.А. Аристова, образец 6130 м содержит единичные остракоды, а также конодонты: *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl) – таксон с длительным возрастным диапазоном – O_2–D_2ef. Возраст образца, по-видимому, D_1–D_2ef.

Интервал 6133–6140 м (D_2ef)

Пачка 4. Калькаренты мелкоалевритовой размерности и кальцилютиты, тонкослоистые, волнистослоистые (1–2, редко 3 мм), с обильными выделениями пирита, приуроченными преимущественно к калькарнитовым прослоям. Кроме того, в кровле интервала имеется прослой в 7 см углеродистых кальцилютитов 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. Фации мелководного шельфа островной дуги с карбонатно-обломочной седиментацией (скв. Девонская-3;D_1-D_2ef, инт. 6133–6140 м). Обильные послойные 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 внутрибассейновых 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) калькаренитов алевритовой размерности с признаками градационной сортировки материала. Мощность: 2 м.

Пачка 1. В основании интервала развиты черные углеродистые глинистые кальцилютиты, отличающиеся неясной микрогоризонтальной слойчатостью. Видимо, это тиховодные осадки и отложения слабых придонных течений. Мощность: 2 м.

Интервалы 6258–6264, 6250–6289 м (D_2ef)

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 градационной сортировкой материала от среднезернистого калькаренита до кальцилютита. Иногда встречаются вогнутые вниз небольшие линзочки калькаренитов 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 алевролитов и аргиллитов с разностями, в той или иной мере обогащенными карбонатом (глинистыми кальцилютитами, кальцилютитами), также отличающимися микрогоризонтальной слойчатостью (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; D_2ef–D_2, инт. 6258–6264 м). Эпигенетические карбонатные с пиритом конкреции среди микрослоистых аргиллитов и карбонатно-глинистых пород

карбоната и формирование стяжений узловато-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 прослои толщиной 1–1,5 см калькаренитов, переходящих в кальцилютит. 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.* – D_1–D_2ef.

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 Сазонович
Токман Александр Константинович
Тинакин Олег Владимирович
Ильин Алексей Филиппович
Бродский Анатолий Яковлевич
Глоговский Владимир Маркович
Сапожников Роман Борисович

АСТРАХАНСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ МАССИВ:
Строение и нефтегазоносность

«НАУЧНЫЙ МИР»
Тел./факс (007) (495) 291-2847
E-mail: naumir@benran.ru Internet http://bookish.iring.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 «Галлея-Принт»,
Москва, 5-я Кабельная, 2б