СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (Западная Сибирь)



Екатеринбург 2010



Министерство образования и науки Российской Федерации

Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Уральский государственный горный университет»

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (Западная Сибирь)

Научное издание

Под редакцией В. П. Алексеева

Екатеринбург 2010 УДК 551.76 + 551.86 (571)

C66

Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Э. О. Амон, В. П. Алексеев, А. Ф. Глебов, В. А. Савенко, Ю. Н. Федоров; под ред. В. П. Алексеева. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.

ISBN 978-5-8019-0256-2

Выполнена развернутая характеристика всех стратиграфических подразделений мезокайнозойского чехла толщиной от 1,5 до 2,5 км, перекрывающего гетерогенный фундамент. Исследованиями охвачена вся территория Шаимского, а также некоторые прилегающие участки Красноленинского нефтегазоносного районов. Особое внимание уделено валидности традиционно используемых названий стратиграфических подразделений (в основном свит) и их возрастному объему.

Для специалистов в области геологии нефти и газа.

Табл. З. Илл. 86. Библ. 244 назв. 5 прилож.

Рецензенты: канд. геол.-минерал. наук В. Н. Кошевой; отдел геологии нефти и газа Регионального агентства по недропользованию по УрФО

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Уральского государственного горного университета.

На обложке: коллаж, иллюстрирующий символическую инвариантность изображений: • слева – срез по кубу акустических скоростей данных 3D для горизонта ${H_1}^1$

Северо-Покачевского месторождения (по: Кропачев Н. М., Скачек К. Г. Реконструкции..., 2008);

• справа – пришлифованные плоскости горизонтального и вертикального распила образца керна из верхней части викуловской свиты (ВК₁) Каменного месторождения Красноленинского НГР.

Разница в масштабах составляет около пяти порядков (10^5) .

СУральский гос. горный университет, 2010 САвторы, 2010

ISBN 978-5-8019-0256-2

введение

Предлагаемая книга является четвертой из серии монографий, посвященных старейшему нефтегазодобывающему району Западной Сибири, довольно быстро оттесненному на второй план позднее открытыми, но более продуктивными территориями. В трех предыдущих изданиях рассматривались почти исключительно отложения тюменской свиты^{*)}. Последнее обусловлено как ее важной позицией и ролью в виде «связующего звена» в ряду многих угленосных раннемезозойских (преимущественно раннесреднеюрских) толщ Северной Евразии, так и методикой фациальноциклического анализа, в основном разработанного именно для угленосных толщ и впервые использованного при изучении глубокозалегающих, причем нефтегазоносных отложений.

В представленной работе по сути впервые за последние сорок лет для отдельно взятого нефтегазоносного района дается равновесная характеристика всех вскрываемых горизонтов осадочного чехла, что обычно присуще крупным обобщающим сводкам [142, 212 и др.]. Вполне естественно, что полная тождественность и равномерность в описании стратиграфического разреза практически недостижима из-за неравнозначного количества исходных данных, что, в первую очередь, объясняется огромным различием в промышленной значимости тех или иных горизонтов. Исходя из этого, в некоторых случаях мы использовали сведения по соседним или близрасположенным территориям как Приуральской НГО, так и Красноленинского НГР, несколько расширяя тем самым площадь, охватываемую исследованиями.

Руководствуясь известным: «нельзя объять необъятное», авторы старались в минимальной и одновременно достаточной степени охарактеризовать все стратиграфические подразделения, «накопленные» более чем за полстолетнюю историю активного геологического изучения Западной Сибири. Наравне с приоритетом выделения того или иного объекта и его сжатой комплексной литолого-палеонтологической характеристикой мы попытались показать его современное состояние и жизнеспособность (валидность). Разумеется, при этом в первую очередь охарактеризованы новые данные, в том числе полученные авторами работы.

^{*)} Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, В. И. Русский, Ю. Н. Федоров и др. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.

Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, А. В. Маслов и др. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, В. А. Савенко. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.

Основная часть текста, относящегося к биостратиграфической и палеогеографической составляющим представленной книги, написана Э. О. Амоном. Литостратиграфическая компонента и большая часть седьмой главы написана В. П. Алексеевым. А. Ф. Глебовым показана и охарактеризована «вмонтированность» приведенных сведений в общие представления о Западно-Сибирском осадочном мегабассейне. В. А. Савенко составлены карты по сейсмическим отражающим горизонтам и выполнена их разноплановая характеристика. Ю. Н. Федоровым в представленной работе частично реализокомпонента «стратиграфическая» вана его огромного научноисследовательского и производственного багажа, накопленного за 40 лет работы в Западной Сибири в целом и в Приуральской области в частности. Набор и макетирование материалов выполнены Т. С. Мызниковой. Ей же принадлежит и подготовка многих графических материалов, связанных с использованием диаграмм геофизических исследований скважин (ГИС).

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Общие сведения по всей толще Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ) в предыдущих работах [197, 201, 209] мы давали в предельно сжатом виде, сразу переходя к характеристике его нижнеплитного этажа (T_3 – J_2 , без келловея). Это обусловливалось самим целеполаганием изданий, ориентированных исключительно на рассмотрение отложений *тюменской свиты*, со сжатой оценкой их перехода от нижележащих в вышележащие комплексы. В настоящей работе дается характеристика строения всей осадочной толщи ЗСОМБ, который в практическом отношении соответствует Западно-Сибирской нефтегазоносной мегапровинции (ЗСНГМП) в целом (рис. 1.1).

1.1. Стратиграфия мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты

К началу вовлечения обширной территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) в процессы непрерывного 200-миллионнолетнего осадконакопления, ее территория представляла собой весьма сложное, мозаично-блоковое, гетерогенное сооружение. Общая картина доюрского фундамента представлена на тектонической карте (рис. 1.2).

Наиболее полный стратиграфический разрез мезозойско-кайнозойского чехла приведен на рис. 1.1. Отметим, что во многих опубликованных работах принято выделять три структурных этажа, ограничиваемых хорошо устанавливаемыми сейсмогоризонтами, которые ниже указаны в скобках:

• нижнеплитный (A – T): от позднего триаса или более молодых отложений (из-за отсутствия вследствие редукции) до позднего бата;

• среднеплитный, или собственно плитный (**T** – **Э**₂): от келловея до конца эоцена (приабонский ярус включительно);

• верхнеплитный, или неотектонический (выше Э₂): от начала олигоцена до современной эпохи включительно.

Уже на приведенной, очень обобщенной схеме (см. рис. 1.1) отчетливо видна множественность местных стратиграфических разбивок, что нашло отражение во всех Решениях Межведомственных стратиграфических совещаний [168, 169, 170, 171]. Редким исключением являются отложения тюменской свиты (кстати, имеющие едва ли не наиболее невыдержанный характер – !), а также ряд свит-стратонов позднего мела и палеогена (см. рис. 1.1). Подобная же множественность, хотя и более низкого «порядка», присуща и отдельным территориям ЗСП, что в частности и будет предметом рассмотрения в предложенной работе.

0- I	HEQTELA30 HOCHDIE KOMUJIEKCI											Ň	MAHCKI	OH=CEHO	ŧκτ		ский	намонар-тп	IA
Р -0	HEDTELA3																⁹⁻¹ ЯЦІ́	21-4 311 Ş	ŠПК _{із-18}
M RI	, АНИЭТПУЕИНА, ПЛУЕИНА, ПЛУЕИНА	50-00			200-	250	350-	400	-000	550- <u>×</u> ××××	600	750- 750- 750- 750- 750- 750- 750- 750-	850	900	$1000 - \frac{1}{2} - \frac{1}{2}$	1150	1250	1450	1600
Rİ	-ОМОЙО- МДАМЧОФ						ВЕРХНЯЯ	СРЕЛНЯЯ			ккнжин	ВЕРХНЯЯ		СРЕЛНЯЯ		вкнжин	ВЕРХНЯЯ	нижняя	ВЕРХНЯЯ
<u></u>	Kominek Ceñcmo				некь;	HA36BAEBCKNŇ			ДЕРЕВЫШИНСКИЙ					ьский	лоц				
LЬ∀НИП СЕИСШИЛЕСКИХ ЙНЪДЕКС		ø				O	Ģ		ת		¥	Q	ر ک		Ľ	L	M_2	Ś	Σ
	RАӾЭНИТ∨ДЙАП ОТН		-	RA)	, ковск мнскря инскря	רק א תאדפ⊒ע ותפואא	юРКОВСКАЯ			апаа RA: RA:	АЧАП 2 ИПАТ		славго- Родская ск	аранана каказаранана каказаранана каказаранана каказаранана каказаранана каказара каказ Каказара каказара как Каказара каказара как				σ	
	каярна Гојрав ОЛН			/PTACCK	НОВ МИХ/ ЛОВС								E	RANDBOEB	139			OKYP CKA	
₹				F B	а пински		π	АЯ			F	π	ПАВГО- ОДСКАЯ	КА ХОВ	ОТ АПИ	АЯ			
ВИТ	RАХЭӨОЭІАМЙАХ ОЛН			CK			динска	ИВОРСН				кинска	<u>പ</u>			чецовск		RAYONNO	каяр
ľ			_	_	ская		TAE	цон		4T		ГАН		БA			R АНСТАВК	-HAMIJTHAX	викупов
	КАХОВСКАЯ ОТН			ACCKAR	МИХАЙЛОВ(АТЛЫМСКАЯ								EPE30BCKA			в	ПОКУРСКА	
	АРОЛОВСКАЯ ОТН			турт	ново									<u>ь</u>			КА ЖЭТА В Ү	-HAMIJTHAX RAXOŇNO	аопууна Важур
1	LOPN3OH			журавский	новоми- хайловский	АТЛЫМСКИЙ	Авдинский.	ЛЮ ЛИНВОР- СКИЙ		činanina ez	талицкии	ГАНЬКИН- СКИЙ	славгород- ский	Даловский 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2		кузнецов- ский	УВАТСКИЙ	ХАНТЫ- ААНСИЙСКИЙ	викулов- ский
тно	недгоризс					•							нским	итіяда	שט		ский	ПОКУР	<u> </u>
<u>)</u>	үчкадоп	Π		-					Т	1	_	ш Т	ш т С	<u>□</u> <u></u>	ш о т г			: <u> </u>	<u>п</u> о
				P_3h	ď	3	$P_2 E$	P_1	, o	μ L L	P,G	K ₂ n	K ₂ c	K ₂ S	K ₂ ci	Υţ	K ₂ c	K ₁ a	K,a
	Век) (век)			ХАТТСКИЙ	вюперьский		ПРИАБОНСКИЙ БАРТОНСКИЙ	ЛЮТЕТ СКИЙ ИПРСКИЙ	TANETOKI	ІАНЕІ СКИЙ ЗЕЛАНДСКИЙ	датский	МААСТРИХТ	КАМПАН	САНТОН	Коньяк	турон	сеноман	АЛЬБ	ЧШ
	ПДДТО (вхопе)		MINOLEH	Ņ	њ ³	олиго	VI980	эопено	H	^L ₫ ⊫⊓o≣	ап. Ап -			К²	'йинх	BEP			
A	(доиqэп) СИСТЕМ	HETB.Q	z		đ	,RA	BOH	EOLE	11	AL	I							. Я 'Е	RABO
∀	€PATEM (sqe)		Z	k	,R,	к	DŇC	103	٠ļ	Ň٨	К							Z	'W
; 1,	ВОЗРАС МЛН.ЛЕТ В.И.И.Пильман В.И.Шпильман		25 -	7		0 E	-0.'00		50,5-		5		и 1 - С	- C) - A CO		80,5-	-0,09	95,5-	105 -





Рис. 1.2. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили: О. Г. Жеро, А. Э. Конторович, В. П. Коробейников, В. Н. Крамник, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков (редактор) [69]

1-65 - структурные зоны: 1-6 - Енисейский блок (1 - Касская, 2 - Дубчесская, 3 - Баихская, 4 - Маковская, 5 -Надояхская, 6 - Усть-Енисейская впадины); 7-9 - Алтае-Саянский блок (7 - Тегульдетская, 8 - Алипская, 9 -Ажарминская впадины); 10, 11 – Казахстанско-Салымский блок (10 – Тобольский, 11 - Солдатско-Михайловский унаследованные антиклинории); 12-15 - краевые прогибы и впадины (12 - Вагай-Ишимская впадина, 13 - Урало-Казахский, 14 - Иртышский, 15 - Тарско-Муромцевский прогибы); 16-30 – Уральский блок (16 - Троицко-Кенгусайский, 17 - Шадринский, 18 - Шаимский, 19 – Исетско-Салдинский, 20 - Камышловский, 21 - Сартыньинский, 22 - Северо-Сосьвинский, 23 - Полуйский, 24 - Ляминский, 24а - Ураловский унаследованные антиклинории; 25 - Тагильский, 26 - Сысконсыньинский, 27 - Шеркалинский, 28 - Талицкий, 29 - Гортский, 30 - Алапаевский унаследованные синклинории); 31-44 – Центрально-Западносибирский блок (31 - Новосибирско-Калба-Нарымский, 32 - Пыль-Караминский, 33 - Тазовский, 34 - Верхневасюганский, 35 - Нижневартовский, 36 - Назино-Сенькинский, 37 - Васюган-Пудинский, 38 - Сургутско-Пурпейский, 39 - Верхнедемьянский, 40 - Нурминский, 41 - Каймысовский, 42 - Агапский, 43 - Северо-Ямальский, 44 - Пурский инверсионные антиклинории); 45-52 – межгорные и краевые прогибы и впадины (45 - Нарымско-Колпашевская, 46 - Ларьякский, 47 - Айгольский, 48 - Верхнетолькинский, 49 - Нейтинский, 50 - Чеховский прогибы; 51 - Югано-Покурская, 52 - Нюрольская впадины); 53-59 - рифты раннего триаса (53 - Колтогорско-Уренгойский, 54 - Худуттейский, 55 - Ямальский, 56 - Худосейский, 57 - Аганский, 58 -Усть-Тымский, 59 - Чузикский); 60-65 – древние массивы (60 - Барнаульский, 61 - Усть-Тымский, 62 - Уват-Хантымансийский, 63 - Верхнехетский, 64 - Межовский, 65 - Ипатовский)

1.2. Шаимский нефтегазоносный район и прилегающие территории (общие представления)

Общее представление о геологической обстановке для рассматриваемой территории дает структурная карта по кровле доюрских отложений (рис. 1.3). На ней показаны основные тектонические структуры, а также разбуренность территории, естественным образом «совпадающая» с основными продуктивными площадями.



Рис. 1.3. Структурная карта по кровле доюрских отложений (фрагмент из [33]):

слева вверху: 1 – Приуральская НГО; 2 – Фроловская НГО; 3 – район исследований

На приведенной карте достаточно отчетливо прослеживается «геологическое» разделение Приуральской и Фроловской нефтегазоносных областей (НГО). Оно реализуется на стыке территорий соответственно Шаимского и Красноленинского нефтегазоносных районов (НГР), по весьма хорошо прослеживаемому уступу в фундаменте. Ограничивая Шаимский мегавал с востока глубинами -1900 – -2200 м, на севере последнего он ортогонально меняет ориентировку с субмеридиональной на субширотную, вновь приобретая субмеридиональное направление, не достигая Турсунтского мегавала. Такое субширотное «колено» длиной около 100 км находится практически на одной широте со знаменитым Широтным Приобьем, что получило свое отражение в разработках В. Б. Писецкого, совместно с Д. Г. Рещиковым. Ими выделяется «критическая» широта 62°, соответствующая глобальному «Транссибирскому» региональному элементу, фиксируемому «на глаз» в морфологии на огромном протяжении [161]. По мнению указанных и других авторов [190], им фиксируется глобальный современный сдвиговый процесс, «наложенный» на конседиментационную блоковость палеозойского основания. Особо подчеркнем, что подобное «глазомерное» районирование нашло отражение в разделении нефтегазоносных областей (см. врезку на рис. 1.3). Во многом такое районирование проявилось и в разделе зон влияния основных добывающих компаний – ЛУКойл и ТНК-ВР. Однако истинная геология не знает административных и (или) хозяйственных границ, поэтому рассматриваемый нами район расположен на стыке территорий, выделяемых по разным критериям.

Сводные стратиграфические колонки для Шаимского и Красноленинского районов приведены соответственно на рис. 1.4 и 1.5. Как видно из них, начиная со среднего апта (кошайская свита) расчленение разреза является одинаковым, несмотря на некоторое различие в литологическом составе пород. В принципе, это определено уже и высокой степенью сходства в расчленении верхнемеловых – палеогеновых отложений всего ЗСОМБ (см. рис. 1.2). Иначе обстоит дело с разбивкой юрско-неокомской части разреза, что во многом будет являться предметом нашего внимания в представленной работе.

1.3. Строение мезозойско-кайнозойского чехла Шаимского НГР

Вполне естественно, что основное внимание геологов приковано к продуктивным комплексам, которые обычно и отображают на разрезах различного масштаба, детальности и назначения. Однако целью представленной работы является характеристика всей осадочной толщи. На рис. 1.6 показано положение профилей, по которым построены схематические геологические разрезы. В основном они наследуют те профили, на которых в предыдущей книге была произведена корреляция отложений тюменской свиты [201]. Однако по сравнению с ними, во-первых, положение скважин существенно разрежено, что определяется целью настоящего исследования – представления общих сведений о мезозойско-кайнозойском чехле. Во-вторых, профили по возможности продлены на те территории, где отложения тюменской свиты отсутствуют (Шаимский мегавал). Наконец, в-третьих, несколько изменена и общая конфигурация сети профилей, что исходит из двух первых позиций и в общем обосновывается более равномерным освещением территории. В итоге построены четыре разреза с их ортогональным расположением (см. рис. 1.6), каждый из которых проведен через четыре скважины. Для сохранения преемственности с предыдущей книгой [201], за разрезом по линии скважин 14601-10683-10650-10670 оставлено название «Северный», хотя его западная часть проведена по другим скважинам. Разрез по линии скважин 10320-10009-10374 продлен до скв. 10514, и за ним также сохранено прежнее название – «Южный». Для прежнего разреза меридионального расположения сущностно изменена конфигурация. Собственно «Меридиональным» он остался для линии скважин 23-10650-11009 и «добавленной» скв. 1П. Разрез же по линии скважин 11130-10374-11009 с «добавленной» скв. 226 назван нами «Центральным». Получившаяся полигональная схема (см. рис. 1.6), на наш взгляд, дает необходимое и достаточное представление о строении мезозойско-кайнозойского осадочного чехла на территории Шаимского НГР, охватывая также непосредственно прилегающие участки Красноленинского НГР, как на севере, так и на востоке. Собственно разрезы приведены на рис. 1.7 – 1.10.

При построении разрезов за условный «нулевой» горизонт принята граница между викуловской и ханты-мансийской свитами, хорошо выделяющаяся на диаграммах ГИС, и которой соответствует сейсмический горизонт M_1 (см. рис. 1.2, 1.4, 1.5). В качестве коррелятивов, естественно, выбраны глинистые интервалы разреза (снизу вверх): кошайская, кузнецовская и ганькинская свиты, которые для удобства показаны соответствующими знаками. В целом совершенно очевидно, что меловые и палеогеновые отложения коррелируются, образно рассуждая, «под линеечку», а тренды увеличения или уменьшения их толщин подчиняются общим закономерностям регионального характера. Это находит хорошее подтверждение на фрагментах сейсмических профилей, в которые «врезаны» колонки скв. 14601 и 10650 на разрезе «Северный» (см. рис. 1.7).

CUCTEMA	отдел	RPVC	CBNTA	подсвита	ПЛАСТ	литология	ГЛУБИНА, м	ЭЛЕКТРОКАРОТАЖНЫЕ ДИАГРАММЫ							
								КВ, м 150	А2M0.5N, Омм 0 10 150 350 нс, 50 мв/ст 0 50 1 + 0 250 5 						
									100 200	ИК, мСим 200 400	300 600	400 800			
ЗЕРТИЧНАЯ Q							50 -								
Ę				R.			100 -								
		Pg ₂ p	KAA	BEPXH9		0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 - 0 -	150 -								
	ЫЙ Рg ₂	Pg b	тавдинс	венжин			200 -								
	ценові	9_1		КНЯЯ		~ ~ ~ ~	250 -				}				
3AR Pg	90	ď	KAA	AA BEP			300 -								
DIEHOE		Pg i	HBOPC	средн			350 -	5	-	Ę.					
IIANE	ЕНОВЫЙ Р91	Pg ₁ t	ИЮИ	венжин			400 - 450 -								
		E	(ASI	т кня			500 -	MMM	7					э	
	VIEOL	Pg	заярии	AA BEP			550 -	the port				Y			
	1	Pg d	TA	НЖИН			600 -								
		K m 2	ГАНЬКИН.				650 -	many							
				д			700 -	- Annald Services		-					
		K cp	зская	ВЕРХНЯ	31		750 -	A.M.							
8			EPE30				800 -		(-		с 	
	IЙ К ₂	$K_2^{cn-K_s}$		зкнжин			850 -		ł						
	BEPXH	k t 2	узнец.				900 -	-						г	
			x				950 -		(_				_1	
			Б				1000-		}	4		-			
		K c	ATCKA				1050-		- E						
			K				1100-			- K					
							1150-		- And -		handler				



Рис. 1.4. Сводная стратиграфическая колонка Шаимского НГР ([33], с сокращениями)

CUCTEMA	отдел	ЯРУС	СВИТА	подсвита	пласт	литология	ГЛУБИНА, м	Э.ЛЕКТРОКАРОТАЖНЫЕ ДИАГРАММЫ 150 250 350 450 550 7000 9000 у.е. 	С/ГОРИЗОНТ
					-				
		ч. а.	rac.				50 -		
	alŭ Pg	ĥ	x. Typ	-					
	HOB		новоми				100-	The second se	
	LOLE	Pg,r	СКАЯ				150-		
Pg	ИПО		ATINAM				200-		
ВАЯ	3	d'6J	0039	Bepx.					
ОН	blň P _g	Pg_b	тавдин	HOKINH			250-		
OLE	EHOB	Pg 1	CKAR	Bepx	-		300-		
АЛЕ	noe	Pg_i	IBOP(-	-		350-		
	-	at a	NUN	.жи		· <u> </u>			
	EH Pg	E	пв	няян			400-		3
	IEOU	Pg,	INLIKA	BEP)			450-		
	IA	Pgd	TAL	нижня			500-		
		× 2 a	LAHBK						
		K cp		венха			550-	and the second	
			вская	8			600-		С
		2 s	PE30	ККН			650-		
		2 cn-k	В	ІЖИН			700-	2	
	×.	-					750-		
	НИ	t a	HELL						
	EP)	¥	Ś	-		eren Berere	800-		г
	1						850-		
			ж			*****	900-		
		K c	TCKA			*********			
			yB/				950-	and and a second s	
							1000-		
							1050		
				ЯЯ				37 23	
			KAS	EPXH		***********	1100-		
		_	сийс	B		2	1150-		
		A a	I-MAH				1200		
			AHTb	SRHX			1200		
			×	III			1250-		
			-				1300-		M ₁



Рис. 1.5. Сводная стратиграфическая колонка Красноленинского НГР ([33], с сокращениями)



Рис. 1.6. Положение корреляционных разрезов на карте изогипс по отражающему горизонту «А» (стрелками показано направление расположения скважин)

Иначе обстоит дело с отложениями юрского возраста, причем не только нижнеплитного этажа (J_{1-2} , без келловея). Так, например, бросается в глаза неоднозначность в возможном прослеживании границы юры и мела между скв. 10320 и 10683 для южного и северного разрезов. Двойной «пик» на диаграмме GK в интервале 1520-1560 м по скв. 10320, сопровождающийся минимумом на кривой PS, мог бы быть скоррелирован на глубину 1870 м в скв. 10683 и далее по разрезу... Однако отрицательный ответ на такой вариант определяют кривые ГИС по скв. 10009 на *южном* разрезе (см. рис. 1.8), где наличествует отчетливое сдвоение двузубцев на кривой GK в интервале 1600-1730 м. Мы остановили внимание на этом аспекте потому, что даже для собственно плитного этажа (по меньшей мере в его нижней части) вопросы стратификации разреза были и остаются весьма непростыми и нередко не имеющими однозначного решения. Впрочем, речь об этом пойдет в соответствующих главах.

Что же касается корреляционных разрезов с позиции s. l., то следует обратить внимание на известную конфигурацию «лысых гор», отрисованную на южном фланге южного разреза (см. рис. 1.8; скв. 10514). Напротив, на юго-западе Шаимского НГР, в продолжении Даниловского грабена, наличествуют опущенные блоки фундамента, заполненные, в частности, отложениями тюменской свиты значительной толщины: скв. 11130 на *центральном* разрезе (см. рис. 1.9).

Наконец, наиболее наглядно показывает общую изменчивость юрсконижнемелового интервала разреза *меридиональный* разрез (см. рис. 1.10). Как и следовало ожидать от его расположения (см. рис. 1.6) *вкрест* основных структур Шаимского НГР, нижняя часть толщи испытывает здесь существенные колебания в толщинах, что также представляет неоднозначность в ее стратификации. Наглядность же наличия *блоковости* в строении нижнеплитного этажа, на наш взгляд, не нуждается в дополнительных пояснениях.



Рис. 1.7. Северный корреляционный разрез (см. рис. 1.6):

Кривые ГИС: 1 – РЅ (ПС), 2 – GK (ГК); 3 – породы доюрского фундамента (ДЮК); 4 – нижне-среднеюрские и 5 – верхнеюрские (нерасчлененные) отложения; 6 – кошайская, 7 – кузнецовская, 8 – ганькинская свиты



Продолжение северного корреляционного разреза (рис. 1.7)



Рис. 1.8. Южный корреляционный разрез (положение см. на рис. 1.6, обозначения на рис. 1.7)



Продолжение южного корреляционного разреза (рис. 1.8)



Рис. 1.9. Центральный корреляционный разрез (положение см. на рис. 1.6, обозначения на рис. 1.7)



Продолжение центрального корреляционного разреза (рис. 1.9)



Рис. 1.10. Меридиональный корреляционный разрез (положение см. на рис. 1.6, обозначения на рис. 1.7)



Продолжение меридионального корреляционного разреза (рис. 1.10)

2. ФУНДАМЕНТ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В книге, где рассматривался состав и генезис отложений тюменской свиты (второй из серии) [197], была приведена схематическая геологическая карта доюрского основания Шаимского НГР, с его краткой характеристикой. Здесь следует отметить, что при значительной мощности осадочного чехла и «точечном» отборе керна еще долгое время многие вопросы в строении глубокозалегающего фундамента будут оставаться недостаточно познанными и дискуссионными. В то же время в освещении они нуждаются, и прежде всего, с позиции оценки унаследованности (как ее наличия, так и (или) отсутствия) структур фундамента в осадочном чехле.

2.1. Состав и строение фундамента

В условиях «точечности» керновой информации (см. выше) поле силы тяжести является одним из основных источников информации для районирования закрытых территорий. С учетом данных по плотности различных типов пород [27] проведена полуколичественная интерпретация аномалий силы тяжести, которая позволила связать их с изменениями вещественного состава пород в пространстве между опробованными скважинами. В результате использования работ предшественников и комплексного обобщения разноплановых сведений составлена геологическая карта доюрского основания западной части ХМАО (рис. 2.1), детальное описание которой, в частности, дано в статье [102].

В целом для изученной территории уверенно выделяют три структурных этажа: нижний (средне-позднепалеозойский), сложенный комплексами, присущими Уральскому складчатому поясу; средний (триасовый), соответствующий формированию грабенов с выполняющими их вулканогенными породами, и верхний, отвечающий собственно осадочному чехлу.

Доюрские геологические комплексы слагают в Шаимском нефтегазоносном районе две главные региональные структуры:

1. Триасовый Даниловский грабен, который протягивается в субмеридиональном направлении через весь регион более чем на 330 км, при ширине от 45 до 90 км. Грабен имеет тектонические границы с расположенными западнее и восточнее его палеозойскими комплексами. Вдоль этих разломов местами отмечаются тела серпентинитов, четко устанавливаемые по крупным положительным магнитным аномалиям в сочетании со спокойным гравитационным полем, обычно слабо отрицательным.

2. Позднепалеозойская «гранито-сланцевая ось», известная как Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий Зауральского поднятия, расположена восточнее Даниловского грабена. Эта структура также протягивается через весь Шаимский район и далее в субмеридиональном направлении, имея ширину 30-45 км. «Гранито-сланцевая ось» характеризуется региональной отри-



Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта доюрского основания западной части Ханты-Мансийского автономного округа [102, 213]:

1 – линия разреза; 2 – шовные зоны; 3 – границы СФЗ; 4 – выход палеозойского фундамента; 5 – мульды, брахисинклинали триаса; 6 – риолиты триаса; 7 – базальттерригенная формация триаса; 8 – эффузивы с преобладанием туфов смешанного состава; 9 – базальты нижнего триаса; 10 – габбро-долериты; 11 – габбро-диабазы карбона; 12 – терригенно-карбонатные отложения Ct-v; 13 – терригенно-сланцевая формация карбона; 14 – эффузивы D₃ – C₁; 15 – вулканогенно-осадочные толщи девона; 16 – известняки D₂₋₃; 17 – осадочно-вулканогенные толщи; 18 – андезито-базальты нижнего силура S₂; 19 – порфириты, диабазы, яшмы нижнего палеозоя; 20 – гранитоиды; 21 – сиалические гнейсы, сланцы; 22 – сланцы амфиболовые; 23 – сланцы эпидот-амфиболовые; 24 – кварцевые диориты и гнейсы сиалические магнитные; 25 – плагиограниты, кварцевые диориты, гранодиориты; 26 – габбро; 27 – серпентиниты, ультрабазиты; 28 – яшмы среднего палеозоя цательной гравиметровой аномалией. Локальные субизометричные отрицательные аномалии в пределах этой структуры интерпретируются нами как позднепалеозойские массивы гранитоидов, а обрамление этих аномалий – как вмещающие метаморфические сланцы (см. рис. 2.1).

При картировании Шаимского района выявлена система крупных региональных правых сдвигов западно-северо-западного простирания с амплитудой 6-16 км. Сдвиги делят фундамент на ряд блоков, протяженность около 40-50 км, причем каждый более северный блок сдвинут на восток (и нередко опущен) относительно более южного. По-видимому, эта система сдвигов была образована в начале триаса (а отчасти и позднее) в результате субширотного растяжения региона и опускания его северных частей, которое, как известно, сформировало сначала систему триасовых грабенов Западной Сибири, а затем и весь Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн.

2.2. Кровельная часть доюрского основания (состав и строение кор выветривания¹)

Гетерогенность пород фундамента во многом определила и различия в процессах, предшествовавших вовлечению тех или иных территорий в собственно осадконакопление. Последнее могло начинаться на обнаженных, «отпрепарированных» участках, практически не затронутых выветриванием, но чаще накладывалось на зоны дезинтеграции и переработки с резко меняющимися толщинами. В своих исследованиях мы рассмотрели состав и строение кор выветривания (КВ) по восьми скважинам с изменениями ее глубины по вертикали от 3,5-4,8 до 44 м. Подробное изложение полученных данных выполнено в статье [184], поэтому ограничимся приведением итоговых результатов, показанных в табл. 2.1. Рассмотренные нами профили КВ, согласно классификации А. П. Никитиной, И. В. Витовской и К. К. Никитина [156], относятся к неполному типу. В табл. 2.2, наряду с «эталонным» профилем КВ, описанным сотрудниками ИГЕМ и установленным нами по восьми вышеупомянутым скважинам, приведены профили КВ, главным образом, по породам основного состава, выявленные в Приуральской НГО предыдущими исследователями (Березовский [152] и Шаимский [88] районы). По преобладающим геохимическим процессам и минеральному составу в них выделены следующие зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и гидролиза (неполного). Зона конечного гидролиза, обычно завершающая полный латеритный профиль, в Шаимском районе не установлена. Известные находки латеритов в триасовых образованиях Челябинского грабена и Богословско-Веселовской депрессии на восточном склоне Урала, а также ссылки на их присутствие в корах выветривания Березовского НГР [152] позволяют предполагать, что латеритный профиль в этом регионе имел место, но в период после его образования и до перекрытия КВ юрскими отложениями верхняя зона (конечного гидролиза) была эродирована. По этой же причине в описан-

¹ Результаты исследований получены В. И. Русским

ных нами КВ отсутствуют охристые образования в верхах зоны гидролиза, наличие которых в профилях по аналогичным исходным породам отмечают другие авторы (см. табл. 2.2). В изученных нами остаточных корах выветривания выделены различные, но в целом близкие геохимические профили, среди которых преобладает гидрослюдисто-каолинитовый (см. табл. 2.2). Из числа исследованных образцов подавляющее большинство принадлежит нижним горизонтам зоны выщелачивания.

Как известно, коры выветривания пород фундамента Западно-Сибирской плиты, представляющие собой сложные порово-трещинные коллекторы, образуют обычно единый резервуар с прилегающими к ним на склонах поднятий фундамента песчаными отложениями юры. С такими ловушками связаны, в частности, залежи нефти в Шаимском НГР (литологостратиграфические на Мортымья-Тетеревском и структурно-литологические на Мулымьинском месторождениях). Отметим здесь, что полученные нами результаты вполне сравнимы с исследованиями последних лет [89, 100, 128]. В частности, это дает возможность уверенно полагать, что наиболее значимые КВ приурочивались преимущественно к присводовым частям выступов фундамента. В значительной степени их латеральное развитие контролировалось ортогональным проявлением дизъюнктивной тектоники, одновременно «затушевываясь» различиями в составе пород фундамента.

2.3. Этапы (импульсы) тектонической активизации фундамента

Накопление достаточно мощной мезозойскотолщи осадков кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты, включая и рассматриваемую в представленной работе ее Приуральскую часть после ее вовлечения в процесс осадконакопления, в целом происходило в полнокомпенсированном режиме. Вплоть до миоцена не отмечается как крупных перерывов в осадконакоплении, так и сколько-нибудь заметных угловых несогласий, которые зафиксировали бы рубежи тектонических перестроек. В то же время нами неоднократно публиковались свидетельства об этапах существенной активизации тектонических процессов на ряде временных рубежей, в период от начала осадконакопления до инверсии тектонического режима [214 и др.]. Так, на гистограмме (рис. 2.2) представлены основные известные датировки, полученные калий-аргоновым методом для вулканических пород туринской серии, имеющей триасовый возраст и представленной главным образом базальтами и липаритами. Не рассматривая здесь более «древние» датировки, нежели сам возраст туринской серии (пик 250-280 млн лет), обратимся к более «молодым» определениям. При этом вполне понятно, что все датировки, имеющие возраст моложе 200 млн лет, что отвечает рубежу «А» (кровле доюрских отложений - см. рис. 2.2), указывают не на время образования вулканитов (в мезокайнозойском чехле их нет), а на время диафтореза, т. е. вторичных изменений минералов. Совершенно естественной будет увязка таких преобразований с эпохами тектоно-термальной активности территории.

		Минералы														
	Скважина.			исходн	ных пор	оод			ко	ры выве	тривани	Я		нал	оженны	Ie
Место- рожде- ние	скважина, глубина, м (номер об- разца)	Название породы	полевой шпат	пироксен	амфибол	тифопх	слюда (серицит)	гидрослю- да	Каолинит	-омтном тиноплид	кварц	Кальцит	халцедон	сидерит	пирит	шамозит
	10905p 2156,0	КВ-каолинит-сидерит- гидрослюдистого состава	5-10		5-7			До 40	15**		5-10			20		
Кетлох- ское	<u>10905p</u> 2159,0	КВ кварц-каолинит- гидрослюдистого состава	Сл					35-40	15		10		До 20-25?	7		
	10905p 2163,0	КВ кварц-гидрослюда-као- линит-сидеритового состава				5	Сл	10	30		10			35		
	10905p 2166,0	КВ халцедон-гидрослюда- каолинитового состава	До 10	До 15				20	40-45		10					
	7919 2124,7	КВ каолинитового состава	5-7						85		5			5		
	7919 2128,0	КВ сидерит-каолинитового состава	До 5						65					30		
	7919 2132,0	КВ каолинит-сидеритового состава	5-10						40		5			45		
	7939 2113,5	КВ монтмориллонит-плаги- оклаз-сидеритового состава	20-25			5				15-20	5			40	5	
Сыморь- яхское	7939 2115,0	КВ плазиоклаз-монтморил- лонит-сидеритового состава	До 20*				Сл	10	5	20-25	5			35		
	7939 2116,0	КВ сидерит-монтморилло- нит-плагиоклазового состава	40-45*						5	20-25	5	7-8		15		
	7939 2119,0	КВ сидерит-монтморилло- нит-плагиоклазового состава	До 35*						5-10	10	5	8		20		
	7266 2113,5	КВ каолинит-полевой- шпат-карбонатного состава	До 10 [*]				Сл	До 5	10		5	11-12	До 15?	35	5-10	Сл
	7266	КВ монтмориллонит-каоли- нит-сидеритового состава							15-20	10		3		65	До 2	Сл?

Фазо-минеральный состав (%) образцов КВ пород доюрского основания Шаимского НГР (по Т. Я. Гуляевой и В. Г. Петрищевой, с добавлениями и изменениями)

Таблица 2.1

		_	Минералы													
	0			исходи	ных по	род		коры выветривания						нал	оженнь	ıe
Место- рожде- ние	Скважина; глубина, м (номер об- разца)	Название породы	полевой шпат	пироксен	амфибол	тидопх	слюда (се- рицит)	гидрослю- да	Каолинит	-омтном тиноппит	кварц	калыцит	халцедон	сидерит	тирит	шамозит
	10682	КВ гидрослюдисто-кварц-	Сл					До 10	70		15			До 5		
Восточ- но-	$\frac{10682}{2193,5}$	КВ кварц-сидерит- каолинитового состава						10	60		15			20		
лаза- рев-	10690p 2153,5	КВ кварц-каолинитового состава						5	50		До 40			До 5		
CKOC	10690p 2155,0	КВ кварц-гидрослюдисто- каолинитового состава	До 10*				Сл	10	70		10					
Яхлин- ское	10670 2345,9	КВ кварц-каолинит- сидеритового состава							10		10			До 80	1-2	Сл?
Тальни- ковое	<u>6825</u> 1782,5	КВ каолинит-кварцевого состава	До 15						25-30		45			10		
	<u>6825</u> 1784,5	КВ каолинит-кварцевого состава						До 5	20		50			До 25?		

31

Примечания. * плагиоклаз; ** каолинит + хлорит.

Аналитики: с.н.с., к.г.-м.н. Т. Я. Гуляева (рентгенофазовый анализ), н.с. В. Г. Петрищева (термический анализ); ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

Сопоставление некоторых профилей кор выветривания

				Е. Г. Журавлев,		УГГУ (2006). Распре	деление изуч	енных обра	зцов по зон	ам коры вывет	гривания		
				Т. А. Липинская,	Тип профиля - неполный									
А. П	I. Никитина, I	И. В. Витовская,	И. И. Нестеров,	Е. Л. Курбала,			Наимен	нования проф	оилей по изу	ченным ски	важинам			
	К. К. Ники	тин [156]	Б. С. Погорелов	Ю. Б. Файн [88]	C 7939	К 10905р	T 6825	ВЛ 10682	ВЛ 10690р	Я 10670	C 7266	C 7919	Геохими-	
,	Тип профиля	– неполный	[152]	Тип профиля –	каолинит-	гидрослю-	каоли-	гидрослю-	гидрослю-	каолинит-	монтморил-	каолини-	ческие	
Наиме	енование про	филя – гидрослю-	Тип профиля - пол-	неполный	гидрослю-	дисто-	нит-	дисто-	дисто-	кварцевый	лонит гидро-	товый	зоны и	
	дисто-каол	инитовый	ный	Наименование	дисто-монт-	каолини-	квар-	каолинито-	каолинито-		слюдисто-		подзоны	
				профиля - каолини-	мориллони-	товый	цевый	вый	вый		каолинито-			
				товый	товый						вый			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
			Максимум разложе-											
			ния, образование гли-											
	Конечного		нозема, кремнезема и											
	гидролиза		гидрооксидов железа.											
	(в неполном		Образование сидерита,											
	профиле		кальцита, пирита,											
Геохи-	отсутствует)		лептохлорита; ха-											
мичес-			рактерно присутствие											
кие			сферосидерита											
зоны			Развитие каолинита,	Каолинит иногла										
коры		**	гидрослюды, гидро-	обохривание, обычно наложенные сидерит, пирит										
вывет-		Каолинит по всем	хлорита, кварца, окси-					2193,5						
рива-		предыдущим ми-	дов железа. Порода											
ния	Гидролиза	нералам, гидрокси-	представляет союои	1									Гидроли-	
	(неполного)	ды железа с приме-	ГЛИНИСТУЮ Массу,	Гидрослюда-гидро-									за	
	· · ·	сью монтморилло-	сохраняет пятнистость	хлорит-каолинит;								01047		
		нита и других	и первоначальную	гидрослюда-гидро-				2191,7	2153,5			2124,7		
		минералов	структуру. Каолинит	хлорит-монтморил-				,	,			2126		
			загрязнен гидрокси-	лонит-каолинит										
		Гитростотипо	дами железа											
		т идрослюды по плагиокпазам и	Иастинин ий риннос. Иа-											
		плагиоклазам и		Каолинит-										
		упорити по гипо-	минералов их замеще-	монтмориллонит-										
	Выщелачи-	генци им упоритам	шие упоритом гипро-	гидрохлорит-		2163			2155			2128	Выщела-	
	вания	темпопретным,	хпоритом, гидро-	гидрослюда; каоли-		2166			2155			2120	чивания	
		минерадам и рул-	лой вылепение тей-	нит-гидрослюда-										
		каническому стек-	коксена	гидрохлорит										
		ЛV	Konconu											
								1						

Окончание таблицы 2.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Геохи-		Скоппения и про-		Монтмориллонит- гидрохлорит-гидро- слюда; гидрохлорит; гидрослюда-гидро- хлорит. Часто сме- шанослойные мине- ралы и гидрогетит. Частично плагиоклаз, хлорит	2113,5 2115 2116 2119 2123	2156 2159	1782,5 1784,5	2196,5 2203	2196	2395,9 2397	2113,5 2117	2132	Выщела- чивания
кие зоны коры вывет- рива- ния	Механичес- кой дезин- теграции с начальной гидратаци- ей выше-	Скопления и про- жилки карбонатов и минералов крем- незема	Физическое раз- рушение, изменения по трещинам. Порода разбита на блоки.	Гипергенные мине- ралы вдоль системы микротрещин. Као- линизация плагио- клазов, гидрохлорит, смешанослойные		2200	1797			2398			Дезин-
	си, выще- лачиванием и окисле- нием вдоль трещин	Минералы мате- ринских пород, гидратированных, выщелоченных и окисленных вбли- зи трещин	Текстурные и струк- турные особенности сохраняются	образования, гидро- слюда, монтморил- лонит, нонтронит, гидроокислы и окис- лы железа, лейкоксен				2235		2399			i ci padimi
Неизмененная часть материнской породы		Базальты, доле- риты, габбро, габбро- амфиболиты	Неизмененная часть материнской породы	Интрузивные и из- лившиеся породы группы габбро	Вул	каниты осно	овного сост	гава	Вулкано- генно-обло- мочная порода	Пелито- морфный известняк			

Примечания. 1. Месторождение и номер скважины (С – Сыморьяхское, 7939, 7266, 79,19; К – Кетлохское, 10905р; Т – Тальниковое, 6825; ВЛ – Восточно-Лазаревское, 10682, 10690; Я – Яхлинское, 10670). 2. 2193,5 – номер образца, глубина отбора, м.

Время накопления тюменской свиты в целом (Trad на рис. 2.2 или 165-176 млн лет) отчетливо ограничивается пиками, соответствующими либо активизации тектоно-магматических процессов, либо длительной переработке пород и минералов во время перерывов в их накоплении. Последнее характерно для нижней границы тюменской свиты в Шаимском НГР, имеющей отчетливо редукционный характер. Интересно, что именно для данного интервала имеет место левоасимметричный характер гистограммы: это можно соотнести с «затуханием» тектонических процессов. Отсутствие определений возраста, выразившееся в четких минимумах для баженовской и кошайской свит, хорошо соответствует минимумам тектонической активности. Последовательное увеличение возрастных датировок для интервала Б-М, соответствующего неокому, позволяет уточнить и верифицировать датировку стадии тектоно-гидротермальной активизации, выделенной А. Д. Коробовым и др. [125]. На основании изучения вещественных характеристик пород таковая отнесена к рубежу юры и мела. Приведенные на рис. 2.2 значения «сдвигают» ее вверх по разрезу на 30 млн лет до подошвы кошайской свиты, то есть примерно конца неокома.



Рис. 2.2. Гистограмма распределения абсолютного возраста вулканических пород туринской серии Западной Сибири (по 159 анализам). Основные реперные сейсмические горизонты платформенного чехла: А – доюрских отложений, Trad – горелой (шеркалинской), Т – тюменской, Б – баженовской, М – кошайской (алымской), Г – уватской свит

Выделяемые этапы повышенной тектонической активности для основных районов ЗСП хорошо синхронизируются с крупнейшими этапами тектонической перестройки как в Евразии, так и в других районах Земли. В частности, неокомский (130-120 млн лет) этап соответствует проявлениям мантийного суперплюмового магматизма Азии. Так, Н. Л. Добрецовым, кроме суперплюмового магматизма, установлены проявления более мелких и локальных плюмов с периодичностью около 30 млн лет [85]. Выявленные нами этапы повышенной тектонической активности с пиками около 240, 205, 170, 130, 100 млн лет близки к этой 30-миллионнолетней периодичности.

Источник импульсов повышенной тектонической активности, по мнению большинства исследователей, скорее всего мантийный. Приведенные выше данные по синхронизации тектонических событий подтверждают это предположение. Применительно к территории Западной Сибири это означает, что постпалеозойская тектоническая активность захватывала всю земную кору. Она приводила к дифференцированным движениям *блоков* фундамента (см. выше), к вторичным преобразованиям пород, его слагающих, и определяла геодинамический режим седиментации.

В качестве верификации высказанных положений сошлемся на материалы по существенно удаленному району, расположенному на севере Омской области [196]. Выделяя т. н. «пограничные зоны» достаточно крутонаклонных прямолинейных осей синфазности отраженных волн в доюрском интервале, авторы, в частности, констатировали, что эти зоны могут быть:

«- каналами проникновения магматогенных пород вверх по разрезу вплоть до подошвы осадочного чехла, что, в свою очередь, является структурообразующим фактором; факт приуроченности локальных структур чехла к градиентным зонам потенциальных полей известен давно, и эти структуры получили название «надразломных»;

- каналами миграции флюидов вверх по разрезу, в том числе и УВ, что приводит к значительным постседиментационным изменениям пород, а также к скоплениям УВ при благоприятных условиях как в доюрских образованиях, так и в чехле;

- одним из факторов формирования палеорусловых отложений и отложений подводных палеоканалов в юрском интервале разреза, которые, в свою очередь, обычно имеют высокие фильтрационно-емкостные свойства и могут являться резервуарами для залежей УВ;

- основной причиной формирования блоковой структуры строения как доюрских образований, так и отложений чехла, и играть значительную роль в истории развития отдельных участков региона. Так, на Камышинской площади отмечен факт значительной структурной перестройки на уровне кровли покурской свиты, что не типично для территории Западной Сибири. Блоковое строение доюрских образований объясняет это явление и позволяет предполагать на границах активных блоков зон повышенной трещиноватости в отложениях юры и нижнего мела».
Помимо такой, по сути уже не оспариваемой флюидодинамически-«вертикальной» модели перераспределения гидротермальных флюидов, в последнее время ряд исследователей приходят к оценке и субгоризонтального перемещения нагрузки и связанного с этим вещества и (или) энергии. Так, В. Б. Писецким [161 и др.] детально рассмотрен механизм последовательного формирования блочно-слоистой структуры осадочного бассейна, о которой мы упоминали в работе [209]. Роль более поздних по отношению к седиментации тектонических импульсов заключалась в преобразовании ранее сформированных отложений и перестройке структурного плана. Что же касается новейшего этапа, то непосредственно инверсионная перестройка тектонического режима – от стабильного прогибания территории ЗСОМБ к ее воздыманию на отдельных участках – фиксируется на границе олигоцена и миоцена (23 млн лет), соответствуя переходу режима развития территории в неотектоническую стадию [157]. Обоснованием к такому выводу служит «зетметаморфизм» углей тюменской свиты, детально описанный нами в первой книге из предлагаемой серии [209].

3. ШЕРКАЛИНСКАЯ СВИТА

В поле нашего внимания находится прежде всего Шаимский НГР, а также юго-западная часть Фроловского структурно-фациального района, где расположены некоторые из изученных скважин (непосредственно к северу и северо-востоку от собственно Шаимского НГР). Стратиграфические схемы средней и части нижней юры для Шаимского и рядом с ним расположенного Фроловского района различаются при этом довольно существенно. Главное отличие состоит в том, что в Шаимском районе отсутствуют образования шеркалинской свиты, в той или иной степени развитые во Фроловском (прилож. 1, табл. 1).

3.1. Общая характеристика отложений

Фроловский район тяготеет к краевой зоне Западно-Сибирского седиментационного бассейна и характеризуется разрезами небольшой мощности (до 660 м) и выпадением из них нижних горизонтов юры. Начинают во Фроловском районе снизу разрез нижней юры породы, частью условно относимые к береговой? и ягельной? свитам (см. прилож. 1, табл. 1), возраст которых по положению в разрезе отнесен к верхам синемюра – нижнему плинсбаху – и средней части верхнего плинсбаха. Береговая? свита – это песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов мощностью до 30-100 м; ягельная? свита – это глины аргиллитоподобные темно-серые с подчиненными прослоями гравелито-песчаников и алевролитов мощностью до 30-50 м. Палеонтологические остатки, кроме спорово-пыльцевых комплексов (слои с палинокомплексами ПК-2-3 для береговой? и с П-4 для ягельной? свиты), не отмечены, взаимоотношения с подстилающими и кроющими отложениями не совсем ясны.

Образования шеркалинской свиты выделяются в возрастном интервале верхнего плинсбаха – нижнего и верхнего тоара – нижнего и верхнего аалена. Нижняя и верхняя границы шеркалинской толщи не вполне точно совмещаются с границами подъярусов: нижняя граница свиты проведена в низах верхнего плинсбаха, верхняя – чуть ниже границы между верхним ааленом и нижним байосом. Такое положение связано с возрастными границами палинокомплексов, которые, в свою очередь, определены достаточно приблизительно.

Первое опубликование описания шеркалинской свиты состоялось в 1968 г. [111], хотя неофициально свита была известна ранее (при подготовке к рабочему стратиграфическому совещанию 1964 г. предварительное описание шеркалинской свиты было сделано также Х. А. Иштиряковой). Состав, объем и стратиграфическая позиция свиты неоднократно пересматривались [55, 169, 170, 171, 174, 175 и др.].

Согласно современным представлениям, шеркалинская свита разделяется на ряд субъединиц: две подсвиты, подразделяющиеся, в свою очередь, на две пачки, граница между подсвитами четкая [171]. Среди палеонтологических остатков, используемых для определения геологического возраста подразделений свиты, наибольшее значение имеют палинологические комплексы (спектры), главным образом, спор споровых, а также пыльцы голосеменных растений.

Нижняя подсвита сложена двумя пачками: нижней и верхней. Нижняя пачка 1 представлена кварцевыми гравелитами и песчаниками, с прослоями темно-серых аргиллитоподобных глин, с палинокомплексами П-4,5а (расшифровка видового состава палинокомплексов приведена в прилож. 2). Стратиграфическая позиция – верхняя часть верхнего плинсбаха, мощность – 30-200 м. Верхняя пачка 2 (аналог тогурской свиты) представлена глинами темно-серыми, тонкоотмученными, с редкими фораминиферами, с палинокомплексами П-5, 6. Заметим, что упоминаемые здесь и далее фораминиферы и моллюски найдены в прослоях глин в разрезах, далеко удаленных к востоку и северо-востоку от рассматриваемой территории Шаимского НГР и его окрестностей [78, 174]. Стратиграфическая позиция – нижняя часть нижнего тоара, мощность 5-30 м. Суммарный возраст нижней подсвиты шеркалинской свиты – окончание позднего плинсбаха – начало раннего тоара, суммарная максимальная мощность до 230 м.

Верхняя подсвита (тугровская) сложена двумя пачками: нижней и верхней. Нижняя пачка 1 представлена песчаниками и гравелитами и песчаниками, с прослоями темно-серых глин, иногда углистых. Отмечены единичные фораминиферы комплексов Ammodiscus glumaceus и Ammobaculites lobus - Saccammina inanis (Saccammina inanis) плохой сохранности и палинокомплексы П-7, 8. Стратиграфическая позиция – верхняя часть нижнего тоара – верхний тоар, верхняя граница может быть скользящей, мощность 20-80 м. Верхняя пачка 2 (радомская) представлена глинами аргиллитоподобными, с редкими остатками двустворчатых моллюсков Pronoella? sp., с палинокомплексами П-7?, 8. Стратиграфическая позиция – нижний и верхний аален, мощность 15-70 м. Суммарный возраст верхней подсвиты шеркалинской свиты – окончание раннего тоара – поздний аален, суммарная максимальная мощность до 150 м [171].

Как указано выше, в Шаимском НГР образования шеркалинской свиты не развиты, но в пределах Обь-Иртышской фациальной области нижней и средней юры, к которой относится этот район, встречены литологостратиграфические аналоги свиты. В Приуральском районе, расположенном к западу, это часть яны-маньинской свиты (пласты бурых углей, глины, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты). К юго-востоку, в Уват-Мегионском районе, выделена шеркалинская свита в составе двух подсвит. Здесь верхняя подсвита, именуемая пешковской, представлена кварцевыми песчаниками, гравелитами иногда с редкими прослоями аргиллитоподобных глин в кровле. Нижняя подсвита состоит из двух пачек, из которых верхняя является аналогом тогурской свиты. Еще далее к юго-востоку в Омском и Колпашевском районах в стратиграфическом интервале шеркалинской толщи выделены свиты (снизу вверх): урманская (песчаники, алевролиты с пропластками угля), тогурская (аргиллиты и алевролиты) и пешковская (песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, пласты угля близ кровли, горизонт У₁₄ в кровле).

На крайнем севере Западной Сибири в Ямало-Гыданской фациальной области шеркалинским образованиям соответствуют свиты (снизу вверх): часть шараповской, китербютская, надояхская и лайдинская (Ямало-Гыданский и Усть-Енисейский районы).

В пределах Обь-Тазовской фациальной области нижней и средней юры, к которой относится рассмотренный выше Фроловский район, аналоги шеркалинской свиты представлены довольно широко. Отсутствуя в Нижнеобском районе (подобно Шаимскому), они представлены образованиями котухтинской свиты в Надымском, Уренгойском и Варьеганском районах. Глинисто-терригенная толща котухтинской свиты здесь содержит помимо споровопыльцевых комплексов остатки редких фораминифер и моллюсков.

3.2. Новые сведения (Западно-Тугровское месторождение)

Отложения нижнеюрского комплекса (шеркалинской свиты) имеют ограниченное распространение севернее и северо-восточнее Шаимского НГР в юго-западной части Фроловского структурно-фациального района – это территория Западно-Тугровского месторождения, Тугровской и Западно-Красноленинской площадей. При этом наиболее полные разрезы шеркалинской свиты приурочены к депрессионным понижениям и установлены в районах Хангокуртско-Тугровской и Мутомской впадин. Суммарная толщина шеркалинских отложений вскрытых в скважинах 4 и 8 Тугровских, пробуренных на юго-западном склоне Хангокуртско-Тугровской впадины, достигает 128 и 107 м соответственно. По особенностям регионального строения и распространения нижнеюрских отложений в западных районах выделяются две литолого-фациальные зоны: Талинско-Шеркалинская и Хангокуртско-Тугровскоя, которые будут охарактеризованы в конце главы.

Сведения по составу и строению отложений шеркалинской свиты по ряду скважин, вскрывших ее на Западно-Тугровском месторождении, приведены нами в статье [10]. В предыдущей работе такая же характеристика дана для скв. 23 этой же площади, где свита вскрыта в интервале 2304-2364 м по бурению [201]. Дополним эти материалы новыми результатами, приведенными на рис. 3.1. На нем выполнено сопоставление колонок трех скважин, взаиморасположение которых показано на схеме. Как видно из него, строение шеркалинской свиты по близрасположенным скважинам 23 и 26 весьма сходно. Радомская пачка здесь имеет толщину около 25 м и представлена преимущественно углисто-глинистыми породами. Ниже вскрыт горизонт пласта (коллектора) Ю₁₀, с характерным двучленным строением (пачка 1 верхней подсвиты шеркалинской свиты: см. прилож. 1, табл. 1). Дополним, что песчаный пласт непосредственно в подошве радомской пачки в последнее время принято индексировать как Ю₁₀⁰.





Гравелит с алеврито-песчаным матриксом, плохой сортировкой материала. Зерна и обломки от окатанных до остроугольных уплощенных. Отложения склонов (делювий); возможно, с неоднократной переработкой.



Близок к обр. 3, но характеризуется большей дифференциацией: вверху преимущественно гравелит; внизу – две окатанные гальки размером более 2 см. Разбит серией субвертикальных трещин, залеченных кальцитом. Те же временные потоки с эффузивами в области сноса (см. обр. 3), ближе к верховьям (по дифференциации материала).

1 Песчаник мелкозернистый с существенной сингенетической и отчасти постгенетической дезинтеграцией («милонит»). Сочетание послойной деструкции с дроблением и истиранием обломков гравийной размерности с косонаклоненными сбросами амплитудой 0,5 – 1 см.



3 Конглогравелит, с некоторым количеством матрикса песчаной размерности. Обломки в широком диапазоне размерности (1-2 мм ÷ 1-2 см) характеризуются преимущественной окатанностью 1-2 балла, пестрым петрографическим составом. Отложения временных потоков; размыву подвергались преимущественно эффузивы.



Рис. 3.1. Схематический корреляционный разрез по нижнеюрским отложениям Западно-Тугровского месторождения (расположение скважин в нижней части рисунка):

^{1 –} радомская пачка; 2 – тогурская пачка; 3 – тонкозернистые породы и угли; 4 - песчаники и гравелиты; 5 – фундамент; 6 – предположительно нижняя подсвита шеркалинской свиты (пачка 1); 7 – ягельная? свита; 8 – места взятия образцов, сканированные изображения и описание которых приведены выше

Принципиально по-иному выглядит строение нижнеюрских отложений по скв. 25. Будучи спроецирована между скв. 23 и 26 (см. схему на рис. 3.1), она показывает явное наращивание осадочного комплекса вниз по стратиграфическому разрезу. При этом в данном наращивании достаточно отчетливо различается два этажа. Верхний, до глубины 2420 м (по бурению) вполне сопоставим с пачкой 1 нижней подсвиты шеркалинской свиты (см. прилож. 1, табл. 1). В ней также просматривается характерное двучленное строение. Что же касается еще более глубокого интервала (2420-2455 м), охарактеризованного керном только в самой верхней и нижней частях, то по осторожному предположению он может быть отнесен к ягельной? свите.

Приведем некоторые соображения и сведения о проведении стратиграфических границ «внутри» шеркалинской свиты, имеющей отчетливое четырехчленное строение (снизу вверх, названия условны): Ю₁₁ → тогурская пачка → Ю₁₀ → радомская пачка. Как было отмечено выше, границы между ними достаточно четкие [171], но это только с позиции s. l. При более детальном рассмотрении (s. str.) вопрос выглядит существенно более сложным. Так, неоднозначность установления нижней границы радомской пачки на уровне, граничащем между страто- и гранулоседиментогенезом, проиллюстрируем на примере, ранее приведенном в работе [5]. В ней мы отметили, что даже границы, имеющие резкостный (s. l.) характер (см. выше), по мере детализации исследований начинают приобретать объемное наполнение, переходя из разряда «мифической изохронной плоскости» (по К. В. Симакову [193]) в самостоятельные тела, имеющие третий параметр – толщину *h*. При этом решение важной стратиграфической задачи (проведение границы в виде плоскости с h = 0) принципиально невозможно даже для мутационного режима слоенакопления. Множественность же решений для интервалов «переслаивания» и произвольность выбираемой границы показывает пример на рис. 3.2.



Рис. 3.2. Варианты положения границ между согласно залегающими свитами: А – песчаник, Б – глины, В – свита переслаивания песчаников и глин [165]: I – первое появление стратиграфически верхнего литологического признака (основание первого вновь появившегося прослоя); ІІ – последнее проявление стратиграфически нижнего литологического признака (кровля последнего прослоя нижележащего литостратосередина пачки переслаивания на); Ш (лучше по кровле или подошве какого-то пласта); IV – любая граница слоя в пачке переслаивания, каким-то образом наиболее отчетливо выраженная; V – выделение всего интервала переслаивания в самостоятельный литостратон

Проиллюстрируем такую «объемность» литолого-стратиграфической границы на примере конкретных образцов керна. На рис. 3.3 и 3.4 приведены

два образца, положение которых показано на рис. 3.1. Если изображение первого из них, с выполненным описанием, мы привели в статье [5], то второй удивительным образом *верифицирует* излагаемые представления.

Рис. 3.3. Нижний контакт радомской пачки в скв. 26 (см. рис. 3.1):

• нижняя часть образца представлена ритмичным переслаиванием светлосерого тонкозернистого песчаника с линзовидно-косо-волнистой слоистостью и темно-серого мелкозернистого алевролита с тонкой полого-волнистой слоистостью, в соотношении ~ 3:1, обстановка проточной поймы;

• слева (интервалы с крапом) – динамичное смешение двух указанных типов;

• справа стрелкой показан трехмиллиметровый прослой S-образного вида слабоуглистого мелкозернистого алевролита; косой штриховкой – начало собственно радомской пачки того же состава





0 1 2

Рис. 3.4. Нижний контакт тогурской свиты в скв. 25 (см. рис. 3.1):

• интервал с крапом – «мусорное» включение в алевритовую основу зерен песчаной размерности (5-10 %) и кварц-полевошпатового состава.

Шлейф конуса выноса (дистальная часть;

ниже (основная часть образца) – ритмичное переслаивание серого крупнозернистого и темно-серого мелкозернистого алевролитов в соотношении ~ 3:1, с направленной ритмичностью;
 в самой нижней части (штриховка

сеткой) – углистый алевролит, слегка перемятый в кровле (плюс обрывки растительных тканей в основании серии, лежащей с небольшим размывом (стрелки);

• косая штриховка вверху (слева от образца) – собственно тогурская пачка слабоуглистого алевролита, с полуовальной сульфидной конкрецией

Действительно, характеризуя нижнюю границу более раннего по возрасту стратиграфического интервала, он полностью повторяет те особенности, что присущи первому образцу. Главной из них является *постепенность* перехода двух литологически контрастных подразделений через переслаивание (см. рис. 3.2), при наличии относительно грубозернистых, *инициальных* прослоев, как бы предвосхищающих означенную смену.

Изложенное позволяет принять необходимость и целесообразность перевода рассуждений на позиции *нелинейности* процессов. В рамках синергетических (и не только) представлений известно, что множество точек в фазовом пространстве, к которому стремится отображаемая точка с течением времени, называется *аттрактором*. На рис. 3.5 для логистического отображения приведен цикл периода два, взятый из работы [166]:



$$x_{n+1} = f(x_n) = \lambda x_n (1 - x_n).$$

Рис. 3.5. Цикл периода два, являющийся аттрактором для уравнения (см. текст) при управляющем параметре $\lambda = 3,2$

Сопоставляя с изображениями образцов, показанных выше (см. рис. 3.3, 3.4), видим, что для их нижних частей «светлые» слои (x_1) переходят в темные алевролиты (x_2) , как $x_2 = f(x_1)$ и $x_1 = f(x_2)$, т. е. попарно чередуются в некоторой мерности. При этом «малые отклонения переменной величины x_n от элементов *цикла* (курсив наш. – *Авт.*) x_1 и x_2 уменьшаются с течением времени, и изображающая точка стремится к элементам цикла» [166, с. 82]. Для образцов это находит выражение вначале в появлении «смешанных» слоев (интервалы с «крапом» на рис. 3.3, 3.4), а затем – в переходе на новый – в данном случае более устойчивый вариант существования системы (углистые алевролиты соответственно тогурской (см. рис. 3.4) и радомской (см. рис. 3.3) пачек).

Укажем, что подобная инвариантность контактов косвенным образом свидетельствует о генетическом единстве (родстве) соответствующих подсвит шеркалинской свиты (см. прилож. 1, табл. 1).

3.3. Литолого-фациальный состав и палеогеография раннеюрского этапа осадконакопления

Как уже неоднократно отмечалось выше, на территории собственно Шаимского НГР данная часть мезозойского чехла редуцирована. Поэтому воспользуемся для ее характеристики сведениями из опубликованных работ [146, 148, 149, 186], охватывающих всю западную часть ХМАО, и прежде всего наиболее важный и интересный для нас Красноленинский НГР.

Шеркалинская свита объемлет шараповский, китербютский, надояхский, лайдинский региональные стратиграфические горизонты (см. прилож. 1, табл. 1). По мнению Г. П. Мясниковой с коллегами [149], *шараповский* горизонт с группой проницаемых пластов Ю₁₁ толщиной до 100-200 м характеризуется наличием в разрезе грубообломочных пород и морскими условиями осадконакопления до широты 64-65° с. ш. Южнее, среди морских отложений, развитых спорадически, появляются континентальные. Возраст позднеплинсбахский, «скорости седиментации» (как принято указывать в большинстве геологических работ разного рода и назначения) до 100 м/млн лет. Здесь сделаем отступление достаточно важного характера.

То, что «прямое» отнесение мощности (толщины) накопившихся отложений к геологическому времени по сути не является мерилом скорости самого осадконакопления, к настоящему времени показано во многих исследованиях и описано нами в первой книге издаваемой серии [209, с. 122-127]. Поскольку ее может не оказаться «под рукой» у заинтересованного читателя, приведем давно ставшую классической схему Дж. Баррелла (рис. 3.6), показывающую, что собственно время осадконакопления обычно составляет лишь некоторую долю от общегеологического. В этом случае понятие скорость седиментации как функция отнесения мощности (м) к геологическому времени (Т) будет явно неправомерной, поскольку нам не известно время пе*рерывов* (*T*_{пер}). Исходя из перечисленного, отнесение толщины накопившихся осадков к геологическому времени их накопления свидетельствует не о скорости их формирования (в принципе она могла быть сколько угодно большой), а о темпах приращения или темпах осадочного породообразования (ТОП) [205, 222]. Кстати, весьма значительный разброс величин ТОП в приводимых ниже цифрах убедительно свидетельствует о различиях не в скоростях седиментации (она априори была близкой для однотипных палеоландшафтов), а в условиях, приводящих к возможности локализации отложений на тех или иных участках (большей частью имевших тектоническую природу).

Китербютский горизонт, выделяющийся в объеме одноименной или тогурской свиты раннетоарского возраста, является регионально выдержанным экраном. Осадки его формировались в море, а на юге – в пресных озерах, мощность меняется от 10 до 100 м, увеличиваясь на север. Покровное залегание наблюдается к северу от широты 63° с. ш. ТОП – от 10 до 35 м/млн лет [149].

Надояхский горизонт, объединяющий проницаемые пласты группы Ю₁₀ толщиной до 200-300 м, формировался в позднем тоаре в течение около 3 млн лет, при значениях ТОП 25-85 м/млн лет. На севере (до 65° с. ш.) осадконакопление было в море глубиной 20-50 м, южнее на дельтовой равнине, переходящей в озерно-аллювиальную, временами заливаемую морем и заболачиваемую территорию, о чем свидетельствуют прослои углей.



Рис. 3.6. Схема, показывающая отражение в разрезе колебаний уровня накопления (слева) и относительной продолжительности времени накопления и перерывов (вверху) (по Дж. Барреллу):

C-C – осцилляционная кривая колебательных движений; *B-B* – результирующая кривая; *A-A* – профиль равновесия

Лайдинский горизонт в объеме одноименной свиты или радомской пачки тоар-ааленского возраста сложен преимущественно глинами, иногда битуминозными, является экраном над пластами гр. Ю₁₀, максимальная толщина 75-125 м, а южнее широты 62° с. ш. она менее 50 м. Море проникало далеко на юг: до 60° с. ш. – на западе и 54° – на востоке. Формировался лайдинский бассейн асимметрично, ось прогибания была смещена на восток, море здесь проникало на юг значительно дальше. Величина ТОП (см. выше) составляла 5-20 м/млн лет [149].

Оценивая палеогеографическую ситуацию с наиболее общих позиций, следует подчеркнуть, что в начале юры осадконакопление в Западной и Средней Сибири происходило на ограниченных площадях, главным образом на востоке. На значительной территории были развиты низменная денудационно-аккумулятивная и возвышенная денудационная равнины, а также плато и нагорья, сменяющие последовательно друг друга от наиболее прогнутых частей плиты к ее периферии [34].

Аналогичная ситуация была и в соседнем западном регионе, где в ранней юре вплоть до тоарского века на территории Восточно-Европейской платформы, возвышавшейся над уровнем моря, преобладали процессы денудации. Резкий эвстатический подъем поверхности океана произошел на рубеже плинсбаха и тоара, на Русской плите он выражен заметным расширением седиментационных бассейнов. Эвстатический подъем имел глобальный масштаб и обусловил коренную биотическую перестройку на рубеже плинсбаха и тоара в Северо-Западной Европе, Восточной Сибири и Южной Америке [1].

В ранне-среднеюрскую эпоху мезозойская растительность достигла наивысшего расцвета. В Сибири этому способствовали довольно высокая температура и повышенная влажность [237], и здесь выделяется зона хвойногинкговых лесов, соответствующая Сибирской палеофитогеографической области. Хвойно-гинкговые леса произрастали на Северном и Среднем Урале, в Западно-Сибирской низменности, в Восточной Сибири и Забайкалье. В составе лесов ведущая роль принадлежала соснам, подокарповым, подозамитам, гинкговым, сфенобайерам, фоеникопсис, а подлесок составляли папоротниковые. В понижениях рельефа подлесок хвойно-гинкговых лесов составляли умеренно теплые и субтропические папоротники и хвощи. Низменные, наиболее увлажненные участки долины крупных речных систем покрывались зарослями папоротников, плаунов и хвощей.

В Западной Сибири среди голосеменных главенствующее положение занимали древние хвойные Pseudowalchia, Walchites, Protoconiferus, Protopodocarpus, Protopicea и гинкговые. Число беннетитов и цикадофитов невелико.

На протяжении ранне- и среднеюрской эпох климат на территории Западной и Средней Сибири был гумидным, господствовали субтропические условия влажного климата. Лесная растительность произрастала на водоразделах, и наряду с видами, имеющими годичные кольца, существовали теплолюбивые формы. Пойменные участки и берега озерных водоемов были заняты влаголюбивой растительностью (папоротники, плауновые и хвощи). Обильный опад, небольшая скорость минерализации и сильная увлажненность территории способствовали угленакоплению [34].

В шеркалинское время (поздний плинсбах – начало позднего аалена) на территории Шаимского НГР и обрамляющих его с севера, северо-запада и северо-востока районах преобладали ландшафты сравнительно невысоких гор, плато, нагорий, возвышенной денудационной равнины, рассеченные сложным рельефом долин и узких низменно-аккумулятивных равнин. Осадки накапливались на ограниченных площадных участках в северной части территории, но происходило незначительное расширение областей аккумуляции в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях (рис. 3.7).

В позднеплинсбахский-раннетоарский века в западной части, на территории Шеркалинского и Южно-Бобровского мегапрогибов, формируются относительно узкие зоны прогибания, по которым происходит основная разгрузка обломочного материала, переносимого главным образом реками. Наиболее мощные и однородные песчаные пласты-коллекторы накапливались по простиранию палеорусел. Источниками обломочного материала служили южное и западное обрамление плиты, а также местные выступы фундамента.

В пределах крупных положительных тектонических элементов (Шаимский и Турсунский мегавалы, Сергинское к.п., Красноленинский свод и др.) осадки нижней юры не накапливались. Эти территории являлись областями денудации и поставляли огромное количество обломочного материала в бассейн седиментации. Результаты последних данных сейсморазведки и бурения позволили уточнить региональную границу выклинивания отложений нижней юры в юго-западной части ЗСР, которая прослеживается по западному и южному бортам Шеркалинского мегапрогиба, северо-западному и восточному склонам Турсунского мегавала и Яхлинской мегаседловины.



Рис. 3.7. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири на время ааленского века (по [34])

Для рассматриваемой территории в позднем плинсбахе – раннем тоаре (пласт ЮК₁₁ и его покрышка – тогурская пачка) на севере территории песчаные тела формировались речной системой [146, 148]. Существует мнение, что глинистая покрышка пласта ЮК₁₁ (тогурская глина) образовалась за счет морской трансгрессии [84], однако для севера Шаимского НГР и прилегаюцих районов пока нет данных, подтверждающих ее морской генезис. В частности, пласт ЮК₁₁ в разрезах Талинской площади залегает в основании шеркалинской свиты, как правило, на породах доюрского основания, и в основании пласта наблюдаются средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты с различной степенью окатанности обломков (нижняя часть аллювиального цикла [4]), которые вверх по разрезу переходят в неравномерное переслаивание средне-крупнозернистого алевролита и мелко-, средне- и крупнозернистого песчаника, представляющих пойменные отложения речных долин.

По ранее проведенным региональным работам в пределах исследуемой площади установлено существование трех крупных палеодолин юрского возраста, заложение которых происходило еще в позднем плинсбахе. В южной части Бобровского мегапрогиба эти палеореки сливаются и далее прослеживаются в северо-восточном направлении по наиболее погруженным частям Бобровского прогиба [33, 144, 148]. Комплексный анализ показал приуро-

ченность областей их развития к зонам крупных разломов, существовавших еще в доюрское время: на западе – Пунгинскому и Инк-Вой-Юганскому, в центральной части – к Чан-Чарскому, на востоке – к Лак-Лорскому.

Денудационно-аккумулятивные равнины были покрыты преимущественно зарослями папоротников (кониоптерисы, осмундовые, матониевые, диптериевые). На возвышенных пространствах росли гинкгово-хвойные леса, состоящие преимущественно из древних хвойных (Paleoconiferus, Protoconiferus) и представителей семейства сосновых (Protopicea, Protopimis). На приподнятых участках и по склонам возвышенностей селились ногоплодниковые. Наиболее сырые места занимали гинкговые и цикадофиты – беннетиты. Происходила в огромных масштабах аккумуляция отмершего растительного материала, как в виде рассеянного растительного детрита, так и в виде бурых углей и лигнитов [34].

В тоарском веке обстановки осадконакопления становятся менее стабильными, территория Шаимского НГР и прилегающих участков, как и большая часть Западно-Сибирской плиты, вовлекается в процессы погружения. В целом терригенные отложения хорошо отсортированы и окатаны, но грубость их возрастает вблизи областей размыва. Как и ранее в плинсбахе, хвойно-гинкговые леса с примесью беннетитовых произрастали на возвышенностях. Папоротники и хвощи составляли подлесок и в виде зарослей распространялись вдоль крупных речных долин и на низкой, временами заливавшейся морем, равнине. По сравнению с плинсбахом в тоарском веке значительно увеличилась площадь, занятая гигрофильными папоротниками и гинкговыми.

Климатические условия в тоарском веке в целом были сходны с плинсбахскими. На высоких и возвышенных участках термический режим попрежнему был сравнительно низким, и они были покрыты холоднолюбивой растительностью. На склонах и у подножий возвышенностей наряду с растениями умеренной зоны произрастали теплолюбивые формы. Сильно обводненные участки низменностей продолжали являться ареной обильного угленакопления.

В ааленском веке интенсивное континентальное осадконакопление продолжалось. В аалене постепенно сократились, а местами полностью вымерли беннетитовые, возвышенная суша была покрыта хвойно-гинкговыми лесами. Аналогичные леса с подлеском из папоротников произрастали на водораздельных пространствах. Наиболее увлажненные места и пониженные участки рельефа (поймы крупных рек и побережья озер) занимали заросли папоротников и плаунов. Растительный покров в основном составляли Equisetites, Coniopteris, Cladophlebis, Raphaelis, Ginkgo, Sphenobaieria. Таким образом, в ааленском веке на территории Западной и Средней Сибири существовал гумидный климат с почти однообразным термическим режимом. Именно в аалене стабилизировался тектонический режим и на открытых пространствах развивались корообразовательные процессы. Продукты размыва кор выветривания поступали в континентальные бассейны [34]. Области аккумуляции значительно расширяются к западу и югу. В области аккумуляции, по сведениям А. Г. Мухер и др. [146, 148], выделяются: озерно-аллювиальная равнина, низменная аккумулятивная равнина с неустойчивым режимом осадконакопления, прибрежная равнина, временами заливаемая морем, и солоновато-водный бассейн. Дополним это положение тем, что для северных частей Шаимского – западных участков Красноленин-ского районов мы наблюдаем широкое распространение среди отложений радомской пачки углистых прослоев и собственно углей (возрастной аналог угольного пласта У₁₄ юго-востока Западно-Сибирской плиты).

В течение большей части аалена (лайдинский горизонт) формируются преимущественно глинистые для всей территории и углисто-глинистые (см. выше) для ряда площадей отложения радомской пачки. Достигая толщины 20 и даже 40-50 м, на участках примыкания к выступам фундамента она может почти полностью выклиниваться, что мы показали в предыдущей работе на примере Восточно-Каменного месторождения [201; рис. 5.17]. Отложения радомской пачки рассматриваются как покрышка пласта Ю₁₀, являясь хорошим «фиксатором» крупного этапа осадконакопления, что подчеркивается всеми исследователями ЗСОМБ [69, 90 и др.].

Общий для нижнеплитного (в основном J_{1-2}) этапа разрез приведен на рис. 3.8. По результатам сейсморабот сп 52,57/03-05 на северо-западе рассматриваемой территории в наиболее погруженной части Северо-Эсского



Рис. 3.8. Литолого-фациальный профиль юрских отложений по линии скважин 8 Тугровской – 7 Верхнепурданской [148]:

1 – глинистые отложения абалакской свиты; 2 – глинистые отложения тюменской свиты; 3 – тонкоотмученные глины тогурской и радомской пачек; 4 – переслаивание глин и песчаников тюменской свиты; 5 – песчаник слабопроницаемый; 6 – песчаник проницаемый; 7 – вулканогенно-осадочные породы доюрского основания

прогиба закартирована долина палеореки юрского возраста, подтвержденная результатами бурения скв. 4 и 8 Тугровских. По простиранию палеорусел прослеживаются участки с высоким содержанием грубозернистых пород, часто в плане отражающие ортогональные перегибы (анастомоз) русловых долин. Ширина долины в районе скв. 8 Тугровской около 10 км, для района Талинского прогиба ширина речных долин обычно составляет 5-15 км; стрежневых участков – от 200-400 м до 1,5-2 км [84].

История формирования отложений в позднем плинсбахе – раннем тоаре отражена на палеогеографической схеме, приведенной на рис. 3.9. В этот период намечаются первые признаки обособления Красноленинского свода от Шаимского мегавала и Сергинского куполовидного поднятия (к. п.). Две относительно узкие зоны прогибания (Бобровский, Шеркалинский и другие прогибы) отделяют их от западного обрамления плиты. Бассейн седиментации представлял собой озерно-аллювиальную равнину. Наиболее мощные и однородные песчаные пласты-коллекторы (Ю₁₁) накапливались по простиранию палеорусел. Обширные пространства за пределами речных долин были заняты озерами и болотами, где накапливались глинистые и алевритоглинистые осадки. На склонах палеоподнятий накапливались делювиальнопролювиальные осадки. Основная разгрузка обломочного материала происходила в пределах озерно-аллювиальной равнины, в северной части Шеркалинского и Бобровского мегапрогибов [148].

Обломочный материал переносился главным образом реками, одна из которых картируется на западе и юго-западе территории в пределах Зауральского геоблока. Она берет свое начало в северной части Туринской мегатеррасы, проходит по ложбине, разделяющей Пелымский и Южно-Иусский мегавыступы, и далее прослеживается в наиболее погруженной части западной ветви Шеркалинского мегапрогиба. Долина второй реки прослеживается вдоль северо-западного склона Шаимского мегавала и приурочена к наиболее погруженным частям Сосьвинского и восточной ветви Шеркалинского прогибов. Истоки ее предполагаются на Туринской моноклинали. В районе Хангокуртско-Тугровской впадины эти реки сливаются и далее продолжаются в северо-восточном направлении вдоль Шеркалинского мегапрогиба.

Долина Талинско-Шеркалинской реки достаточно уверенно картируется по разрезам многих скважин. Она протекала западнее и юго-западнее Красноленинского свода на Талинской и Южно-Талинской площадях (см. рис. 3.9). Истоки реки находились на Согомской моноклинали.

При завершении рассматриваемого этапа формируются глинистые и алеврито-глинистые отложения тогурской пачки мощностью до 35 м. Она имеет региональный характер распространения, выклиниваясь на склонах палеоподнятий. Рассматриваемые породы являются надежной покрышкой пласта Ю₁₁.



Рис. 3.9. Палеогеографическая схема времени формирования пласта Ю₁₁ (позднеплинсбахский – раннетоарский века) [148]:

•литолого-фациальные зоны: Талинско-Шеркалинская и Хангокуртско-Тугровская;
• палеогеографические области: 1 – холмогорья; 2 – эрозионно-денудационные по-

логоувалистые равнины; 3 – денудационно-аккумулятивные равнины;

• равнины аккумулятивные: 4 – озерно-аллювиальные; 5 – низменные аккумулятивные с неустойчивым режимом осадконакопления; 6 – дельтовые субаэральные; 7 - дельтовые субаквальные;

• отдельные формы палеорельефа: 8 – палеореки; 9 – эрозионные участки речных долин; 10 – русловые протоки дельт;

11 – источники сноса; 12 – первоочередные зоны проведения поисковоразведочных работ; 13 – скважины, вскрывшие нижнеюрские и палеозойские отложения; 14 – граница ХМАО-Югры; 15 – населенные пункты

Средне-позднетоарское и ааленское (без верхней части) время отражает историю формирования пласта Ю₁₀ и его глинистой покрышки, радомской пачки (рис. 3.10, см. прилож. 1, табл. 1). В этот период происходит дальнейшее опускание территории. Области денудации сокращаются. В центральной части Западно-Сибирской равнины остаются отдельные эрозионные останцы. Весьма заметно сокращаются области денудационно-эрозионных равнин в пределах Красноленинского свода и Шаимского мегавала. Сергинское к. п. становится самостоятельной областью денудации.



Рис. 3.10. Фрагмент палеогеографической схемы времени формирования пласта Ю₁₀ (средне-позднетоарский века) [146]. Обозначения см. на рис. 3.9

На рассматриваемой территории на время формирования пласта W_{10} сохраняется континентальный режим осадконакопления. Области денудации сокращаются, хотя по-прежнему охватывают обширные пространства в западной части. Значительную часть территории занимает озерноаллювиальная равнина. Положение речных артерий остается унаследованным с позднеплинсбахско-раннетоарского времени. Долины расширяются, появляются новые притоки. Закономерности распределения обломочного материала остаются такими же, какими были во время формирования пласта W_{11} . В позднетоарский век (время формирования радомской пачки) продолжается дальнейшее опускание территории и нивелировка рельефа. Происходит расширение областей морского седиментогенеза к югу. Новая трансгрессия моря обусловила периодическое проникновение морских вод не только в центральные, но и в южные районы. Формированием пород радомской пачки заканчивается крупный этап раннеюрского осадконакопления.

Как видно из приведенных региональных палеогеографических схем, эти построения базируются на весьма разнородных сведениях и лишь отчасти опираются на достаточно разбуренные площади отдельных лицензионных участков (л. у.) и (или) месторождений. Выполнение детальных площадных литолого-палеогеоморфологических исследований, которые очень востребованы в настоящий момент, во многом сдерживается отсутствием качественных структурных карт по основным отражающим горизонтам, увязанным в единую сейсмогеологическую модель региона, объединяющую крупные области, включающие территории большого числа лицензионных участков ШНГР. Это тем более важно, что пробуренные за последние десятилетия поисково-разведочные скважины подтверждают нефтеносность в районах между Лазаревским, Ловинским, Потанай-Картопьинским, Пайтыхским, Новомостовским и Яхлинским месторождениями и наглядно показывают, что перспективной для прироста запасов углеводородов в Урайском регионе является пока еще недоизученная область на границах месторождений и лицензионных участков.

В последнее время была подготовлена серия сводных структурных карт по основным отражающим горизонтам юрского интервала для северной половины Шаимского НГР, а также схемы изопахит А-Т и А-Б, которые позволяют реконструировать морфологию палеорельефа, восстановить области сноса и аккумуляции, основные его формы и генетический тип рельефа в период формирования продуктивных отложений.

Эти карты позволили получить для северной части ШНГР новые данные по палеогеоморфологии ранней-средней юры этого района. Прежде всего, хорошие возможности для палеореконструкций представляет карта по отражающему горизонту (ОГ) «А», которая фиксирует современную морфологию кровли доюрского гетерогенного основания (включающего палеозойские образования фундамента и триасовые эффузивно-осадочные образования промежуточного структурного этажа) северной половины ШНГР (рис. 3.11).

Структурная поверхность по ОГ «А» отражает мощность осадочного чехла в рассматриваемом районе и современную морфологию его подошвы. Она демонстрирует ступенчатое погружение территории в северном и северо-восточном направлениях и, соответственно, в этих же направлениях увеличение мощности осадочного чехла от 1600 м на юго-западе и до 2700 м на северо-востоке в районе западного склона Мутомской котловины. В целом, мощность осадочного чехла увеличивается на 1100 м. Дополнительно стрелками на карте показано направление сноса терригенного материала в раннесреднеюрское время, полученное на основе анализа схем изопахит соответствующих интервалов. Конкретное же трассирование водотоков (s. str., имеющих достаточно условный характер) отчетливо отражает блоковость в строении фундамента (см. гл. 1). Последняя имеет отчетливую ортогональную структуру с субширотными и субмеридиональными векторами разграничивающих уступов. Размер основных блоков составляет довольно устойчивую величину 3-5 км.

Несколько забегая вперед, укажем, что сформированная в раннеюрское время речная сеть, приуроченная к зонам активных разломов и отражающая блоковое строение территории, унаследованно прослеживается на всем протяжении нижне-среднеюрского интервала, что подтверждает приведенная ниже схема изопахит **A-T** (т. е. мощность отложений ранне-среднеюрского возраста от подошвы осадочного чехла до кровли отложений тюменской свиты, включающая тоар-ааленский, байосский и батский века, пласты Ю₂₋₁₀) для северной половины Шаимского НГР (рис. 3.12). Мощность нижнесреднеюрских отложений (**A-T**) в этом районе изменяется от 0 м (отсутствие отложений в осевой зоне Шаимского мегавала и сводовых частях некоторых поднятий) до 168 м (скв. 10650 Ловинская) в центральной, 262 м (скв. 4 Тугровская - район Хангокуртско-Тугровской впадины) в северной и 310 м (скв. 813 Южно-Талинская - центральная часть Мутомской котловины) в северовосточной частях [188].

Схема изопахит **А-Т** позволила локализовать области сноса и направления транспортировки терригенного материала для северной половины Шаимского НГР, уточнить границы долинного комплекса нижне-среднеюрских палеорек (см. рис. 3.12).

Область эрозии и денудации на протяжении всего ранне-среднеюрского времени существовала в пределах палеовыступов Шаимского мегавала и отдельных локальных поднятий на остальной части территории. Анализ схемы изопахит **А-Т** показывает, что в северо-восточной части к началу верхнебатского времени существовала водораздельная зона, разделяющая водосборные бассейны крупных палеорек юрского возраста – Южно-Талинской и Шаимской. Областью разгрузки и аккумуляции терригенного материала для первой служила Мутомская котловина, для второй – Хангокуртско-Тугровская впадина.

Кроме того, анализ геолого-геофизической информации по месторождениям в этом районе позволил установить, что в настоящее время к данной территории приурочена флексурно-разломная зона северо-западного простирания, вдоль которой на всем ее протяжении в настоящее время зафиксированы участки скачкообразных изменений (понижения в северо-восточном направлении) уровней водонефтяного контакта (ВНК). Перечисленное свидетельствует об активном влиянии разломно-блоковой тектоники в данном районе как на характер нефтеносности, так и на формирование современной поверхности продуктивных горизонтов.





1 – изогипсы, 2 – скважины и их номера, 5 – границы месторождении и лицензионных участков; 4 – направление сноса терригенного материала в нижнесреднеюрское время; 5 – границы выклинивания пластов Ю₁₁; 6 – границы выклинивания пластов Ю₁₀

6





I – изогипсы; 2 – границы лицензионных участков; 3 – зоны выклинивания

4. ТЮМЕНСКАЯ СВИТА

Как уже отмечено во введении, тюменской свите посвящены три предыдущие книги [197, 201, 209]. Поэтому описание этой части разреза выполнено предельно кратко, в основном с ориентацией на новый материал.

4.1. Общая характеристика отложений

На породах шеркалинской свиты во Фроловском структурнофациальном районе залегает тюменская, но ее стратиграфические границы не совсем четкие и не вполне совпадают с границами подъярусов: нижняя граница проведена чуть ниже границы между верхним ааленом и нижним байосом, верхняя – примерно в середине верхнего бата. Тюменская свита здесь подразделяется на три подсвиты, имеющие собственные названия: нижнюю толькинскую подсвиту, среднюю сандибинскую и верхнюю надымскую; границы между подсвитами не всегда четкие (см. прилож. 1, табл. 1)

Нижняя подсвита (толькинская) представлена переслаиванием песчаников и алевролитов с двустворками¹ плохой сохранности Unionidae? и спорово-пыльцевыми комплексами П-8-9 (см. прилож. 2). Стратиграфическая позиция – нижняя часть нижнего байоса, мощность до 110 м. Средняя подсвита (сандибинская) представлена неравномерным чередованием глин и алевролитов, отмечаются прослои углей. Отмечены двустворки плохой сохранности Ctenodontidae?, Heterodonta, редкие фораминиферы плохой сохранности Saccammina sp., Psammosphaera? и спорово-пыльцевой комплекс П-9. Стратиграфическая позиция – верхняя часть нижнего байоса – нижняя часть верхнего байоса. Верхняя подсвита (надымская) представлена переслаиванием глин темно-серых, биотурбированных, с глинистыми песчаниками и алевролитами. Характерны растительный детрит, пирит, ризоиды. Отмечены двустворки Pronoella sp., фораминиферы Saccammina sp., Ammodiscus ex gr. arangastachiensis, Trochammina aff. praesquamata, Recurvoides anabarensis, Globulina sp. зональных фораминиферовых комплексов Globulina praecircumphlua и Lenticulina incurvae – Recurvoides anabarensis, а также палинокомплексы П-9-10. Стратиграфическая позиция – верхняя часть верхнего байоса – нижний, средний бат и нижняя часть верхнего бата, мощность до 30-140 м.

Суммарная максимальная мощность тюменской свиты во Фроловском районе достигает 360 м. Она перекрывается образованиями даниловской, абалакской, васюганской свит с резкой границей [171].

В Шаимском районе рассмотренный интервал разреза юры выглядит иначе. В соответствии с современной стратиграфической схемой здесь выде-

¹ Аналогично рассмотренным выше данным по шеркалинской свите, в изученных нами скважинах не установлены остатки моллюсков и фораминифер, поэтому сведения о них здесь и ниже приводятся по материалу из более северных и восточных территорий.

ляется только тюменская свита, подразделяющаяся на три подсвиты, не имеющие собственных названий.

История выделения и определения стратиграфического диапазона тюменской свиты весьма непростая [65 и др.]. После первичного описания среднеюрской тюменской свиты Н. Н. Ростовцевым, при проведении Стратиграфического совещания 1956 г. (решения которого были опубликованы в 1959 г.), возраст свиты был расширен до среднего лейаса включительно (= верхнему плинсбаху по современной шкале) [169]. Низы тюменской свиты не сопоставлялись в опубликованных по решению этого совещания схемах с нижним лейасом (= геттангу-нижнему плинсбаху по современной шкале) в отличие от того, как это указывается в некоторых работах [78 и др.]. В дальнейшем оценки стратиграфического объема и возраста тюменской свиты не раз менялись.

Так, на территории Шаимского и Красноленинского нефтеносных районов В. Г. Елисеев, И. И. Нестеров, Г. С Ясович [226, с. 34-40] для юрсконеокомского и частично аптского интервала осадочной толщи выделили четыре типа разрезов, свойственные разным подрайонам: ляпинский, шаимский, убинский и фроловский. По мнению названных авторов, *ляпинский* тип разреза распространен на территории западной, северо-западной и югозападной частей Шаимского НГР. В составе юрских, неокомских и частично аптских отложений в разрезах распространения этого типа выделяются: тюменская, марьяновская, харасоимская¹, улансынская, леушинская и кошайская свиты. В тюменской свите ляпинского типа разреза выделяются четыре пачки (снизу вверх): радомская, тетеревская, даниловская и убинская, которые охватывают разрез от верхов нижней юры до нижнего келловея включительно.

Шаимский тип разреза распространен на территории юго-западной части Шаимского мегавала, восточнее участков развития разрезов ляпинского типа. В составе юрских, неокомских и частично аптских отложений здесь выделяются: тюменская, шаимская, улансынская, леушинская и кошайская свиты. В составе тюменской свиты здесь выделяются тетеревская, даниловская и убинская пачки, отложения которых последовательно выклиниваются к приподнятым выступам фундамента.

Убинский тип разреза распространен на территории средней части Шаимского мегавала, на склонах Восточно-Туринской моноклинали и в ряде участков Верхне-Кондинского мегапрогиба, непосредственно к востоку от шаимского типа. В составе юрских, неокомских и частично аптских отложений здесь выделяются: тюменская, абалакская, тутлеймская, алясовская, леушинская и кошайская свиты. Тюменская свита в наиболее полных разрезах

¹ Харасоимская свита – в литературе встречается несколько вариантов написания названия этой свиты: «харасоимская» [139], «харосоимская» [28, 29, 142, 226], «хорасоимская» [192]. Мы предпочитаем использовать название «харасоимская», поскольку именно оно было дано В. А. Лидером, первым выделившим и описавшим свиту [139, с. 282; 200, с. 439].

расчленяется на четыре пачки: радомскую, тетеревскую, даниловскую и убинскую. На участках приподнятого залегания выступов фундамента на юго-востоке распространения Шаимского типа разреза тетеревская и даниловская пачки, по-видимому, выпадают из разреза, батские отложения (убинская пачка) залегают на размытой поверхности верхов нижней юры (радомская пачка).

Фроловский тип разреза распространен в основном в Красноленинском нефтеносном районе. В составе юрских, неокомских и частично аптских отложений здесь выделяются: тюменская, абалакская, баженовская, фроловская и кошайская свиты. Тюменская свита расчленяется на пять пачек: шеркалинскую, радомскую, подгорненскую, перегребненскую и нарыкарскую [226, с. 34-40].

С нашей точки зрения, районирование, предложенное В. Г. Елисеевым, И. И. Нестеровым, Г. С Ясовичем [226], во-первых, чрезмерно детально и дробно и, во-вторых, не вполне корректно для Шаимского НГР. Если оценивать ситуацию в целом, то ляпинский тип разреза более характерен для районов Северного и Приполярного Зауралья (Березовский район, Игрим), фроловский тип разреза – для более восточных и северо-восточных районов (Фроловский район). Шаимская свита является избыточным литостратоном [171]. Предлагаемый нами иной, более простой и логичный, вариант районирования территории Шаимского НГР и прилегающих участков для юрсконижнемеловой части разреза приведен в главе 5.

Самая общая современная характеристика тюменской свиты для Шаимского района и прилегающих территорий следующая: чередование глин, алевролитов, песчаников, гравелитов с пластами углей, мощностью до 180 м. Возрастной интервал свиты в пределах от нижнего байоса до низов верхнего бата; нижняя граница свиты нечеткая, верхняя граница с даниловской и абалакской свитами резкая [171].

Нижняя подсвита тюменской свиты представлена песчаниками с прослоями темно-серых глин и углей, с палинокомплексами П-8-9. Стратиграфическая позиция – нижняя часть нижнего байоса, мощность до 30 м.

Средняя подсвита представлена глинами темно-серыми, буроватыми, с палинокомплексом П-9. Стратиграфическая позиция – верхняя часть нижнего байоса – нижняя часть верхнего байоса, мощность 15-40 м.

Верхняя подсвита представлена песчаниками серыми, с прослоями глин буровато-серых, с фораминиферами фораминиферового комплекса Lenticulina incurvae – Recurvoides anabarensis, с палинокомплексами П-9,10. Стратиграфическая позиция – верхняя часть верхнего байоса – нижний бат – нижняя часть верхнего бата [171].

Региональный сейсмогоризонт ОГ **A** отчетливо выделяется на всей территории Шаимского НГР в подошве тюменской свиты и подчеркивает залегание тюменской свиты на породах доюрского основания со значительным стратиграфическим перерывом.

Тюменская свита пользуется широким распространением в Западной Сибири. В Обь-Иртышской фациальной области нижней и средней юры она

распространена в Шаимском, Уват-Мегионском, Омском, Колпашевском, Нижне-Чулымском и Ажарминском районах, замещаясь на крайнем западе в Приуральском районе отложениями тольинской свиты и на крайнем юговостоке в Чулымо-Енисейском районе верхней подсвитой итатской свиты. На севере Западной Сибири в Ямало-Гыданской фациальной области аналогами тюменской толщи являются свиты (снизу вверх): вымская, леонтьевская и малышевская. Наибольшим распространением тюменская свита пользуется в Обь-Тазовской фациальной области, где она отмечена в Надымском, Уренгойском, Нижнеобском, Фроловском, Варьеганском, Часельском, Приенисейском, Нюрольском и Тымском районах.

4.2. Состав и строение отложений

Составу, строению, корреляции и условиям формирования отложений именно тюменской свиты посвящены три предыдущие работы по Шаимскому НГР, равно как и многочисленные статьи и прочие публикации в разных изданиях [7-11 и мн. др.]. Синтезом полученных сведений во многом является приведенная на рис. 4.1 генерализованная модель строения тюменской свиты Шаимского НГР. На ней показано шесть фациально-циклических типов (ФЦТ) разрезов, каждый из которых характеризуется, прежде всего, полнотой своего строения. В свою очередь таковое определяется набором установленных литоциклов II порядка, которые впервые были нами охарактеризованы в статье [7]. Достаточно полное описание типов разреза тюменской свиты дано нами уже в первой книге из предлагаемой серии [209, с. 14-16], а подробнейший разбор каждого из них – в предыдущей [201]. Поэтому ограничимся краткой характеристикой выделенных типов, предварив его некоторыми соображениями «упреждающего» характера.

1. Названия выделенных типов не следует «напрямую» соотносить с названиями месторождений: последние использованы более для образности и легкой запоминаемости.

2. Даже для каждого из использованных в названиях типов месторождений присуща значительная дифференцированность строения толщи. В связи с интенсивной редукцией нижней части тюменской свиты на коротких расстояниях в пределах даже небольших участков могут соседствовать достаточно «контрастные» типы, например «Д» с «Т»; «С» с «Л» и т. д. Это усугубляется и специфической «нарезкой» границ месторождений, а тем более лицензионных участков: последняя чаще производится не столько и не только по геологическим условиям, а по нефтегазовому потенциалу, а то и административно-волевым порядком.

Тип Л (ловинский), соответствуя полному разрезу тюменской свиты, достаточно уверенно выделяется уже за пределами Шаимского НГР (см. гл. 1). При общей толщине разреза более 110-120 м он сложен полным набором литоциклов, с залеганием толщи на радомской пачке (см. рис. 3.1). В изученных нами скважинах он характеризуется озерно-аллювиальным ландшафтом с довольно «невнятно» выраженными коллекторами Ю₇₋₉.

I – доюрский фундамент, расчлененный на отдельные блоки; 2 – перекрывающие нижнеплитный этаж морские, келловей-верхнеюрские отложения; 3 – плохо сортированные известково-терригенные отложения вогулкинской толщи; 4 – дистальные, хемогенно-карбонатные болотные (угли); 8 – инициальная часть разреза; 9 – внутриформационные перерывы; 10 – радомская пачка; 11 – отложения собственно выносы («желтяки»); 5-7 – отложения тюменской свиты: 5 – прибрежно (мелководно)-бассейновые, 6 – озерно-аллювиальные, 7 – озерношеркалинской свиты.

Вверху (в кружках) обозначения фациально-циклических типов (ФЦТ) разрезов: ЛГ – «лысых гор», В – вогулкинский, Т – тальниковый, Д

– даниловский, С – сыморьяхский, Л - ловинский



Для типа С (сыморьяхского) особенно характерно широкое распространение по-разному выраженной *инициальной*, в основном озерноболотной тонкозернистой пачки пород (см. рис. 4.1). Она является стратиграфическим (s. l.) аналогом горизонта с угольным пластом У₁₀, выделяемым на юго-востоке ЗСП. Описанию данного горизонта мы посвятили много места в первой книге из предложенной серии [209]. Второй особенностью данного типа является непременная смена палеоландшафтов (озерноаллювиального на прибрежно-бассейновый). Она существенно «плавает» по разрезу, что в целом соответствует схеме слоеобразования А. А. Иностранцева (достаточно подробный разбор данного механизма сделан нами в работе [5]). Тип С имеет широкое распространение во всей северной части Шаимского НГР, преимущественно тяготея к северо-востоку (Сыморьяхское, Лазаревское, Кетлохское месторождения). Для восточной и южной частей он характерен на Тальниковом месторождении; на остальных территориях встречается редко.

Тип Т (тальниковый) первоначально нами не выделялся. К его самостоятельному рассмотрению нас побудило разное гипсометрическое положение внешне подобных разрезов, что специально разобрано в предыдущей работе [201]. Данный тип распространен преимущественно в восточной и юговосточной частях Шаимского НГР. Состав отложений почти исключительно континентальный, лишь в самых верхах разреза сменяющийся прибрежнобассейновым. Инициальная часть может как иметь место, так и отсутствовать. Именно для данного типа нами зафиксированы внутриформационные несогласия внутри ЛЦ-2. Они были показаны в предыдущей работе для Мансингъянского месторождения для фрагмента скв. 4480 [201]. На рис. 4.2, в его левой части, разрез тюменской свиты для этой скважины теперь приведен полностью, с добавлением еще одного, верхнего образца (1). Сравнением обр. 1 и 2 достаточно четко фиксируется именно «взрез» останцов фундамента («лысых гор» Шаимского выступа), с их последующей денудацией планационного характера. Это соответствует широко известным представлениям, что на территории ШНГР именно в леонтьевское время, соответствующее началу тальникового типа разреза, осадконакопление охватило большую часть территории Шаимского НГР (основание малышевского горизонта: поздний байос).

Тип Д (даниловский) охватывает самую верхнюю часть разреза тюменской свиты. Нередко имея толщину лишь в первые метры, ее отложения весьма трудно распознаются только по диаграммам ГИС. Достаточно характерной чертой данного типа является наличие в кровле нижнеплитного этажа своего рода «демпферной смазки» в виде тонких угольных прослоев. В силу той же пониженной толщины стратиграфическое положение данного типа нередко является проблематичным.

В предыдущих работах мы уже писали о «взрезывании» останцов «лысых гор» при начале и во время формирования литоцикла II порядка (ЛЦ-2), показав это, в частности, на примере Мансингъянского месторождения (см. выше). Теперь приведем подобные сведения и для самого верхнего литоцикла II порядка (ЛЦ-1), которым, по сути, и представлен (часто далеко не полностью, в урезанном виде) даниловский тип. В правой части рис. 4.2 приведена колонка по скв. 226 Потанай-Картопьинского месторождения. Верхний и нижний контакты тюменской свиты отчетливо фиксируются в образцах 2 и 8 (показаны двойными стрелками). В качестве ремарки отметим *нелинейный* характер обеих границ даже в плоскости керна, на что мы неоднократно обращали внимание в предыдущих работах, а также при описании нижнего контакта радомской и тогурской пачек (см. рис. 3.3, 3.4).

Тюменская свита представлена почти исключительно одним верхним литоциклом II порядка (ЛЦ-1), в котором выделяются два песчаных горизонта весьма сложного строения. Им соответствуют (сверху вниз) коллекторы O_2 и O_3 . Активизация режима осадконакопления, имеющая *импульсный* характер, сопровождается формированием грубозернистых *аккумулятивных* прослоев. Четыре из них проиллюстрированы образцами керна (обр. 3 + 4 – один прослой толщиной 25 см; обр. 5, 6 и 7 – mini-выносы локальных пролювиальных потоков в приемные озерные водоемы).

Как видно из приведенных данных, постепенное «догрызание» Шаимского мегавала продолжалось в течение всей истории формирования тюменской свиты. В то же время подлинному «взрезу» пород фундамента отвечает только второй образец из скв. 4480. Обр. 1 из нее же, равно как и обр. 3-7 из скв. 226, фиксируют латеральные перемывы ранее образовавшихся in situ осадочных толщ. На это недвусмысленно указывает полимиктовый состав обломков маломощных грубозернистых прослоев.

Изложенное хорошо укладывается в схему Г. А. Каледы, охарактеризованную нами в предыдущей книге [201, с. 175-176]. Напомним, что им было отмечено следующее: «осевая часть синклинали, развивающейся на континенте, является наиболее вероятным местом появления грубых русловых фаций консеквентных долин». Напротив, при направлении потоков *поперек* осей структур «опесчаниваются» крылья и своды сопряженных антиклинальных поднятий. Схематично это показано на рис. 4.3.

Уже в предыдущей работе мы отметили, что в данную схему, с ее модельным характером, вполне укладывается смена субмеридиональных активных русловых потоков шеркалинской свиты (см. рис. 4.3, а) на субширотную миграцию слабофиксированных в разрезе аллювиальных потоков тюменской свиты (см. рис. 4.3, б). Дополним, что перечисленное характерно в первую очередь для обрамления Шаимского выступа фундамента. Именно *механизм* субширотного «взреза» и иллюстрирует серия образцов, показанных на колонках скважин (см. рис. 4.2).

Накоплением даниловского типа завершается формирование тюменской свиты, почти полностью «запечатывающей» доюрский фундамент. На территории Шаимского НГР остаются лишь локальные выступы – «останцы», весьма удачно названные тюменскими геологами «лысыми горами» (см. гл. 1). На них, с резким стратиграфическим несогласием (перерыв может достигать 1-2 ярусов), но без следов «базальных горизонтов» залегают тонкозернистые алевроаргиллиты абалакской свиты. Именно название «лысые горы»





(*mun* $\Pi\Gamma$) мы считаем наиболее отвечающим четкому характеру ингрессивного *резкого* контакта (см. рис. 4.1). Рассмотрение этого, равно как и очень специфичного *вогулкинского (B)* ФЦТ, будет выполнено в следующей главе.



Рис. 4.3. Размещение грубых и мелкозернистых отложений при разных соотношениях ориентировок структур в направлении течения речных потоков: a – вдоль осей; δ – поперек осей структур [113; с перестановкой]:

1 – грубозернистые отложения; 2 – мелкозернистые отложения; 3 – стадии миграции русел; 4 – оси антиклиналей

Некоторые специалисты в разрезах переходных интервалов от верхов тюменской свиты к низам абалакской различают среди субконтинентального генезиса толщи верхов тюменской свиты (переслаивание песчаников светлосерых, часто косослоистых, с массой рассеянного растительного детрита, серых алевролитов с остатками обугленной древесины и ризоидами, черными углистыми аргиллитами) прослои аргиллитов темно-серых, слюдистых, часто со стяжениями и желваками пирита [71]. В таких аргиллитовых прослоях в верхах тюменской свиты иногда встречаются двустворчатые моллюски Pronoella sp. ind., обитавшие в широком спектре фаций от морских до солоноватоводных (Сыморьяхская 10211, инт. 2113-2126; Вишьенская 10055, инт. 2201-2213; Сыморьяхская 10255, инт. 2107-2119; 2058-2070; Тугровская 8, инт. 2156-2159 м и другие). Совместно с ними в ряде скважин были встречены остатки фораминифер, характерных для слоев с Globulina praecircumphlua (нижний, средний бат и низы верхнего). Судя по конструкции толщи, ингрессии моря на территории запада Западной Сибири в конце «тюменского» времени были достаточно редкими и кратковременными. С существенно иным, морским, этапом седиментации связано формирование перекрывающих толщ абалакской, даниловской и васюганской свит [71]. С нашей точки зрения, строение толщи, подобное описанному, характерно для даниловского и тальникового типов разреза.

В завершение подраздела отметим, что группой новосибирских литологов «в процессе седиментационного анализа для горизонта Ю₂ (Широтного Приобья. – *Авт.*) реконструировано 27 субобстановок в составе шести генетических комплексов: аллювиального, озерного (континентальная группа), дельтового, прибрежно-континентального (переходная группа), прибрежноморского и мелководно-морского (морская группа)» [122]. Схема фациального расчленения отложений приведена в табл. 4.1 – она почти идентична используемой нами и детально охарактеризованной в работе [197]. Фрагмент колонки одной из скважин, с изображениями образцов, приведен на рис. 4.4.



Рис. 4.4. Вертикальная седиментационная модель горизонта Ю₂, вскрытого на северо-востоке Сургутского свода [122]:

1 – массивная текстура; 2 – горизонтальная слоистость; 3 – крупная таблитчатая косая слоистость; 4 – мелкая таблитчатая косая слоистость; 5 – пологая косая слоистость; 6 – троговая мелкая слоистость; 7 – троговая крупная слоистость; 8 – волнистая слоистость; 9 – волнисто-линзовидная слоистость; 10 – линзовидная слоистость; 11 - комковатая текстура; 12 – биотурбация; 13 – следы размыва; 14 – следы конседиментационного смятия; 15 – следы внедрения; 16 – ризоиды; 17a – зеркала скольжения, 176 – тектонические трещины; 18 – неидентифицированные следы жизнедеятельности (вертикальные/горизонтальные); 19 – Skolithos; 20 – углефицированный растительный детрит; 21 – отпечатки флоры; 22 – белемниты; 23 – пирит/конкреции пирита; 24 – сидерит/конкреции сидерита; 25 – кальцит; 26a – угли, 266 – углистость; 27 – алевритоглинистые интракласты

Таблица 4.1

Палеоландшафтные обстановки накопления горизонта Ю2
в Широтном Приобье [122]

			_
Группа	Комплекс обстановок	Обстановка	Субобстановка
Континентальная	Аллювиальный	Русловая	Меандровой косы
			Русловой отмели
		Пойменная	Прируслового вала
			Трещинного конуса выноса
			Пойменной равнины
			Заболачивающейся пойменной равнины
	Озерный	Озерная	Прибрежной части озера
			Центральной части озера
Переходная	Дельтовый	Дельтовой равнины	Флювиального дельтового рукава
-			Конуса промыва (конуса выноса промоины)
			Канала промыва (канала промоины)
			Намывного вала
			Приустьевого бара дельтового рукава
			Песчано-алевритовой отмели внутридельтового
			или окраинного залива
			Глинисто-алевритовой отмели внутридельтового
			или окраинного залива
			Маршей
		Авандельты	Фронт дельты (склон дельты)
			Продельта
	Прибрежно-континен-	Лагунного побережья	Центральной части лагуны
	тальный		Прибрежной части лагуны
			Берегового барьерного бара (барьерного острова)
		Прибрежной равнины	Береговых валов и гребней
			Маршей
Морская	Прибрежно-морской	Пляжа	Нижнего пляжа
		Предфронтальной	Подводного вала, отмели
		зоны пляжа	Подводной ложбины
	Мелководно-морской	Переходной зоны	Переходной зоны

Приводя эти сведения, мы преследуем две основные цели. Первая заключается в верификации наших исследований, выполняемых существенно в иной, нежели новосибирской, «школе». Сравнение приведенных сведений с подробно изложенными в предыдущих работах материалами позволяет нам считать данную верификацию вполне достаточной. Вторая, в существенной степени вытекающая из первой, сводится к «вмонтированности» представлений о литолого-фациальном анализе отложений Шаимского НГР в «общезападносибирские» представления, что до определенного времени представляло некоторые затруднения.

4.3. Палеогеография среднеюрского этапа осадконакопления

Оценивая палеогеографическую ситуацию с наиболее общих позиций, заметим, что в тюменское время в байосе и бате наследуются палеогеографические и тектонические обстановки аалена; и в целом в Западной и Средней Сибири большим распространением пользовались угленосные осадки. Трансгрессия на севере в байосе способствовала образованию крупного пролива, соединившего северное Западно-Сибирское море с Верхоянским. К концу среднеюрской эпохи относится возникновение и обособление Арктической палеобиогеографической области, в которой развивались эндемичные аммониты и крупные иноцерамы [34]. Попутно заметим, что к западу, на Восточно-Европейской платформе, крупная по масштабу морская трансгрессия зафиксирована в позднем байосе, а в среднем и позднем бате наблюдается заметно выраженная регрессия с сокращением площади седиментации и сменой морского режима лагунным и даже континентальным [1].

В байосе и бате возвышенности и водораздельные пространства покрывались главным образом хвойными лесами и только в редких случаях в составе лесов появлялись гинкговые. Среди почти сплошного покрова хвойных лесов возможно выделение районов, в которых произрастало некоторое количество тропических и субтропических форм (Podocarpaceae, Protoconiferus, Paleoconiferus) (рис. 4.5).



Рис. 4.5. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири на время байоса, бата и раннего келловея (по [34])

Умеренные и умеренно теплые хвойные леса занимали горный массив Шаимского НГР, открытые участки покрывалась зарослями папоротников и плаунов. В байосе – бате началось постепенное изменение климатических условий как в сторону потепления, так и в сторону некоторого иссушения. Но все же влажность оставалась высокой, о чем свидетельствует как фациальный тип осадков, среди которых преобладают фации увлажненных ландшафтов (пойменные, старичные, озерные), так и литологический состав осадков (присутствие угленосных отложений и глин каолинитового и каолинитмонтмориллонитового составов).

Еще раз отметим, что литологические, геоботанические и палеонтологические данные свидетельствуют в пользу существования в ранней и сред-
ней юре равномерно влажного климата с различным температурным режимом, зависящим от высоты местности. Это подчеркивается большим распространением угленосных осадков, образование которых связано с преобразованием растительных остатков в болотах, поймах рек и прибрежных частях озер и морей. Кроме того, имело место сравнительно широкое распространение гигрофильной растительности (папоротники, плауны, хвощи). Древесные растения также гигрофильные, а большое распространение растений с годовыми кольцами связано не с сезонностью в распределении влажности, а с существованием смены холодных и жарких периодов в умеренно теплой зоне [34, 237].

Суммируя данные по большому объему карт по нижней-средней юре Западной Сибири Г. П. Мясникова с коллегами [149] оценила длительность осадконакопления средней юры около 10-12 млн лет, и «скорость седиментации», а правильнее – темп осадочного породообразования ТОП (см. гл. 3) в среднем составил 30-50 м/млн лет. Наблюдаются перерывы в седиментации: например, на рубеже накопления лайдинской и вымской свит, в конце формирования малышевской свиты. Напомним, что тюменская свита объемлет вымский, леонтьевский и малышевский региональные стратиграфические горизонты (см. прилож. 1, табл. 1).

Вымский горизонт, принятый в объеме нижней части байоса – аалена, наиболее угленасыщенный в разрезе юры, накапливался с максимальным значением ТОП до 125 м/млн лет, при толщине осадков 350 м на севере и 100 м – в Среднем Приобье. Происходило выравнивание бассейна, увеличенными толщинами характеризуется Фроловская мегавпадина. Морские условия седиментации были на севере только до широты 67° с. ш., южнее – до 65° с. ш. море сменилось дельтовой и озерно-аллювиальной равнинами [149].

Леонтьевский горизонт, объединяющий одноименную свиту или среднетюменскую подсвиту, сложен переслаиванием проницаемых (пласты Ю₅₋₆) и непроницаемых глинистых пород. Сверху перекрывается и снизу подстилается пачками глин. Возраст – байосский век. Длительность осадконакопления около 4,5 млн лет, ТОП – 20-70 м/млн лет. Максимальная толщина 275-300 м. Южнее 62° с. ш. толщина горизонта меньше (100 м). К северу от широты 62° с. ш. на большей территории было море, южнее оно сменилось прибрежной равниной и низменной озерно-болотной. Характерно асимметричное развитие бассейна, смещение оси прогибания на восток.

Малышевский горизонт объединяет одноименную свиту или верхнюю подсвиту тюменской свиты, вмещает основные продуктивные пласты средней юры Ю₂₋₄. Морские условия уверенно определяются только на крайнем севере, до широты 66° с. ш., на остальной территории его распространения доля морских отложений с севера на юг уменьшается, но временами море по прогибам, ложбинам проникало далеко на юг. Этот горизонт имеет максимальную площадь распространения, наблюдается отсутствие его на выступах и вблизи границ регионального выклинивания. Прогибание бассейна смещается на восток. Максимальная толщина – 300 м. Длительность седиментации

около 4 млн лет, скорость закрепления осадков (ТОП) – 30-60 м/млн лет [149].

Продолжая характеристику выделенных ФЦТ, основанную на анализе строения тюменской свиты, оценим их распределение на площади [186, 187]. Естественно, что проведенные границы между этапами имеют обобщенный характер и на самом деле существенно более изменчивы. Всего установлено пять этапов осадконакопления, принципиально соответствующих описанным выше ФЦТ.

Первый этап характеризует начало процессов аккумуляции в пределах отдельных блоков на севере Урайского региона: в это время формировались отложения шеркалинской свиты, венчающиеся углисто-глинистой радомской пачкой. Наиболее полный разрез этих отложений установлен на Тугровской площади (в скв. 4 отложения шеркалинской свиты – 128 м) и Западно-Тугровском месторождении, расположенных к северо-западу от Ловинского. Его описание проведено в гл. 3. В тектоническом плане эта область приурочена к зоне Шеркалинского мегапрогиба.

Во время *второго этапа* осадконакопление охватило обширную территорию на севере Шаимского НГР, включая Сыморьяхское, Ловинское, Яхлинское, Новомостовское месторождения (Ловинский тип разреза). Вовлечение в процесс аккумуляции происходило в режиме *ингрессии*, т. е. при наступлении приемных водоемов на сушу с равнинным низменным рельефом, без угловых несогласий. В целом вовлечение большей части территории отмеченных месторождений в фазу аккумуляции имело характер инициального осадконакопления (т. е. заполнения ранее подготовленных «ванн»). Отмечается своеобразное финальное «запечатывание» практически всей территории достаточно заметным торфонакоплением. В течение этого этапа происходило формирование пластов Ю₇₋₉ тюменской свиты, которые имеют преимущественно озерно-болотный и аллювиальный генезис. В отдельных случаях отложения этого этапа представлены пролювиально-озерными осадками.

В течение *третьего этапа* осадконакопление происходит на большей части северной территории Шаимского НГР (Сыморьяхский и Тальниковый ФЦТ). При этом наблюдается смена палеоландшафтов, с продвижением бассейновых условий в направлении с севера на юг. На данном этапе происходило формирование 2-го и 3-го литоциклов второго порядка, которые включают коллекторы пластов Ю₄ и Ю₅₋₆. И если нижние имеют в основном континентальный озерно-аллювиальный генезис, то верхняя часть литоцикла имеет специфический переходный облик.

Четвертый этап характеризует продолжение ингрессии, с ее распространением на территорию Даниловского, Убинского, Умытьинского, части Тальникового месторождений (Даниловский тип разреза). В течение этого этапа происходило формирование пластов Ю₂₋₃ тюменской свиты.

Наконец, *пятый этап* осадконакопления происходит в принципиально иных условиях обширной *трансгрессии* келловейского морского бассейна. Следствием этого являются локальные размывы приподнятых блоков фундамента, сопровождающихся образованием вогулкинской толщи (Ю₁). Перерыв

в осадконакоплении имеет региональный характер [21]. Вне области развития собственно вогулкинской толщи, хорошо распознаваемой известковопесчаной пачки в отложениях абалакской свиты, выделяются синхронные прослои дистальных частей потоков, представленных терригенной примесью, оплывинами и взмучиваниями в тонкозернистых толщах. Наиболее приподнятые блоки фундамента («лысые горы» – см. выше) были вовлечены в процесс осадконакопления позднее всего. На рассматриваемой территории это области в сводовой части Шаимского мегавала и отдельных локальных поднятий на остальной площади.

На изучаемой территории, с промысловой точки зрения, высока значимость пластов-коллекторов Ю₂₋₃. Она естественным образом определяется наличием верхнеюрского регионального экрана, которым являются алевритоглинистые морские осадки абалакской свиты. Прибрежно-бассейновый, преимущественно баровый, генезис продуктивных песчаников определяет косоширотную ориентировку длинных осей их субизометричных тел в направлении с северо-запада на юго-восток. Обрамляя приемный водоем, они во время осадконакопления сопровождали береговую линию во время трансгрессии водоема с северо-востока на юго-запад. Вполне вероятна их асинхронность [9].

Продолжая соображения, высказанные в завершении предыдущей главы о необходимости увязки основных ОГ на площади, приведем карту по горизонту **T** (рис. 4.6). Она отражает строение кровельной поверхности тюменской свиты (пласт Ю₂) келловей-батского возраста. Отложения выклиниваются в сводовых частях Шаимского и Турсунского мегавалов. Структурная поверхность в пределах северной половины Шаимского района имеет заметный региональный уклон в северо-восточном направлении и залегает на абсолютных отметках (а. о.) – 1600 м - 2420 м. Перепад глубин составляет 820 м.

Наличие такой карты позволяет верифицировать высказанное ранее положение о квазисинхронности пласта Ю₂ (см. выше), который должен быть разделен на ряд самостоятельных геологических тел, подобно «лоскутному одеялу» (patchwork), покрывающему как нижнеплитный этаж всей ЗСП в целом, так и рассматриваемую территорию в частности.

Подтверждением изложенному служит анализ изменения уровней водонефтяного контакта (ВНК) продуктивных пластов. Поскольку основные пласты вогулкинской толщи и тюменской свиты гидродинамически связаны из-за отсутствия надежных изолирующих покрышек, то анализировался нижний уровень ВНК в продуктивном интервале. Амплитуда изменений уровней ВНК в пределах Шаимского НГР составила - 898 м. В пределах района исследований наиболее высокое положение уровня ВНК зафиксировано в юго-западной части площади: на Тангинском месторождении (скв. 11130) – 1407 м, также на Южной залежи Мулымьинского месторождения уровень ВНК в пласте П установлен на а. о. -1406 м -1411 м. Наиболее низкое положение ВНК зафиксировано в северо-восточной части: в отложениях тюменской свиты Яхлинского месторождения (скв. 26) - 2305 м. Проведенный анализ позволил установить, что понижение уровня ВНК в северо-восточном направлении имеет не плавный, а скачкообразный характер. Большое количество и высокая плотность пробуренных поисково-разведочных и эксплуатационных скважин позволили выделить узкие зоны, в пределах которых отмечаются резкие (до 30-60 м) скачки значений уровней ВНК.

Ярким примером является зона сочленения Ловинского и Новомостовского месторождений. Нижний уровень водонефтяного контакта по пластам O_{5-6} в северо-восточном блоке Центральной залежи Ловинского месторождения установлен на а. о. - 2192-2195 м. Расположенные к северо-востоку скважины Новомостовского месторождения имеют подтвержденный результатами испытаний уровень ВНК для пласта O_6 от -2241,0 м до -2256,2 м (скв. 10659). Таким образом, на данном участке в пределах достаточно узкой зоны (менее 1 км) уровень ВНК скачкообразно понижается на 40-50 м.

В зоне сочленения Лазаревского, Ловинского и Пайтыхского месторождений, для которой характерно моноклинальное понижение структурной поверхности продуктивных пластов в северо-восточном направлении, отмечается развитие тектонически экранированных залежей и скачкообразное понижение уровней ВНК в северо-восточном направлении [188].

Анализ сейсмических материалов позволил выяснить, что участки скачкообразного понижения уровней ВНК оказались приурочены к крупным флексурно-разломным зонам, фиксирующим границы крупных тектонических элементов в осадочном чехле. Такая унаследованность в развитии структур фундамента при взгляде на него «сверху», из осадочного чехла, верифицирует положения, высказанные в п. 2.2 об активизации тектонического режима. Перечисленное хорошо отражено на схеме изопахит А-Т (подошва осадочного чехла – кровля отложений тюменской свиты), которая приведена на рис. 3.12 для северной половины Шаимского НГР. При общих изменениях толщин от 0 (Шаимский выступ) до 310 м, конфигурация основных изопахит отражает блоковость строения территории, с ортогональным расположением линий перегибов (уступов).

Перечисленным верифицируются представления о постепенной ингрессии бассейновых условий осадконакопления внутри территории Шаимского НГР, отраженные на сводной модели его строения (см. рис. 4.1) и описанные в начале раздела. Более того, приведенные данные отчетливо показывают общую унаследованность в процессах осадконакопления для этапов инициального начала осадконакопления (горизонт **A**) и верхней границы нижнеплитного этажа (горизонт **T**), лишь микшированную формированием тюменской свиты (интервал **A**-**T**).





Рис. 4.6. Структурная карта по отражающему горизонту **Т**: *1* – изогипсы; 2 – скважины и их номера; *3* – границы месторождений и лицензионных участков; *4* – зоны отсутствия отложений

5. МОРСКОЙ РАЗРЕЗ СРЕДНЕЙ - ПОЗДНЕЙ ЮРЫ И РАННЕГО МЕЛА

Как уже указано во введении, данной части разреза мезозойскокайнозойского чехла в предлагаемой книге уделено наибольшее внимание. Это обусловлено рядом причин, среди которых основными являются три. 1. Детальной характеристике отложений нижнеплитного этажа (тюменской свиты) посвящены три предыдущие книги, поэтому и внимание им было уделено в меньшей степени. 2. Рассматриваемая часть разреза характеризуется весьма сложным строением с позиций биостратиграфии, сопровождаясь и определенной невыдержанностью (s. 1.) по литорали. 3. Нижняя часть разреза (вогулкинская пачка) имеет существенную практическую значимость, особенно – именно в Шаимском НГР.

5.1. Типизация разрезов и другие общие вопросы

ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В связи с начавшейся в позднем бате – раннем келловее крупной, планетарного масштаба, бореальной морской трансгрессией, охватившей значительные пространства Западно-Сибирского осадочного мегабассейна, обстановки седиментогенеза в Шаимском НГР резко изменились. Континентальное осадконакопление уступило место морскому, и этот режим просуществовал без перерывов продолжительное время, начиная от позднего батакелловея по олигоцен включительно, т. е. более 145 млн лет. Сформировавшийся обширный Западно-Сибирский эпиконтинентальный полузамкнутый морской бассейн (внутреннее море, крупнейшее в геологической эволюции планеты) имел сложную историю развития и существования. Бассейн был широко открыт на севере и имел устойчивые связи с Палеоарктическим океаном; спорадические связи с палеоокеаном Тетис на юге осуществлялись только в позднем мелу – палеогене через Тургайский прогиб.

В пределах исследуемой территории и ее обрамления морские толщи слагают среднеплитный (собственно плитный или платформенный) структурный этаж (см. п. 1.1). Внутри этажа возможно выделение двух различающихся субъединиц, или двух подэтажей – нижнего юрско-неокомского (верхний бат-келловей – готеривского) и верхнего апт-палеогенового. Выделение подэтажей обусловлено тем, что в связи с близостью Шаимского НГР к западному обрамлению Западно-Сибирской плиты и активной геодинамикой юрско-неокомское время, условия осадконакопления И В литологофациальные обстановки были достаточно разнообразны, что привело к формированию в поздней юре – неокоме на этой территории нескольких типов разреза, сменяющих друг друга по направлению с запада, юго-запада на северо-восток и восток.

В более позднее апт-палеогеновое время интенсивность тектонических движений существенно снизилась, и это привело к тому, что разрез стал значительно более однородным. Два упомянутых подэтажа различаются прежде всего сложностью строения, составом и структурами слагающих их литостратонов. Литолого-стратиграфическим рубежом, разделяющим подэтажи, является подошва кошайской свиты, к которой приурочен региональный опорный отражающий сейсмогоризонт **M**.

Повторим, что в средне-позднеюрское-неокомское время литологофациальные обстановки были наиболее разнородными, поэтому среди осадочных образований этого возраста на территории Шаимского НГР и прилегающих участках выделяют три типа разрезов и соответствующие им подрайоны – западный, восточный и центральный (рис. 5.1). Залегающие выше сейсмогоризонта **M** осадочные толщи образуют один (единый) тип разреза, распространенный на всей территории Шаимского НГР.

В основу выделения подрайонов и типизации разрезов положены палеогеографический, литологический и структурный критерии: это расположение подрайонов относительно Шаимского мегавала и западного обрамления Западно-Сибирской плиты, приблизительно равные толщины и литология выделяемых литостратонов.



Рис. 5.1. Подрайоны на территории Шаимского НГР и сопредельных территорий:

А – западный, Б – восточный, В – центральный; пунктир – разграничительные линии

Выделение характерных местных типов разрезов на территории Шаимского НГР и сопредельных участков проведено также на основании анализа строения всей толщи юрско-нижнемеловых отложений с учетом их литологии, корреляции по скважинам и опорных отражающих горизонтов на временных сейсмических разрезах (A, T, T₃, **Б**, M, M₁, Γ). Расчленение и корреляция разрезов выполнены по скважинам вдоль субширотных и субмеридиональных региональных профилей, а также для отдельных площадей; обобщены материалы палеонтологических данных. При построении местных схем корреляций в качестве реперного горизонта была принята подошва хантымансийской свиты, к которой стратиграфически приурочен сейсмогоризонт **М**₁. Ниже хорошо прослеживается горизонт **М**, приуроченный к кошайской свите. При детальной корреляции за реперный горизонт также принималась кровля тюменской свиты (отражающий горизонт Т), что дало возможность проанализировать разрез в целом. При этом выделялись и сопоставлялись крупные литолого-стратиграфические подразделения – свиты, подсвиты, пачки. Все это позволило более последовательно провести корреляцию стратиграфических подразделений и выделить участки (подрайоны) с одинаковым набором литостратонов [143,147].

Центральный подрайон обнимает центральную наиболее возвышенную часть Шаимского мегавала, в том числе и его гребень, имеет сокращенный набор литостратонов (отсутствие шеркалинской свиты); западный и восточный находятся в более погруженных склоновых участках. Западный подрайон тяготеет по литологической характеристике к западной Приуральской части Западной Сибири, восточный – к центральным районам Западно-Сибирской провинции.

Морские осадочные образования юры и неокома Шаимского НГР и прилегающих участков стратиграфически относятся к васюганскому, георгиевскому и баженовскому региональным западносибирским горизонтам средней-верхней юры, а также к зареченскому надгоризонту нижнего мела (см. прилож. 1, табл. 2, 3). При этом следует заметить, что георгиевский горизонт как таковой в Шаимском НГР не выделяется, а его эквивалентами являются верхняя часть абалакской свиты и верхи нижнеданиловской подсвиты. Названные выше подрайоны в составе этих крупных региональных литостратонов имеют различающиеся наборы свит.

В западном подрайоне над отложениями тюменской свиты развиты (снизу вверх) даниловская, харасоимская, улансынская и леушинская свиты; в восточном – абалакская, тутлеймская и фроловская. Наиболее сложное строение имеет центральный подрайон, где в васюганском горизонте выделяются абалакская свита и вогулкинская толща, а выше следуют мулымьинская и леушинская свиты. При этом абалакская свита и вогулкинская толща образуют многочисленные латеральные фациальные переходы (иногда на небольших расстояниях), и вогулкинские песчаные тела могут залегать как на образованиях доюрского комплекса и породах тюменской свиты, так и подстилаться маломощными слоями абалакской. Опорные профили на изучаемой территории (см. п. 1.3) пересекают выделенные подрайоны следующим образом (см. рис. 5.1). Профиль «Северный» своими двумя скважинами (14601 и 10683) принадлежит западному подрайону, восточнее в скв. 10650 он пересекает центральный и завершается на северо-востоке скв. 10670 в восточном подрайоне. Профиль «Южный», начинаясь скв. 10320 в западном подрайоне, при продолжении в юговосточном направлении остальными тремя скважинами (10009, 10374, 10514) принадлежит центральному подрайону. Профиль «Центральный» на большем своем протяжении (скв. 11130, 10374, 11009) пересекает центральный на всем своем протяжении (скв. 1, 11009, 10650, 23) принадлежит центральному подрайону.

Как уже упоминалось в главе 4, предлагаемые нами типизация разрезов и районирование отличаются от таковых, ранее разработанных В. Г. Елисеевым, И. И. Нестеровым, Г. С. Ясовичем [226]. На территории Шаимского и Красноленинского нефтеносных районов указанные авторы для юрсконеокомского по апт включительно интервала осадочной толщи выделили четыре типа разрезов, свойственных разным частям районов: ляпинский, шаимский, убинский и фроловский (см. п. 4.1). Новые данные, полученные за последние годы, позволили нам уточнить и видоизменить схему районирования, сделать ее проще и нагляднее.

Сложные латеральные взаимоотношения свит В верхнеюрсконеокомском интервале разреза наглядно предстают при рассмотрении строения осадочного чехла обрамления Шаимского мегавала. Для прилегающих территорий Восточно-Уральского, Березовского, Сергинского, Красноленинского, Карабашкого и Иусского НГР единое понимание о стратиграфическом свитном строении разреза в силу объективных и во многом субъективных причин не существует. Для западных районов недавно было разработано и предложено выделение пяти территорий, для которых характерны различные типы разрезов и разный набор свит, слагающих эти типы [143, 147]. Выделены следующие типы разрезов: даниловский, фроловский, мулымьинский, чуэльский, тутлеймский (рис. 5.2).

Согласно описанию названных типов разрезов [146, 147], даниловский тип развит в Приуральской НГО, в пределах Ляпинской, Малососьвинской, Даниловской, Иусской, Супринской, Верхнекондинской и др. площадей. Границы распространения этого типа разреза картировались с учетом временных сейсмических разрезов и анализа строения всей толщи верхнеюрсконижнемеловых отложений. Здесь верхнеюрско-нижнеберриасские отложения представлены даниловской свитой, которая трансгрессивно залегает на породах тюменской свиты или палеозоя и перекрывается согласно отложениями харасоимской, улансынской, леушинской свит. Характерной особенностью даниловского типа разреза являются сокращенные толщины мезозойско-кайнозойских отложений, наличие песчано-алевритовых пород в верхней части харасоимской свиты, с которыми связано формирование клиноформ

западного падения и резкое снижение битуминозности пород верхнеданиловской подсвиты [143, 147, 148].



Рис. 5.2. Схема районирования фрагмента западной части ЗСОМБ по типам разрезов юрско-раннемелового возраста (по [146])

На северо-западе даниловский тип разреза переходит во фроловский, а южнее, в Шаимском районе, – в мулымьинский.

Фроловский тип разреза развит в пределах Красноленинской НГО (Западно-Тугровская площадь) и в северной части Шаимского НГР (Яхлинская площадь). В составе верхнеюрско-нижнеберриасских отложений выделяется абалакская и тутлеймская свиты. Подстилаются они отложениями тюменской свиты или породами фундамента, перекрываются глинистыми отложениями фроловской свиты. В этой зоне наблюдается значительное увеличение толщин мезозойско-кайнозойских отложений, близкая по величине радиоактивность как в титонских, так и в нижнемеловых отложениях.

Переход от даниловского типа разреза к фроловскому происходит постепенно, в фациальном отношении отвечает смене прибрежно-морских песчаных отложений харасоимской свиты на глубоководные морские глинистые отложения низов фроловской свиты.

Мулымьинский тип разреза развит в пределах осевой зоны Шаимского мегавала (Потанайская, Оханская, Средне-Мулымьинская, Убинская, Мортымья-Тетеревская и другие площади). В этом типе верхнеюрские отложения представлены абалакской и мулымьинской свитами. Последняя согласно перекрывается отложениями улансынской и леушинской свит нижнемелового возраста.

В зонах примыкания отложений свиты к выступам фундамента выделяется карбонатно-грубообломочная вогулкинская толща, которая может залегать в низах свиты или занимать весь ее стратиграфический объем. Пласты группы П, выделенные в ее составе, являются основным продуктивным пластом в Шаимском НГР.

Чуэльский тип разреза развит в Березовском НГР. Отличие Березовского района от Шаимского носит условный характер – разрезы районов близки. По существу в Березовском районе описываются литостратиграфические единицы внешней западной части зоны распространения битуминозных глин. Стратиграфический объем их показан до нижнего валанжина. Называется эта толща верхней подсвитой тутлеймской свиты (берриас). Выше тутлеймской свиты залегает алясовская свита (берриас – нижний готерив). Перекрывается свита отложениями леушинской свиты.

Тутлеймский тип разреза развит на значительной части Карабашского НГР. В этом типе верхнеюрские отложения представлены абалакской и тутлеймской свитами. Последняя согласно перекрывается отложениями ахской и леушинской свит нижнемелового возраста (рис. 5.3).



Рис. 5.3. Схема корреляции даниловского и тутлеймского типов разрезов на Северо-Шаимской территории

Наши материалы по Шаимскому НГР показывают достаточно близкое сходство с районированием, описанным выше [147], за исключением того, что в Шаимском НГР не представлены чуэльский и тутлеймский типы разрезов. Территория собственно Шаимского НГР существенно меньше территории, охваченной охарактеризованной выше типизацией разрезов, но тем не менее на ней удается различить либо частично, либо полностью особенности свитного строения разрезов, характерные для тех или иных районов.

Так, западный подрайон (в нашем понимании, с соответствующим набором свит) эквивалентен восточному флангу района с даниловским типом разреза (Приуральская НГО) и зоне перехода даниловского во фроловский тип (см. рис. 5.3). Аналогично восточный подрайон соответствует западному флангу района фроловского типа (Красноленинская НГО) и зоне перехода фроловского в даниловский тип. Центральный подрайон аналогичен площади распространения мулымьинского типа. Как уже говорилось, чуэльский (Березовский НГР) и тутлеймский (Карабашский НГР) типы в Шаимском НГР не выделяются, но могут быть распознаны на площадях к северу (чуэльский) и югу, юго-востоку (тутлеймский).

Завершая данный раздел и прежде чем перейти к характеристике стратиграфии осадочных образований средней—поздней юры и раннего мела Шаимского НГР, специально подчеркнем, что все, что касается биостратиграфии и определения относительного геологического возраста осадочных толщ, принимается нами в соответствии с ныне действующими стратиграфическими схемами [170, 171, 210]. Для изменения каких-либо возрастных оценок, предлагаемых схемами, нет достаточных оснований, поскольку специализированных биостратиграфических исследований нами не проводилось, не в последнюю очередь потому, что вынос керна из стратиграфических горизонтов, находящихся выше продуктивных, в последние годы ничтожный. Вместе с тем отдельные определения макро- и микрофауны, сделанные нами или по нашей просьбе по единичным образцам из единичных скважин, позволяют более точно «привязать» изучаемые разрезы скважин к действующей стратиграфической схеме (прилож. 4).

Заметим также, что современным стратиграфическим исследованиям мезозоя-кайнозоя Западной Сибири свойственна тенденция к сокращению числа ранее выделенных свит, подсвит и именных пачек; к их ревизии; к устранению синонимов, чрезмерной детальности и всего того, что усложняет, запутывает общую картину. Примеров такой тенденции много: упразднение нюрольской свиты в нижнеэоценовой части разреза, отмена выделения индексированных пачек в верхней подсвите талицкой свиты палеоцена и др. [210], синонимизация свит неокома берриас-аптского интервала [75]; данной общей тенденции мы придерживаемся в настоящей работе.

ГОРИЗОНТНОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДНЕЙ-ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА

Юрско-неокомский структурный среднеплитный подэтаж, рассматриваемый в настоящей главе, по объему стратиграфически соответствует васюганскому, георгиевскому и баженовскому горизонтам средней-верхней юры, а также зареченскому надгоризонту нижнего мела в составе куломзинского, тарского, аганского, усть-балыкского, черкашинского и части алымского горизонтов (см. прилож. 1, табл. 2, 3).

Напомним, что в качестве стратотипа васюганского горизонта принята васюганская свита, выделенная по Нововасюганской скв. 1-Р (инт. 2772-

2702 м) [231]. Соответственно делению свиты приняты нижний глинистый и верхний преимущественно песчаный подгоризонты. По находкам разнообразной морской фауны (в том числе и аммонитов) верхняя граница свиты ныне проводится в верхах верхнего оксфорда. Нижняя граница васюганской свиты в связи с переопределением аммонитов на севере Сибири и удревнением комплексов макро- и микрофауны, спор и пыльцы проводится в верхах верхнего бата [232]. Таким образом, васюганский горизонт рассматривается в объеме верхов верхнего бата – нижней половины верхнего оксфорда.

Васюганский горизонт включает васюганскую, наунакскую, даниловскую, абалакскую, точинскую и сиговскую свиты или их части. На территории Западной Сибири со свитами васюганского горизонта связывают песчаные пласты группы Ю₁ (3-4 пласта на большей части территории и до 5-6 пластов в южных и юго-восточных районах) и пласты П вогулкинской толщи. Обычно в Западной Сибири, где развиты морские образования васюганского горизонта, в разрезах на границе с тюменской свитой устанавливается в разной степени песчанистый базальный пласт, который нередко плохо прослеживается по латерали. В схемах он рассматривается как пласт ${\rm Ho}_2^0$ (пахомовская пачка) [170]. Пласт часто содержит остатки морской фауны, но плохо отличается на каротажных диаграммах от пласта Ю₂ тюменской свиты, хотя визуально в керне отличия этих песчаников «бросаются в глаза» [232]. Подошва пласта Ю2⁰ близка к изохронной, тогда как верхняя граница скользит в широких пределах от нижнего келловея до нижней части верхнего келловея. В Шаимском НГР ему соответствует фрагментарно развитый в склоновой части пласт П₃ согласно «Решению 6-го МСК..» (2004 г.) о соотношении песчаных пластов келловея и верхней юры Шаимского НГР П₁, П₂ и П₃ с общепринятой классификацией Западной Сибири [171].

Георгиевский горизонт назван по одноименной свите, выделенной по Большереченской скв. 1-Р (инт. 2547-2533 м) [169]. Горизонт имеет глинистый состав и чрезвычайно непостоянную мощность. Стратиграфическое положение георгиевского горизонта определяется по находкам многочисленных аммонитов, двустворок и комплексов микрофауны в объеме верхов верхнего оксфорда - низов нижневолжского подъяруса [232].

На территории Западной Сибири горизонт представлен преимущественно глинистыми образованиями. Однако в подошве в большинстве районов обособляется пачка песчаников с глауконитом (Ю₁⁰ - барабинская пачка) [169]. Важно отметить, что георгиевский горизонт в Шаимском НГР не выделяется, но, согласно «Решению 6-го МСК..» (2004 г.), его возрастным аналогом является песчаный пласт П₁, развитый в осевой зоне Шаимского мегавала (мулымьинский тип разреза).

В качестве стратотипа баженовского горизонта принята одноименная свита, выделенная вначале как пачка по Большереченской скв. 1-Р (инт. 2533-2506 м) [76]. Толща хорошо выдержана по латерали и прослежена в южных, центральных и северных вплоть до Уренгоя районах Западной Сибири на площади около 1 млн км². В многочисленных разрезах баженовской свиты совместно с характерным для типового разреза комплексом фораминифер,

двустворок, спор и пыльцы найдены и аммониты. Нижняя граница свиты проведена в нижней части нижневолжского подъяруса (зона subcrassum), а верхняя – в низах нижнего берриаса (зона kochi). Таким образом, баженовский горизонт принимается в объеме верхов нижневолжского – низов нижнеберриасского подъярусов. На большей части Западной Сибири он представлен битуминозными аргиллитами, включая баженовскую и частично марьяновскую, даниловскую, яновстанскую и другие свиты. В качестве нефтеносного горизонта рассматривается как пласт Ю₀.

В составе меловой системы на территории Западно-Сибирской равнины выделяются три надгоризонта: берриас-нижнеаптский (зареченский), аптальб-сеноманский (покурский), верхнемеловой, без сеномана (дербышинский). Нижняя часть берриаса, генетически однородная с верхнеюрской толщей, относится к баженовскому горизонту. По этим надгоризонтам проводится районирование, составляются современные региональные стратиграфические схемы мела Западной Сибири.

Принципиальная модель строения берриас-аптского осадконакопления была разработана А. Л. Наумовым [150]. Согласно региональной модели, поддерживаемой большинством геологов, отложения формировались в процессе некомпенсированного в центре бокового заполнения морского осадочного бассейна и постепенного увеличения площади прибрежных аккумулятивных равнин Западно-Сибирского бассейна с образованием клиноформного комплекса. Завершается клиноформный комплекс субрегиональным маркирующим горизонтом кошайской свиты апта и ее возрастных аналогов. К подошве этих глинистых осадков приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт **М**.

В составе зареченского надгоризонта выделяется 6 горизонтов: куломзинский, тарский, аганский, усть-балыкский, черкашинский и алымский [54]. Для зареченского надгоризонта характерно наличие нижнего ряда свит, сложенных преимущественно глинистыми отложениями. Стратиграфическое наращивание верхней части каждого последующего подразделения с востока на запад происходит ступенчато в направлении глинистого барьера, сформировавшегося на территории гипоцентра. Этот глинистый барьер часто называют фроловским по одноименной свите, развитой на этой территории.

5.2. Описание стратонов

ВАСЮГАНСКИЙ И БАЖЕНОВСКИЙ ГОРИЗОНТЫ

Васюганский и баженовский горизонты на изучаемой площади Шаимского НГР и его ближайшего окружения представлены следующим набором свит: даниловской, абалакской, мулымьинской (часть), тутлеймской (часть) и вогулкинской толщей. Эта преимущественно глинистая толща отличается повышенной битуминозностью в своей верхней части: если стратоны, относимые к васюганскому горизонту, содержат мало битумов, то для баженовского горизонта прослоями характерно их обилие. Толща хорошо маркируется региональными сейсмогоризонтами ОГ **Т** в подошве и ОГ **Б** в кровле.

Даниловская свита

Свита выделяется в западном подрайоне. Этот литостратон является, согласно представлениям многих геологов [36, 39 и др.], единым стратиграфическим подразделением (телом), сформировавшимся в позднеюрское время. Впервые свита выделена в 1984 г. в скв. 62-Р Даниловской площади в интервале глубин 1734-1824 м Ю. В. Брадучаном и Г. С. Ясовичем [61].

Даниловская свита прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной 80-120 км от полуострова Ямал на севере до г. Тюмени на юге. Латеральные взаимоотношения с подразделениями соседних районов разнообразные и сложные. Свита трансгрессивно залегает на отложениях, относящихся к тюменской свите и доюрским отложениям (триасу или палеозою). Она согласно перекрывается харасоимской или ахской свитами, только на Новопортовской площади (юг п-ова Ямал) отмечается перерыв.

В стратотипическом разрезе скв. 62-Р Даниловской площади по литологическим особенностям даниловская свита подразделяется на две подсвиты [36].

Нижняя подсвита (скв. 62, 1802-1824 м) представлена глинами аргиллитоподобными (алевроаргиллитами) темно-серыми, приближающимися к черным, тонкоотмученными с мелкораковистым, реже неяснораковистым изломом, иногда слабоизвестковистыми, в верхней части в различной степени глауконитовыми, вплоть до тонких (3-5 см) прослоев глауконита, с карбонатными конкрециями. Эта зона конкреций является своеобразным маркирующим горизонтом и протягивается на многие сотни километров вкрест простирания, встречаясь в верхах абалакской, георгиевской и реже в низах марьяновской свит. В нижней части разреза подсвиты встречаются глины алевритистые, слюдистые, почти черного цвета, иногда с ходами илоедов, выполненными алевритовым материалом, с растительным детритом. В самом основании отмечается пласт, обогащенный оолитами сидерита, иногда он известковистый с примесью слабоотсортированного песчано-алевритового материала. Мощность его 2-5 м. Базальный пласт тоже является своеобразным маркирующим горизонтом и прослеживается приблизительно на той же площади, что и зона конкреций. Он отмечается также в основании абалакской, васюганской, точинской и наунакской свит [36].

В своде Даниловского поднятия, где выклинивается тюменская свита, даниловская свита непосредственно залегает на породах фундамента. В нижней половине подсвиты выделена вогулкинская толща [87].

На основании находок аммонитов и фораминифер нижняя подсвита ранее датировалась в пределах раннего келловея (верхняя часть) – раннего волжского века [36 и др.]. Сообразно современным трактовкам и в связи с переопределением возраста ряда биостратонов [171, 232] возраст нижней границы свиты следует понизить до середины позднего бата. В породах нижней подсвиты даниловской свиты, согласно данным, приведенным Ю. В. Брадучаном [36], встречена следующая последовательность фораминиферовых зон (снизу вверх): JF25 \rightarrow JF33 \rightarrow JF34 \rightarrow JF37 \rightarrow JF38 \rightarrow JF39 \rightarrow JF42

(зоны закодированы в соответствии с [171, 232], расшифровка кодов зон приведена в прилож. 3). Подошва зоны JF25 проходит внутри верхнего бата, кровля зоны JF42 совмещается с кровлей нижневолжского подъяруса [171, 232]. Келловей охватывают части зон JF25 и JF33, оксфорд – JF34, JF37 и JF38, кимеридж – JF39, JF42. В ранее действовавшей стратиграфической схеме мезозойских отложений Западной Сибири [170] нижнеданиловская подсвита была ограничена вверху кровлей кимериджа. Эти тонкости, связанные с изменением в настоящее время возрастных оценок ряда литостратонов, следует иметь в виду, анализируя важные литературные источники, опубликованные в 60-90-е годы прошлого столетия. В целом, судя по палеонтологическим данным, нижняя граница подсвиты на большей части распространения проходит на одном уровне – в пределах верхнего бата (ранее – нижнего келловея). Предполагалось, на севере на Новопортовском поднятии отмечается омоложение нижней границы даниловской свиты и соответственно нижней подсвиты [36]. Ныне эта толща отнесена к нурминской свите, распространенной в Нурминском подрайоне Фроловско-Тамбейского района, и выделяется в стратиграфическом объеме от верхов верхнего бата до низов нижней волги [130, 171].

Мощность нижней подсвиты в стратотипическом районе изменяется от 0 до 27 м, увеличиваясь на севере до 40 м.

Верхняя подсвита (скв. 62, 1734-1802 м) представлена глинами аргиллитоподобными (алевроаргиллитами) темно-серыми, почти черными со слабым буроватым оттенком, тонкоотмученными, с мелкораковистым и плоскими изломами, в единичных прослоях слабоалевритистыми с неясным неровным изломом, неизвестковистыми [36]. В средней части подсвиты отмечаются прослои слабобитуминозных разностей, черных с неясно выраженным коричневатым оттенком, с плоскополураковистым изломом, неравномерно плитчатых с остатками Onychites sp. (крючки кальмаров). Контакты с вышеи нижележащими отложениями плавные, постепенные. По всему разрезу подсвиты на плоскостях напластования встречаются остатки рыб в виде чешуи, позвонков и отдельных фрагментов позвоночника.

В породах верхней подсвиты даниловской свиты, согласно данным, приведенным Ю. В. Брадучаном [36], встречена следующая последовательность четырех фораминиферовых зон (снизу вверх): Spiroplectammina vicinalis–Saracenaria pravoslavlevi — Trochammina septentrionalis — Ammodiscus veteranus–Evolutinella emeljanzevi — Trochammina kondaensis–Evolutinella volossatovi. Две первые зоны – Spiroplectammina vicinalis–Saracenaria pravoslavlevi и Trochammina septentrionalis – являются фациальными аналогами зоны западносибирского фораминиферового зонального стандарта JF45 Spiroplectammina vicinalis–Dorothia tortuosa. Зона JF45 выделяется в Западной Сибири в объеме средневолжского подъяруса и отчасти верхов нижневолжского [171, 232].

Что касается зоны Ammodiscus veteranus–Evolutinella emeljanzevi, обозначаемой в зональном стандарте как зона JF52 (в отдельных стратиграфических источниках она именуется как зона Ammodiscus veteranus–Evolutinella volossatovi), то эта зона является прекрасным региональным репером, очень широко распространенным в западных, южных и восточных частях Западной Сибири – в тутлеймской, даниловской, мулымьинской, марьяновской и других свитах. На севере Средней Сибири в пределах зоны JF52 установлены как верхневолжские аммониты Virgatosphinctes sp., Craspedites okensis, C. Canadensis, так и нижнеберриасские Pretollia spp. и др. [44, 232].

В современной стратиграфической схеме возраст юрской части верхней подсвиты определен в пределах верхов нижневолжского подъяруса, а также среднего и верхнего подъярусов [171], но помимо этого в ее состав входят и низы берриаса. Таким образом, граница юры и мела литологически никак не выражена и проходит внутри достаточно однообразной толщи глинистоалевролитовых пород.

Мощность верхней подсвиты в стратотипическом районе 33-75 м. Следует отметить, что в полных разрезах мощность верхней подсвиты в 2,5-3 раза больше нижней. Это соотношение довольно устойчиво. В краевой части распространения свиты в ее составе отмечаются прослои и даже целые пачки алевролитов и песчаников, приуроченные к основанию, даже к средней и верхней ее частям [36].

В целом мощность даниловской свиты изменяется от 40 до 100 м. Ее возраст на основании встреченной фауны поздний бат – ранний берриас. К востоку и юго-востоку она латерально переходит в образования абалакской свиты, вогулкинской толщи, мулымьинской (нижняя подсвита) и тутлеймской (нижняя подсвита) свит, на западе ее фациальным аналогом является федоровская свита.

В современной стратиграфической схеме [171] даниловская свита выделяется только в Ямало-Тюменском фациальном районе. Нижняя подсвита даниловской свиты мощностью до 40 м в схеме поставлена в соответствие по объему абалакской свите. Для подсвиты характерны глины аргиллитоподобные, темно-серые, тонкоотмученные, в верхней части глауконитовые с карбонатными конкрециями. Верхняя подсвита отмечена как толща (до 80 м) глин аргиллитоподобных, темно-серых, буроватых, прослоями битуминозных с карбонатными конкрециями.

Высказывалось мнение, что стратотип даниловской свиты выбран неудачно. При детальной привязке стратотипа (Даниловская скв. 62-Р, левобережье р. Конда на линии Тальниковая-Убинская площади) выяснилось, что здесь свита отличается слабой (в редких прослоях) битуминозностью верхней части [39, 61 и др.]. Вместе с тем в изученных в последние годы разрезах Даниловской и смежных площадей установлено, что верхняя часть верхней юры по КС и ПС ничем не отличается от нижележащих глин, однако значения ГК превышают 20 мкР, тогда как для обычной глинистой толщи стандартные значения 12, редко до 16 мкР. Возможно, что выход из такой ситуации может быть в обосновании нового стратотипа и выборе нового наименования свиты в Ямало-Тюменском районе [171, с. 83]. Можно принять во внимание также рекомендацию, сделанную в статье [147], и ограничить пределы распространения свиты в ближайшем окружении Шаимского НГР особым даниловским типом разреза, развитым в Приуральской НГО в границах Ляпинской, Малососьвинской, Даниловской, Иусской, Супринской, Верхнекондинской и др. площадей.

Согласно нашим наблюдениям по Шаимскому НГР, выделение из разреза даниловской свиты возможно в западном подрайоне, где она устанавливается по ГИС и редким образцам керна. На опорных профилях свита выделяется в скв. 10320 и 10683 «Северного» профиля (см. рис. 5.1). Сейсмогоризонт ОГ **Т** приурочен к подошве свиты, сейсмогоризонт ОГ **Б** – к кровле.

Перепад глубин по кровле свиты в крайней западной и крайней восточной точках составляет около 350 м, по подошве – примерно 290 м. При этом изменение происходит ступенчато, в виде трех ступеней: западной, срединной и восточной (рис. 5.4); срединная ступень имеет протяженность не менее 60 км. Достаточно наглядно подобная ступенчатость предстает на профилях, выровненных по отражающему сейсмогоризонту M_1 , где она дополнительно подчеркивается изменением толщины свиты (см. рис. 1.7, 1.10). Мощность даниловской свиты в центральной и восточной частях составляет от 85 до 70 м. В западной части Тальникового месторождения она увеличивается до 120-130 м. Еще юго-западнее (Пойтурская 41, Иусские 8000 и др., Средне-Кондинская 10024) ее мощность возрастает до 200 м за счет аномального увеличения верхнеданиловской подсвиты. Перечисленное может служить свидетельством блоковости строения фундамента и продолжения протекания тектонических процессов в поздней юре с последовательным затуханием их интенсивности.



На рис. 5.5 и 5.6 приведены колонки по скв. 10320 (Тальниковое) и 10683 (Шушминское месторождения), которые размещены на соответствующих участках (см. рис. 5.1).





Образец, характеризующий контакт абалакской свиты (вверху) с отложениями тюменской свиты



Рис. 5.5. Строение юрских отложений по скв. 10320:

1 – нижнемеловые отложения; даниловская свита: 2 – верхняя и 3 – нижняя подсвиты; 4 – вогулкинская толща; 5 – тюменская свита; 6 – нерасчлененные породы фундамента и коры выветривания



ние юрских отложений по скв. лист 1 – общее строение толщи (обозначения см. на • лист 2 – образцы, характеризующие контакты стратиграфических подразделений (свит), место отбора которых показано на Интервал, состав и строение которого охарактеризовано

Лист 1



Алевролит мелкозернистый, с ритмичной пологоволнистой слоистостью, подчеркнутой изменением цвета (коричневая окраска). На границах серий толщиной около 1 см слабые взмучивания. Стабильные прибереговые (заливовые) условия осадконакопления.

Алевролит тонкозернистый, довольно плохосортированный, с линзовидной текстурой вследствие активного сингенетического перемешивания осадка. Подводнотечениевая (штормовая?) переработка формирующегося слоя.

Контакт нижнемеловых отложений харасоимской и улансынской свит.

Контакт (по стрелке) мелкозернистого светло-серого песчаника со слабовыраженной динамичной текстурой перемешивания внутри осаждающегося потока, с темносерым мелкозернистым алевролитом, с отчетливой горизонтальной слоистостью.

Непосредственный контакт отчетливо аккумулятивный, с незначительным перемывом нижнего слаболитифицированного алевритового слоя (прослой в песчанике на 1 см выше контакта). В средней части песчаного слоя – следы придонного перемешивания (пятнистая текстура). В некоторой степени инвариантен образцу 16.



Контакт (по стрелке) двух слоев тонкозернистых песчаников разного генезиса. Внизу – среднесортированный, с пологоволнистой слоистостью, пронизанный корневы-

ми остатками. Вверху – плохосортированный, с неотчетливой линзовидной текстурой. Перерыв в осадконакоплении подчеркнут субвертикальной норкой пескожила.

Запечатывание мелкозернистым алевролитом «мусорного» облика выветрелых пород палеозойского фундамента (по стрелке). Дистальный шлейф выноса пролювиального конуса с гальками пород разной окатанности – как собственно фундамента, так и переотложенных алевролитов (увеличенный фрагмент вверху).





Лист 2

В скв. 10320 интервал залегания даниловской свиты 1605-1730 м (толщина 125 м); в скв. 10683 – 1950-2020 м (толщина 70 м). При общем направлении такого вспомогательного профиля с юго-запада на северо-восток и на небольшом расстоянии (около 50 км) подобное изменение залегания не выглядит спокойным, имея выраженное ступенчатое снижение глубины к югозападу, что описано выше.

Даниловская свита хорошо выделяется по кривой ПС по отрицательным значениям в подошве и кровле, однако выделение подсвит по ПСкаротажу вызывает трудности. Более или менее уверенное выделение нижней и верхней подсвит возможно как в скв. 10320, где граница между ними проходит по глубине 1675 м (см. рис. 5.5), так и скв. 10683 – 1985 м (см. рис. 5.6). Фоновое значение ГК по даниловской свите составляет от 5 до 15 мкР. В подошве и остальной части верхней подсвиты наблюдается до двух положительных аномалий естественной радиоактивности, связанных с прослоями битуминозных аргиллитов. В скв. 10320 – повышение значений ГК до 17-18 мкР в приблизительно метровом интервале в самой подошве верхней подсвиты; в скв. 10683 – превышение 30 мкР в интервале 1965-1980 м в виде трехзубцового пика с промежутком между зубцами примерно 10 м.

Ряд контактов стратиграфических подразделений на рис. 5.5 и 5.6 представлен в «образцах». Для скв. 10320 – это контакт даниловской и тюменской свит, который ранее был охарактеризован этим образцом в работе [197, с. 184-185]¹ и помещен на обложку книги [201]. Для скв. 10683 – это контакт тюменской свиты с фундаментом, который был также ранее описан для данного образца в работе [197, с. 168-169]; также контакт даниловской и тюменской свит. Помимо этого, приведены изображения трех образцов, берущих «в вилку» верхний, опесчаненный интервал харасоимской свиты. Более детально его строение показано на рис. 5.7.

Приводимые сведения показывают «переходный» характер контакта (s.l.), что принципиально совпадает с описанием такового для нижних границ радомской и тогурской пачек (см. п. 3.2).

В ряде скважин западного подрайона (Даниловское поднятие и его обрамление) в нижней части интервала, относимого к нижнеданиловской подсвите, возможно выделение слоев, относящихся к вогулкинской толще, о чем сообщалось ранее [36, 87]. Весьма показательна в этом отношении скв. 10664 Тальникового месторождения, фрагмент которой описан и проиллюстрирован в [201, с. 177-181, рис. 6.13]. Не повторяя в деталях данное описание, подчеркнем, что взаимоотношения даниловской (см. предыдущее примечание) свиты и вогулкинской толщи здесь достаточно непростые.

Вогулкинская толща, мощностью более 10 м (интервал 1733-1743,6 м), представленная разнозернистыми песчаниками, имеет четкие верхний и нижний контакты с даниловской свитой. На отложениях тюменской свиты,

¹ Здесь даниловская свита была названа абалакской. Как уже говорилось, западный район является фланговой переходной зоной Шаимского НГР в Приуральскую НГО, и здесь номенклатура свит наиболее нестабильна.

венчаемых 5-сантиметровым угольным прослоем, трансгрессивно залегают глинистые алевролиты и алевроаргиллиты даниловской свиты (алевритовые хорошо отмученные заливовые осадки) толщиной 1,2 м. Выше в растянутом контакте толщиной до 1 м взаимодействуют «абалакский» и «вогулкинский» материал, с «просыпанием»¹ (инъекциями) более грубозернистого «вогулкинского» песка в нижележащие, контрастирующие по составу и сортировке слои мелкозернистого «абалакского» алеврита. Причины возникновения эффекта инъекций могут быть различны – от взмучивания сингенетичного характера до планационного взламывания консолидированных на ранней стадии полого-линзовидно-волнисто-слоистых алевропесчаников. Далее осадконакопление переходит в локализацию собственно вогулкинской толщи, и таких прослоев с «просыпаниями» фиксируются еще два. Верхний контакт нефтенасыщенного плохосортированного вогулкинского песчаника с глинистым алевролитом (алевроаргиллитом) даниловской свиты также неровный.

Ранее было установлено, что вогулкинские образования в верхней части даниловской свиты западного подрайона в ряде мест представляют собой биогенно-кремнистые породы – спонголиты. В последние годы это подтверждено по материалам Северо-Даниловской площади (керн скважин 10143, 10144, 10152, 10160, 10170) в западной части Шаимского нефтегазоносного района, где нижняя подсвита даниловской свиты (келловей–оксфорд– кимеридж) включает продуктивные пласты П₁ и П₂, в которых открыты многочисленные литологически ограниченные залежи [194].

Абалакская свита

Свита выделяется в центральном и восточном подрайонах. В современной стратиграфической схеме [171]) абалакская свита принята в объеме верхов верхнего бата, келловея, оксфорда, кимериджа и низов нижневолжского яруса (нижний титон); область ее развития показана в восточной, центральной и южной частях Шаимского района и на всей территории Красноленинского района.

Абалакская свита впервые выделена П. Ф. Ли в 1959 г. со стратотипом в разрезе скважин Абалакской площади в объеме от келловея до кимериджа включительно [28, 137]. Наименование свита получила от с. Абалак (район г. Тобольска), около которого расположена одноименная разведочная площадь, однако впервые она описана при характеристике сводного разреза Уватской опорной скважины [13]. На стратиграфическом совещании в 1961 г. было официально утверждено выделение абалакской свиты для Березово-Чуэльского и Тобольско-Уватского районов со стратотипом в одной из скважин Абалакской площади [168]. История выделения свиты и развитие

¹ Подобные «просыпки», «просыпания» были впервые отмечены для контакта отложений вогулкинской толщи с песчаниками тюменской свиты в скв. 11126 Усть-Ахской площади [197].





органические остатки: 15 – раковинный материал; 16 – головоногие; 17 – обилие малоразмерной биоты; 18 – следы ползания и но-

• фациальный состав (генетическая составляющая): 19 – малоподвижное прибереговое мелководье; 20 – приливно-отливное побережье (ватты); 21 – малые аккумулятивные формы (косы, пересыпи); 22 – подвижное мелководье (бары, пересыпи); 23 – удаленное от берега мелководье; 24 – открытая часть бассейна представлений о ее стратиграфической позиции достаточно подробно рассмотрены в статье [71].

На Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Тюмени в 1967 г. высказывались мнения о скользящем возрасте кровли свиты от кимериджа до середины средневолжского подъяруса [56]. Вместе с тем такая точка зрения была подвергнута критике, было отмечено, что нет никаких оснований для предположения о скользящем возрасте кровли абалакской свиты [66]. В. Г. Елисеев, И. И. Нестеров для Шаимского района принимали положение кровли свиты, совмещенное с границей кимериджского и волжского ярусов [226]. Ю. В. Брадучан считал стратиграфический объем абалакской свиты в интервале от келловея до начала ранневолжского подъяруса [36]); группа новосибирских специалистов расширила объем свиты в интервале от верхов верхнего бата до нижней волги [71, 232 и др.]. Последняя точка зрения воспринята широким кругом специалистов и отражена в современной стратиграфической схеме [171].

Выдвигались серьезные претензии к качеству исторического стратотипа свиты, предлагалось найти гипостратотипические разрезы абалакской свиты с максимально полными палеонтологическими и литологическими характеристиками и с палеонтологически обоснованными нижней и верхней границами. В качестве гипостратотипов абалакской свиты ими предложено использовать для наиболее глинистых разрезов данные по скв. Южно-Талинская 324 (инт. 2547-2583 м) и скв. Малымская 90 (инт. 2862-2885 м), в которых прослежены наиболее полные последовательности фораминиферовых биостратонов. Для разрезов, где отмечается развитие песчаноалевролитовых пластов и детально охарактеризована нижняя граница, предлагается скв. Лазаревская 10126 (инт. 2104-2158 м) [71].

В Шаимском НГР абалакская свита местами с перерывом залегает на породах тюменской свиты, а в пределах отдельных выступов фундамента – на породах фундамента или коре выветривания. На отложениях абалакской свиты залегают битуминозные породы мулымьинской свиты (см. прилож. 1, табл. 2). Свита развита на огромной территории (рис. 5.8). Осадки ее встречены в крыльевых частях Шаимского мегавала, в северо-восточной части Восточно-Туринской моноклинали, в разрезах Ханты-Мансийской и Надымской впадин [226]. По другим источникам, свита развита в западной части Западно-Сибирской равнины на территории от среднего течения р. Полуя на севере до г. Тобольска на юге и от верховьев р. Малой Сосьвы на западе до верховьев р. Казыма и Усть-Балыкской площади на востоке [28].

Аргиллиты и аргиллитоподобные глины абалакской свиты слагают верхнюю часть средней юры и нижнюю (большую) часть верхней юры Западной Сибири. Они распространены в западных районах, протягиваясь широкой полосой от р. Тобол на юге до Тазовской губы и п-ова Ямал на севере (см. рис. 5.8). Свита, будучи нефтегазоносной в западных районах в зонах контакта по латерали с песчаными толщами (Шаимский, Березовский и др. районы) и являясь хорошей покрышкой для нижележащих продуктивных песчаных пластов тюменской и малышевской свит, вскрыта многочисленными поисковыми и разведочными скважинами. Имея небольшие мощности, хорошо изученная по керну скважин, содержащая обильные остатки макро- и микрофауны, она всегда привлекала внимание геологов, изучающих нефтеносную верхнюю юру Западной Сибири, не только как потенциальная покрышка или нефтематеринская толща, но и как объект, очень перспективный для решения многих задач стратиграфии и палеогеографии [71].

Рис. 5.8. Распространение абалакской свиты на фрагменте схемы фациального районирования Западной Сибири.

Толстая линия – границы фациальных областей, средняя толщина – границы фациальных зон, серый фон – Обь-Ленская фациальная область (область морского седиментогенеза); показаны также точки изученных разрезов (по [71]). Западная граница области распространения почти совпадает с границей западного подрайона на рис. 5.1



Ближе к западному обрамлению равнины разрез свиты замещается образованиями маурыньинской и лопсинской свит, к северо-западу и западу – даниловской свиты; восточный возрастной эквивалент абалакской свиты – васюганская и георгиевская свиты.

Абалакская свита характеризуется существенно глинистым составом (глины, аргиллитоподобные глины, аргиллиты, алевроаргиллиты). Исключение составляют разрезы, фиксируемые на наиболее приподнятых участках, где часть абалакской свиты латерально переходит в песчано-алевролитовую вогулкинскую толщу.

Свита разделялась В. Г. Елисеевым, И. И. Нестеровым в Шаимском районе на три пачки (подсвиты). Правда, эти авторы оговариваются, что трехчленное деление ее разреза на отдельных участках изучаемой территории не всегда уверенное, хотя некоторые характерные литологические особенности пачек сохраняются [226]. Трехчленное строение абалакской свиты наблюдалось по материалам ГИС по Западно-Тугровской площади (рис. 5.9) [20].

Нижняя пачка представлена черными и темно-серыми аргиллитами с редкими мелкими линзами алевролитов и песчаников. Породы слабослюдистые, в нижней части углистые, иногда с включениями глауконита. Они имеют массивную и линзовидно-волнистую текстуру. В основании пачки наблюдаются глинисто-карбонатные породы с оолитами сидерита. Встречаются обломки раковин пелеципод, ростры белемнитов, отпечатки аммонитов. Породы нижней пачки охарактеризованы аммонитами и комплексами фораминифер, обнаруженная фауна позволяет отнести вмещающие отложения к среднему, верхнему келловею и низам нижнего оксфорда. Мощность нижней пачки до 15 м [226].

Средняя пачка сложена темно-серыми и буровато-серыми, сильнослюдистыми аргиллитами. Встречаются прослои сидеритовых пород, включения глауконита. В породах отмечены обломки раковин пелеципод, аммонитов и белемнитов, сажистые и пиритизированные растительные остатки. Отложения средней пачки отличаются от подстилающих более тонкой отмученностью глинистого материала, отсутствием линз алевролитов, обилием слюды. В западных разрезах Шаимского района литологическая граница между пачками проводится условно. В породах средней пачки определена фауна аммонитов, в ряде скважин встречены комплексы фораминифер. Определения фауны позволяют отнести разрез этой пачки к нижнему оксфорду и частично к низам верхнего оксфорда. Мощность пачки 3-10 м [226].

Верхняя пачка отличается от подстилающих отложений. Она характеризуется темно-серыми с черными аргиллитами, тонкоотмученными, с многочисленными конкрециями железисто-марганцево-кальцитового состава (характерно для Березовского газоносного района [238]), с включениями глауконита. В основании аргиллитов с конкрециями часто обособляются маломощные прослои глауконитов и глауконитизированных алевролитов. Отложения содержат обломки раковин пелеципод, остатки аммонитов и белемнитов, фораминиферы. Определения фауны позволяют считать, что верхняя пачка абалакской свиты имеет возраст от верхнего оксфорда до кимериджа включительно [226]. В ряде разрезов скважин в верхах пачки определены смешанные комплексы фораминифер кимеридж-волжского возраста. Мощность пачки 5-25 м.

Выше уже говорилось, что трехчленное подразделение абалакской свиты на субъединицы (пачки, подсвиты) может быть проведено не всегда уверенно. Так, по мнению А. А. Булынниковой, Г. С. Ясовича [66], абалакская свита, трансгрессивно залегающая на доюрских образованиях или на породах тюменской свиты и представленная толщей темно-серых и буровато-черных аргиллитов, нередко битуминозных, известковистых и глауконитовых, с прослоями сидеритов и карбонатными конкрециями, может быть подразделена только на нижнюю и верхнюю подсвиты. Важно то, что отмечен условный характер совмещения подошвы нижней подсвиты с кровлей нижнего подъяруса келловея, поскольку в ряде разрезов на Шеркалинской, Алешкинской и других площадях между подошвой абалакской свиты и слоями нижней подсвиты, охарактеризованными среднекелловейскими аммонитами, имеется «немая» толща мощностью до 5-8 м [66].

Об этом «немом» интервале в низах абалакской свиты следует сказать более подробно. Наши наблюдения показывают, что в ряде разрезов свиты,

охарактеризованных керном, такой условно «немой» интервал может быть действительно выделен [20].

Например, в скв. 26Р Западно-Тугровской площади абалакская свита с отчетливым нижним контактом, проходящим на глубине 2149,0 м, залегает на континентальных сероцветных алевролито-песчаных отложениях тюменской свиты. В самой подошве абалакской свиты выделяется незначительный по мощности (до 7 см) базальный интервал, представленный плохосортированным крупнозернистым алевролитом с включениями пиритовых зерен и стяжений [20].



Рис. 5.9. Контакты абалакской свиты по керну и ГИС по скв. 26Р Западно-Тугровской площади.

Черный прямоугольник справа колонки – распространение неопределимых ростров редких белемнитов; серый прямоугольник – интервал распространения фораминифер

Выше базального интервала до глубины 2138,3 распространены типичные темноцветные породы абалакской свиты (см. рис. 5.9). По ГИС верхний контакт абалакской свиты с тутлеймской устанавливается на глубине 2111,5 м, таким образом, полный объем абалакской свиты в изучаемом разрезе составляет 37,5 м, что в целом соответствует мощности свиты в Казым-Кондинском районе Обь-Ленской фациальной области (9-50 м) [171].

По ГИС в разрезе данной скважины в толще абалакской свиты возможно выделение трех пачек почти равной мощности, при этом верхняя характеризуется повышенными значениями ГК. Из фаунистических остатков были найдены неопределимые обломки ростров белемнитов, раковин двустворчатых моллюсков и фораминиферы. Белемниты встречаются по всему интервалу, охарактеризованному керном, а определимые раковинки фораминифер были найдены только в породах средней пачки (см. рис. 5.9).

Редкие обломки белемнитов обычно рассеяны по породе, но в самой подошве в интервале 2149,0-2148,8 их встречено довольно много, причем отдельные из них в диаметре достигают 2 см. Найдены линзовидные скопления спрессованных обломков створок тонкораковинных двустворчатых моллюсков («давленая ракушь»). Единственной определимой формой макрофауны был отпечаток раковины аммонита Amoeboceras sp., встреченный в основании средней пачки. Эта форма может указывать на оксфордский возраст вмещающих отложений. Остатки макрофлоры не обнаружены.

При изучении под микроскопом отмытого порошка из алевроаргиллитов нижней части абалакской свиты обращает на себя внимание присутствие микростяжений мелкокристаллического пирита и псевдоморфоз пирита по обломкам ростров очень маленьких ювенильных белемнитов (размеры ростров: длина до 3 – 5 мм, диаметр 0,8 – 1,5 мм). Интересно, что основная часть ростров полностью замещена пиритом, а внутренняя полость выполнена скрытокристаллическим халцедоном. Помимо названного, в порошкахконцентратах под микроскопом можно различить тончайшие пленки углефицированного органического материала черного цвета с сильным блеском и углефицированные остатки корневой системы водных растений.

Фораминиферы в образцах из средней пачки редки, сохранность их удовлетворительная или плохая; примерно в равном соотношении они представлены агглютинированными и секреционными формами. Установлен информативный комплекс фораминифер, в составе которого определены: Glomospira sp., Haplophargmoides sp. aff. H. magnus Bulynn., Recurvoides sp., R. scherkalyensis Levina, Ammobaculites sp., A. tobolskensis Levina, Trochammina sp., T. oxfordiana Shar., T. kosyrevae Levina, Lenticulina solita Dain, Planularia colligatiformis Kosyr., P. septemtrionalis Gerke, Saracenaria carzevae Schar., Pseudonodosaria sp. По ряду характерных видов данный комплекс вполне уверенно идентифицируется как зональный комплекс JF34-зоны Ammobaculites tobolskensis – Trochammina oxfordiana [20].

Данная фораминиферовая зона широко распространена в верхнеюрских отложениях Западной Сибири [36, 216]. В соответствии с зональным биостратиграфическим стандартом мезозоя Западной Сибири, она является JF34 зоной [71, 92, 171] с распространением в пределах нижнего оксфорда. Таким образом, верхняя по керну пачка абалакской свиты в рассматриваемом разрезе скв. 26Р по фораминиферам датируется ранним оксфордом, чему не противоречит находка аммонита Amoeboceras sp. в этом же интервале. Учитывая, что фораминиферы являются единственным определимым палеонтологическим материалом, это ставит вопрос о наличии условно «немого» интервала в низах абалакской свиты, по стратиграфическому объему равного верхам бата – келловею (условность состоит в том, что интервал лишен *определимых* органических остатков).

Внимательный анализ материалов, представленных другими исследователями [71], приводит к тем же заключениям (рис. 5.10).



Рис. 5.10. Палеонтологическая характеристика и биостратиграфическое расчленение абалакской свиты ряда скважин Шаимского района и смежных территорий (по [71]):

1 – аргиллиты и аргиллитоподобные глины; 2 – алевролиты; 3 – песчанистые алевролиты; 4 – песчаники; 5 – битуминозность (а), глауконит (б), оолиты (в); 6 – индекс биостратона; 7 – аммониты; 8 – двустворки; 9 – фораминиферы; 10 – гастроподы; 11 – крупномерная растительность; 12 – частота встречаемости микрофауны: а – редко (<3 экз), 6 – часто (3–15 экз), в – много (>15 экз); 13 – конкреционные прослои; 14 – углистые прослои

В частности, по некоторым скважинам микрофаунистическая характеристика абалакской свиты может начинаться снизу с зоны JF33 Dorothia insperata–Eomarssonella paraconica, верхняя часть верхнего келловея – нижняя часть нижнего оксфорда (скв. Лазаревская 10132), или с зоны JF34 Ammobaculites tobolskensis–Trochammina oxfordiana, нижний оксфорд (скв. Ловинская 8413), либо, совсем экзотично, с зоны JF45 Spiroplectammina vicinalis– Dorothia tortuosa, верхняя часть нижневолжского и бо́льшая часть средневолжского подъяруса (скв. Тугровская 8) [71]. Иными словами, часть совокупного стратиграфического объема абалакской свиты (а именно верхи бата – келловей) как бы «исчезает» из поля микрофаунистических исследований и анализа. Мы не утверждаем, что это явление носит повсеместный характер, однако подобную особенность пород нижней части абалакской свиты¹ следует иметь в виду при различных стратиграфических построениях.

¹ Возможны несколько предположений-гипотез, объясняющих причины подобного явления; одна из них, связанная с выносом и перераспределением карбонатного материала в постдиагенезе, рассмотрена в нашей работе [20], см. также ниже.

Однако в целом, как уже упоминалось, абалакская свита палеонтологически довольно хорошо изучена и долгое время, особенно в начальный период геологического освоения Западной Сибири, основной фактический материал по абалакской свите и вогулкинской толще поступал из Березовского и Шаимского нефтегазоносных районов [36, 61, 66].

Палеонтологическая характеристика абалакской свиты на западе Западной Сибири состоит в следующем [71, 92, 134, 135, 136, 155].

Нижний базальный горизонт абалакской свиты в разрезах Шаимского НГР и прилегающих территорий представлен песчаниками серыми, коричневатыми, с сидеритовыми мергелистыми конкреционными прослоями, прослоями темно-серых аргиллитов и коричневатых алевролитов, с рассеянной галькой, гравелитами, обломками древесины, иногда с глауконитом и сидеритовыми оолитами и пиритовыми стяжениями, с частыми размывного характера границами прослоев. Контакт с тюменской свитой обычно резкий. Этот трансгрессивный базальный пласт васюганского горизонта индексируется как Π_3 (HO_2^0). Мощность базального горизонта меняется от 4-8 до 15-20 м. В серых песчаниках в основании толщи встречены многочисленные остатки морских двустворок, фораминифер, гастропод. На ряде площадей над песчаным пластом с фауной иногда отмечается прослой (1-2 м) разнозернистых светло-серых косослоистых песчаников, сильно обогащенных обугленным растительным детритом, углефицированной древесиной, весьма похожих на песчаники тюменской свиты. Перекрывается этот пласт коричневатым известковистым (сидеритизированным) конкреционным прослоем (1-2 м), в котором встречены многочисленные гастроподы Paludina? sp., характерные для пресноводных или неполносоленых обстановок. Выше залегают коричневатые песчаники и алевролиты, содержащие типично морскую фауну (2-3 м), сменяющиеся вверх по разрезу темно-серыми глинами основной части абалакской свиты. В толще на разных уровнях встречены многочисленные остатки скафопод и лингулы, обычно свидетельствующие о крайнем мелководье в момент образования соответствующих слоев (близ береговой линии). Базальный горизонт васюганской трансгрессии (пласт Ю2⁰ или П3) в изученном районе имеет сложное полифациальное строение, сложен песчаниками и алевролитами, сформировавшимися как в типично морской обстановке, так и в лагунно-озерной, субконтинентальной и часто содержит следы перемывов.

Здесь вернемся к проблеме различения вогулкинской толщи и тюменской свиты в тех случаях, когда они представлены минимальными толщинами. К этому вопросу мы уже обращались в предыдущих работах – на примере скв. 11126 [197, с. 178, 180-181]; 10666 и 10674 [201, с. 97, 100-101], а также при характеристике тюменской свиты (см. гл. 4). Приведем новые сведения по скв. 10514, расположенной на самом юге Шаимского НГР (рис. 5.11). По колонке скважины, даже с детальными сведениями ГИС, затруднительно оценить стратиграфическую принадлежность маломощного интервала терригенных отложений, выделяемых между дезинтегрированными породами фундамента и глинистой толщей собственно абалакской свиты (1456-1458 м). И только керновый материал, даже с учетом его неудовлетворительного состояния, дает однозначный ответ на отнесение интервала именно к тюменской свите. Свидетельством тому является развитая корневая система, закрепившая маломощную толщу среднеюрских алевропесчаников in situ, чем сберегла ее от размыва. Кстати, приведенные сведения дают хотя и косвенный, но однозначно положительный ответ на участие отложений тюменской свиты, при их перемыве, в составе пород вогулкинской толщи.

Возвращаясь к фаунистической характеристике разреза, отметим, что в песчаниках пласта Ю_2^{0} или Π_3 встречены остатки двустворок Pleuromya cf. subpolaris, Grammatodon ex gr. schourovskii, Thracia sp. ind., Dacryomya sp. ind. D. ex gr. chetaensis, Arctica ex gr. orientalis, Entolium sp. ind., Meleagrinella sp. ind., Meleagrinella ovalis, Praebuchia sp. ind., Nuculoma variabilis, Mclearnia sp. ind., Pronoella? sp. ind. характерные для слоев с Grammatodon leskevitschi-Praebuchia orientalis и Grammatodon schourovskii (см. рис. 5.10).

Находки фораминифер в низах абалакской свиты известны из многих местонахождений как на исследуемой территории, так и в смежных районах. В ряде разрезов в самом основании базального песчаного пласта локально прослеживаются комплексы слоев с JF 28 Kutsevella memorabilis – Guttulina tatarensis [170]. Более широко, практически повсеместно на территории Западной и Восточной Сибири распространена фораминиферовая ассоциация зоны JF 25 Dorothia insperata – Trochammina rostovzevi. Верхняя граница зоны зафиксирована по смене комплекса фораминифер. Нижняя граница базального пласта практически изохронна, но верхняя «скользит» в пределах келлобазальном пласте скв. Окуневская 9071 найдены вея. Так, В Quenstedtoceratinae gen. et sp. ind. (самые верхи нижнего-верхний келловей), а в Лазаревской 10132 в перекрывающей базальный пласт пачке глин -Longaeviceras cf. nikitmi (низы верхнего келловея).

Над базальным пластом Ю_2^0 или Π_3 абалакской свиты залегают глины темно-серые, иногда слабоалевритистые, в основании которых в ряде разрезов встречены позднекелловейские Longaeviceras sp. ind., L. cf. nikitini, обнаружены двустворки Grammatodon schourovskii, Astarte extensa, Entolium demissum, Limea sp. ind., Cosmetodon ex gr. bojarkaensis, Camptonecles ex gr. lens, Musculus chekanovskii, Dacryomya chetaensis, Thracia scythica и др., характерные для слоев с Praebuchia orientalis и Grammatodon schourovskii.

Более высокие горизонты абалакской свиты в погруженных районах восточной части территории представлены темно-серыми, тонкоплитчатыми аргиллитоподобными глинами с нижнеоксфордскими аммонитами Cardioceratinae ?Goliathiceras sp. ind. На более приподнятых участках в основном на западе территории в глинах появляются прослои светло-серых известковистых песчаников и песчанистых алевролитов разной мощности от 0,5-2,5 м. Здесь встречены нижнеоксфордские Cardioceras ex gr. cardatum, C. ех gr. percaelatum, C. ex gr. excavatum, Cardioceratinae gen. et sp. ind. Комплекс двустворок низов нижнего оксфорда сходен с верхнекелловейским и принадлежит слоям с Praebuchia orientatis и Grammatodon schourovskii. В верхах



Лист 1

Алевроаргиллит с прослоем плохосортированного алевропесчаника дистального переноса





Тот же тонкомелкозернистый песчаник, что и обр. 2, 3. Активно перемят. Вверху – срез, параллельный слоистости, иллюстрирующий положение и форму корневых остатков

Сингенетическое

алевро-

коли-

ма-

«проседание»

песчаника, с бо-

чеством плохосортированного

териала. По центру – мощный корень, контролирующий смя-

гравийного

слоев

льшим

тие

Песчаник тонко - мелкозернистый, с примесью более грубозернистых частиц, пронизанный корневой системой

2

3

Тот же песчаник, что и обр. 2; отчасти с меньшей размерностью материала, а также вторичной хлоритизацией по корневым остаткам



Контакт (по стрелке) слабоуглистого алевролита с обилием песчано-гравийного неокатанного материала (хлидолит) с породами коры выветривания

Рис. 5.11. Строение юрских отложений по скв. 10514:

• лист 1 (слева) – вверху общее строение интервала; внизу – последовательное увеличение масштаба для горизонта с вогулкинской толщей:

1 – нижнемеловые отложения; 2 – мулымьинская свита; 3 – абалакская свита; 4 – тюменская свита; 5 – нерасчлененные породы фундамента и коры выветривания;

• лист 2 (вверху) – образцы, место отбора которых показано на колонке скважины, с краткой характеристикой

Лист 2
нижнего оксфорда происходит смена комплекса, появляются Buchia ex gr. concentrica, Oxytoma expansa и др. типичные для оксфордских слов с Praebuchia kirghisensis – Buchia concentrica. Комплексы фораминифер оксфорда изученной территории более дифференцированы, чем келловейские. Совместно с фораминиферами в слоях с Dorothia insperata – Eomarssonella paraconica найдены как позднекелловейские, так и раннеоксфордские аммониты. В других разрезах келловейская JF33-зона Dorothia insperata – Trochammina rostovzevi непосредственно перекрывается нижнеоксфордской JF34-зоной Ammobaculites tobolskensis – Trochammina oxfordiana. Также прослежены слои с JF36 Trochammina oxfordiana, датированные ранним и средним оксфордом.

Средний и самые низы верхнего оксфорда опознаются по находкам комплекса фораминифер JF35-зоны Ammodiscus thomsi – Tolypammina svetlanae. Зона Ammodiscus thomsi –Tolypammina svetlanae перекрывает нижнеоксфордскую зону Ammobaculites tobolskensis – Trochammina oxfordiana. Комплекс фораминифер JF35-зоны Ammodiscus thomsi – Tolypammina svetlanae существенно обеднен по сравнению с нижележащим и может сопровождаться в разрезах абалакской свиты двустворками, характерными для слоев с Praebuchia kirghisensis и Buchia concentrica. Судя по палеонтологической характеристике, песчано-алевритовые пласты в этой части абалакской свиты, обычно индексируемые как Π_2 , соответствуют по стратиграфическому положению стандартной западно-сибирской группе пластов $Ю_1^3$ и, возможно, $Ю_1^2$.

В более высоких горизонтах абалакской свиты обнаружены верхнеоксфордские аммониты Amoeboceras sp. ind., A. ex gr. ravni, совместно с которыми встречены двустворки Buchia cf. concentrica, Mclearnia cf. broenglundi, Astarte cf. extensa, Meleagrinella ovalis. Комплексы фораминифер верхней половины верхнего оксфорда представлены JF37-зоной Recurvoides disputabilis. Песчаные прослои в этой части разреза абалакской свиты распространены на исследованной территории более локально, чем нижнеоксфордские. Тем не менее этот уровень хорошо прослеживается в пределах Шаимского района. Так, в скв. Половинкинской 100 отмечается чередование алевролитов, песчанистых аргиллитов, спонголитов и песчаников светло-серых, иногда глауконитовых, содержащих верхнеоксфордские аммониты Amoeboceras ex gr. alternans и комплексы фораминифер [87], типичные для JF37-зоны Recurvoides disputabilis.

Вышележащие кимеридж-нижневолжские слои абалакской свиты в изученных разрезах сложены аргиллитоподобными глинами, темно-серыми до черных с маломощными прослоями алевролитов темно-серых с зеленоватым оттенком и коричневатыми сидеритизированными пропластками. Нижний кимеридж устанавливается по находкам аммонитов Amoeboceras kitchini, A. ex gr. kitchini, A. cf. kitchini. Совместно с аммонитами в этих скважинах встречены богатые комплексы двустворок с Entohum nummulare, Buchia concentrica, Astarte extensa, Thracia cf. lata, Meleagrinella subovalis, Nuculoma vanabilis, Inoceramus sp. ind. зоны Buchia concentrica. Найдены фораминиферы JF40-зоны Haplophragmoides (?) canuiformis, стратиграфический диапазон которой установлен по находкам аммонитов во многих разрезах Западной Сибири в интервале верхов верхнего оксфорда – нижней части нижнего кимериджа.

Комплекс фораминифер вышележащей JF41-зоны Pseudolamarckina lopsiensis (верхи нижнего – верхний кимеридж) существенно обновляется. Зона Pseudolamarckina lopsiensis является прекрасным репером и прослеживается в верхнеюрских толщах далеко за пределы Западной Сибири.

Нижневолжская часть разреза абалакской свиты охарактеризована фораминиферами слоев с JF43 Kutsevella haplophragmoides. Стратиграфический объем слоев с Kutsevella haplophragmoides (нижняя волга) устанавливается достаточно условно, поскольку только в Усть-Енисейском районе характерный комплекс фораминифер встречен с нижневолжским Pectinatites rotor [228]. Вышележащая JF45-зона Spiroplectammina vicinalis – Dorothia tortuosa объемлет средневолжскую толщу Западной Сибири и отчасти верхнюю часть нижневолжского подъяруса. В скв. Тугровская 8 (верхняя часть инт. 2080-2090 м) в приграничных слоях абалакской и мулымьинской свит встречены относительно многочисленные Ammodiscus ex gr. veteranus, Spiroplectammina vicinalis, Dorothia cf. tortuosa и другие, характерные для этой JF45-зоны фораминиферы. В вышележащих слоях баженовского горизонта найдены средневолжские аммониты Laugeites cf. borealis и Laugeites sp. ind., Pavlovia sp. ind., двустворки Buchia mosquensis, B. cf. tenuicollis и др. и комплексы фораминифер JF45-зоны Spiroplectammina vicinalis – Dorothia tortuosa [39].

Отдельно отметим новые данные по распространению в абалакской и даниловской свитах (в васюганском и баженовском горизонтах) Шаимского НГР и прилегающих территорий цист динофлагеллят – группы микрофоссилий, приобретающей ныне все более важное значение в биостратиграфии морской юры и мела Западной Сибири [92, 106, 108, 109, 174, 232].

На территории Западной Сибири первое появление диноцист в средней-поздней юре условно приурочено к границе бат-келловей [74, 207, 208]. По материалам из образцов керна разрезов абалакской и даниловской свит Шаимского района (Тальниковая, Лазаревская, Вишьенская, Даниловская, Северо-Даниловская площади) установлена стратиграфическая последовательность девяти комплексов диноцист в диапазоне от нижнего келловея до верхневолжского подъяруса [208].

Наиболее древний (1-й) из установленных динокомплексов описан из разреза скв. Даниловская-10554 (гл. 1794,8 м) и соответствует динозоне Ft Fromea tornatilis, датируется нижним келловеем [208]. В современной стратиграфической схеме данная динозона охватывает интервал верхов бата – низов нижнего келловея [171].

Выше по разрезу следуют семь комплексов диноцист со стратиграфической позицией: 2) верхняя половина нижнего – средний келловей, 3) верхи келловея – нижний оксфорд, 4) пограничный интервал между келловеем и оксфордом, верхний оксфорд, 5) самые верхи оксфорда – низы кимериджа, 6) нижний и часть верхнего кимериджа, 7) средний подъярус волжского яруса, 8) верхняя половина средневолжского подъяруса. Самый молодой из изученных динокомплексов установлен в даниловской свите, вскрытой скважиной Вишьенская-10055 (гл. 2007 м). Соотнесение этого динокомплекса с Pb/Trдинозоной Paragonyaulacysta borealis–Tubotuberella rhombiformis позволяет определить возраст вмещающих отложений как верхневолжский [208].

Приведенный выше стратиграфический очерк в очередной раз показывает, что разрез абалакской свиты достаточно изучен, широко опубликован и хорошо известен, однако детальное изучение отдельных скважин на некоторых площадях приносит новую информацию.

В этом смысле показателен прежде всего сокращенный, по отношению к разрезу в целом, объем нижней подсвиты и практически полное отсутствие в ней фоссилий с карбонатным скелетом и раковинами на севере центрального подрайона в наиболее погруженной части территории [20]. Напомним, что здесь отсутствуют (см. выше), в сравнении с типовым разрезом фациального района [171, 232], 5 фораминиферовых зон с их комплексами, 5 аммонитовых, 3 зоны по двустворкам. Вполне вероятно, что здесь мы имеем дело со своего рода конденсированным разрезом, в котором постседиментационное уплотнение пород происходило с выносом и перераспределением пелитового, алевритового и карбонатного материала внутри уже сформировавшегося, но не полностью консолидированного слоя (рис. 5.12). В принципе, процессы уплотнения глинистого матрикса слоя под воздействием статических гравитационных сил могут происходить с активным растворением карбоната, его выносом и перераспределением. На этот общий фон могли быть наложены дополнительно кратковременные периодические тектонические нагрузки, о чем свидетельствуют внутрислоевые зеркала скольжения и трещины.

Ряд авторов [37, 48, 49, 235, 236] также называют глинистую пачку низов васюганского горизонта «конденсированной». Возможно объяснение конденсации низов васюганского горизонта за счет модели общего клиноформного строения и залегания верхнеюрских отложений, когда прослеживается уменьшение мощности келловей-оксфордских отложений в направлении с востока на запад, омоложение кровли нижневасюганской пачки тонкоотмученных глин от низов келловея до низов оксфорда, постепенное наращивание фондоформных конденсированных осадков с востока на запад за счет более молодых осадков глубокого моря [48, 49, 235].

Нельзя исключить, что биогенный карбонат организмов, обитавших и позднее захороненных в слое осадка, позднее в результате процессов уплотнения, метаморфизма и эпигенеза был растворен, вынесен и переотложен в виде карбонат-сидеритовых конкреций и корковидных «ризоидов» (см. рис. 5.12, *1-4*). Важно подчеркнуть, что все эти процессы происходили in situ, без удаления материала из района осадконакопления. Наконец, весьма интересным является наличие пылеватого алеврита в верхней подсвите абалакской свиты. Не исключено, что этот материал был занесен ветровыми потоками из районов Казахстана и Центральной Азии, где в келловее-оксфорде существо-

вали аридные пустынные условия, в то время как в Западной и Средней Сибири климат был преимущественно гумидным [20].



Рис. 5.12. Фрагменты керна низов абалакской свиты скв. 26Р Западно-Тугровской площади:

1, 2, 3, 4 – карбонатно-алевритово-сидеритовые конкреции.

1, 2 – карбонатная конкреция, залегающая на глубине 2144,0 м. При высоте 14 см и максимальной ширине 6 см она имеет форму капли или груши, вдавленной острым концом вниз. Такой вертикальный вектор совершенно не характерен для диагенетических конкреций и не нашел своего отражения в таблице морфотипов наиболее полного справочника [35]. Концентрируясь, вероятнее всего, в раннедиагенетическую стадию, более плотный карбонатный материал, вытягиваемый из окружающего объема пород, как колуном рассекал слабоконсолидированные нижележащие осадки, создав оторочку их «торошения» толщиной 2-5 мм. Такой же вектор (но значительно меньшей силы) был направлен и снизу вверх. В позднедиагенетическую стадию небольшим импульсом новой стадии конкрециеобразования была создана микроконкреция-сателлит размером $0,5 \times 1$ см (литера "S"). При обычной эллипсоидальной форме, она расположена согласно наслоению и одинаково сечет как вмещающие породы, так и основную конкрецию. Наконец, при последующем эпигенетическом уплотнении создалась обычная текстура обтекания, обусловленная различиями в коэффициентах усадки сформированной конкреции и основных вмещающих пород.

5 – возможные строматолиты – конкреционные образования, насыщенные пиритом.

Во всех случая диаметр керна – 100 мм

Весьма характерными для нижней части абалакской свиты являются своеобразные небольшие розетковидные и желваковидные образования карбонат-алеврит-пелитового состава, изобильно насыщенные мелкозернистым

пиритом (см. рис. 5.12, 5) неясного генезиса. Г. Д. Исаевым была предположена строматолитовая природа таких образований [110]. Располагая керновым материалом по Потанай-Картопьинской (скв. 226) и Западно-Тугровской (скв. 25) площадям, в разрезах которых вскрыта непрерывная последовательность пелитовых отложений келловея, этот исследователь обнаружил развитие своеобразных конкреционных текстур. По данным детального изучения органических остатков карбонатных конкреций, последние представляют собой строматолитовые постройки, образованные в процессе жизнедеятельности симбиотических сообществ бактерий и нитчатых прокариотных цианей (желваковидные формы размером до 2-4 см в поперечнике) [110], причем в верхней части разреза отмечаются признаки ветвистых форм, а в основании разреза на глубине 2176,5 м – уплощенные, корковидные строматолиты.

Строматолитовые маты – признак крайней мелководности, что позволяет предположить мелководный генезис образования всех пелитолитов, содержащих бухии, иноцерамы, аммониты, белемниты, залегающие выше по разрезу. Дополнительным доказательством крайней мелководности этого разреза является обнаружение на глубине 2175,15 м настоящих симбиогермов, образованных губками, водорослями и строматолитами [110]. Не все желваки карбонатного состава в пелитолитах верхней юры имеют строматолитовую природу. Строматолитовыми матами на глубине 2176,5 м в скв. 226 (Потанай-Картопьинская) фиксируется в разрезе резкая смена фациальных обстановок: пойменно-лагунных на морские. Смена обстановки происходила в режиме полного отсутствия гидродинамической активности, но перерыв все-таки существовал, и он проявился в мощном развитии наложенных процессов: пиритизации, аргиллизации, карбонатизации. Весь комплекс новообразованных пород можно интерпретировать как результат подводного выветривания, который стал возможным вследствие неоднократного обмеления, осушения и быстрого подъема соленых морских вод с активным их воздействием на только что сформировавшийся водорослевый и цианобактериальный субстрат [110].

Заметим, что, несмотря на гипотетичность некоторых суждений (например о крайне мелководном генезисе *всей* толщи абалакской свиты), подобная точка зрения на строматолитовую природу некоторых конкреций в нижней части свиты проливает свет на общую палеогеографическую обстановку в регионе в поздней юре. Цианобактериальные маты, или, точнее, корковые симбиогермы, являясь природными концентраторами органики (что косвенно подтверждается обилием пирита), могли создавать кратко- или долговременные придонные аноксийные обстановки, препятствующие нормальному развитию бентосной фауны (двустворчатые и головоногие моллюски, фораминиферы). В то же время нектонные свободноплавающие организмы (ростры белемнитов, онихиты) могли посещать подобные акватории, если только этому не препятствовали чрезмерно небольшие глубины.

Несмотря на хорошую изученность абалакской свиты, этот объект попрежнему вызывает пристальное внимание специалистов различных направлений, не утихают споры, появляются различные точки зрения о строении и стратиграфии данной толщи. В качестве иллюстрации последнего приведем, не комментируя, мнение о выделении поверхности несогласия внутри абалакской свиты С. В. Архипова [31]. Согласно взглядам этого исследователя, поверхность фациального несогласия легко распознается в подошве верхней подсвиты абалакской свиты (в подошве кимериджских отложений) «по наличию здесь глауконита» [31, с. 26]. Поскольку нижняя подсвита абалакской свиты формировалась в келловей-оксфордский цикл развития плиты, а верхняя подсвита – в следующий кимеридж-барремский, и верхняя граница верхнеабалакской подсвиты, отделяющая ее от баженовской, достаточно условна, то налицо нарушение требуемого фациального единства свиты. Поэтому «...предлагается абалакскую свиту оставить в объеме выделяемой на сегодня ее нижней подсвиты, одновозрастной васюганской свите. А отложения георгиевской и баженовской свит объединить в одну свиту, с выделением в ее подошве георгиевской пачки. На практике зачастую трудно даже по керну провести границу между этими двумя свитами» [31, с. 27].

Суммируя вышесказанное, подчеркнем, что для территории Шаимского НГР мы принимаем абалакскую свиту в качестве стратона, валидного на всей территории района, за исключением тех мест, где свита замещается вогулкинской толщей, со стратиграфическим объемом от верхов бата до низов волжского яруса (низов титона).

Региональный сейсмогоризонт ОГ **Т** отчетливо выделяется на всей территории Шаимского НГР в подошве абалакской свиты или вогулкинской толщи и подчеркивает перерыв в осадконакоплении, смену континентального типа седиментогенеза на морской. Этим мы взглядом «сверху», из более молодых отложений, возвращаемся к оценке данного горизонта, сделанной в предыдущей главе «снизу», из тюменской свиты (см. рис. 4.5).

Вогулкинская толща

Толща выделяется в центральном и западном подрайонах. Вогулкинская толща, стратиграфический объем которой равен абалакской свите, т. е. составляет верхи верхнего бата, келловей, оксфорд, кимеридж и низы нижней волги [171], впервые выделена П. Ф. Ли в 1955 г. в ранге свиты со стратотипом в Березовской опорной скважине [12, 26]. В стратиграфической схеме 1967 г. она рассматривалась как толща, являющаяся прибрежно- и мелководно-морским аналогом абалакской, а также низов шаимской и марьяновской свит [66, 226]. Характерной особенностью толщи является ее «островной» характер распространения [55, 56, 87]. Залегает она трансгрессивно с размывом на морских юрских образованиях или на осадках тюменской свиты, перекрывается согласно, а на многих площадях – несогласно, отложениями абалакской, марьяновской, тутлеймской или алясовской свит. Развита на территории от бассейна р. Куноват на севере до п. Челноково на юге и от п. Полноват и Каменный на востоке до верховьев р. Конды на западе. Толща приурочена к значительным по амплитуде поднятиям, крупным валам и крутым ступеням и, в зависимости от скорости и длительности роста этих структур в позднеюрское время, охватывает различные стратиграфические интервалы. Разделяется она на несколько пачек, каждая из которых приурочена к определенной структурно-фациальной зоне и занимает соответствующий стратиграфический объем [87, 206 и др. работы].

На рис. 5.13 и 5.14 приведены разрезы по двум скважинам, расположенным на геологических разрезах через Шаимский НГР (см. рис. 1.6, 5.1) и характеризующим, при близкой толщине отложений вогулкинской толщи, ее существенно различающийся состав. Так, в скв. 1П (см. рис. 5.13) это сравнительно тонкозернистые породы (алевролиты, алевропесчаники), отложенные в дистальной периферии потокового выноса материала, эродируемого на «лысых горах» (см. выше: рис. 4.1). В скв. 11009 (см. рис. 5.14) – это достаточно типичный комплекс пород с весьма разнообразным набором типов, очень быстро меняющихся как по разрезу, так и по латерали.

Для охарактеризованного керном интервала вогулкинской толщи по скв. 11009 (см. лист 2 на рис. 5.14) обращает на себя внимание направленность смены типов отложений. Особенно отчетливо она проявляется на кривых радиоактивного каротажа (GK, GGKP) и фиксируется образцом 1, повторяющим основные черты обр. 7. Тем самым в разрезе вогулкинской толщи здесь намечается два литоцикла с границей на глубине ~1898 м и предположительным отнесением верхнего к пачке Π_2 и нижнего – Π_3 . Карбонатизация верхней же части последнего служит подтверждением данному предположению.

Одной из специфических черт вогулкинской толщи, отличающей ее от остальной части осадочного чехла, является участие в ее разрезе органогенно-обломочных известняков, спонголитов и глауконитовых песчаников.

В зависимости от стратиграфической полноты разреза и соотношения в составе толщи трех основных компонентов (аргиллитов, песчаноалевритовых и грубообломочных пород, а также органогенно-обломочных известняков и спонголитов) в Приуралье обособляются три основных типа разрезов: тугиянский, игрим-чуэльский и березовский [66]. Березовский тип разреза вогулкинской толщи развит в западной части Березовской моноклинали и на Шаимском мегавалу (в приосевой его части). В составе данного типа разреза, в свою очередь, обособляются шаимский, собственно березовский и сартыньинский подтипы [226].

В Шаимском подтипе толща разделяется на три пачки (сверху вниз им соответствуют пласты-коллекторы: П₁, П₂, П₃).

Нижняя пачка 1 (пласт П₃) сложена мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами с обломками раковин двустворок и растительным детритом. Руководящая фауна в породах пачки не найдена. В ней определены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для келловея. На основании этих данных и по положению в разрезе возраст отложений пачки определен как келловейский. Мощность пачки 0-10 м [66]. По другим данным, в пределах распространения убинского типа разреза в основании вогулкинской толщи залегает пласт П₃. Он сложен серыми, темно-серыми и зеленоватосерыми песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых слюдистых



Алевролит с довольно однородной текстурой И округлыми «катунами»

Рис. 5.13. Строение юрских отложений по скв. 1П: 1 – нижнемеловые отложения; 2 – мулымьинская свита; 3 – абалакская свита; 4 – вогулкинская толща; 5 – породы фундамента

ской







аргиллитов. Породы характеризуются наличием линзовидно-волнистой слоистости, реже – массивные, с обилием обугленного растительного детрита и обломков раковин пелеципод. Встречаются примеси гравийного материала, прослои гравелитов и линзы сидеритов. Описанные отложения пласта П₃ содержит ассоциации фораминифер довольно плохой сохранности и редкие обломки аммонитов, по которым условно устанавливается келловейскийраннеоксфордский (?) возраст осадков. Мощность пласта П₃ до 15 м [226].

В современной стратиграфической схеме Казым-Кондинского фациального района пачка 1 (пласт П₃) выделена в составе песчаников, алевролитов с глауконитом и оолитами, с аммонитами Cadoceratinae, Longaeviceras spp., Quenstedtoceras spp. Мощность до 20 м, келловей [171].

Средняя пачка 2 (пласт Π_2) представлена песчаниками зеленоватосерыми, полимиктовыми, с линзочками, гнездами и тонкими прослойками темно-серого алеврито-глинистого материала. В породах всегда содержится примесь глауконита, обломки раковин белемнитов, двустворок и другой фауны. По восстанию вала в составе осадков значительно возрастает содержание грубого обломочного материала, в результате чего отложения описываемой пачки становятся неотличимыми от вышележащей. В отложениях пачки найдены головоногие (аммониты) и двустворчатые моллюски, а также бедные ассоциации фораминифер оксфордского облика. Мощность 0-15 м [66].

Согласно другим источникам [226], пласт Π_2 представлен темносерыми и бурыми слюдистыми аргиллитами с включениями глауконита, с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов. Встречаются прослои гравелитов, количество которых увеличивается к зонам выклинивания. В породах наблюдаются скопления спикул губок, обломков раковин пелеципод, фюзенизированный детрит. Глинистые образования изобилуют обломками пород фундамента слабой окатанности и отсортированности. Пласт содержит комплексы фораминифер и редкие остатки аммонитов, позволяющие отнести вмещающие породы к раннему оксфорду. Мощность пласта 0-12 м [226].

В современной стратиграфической схеме Казым-Кондинского фациального района пачка 2 (пласт П₂) выделена в составе песчаников с прослоями гравелитов, с включениями глауконита, линзами алевролитов, с аммонитами Cardioceras (?Plasmatoceras) и фораминиферами зоны Ammobaculites tobolskensis. Мощность до 20 м, нижний-средний оксфорд [171].

Верхняя пачка 3 (пласт П₁) сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, органогенно-обломочными известняками, спонголитами и алевролитами. В отложениях найдены аммониты и комплексы фораминифер. Пачка отнесена к кимериджскому ярусу и верхнему подъярусу оксфорда, верхи пачки, вероятно, имеют частично волжский возраст. Мощность пачки 0-20 м [66]. Согласно другим источникам [226], пласт Π_1 состоит из зеленоватосерых, серых и темно-серых песчаников и алевролитов, с включениями глауконита, с прослоями аргиллитов, содержащих сидерит-кальцитовые конкреции. Глинистые породы исчезают в присводовых участках поднятий, замещаясь песчаниками и гравелитами. Породы содержат скопления спикул губок в нижней части пласта. Обломки пелеципод и белемнитов встречаются по всему разрезу. Определения фауны фораминифер, аммонитов и пелеципод указывают на верхний оксфорд-кимериджский возраст вмещающих пород. Мощность пласта 0-10 м.

В современной стратиграфической схеме Казым-Кондинского фациального района пачка 3 (пласт П₁) выделена в составе песчаников и органогенно-обломочных известняков, с аммонитами Aulacostephanus, Rasenia и фораминиферами зон Astacolus igrimensis – Darbiella erviei. Мощность до 100 м, верхний оксфорд – кимеридж – низы нижней волги [171].

Для более внимательного рассмотрения вопроса нами выбрана скв. 10800, характеризующаяся полным охватом керновым материалом, при его хорошем выносе (рис. 5.15). Вогулкинская толща выделяется здесь в интервале 1756,6-1782,5 м и залегает на слабоизмененных породах фундамента (обр. 12). Снизу вверх по ее разрезу породы, характеризующие активный вынос размываемого на «лысых горах» материала (обр. 11), сменяются терригенно-карбонатными осадками отмелей и мелководного шельфа, составляющими бо́льшую часть разреза толщи (обр. 5-11). В верхней части они вновь характеризуют активный вынос (обр. 3, 4), «запечатываемый» собственно абалакской свитой (обр. 2). Выше по разрезу наблюдаются очень маломощные прослои собственно дистального облика (обр. 1).

Петрографическое изучение пород показало, что алевролиты и песчаники с глинисто-карбонатным цементом доминируют среди отмеченных разновидностей пород (рис. 5.16-5.19). Спикулы губок часто встречаются по разрезу толщи (см. рис. 5.16, 5.17), однако они не образуют истинных спонголитов. Также в низах толщи (пласт Π_3) можно встретить иглы морских ежей (см. рис. 5.19) небольших размеров до 0,5-3 мм в диаметре. Среди других органических остатков в середине толщи (пласт Π_2) редко отмечаются неопределимые перекристаллизованные радиолярии с раковинкой дискоидного и сфероидного типов (см. рис. 5.17). Эти скелеты-раковинки иногда вторично замещены пиритом, что часто встречается у радиолярий. Редкие фораминиферы в скв. 10800 были встречены в средней части толщи (пласт Π_2 , глуб. 1771 м, обр. 9, глуб. 1773 м, обр. 10, глуб. 1775 м).

Фораминиферы нами изучались в шлифах, раковинки фораминифер встречаются редко, сохранность их удовлетворительная (см. рис. 5.18). Были установлены виды фораминифер: Lenticulina sp., L. cf. comaeformis Levina, Planularia sp., P. cf. colligatiformis Kosyr., Astacolus sp., A. cf. igrimensis Levina, A. cf. westsibiricus Levina. Судя по систематическому составу эти формы принадлежат фораминиферовому комплексу Astacolus igrimensis – Darbyella erviei [133, 216, 217, 232].



Алевроаргиллит; в нижней части образца с дистальным выносом более грубого материала «мусорного» облика

Контакт с «запечатыванием» (по стрелке) алевроаргиллитом абалакской свиты вогулкинской Тонкопачки. зернистый песчаник, вверху с большим количеством более крупных частиц вплоть до гравийного прослоя, ростры белемнитов, до крупных

Крупнозерниизвесткостый алевровистый лит с обилием различно окатанных фрагментов перемытой кластики и крупноразмерной окремненной фауны (белемниты)

Тонкозернистый известковистый среднесортированный песчаник комковатой с текстурой. Разнозернистый известковистый песчаник с гальками разного состава (проксимальная часть конусов выноса)









Мелко-среднезернистый известковистый песчаник с неясно выраженной (комковатой) текстурой. Редкие крупные литокласты разного состава и окатанности

Тонко-мелкозернистый известковистый среднесортированный песчаник. Вверху справа – «просыпка» более крупноразмерного материала; внизу – волнистая слоеватость





Контакт (по стрелке) предыдущего слоя и известковистого алевролита со спутанно-волнистой текстурой и терригеннокарбонатными «катунами»





Тонко-мелкозернистый известковистый среднесортированный песчаник. Вверху справа – галька кварца. Аналогичен обр. 6 Лист 2 Глинистый известняк, с включениями редких литокластов. Внизу – крупные различно минерализованные ростры белемнитов

Алевритовый известняк с включениями кремниевых галек, литокластов и крупноразмерных раковинных остатков. Терригенно-карбонатная отмель – «банка»

Разнозернистый песчаник (выше стрелки – известковистый). Плохосортированный проксимальный конус выноса (см. нижнюю часть обр. 4)



10

11

Рис. 5.15. Строение юрских отложений по скв. 10800 (обозначения см. на рис. 5.13):

лист 1 – слева общее
строение интервала; справа
увеличение масштаба для
горизонта с вогулкинской
толщей;

 листы 2 и 3 – образцы, места отбора которых показаны на фрагменте колонки скважны, с краткой характеристикой

Контакт разнозернистого песчаника – гравелита с фундаментом (по стрелке), с «запечатыванием» последнего (фрагмент справа)





Фрагмент образца 12 (контакт вогулкинской толщи с фундаментом)



Рис. 5.16. Фотографии шлифов из обр. 3 (см. рис. 5.15): хорошо видны спикулы губок с внутренним полым каналом. Ув. × 170



Рис. 5.17. Образец (А), расположенный между обр. 7 и 8 на рис. 5.15, лист 1; глубина 1768 м и фотографии шлифов:

E-A — шлифы, ув. × 15, представлены спикулы губок и неопределимые радиолярии дискоидного (Γ , A) и сфероидного (E, B) типов, иногда замещенные пиритом (B)



Рис. 5.18. Фотографии шлифов из обр. 9 (см. рис. 5.15): сечения раковинок известковистых фораминифер. Ув. × 100, *А* – скрещенные николи





Рис. 5.19. Фотографии шлифов из обр. 12 (см. рис. 5.14): базальный горизонт (пласт П₃). Ув. × 50, сечения через иглы морских ежей

Со стратиграфической позицией данного комплекса нет полной ясности. В литературе отмечено, что комплекс Astacolus (=Lenticulina) igrimensis – Darbyella erviei весьма своеобразен (состоит преимущественно из известковистых нодозариид, раковинки имеют крупные размеры и толстую стенку) и приурочен к известковистым песчаникам и органогенно-обломочным известнякам, слагающим верхнюю пачку вогулкинской толщи, вскрытых скважинами на крыльях локальных структур (Березовская, Алясовская, Игримская Пунгинская и др. площади). В Шаимском районе в песчаниках верхней пачки вогулкинской толщи фораминиферы или отсутствуют, или редки, представлены единичными лентикулинами (Мулымьинская, Шаимская, Тетеревская и др. площади) [133]. Возраст комплекса определен как поздний оксфорд – кимеридж [133] или как поздний оксфорд – ранний кимеридж [217], но подчеркнуто, что поскольку возраст не подтвержден аммонитами, то он определяется *по положению в разрезе*.

Принимая во внимание это обстоятельство, авторы фундаментальной сводки по стратиграфии юры Западной Сибири [232] не стали вводить комплекс Astacolus igrimensis – Darbyella erviei в зональный фораминиферовый стандарт и параллелизовали его стратиграфическую позицию с JF38-зоной Trochammina omskensis–Verneuilinoides graciosus (см. прилож. 3).

Мулымьинская свита

В первые годы геологического освоения Западно-Сибирской равнины предполагалось, что битуминозные отложения, залегающие выше васюганского и георгиевского горизонтов и объединяемые ныне в баженовский горизонт, имеют довольно однородный литологический состав и строение разреза [39, 138]. С течением времени по мере накопления фактического материала стали выявляться литологические различия в строении этих образований. В настоящее время в составе битуминозных отложений выделяют три самостоятельные свиты: баженовскую, тутлеймскую и мулымьинскую, отличающиеся друг от друга некоторыми литологическими особенностями и стратиграфическим объемом. Однако даже в ареале одной свиты отмечаются различия в строении разрезов. С учетом кернового материала и палеонтологических данных, привязанных к материалам каротажа, битуминозные отложения были расчленены на отдельные части, которые впоследствии были переведены в ранг подсвит и/или пачек [39, 59, 239].

В рассматриваемом в настоящей работе Шаимском НГР мулымьинская свита распространена в центральном подрайоне, и она выделяется в объеме от среднего подъяруса волжского яруса до раннего готерива.

Толщу битуминозных аргиллитов, перекрывающих отложения абалакской свиты, распространенной в пределах приосевой части Шаимского мегавала, на стратиграфическом совещании в 1976 г. в г. Тюмени И. И. Нестеров, Н. Н. Ростовцев и Г. С. Ясович предложили выделять в мулымьинскую свиту. В 1972 г. В. Г. Елисеев и В. С. Бочкарев под таким же названием обособили толщу осадков, включающую алеврито-глинистые отложения раннесредневолжского возраста и битуминозные образования поздневолжскогораннеготеривского возраста.

Название свите дано по Мулымьинской площади со стратотипом в скважине 13-Р (п. Чантырья) в интервале 1510-1544 м. Она согласно залегает на абалакской и перекрывается соответственно улансынской свитами, в сводах некоторых локальных поднятий несогласно залегает на вогулкинской толще или породах фундамента. В западном направлении замещается даниловской и харасоимской свитами, на севере полностью выклинивается и лишь узким проливом в районе р. Сартынья соединяется с образованиями Приполярного Зауралья. На востоке ей соответствуют тутлеймская свита и низы алясовской и фроловской свит. Состав мулымьинской свиты сравнительно однородный, по степени битуминозности она образует два типа разреза: игримско-шаимский и потанайский.

В Игримско-Шаимском типе разреза по наличию плотных темных аргиллитов с землистой поверхностью излома мулымьинская свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита. В этом объеме ранее Г. С. Ясовичем и В. Г. Елисеевым выделялась пачка 1 тутлеймской свиты [87]. Представлена она темносерыми, почти черными слабобитуминозными аргиллитами с землистой поверхностью излома, с редкими прослоями листоватых разновидностей, чередующихся в сложном сочетании с темно-серыми небитуминозными аргиллитами, количество которых вниз по разрезу возрастает. В некоторых скважинах среди пород, обогащенных органическим веществом, встречается окремнение, наблюдаемое на плоскостях напластования в виде белых мелких (менее 1 мм) точек. Обычно из этих прослоев в микрофаунистических препаратах отмечаются остатки радиолярий, но они, как правило, плохой сохранности и в значительной степени пиритизированы. В западном направлении битуминозность постепенно уменьшается, а общая мощность подсвиты одновременно возрастает и вблизи контакта с глинистыми образованиями даниловской свиты практически исчезает, хотя в зоне фациального перехода и отмечаются единичные битуминозные прослои. В основании подсвиты встречаются конкреции фосфоритов, отмечаются единичные зерна глауконита и незначительная карбонатность. Иногда в керне отмечаются линзочки (до 1,5 см) твердого битума [39].

В связи с уменьшением степени битуминозности в основании свиты ее контакт с подстилающими абалакскими образованиями становится нечетким, расплывчатым, но наличие в кровле абалака карбонатных конкреций и скопления глауконита облегчает стратиграфические операции.

Мощность подсвиты изменяется от 0 до 60 м, составляя в среднем около 30 м. В сводах некоторых локальных поднятий она выпадает из разреза или с перерывом залегает на вогулкинской толще или породах фундамента. По всему ее разрезу встречаются чешуя и фрагменты скелета рыб, онихиты, редкие пиритизированные отпечатки двустворок и аммонитов плохой сохранности.

Нижняя подсвита в целом хорошо охарактеризована палеонтологически, особенно обильны и разнообразны бентосные фораминиферы.

Среди фораминифер преобладают представители с агглютинированной раковиной, также большого родового и видового разнообразия достигают секреционные формы. Выявлено 95 видов, принадлежащих 39 родам из 12 семейств. В составе подсвиты установлено от двух до четырех комплексов фораминифер, характеризующих разные стратиграфические уровни волжско-го яруса [36, 215, 216].

Нижний комплекс соотносится со стандартной фораминиферовой зоной JF45 Spiroplectammina vicinalis-Dorothia tortuosa, имеющей стратиграфическую позицию в объеме верхней части нижневолжского, средневолжского и значительной части верхневолжского подъярусов [171, 232]. В некоторых районах Западной Сибири и особенно отчетливо в Шаимском НГР, в пределах данной зоны по смене комплексов фораминифер выделяют два локальных биостратона: нижний, в комплексе фораминифер которого большая роль принадлежит нодозариидам, - слои с Spiroplectammina vicinalis-Saracenaria pravoslavlevi, и верхний с комплексом, состоящим преимущественно из агглютинирующих форм, – слои с Spiroplectammina vicinalis-Dorothia tortuosa. Граница между этими биостратонами в конкретных разрезах улавливается по увеличению таксономического разнообразия комплексов фораминифер с одновременным сокращением представительства известковистого бентоса [103, 215]. Таксономическая структура комплекса фораминифер, характерного для JF45-зоны Spiroplectammina vicinalis–Dorothia tortuosa, варьирует по латерали в зависимости от фациальных особенностей районов.

Выше (Мулымьинская и др. площади) следуют комплекс JF52-зоны Ammodiscus veteranus–Evolutinella emeljanzevi поздневолжского возраста и местный комплекс Evolutinella emeljanzevi–Trochammina kondaensis, рассматриваемый как характерный для переходных слоев от волжского яруса к берриасу [36, 215, 216, 232].

На основании приведенных данных подсвита отнесена к волжскому ярусу, но не в полном объеме, вследствие того, что непосредственно ниже битуминозной толщи, низы которой охарактеризованы комплексом Spiroplectammina vicinalis–Saracenaria pravoslavlevi, в кровле абалакской свиты встречен комплекс фораминифер JF42-зоны Tolypammina virgula и Planularia pressula позднекимериджского – ранневолжского возраста. Этот комплекс обнаружен на очень большой территории центральных и северных районов равнины, где он имеет весьма узкий стратиграфический интервал, соответствующий верхам абалакской или георгиевской свит, но нигде не заходит в битуминозные отложения. Таким образом, граница между мулымьинской и абалакской свитами проходит внутри нижневолжского подъяруса [39].

Верхняя подсвита. Мощность ее до 40 м, по наличию известковистых и сидеритовых прослоев она делится на две пачки.

Пачка 1 представлена аргиллитами темно-серыми, приближающимися к черным, со слабовыраженным коричневым оттенком, листоватооскольчатыми до тонкоплитчатых, тонкоотмученными, реже алевритистыми, слабобитуминозными. К верхней части пачки приурочены многочисленные маломощные прослои (10-20 см) глинистых известняков или известковистых аргиллитов, сопровождающиеся довольно большим количеством кокколитов, которые составляют до 10 % поверхности шлифа. Вниз по разрезу количество нанопланктона падает, сокращается частота встречаемости карбонатных прослоев.

В нижней части пачки отмечаются прослои темно-серых, иногда почти черных аргиллитов с очень низкой битуминозностью или отсутствием таковой. Подобные глинистые прослои встречаются и вверху, но там они редки (их мощность измеряется сантиметрами), внизу же они превалируют в разрезе. В Шаимском районе пачка имеет ту же литологическую характеристику, но отличается несколько большим количеством алевритовых прослоев и относительно повышенной слюдистостью [39].

По всему разрезу постоянно присутствуют ихтиодетрит, онихиты, пиритизированные ядра бухий, отпечатки аммонитов плохой сохранности, редкие радиолярии, стяжения пирита.

Мощность пачки колеблется от 7 до 20 м. В присводовых частях некоторых локальных поднятий она несогласно залегает на вогулкинской толще или породах фундамента, а в единичных случаях выпадает из разреза. Пачка довольно хорошо охарактеризована бентосными фораминиферами [36, 50, 215, 216], и хотя они встречены лишь в отдельных интервалах разреза, фораминиферы есть на обоих контактах пачки.

Берриасская ассоциация Trochammina rosaceaformis – самый ранний комплекс фораминифер нижнемеловых отложений Западно-Сибирской равнины (прилож. 5). В ней присутствуют множество раковин вида-индекса. Комплекс широко распространен, в частности, фиксировался на севере на Игримской, Шухтунгортской, а на юге – на Трехозерной, Мулымьинской, Тетеревской и Шаимской площадях [39].

Вторая берриасская ассоциация Trochammina polymera бедна по видовому составу, включает массовые скопления вида-индекса. В пограничных слоях первой и второй пачек верхнемулымьинской подсвиты довольно широко распространен комплекс Ammodiscus micrus – Orientalia? baccula, характеризующийся бедностью видового состава и массовыми скоплениями видаиндекса. В Шаимском НГР в Мортымьинской скв. 92-Р (инт. 1597,8-1598,3 м) комплекс более богат.

В средней части пачки, особенно в Шаимском НГР, найдено большое количество отпечатков аммонитов, большинство которых определены как Neotollia sp., характерных для низов валанжина, а в разрезе Трехозерной скв. 48-Р на одном уровне с ними обнаружен Temnoptychites cf. insolutus Klim. На основании имеющихся данных возраст пачки 1 определен как берриас – ранневаланжинский [39].

Пачка 2 по литологии близка к нижележащей пачке. Она сложена буровато-черными битуминозными листоватыми аргиллитами, чередующимися с темно-серыми и почти черными глинистыми образованиями. В породах постоянно присутствуют онихиты, остатки рыб, двустворок, иногда пиритизированных, отпечатки аммонитов, особенно в верхней части, пиритизированные водоросли, следы жизнедеятельности беспозвоночных. Характерно наличие сидеритизированных прослоев, доля которых убывает в южном направлении. Мощность пачки изменяется от 7 до 27 м.

К кровле рассматриваемого подразделения приурочены многочисленные находки аммонитов, характеризующие зону Speetoniceras versicolor, и обильные фораминиферы комплекса Trochammina gyroidiniformis – Acruliammina? pseudolonga. В средней части пачки обособляется комплекс фораминифер Trochammina gyroidiniformis – Trochammina sibirica, широко развитый в центральных районах равнины в слоях с Temnoptychites spp. Ниже следует комплекс Ammodiscus micrus – Orientalia? baccula. Таким образом, возраст пачки определяется как ранневаланжинский - раннеготеривский. Верхняя подсвита охватывает стратиграфический диапазон от берриасского яруса до низов готерива [39].

Региональный сейсмогоризонт ОГ **Б**, связываемый в Западной Сибири с кровлей баженовского горизонта, выделяется на всей территории Шаимского НГР внутри мулымьинской свиты, будучи приурочен к кровле нижнемулымьинской подсвиты.

Тутлеймская свита

Тутлеймская свита (волжский ярус верхней юры – низы валанжина) впервые выделена на П. Ф. Ли в 1956 г. под названием деминской свиты со стратотипом по скважинам Деминской и Березовской площадей Тюменской области [137]. На Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Новосибирске в 1960 г. по предложению И. И. Нестерова переименована в тутлеймскую свиту со стратотипом в разрезах скважин Тутлеймской площади Березовского газоносного района [28, 226]. Западная граница площади распространения тутлеймской свиты проходит по линии пос. Устрем – среднее течение р. Северная Сосьва – верховья р. Малая Сосьва – Шаим и далее на юго-восток до низовий р. Тобол; восточная граница проводится по линии

верховья р. Казым – Октябрьское – Уват [28, 226], согласно залегает на породах абалакской свиты и перекрывается отложениями алясовской, фроловской или мегионской свит, имеет согласные контакты, но в отдельных участках локальных структур трансгрессивно ложится на фундамент или породы абалакской или тюменской свит [28]. К востоку и юго-востоку замещается осадками баженовской и мулымьинской свит. Тутлемская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Известна точка зрения Л. Я. Трушковой и Т. А. Верениновой о скользящем волжско-готеривском возрасте тутлеймской свиты. Свита не имеет четкой электрокаротажной характеристики, нередко содержит прослои слабобитуминозных пород, мощности ее варьируют в широком диапазоне [67].

А. А. Булынникова, Г. С. Ясович [66] приводят данные, что по степени битуминозности отложений на территории распространения тутлеймской свиты выделяется два района: восточный и западный. Граница между районами проходит с севера на юг по линии Самутнель-Полноват-Тугияны-Пунга-Шухтунгорт.

В восточном районе свита характеризуется высокой степенью битуминозности и разделяется на две пачки. В западном районе свита имеет несколько иной состав. Снижается степень битуминозности нижних двух третей разреза, и свита четко разделяется на три пачки [66].

По мнению А. А. Булынниковой, Г. С. Ясовича, тутлеймская свита должна охватывать стратиграфический интервал от волжского (вероятно, средневолжского подъяруса) яруса до нижнего готерива включительно. В западном районе первая пачка имеет волжский возраст, вторая – берриасский и третья – валанжин-раннеготеривский. В восточном районе нижняя пачка имеет волжский (вероятно, средневолжский) – берриасский возраст, а верхняя – валанжин-раннеготеривский. Эти авторы специально подчеркивают, что как подошва, так и кровля свиты на всей территории распространения являются одновозрастными [66].

Согласно представлениям Ю. В. Брадучана с коллегами, тутлеймская свита развита в Березово-Тобольской зоне; она характеризуется сплошным распространением битуминозных отложений и по степени содержания органического вещества делится на три типа разреза: чуэльский, красноленинский и тобольский, каждый из которых распространен в соответствующем районе [39].

Местоположение рассматриваемого района Шаимского НГР занимает переходное место между чуэльским и красноленинским типами, более тяготея к последнему – фактически это крайний западный фланг области распространения красноленинского типа тутлеймской свиты. Залегая здесь на образованиях абалакской свиты, тутлеймская подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена черными плотными аргиллитами битуминозными, тонкоотмученными, с плоскими или неровными изломами, с резко выраженной землистой поверхностью, что придает породе как бы углистый облик, неравномерно толстоплитчатыми со слабым редко проявляющимся коричневатым оттенком. В верхней части почти повсеместно отмечаются прослои глинистых известняков, участками, видимо, доломитизированных. Вниз по разрезу битуминозность падает, количество известковых прослоев уменьшается. По мере продвижения на восток последние начинают локализоваться, упорядочиваться, и подсвита все больше начинает приобретать черты баженовской свиты Салымского района. В подсвите обычен пирит, отмечаются фосфоритовые конкреции, прослои радиоляритов, а в верхней части попадаются кокколиты размером 10-30 мкм. В породах встречаются очень редкий растительный детрит, онихиты, остатки рыб, отпечатки двустворчатых и головоногих моллюсков.

Здесь найдено довольно много отпечатков аммонитов различной сохранности, среди них средневолжские Dorsoplanites sp. indet. и Dorsoplanitinae, верхневолжские Craspedites sp. indet., тяготеющие к верхам подсвиты. Вместе с аммонитами обнаружено большое количество двустворчатых моллюсков, среди которых определены Buchia mosquensis (Buch.), В. fischeriana (Orb.), В. russiensis (Pavl.), В. obliqua (Tullb.), В. terebratuloides (Lah.) и ряд других. Одни из них указывают на относительно узкий стратиграфический диапазон, другие на более широкий, вплоть до берриаса включительно. Вместе с бухиями встречаются отпечатки иноцерамов, некоторые довольно крупные, больше диаметра керна (8 см). В отдельных случаях на одной плоскости керна с аммонитами соседствуют Liostrea plastica (Trautsch.) и эквипектены [39].

Фораминиферы редки. Редко удается в основании свиты условно выделить комплекс JF45 Spiroplectammina vicinalis–Dorothia tortuosa преимущественно средневолжского возраста. В непосредственно подстилающих абалакскую свиту породах, как и во многих других районах, обнаружена ассоциация JF42 Tolypammina virgula–Planularia pressula позднекимеридж – ранневолжского возраста.

На основании этих данных и учитывая сопоставление с разрезами других районов, возраст нижней подсвиты определяется как волжский (без нижней его части) – раннеберриасский. Мощность нижней подсвиты составляет 15-35 м. Она согласно залегает на абалакской свите, а в наиболее высоких частях Красноленинского свода – с угловым несогласием на породах фундамента [39].

Верхняя подсвита сложена черными, до темно-серых, с коричневатым оттенком, битуминозными аргиллитами, с плоским изломом, с листоваточешуйчатой поверхностью, плитчатыми, до листоватых, тонкоотмученными с прослоями слабобитуминозных разностей с незначительной слюдистостью. Обычны пирит, онихиты, ихтиодетрит, кокколиты. Подсвита охарактеризована ортостратиграфическими группами фауны.

Мощность верхней подсвиты 7-15 м. Она согласно перекрывается фроловской свитой, где в ее пограничных слоях отмечаются мелкие (~1 мм и мельче) сидеритизированные округлые образования, которые одни исследователи считают минеральными, другие – остатками живых организмов, поэтому они получили название «проблематики», встречаемой в толще аргиллитоподобных темно-серых глин мощностью около 15 м.

Возраст верхней подсвиты принимается как берриас-нижневаланжинский [39].

ЗАРЕЧЕНСКИЙ НАДГОРИЗОНТ

Фроловская свита

Фроловская свита (берриас, валанжин, готерив, баррем, низы апта) впервые выделена П. Ф. Ли и И. И. Нестеровым в 1958 г. со стратотипом в разрезе Мало-Атлымской опорной скважины [29, 226]. Фроловская свита имеет локальное распространение в северной части Ханты-Мансийской и южной половине Надымской впадин, но весьма часто ее рассматривают в составе свит, характерных для Шаимского района [226]. Она залегает на породах баженовской и тутлеймской свит и согласно перекрывается осадками кошайской свиты. Отложения фроловской свиты представлены морскими темно-серыми гидрослюдистыми аргиллитами с прослоями глинистых известняков, сидеритов, алевролитов. По особенностям литологического состава свита с некоторой долей условности подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Верхняя подсвита может расчленяться на две пачки [226]. Л. Ю. Аргентовский с коллегами [29] полагают, что выделение пачек вряд ли литологически состоятельно; нижняя граница свиты – скользящая, а верхняя – одновозрастная.

Нижняя подсвита представлена морскими серыми и темно-серыми глинами с линзовидными прослоями глинистых известняков и сидеритов. В низах подсвиты в южной и юго-восточной частях Красноленинского нефтеносного района появляются линзовидные прослои мелкозернистых песчаников, которые по возрасту сопоставляются с ачимовской толщей Сургутского нефтеносного района. Подсвита и свита в целом плохо охарактеризованы палеонтологическими остатками. По положению в разрезе и редким определениям спорово-пыльцевых комплексов возраст нижней подсвиты принимается *весьма условно* в объеме берриаса, валанжина, готерива и баррема. В этом объеме нижнефроловская подсвита сопоставляется с мегионской и вартовской свитами Сургутского свода. Не исключена возможность, что верхнюю часть подсвиты следует относить к низам апта. Мощность подсвиты 500-600 м. В Шаимском НГР в его восточном подрайоне нижнюю границу нижнефроловской подсвиты по положению в разрезе следует совместить с границей нижнего и верхнего валанжина.

Нижняя пачка *верхнефроловской подсвиты* представлена серыми и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и линзами песчаников. Количество последних увеличивается в северном направлении. По положению в разрезе и редким определениям спорово-пыльцевых спектров возраст пачки принимается в объеме низов нижнего апта. Мощность пачки 30-40 м. Пачка условно сопоставляется со средней пачкой верхнелеушинской подсвиты.

Верхняя пачка верхнефроловской подсвиты представлена серыми глинами с прослоями алевролитов и многочисленными линзами и гнездами мелкозернистых песчаников, обусловливающих линзовидно-гнездовую текстуру глинистых пород. Возраст ее по положению в разрезе и редким споровопыльцевым спектрам условно принимается в объеме середины нижнего апта. Пачка сопоставляется с верхней пачкой (горизонт **M**) верхнелеушинской подсвиты. Мощность ее 30-50 м. Общая мощность фроловской свиты 560-700 м.

Частично охарактеризованный керном фрагмент скв. 1П Малотетеревской площади, «замыкающей» с юга меридиональный разрез по Шаимскому НГР (см. рис. 1.6, 5.1), показан на рис. 5.20. На нем отчетливо виден контакт фроловской (леушинской) и кошайской свит, выделяемый на большинстве кривых ГИС на глубине 1477 м. Непосредственно сам контакт керном не охарактеризован, но следующие 18 м дают определенное представление о данном горизонте. Его верхняя часть (1477-1486 м) представлена мелкокрупнозернистыми алевролитами с явно выраженной, специфической «рябчиковой» текстурой (обр. 1, 2). Ниже, в интервале 1486-1490 м, залегает достаточно однородный, «монотонный» мелкозернистый алевролит (обр. 3). Наконец, самая нижняя часть охарактеризованного керном интервала (1486-1495 м) представлена переходом от динамичного крупнозернистого алевролита со спутанно-волнистой текстурой (контакт в обр. 4) к тонкозернистому песчанику с сильно срезанной косоволнистой слоистостью, характерной для активного прибрежного мелководья (обр. 5).

На наш взгляд, небезынтересным будет выглядеть сравнение описанной части разреза с тем же стратиграфическим интервалом, являющимся одним из основных продуктивных горизонтов Широтного Приобья (коллекторы AB_{1-3}). На рис. 5.21 приведен фрагмент строения колонки скв. 150, пробуренной на Кечимовском месторождении, в интервале контакта алымской и ванденской свит (ОГ **M**). Вполне очевидна высокая схожесть отложений по своим морфодиагностическим признакам, что позволяет судить об их принципиально схожем генезисе.

Харасоимская свита

В рассматриваемом Шаимском НГР свита может быть выделена в западном подрайоне. Харасоимская свита (берриас, валанжин, середина и низы нижнего готерива) впервые выделена В. А. Лидером [139] на Межведомственном совещании по стратиграфии Сибири в 1956 г. Свита развита на восточном склоне Приполярного и Полярного Урала, а также в пределах Верхне-Кондинского мегапрогиба и на Восточно-Туринской моноклинали [29, 226]. На востоке отложения ее переходят в существенно битуминозные и слабобитуминозные глинистые породы верхних частей мулымьинской и тутлеймской свит, частично – нижней части алясовской свиты. Подстилается федоровской и даниловской свитами. По литологическому составу отложения харасоимской свиты несколько видоизменяются с севера на юг.

Образования представлены свиты песчаниками, гравелитамиракушняками, алевролитами и аргиллитами различной окраски от зеленовато-серой до темно-серой. В породах наблюдаются обломки раковин пелеципод, аммонитов, остатки скелетов рыб, обугленный детрит. В западных разрезах весьма характерно преобладание песчаников и алевролитов. Прослои аргиллитов занимают подчиненное положение. Количество последних увеличивается в восточном направлении. Песчаники часто известковистые, переходящие в известняк, содержат многочисленные обломки раковин толстостенных пелеципод, мшанок, аммонитов. На северо-западе в разрезе свиты преобладают аргиллиты сильно алевритистые. Лишь в кровле свиты наблюдаются алевролиты и глинистые песчаники. В зоне перехода харасоимской свиты в мулымьинскую разрез ее становится более глинистым. Здесь она сложена аргиллитами с многочисленными линзами алевролитов. Свита слабо охарактеризована фауной. В породах ее встречаются обедненные комплексы фораминифер валанжинского и готеривского возраста. Мощность свиты 50-120 м.

В целом возраст подошвы харасоимской свиты принимается скользящим от низов берриаса до нижнего валанжина [142].

Улансынская свита

В рассматриваемом Шаимском НГР свита может быть выделена в западном подрайоне. Улансынская свита (верхи нижнего и низы верхнего готерива) впервые выделена на стратиграфическом совещании в г. Новосибирске в 1956 г. [139] со стратотипом в разрезах по р. Толье Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна. Несмотря на то, что территория локального распространения свиты ограничивается главным образом Приполярным Зауральем, ее нередко рассматривают в составе свит, характерных для Шаимского НГР; так, считается, что свита распространена в зоне развития харасоимской свиты, породы которой она согласно перекрывает [226]: см. рис. 5.6, 5.7.

Улансынская свита подстилает отложения леушинской свиты. На востоке Шаимского НГР она переходит в глинистые образования верхней части алясовской свиты. Свита слагается морскими темно-серыми глинами с подчиненными прослоями известняков и алевролитов. В низах улансынской свиты встречаются слабобитуминозные прослои аргиллитов, линзы глинистого сидерита. Свита выделяется довольно условно по сопоставлению с западными приуральскими разрезами (Ляпинская впадина) [226]. Слабая охарактеризованность палеонтологическими остатками не позволяет однозначно проводить границу кровли свиты. Породы содержат единичные фораминиферы готеривского возраста как в нижней, так и в верхней частях разреза (скв. 141, 9 и 21 Трехозерной площади) [226]. Мощность свиты 40-75 м.





1 – Бимодальное сочетание темно-серого мелкозернистого и светло-серого крупнозернистого алевролитов. Динамичная «спутанно» – линзовидно-волнистая слоистость, сформировавшаяся в результате активной волновой ряби. Частично биотурбировано. Аналог «рябчика» Широтного Приобья.

2 – Подобен обр. 1, с некоторым увеличением доли светло-серого, крупноалевритового компонента. Бо́льшая активность течениевого характера определяет увеличение интенсивности гидродинамики среды с ослаблением контрастности и увеличением «спутанности».

3 – Мелкозернистый алевролит весьма стабильной садки. Редки выклинивающиеся осветленные толстые слойки с контактами по запечатанной волновой ряби.

4 – Контакт активно-волнового, биотурбированного (верхняя часть) и стабильноволнистого (нижняя часть) алевропесчаников: алевролита (темное) и тонкозернистого песчаника (светлое). Удаленная в сторону приемного бассейна часть литорали.

5 – Тонкозернистый хорошо сортированный песчаник с очень тонкой сильносрезанной косоволнистой (мульдообразной слоистостью), подчеркнутой небольшим количеством мелкого растительного детрита. Срезание серий под углами до 40° подчеркивает намывной (косовый) характер осадконакопления.



*• индекс ряби *RI* = *S/H*

• индекс асимметрии ряби $RSI = S_a/S_b$

Рис. 5.20. Границы фроловской (леушинской) и кошайской свит (ОГ М) по скв. 1П Малотетеревской площади:

• лист 1 – фрагмент колонки скважины и сканированные изображения образцов;

• лист 2 – краткая характеристика образцов и изображения фрагментов для обр. 1, 4 (показаны на 1-м листе)

Лист 2



A

Фрагмент обр. 1: активная рябь волнения (*RI* менее 4 и *RSI* \rightarrow 1)*. Частично биотурбирован



Б

Фрагмент обр. 4: внешний со стороны области сноса контакт активной зоны «рябчика» с приемным водоемом. Предполагаемая максимальная глубина активной биотурбации 3-4 (не более 5) метра



Рис. 5.21. Фрагмент колонки по скв. 150: И.К. – интервалы с отбором керна; Ф.С. – фациальный состав. Цифры в кружках – номера образцов

Л. Ю. Аргентовский с коллегами подчеркивают, что улансынская свита распространена на той же территории, что и харасоимская свита, а также на значительной части Шаимского мегавала. Вблизи обнаженного Урала описываемая свита выклинивается [29].

Леушинская свита

Леушинская свита (готерив, баррем, низы апта) впервые выделена П. Ф. Ли [12] со стратотипом по разрезу Леушинской опорной скважины. Имеет региональное распространение в западной части равнины. На югозападе свита переходит в зеленоцветные и пестроцветные отложения черкашинской свиты и сероцветные породы нижней части алымской свиты; на западе замещается породами нижней части северо-сосьвинской свиты. На востоке ее породы переходят в существенно глинистые образования верхней части фроловской свиты (см. выше; рис. 5.20).

По данным Л. Ю. Аргентовского с коллегами, северо-восточная граница распространения леушинской свиты проводится в районе нижнего течения р. Полуй, на востоке – по линии пос. Куноват-Полноват-Нарыкары-Супра-Потанай-Кондинское, на западе – вдоль восточной границы Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна, на юге граница ее распространения проходит на широте пос. Карабаш. На западе свита выклинивается. На востоке залегает она согласно на отложениях алясовской и улансынской свит, а на северо-западе – несогласно на древнем фундаменте. Перекрывается согласно породами кошайской свиты [29].

Породы леушинской согласно залегают на осадках улансынской, мулымьинской и алясовской свит (см. прилож. 1, табл. 3) и представлены прибрежно-морскими и морскими серыми, иногда зеленовато-серыми глинами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. В западном и северо-западном направлениях в составе свиты увеличивается роль песчаного материала. На востоке наблюдается постепенное замещение алевролитов и песчаников глинистыми породами.

Леушинская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В ряде работ указывается, что подсвиты подразделяются на пачки и именные горизонты [226], в других работах подразделение на подсвиты не производится, а просто выделяются 4 пачки [28, 29]. Породы почти не содержат фаунистических остатков. Встречаются редкие фораминиферы, не дающие указаний на возраст, и спорово-пыльцевые комплексы готерив-баррема, частично апта. По положению в разрезе и данным палинологии возраст свиты принимается готерив-барремским и частично нижнеаптским. Общая мощность леушинской свиты 170-370 м.

В разрезе верхней юры приосевой части Шаимского мегавала на относительно небольшой территории Евринской, Окуневской, Мулымьинской, Трехозерной, Мортымьинской, Тетеревской и Толумской площадей в составе нижнемулымьинской подсвиты выделена толща алевролитово-глинистых пород ранне-средневолжского возраста, достигающая 70 м мощности. В смежных Березовском и Фроловском районах такой толщи нет, а синхронные отложения представлены битуминозными тонкоотмученными аргиллитами, лишенными алевритовой примеси и относимыми к нижним частям тутлеймской и баженовской свит. Подстилается отложениями абалакской свиты или песчаниками вогулкинской толщи, а перекрывается слабобитуминозными тонкоотмученными аргиллитами мулымьинской свиты. Эта специфическая толща была обособлена И. И. Нестеровым, Н. Н. Ростовцевым и Г. С. Ясовичем на совещании в 1976 г. в качестве трехозерной свиты [153]. В стратиграфической схеме 1967 г. эти отложения относились к верхней части нижнешаимской подсвиты либо выделялись в качестве нижней пачки верхней подсвиты шаимской свиты [226]. Название дано по Трехозерной площади со стратотипом в скважине 13-Р (п. Чантырья) в интервале 1544-1613 м.

Трехозерная свита условно делилась на две части. Нижняя представлена аргиллитоподобными серыми и темно-серыми глинами, слюдистыми, содержащими разное количество алевритового и песчаного материала, с ходами илоедов и пиритизированными водорослями, многочисленными остатками толстостенных двустворчатых моллюсков и рострами белемнитов. В направлении осевой части мегавала появляется примесь плохо отсортированного песчано-гравийного материала. Ближе к сводовой части эти породы сменяются разнозернистыми песчаниками и конгломератами, а на самом своде выпадают из разреза. Верхняя часть представлена серыми алевролитами, сцементированными неравномерно распределенным глинистым материалом, содержащим те же включения, что и нижняя часть. Переход в перекрывающие битуминозные отложения постепенный.

На осевой части Шаимского мегавала вся трехозерная толща почти выклинивается и от нее остается лишь ~1 м конгломератов или гравелитов. В западном и северном направлениях толща довольно резко замещается глинистыми породами. В восточном направлении этот переход более плавный.

Ныне этот стратон выделяется в качестве трехозерной толщи [171], т. е. его стратиграфический ранг в современной стратиграфической схеме понижен.

В современной стратиграфической схеме [171] трехозерная толща охарактеризована конгломератами, гравелитами, песчаниками, замещающимися глинами, мощностью до 70 м. Для толщи характерны аммониты Laugeites sp., Dorsoplanites sp., стратиграфический объем подразделения определен в пределах верхов нижневолжского подъяруса, а также среднего и верхнего подъярусов волжского яруса [171]. По электрокаротажной характеристике трехозерная толща на территории Шаимского НГР неотличима от вогулкинских песчаников, что представляет немалые трудности в выделении собственно трехозерных отложений. Не располагая новыми биостратиграфическими данными, нет возможности индексировать данный стратон в непрерывном разрезе верхнеюрских отложений района. По этой причине не выделяем трехозерную толщу в составе рассматриваемого интервала разреза.

5.3. Палеогеография

5.3.1. Васюганское и георгиевское время

Васюганско-георгиевское время, охватывающее позднебатский, келловейский, оксфордский и кимериджский века средней-поздней юры, было одним из важнейших этапов в геологической эволюции как Западной Сибири в целом, так и рассматриваемого Шаимского НГР. Масштабная бореальная трансгрессия вод Палеоарктического океана, осуществившаяся в позднем бате – раннем келловее, привела к возникновению уникального по многим параметрам Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна, существовавшего длительное время вплоть до конца эоцена.

Основными источниками сноса в батском и раннекелловейском веках служили Алтае-Саянская область, Енисейский кряж, западная часть Сибирской платформы, Северный Казахстан, Пайхой, Полярный и Приполярный Урал, Туринский выступ, Северо-Сосьвинская гряда, второстепенными являлись Таймыр, северо-западная окраина Сибирской платформы, Средний Урал. Скорость и глубина проникновения моря на континент в значительной степени зависели от рельефа, существовавшего на территории Западно-Сибирской равнины к началу трансгрессии.

Келловейский морской бассейн имел нормальную соленость, что подтверждается составом аутигенных минералов, разнообразием двустворок, головоногих и брюхоногих моллюсков, фораминифер. Формирование келловейской фауны происходило под постоянным влиянием морей Арктического бассейна. Среди отложений по площади распространения глины резко преобладают, и распределение осадков по гранулометрическому составу контролировалось рельефом морского дна, пространственным положением и рельефом областей сноса.

В целом для Западной Сибири в келловее выделяются следующие палеогеографические области: относительно глубокая часть шельфа (около 80 % всей территории); мелкая часть шельфа с прибрежной зоной (окаймляет полосой разной ширины глубокую часть шельфа); опресненные заливы (крайний запад и юго-запад); прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем (восток и юго-восток, примыкает к мелкой зоне шельфа); низменная аккумулятивная денудационная возвышенная равнина (примыкает к предыдущей); нагорья и плато [34]. На относительно глубоководной части шельфа накапливались темносерые, часто с буроватым оттенком довольно тонкие глины, и в западных и центральных районах глубокой части шельфа скорость накопления осадков не компенсировала скорости прогибания. Внутри глубокой части шельфа резко выраженные локальные поднятия представляли собою острова с абразионно-аккумулятивными берегами (Даниловское, Тобольское и др.). Мелкая часть шельфа и прибрежная зона окаймляют относительно глубокую часть шельфа полосой разной ширины; локальные поднятия, расположенные внутри мелкой части моря, создают аномалии в распределении фаций.

Основной растительностью морского побережья в келловее были хейролепидиевые заросли, на низменной аккумулятивной равнине большие участки были покрыты папоротниками кониоптерис с примесью осмундовых, а иногда плаунов. На сухих, освещенных местах росли гингко, хвойные леса, подлеском в которых, вероятно, являлись папоротники и плауны [34]. Склоны долин были покрыты зарослями папоротников, среди которых отмечаются глейхениевые, особенно развитые в западной части равнины. Более высокие места денудационных равнин занимали гинкгово-хвойные леса, состоявшие в основном из сосновых и гинкговых с примесью сциадопитесов.

Келловейский век характеризовался влажным, теплым климатом. Более высокие температуры были на юге равнины.

Оксфордский век. Площадь морского бассейна продолжает увеличиваться и расширяться. Различный рельеф дна моря, неодинаковые скорости опускания и осадконакопления обусловили различный характер осадкообразования в отдельных частях бассейна. Если западная половина продолжает углубляться, то в восточной намечается обмеление, и морской бассейн приобретает резко асимметричное строение. Наиболее глубокая его часть располагалась па территории Ханты-Мансийской, Надымской и Даниловской впадин. С востока к нему примыкают огромные просторы морского мелководья с чрезвычайно малыми уклонами дна, а западный склон бассейна сравнительно крут и расчленен, со множеством островов; мелководная полоса очень узка (рис. 5.22).

Относительно глубокая часть шельфа располагалась в западной части морского бассейна. Здесь в течение оксфордского века накапливались темносерые и буровато-серые глины, прослоями известковые, обогащенные органическим веществом, с обилием остатков раковин белемнитов, аммонитов, тонкостенных двустворок с нежной скульптурой, гастропод, брахиопод и богатых ассоциаций фораминифер [34].

Морфологически резко выраженные локальные поднятия (Чуэльское, Игримское, Тобольское и др.) нарушали фациальное однообразие глубокой части шельфа. В пределах поднятий выделяются прибрежно- и мелководноморские фации, которые распределяются так же, как и в келловее. Характер пространственного и вертикального распределения песчаных осадков вокруг локальных поднятий, их вещественный и гранулометрический составы позволяют заключить, что склоны этих поднятий представляли собой острова с абразионно-аккумулятивными берегами, вокруг которых накапливались песчано-алевритовые и глинистые осадки. Источниками обломочного материала служили берега островов.

В пределах денудационно-аккумулятивных равнин произрастали папоротниковые заросли из кониоптерисов, осмундовых со значительной примесью, особенно в западной части, глейхениевых. В составе гинкгово-хвойных лесов на западе равнины распространены, как и в келловее, сциадопитесовые, но количество их в оксфорде еще более заметно. В районе Приполярного Урала в низких, увлажненных местах росли древовидные папоротники, вплотную к ним примыкали заросли из кониоптерисов и глейхений. Основной растительностью прибрежной равнины были обширные заросли хейролепидиевых, постепенно сменявшихся папоротниковыми (кониоптерис, осмундовые, глейхениевые) [34].



Рис. 5.22. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири на оксфордское время (по [34])

Климат в оксфордское время был жарким и сухим на юге и более влажным и относительно прохладным на севере.

Кимериджский век. В течение кимериджского века происходит дальнейшее углубление и расширение площади морского бассейна, там, где в оксфорде располагались опресненные заливы, лагуны, лиманы и прибрежные равнины, устанавливается режим нормального моря. Области сноса были значительно снивелированы по сравнению с оксфордским веком.

В кимериджском бассейне обитали аммониты, белемниты, двустворки, брахиоподы, иглокожие, остракоды и многочисленные фораминиферы. На огромных просторах относительного глубокого шельфа накапливались однообразные тонкоотмученные темно-серые и черные глинистые илы, часто известковые. Прогибание дна в кимеридже не компенсировалось накоплением осадков. Состав осадков и фауны указывает на нормальную соленость и нормальный газовый режим придонных вод этой части бассейна [34].

Внутри относительно глубокой части шельфа некоторые локальные поднятия представляли собою либо острова, либо подводные возвышения; острова располагались на западе и юго-западе глубоководной области. Они окаймлялись зонами прибрежно- и мелководно-морских осадков.

Кимериджское мелководье населяли аммониты, белемниты, различные двустворки, многочисленные бентосные фораминиферы. На формирование фауны большое влиянием оказали теплые атлантические течения, принесшие в Сибирский бассейн теплолюбивые формы. Теплое мелководье с подвижной средой было благоприятно для обитания этой фауны, что сказалось на ее разнообразии.

Денудационно-аккумулятивные равнины и речные долины на западе и юго-западе были покрыты гинкгово-хвойными лесами и папоротниковыми зарослями, где доминировали кониоптерисы, глейхении и, реже, осмундовые, плауны. На Приполярном Урале среди папоротников выделялись заросли древовидных диксониевых [34].

Данный выше очерк васюганско-георгиевского времени характеризует наиболее общие черты палеогеографии части средней и поздней юры Западной Сибири в целом. Естественно, что для разных территорий региона палеогеографическая картина этого времени различалась. К примеру, на юговостоке и востоке Западной Сибири в течение поздней юры морской режим преобладал, за исключением кратковременного эпизода, когда в конце раннего и начале среднего оксфорда значительная часть территории была осушена [46, 47]. При этом наиболее приподнятые части положительных структур являлись островами в морском бассейне васюганского времени. Постоянная смена трансгрессий и регрессий периодически приводила к частому осушению или затоплению больших территорий на склонах этих структур (рис. 5.23). В результате береговая линия морского палеобассейна этих территорий имела очень сложную конфигурацию, постоянно изменявшуюся в течение васюганского времени [62]. Соответственно верхнеюрские толщи, сформировавшиеся в таких условиях, весьма гетерогенны с очень неоднородными латеральной и вертикальной структурами. Часто в них фиксируются следы локальных, а иногда и субрегиональных размывов [233].



Рис. 5.23. Строение верхов средней – верхней юры юго-востока Западной Сибири и кривая относительных изменений уровня моря в келловее и поздней юре Западной Сибири в сравнении с количественной эвстатической кривой поздней юры Русской платформы (по [233]):

1 – песчаники; 2 – глины, аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаные алевролиты, алевритистые песчаники; 5 – алевритистые глины и глинистые алевролиты; 6 – углистоглинистые толщи
Подобная гетерогенность литолого-фациальных характеристик побудила ряд специалистов расчленить келловей-верхнеюрскую толщу Западной Сибири на два региональных циклита: васюганский (верхи верхнего бата – низы верхнего оксфорда) и баженовский (верхи верхнего оксфорда – нижняя половина берриаса). В переслаивании существенно песчаных и глинистых пластов нижнего циклита зафиксирована последовательность трансгрессивно-регрессивных (T-P) событий. В большинстве разрезов хорошо опознаются следы региональных и локальных перерывов осадконакопления (размывы). Сиквенс-стратиграфическая интерпретация стратиграфической структуры бат-кимериджской толщи юго-востока Западной Сибири свидетельствует о существенном влиянии эвстатики на процессы осадконакопления в «васюганское» время (см. рис. 5.23) [171, 232, 233].

Максимальные эвстатические пики положительного значения согласно такой модели (см. рис. 5.23) приходятся на конец раннего келловея, конец позднего келловея – начало раннего оксфорда и начало позднего кимериджа. Часто кимериджское событие интерпретируется как крупнейшая трансгрессия, охватившая всю бореальную область на рубеже васюганского и георгиевского горизонтов. Правда, П. А. Ян полагает, что приращения площади морского седиментогенеза в Западно-Сибирском бассейне не было, и говорить о кимериджской трансгрессии как о процессе наступления моря на сушу, видимо, не совсем правильно [234]. Вероятно, было некоторое углубление морского бассейна при резком сокращении привноса осадочного материала. В результате происходило выдвижение в бассейн пляжево-баровых систем и формирование алеврито-песчаных пластов верхнесиговской подсвиты. В волжское время при примерном сохранении положения береговой линии происходит еще большее углубление бассейна и его стагнация. Региональное поступление обломочного материала в бассейн прекращается, и в относительно глубоководных обстановках происходит формирование углеродисто-глинисто-кремнистой баженовской свиты и ее аналогов [234].

Территория рассматриваемого в настоящей работе Шаимского НГР располагалась на западе зоны относительно глубокого шельфа. Еще западнее в Приуральской части располагались зоны мелкого шельфа с прибрежной частью аккумулятивно-денудационных равнин, прибрежных равнин, опресненных заливов, нагорий и плато; а к востоку простирался глубоководный шельф. Акватория Шаимского НГР представляла собой архипелаг мелких и сравнительно крупных островов и подводных возвышенностей, окаймленных прибрежными абразионными аккумулятивными берегами и окруженных глубоководным шельфом. Береговая линия в таких условиях имела крайне сложную фестончатую конфигурацию с резкой сменой фаций на небольших (до 1-2 км) расстояниях от грубых абразионно-пляжных осадков вогулкинской толщи до пелитовых типично морских даниловской и абалакской свит, что следует из характера развития вогулкинской толщи (рис. 5.24).

В моменты трансгрессивных пиков, упомянутых выше, происходило активное размывание островов и подводных возвышенностей, продукты аб-

разии отлагались in situ в виде гравелито-песчано-алевролитовых пластов продуктивной вогулкинской толщи. При этом расширение зеркала воды происходило, вероятно, не за счет поступления (втока) новых и дополнительных объемов водных масс, а за счет уничтожения, нивелировки островов в результате ступенчатого, стадийного прогибания ложа бассейна и его углубления (как это аналогично предполагал П. А. Ян [234] для юго-востока Западной Сибири).



Рис. 5.24. Фрагмент карты толщин вогулкинской толщи Шаимского НГР масштаба 1: 550000 (по [33])

Таких ступеней или стадий насчитывается три: а) пласт Π_3 , соответствующий началу позднебат-раннекелловейской трансгрессии; б) пласт Π_2 , соотносимый с двумя келловейскими пиками (см. рис. 5.23); и пласт Π_1 , соответствующий оксфордскому и кимериджскому пикам. Нельзя исключить, что нижележащие пласты также вовлекались в процессы абразии и финальный пласт Π_1 аккумулировал в себе продукты размыва этих пластов.

Процесс углубления бассейна и размыва островов не носил линейный постепенный характер, а сопровождался многократными приостановками различного масштаба – от крупных межстадиальных до неразличимых современным литолого-биостратиграфическим инструментарием межслоевых диастем. Разрез изобилует перерывами, и весьма показателен в этом отноше-

нии нижний контакт абалакской и даниловской свит и вогулкинской толщи с тюменской свитой, о котором уже говорилось выше (см. в частности, рис. 5.5, 5.6).

Стратиграфический и временной объем таких перерывов и размывов мог быть различным – от нескольких дней до нескольких миллионов лет [20]. В частности, вся богатая и разнообразная история геологического развития центральных, восточных и юго-восточных районов Западной Сибири в бате «спрятана» в контакте тюменской и абалакской свит [122].

Отметим также повышенную карбонатность пород, свойственную описываемому времени, – это гравелиты, песчаники и алевролиты с карбонатным цементом вогулкинской толщи, карбонатные конкреции, стяжения и строматолитовые маты абалакской и даниловской свит. Карбонат в таких образованиях имеет, как правило, биогенную природу (вогулкинская толща, строматолитовые абалакские маты). Это не удивительно, поскольку в теплых мелководных, с активной гидродинамикой, хорошо аэрируемых эвтрофных¹ акваториях вблизи суши и островов органическая жизнь процветает (см. выше). Карбонатные стяжения и конкреции абалакской и даниловской свит могли иметь более сложную природу и могли быть сформированы в диагенетических и постдиагенетических условиях.

5.3.2. Баженовское время

Палеогеографии и палеобиогеографии уникального по многим параметрам баженовского морского бассейна, занимавшего в волжскораннеберриасское время значительные пространства Западной Сибири, посвящена значительная литература, среди которой отметим две важные работы – более раннюю коллективную монографию [39] и более позднюю обзорную статью [91].

Баженовский морской бассейн Западной Сибири, выраженный в разрезе породными образованиями собственно баженовской свиты и ее латеральных аналогов тутлеймской и мулымьинской (баженовиты), представлял собой грушевидно сужающийся к северу эпиконтинентальный бассейн площадью более 2 млн. кв. км. В центре бассейна находилась вытянутая с севера на юг псевдоабиссальная впадина е глубинами более 500 м, на отдельных участках достигавшими 600-700 м и более [52] (рис. 5.26).

На востоке, вблизи Сибирской суши, дно моря было относительно мелководным, широким и пологим, а на западе, вблизи Уральского полуострова, втрое более узким и крутым (рис. 5.25). На севере и северо-востоке море сообщалось с арктическим бассейном. В районе п-ова Ямал, вероятно, существовало подводное поднятие, вертикальные движения которого регулировали поступление водных масс и аэрацию на дне впадины [91].

¹ Эвтрофный водоем – неглубокий, хорошо прогреваемый водоем, отличающийся большой биопродуктивностью и повышенным содержанием биогенных элементов.



Пунктиром показано положение подводного поднятия (порога)

Казахская суша



Рис. 5.26. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири волжского века (по [34])

Уникальность баженовского бассейна и его осадков состоит в следующем [39, 91]:

- распространение на огромной площади (более 1,2 млн кв. км) толщи маломощных (от 10 до 60, в среднем 30 м) высокоуглеродистых (от 2 до 20 %, в среднем около 5 % С_{орг.}) преимущественно монтмориллонитовых глин, сформировавшихся в течение длительного времени (волжский и берриасский века общей продолжительностью более 8 млн лет);
- низкое содержание в высокоуглеродистых глинах крупнозернистой песчано-алевритовой фракции (0-10 %, в среднем 5 %) при отсутствии песчано-алевритовых пород; опала (иногда до 25 %, в среднем 10-15 %), пиритного железа (до 90 % от общего железа), серы (до 6 %);
- повышенное содержание в баженовитах редких органогенных (уран, никель, кадмий, кобальт, молибден, мышьяк, ванадий, медь и др.) и рассеянных (бор, галий, барий и др.) элементов;
- обилие в баженовитах остатков пелагических организмов: радиолярий, зеленых, золотистых, пирофитовых микроводорослей, головоногих аммонитов (10 родов) и теутид (более 8 родов), рыб (2 рода) при довольно бедном бентосе (6 родов двустворок, 1 род гастропод, 2 рода беззамковых брахиопод);
- присутствие в баженовитах маломощных скоплений раковин бухий и иноцерамов, перемежающихся с более мощными интервалами, лишенными остатков бентоса, отсутствие остатков микробентоса на большей части площади развития баженовитов, редкость остатков и следов жизнедеятельности редуцентов: илоедов, хищников, падалеедов;
- асимметрия в распределении остатков беспозвоночных наиболее богатые по таксономическому составу и количественному изобилию ориктоценозы находятся вдоль западных и юго-западных окраин Западно-Сибирской плиты;
- присутствие в ориктоценозах вдоль западного обрамления большого числа родов беспозвоночных, известных с территории Восточно-Европейской равнины, Северо-Западной Европы и Северо-Восточной Гренландии, обилие здесь крупнораковинных видов;
- редкость бухий в породах волжского яруса Приполярного Урала.

По данным палеоботаники, палеоэкологии и палеотермометрии, на территории Западной Сибири в течение всего баженовского времени господствовал субтропический климат – семиаридный на юге и семигумидный на севере. Среднегодовая температура вод в эпипелагиали в раннебаженовское (средневолжское) время вблизи северо-западного берега, по данным изотопно-кислородной и Ca\Mg палеотермометрии, составляла +15-18 °C, вблизи северо-восточного – +13-14 °C. Температура придонных вод, судя по составу бентоса, могла опускаться до нескольких градусов. Соленость вод баженовского моря по абсолютному показателю была близка к современной океанической (31,5 ‰ [96]), а в открытой пелагиали могла достигать 34,0 ‰. Качественный состав и количественные соотношения солей соответствовали таковым Мирового океана того времени.

Батиметрия баженовского моря реконструировалась исследователями косвенными методами по катенам, фациальным рядам и аналогии с соседними впадинами (в частности, Хатангской). Для волжского века и берриаса по катенам бентоса, с учетом типов и характера осадков, реконструированы, по крайней мере, три биономические зоны: верхнесублиторальная, среднесублиторальная и нижнесублиторальная (для центральной глубоководной впадины выделяются дополнительно еще три биономические зоны) [91, 97]. Наибольшие глубины нижней сублиторали в современных морях находятся на отметках 200 м, но глубины для центральной впадины баженовского бассейна можно определить отметками, превышающими 500 м [39]. Шесть батиметрических зон было выделено также по ассоциациям фораминифер в интервале от 180 до 400 м и более [117].

В. С. Бочкарев с коллегами [52, 53, 54] расчетным путем определил максимальные глубины в районе Уренгоя, равные 700-750 м. Согласно его взглядам, палеобатиметрическая схема Западно-Сибирского мегабассейна на начало берриасского века обладает нижеследующими характерными чертами дна моря. Морской бассейн, раскрывающийся на северо-востоке и севере, занимает около 3 млн кв. км площади. На востоке он на 50 км заходит на Сибирскую платформу, а по широте Енисейского кряжа берег резко смещается к западу. Шельфовые зоны глубиной до 200 м асимметричные, на западе они у́же. Севернее Омска через Сургут и до Ямало-Гыданского региона проходит зона с глубиной моря более 400 м. Еще у́же оказывается Уренгойско-Тарко-Салинский залив, захватывающий юг Гыданского полуострова, с глубинами моря от 500 до 700 м [53].

Формирование баженовской свиты и ее аналогов отражает стабильный этап развития осадочного бассейна в условиях пассивной тектонической обстановки. Вспышка органической жизни и широкое развитие биохемогенных процессов привели к образованию резко восстановительной геохимической обстановки и специфическому распределению химических элементов, что определило минерагеническую специализацию формаций. Дно баженовского седиментационного бассейна имело дифференцированный характер из-за подвижек сводовых поднятий. Некоторые участки дна баженовского бассейна подвергались эрозионным процессам со вскрытием и размывом георгиевских отложений. В этих участках в баженовской свите появились терригенные песчано-алевролитовые отложения с характерной рябчиковой текстурой. Перемыв георгиевской свиты привел к обогащению осадков фосфором и появлению комковатых фосфоритов. Для определенных участков сводовых поднятий, по-видимому, были весьма благоприятные условия для развития биогермных пластовых построек. Последовавший за баженовским временем неокомский этап седиментации сопровождался активным опусканием дна бассейна и формированием клиноформ. Последовательное меридиональное расположение клиноформ с востока на запад указывает на мобильность восточного борта Западно-Сибирской плиты, связанную с тектоническим сжатием со стороны Восточно-Сибирской платформы. Вдоль западного борта Западно-Сибирской плиты клиноформы развиты слабо, т. е. этот борт был менее мобильным [104].

Высказывалось мнение, что эпиконтинентальное баженовское море по основным параметрам (площадь зеркала вод более 2,2 млн кв. км и максимальные глубины, возможно, превышавшие 500 м) следует рассматривать как бассейн квазиокеанического типа [91]. Как уже было сказано, на месте современных Мансийской, Надымской мегавпадин и, возможно, Уренгойской котловины существовала вытянутая с севера на юг псевдоабиссальная центральная впадина [34, 39, 52, 53, 54, 91, 96]. С запада, востока и юга баженовское море было окружено низкой равнинной сушей и имело сужающееся к северу грушевидное очертание. В широтном направлении дно баженовского моря было асимметричным: широким и пологим на востоке и юго-востоке вблизи Сибирской суши, втрое более узким и крутым на западе и юго-западе вблизи Уральского полуострова (рис. 5.27). На севере и северо-востоке баженовское море сообщалось с арктическим бассейном. Пролив на крайнем северо-востоке на месте нынешней Усть-Енисейской впадины был сравнительно мелководным и не оказывал существенного влияния на газовый режим придонных вод Центральной впадины.



Рис. 5.27. Модельный профиль дна Западно-Сибирского бассейна вдоль широтного Приобья в конце юры и начале мела (по [91])

Наибольший объем арктической воды поступал через северный проход в районе современного п-ова Ямал, который был относительно глубоководным. Здесь, вероятно, существовало подводное поднятие (порог), вертикальные движения которого регулировали поступление водных масс и аэрацию на дне Центральной впадины. Предполагается, что при опускании порога обогащенные кислородом воды из арктического моря проникали в Западно-Сибирский бассейн, и именно в это время бентосные моллюски заселяли дно впадин, а органическое вещество поглощалось фильтраторами, уничтожалось в процессе окисления и деструкторами. Подъем порога приводил к затруднению обмена вод, что способствовало образованию халистатических¹ зон во впадинах, препятствовало расселению бентоса, но способствовало сохранению органического вещества [91].

В бассейне существовала сложная система течений: вдольбереговые, циклонические, конвекционные (сезонный климат), апвеллинг (асимметрия бассейна). Определяющим было теплое поверхностное течение, шедшее с севера и проходившее вдоль Уральского полуострова, отделявшего Западно-Сибирский бассейн от Тимано-Печорского. Через северный пролив со стороны баренцевоморской акватории поступало теплое поверхностное течение, которое по мере продвижения на юг вдоль Уральского полуострова теряло свою силу и одновременно в соответствии с направлением западного склона моря отклонялось к востоку, создавая завихрения и круговые течения в эпипелагиали и образуя режим, близкий к таковому в Черном, Средиземном и, возможно, Саргассовом морях. Холодные воды поступали через северные проливы благодаря глубинным противотечениям [39, 91]. Также существовали конвекционные течения за счет разности в плотности воды на поверхности и в придонных частях, а также из-за штормовых ветров. Многолетние циклонические круговороты свойственны халистатическим областям и современных морей и допускаются для Западно-Сибирского бассейна баженовского времени [80], а широкое площадное распределение и высокая концентрация РОВ в баженовской свите на месте предполагаемой псевдоабиссальной впадины лучше объясняется системой течений, а не апвеллингом [39, 91].

Главным источником сноса в Западно-Сибирский бассейн являлась пенепленизированная Сибирская суша на востоке. С юга (Казахская суша) снос был значительно менее существенным: из-за сухого климата речная сеть, видимо, не была достаточно развита. Уральский полуостров не оказывал заметного влияния на формирование баженовитов. Терригенные крупнозернистые осадки сгружались на востоке и юге в широкой (до 300-400 км) и мелководной зоне шельфа, который служил буфером между наиболее крупными массивами Сибирской и Казахской суши и открытым морем. На суше господствовало химическое выветривание пород, что обусловливало низкие притоки терригенного материала (в основном в виде глинистой фракции). В цен-

¹ Халистатические области – средние части крупномасштабных круговоротов течений в морях и океанах, характеризующиеся малой подвижностью вод; син.: халистаза.

тральной впадине в течение продолжительного времени (до 8 млн лет) существовал режим некомпенсированного, преимущественно биогенного, осадконакопления [91, 124, 211]).

Накопление ОВ на дне Западно-Сибирского моря в баженовское время было связано с функционированием, главным образом, пелагической экосистемы. Основным продуцентом ОВ являлся фитопланктон, первичными консументами были зоопланктон и донные моллюски, вторичными — костистые рыбы и головоногие [39, 91]. Экосистема была эвтрофной, и неравномерное распределение биогенных элементов по разрезу свидетельствует о частой смене состояния биоты: микро- и макроцикличности в ее эволюции. Однако эти «пульсации» морской биоты не слишком отклонялись от некоего среднего состояния, и экосистема оставалась стабильной продолжительное время, примерно 8 млн лет [91].

Акватория, располагающаяся на месте рассматриваемого в настоящей работе Шаимского НГР, принадлежала западной части баженовского бассейна и обладала характеристиками, описанными выше. Исключение составляет ее глубина – в отличие от центральной глубоководной части бассейна, она вряд ли превышала 100-200 м (см. рис. 5.26). Экосистема и тектоническая обстановка в районе были удивительно стабильны, с отчетливыми признаками стагнации. Близость к Уральской суше накладывала свой отпечаток: помимо небольших глубин район находился в зоне действия названного выше течения, проходившего в направлении с севера на юг и отклонявшегося к востоку, поэтому общая гидродинамика акватории была более неспокойной, чем восточных районах бассейна. Завихрения, создаваемые в толще воды данным течением, в сложной комбинации с конвекционными и циклоническими токами, могли приводить к размыву и переотложению in situ вогулкинских образований и пород фундамента, что, в свою очередь, могло быть причиной возникновения обогащенных кластикой пород трехозерной толщи.

Структурная карта по ОГ **Б** (кровля баженовского горизонта), приведенная на рис. 5.28, отражает современную морфологию кровли отложений даниловской свиты – нижнемулымьинской-нижнетутлеймской подсвит, условно соответствующая в Шаимском НГР возрастной границе юрского и мелового периодов. Для поверхности характерно *ступенчатое* погружение к северо-востоку: от 1400 м на юго-западе до 2420 м на северо-востоке, перепад отметок - более 1000 м. Структурная карта отражает значительное влияние на рассматриваемый район формирующегося баженовского морского палеобассейна, особенно в отношении усиливающегося погружения северовосточной части территории.

Зареченское время

Как уже говорилось выше, время формирования зареченского надгоризонта охватывает период от берриаса до раннего апта. Общая палеогеографическая ситуация в этот период изменилась (рис. 5.29). В *берриасский и валанжинский* века контур морского бассейна был приблизительно таким же, как к концу юрского этапа; Западно-Сибирское эпиконтинентальное море имело обширные связи с Палеоарктическим и Северо-Сибирским морями. Вследствие обмеления центральной и восточной частей наиболее глубоководная часть (глубины до 400 м) располагалась в пределах западной части Ханты-Мансийской и Надымской впадин, Березовской и Восточно-Туринской моноклиналей, где в условиях некомпенсированного прогибания дна продолжилось накопление битуминозных глинистых слоев с повышенной концентрацией органического вещества [34, 142, 237].

Из органических остатков встречаются в основном аммониты, реже тонкостенные двустворки и своеобразные бентосные сообщества агглютинирующих фораминифер. Среди двустворок этого времени, в целом небогатых разнообразием и количеством экземпляров, господствовали биссусноприкрепленные бухии, теплолюбивые формы отсутствуют. Берриасский и валанжинский морские бассейны были заселены разнообразным микрофитопланктоном. Особенно обилен он был в приуральской части бассейна, а также в юго-западной и южной частях.

На западе вокруг шельфа располагалась обширная асимметричная относительно глубоководная область, где накапливались песчано-глинистые и глинистые осадки с составом фауны, близким к таковому Русской платформы. В раннем берриасе существовала связь между Западно-Сибирским и Русским морями через проливы Карские и Сосьвинские Ворота [42] (рис. 5.30), а Урал представлял низкую сушу, дающую малое количество обломочного материала.

В первой половине берриаса существовали условия, близкие к таковым волжского века, с накоплением темно-серых и почти черных илов с большой долей битуминозных разностей. Одновременно осаждался пелитоморфный карбонат и алевритовый материал. Прослои алевритовой размерности указывают на небольшое обмеление морского бассейна и усиление активности областей источников сноса в сравнении с волжским веком. Это явление проявилось в большей степени во второй половине берриасского и в начале валанжинского веков и привело к накоплению ачимовских и подобных им алеврито-песчаных осадков, развитых на обширной территории. В их формировании значительную роль играли, по-видимому, штормовые явления, когда во время штормовых периодов ветром возбуждались волны, которые, в свою очередь, порождали временные течения. Течения создавали относительно узкие, вытянутые аккумулятивные формы рельефа и кочующие песчаные банки. При возобновлении волнений они меняли свою форму, перемещались по дну и могли иметь развитие на очень большой территории. Глубина образования их в прибрежной части могла быть 20-30 м и возрастать в сторону открытого моря [34].





Рис. 5.28. Структурная карта по ОГ **Б** (кровля баженовского горизонта) северной половины Шаимского НГР:

1 – изогипсы; 2 – скважины и их номера; 3 – границы месторождений и лицензионных участков



Рис. 5.29. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири готеривского века (по [34])



Рис. 5.30. Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария в раннеберриасское время (по [42])

В конце берриасского – начале валанжинского веков произошла дифференциация морского бассейна, выделилась область мелкого шельфа. На юге и западе мелководные зоны очень узкие и начинаются с песчаноглинистых или с глинистых фаций, что свидетельствует о преимущественно восточном источнике сноса. В юго-западной части равнины в это время, видимо, прекращают существование большинство рек, отмечаемых в юре, а их устья превращаются в заливы с абразионными берегами, где накапливались глинисто-песчаные осадки с гальками изверженных пород и с нормальноморской фауной.

Характер растительности в берриас-ранневаланжинское время во многом унаследовал черты таковой, существовавшей по берегам обширного морского бассейна в волжское время. Основными источниками сноса, как и в волжском веке, продолжали оставаться на востоке Средне-Сибирское плоскогорье, на юго-востоке – Алтае-Саянская область, второстепенными – Северный Казахстан [34].

В конце ранневаланжинского времени продолжилось обмеление южной и восточной частей морского бассейна вследствие интенсивного приноса материала, но площадь седиментации немного увеличивается. Несмотря на значительное расширение области мелководья, наиболее глубоководная часть бассейна оставалась в прежних границах, где продолжали в условиях некомпенсированного прогибания накапливаться тонкие глинистые осадки, но по сравнению с предыдущими веками битуминозность их понизилась.

За исключением аммонитов, мелководная зона бедна фауной. Из моллюсков здесь еще отмечено наличие двустворок (бухий и окситом), но их раковины носят явные следы угнетенности. Возможно, это связано с нарушением газового режима на отдельных участках морского дна и существованием пониженных температур в придонных слоях. Среди фораминифер господствующее значение принадлежит бентосным формам, имеющим агглютинированную раковину.

В рассматриваемое время на Полярном и Приполярном Урале отмечается регрессия моря, закрываются проливы между Западно-Сибирским и Русским морями, а вдоль Урала накапливаются глинисто-песчанистые осадки с глауконитом, шамозитовыми оолитами, с богатой и разнообразной фауной моллюсков.

Обмеление и сокращение акватории бассейна в поздневаланжинское время оказало влияние на условия развития и распределения микроорганизмов мелкой части шельфа. Огромную площадь этой зоны занимали палеоценозы, в которых наряду с типично-морской фауной двустворок и фораминифер сосуществовали организмы солоноватых и опресненных водоемов.

В поздневаланжинское время основным типом растительности по берегам так же, как и в ранневаланжинское, остается лесной. Здесь выделяются хвойные леса из представителей семейства сосновых и древних хвойных, хвойные леса с участием ногоплодниковых, древовидных папоротников и гинкго с подлеском из схизейных папоротников.

Основными источниками сноса в поздневаланжинском веке были Северо-Енисейский кряж, Колывань-Томская складчатая дуга. Увеличивается влияние Таймыра и севера Сибирской платформы, но снижается значение Северного Казахстана. В берриасе-валанжине общий климат был переменновлажным, с некоторыми признаками иссушения [34, 142, 237]. Готеривский век. Продолжается отступление моря с востока равнины, начавшееся в валанжине. Море заметно мелеет и смещается далеко на запад (рис. 5.31). Исчезают условия глубоководного осадконакопления, но на западе от меридиана р. Салым-Ныда продолжает существовать относительно глубоководная область, площадь которой значительно сокращается. На севере она узким проливом Карские Ворота [42] соединяется с Палеоарктическим бассейном. Накопление отложений происходило частично в условиях некомпенсированного прогибания, характеризующегося большей плавностью по сравнению с предыдущим веком. Видимо, конденсированные осадки формировались лишь в первой половине века.



Рис. 5.31. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири готеривского века (по [34])

Богат и разнообразен органический мир морской относительно глубокой части бассейна. Он содержит как нектонные, так и бентосные организмы. Среди первых сравнительно часты аммониты и реже встречаются белемниты, из вторых – двустворчатые моллюски и многочисленные фораминиферы. Воды относительно глубоководной части бассейна на юге и западе были опреснены, что подтверждается находками солоноватоводных двустворок и эвригалинных фораминифер. Опреснение обусловлено появлением рек, текущих с юго-запада.

Вокруг относительно глубокой части шельфа располагалась асимметричная мелководная зона, широкая на востоке и очень узкая на западе.

В начале века формирование осадков протекало на западе зоны в условиях периодических волнений и спокойной седиментации мелководного морского бассейна, что обусловило образование устойчивых глинистых покрышек и песчаных пластов. На востоке зоны располагалось морское мелководье с интенсивными волновыми процессами, что приводило к образованию как подводных, так и надводных аккумулятивных форм. Мелководье заселялось бедными по составу ассоциациями фораминифер. Во второй половине готерива происходит замыкание морского бассейна. При этом отмечается нормальная климатическая зональность.

Возвышенная уральская суша и приподнятые участки денудационноаккумулятивной равнины были покрыты хвойными лесами из представителей семейства сосновых, среди них значительные пространства занимали ели. К ним примешивались кедры и ногоплодниковые, а на пониженных участках обитали смешанные леса из хвойных и древовидных папоротников. Подрост был представлен папоротниковыми схизейно-кониоптерисовыми зарослями, занимавшими, вероятно, более низкие склоны, временами спускавшимися к морскому берегу.

Основными источниками сноса в готеривском веке были Восточные Саяны, север Сибирской платформы и Таймыр. Снижается активность Казахского нагорья, но оживляется Урал, в частности Щучьинский выступ [34, 142, 237].

Барремский век. Продолжается сокращение размеров морского бассейна. Море покидает большую часть территории региона и только на западе сохраняется реликтовый водоем, который отшнуровался от бореального морского бассейна, а связь осуществлялась только эпизодически (рис. 5.32).



Рис. 5.32. Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария в барремское время (по [42])

Осадконакопление стало компенсированным, это стало возможным благодаря резкому сокращению размеров морского водоема, большому привносу терригенного материала реками в относительно неглубокий бассейн седиментации. В бассейне этого времени обитали сообщества преимущественно агглютинированных фораминифер, секреционные представлены единичными формами. Однообразие родового состава ассоциаций, сравнительная бедность их в количественном отношении, мелкорослость фауны и резкое преобладание эвригалинных форм позволяют сделать заключение о зоне мелководья и значительном опреснения. Временами море превращалось в серию лагун, которые замыкались в заиливающиеся озера. Этот процесс повторялся несколько раз, и границы водоема смещались как во времени, так и в пространстве, а стационарное его положение оставило следы в виде прослоев глин типа быстринской пачки.

Прибрежная равнина была заселена папоротниковыми лесами, в формировании которых принимали участие древовидные диксонии, циатеи, алсофили и другие папоротники, а также редкие хвойные семейства сосновых. В подлесок и травяной покров входили более мелкие папоротники и плауны. На Уральской возвышенной суше господствовали хвойные леса из представителей сосновых с примесью редкостоящих ногоплодников, кедров и древовидных папоротников.

В барремский век основным источником сноса является север Сибирской платформы, Туруханский выступ и Енисейский кряж. Несколько снижается роль Таймыра и продолжает активизироваться Урал [34, 142, 237].

6. МОРСКОЙ РАЗРЕЗ РАННЕГО МЕЛА – ПАЛЕОГЕНА

В отличие от описанных выше осадочных толщ нижней части среднеплитного или собственно плитного (ОГ Т – Э₂) структурного этажа, его верхняя часть устроена существенно проще, поэтому в данной главе мы рассматриваем свитное и стратиграфическое строение в целом и обобщенно. То же касается и палеогеографии этого отрезка геологической истории Шаимского НГР. Свитный каркас данного интервала разреза составляют следующие образования (снизу вверх): кошайская, викуловская и ханты-мансийская свиты нижнего мела; уватская, кузнецовская, березовская и ганькинская верхнего мела; талицкая, люлинворская и тавдинская свиты палеогена (см. прилож. 1, табл. 3-5).

6.1. Стратиграфия верхней части нижнего мела

Изучаемый Шаимский НГР и сравниваемый с ним, примыкающий с востока район Каменной площади Красноленинской нефтегазоносной области (рис. 6. 1) находятся в полосе перехода от западных районов Западной Сибири к центральным и несут на себе многие черты и особенности как тех районов, так и других во всем, что касается строения и вещественного состава нижнемеловых отложений.



ДИ

В литературе по стратиграфии нижнего мела территории предлагается несколько карт-схем структурно-фациального районирования ([58, 170 и др.]), однако следует иметь в виду, что многие специалисты отмечали ряд противоречий и несовпадений между принятыми в стратиграфических схемах картами литофациального районирования и современной стратиграфической моделью бассейна, между стратотипами и фактическими разрезами, между границами нефтегазоносных областей и районов и границами структурно-фациальных районов [Нестеров и др., 2008]. Ныне особую актуальность приобретает разработка унифицированной стратификации отражающих сейсмических горизонтов и взаимоувязанная корреляция продуктивных пластов для всей территории равнины, учитывающие качественные изменения в представлениях о геологическом строении неокомского нефтегазоносного комплекса и вышележащих продуктивных аптских толщ [Нестеров и др., 2008].

Песчано-алевролито-глинистые терригенные отложения, венчающие разрез нижнего мела в западных и центральных районах Западной Сибири, как правило [58, 142, 170 и др.], выделяются в составе трех региональных литолого-стратиграфических горизонтов (снизу вверх): алымского, викуловского и ханты-мансийского. Если верхний и нижний горизонты характеризуются доминированием пелитолитов, то в составе среднего викуловского преобладают кластолиты – разноразмерные мезо- или мономиктовые песчаники и алевролиты. Общее залегание этих геологических тел практически горизонтальное либо со слабым наклоном к северо-востоку. Горизонты по латерали объединяют разное количество различных свит, однако для изучаемого района наибольшее значение имеют кошайская (алымский горизонт), викуловская (викуловский горизонт) и ханты-мансийская (ханты-мансийский горизонт) свиты, краткая характеристика которых приводится ниже. С викуловской свитой на Каменной площади связываются основные перспективы нефтеносности.

Алымский горизонт венчает рассмотренный в предыдущей главе берриас-нижнеаптский зареченский надгоризонт, викуловский И хантымансийский входят в состав апт-альб-сеноманского покурского надгоризонта, который, в свою очередь, перекрывается верхнемеловым (без сеномана) дербышинским. Надгоризонты имеют сложное строение, покурский надгоризонт или серия (средний апт – сеноман) характеризуется широким развитием континентальных образований, идентифицируемых на сейсмических разрезах с сейсмокомплексом, ограниченным региональными сейсмическими горизонтами М и Г. Для покурской серии не раз высказывалось предложение учесть целесообразность разработки самостоятельных схем стратиграфии и районирования апт-альб-сеноманских отложений [60].

Кошайская свита

Кошайская свита (верхи нижнего и низы верхнего апта или только неполный нижний апт) впервые выделена П. Ф. Ли в 1954 г. в разрезах Уват-

ской, Леушинской и Ханты-Мансийской опорных скважин без точного указания стратотипа [12]. Свита имеет широкое распространение в западной части Западно-Сибирской равнины. Осадки ее согласно залегают на породах леушинской или фроловской свит и перекрываются без видимых следов перерыва породами викуловской свиты (см. прилож. 1, табл. 3). На западе она замещается отложениями средней части северо-сосьвинской свиты, на востоке и юге синхронными ей являются верхи алымской свиты. По характеру литологии свита разделяется на две пачки: нижнюю и верхнюю. Нижняя пачка отличается существенно глинистым составом. Верхняя пачка содержит, кроме глин, алевролиты и алевриты с прослоями известняков. Характерно обилие линз и гнезд песчаного материала. Наиболее выдержана на больших территориях нижняя пачка. Она является хорошим маркирующим горизонтом.

Породы свиты содержат редкие остатки фораминифер и споровопыльцевые комплексы апта. По положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам возраст кошайской свиты принимается нижнеаптским. Возраст нижней пачки условно принят в объеме верхов нижнего апта; верхней пачки – в объеме верхов нижнего апта, или сюда иногда добавляют еще и низы верхнего апта [226]. Мощность нижней пачки 30-50 м, верхней 15-20 м. Общая мощность свиты 20-60 м.

Л. Ю. Аргентовский с коллегами дополняют, что можно указать лектостратотип кошайской свиты по Леушинской опорной скважине в интервале 1402-1366 м [29]. Согласно их характеристике, в скважинах Шаимской площади выделение в разрезе верхней пачки кошайской свиты мощностью 7-20 м носит условный характер из-за весьма близкого литологического сходства с перекрывающими породами.

Викуловская свита

Викуловская свита, верхний апт, была впервые выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. по скважинам Викуловской площади у пос. Викулово Тюменской области [12]. Свита имеет региональное распространение в пределах западной части Западно-Сибирской равнины. На юге и крайнем западе она замещается низами леньковской и синарской свит, на северо-западе – верхами северо-сосьвинской свиты, на востоке – нижней частью покурской свиты.

Викуловская свита сложена породами прибрежно-морского и континентального генезиса. По соотношению алеврито-глинистых осадков со значительной долей условности подразделяется на две подсвиты или не подразделяется. Нижняя подсвита, если выделяется, более глинистая, сложена алевролитами и песчаниками с прослоями глин и глинистых известняков на западе. Вверх по разрезу количество глинистого материала убывает. В породах много обугленных растительных остатков преимущественно в мелкодисперсном мелкодетритовом состоянии. Верхняя подсвита, если выделяется, представлена серыми, светло-серыми песками, песчаниками и прослоями глин, вдоль контактов с которыми отмечается наибольшее количество растительного детрита и обрывков лигнитизированных растений. Мелкодисперсный углистый детрит рассеян по всей толще алевролитов, песчаников и глин. Мощность свиты 250-270 м.

Палеонтологически викуловские осадки охарактеризованы крайне слабо [29]. Стратиграфическая позиция свиты по положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам в Шаимском районе принимается в объеме верхней части верхнего апта или всего верхнего апта [226]. Не раз отмечалось, что оценки возраста верхней и нижней границ свиты во многом условны [142, 160].

Л. Ю. Аргентовский с коллегами уточняют, что восточная граница распространения викуловской свиты проходит по линии от верховьев р. Надым, пос. Нялино, Малиновка и до г. Петропавловска. Согласно залегает на осадках кошайской и алымской свит и трансгрессивно перекрывается хантымансийской свитой [29].

Песчанистые пласты-коллекторы, имеющие промысловое значение, размещаются в верхней части викуловской свиты Каменной площади, занимая примерно ¹/₄ ее толщины (рис. 6.2).



Рис. 6.2. Схема строения апт-альбского интервала разреза и размещения пластов-коллекторов ВК₁-ВК₄ по скв. 312 Каменной площади

На рис. 6.3 приведен фрагмент колонки скв. 1П, охватывающий верхнюю часть викуловской свиты, частично охарактеризованный керном, включая ОГ M_1 . На нем показаны сканированные отпечатки трех образцов, иллюстрирующие структурно-текстурную характеристику самой верхней части викуловских отложений. Для сравнения на рис. 6.4 приведены сведения по этой же части разреза для скв. 333Р Каменного месторождения Красноленинской НГО, также с изображением трех образцов.

Высокое сходство структурно-текстурных признаков пород, на наш взгляд, не требует особых комментариев. Естественным в этом случае будет выглядеть и стремление к пролонгации представлений о генезисе достаточно хорошо изученных отложений Каменного месторождения (с коллекторами группы ВК) [22] на некоторые территории Шаимского НГР. Для этого кратко изложим некоторые результаты наших наблюдений по особенностям размещения в викуловской свите нефтегазоносных пластов-коллекторов на Каменной площади Красноленинской НГО, расположенной непосредственно к востоку от рассматриваемого Шаимского НГР (см. рис. 6.1).

Самый нижний коллектор BK_4 и самый верхний BK_1 из четырех хорошо различаемых на колонках скважин и коррелируемых коллекторов характеризуются очень хорошей выдержанностью. При схожих толщинах 17-20 м они обладают и идентичной формой кривой PS, присущей направленно уменьшающимся по размерности песчаным телам с пульсационноградационным строением (гравититам).

В сложении основной части этих коллекторов преобладающее участие принимают прибрежно-бассейновые отложения (см. рис. 6.4).

Расположенные между ними коллекторы BK_2 и BK_3 характеризуются более низкой выдержанностью. Коллектор BK_3 , при достаточной устойчивости в целом, характеризуется полярной сменой направленности кривой PS относительно указанной выше – с «прямой» на «обратную». В целом подобная направленность присуща проградационно-дельтовым условиям. Показателем «потоковости» генезиса данного коллектора служит его раздув на палеосклоне, а также перемещение в более «высокое» по разрезу положение.

Наиболее неустойчив по своему положению в разрезе коллектор BK_2 , полностью глинизирующийся на юго-востоке площади. На коротком расстоянии он смещается из «нижнего», сближенного с BK_3 положения, в «верхнее», примыкая к коллектору BK_1 . Такой переход, по-видимому, контролируется блоковым строением фундамента.

Значительное изменение генезиса отложений даже на очень коротких расстояниях отчетливо реализовано в смене направленности кривой PS от пульсационно повышающейся через бимодальную до пульсационно-понижающейся конфигурации.



• лист 2 – описание образцов, а также увеличенных фрагментов, положение которых показано на листе 1

Лист 1

Тонкозернистый песчаник, до круп-1 нозернистого алевролита, с довольно хорошей сортировкой материала. ~ 1/5 часть – толстые слойки мелкозернистого алевролита, определяющие в нижней и верхней частях образца бимодальность состава. Достаточно сложное сочетание всех трех типов волнистой текстуры – от параллельной полого-волнистой до линзовидно-волнистой и косоволнистой сильно срезанной (мульдообразной). Активное прибереговое мелководье – удаленный от берега ватт

Крупнозернистый алевролит; 2 верхней и правой нижней части образца – прослои и линзы мелкозернистого песчаника; в средней части – с примесью тонкозернистого песчаного материала. Сортировка в целом средняя. В нижней ¹/з части образца (ниже стрелки) – бимодальное переслаивание с двумя толстыми (1,5 см) слойками мелкозернистого алевролита. Верхние контакты последних биотурбированы и нарушены интенсивными взмучиваниями, вплоть до заворота против наслоения (стрелка справа). Активное прибереговое мелководье, с большей контрастностью осадконакопления, чем для обр. 1

> Сверху вниз – три интервала, примерно соответствующие толстым слойкам.

1 – мелкозернистый массивный алевролит, в верхней части – с тонким слойком светлого крупнозернистого алевритового материала, послойно-инъекционного характера (раздувы, сформировавшиеся в пластичноожиженном состоянии).

2 – линза крупнозернистого алевролита – увеличенный по толщине на порядок инвариант вышеописанной пластичной инъекции. Хорошая сортировка материала и тонкая косоволнистая слоистость. Контакт с переработкой материала.

3 – зона смятия с текстурами интенсивного взмучивания по первичному бимодальному переслаиванию двух описанных выше типов (см. описание фрагмента справа)



Запечатывание опесчаненных валиков ряби мелкозернистым алевролитовым материалом, сопровождающееся сокращением толщин перекрывающих темноокрашенных слойков



Контакт хорошо сортированного крупнозернистого алевролита (выше стрелки) с выпуклой (намывной) косоволнистой слоистостью и интенсивно взмученного, первично полого (линзовидно?)-волнистого переслаивания такого же и темно-серого мелкозернистого алевролитов. Сингенетичность подчеркнута облеканием островершинных и сглаженных валиков ряби тонким (1 мм) слойком темно-серой окраски

Лист 2



Рис. 6.4. Контакт ханты-мансийской и викуловской свит (ОГ **M**₁) по скв. 333 (Каменное месторождение Красноленинской НГО): • лист 1 – кривые ГИС; для интервала с отбором керна обозначения справа, на листе 2;

лист 1 – кривые гите, для интервала с отобром керна осозна јения справа, на инсте 2,
лист 2 – описание образцов, положение которых показано стрелками; расшифровка обозначений

В образце достаточно четко выделяется 5 серий, обозначенных цифрами по правому срезу:

1 – крупнозернистый хорошо сортированный алевролит с очень тонкой косоволнистой слоистостью;

2 – темно-серый алевроаргиллит массивной текстуры, с мелкими послойными ходами илоедов вблизи нижнего контакта;

3 – переслаивание мелко- и крупнозернистого алевролитов (последний – до тонкозернистого песчаника, с интенсивным взмучиванием и активной биотурбацией («рябчик»);

4 – тонкозернистый среднесортированный слабонефтенасыщенный песчаник с прерывистой косоволнистой слоистостью;

5 – аналог слоя 3.

1

По стрелке 2 контакт двух слоев разного генезиса. Выше (1+2) – стабильное прибереговое разноподвижное мелководье; ниже (3+4+5) – активная приливно-отливная зона литорали (ватт).

Переслаивание двух типов: 1 – темно-серый алевроаргиллит (см. слоек 2 в верхнем образце); 2 – светло-серый крупнозернистый хорошо сортированный алевролит с очень тонкой косоволнистой слоистостью (см. слоек 1 в верхнем образце). Ниже стрелки – интенсивное смятие (оползень) этих же типов.

(3) Переслаивание тех же двух типов, что и в образце 2 и слойках 1, 2 в обр. 1, с четким преобладанием светло-серого крупнозернистого алевролита, в верхней части – с отчетливой вогнутой косоволнистой слоистостью. В центральной части темноокрашенный алевроаргиллит заполняет локальное углубление (валик ряби), с увеличением толщины слойка (ср. с фрагментом A на листе 2 рис. 6.2).

Обозначения к колонке скважины на 1-м листе:

• гранулометрический состав (поле кривых ГИС): 1 – аргиллит, 2 – мелкозернистый и 3 – крупнозернистый алевролиты; 4 – тонкозернистый песчаник; 5 – переслаивание разных типов;

• фациальные (только «ключевые» слова в названии фаций): 6 – малоподвижное мелководье; 7 – приливно-отливная зона (ватт); 8 – малые аккумулятивные формы (косы, пересыпи); 9 – аккумулятивные формы подвижного мелководья; 10 – открытая часть бассейна В глинистых прослоях внутри коллекторов могут быть встречены единичные остатки малакофауны неудовлетворительной сохранности Panopea? sp. ind., что может свидетельствовать об обитании на заиленных грунтах небогатых популяций двустворчатых моллюсков. Кроме того, известно, что представители рода Panopea тяготели к солоновато-водным бассейнам.

Суммарная оценка толщин и взаимного положения коллекторов ВК₃ и ВК₂ позволяет предположительно судить о преимущественно субмеридиональном расположении зон с их «опесчаниванием», контролируемых рельефом поверхности осадконакопления, благоприятным для развития мелководно-барового режима осадконакопления и закрепления осадков в разрезе.

Рельеф поверхности осадконакопления, как это можно судить по элементам залегания коллекторов ВК₁₋₄, был достаточно неровным, с обилием неглубоких небольших впадин, ложбин и врезов водотоков. Но в целом это была склоновая поверхность с незначительным наклоном к северо-востоку.

Характер строения толщи викуловской свиты (частое неритмичное переслаивание тонких прослоев глинистых алевритов и алевритистых глин) показывает, что накопление ее осадков происходило с многократными кратковременными остановками, в течение которых накопленный и незакрепившийся алеврито-глинистый материал перемывался и переносился с места на место. Поскольку глубина водного бассейна в это время была небольшой, повидимому, не более 30 м в наиболее глубоких частях и, скорее всего, составляла 0-15 м, то наиболее вероятным агентом перемыва и переноса осадка следует считать ветровое волнение, особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов года. Иными словами, здесь наблюдается классическая картина развития диастемальных перерывов в осадконакоплении по схеме Дж. Баррелла, причем оценить объем и масштаб диастем не представляется возможным (в настоящее время не существует инструментов, позволяющих произвести подобную оценку).

Мезо- и мономиктовые мелкозернистые песчаники коллекторов, а также глинистые алевролиты и алевритистые глины перемычек между коллекторами и остальной частью викуловской свиты насыщены мелким углистым растительным детритом. Причем в глинистых разностях детрита больше, что подчеркивается их более темным цветом. В песчаниках коллекторов углистого детрита сравнительно немного. Можно предположить следующий механизм образования такого детрита. В отдельные эпизоды участки территории могли полностью осушаться с последующим затоплением и размывом накопившейся в сухопутной фазе органической растительной массы. Кратковременно возникавшие осушенные песчаные острова, косы, пересыхающие лагуны были покрыты ковром обильной травянистой растительности (мхи, хвощи, плауны и папоротникообразные), с вкраплениями кустарников и деревьев, образующих своеобразный биотоп квазиболотного типа. Он продуцировал огромное количество растительной биомассы, и степень производства органического вещества растениями значительно превышала степень их разложения. К примеру, болотные растительные сообщества апта Приморья с

доминированием циатейных, диксониевых, глейхениевых и схизейных папоротникообразных и присутствием хвойных и гинкговых деревьев привели к образованию смолистого угля (рабдописсита) липовецкой свиты аптского возраста [63].

Новые затопления таких покрытых торфяниками баров, островов, кос, лагун приводили к размыву торфяной массы, распаду ее на мелкие фрагменты. Вовлекаясь затем в процессы многократного подводного перемыва алеврито-песчаного осадка и переносу, переотложению его в другие места, лигнитизированные растительные остатки перетирались до состояния мелкодисперсного детрита. Кроме того, стволы отдельных упавших деревьев (древних хвойных, например) могли образовывать в лагунах, мелких бухтах, в забаровых частях песчаных баров скопления топляка, переносимого сюда волнами во время и в сезоны штормов. Лигнитизированная древесина крупномерных растительных остатков, не успевая превратиться в уголь, затем также перетиралась до мелкодисперсного состояния во время переноса и переотложения осадков.

Такие же процессы разрушения крупномерных органических остатков в результате перетирания происходили и с раковинами моллюсков. В глинистых прослоях перемычек между коллекторами и в глинистых слойках внутри коллекторов, где, казалось бы, макрофауна должна сохраняться лучше, чем в песчаниках, остатки фауны практически не встречаются. Лишь в редких единичных случаях могут быть встречены обломки небольших (2-3 см) раковин двустворчатых моллюсков, неопределимых до рода и вида.

Ханты-мансийская свита

Ханты-мансийская свита (альб) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. по разрезу Ханты-Мансийской опорной скважины [12, 28, 29, 120]. Свита широко распространена на территории Западной Сибири, она согласно залегает на породах викуловской и перекрывается отложениями уватской свиты (см. прилож. 1, табл. 3). По литологическому составу разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

В породах свиты установлены довольно разнообразные фоссилии, главным образом из групп простейших и беспозвоночных животных: аммониты, двустворчатые моллюски, остракоды, фораминиферы, радиолярии, фрагменты костистых рыб (зубы и чешуя), фрагменты мшанок, иглы морских ежей, а также споры и пыльца растений. Правда, в подавляющем большинстве случаев органические остатки имеют плохую или неудовлетворительную сохранность. Начиная с 1960 г. и по настоящее время возраст хантымансийской свиты, в соответствии с решениями Сибирской РМСК, принят в пределах альбского яруса нижнемеловой подсистемы [28, 168, 169, 170]. Нередко возраст нижней подсвиты оценивается как ранне- и среднеальбский, или среднеальбский [226], верхней подсвиты – как средне- и позднеальбский [28]. Несмотря на определенность возрастной датировки ханты-мансийской свиты, в ряде работ подчеркивается условность ее возрастных границ [19, 26, 94, 142].

Нижняя подсвита ханты-мансийской свиты сложена морскими темносерыми аргиллитами, с тонкими прослоями алевролитов, известняков и сидеритов. По мнению ряда исследователей [29, 226], возраст нижней подсвиты ханты-мансийской свиты следует принимать в объеме среднего альба.

Верхняя подсвита представлена прибрежно-морскими сероцветными алевролитами и глинами с редкими прослоями песчаников. Породы содержат многочисленный обугленный детрит. Общая мощность ханты-мансийской свиты равна 140–260 м.

Морские отложения верхней подсвиты ханты-мансийской свиты коррелируются по составу спорово-пыльцевых комплексов со средней частью покурской свиты и нижней частью мысовской, марресалинской, долганской, маковской и кийской свит, а также с верхней частью пировской свиты. Все перечисленные свиты-коррелянты образовывались в континентальных или прибрежно-морских условиях.

В. А. Захаров с коллегами ревизовал сведения о всех известных ранее находках макромерной фауны и привел новые данные по серии скважин Западной Сибири (Красноленинский свод, Ямал, Шаимский и Омско-Ларьякский районы) [94, 95]. В этих работах внимательно проанализированы особенности стратиграфического распространения моллюсков и фораминифер по разрезу ханты-мансийской и, отчасти, викуловской свит, предложена новая схема биозональности. Последняя существенно уточняет ранее принятый зональный стандарт Сибири [92].

Благодаря новым находкам моллюсков в ханты-мансийской и яронгской свитах, установлены: а) нижний альб по аммонитам Arcthoplites (Subarcthoplites) sp. ind. и "Cleoniceras cf. bicurvatoides"; б) средний альб по совместным находкам аммонитов Pseudopulchellia sp. ind. и иноцерамов Inoceramus anglicus Woods; в) нерасчлененный средний-верхний альб по Inoceramus anglicus Woods. Слои с фораминиферами в Западной Сибири, по крайней мере на трех уровнях, сопоставимы с их аналогами в пределах Арктики и Восточной Европы. Прежде выделяемые в нижней ханты-мансийской подсвите слои с Gaudryina tailleuri, переименованные в слои с Ammosiphonia nonioninoides, хорошо коррелируются с зоной Gaudrvina tailleuri нижнего альба Северной Аляски. Слои с Ammobaculites fragmentarius и Verneuilinoides borealis assanoviensis Западной Сибири по комплексу общих видов сопоставляются с аналогичными слоями среднего альба на Карском и Баренцевоморском шельфах, в Арктической Канаде и на Северной Аляске. Аналоги зоны Verneuilinoides boпрослеживаются realis assanoviensis нерасчлененных В средневерхнеальбских отложениях на севере Восточно-Европейской платформы и Баренцевоморском шельфе. Остаются проблемными обе границы альба, при этом верхняя граница альба вообще не имеет никаких палеонтологических свидетельств, поскольку проблематичен даже верхнеальбский подъярус [19, 26, 94].

6.2. Палеогеография времени завершения раннего мела

Особенности литологии свит верхов нижнего мела, характер конфигурации, геометрии и размещения песчаных тел пластов-коллекторов в викуловской свите, описанный выше, трудно понять, не оценив общую палеогеографическую ситуацию на значительных пространствах Евразии в аптское время. В целом она обусловлена сильной дифференциацией тектонических движений, вызвавшей существенную перестройку палеогеографической обстановки в послебарремское время. Так, апт отличается от предшествующих веков углублением южных бассейнов, существенно глинистым осадконакоплением в них и обмелением северных бассейнов [142].

Русское море на Русской платформе (РП), ранее связанное с Западно-Сибирским эпиконтинентальным бассейном (берриас-валанжин), в раннем апте сильно регрессировало и стало еще больше походить на широкое море– пролив [42]. В позднем апте и на рубеже апта и альба бассейн РП практически полностью осушился [43]. Севернее, в Печорском районе, начиная с апта изменилась обстановка осадконакопления: морской режим сменился условиями прибрежных равнин, периодически затоплявшихся морем. Благодаря такому режиму, а также укрупнению и частичному слиянию Тиманских островов связь между Русским морем и северными морями стала затрудненной, а временами полностью прекращалась.



Рис. 6.5. Фрагмент литологопалеогеографической карты Западной Сибири на позднеаптское время (по [34])

Западно-Сибирское море в сравнении с неокомом заметно сократилось в размерах (рис. 6.5). Накопление морских песчаных и алеврито-глинистых осадков происходило только в центральных и северных частях Западной Сибири. Огромные пространства между сушей и морем были заняты низкой равниной, где шло формирование мощных толщ континентальных терригенных слабоугленосных и местами бокситоносных отложений. Последние формировались в условиях субтропического гумидного сезонного климата по периферии южной части Западно-Сибирского бассейна.

Небольшой по размерам аптский водный бассейн Западной Сибири был почти изолированным, существенно мелководным и опресненным [21]. Типичные представители нормально-морской фауны в него не проникали изза сухопутных барьеров, обрамлявших его со всех сторон. Территория распространения викуловской свиты в пределах рассматриваемого района и в других частях Западной Сибири была в достаточной мере изолирована от Палеоарктического океана, и сюда не проникали воды с нормальной морской соленостью, обеспечивающие существование и процветание морской фауны и микрофлоры. В принципе, в викуловское время сюда были возможны извазии отдельных представителей малакофауны, способных существовать в широком диапазоне концентраций солей, однако такие факты единичны и не влияют на общее положение дел.

Набор фаций, который зафиксирован по керну и ГИС изученных скважин Каменной площади, свидетельствует, что осадконакопление здесь происходило в мелководном, с частой сменой уровня стояния вод, бессточном бассейне наподобие моря-озера, чем-то напоминающем Туртасское мореозеро олигоцена (которое располагалось в конце палеогена примерно в тех же территориальных границах). Это был останец валанжин-готеривского нормально-морского бассейна, но в условиях гумидного климата с выраженной сезонностью, наступившего в апте, атмосферный сток в периоды сезонов дождей и речной сток сдвинули баланс солей в сторону гипогалинности и опреснения.

Такое викуловское море-озеро изобиловало песчаными островами, косами, барами, пляжами, периодически затапливаемыми. Острова, косы, бары постоянно и неоднократно размывались, донный песчано-алевритоглинистый осадок также неоднократно перемывался, перемешивался и переносился. Вероятно, в перемешивании и переносе донного осадка активную роль играло волнение, особенно усиливавшееся в периоды смены сезонов, характеризующиеся сильными ветрами и штормами.

На упомянутых островах, косах произрастала в заболоченных условиях обильная влаголюбивая растительность. При почти полном отсутствии покрытосеменных растений этими влаголюбивыми растениями были различные папоротники, плауны, мохообразные а не представители хвойных, которые занимали водораздельные пространства. Споры, не обладающие воздушными мешками, падали на месте произрастания продуцировавших их растений и вместе с остатками самих растений и неорганическими осадками образовывали прослои серых, черных глин и глин, обогащенных лигнитом.

Климат в целом в викуловское время в Западной Сибири был теплым и переменно-влажным, сезонным, несколько неустойчивым, с периодической сменой переменно-влажного климата на постоянно-влажный [237]. В условиях глобального безледникового климата в высоких широтах Евразии сравнительно высокие положительные температуры были свойственны раннему апту (25,9° C) с резким падением к концу апта (15,0° C) [99].

Основными областями сноса, поставлявшими кластический материал в викуловский бассейн, были Уральская горная страна, представлявшая собой в апте невысокую возвышенность, Пурская возвышенность [160] и, в меньшей степени, Таймырская и Средне-Сибирская возвышенности. Сухопутный барьер, отграничивавший викуловское море-озеро от Палеоарктического океана, вероятно располагался субширотно, по линии от низовьев р. Пур до северо-восточной оконечности Ямала.

Приуроченность песчаных пластов-коллекторов к верхам викуловской свиты можно объяснить усилением тектонической деятельности по периферии Западной Сибири.

В связи с поднятием северной части Средней Сибири и расширением Таймырской суши Северо-Сибирское море значительно отступило к северу. Хатангский морской залив окончательно перестал существовать, на его месте возникла обширная аккумулятивная равнина, где накапливались озерноаллювиальные песчано-глинистые отложения и были развиты торфяники. В Восточной Сибири в апте происходило воздымание суши с образование кордильер [142]. Восточный склон Урала и Зауралье испытывали воздымание, причем с берриаса - валанжина до альба (последнее – время максимально поднятия) область размыва испытала интенсивное поднятие со 115 до 664 м [160]. Сочетание повышения базиса эрозии с высокими среднегодовыми температурами и интенсивными атмосферными осадками (количество осадков изменялось сезонно) давало импульсные вбросы кластического материала в бассейн накопления. Поскольку рассматриваемый район находится в сравнительном удалении от береговых линий Уральской, Таймырской и Средне-Сибирской суши, то его достигал отсортированный песчано-алевритовый материал (песчаный – средней и мелкой размерности).

Следует заметить, что в последние годы оживился интерес к условиям формирования отложений викуловской свиты на западе Западной Сибири (Красноленинская нефтегазоносная область), в связи с ее реальной и перспективной нефтегазоносностью. Как уже было сказано, песчаные тела пластов-коллекторов ВК₁₋₄, представляющие собой линзы песчаников сложной геометрической формы, приурочены к верхней трети объема свиты и при залегании формируют систему врезанных неглубоких каналов, ложбин, водотоков (рис. 6.6). Предлагались разные геологические модели, объясняющие подобное размещение пластов-коллекторов, в основном сводящиеся к «плоско-параллельному» строению толщи, присущему большинству меловых свит Западной Сибири [185 и др.]. В некоторых новейших работах усилен акцент на палеогеоморфологию, например, в модели «врезанных палеодолин», трактующей размещение коллекторов по вертикали и латерали, в зависимости от заполнения и конфигурации речных палеодолин в зоне развития эстуариев и имеющих отчетливо троговую форму, отраженную на сейсмопрофилях [141]. Вместе с тем размещение коллекторов обусловлено не только палеогеоморфологией, а намного более сложным сочетанием различных факторов – палеогеографических, палеоэкологических, фациальных, климатических, тектонических и др. Естественно, что общая палеогеография и фации играют при этом ведущую роль. Последнее можно наглядно увидеть при оценке влияния ветрового фактора, игравшего важную роль в формировании системы подводных каналов, ложбин, водотоков.



Рис. 6.6. Врезы, фиксируемые по залеганию пластов-коллекторов ВК₁₋₄ в верхней части викуловской свиты (Восточно-Каменное месторождение, Красноленинская НГО, вне горизонтального масштаба). Пунктирная линия – осредненное залегание (по [21]). По оси абсцисс – номера скважин, по оси ординат – глубины, м

Влияние ветров на общую гидродинамику викуловского бассейна было, видимо, значительным. В целом, когда ветер дует над водой, он создает на поверхности напряжение в направлении своего действия, но реакция водного бассейна на воздействие ветра сильно осложняется рядом факторов, например, вращением Земли, наличием континентальных барьеров и др.

В любом случае, даже при отсутствии ветров, вода в бассейне или его части находится в состоянии постоянного движения, вызываемого силой вращения Земли вокруг своей оси, и испытывает влияние ускорения Кориолиса, направленного точно под прямым углом к направлению движения. Величина этого ускорения возрастает с увеличением скорости потока и вертикальной компоненты скорости вращения Земли; в Северном полушарии оно направлено вправо от направления движения (инерциальное колебание). Если бы вода была изотропной, то движение воды в бассейне Кориолисовым ускорением закручивалось бы в спираль в общем северо-восточном направлении (результирующая движения с запада на восток, с юга на север). В реальных условиях анизотропной воды общее северо-восточное направление осложняется экмановской спиралью¹, и движение становится петлеобразным (серия петель). Общий перенос воды непосредственно в движущемся экмановском слое составляет примерно 2 т/сек через каждый 1 м² поверхности [203]. Это значительный поток воды, хотя он меньше, чем перенос в главных океанских течениях.

Более или менее устойчивые или постоянные течения в водном бассейне возбуждаются различными причинами (энергоперенос, апвеллинг, перетекание, обусловленное различной плотностью, и др.), в том числе и ветром, особенно действенном в экмановском слое. Например, в Северной Атлантике ветры имеют следующие характеристики: около 45° с. ш. наблюдаются сильные западные ветры и около 15° с. ш. дуют северо-восточные пассаты с заметной компонентой, направленной с востока на запад. Возбуждаемый экмановский поток направлен в каждом случае вправо, так что в обоих случаях вода выжимается по направлению к району, называемому Саргассовым морем, с центром у 30° с. ш.

Кроме того, горные цепи на побережьях сухопутных обрамлений бассейнов ориентируют ветры в нижних слоях атмосферы вдоль горных массивов, а те, в свою очередь, направляют средний экмановский поток. Поток, приобретающий характер постоянного течения, направлен вправо или влево, в зависимости от направления господствующего вдольберегового ветра (с севера на юг – влево; с юга на север – вправо), но в любом случае от берега. Отметим также дрейфующие течения, возникающие в результате однократных природных явлений (землетрясения, волны цунами, особо сильные штормы иди ураганы), эффект от воздействия которых может наблюдаться годами [203].

Не следует также забывать о силе ветров, дующих над водной поверхностью. При ветрах, скорость которых превышает 12 м/с, а время действия и разгон (расстояние, пройденное над водой) достаточны, развивается существенное волнение. Ветер со скоростью 20 м/с может создать волны в 8-10 м высотой. Если предположить, что напряжение ветра² возрастает по меньшей мере как квадрат скорости ветра, то становится ясным, что сильные ветры производят гораздо более сильный эффект, чем можно было ожидать, если исходить из частоты их повторяемости. Пять часов штормового ветра в 30 м/с передадут воде больше количества движения, чем слабые бризы (5 м/с) за неделю. Если при сильных ветрах напряжение на поверхности увеличивается

¹ Спираль Экмана – последовательность эффектов изменения скорости и движения слоев воды, обусловленная трением. На определенной глубине течения и силы трения, связанные с ними, становятся пренебрежимо малыми; и весь слой воды над этой глубиной называется экмановским слоем. По некоторым оценкам [203], нижняя граница экмановского слоя находится на глубине 100 м. В экмановском слое поверхностный поток, вызываемый ветром, всегда отклоняется немного вправо по отношению к ветру.

² Напряжение – давление, создаваемое ветром на поверхности, измеряемое в T/km^2 . Напряжение ветра в 10 м/с на гладкую поверхность (стекло) составляет около 10 T/km^2 .

заметно быстрее, чем квадрат скорости ветра, то передача количества движения океану во время случайного шторма больше, чем во время долгодействующих ветров средней силы [203].

Суммируя сказанное, можно отметить следующее. Викуловский бассейн, сравнительно узкий и длинный, вытянутый в направлении с севера на юг, внутриконтинентальный залив Палеоарктического океана, часто пребывавший в изолированном состоянии, находился почти в центре (с некоторым смещением к западу) гигантской выровненной площади, унаследованной от раннеаптского времени. По его периферии на континентальной суше располагались горные массивы Уральской страны (запад и северо-запад), Пурской и Таймырской возвышенностей (север), Среднесибирской возвышенности (восток) и Казахского плоскогорья (юг) [34]. Викуловское море было мелководным, с обилием низких песчаных островов. Климатическая обстановка теплого климата без выраженного широтного градиента температур, тем не менее, имела в своем составе смену сезонов. Сезоны повышенной и пониженной влажности чередовались друг с другом, и на стыке сезонов возрастала ветровая активность. Периодически сила ветров достигала ураганной [21].

Господствующее направление ветров над водной гладью викуловского бассейна, как это свойственно Северному полушарию, было западным. У континентальных окраин ветры, наталкиваясь на горные массивы суши, становились вдольбереговыми, отгоняя воду от побережий. Напряжение, создаваемое дующими на водную поверхность ветрами, порождало волнение, перемывавшее низкие песчаные острова, и более или менее устойчивые ветровые нагонные течения.

Последние, накладываясь на Кориолисово-Экмановский эффект движения вод, приводили к возникновению сложной сети переплетающихся подводных потоков, для которой в целом было свойственно хаотичное сочетание центростремительных и центробежных направлений. Ближе к Уралу, т. е. к западу, направление потоков было субмеридиональным северовосточным, под относительно острыми, до 45° и более, углами к северовостоку. Ближе к центру направления становились субширотными, с выполаживающимися углами, а ближе к северу (Хатангский залив) направления могли восставать под прямым углом к западному ветру.

Эти потоки вод, затрагивавшие всю водную толщу от поверхностной пленки до придонных слоев, промывали в рыхлом донном грунте подводные врезы глубиной, возможно, до 5-10 м. Подводные врезы (русла, каналы, каньоны) могли быть шириной несколько километров, что позволяет в отдельных случаях фиксировать их на сейсмограммах. Количество, протяженность и ориентация врезов соответствовали наиболее устойчивым потокам, что в отдельных случаях также может быть фиксировано сейсмографическими исследованиями. Врезы могли существовать только то время, пока действовала сила, которая вызвала их к жизни, – устойчивый ток воды в некотором определенном направлении. Прекращение действия силы или перемена ее

направления приводили к быстрому размыванию бортов вреза, завалу его осадком в результате действия волн.

Таким образом, ветровые явления в атмосфере могут быть привлечены для объяснения причин не вполне понятного явления – появления врезов на дне викуловского бассейна. В настоящее время это явление объясняется продолжением существования дельт неокомских рек [141]. При этом предлагается не обращать внимания на то обстоятельство, что протяженность подобных эстуариев при их небольшой ширине (фиксируемых, например, по Каменной площади) должна составлять тысячи километров.

Палеогеография альбского времени существенно отличалась от аптской, и связано это, прежде всего, с развитием бореальной морской трансгрессии, осуществлявшейся вдоль восточного склона Урала и охватившей западную часть Западной Сибири [24, 34] (рис. 6.7, 6.8).



Рис. 6.7. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири на позднеальбское время (по [34])





Рис. 6.8. Модель циркуляции поверхностных течений в бассейнах Северного полушария, начало позднего альба (по [42])
Альбская бореальная морская трансгрессия на территории Западной Сибири была весьма замедленной, постепенной; по некоторым оценкам, она осуществлялась по латерали со средней условной скоростью приблизительно 88 км/млн лет (9 см/год) с максимумом в среднем альбе [19, 24]. Во всяком случае, другие известные мощные трансгрессии, например келловейская или туронская, осуществлялись со значительно более высокими горизонтальными скоростями. Положение береговой линии в альбское время было весьма нестабильным, прихотливым, изменчивым по конфигурации, и существовали территории, куда альбское море вообще не проникало либо проникало на сравнительно короткий срок.

Одной из таких территорий является Южное Зауралье, где развиты отложения только верхней подсвиты ханты-мансийской свиты, таким же районом является участок Шаимского нефтегазоносного района, где расположена Малотетеревская скв. 1-П.

В район скв. Малотетеревская 1-П Северное море проникало медленно, о чем свидетельствует интервальный контакт ханты-мансийской и викуловской свит (рис. 6.9), т. е. эта территория затоплялась замедленно, возможно с частыми перемещениями, флуктуациями береговой линии. Возможно, в самом начале трансгрессии соленость воды была пониженной, о чем говорит отсутствие типично морской фауны (двустворок, фораминифер) в подошве ханты-мансийской свиты. С другой стороны, опресненность не препятствовала развитию нектонных форм жизни (костистые рыбы одинаково успешно обитают в пресных, опресненных и морских водах) и придонных детритофагов, таких как черви и ракообразные. В ходы иложивущих организмов вовлекались высокослюдистые глинистые алевролиты викуловской свиты.



Рис. 6.9. Контакт ханты-мансийской (альб) и викуловской (апт) свит по скв. Малотетеревская 1-П Шаимского НГР (по [21]); см. также рис. 6.3:

А – уровни появления микрофауны: *1* – глина; *2* – глинистый алевролит; *3* – уровни находок фораминифер; *4* – остатки рыб.

Б – интервальный через переслаивание характер контакта ханты-мансийской (темноцветные породы) и викуловской свит (светлоцветные породы)

Позднее район затопления стал более глубоким, морской режим стабилизировался, сюда с севера и северо-востока проникли бентосные фораминиферы и двустворчатые моллюски. Фораминиферы принадлежат Бореально-Арктической области, и такой хорологический тип фораминиферовых ассоциаций был широко распространен в Палеоарктике, окраинных, шельфовых, бассейнах и во внутренних эпиконтинентальных морях Северной Америки, Северо-Восточной Европы, Сибири. На первом этапе углубления изучаемого района условия для обитания фораминифер оставались малоблагоприятными, о чем свидетельствует крайняя бедность таксономического состава и значительное количество ювенильных экземпляров фораминифер в комплексе интервала глубины 1250,7 м в скв. Малотетеревская 1-П (см. выше). Вероятно, это связано с тем, что соленость все еще не достигла уровня нормальной морской [21].

Позднее условия обитания стали более морскими, что привело к значительно большему биоразнообразию фораминифер, и, скорее всего, глубина бассейна здесь увеличилась. Вопрос с определением глубины остается наиболее трудно решаемым, однако можно предположить, что на первом этапе затопления района глубины были в пределах 0-15 м, а на втором этапе, когда условия обитания фораминифер стали более морскими, глубина превысила 20 м. Возможно, глубина превышала базис регулярных и штормовых волн и, вероятно, заключалась в пределах 50-200 м, что примерно соответствует зоне сублиторали и верхней части неритической области. Во всяком случае, в современных высокоширотных окраинных морях, таких как Берингово и Охотское, популяции песчанистых фораминифер (представители родов Reophax, Rhizammina, Rhabdammina, Trochammina и др.) достигают максимальной плотности в интервале глубин шельфа 21-200 м, резко снижая свою численность выше и ниже этого интервала [219]. Напомним, что ассоциации фораминифер Шаимского района полностью представлены песчанистыми фораминиферами.

Описываемый район альбского Западносибирского моря имеет немало общих черт с альбским морем Моури (Mowry Sea) внутренней северной Канады [243]. Западносибирское море, как и море Моури, являлось внутренним морским бассейном меридионально вытянутого очертания, полузамкнутым континентальными массивами. Оба моря были открыты на севере и связаны с Палеоарктическим океаном. Море Моури, этот закрытый или полузакрытый бассейн, в течение среднего – позднего альба флуктуировало в размерах, по глубине и очертанию береговой линии. Это было море с застойным придонным слоем и слабой циркуляцией в поверхностном слое, причем последний характеризовался пониженной соленостью. В сукцессии от среднего к позднему альбу наблюдается постепенное углубление бассейна, но оно происходило не градуалистически, а имело пульсационный характер. В целом глубина менялась в направлении от внутреннего шельфа к внешнему и затем к неритическим обстановкам. Примерно тот же самый градиент глубин от внутреннего шельфа к внешнему наблюдался в бассейне Шаимского района. Так, глубина залегания подошвы ханты-мансийской свиты на участке расположения скв. Малотетеревская 1-П составляет 1251,5 м. К востоку и северо-востоку от этого участка интервалы залегания свиты другие, глубины увеличиваются: скв. Ем-Еговская-548 – 1413-1430; скв. Согомская-1 – 1486-1513; скв. Ханты-Мансийская-1Р – 1420-1660 м. В Омско-Ларьякском районе в скв. Чебурлинская 2-Р глубина залегания свиты 1140-1340 м [94]. Следовательно, точка расположения скв. Малотетеревская 1-П принадлежит более возвышенному участку внешнего шельфа, так же как и гипсометрически примерно равный участок в юго-восточном Омско-Ларьяском районе. Более восточные и северные районы принадлежали внешнему шельфу.

Не исключено, что для Западносибирского бассейна в рассматриваемом районе и в рассматриваемое время также был свойственен застойный характер придонного слоя воды, о чем может свидетельствовать обилие ракообразных и сравнительно небогатый таксономический состав фораминиферовых ассоциаций. Это же может свидетельствовать и о несколько пониженной солености воды.

6.3. Стратиграфия верхнего мела и палеогена-квартера

Верхнемеловой интервал разреза в своем макростроении слагается образованиями верхней части покурского надгоризонта и свитами дербышинского надгоризонта. К первой относится уватская свита сеноманского возраста, а к дербышинскому надгоризонту – остальные верхнемеловые толщи. В начале турона произошла одна из крупнейших трансгрессий на территории Западной Сибири. Верхнемеловые отложения (без сеномана) в региональных стратиграфических схемах объединены в дербышинский надгоризонт. Эта толща, мощность которой достигает 700 м, сложена в значительной своей части глинами и является экраном для залежей газа в подстилающих ее сеноманских отложениях. Именно под ней сосредоточены супергигантские залежи Уренгойского, Ямбургского и других крупнейших месторождений северных и арктических нефтегазоносных областей (НГО) Западной Сибири. В самой дербышинской толще также имеются достаточно мощные толщи слабоуплотненных песчаников, песков и алевролитов, содержащие промышленные залежи газа.

В пределах дербышинского надгоризонта снизу вверх обособляются четыре горизонта: кузнецовский (турон), ипатовский (коньяк–сантон), славгородский (нижний кампан), ганькинский (верхний кампан–маастрихт) (см. прилож. 1, табл. 4). Горизонты объединяют по латерали более 20 свит. Кузнецовский горизонт (турон) выделен по разрезу одноименной свиты. Ипатовский и славгородский горизонты входят составными частями в березовскую свиту. Березовская свита (коньяк – нижний кампан) согласно залегает на породах кузнецовской и без видимого перерыва перекрывается отложениями ганькинской свиты. Ганькинский горизонт назван по одноименной свите, которая выделяется в разрезах на огромных территориях Западной Сибири. Ганькинская свита (верхний кампан-маастрихт) в Шаимском НГР и прилегающих согласно залегает на березовских отложениях и согласно же перекрывается талицкими. Ниже приведена краткая характеристика перечисленных свит.

Уватская свита

Уватская свита (сеноман) выделена Н. Н. Ростовцевым по разрезу Уватской опорной скважины в интервале 1328-1054 м [12, 28, 64, 179]. Свита имеет широкое распространение в западной части Западной Сибири. Она согласно залегает на породах ханты-мансийской и перекрывается кузнецовской свитой. Условно может подразделяться на две пачки: нижнюю глинистоалевролитовую и верхнюю алевролито-песчаную. Слагается серыми и зеленовато-серыми песками, песчаниками, алевролитами и глинами с многочисленными обугленными органическими остатками.

Породы свиты слабо охарактеризованы фауной. Они содержат споровопыльцевые комплексы сеномана и редкие фораминиферы. Возраст свиты принимается сеноманским, но во многих источниках [142, 226 и др.] сообщается, что такой возраст принимается довольно условно, поскольку породы свиты плохо охарактеризованы палеонтологическим остатком. Сеноманский облик спорово-пыльцевых спектров и, главное, положение в разрезе между фаунистически охарактеризованными осадками альба и турона все-таки позволяет принять возраст уватской свиты сеноманским. Возраст нижней пачки – нижний и низы верхнего сеномана; верхней – верхи верхнего сеномана. Мощность свиты 70-180 м; верхней подсвиты 50-60 м; нижней 100-120 м [226]. По другим источникам, общая мощность свиты может достигать 250 м [142].

На Ямале сеноманский возраст имеет песчано-алевритовая марресалинская свита мощностью около 300 м; на остальной территории северной половины Западно-Сибирской равнины сеноманские континентальные фации чередуются с мелководно-морскими. К сеноманскому ярусу по составу спорово-пыльцевых комплексов относятся также верхние части покурской, маковской, долганской свит, формирование которых началось еще в раннем мелу. На восточном склоне Урала уватской свите соответствует континентальная мысовская свита [142].

Кузнецовская свита

Кузнецовская свита (турон) впервые выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом в Кузнецовской опорной скважине в интервале 435-408 м [28, 64, 179]. Отложения свиты широко развиты на территории Западной Сибири. Кровля ее отчетливо выделяется по ГИС по резкому уменьшению диаметра скважины на границе с березовской свитой. Породы свиты спокойно, согласно или, в ряде мест, трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях уватской свиты.

Кузнецовская свита представлена темно-серыми, серыми и зеленоватосерыми глинами, с прослоями алевролитов, реже глауконитовых песчаников. Содержит остатки фауны пелеципод, лингул, аммонитов, рыб, а также фораминиферы, радиолярии, диноцисты и пиритизированный и обугленный растительный детрит. Возраст свиты принимается в объеме всего турона [16, 17, 18, 25, 142].

По литологическому составу и каротажной характеристике с некоторой долей условности в ряде мест она может подразделяться на две пачки. Нижняя пачка сложена темно-серыми, серыми, массивными глинами, слабоалевролитовыми, с обрывками пиритизированных водорослей и чешуей рыб. В основании пачки, на контакте с уватской свитой, часто отмечается 2–5 м прослой глауконитовых песчаников. Мощность пачки 15–20 м. Верхняя пачка представлена зеленовато-серыми глауконитовыми алевролитами, реже глинами и опесчаненными алевролитами, в верхах отмечается появление опоковидности. Мощность ее 10–15 м. Общая мощность свиты 35–45 м.

В западных и юго-западных районах Западной Сибири кузнецовская свита переходит в прибрежно-морские осадки мугайской свиты, а к северовостоку ее аналогами являются симоновская (основной объем) и часть маргельтовской свиты.

Березовская свита

Березовская свита (коньяк – нижний кампан) впервые была выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. со стратотипом в разрезе Березовской опорной скважины в интервале 405-237 м [28, 64, 179, 180, 181]. Отложения свиты повсеместно развиты в пределах изучаемого района и весьма широко в Западной Сибири, хотя и меньше по площади, чем породы ганькинской свиты. Свита согласно залегает на породах кузнецовской и без видимого перерыва перекрывается отложениями ганькинской свиты.

Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю (коньяк-сантон) и верхнюю (нижний кампан).

Нижняя подсвита сложена серыми, темно-серыми и голубовато-серыми опоками, кремнистыми глинами и аргиллитами. С запада на восток отмечается уменьшение степени опоковидности пород подсвиты и появление прослоев алевролитов и песчаников. Породы подсвиты содержат обломки пелеципод, чешую и костные остатки рыб, радиолярии, спикулы губок и диатомовые водоросли, включения глауконита. Мощность подсвиты 50–120 м.

Верхняя подсвита представлена серыми, а в верхней части – зеленовато-серыми глинами, опоковидными, с редкими прослоями опок, с обломками пелеципод, чешуей рыб, лингул, с богатыми комплексами радиолярий и фораминифер. Мощность верхней подсвиты 90–130 м. Наиболее надежные результаты по стратификации свиты дают биостратиграфические комплексы фораминифер, несмотря на трудности извлечения их раковинок из крепких кремнистых пород, а также в последнее время радиолярии и диноцисты [17, 162, 163, 215, 216].

Общая мощность березовской свиты 140-270 м.

На западе породы березовской свиты замещаются образованиями камышловской, зайковской, усть-маньинской, леплинской свит, на крайнем юго-западе – эгинсайской [16, 25, 160, 167, 191, 195], на востоке и юговостоке – образованиями славгородской и ипатовской свит [64]. На крайнем юго-востоке Западной Сибири интервалу березовской свиты соответствует континентальное осадконакопление нижней части сымской свиты [142].

Ганькинская свита

Ганькинская свита (верхний кампан - маастрихт) широко распространена в пределах Западно-Сибирской равнины. Свита впервые была выделена А. К. Богдановичем в 1944 г. по скважине на станции Ганькино под названием ганькинских слоев, позже в 1955 г. переведена Н. Н. Ростовцевым в ранг свиты [28, 64, 179]. В Шаимском НГР согласно залегает на березовских отложениях и согласно же перекрывается талицкими. На отдельных территориях Западной Сибири на юго-востоке [162] и юго-западе [15, 16, 23, 28] между талицкими отложениями и ганькинскими наблюдается перерыв с размывом верхней части ганькинских пород, однако для изучаемой территории Шаимского НГР подобное явление не отмечалось.

Свита представлена сравнительно однородной толщей характерных известковистых или неизвестковистых зеленовато-серых, серых глин, иногда прослоями опоковидных, а также с прослоями алевролитов и мергелей [226]. Известковистость глин уменьшается в северном направлении, на северозападе появляются прослои глинистых опок и диатомовых глин. В современной стратиграфической схеме [170] ганькинская свита не подразделяется на подсвиты, но ее нижняя треть относится к верхнему кампану, а остальной объем соотносится с маастрихтом в полном объеме, т. е. с нижним и верхним маастрихтом.

Маастрихтские породы содержат обильные и разнообразные комплексы фораминифер, головоногих и двустворчатых моллюсков, иглокожих и остракод, редко радиолярий; кампанская часть ганькинской свиты содержит головоногих и двустворчатых моллюсков, фораминиферы, радиолярии [17, 142, 162, 163, 216, 217]. Ганькинские отложения наиболее отчетливо и четко стратифицируются по комплексам фораминифер, среди которых выделяются три характерных: позднекампанский, раннемаастрихтский, позднемаастрихтский, но к востоку от изучаемого района и на востоке центральной части Западно-Сибирской равнины различия между этими комплексами прослеживаются нечетко. На востоке, в бассейне рек Турухана и Елогуя, ганькинская свита замещается песчано-алевритовыми породами с глауконитом и пачками оолитовых руд (верхний горизонт костровской свиты, кампан-маастрихт), а на крайнем северо-востоке – песками и алевролитами с известковистыми конкрециями и прослоями песчанистых фосфоритов танамской свиты. На юговостоке Западно-Сибирской равнины и на всей ее Приенисейской части маастрихтский ярус представлен толщей континентальных глинистых (местами каолинизированных) песков и песчаников с прослоями алевролитов и темносерых глин верхней подсвиты сымской свиты. В этих отложениях встречены отпечатки листьев гинкго, секвой и спорово-пыльцевой комплекс [142].

Верхние горизонты ганькинской свиты с комплексами фораминифер верхнего маастрихта имеют меньшее распространение, чем породы нижнемаастрихтского возраста. Осадочные накопления позднего маастрихта полностью размыты в районах г. Омска, Барабинска, Славгорода и на отдельных участках профилей Парабель-Чузик и Парбиг-Чая, частично уничтожены они в районах пос. Пудино, Леушей, Увата [64].

К западу в районах Зауралья и восточного склона Урала ганькинская свита замещается верхней частью диатомитов и диатомовых глин леплинской свиты, в Среднем и Южном Зауралье – песками фадюшинской свиты, на крайнем юго-западе в Кустанайской области – карбонатными песками журавлевской свиты [16, 160, 167, 191, 195].

Общая мощность ганькинской свиты 40-240 м.

Палеоген-квартер

В составе палеоцена и эоцена Шаимского НГР и прилегающих территорий выделены морские свиты – талицкая, люлинворская (= серовская + ирбитская + нюрольская), тавдинская (см. прилож. 1, табл. 5). Свитам соответствуют одноименные горизонты. Континентальные отложения олигоцена включают в себя атлымскую, новомихайловскую и туртасскую свиты [68]. Залегание всех свит палеогена почти горизонтальное, с пологим наклоном к востоку и северо-востоку по направлению к центру и северу Западно-Сибирской низменности, в том же направлении увеличиваются мощности толщ. В ряде разрезов наблюдаются конседиментационные и постседиментационные нарушения.

Талицкая свита (почти весь палеоцен, даний – зеландий и нижняя часть танета) представлена в основном алевритистыми и песчаными глинами; общая мощность 45-70 м. Люлинворская свита (верхняя часть палеоцена, верхи танета, а также нижний-средний эоцен, ипр-лютет) сложена кремнистыми породами (кремнистые глины, диатомиты, трепелы, опоки), подразделяется на три подсвиты. Мощность нижней подсвиты 40-60 м, мощность средней – 50-60 м, мощность верхней – 40-70 м; общая мощность свиты 160–220 м. Тавдинская свита (верхи среднего эоцена и верхний эоцен, бартон–приабон) сложена толщей алевритистых глин. На востоке изучаемого района тавдин-

ская свита может подразделяться на две подсвиты. Верхняя подсвита (40-60 м, приабон) отличается от нижней (30-60 м, бартон) более высоким содержанием алевритовых примесей и наличием прослоев песчаников; общая мощность тавдинской свиты до 120 м.

Разрез континентального палеогена в Шаимском НГР довольно сложен. Он представлен тремя элементами (снизу вверх) – атлымской и новомихайловской свитами, слагающими атлымский горизонт, и туртасской свитой, входящей в туртасский горизонт, имеющими неравномерное площадное распространение.

Атлымская свита (часть рюпельского яруса) залегает на отложениях тавдинской согласно или участками с небольшим перерывом. Атлымские осадки выходят под четвертичные отложения на западе Шаимского района. Свита сложена аллювиальными, аллювиально-озерными и озерными мелко-и разнозернистыми песками с редкими прослоями бурых глин; мощность свиты до 40 м.

Новомихайловская свита выделяется в объеме верхней части рюпельского яруса нижнего олигоцена (это то, что ранее принималось за средний олигоцен). Породы свиты вскрыты буровыми скважинами под четвертичными отложениями на большей части территории Шаимского района. Свита сложена чередованием глин, алевролитов, песков с прослоями и пластами углей и лигнитов; мощность до 50 м.

Туртасская свита (верхний олигоцен, хаттский ярус) распространена в восточной части изучаемого района. Залегает на отложениях новомихайловской свиты и с перерывом перекрывается четвертичными осадками. Свита представлена алевролитами и глинами, мощность ее до 15-30 м.

Неогеновые отложения в Шаимском НГР отсутствуют. Четвертичные отложения несогласно перекрывают различные горизонты палеогеновых пород от туртасской свиты на востоке до тавдинской свиты на западе.

Четвертичные образования имеют повсеместное распространение. Отложения четвертичного возраста представлены супесями, песками с прослоями глин, встречаются мощные слои торфа, линзы валунных галечников. На севере и востоке изучаемой территории развиты ледниковые отложения, в составе которых встречаются различные по размерам отторженцы неогена.

6.4. Палеогеография позднего мела и палеогена

История геологического развития Западной Сибири в течение позднего мела и кайнозоя изобиловала разнообразными и разномасштабными палеогеографическими событиями [24, 34, 93, 142, 160, 212, 237 и др.].

Сеноманский век (уватское время). Начавшиеся в позднем альбе опреснение и обмеление морского бассейна продолжались в сеномане, приведя к деградации морского бассейна. Сеноманский бассейн протягивался широкой полосой вдоль восточного склона Урала. Возникновение своеобразного порога в районе Обской губы привело к образованию крупного полузамкнутого и опресненного мелководного водоема, где шло накопление преимущественно алевритовых осадков в условиях мелкой части шельфа. В позднесеноманском веке произошло наибольшее обмеление бассейна, в результате которого некоторые участки в западной части подверглись частичному или полному размыву с предварительным образованием серии островов. В опресненном мелководном море формировалась толща горизонтальных, реже косослоистых алевритовых отложений, участками с глауконитом, стяжениями пирита, иногда со следами ожелезнения, с редкими прослоями известняков и линзами сидеритов. В этих осадках встречены обломки пектенид, редкий рыбный детрит, фораминиферы и радиолярии. Основными областями сноса являлись складчатые сооружения Таймыра, восточное и южное складчатые обрамления.

Туронский век (кузнецовское время). Его начало ознаменовалось крупнейшей в мелу трансгрессией бореального моря в пределы Западно-Сибирской равнины с установлением нормально морского режима на большей части ее территории (рис. 6.10).





В центральной части бассейна в условиях относительно глубокой части шельфа происходило накопление однородной толщи зеленовато-серых глин, содержащих в различных количествах глауконит, аутигенный пирит и конкреции сидеритов. По периферии описываемой части шельфа накапливались глины со значительной примесью алевритового материала и тонкими прослоями алевритов. Вдоль восточного склона Урала проходило мощное течение бореального происхождения, существование которого подтверждается данными литолого-фациального и фаунистического анализов. На развитие органического мира Западной Сибири в туронский век существенное влияние оказало свободное сообщение с бассейнами Арктики. Связи с южными морями не было, а на крайнем юго-западе образовался Кустанайский залив и на северо-востоке – Печорский залив [24].

В сеномане и туроне на территории Западной и Средней Сибири установился равномерно влажный климат. В сеномане температурный режим был близок к субтропическому, в туроне температуры понизились.

Центральная относительно глубокая часть моря охарактеризована богатым составом фауны. Терригенный материал в это время поступал преимущественно со складчатых сооружений Таймыра, Сибирской платформы, Северо-Енисейского кряжа и Алтае-Саянской горной системы. Второстепенные значения имел снос с Северо-Казахского нагорья и Урала.

Коньякский, сантонский и раннекампанский века (березовское время). В это время Западно-Сибирский бассейн представлял огромную акваторию, свободно сообщающуюся с бореальной областью и имеющую связь с морями Русской платформы и Туранским морем. Можно считать доказанным существование проливов в бассейнах рек Тура и Тагил. В районе Полярного Урала образуется ряд островов и проливов между ними [24, 34, 160].

В коньякский век в рассматриваемом районе продолжилось существование Печорского залива Палеоарктического бассейна. Пайхой-Новоземельский горный массив был отделен от Северо-Средне-Уральского горного массива Уральской горной страны нешироким и неглубоким Полярноуральским проливом, связывавшим Печорский залив с Западносибирским морем. Существовавший в сантоне и раннем кампане в Среднем Зауралье на широте г. Красноуфимска сравнительно узкий Среднеуральский пролив, субширотно пересекавший Уральскую горную страну (рис. 6.11), в конце раннего кампана закрылся [24].

В центральной части бассейна в это время формировались осадки относительно глубокой части шельфа, представленные тонкоотмученными глинами, прослоями опоковидные со значительной примесью опала. Существенную роль в осадкообразовании играли диатомовые водоросли и радиолярии. Роль кремнистых осадков увеличивается в западном направлении. Фауна весьма обильна. Здесь обитали многочисленные фораминиферы и радиолярии, пелециподы, аммониты и ихтиофауна. Климат в рассматриваемое время был, как и в туроне, равномерно влажным, с еще большим снижением среднегодовых температур. Область центральной части относительно глубокого шельфа коньяк-сантонского моря охарактеризована палеоценозами, по составу преемственными от ассоциаций туронского времени. Снос терригенного материала, как и в туроне, происходил в основном с востока и юговостока. Сибирская платформа и Алтае-Саянская горная система в коньяксантонское время, видимо, испытывали положительные движения, что привело к усилению эрозии.



Рис. 6.11. Схема положения береговых линий вокруг Уральской суши в раннекампанское время (по [24]):

 суша; 2 – мелководные прибрежно-морские отложения; 3 – отложения более глубоководных зон моря; 4 – направления обмена фауной; 5 – береговая линия

Позднекампан-маастрихтский века (ганькинское время). В позднекампанском и маастрихтском веках на юго-западе через Тургайский пролив и на севере продолжалась широкая связь с теплыми южными морями и с холодным бореальным бассейном. С севера, вдоль западного побережья, проходило холодное течение, а с юга через Тургайский пролив проникало более теплое течение. К концу позднего кампана площадь Западно-Сибирского моря значительно увеличилась, но следует иметь в виду, что одновременно несколько сократились размеры Палеоарктического бассейна, из-под уровня моря вышла большая часть Урало-Новоземельской суши, увеличились размеры Таймырской, Среднесибирской и Верхоянской суши [24]. К концу маастрихта в результате наступившей кратковременной регрессии [240] площадь морского бассейна и его глубины сократились. Наиболее глубокая часть позднесенонского бассейна, занимавшая южную и юго-западную половину Западно-Сибирской равнины, – область седиментации мергелей и известковистых глин, заселялась богатыми и разнообразными сообществами фаун (рис. 6.12). Близость Тургайского пролива, через который на территорию Сибири проникали воды южных морей, сказалась на развитии органического мира.



Рис. 6.12. Фрагмент литолого-палеогеографической карты Западной Сибири на маастрихтское время (по [34])

Общий климат оставался равномерно влажным, но температурный режим изменился. Среднегодовые температуры бассейна повысились, в том числе и по той причине, что в бассейн втекали огромные массы теплой воды из Туранского моря через Тургайский пролив. Основными источниками сноса терригенного материала продолжают оставаться области, расположенные на юго-востоке и востоке маастрихтского морского бассейна.

Кайнозой. Палеогеновый морской бассейн Западной Сибири в течение палеоцена и части эоцена (исключая бартон и приабон) по многим параметрам был схож с позднемеловым, были унаследованы с некоторыми вариациями конфигурация моря, площадь его зеркала, положение береговой линии, химический состав вод, гидродинамика и др. [24, 26, 212, 229, 237].

Максимальные размеры бассейна были достигнуты в талицкое и люлинворское время, что фиксируется по положению береговой линии на западе Зауральской структурно-фациальной зоны (рис. 6.13), причем крайние западные границы распространения отложений талицкого и люлинворского горизонтов в моменты максимальных трансгрессий сопоставимы между собой. В эту эпоху существовали широкие связи Западно-Сибирского моря на севере с Палеоарктическим океаном и на юге через Тургайский пролив с палеоокеаном Тетис [24, 42]. Однако к концу тавдинского времени ЗападноСибирское море существенно сократилось в размерах и перестало существовать как морской бассейн.



Рис. 6.13. Палеогеографическая карта-схема талицкого времени (палеоцен) Зауральской структурно-фациальной зоны (по [24]):

1 – береговая линия; 2 – линия раздела палеогеоморфологических районов; 3-4 – суша: 3 – возвышенные равнины, 4 – низменные равнины; 5 – кора выветривания; 6 – направления сноса обломочного материала; 7 – направления морских течений; 8 – направления миграций биоты; 9 – физикоморской географические барьеры; 10 – глина, аргиллит; 11 – глина песчанистая; 12 – алеврит; 13 – песок; 14 – опока, трепел, диатомит; 15 – известковистость; 16 - глауконит; 17 - фораминиферы; 18 – радиолярии; 19 – ихтиофауна; 20 – диноцисты; 21 – споры и пыльца растений; 22 - наземная растительность; 23 - растительный детрит

Западно-Сибирское море в палеоцене (талицкое время) было сравнительно мелководным с плоскими и низкими берегами. В частности, на юговосточной периферии Западно-Сибирского моря располагались низменные прибрежные озерно-дельтовые равнины, которые периодически подвергались затоплению. Общий климат был гумидным, субтропическим с похолоданием к концу палеоцена [241, 244]. Так, на Урале в раннем палеоцене росли вечнозеленые субтропические леса с большим числом влаголюбивых папоротников. Однако в позднем палеоцене, из-за наступившей периодичности в распределении атмосферных осадков, появляются листопадные формы и исчезают папоротники.

Температура вод Западно-Сибирского моря, исходя из состава органического мира и распространения глауконита, была почти такой же, как и в конце позднего мела, и достигала 18 °C. Благодаря существованию открытого сообщения с Палеоарктическим бассейном в Западно-Сибирское море проникали относительно холоднолюбивые формы как с карбонатной, так и с кремневой раковинами [237].

В раннем и среднем эоцене (люлинворское время), в сравнении с палеоценовым временем, море Западной Сибири расширилось, особенно в восточном направлении. Сравнительно мелкое море характеризовалось однообразными условиями осадконакопления. На значительной его территории распространены глинисто-кремнистые и кремнистые осадки, в западном направлении замещающиеся опоками и диатомитами, а в южном и в восточном обогащающиеся песчаным и алевритовым материалом. Южные и юго-восточные берега Западно-Сибирского моря были низкими и пологими. Приморские низменности периодически заливались морем, и в их пределах располагались обширные озерные водоемы. Общий климат был переменно-влажным, субтропическим. Хотя в течение раннего и среднего эоцена осуществлялось широкое сообщение Западно-Сибирского моря с Палеоарктическим, тем не менее холодные воды распространялись не по всей акватории бассейна, а только в его западной половине. Меридиональное холодное течение проходило вдоль Уральской денудационной равнины, на которой росли сравнительно умеренные растительные сообщества, состоящие из хвойных и листопадных покрытосеменных, а в море обитали холоднолюбивые организмы с кремневой раковиной (радиолярии и диатомовые водоросли), двустворчатые и брюхоногие моллюски Арктического бассейна. Противоположное теплое течение из Туранского моря через Тургайский пролив проникало в Западно-Сибирское море [237].

В тавдинское время (бартон-приабон) аккумулировались осадки с очень характерным ритмичным тонким переслаиванием зеленых и зеленовато-серых глин со слойками глинистых или почти чистых алевролитов и мелкозернистых песков. В отложениях тавдинского горизонта прослеживаются два трансгрессивных ритма: бартонский и приабонский. Именно на границе этих ритмов в центральных районах Западной Сибири прослеживается толща континентальных отложений; в Зауральской части бассейна морской режим сохранялся на протяжении всего тавдинского времени. В бартоне и приабоне здесь существовало сообщество акуловых рыб, характерных для нормальных морских условий. Отложения верхней подсвиты отражают постепенную деградацию морского бассейна, его сокращение по площади, уменьшение глубины и средней солености. Прекращение функционирования морского палеогенового Западно-Сибирского бассейна связывается с кровлей тавдинского горизонта, но следует упомянуть о кратковременной морской инвазии с юга в начале рюпеля. Позднее в олигоцене на рассматриваемой территории устанавливается континентальный режим осадконакопления, существующий вплоть до настоящего времени [24].

Континентальные олигоценовые отложения атлымского, новомихайловского и журавского горизонтов имеют небольшие мощности и представлены в основном песками, алевролитами и глинами, нередко с прослоями углей. В центральных районах Западной Сибири в хаттское время олигоцена существовало солоновато-водное или пресное Туртасское озеро-море.

Заметим, что анализ трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейна в рассматриваемое время показывает, что могут быть выделены два неодинаковых порядка эвстатических проявлений, различающихся по масштабу событий. Первый порядок соответствует общей тенденции развития территории и показывает постепенное в начале цикла углубление и увеличение бассейна, а затем, в конце цикла, – его обмеление и сокращение (рис. 6.14). Батиметрическая кривая этого порядка имеет характер колоколообразной кривой с достижением максимума в ирбитское раннеипрское время.

	Ярус	Горизонт, свита			0 100 200 (м)
Опигонон	Хаттский	Журавский			
Олигоцен	Рюпельский	Новомихайловский Атлымский			
Эоцен	Приабонский	кий	Тавдинская		
	Бартонский	Тавдинс			
	Лютетский				
	Ипрский	пинворский	Ирбитская Серовская		
Палеоцен	Танетский	Лю			
	Зеландский	Талицкий	Талицкая	Ивдель- ская	
	Датский			Марсят- ская	

Рис. 6.14. Мощности закрепившихся отложений и предположительная батиметрия бассейна в палеогене Зауралья (по [24]).

Сплошной линией показаны мощности, штриховой – глубины

Эвстатические события второго порядка проходят внутри первого и накладываются на него. Так, после незначительной кратковременной регрессии, произошедшей на рубеже мела/палеогена (начало дания), в талицкое время (даний-зеландий) бассейн быстро восстанавливает свою площадь, глубину и конфигурацию, свойственную ему в позднемеловое маастрихтское время. Незначительное обмеление бассейна вновь происходит в конце талицкого времени, однако в серовское время (танет – начало ипра) параметры бассейна вновь восстанавливаются. В серовское и ирбитское время (ранний ипр) бассейн достигает максимальной степени своего развития. Но на рубеже позднего ипра – лютета в интервале, переходном к тавдинскому морю, типично морская фаза существования резко прекращается. Морской режим ослабляется на севере в бартоне, происходит обмеление и опреснение бассейна, и к концу тавдинского времени (приабон) продолжается дальнейшее сокращение акватории. Опресненное море в начале рюпеля окончательно закрывается на юге и покидает рассматриваемую территорию, превращаясь в хатте в Туртасское море-озеро.

7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРОБЛЕМАТИКА В СТРАТИФИКАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ОТЛОЖЕНИЙ

Во всех предыдущих главах в ходе изложения конкретных материалов по мезозойско-кайнозойским отложениям Шаимского НГР и сопредельных территорий, мы затрагивали проблемы, имеющие достаточно общий характер. К ним, в первую очередь, относились:

• установление границ стратиграфических подразделений при постепенной смене признаков (см. п. 3.2);

• локализация грубозернистых отложений аллювия в зависимости от тектонического (блокового) строения территории (см. п. 4.2);

• сравнение ряда горизонтов изучаемой территории с другими площадями Западно-Сибирской плиты (см. п. 5.2).

Теперь, как это делалось и в предыдущих книгах, синтезируем положения наиболее общего характера, которые, как нам представляется, могут иметь значение при изучении других территорий Западно-Сибирского бассейна. Подчеркнем, что они, так же как и в предыдущих книгах, излагаются в 7-й по счету, завершающей, главе. В этом можно усмотреть достаточно отчетливый вектор самоорганизации исходного материала, выраженный в редакционном структурировании изданий.

7.1. Литологическая эквифинальность основных рубежей осадконакопления и значение палеогеографических реконструкций в прогнозной оценке нефтегазоносности

Во всех трех предыдущих книгах мы последовательно проводили мысль об определяющем влиянии процессов самоорганизации при формировании отложений *тюменской свиты*. Обеспечивая ее валидность, реализация самоорганизующихся процессов определяется феноменом эквифинальности (лат. aequus – равный) – способностью достигать определенного конечного состояния независимо от вариаций в некоторых пределах начальных условий (по Л. фон Берталанфи).

Расширение обзора стратиграфического интервала исследований до почти полного, без заметных перерывов, разреза мезозоя и кайнозоя (середина ранней юры – эоцен) позволяет пролонгировать реальность изложенных представлений на отложения более молодого возраста. Прежде всего, и в основном, это относится к отражающим горизонтам M и M_1 , которые, рассуждая образно, почти «запечатывают» аптский ярус, фиксируя (s. l.) его нижнюю и верхнюю границы. Их положение в строении Западно-Сибирского осадочного мегабассейна хорошо видно на рис. 7.1.

В пятой главе нами приведены сведения о составе отложений и характере контакта фроловской и кошайской свит (ОГ М), в сравнении с таковыми, охарактеризованными для Кечимовского месторождения (Широтное Приобье; ванденская и алымская свиты). В шестой аналогичным образом, в





сравнительном плане, охарактеризован контакт викуловской и хантымансийской свит (ОГ М₁) изученной территории и Каменной площади Красноленинского НГО. Даже при беглом знакомстве с приводимыми данными бросается в глаза их удивительная схожесть, что мы отчасти отметили при описании интервалов. Плоскопараллельность (s. l.) этих двух границ легко сравнима с мутационным (по Н. Б. Вассоевичу) слоенакоплением. Естественно, что при этом имеются в виду инварианты, различающиеся на несколько порядков: мутационный тип слоенакопления подразумевает толщины слойков или слоев от 10⁻³ до 10 м, а толщина интервала М – М₁ составляет *п*•10² м. Хорошая выдержанность рассматриваемого интервала на огромной площади (см. рис. 7.1) определяется, на наш взгляд, стабильным темпом осадочного породообразования (ТОП, см. п. 3.2), фиксирующим закрепление осадков в геологическом разрезе. В работе [3], а также первой книге издаваемой серии [209, с. 124-126] показано, что для большинства раннемезозойских терригенных толщ Северной Евразии характерна скорость осадконакопления 1-2 мм/год или 1-2 тыс. Бубнов (Б). Это составляет первые проценты от той «скорости», которая получается простым делением наблюдаемых толщин на геологическое время (для аптского яруса Западной Сибири, реализованного в викуловской свите, такая цифра составит – очень условно – 260 м/13 млн лет ≈ 20 м/млн лет, или 20 *Б*).

Скорость собственно осадконакопления, оцениваемую в 1-2 тыс. *Б*, мы предложили назвать *седиментологической константой* (*СК*), по аналогии с внеранговой *геодинамической константой* (*ГК*), имеющей ту же размерность скорости и характеризующей отношение мощности геосфер, в которых функционируют конвективные геодинамические системы, к длительности соответствующих геодинамических циклов: $(4,5 \pm 0,1)$ мм/год или 4,5 тыс. *Б* [73]. Близость значений *ГК* и *СК* позволила нам полагать наличие *коэволюции* в реализации тектонических и седиментологических процессов. Многочисленные примеры реализации такой коэволюции представляют сиквенстратиграфические построения, опирающиеся на установление цикличности в осадочных толщах, обусловленную относительными колебаниями уровня моря (например, см. рис. 5.22 [233]).

Верификацией изложенных представлений, по нашему мнению, может служить «принцип инвариантности периода цикла и линейных размеров формирующей его системы», в трактовке его авторов выглядящий следующим образом. Период генерируемых системой циклов прямо пропорционален линейным размерам данной системы [221, с. 432]. Коэффициент циклической инвариантности K = t/L, где t – период цикла, а L – линейные размеры генерирующей системы, примерно равен единице. Таким образом, нами получена возможность связать воедино все три параметра, являющиеся предметом геологического изучения: мощность (толщину) осадочных тел (h), их протяженность (l) и время формирования (t). Для достаточно условного примера укажем, что если принять соотношение закрепляемой в разрезе мощности (толщины) слоя и его латеральной протяженности как 1 : 100, то, с учетом высказанных выше положений ($t \approx h \approx 1$), для h = 1 м, 1 будет составлять 100 м, скорость накопления осадков (t_{oc}) – 1 тыс. лет, а скорость их закрепления в разрезе (t_{reon}) – около 100 тыс. лет. Переходя на конкретный геологический пример, 50-метровый продуктивный горизонт A₁₋₃ или BK₁₋₃ в Западной Сибири будет наиболее четко реализовываться в блоке с линейными размерами около 5 км и соответствовать времени накопления ¹/₃ аптского яруса, что и соответствует действительности.

Именно подобное постоянство в коэволюции двух основных факторов формирования осадочных толщ – текто- и седиментогенеза – рассмотрено нами в предыдущей работе [201, с. 208-210]. Там это реализовывалось для нижнеплитного подкомплекса, формировавшегося во внутриконтинентальных условиях, в озерно-аллювиальном палеоландшафте; здесь (для ОГ М и M_1) – в прибрежно-морских условиях, с постоянной нивелировкой рельефа (см. п. 5.3, 6.3). Однако во всех трех случаях (границы T, М и M_1) реализуется принципиально одинаковый механизм формирования достаточно выдержанных (s. 1.) стратиграфических границ. В частности, это подчеркивается высокой схожестью продуктивных горизонтов A_{1-3} и ВК₁₋₃ по их литологическому составу, включая широко известную «рябчиковую» текстуру пород. Возможно впервые отметим, что подобная «рябчиковость», то есть интенсивная биотурбированность мелководных приливно-отливных отложений, нередко присуща и коллектору Ю₂, венчающему разрез тюменской свиты.

Повторим, что все перечисленное хорошо объясняется проявлением эквифинальности, впервые рассмотренной Л. фон Берталанфи полвека назад для биологических систем. Повторим, что это явление заключается в способности открытых систем достигать одинакового конечного состояния независимо от различий в начальных условиях. Покажем, как разрабатываемые в настоящее время основы синергетического и нелинейно-динамического мировидения находят свое выражение в изложенных нами конкретных представлениях, в их историко-генетических реконструкциях. Сделаем это, так же как в предыдущей книге [201, с. 212-213], посредством соответствия (верификации) полученных нами результатов некоторым теоретическим конструктам, содержащимся в новой разработке, касающейся темпомиров и временных шкал [14]. Понятно, что последнее особо актуально для стратиграфии с ее специфическим геологическим временем.

Синергетическое мировидение [14]: некото-	Реализация представлений для рас-
рые положения	смотренных реальных объектов
1 (стр. 22-23)	
Известное нам второе начало термодинами-	Указанное непосредственно отно-
ки, говорящее о росте беспорядка (энтро-	сится к рубежам перестройки или
пии) в замкнутых системах, теряет свою си-	изменения геологической «жизни»
лу для открытых нелинейных систем, изу-	территории, имеющим тектониче-
чаемых синергетикой. Локализованные, бы-	скую (s. l.) природу. Особенно ярко
стро развивающиеся структуры существуют	это выражено для границы нижне-
за счет возрастающей хаотизации среды, на	плитного и собственно плитного

основе производства в ней энтропии. Структуры горения как бы интенсивно «выжигают» среду вокруг себя. И организация (порядок), и дезорганизация (энтропия) увеличиваются одновременно. Но на пике обострения процесса разогрева и «подбирания» границ тепла структура становится чрезвычайно шаткой, чувствительной к малейшим флуктуациям, случайным изменениям хода процесса. Они способны инициировать распад сложной структуры или же вывести на иной, противоположный режим – режим спада температуры и расползания тепла.

2 (стр. 35-36)

Обратимся теперь к понятию *атрактора*. Под аттрактором понимается состояние системы, к которому она эволюционирует. Наличие спектра потенциально возможных устойчивых структур – аттракторов системы есть просто иное, переформулированное отображение идеи дискретности...

На графике аттрактор выглядит как схождение траекторий к одной точке или замкнутой петле, в пределах которой регулярно колеблется состояние системы. Точка схождения не зависит от того, из какого места графика тянется траектория, то есть от начальных условий движения...

Парадоксальность действия аттрактора заключается в том, что он осуществляет как бы детерминацию будущим, точнее предстоящим состоянием системы. Состояние еще не достигнуто, его не существует, но оно каким-то загадочным образом протягивает щупальца из будущего в настоящее. Здесь и встает философская проблема возможности целеполагания в неорганической природе.

Читателя, впервые знакомящегося с мировоззренческим и методологическим содержанием синергетики, может преследовать смутное чувство, что он где-то об этом уже слышал. И потом до него доходит: да ведь это же диалектический материализм! Взять хотя бы одну из ключевых синергетических идей – плавное количественное нарастание по какому-либо ведущему параметру и внезапный (хотя, в принципе, математически этажей (ОГ Т). Интересно и значимо, что в новых структурах «расползания тепла» (читай – смене прибрежно-морских отложений более глубоководными, собственно морскими) сохраняются реликты прежних (вогулкинская толща; «рябчики» AB₁⁰; то же для BK₀).

Принципиально, для уровней грануло-, страто- и циклоседиментогенеза этот процесс детально разобран в предыдущей книге [201], а для стратиграфических границ – в п. 3.2 (см. рис. 3.5).

Это положение находит свою реализацию в выдержанности как ОГ **Т** (см. выше), так и **М** и M_1 . Особенно важным выглядит схожесть механизмов, выраженных в одинаковой реализации стратиграфических границ.

Проявление эквифинальности, охарактеризованной выше. Авторам – убежденным реалистам, не хотелось бы, чтобы читатель увидел в данном положении мистическое основание. Именно для этого помещен следующий отрывок.

По понятным причинам адресовано читателям, которым «за 40...».

описываемый) переход системы в качественно новое состояние. ... советскому читателю, которого со школы воспитывали в духе марксизма-ленинизма, памятен закон перехода количественных изменений в качественные: им в марксизме объясняется и возникновение жизни на определенной стадии развития материи, и возникновение сознания, и возникновение человеческого общества, и смена одной общественноэкономической формации другой.

3. (стр. 37)

Флуктуации, или незначительные, случайные возмущения в системе, играют, согласно моделям синергетики, тройственную роль.

Во-первых, они могут выступать как нейтральный фон, ровное взаимно уравновешенное мерцание всей массы внешних помех и внутренних шумов системы, не вносящее в систему заметных отклонений. Даже крупная флуктуация, если она не превысила некоторого порогового значения, гасится всей остальной массой «спокойных» атомов или молекул.

Во-вторых, флуктуации могут играть роль зародыша нового состояния: при благоприятных условиях отдельная флуктуация способна вызвать разрастание островка неоднородности и нарастающее, кумулятивное усиление возмущения, последствием чего может быть закрепление такого возмущения внутри системы и готовность к изменению состояния всей системы. Если превышен порог чувствительности системы, воздействие отдельной флуктуации делается ощутимым и способным при благоприятных обстоятельствах раскачать систему и «свергнуть» ее наличное состояние.

В-третьих, флуктуация может играть роль спускового крючка или «последней капли», когда в системе, уже достигшей высокой степени неравновесности и нестабильности, потенциально готовой к скачку, он мгновенно инициируется возникшим возмущением. Это явление называют феноменом самоорганизующейся критичности.

Характерно для внутреннего строения «монотонных» толщ.

Присуще нестабильным, «хаотическим» толщам.

Это основа самого разделения процесса и его результата на некоторые отрезки с соответствующими границами (см., напр., рис. 3.2).

Явление сжато рассмотрено в предыдущей книге [201, с. 207]. Особенно характерно для уровня циклоседиментогенеза. В стратиграфии часто микшируется скольжением (диахронностью) границ, на что мы обратили особое внимание в работе [197]. Внимательно ознакомившемуся с выполненным сравнением станет ясным, что последним высказыванием мы по сути вернулись к первому положению. Это подтверждает достаточную «жесткость» конструкции, несмотря на ее понятийно-смысловое изложение. Ее достаточная валидность определяется тем, что в изложенную систему вписываются все три рубежа, рассмотренные в разделе (ОГ M_1 , M, T) и охарактеризованные в соответствующих главах.

Заметим также, что стремительное развитие и внедрение все более точных и относительно менее затратных дистанционных методов изучения глубинных горизонтов мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна, осуществляемые в последнее десятилетие, имеют своим следствием не только положительные, но и негативные моменты. К числу последних можно отнести заметное превалирование создания геологогеофизических моделей конкретных месторождений или перспективных участков, построенных на чисто физических параметрах, над познанием общей истории геологического развития как отдельных районов, так и более крупных территорий. В результате теряется целостное видение геологической эволюции региона, выпадают из рассмотрения вертикальные и горизонтальные причинно-следственные связи, приведшие к формированию на месторождениях или перспективных участках характерных комбинаций пластовколлекторов и изолирующих покрышек, что не может не сказываться на качестве прогнозов и оценках перспектив.

Кроме того, как это видно по верхнеюрским горизонтам, преимущественно связанным с группой пластов Ю₁, и нижне-среднеюрскому этажу мезозоя Сибири (где обнаружено не одно крупное месторождение нефти), локализация месторождений не всегда обусловлена тектоническим фактором, считающимся ведущим и наиболее легко улавливаемым физическими методами. Здесь известно свыше 140 углеводородных залежей, приблизительно 60 % из них приурочены к ловушкам антиклинального характера, а остальные – к внетектоническим (литологическим, структурным, палеогеографическим) [232].

Можно уверенно сказать, что территориальное и стратиграфическое размещение горизонтов, насыщенных ископаемым OB, в значительной мере контролировалось *палеогеографической обстановкой, спецификой зон осад-конакопления, предшествующей и последующей историей развития регионов.* В юрское время в Сибири сложились благоприятные условия для формирования осадочных толщ, потенциально перспективных для накопления и сохранения залежей OB. Этому немало способствовали биотическая и абиотическая специфика палеоландшафтов без резкой их дифференциации на больших площадях, относительно теплый гумидный климат юры, периодическое чередование на огромных территориях обстановок осадконакопления от континентальных до морских [232]. Познание же характера и особенностей юрских ландшафтов, биотических и абиотических обстановок, условий фор-

мирования проницаемых и экранирующих толщ было бы невозможным без детального палеогеографического анализа.

Общей чертой западносибирского и среднесибирского седиментационных бассейнов является их внутриконтинентальное (в широком смысле) положение с горным обрамлением со стороны суши, полузамкнутый характер депрессий, наклон днища в сторону бореальных морей, окружавших полярную область Земли и, как следствие этого, существование закономерного ряда фациальных областей с морским, переходным и континентальным типом седиментогенеза. Свободная связь юрских акваторий Сибири с Мировым океаном обусловила непосредственное влияние эвстатических колебаний на процессы седиментогенеза, выразившееся в периодическом формирования регионально распространенных глинистых толщ [98, 232].

В латеральном ряду фациальных областей наиболее хорошие условия для формирования углеводородных залежей имели области переходного типа. Эти области, на гигантских территориях которых периодически мигрировала зона стыка суши и моря, с их широким спектром фациальных обстановок, являлись поясом интенсивной разгрузки терригенного материала. Здесь образовывались толщи, которые по составу, сортировке обломочного материала, геометрии, фациальным и геохимическим особенностям были благоприятны для скопления углеводородов в ловушках различного типа [232].



Рис. 7.2. Глинистые и песчаные горизонты в нижней и средней юре Сибири (по [232])

Не раз подчеркивалось, что общая закономерность строения юры Сибири заключается в ритмичном чередовании толщ контрастного литологического состава, которые представляют собой естественные пакеты породколлекторов и экранов (рис. 7.2). В юре Западной Сибири обособляются два нефтегазоносных комплекса – нижнеюрский (в объеме зимнего-лайдинского горизонтов) и среднеюрский (в объеме вымского-васюганского горизонтов) [121], различаемые, не в последнюю очередь, по палеогеографической этапности формирования юрской толщи Западной Сибири. Комплексы подразделяются на подкомплексы, которые, в общем виде, соответствуют парам региональных горизонтов (резервуар-флюидоупор): зимне-левинский, шараповско-китербютский, надояхско-лайдинский, вымско-леонтьевский, малышевско-васюганский, верхневасюганско-баженовский [78, 79, 232].

Еще раз заметим, что значительная доля залежей нижней и средней юры Западной Сибири связана с неантиклинальными ловушками углеводородов, что обусловливает значимость сейсмических исследований в общем комплексе поисковых работ. Но одной сейсмикой дело не исчерпывается, и в комплексе важных задач нефтегазопоисковых работ в нижней-средней юре можно рассматривать детальную стратиграфию этих толщ, анализ фациального состава, литологии и коллекторских свойств пластов, палеогеографию, оценку закономерностей развития коллекторов и приуроченности залежей к определенным их генетическим типам в различных районах Западной Сибири, выяснение катагенетической преобразованности органического и терригенного материала, истории формирования залежей нефти и газа. Особенно важным представляется создание детальной стратиграфической основы и непротиворечивых палеогеографических реконструкций, объясняющих историю развития седиментационных бассейнов Сибири в целом и в частностях [34, 232]).

7.2. Неокомские клиноформы восточного падения: степень реальности и необходимость учета

Нетрадиционное, т. е. не плоскопараллельное, а косослоистое залегание неокомских (берриас-баррем) отложений в центральной части ЗСОМБ, с падением в западном направлении, к настоящему времени установлено с высокой степенью достоверности (см. рис. 7.1). При углах падения 3-1° и менее по отношению к выдержанным субгоризонтальным сейсмогоризонтам **Б** и **М** неокомский комплекс (НК) имеет отчетливо выраженную косослоистую текстуру. Глубины залегания преимущественно алевритопесчаных отложений составляют 1,5-3 км, толщина – 100-900 м, песчанистость – 10-50 %.

История изучения НК и эволюция взглядов на условия его формирования подробно освещены в ряде обобщающих работ [75, 77, 115, 151 и др.], а также в специальных – «Атласе неокомского комплекса ХМАО-Югры» [32] – и в большом количестве публикаций разного объема и назначения.

Освещаемая нами территория не относится к площади, занятой ставшими «классическими» неокомскими клиноформами Западной Сибири. Для нее установлено «обратное», восточное залегание неокомских комплексов, что показано на рис. 7.3. Здесь намечена ось нижнемелового бассейна, проходящего субмеридионально по территории Красноленинского НГР. Ее положение, а также направления сноса терригенного материала определяют снос с Палеоурала.

Рис. 7.3. Модель сейсмогеологического строения меловых отложений Западно-Сибирской плиты [182]:

1 – границы плиты; 2 – линия сейсмогеологического разреза; 3 – осевая зона нижнемелового палеобассейна седиментации; 4 – направление сноса осадочного материала; 5 – сейсмогеологические границы (Б - кровля юры, М', М - границы в верхненеокомских и аптских отложениях, Г - кровля сеномана, С - кровля сантона); 6 – клиноформы неокомских горизонтов



M 5

НК восточного падения традиционно почти не уделялось внимания в связи с их практически полной бесперспективностью [32]. Однако в последние годы ситуация стала меняться. Как указано в статье [131], «... с учетом значительного площадного распространения клиноформ восточного падения в Приуральской зоне Западной Сибири, а также непосредственной близости проектируемой железной дороги Урал Промышленный – Урал Полярный, выделение в данной зоне перспективных объектов в целях наращивания промышленных запасов УВ является весьма актуальным». Новая сейсмическая информация, полученная в северо-западной части описываемой площади (Хангокуртско-Тугровская поисковая площадь), позволила зафиксировать области развития клиноформных образований в отложениях неокома, относящихся к западному заполнению Западно-Сибирского палеобассейна и имеющих северо-восточное падение (рис. 7.4).

Такой механизм формирования осадочных комплексов с полным правом может быть отнесен к *миграционному* типу осадконакопления (по Н. Б. Вассоевичу). Как следствие, он приводит к *диахронности* внешне одинаковых геологических тел, в соответствии с законом Головкинского. Для мощных угольных пластов это было показано нами в первой книге публикуемой серии [209, с. 126-127]; для разных инвариантов осадочных тел, с толщиной от миллиметров (слойки) до десятков и сотен метров (клиноформы) – в третьей [201, с. 205-206].



Масштаб гор. в 1см-3000м верт. в1см-100мсек

Рис. 7.4. Морфология клиноформных комплексов северо-запада Шаимского региона:

а – современное положение; δ – выравнивание по ОГ **М** (начало аптского века) [82]

В той же работе [201] мы также привели модели, иллюстрирующие возможные различные положения конкретных геологических тел (как в разрезе, так и на площади), в зависимости от разного протекания тектонического режима – с ускорением или замедлением (иначе – просто разной направленности). При этом был сформулирован следующий принцип.

Геологические тела, занимающие одинаковое положение в разрезе, могут быть разновременными образованиями, равно как и одновременно сформировавшиеся геологические тела могут занимать разное положение в разрезе.

Теперь синтезируем эти представления в виде сводной модели, изображенной на рис. 7.5. Пояснения к ней сводятся к следующему.



Рис. 7.5. Сводная модель, отражающая нелинейность процессов осадконакопления в коэволюции с тектоническим режимом развития территории [5]: *1* – «стрела» времени; *2* – возможные траектории процесса (цифры в кружках: узловые точки, с пояснениями в тексте); *3* – поле нелинейности;

T – геологическое время; H – разрез сформированной толщи с нижним (h_n) , средним (h_{cp}) и верхним (h_6) положением горизонтов; L – площадь осадконакопления с блоками (l_1, \ldots, l_4)

Проанализируем развитие процесса осадконакопления при различном, но в целом *не изменяющемся* режиме. Это удобно сделать посредством прослеживания траекторий между точками, показанными кружками на рис. 7.5.

• Вариант $0 \rightarrow 1 \rightarrow 2 \rightarrow 5 \rightarrow 6$: при «скоростном» (лавинном) режиме осадконакопления и достижении положения h_{cp} накопившиеся слои будут закреплены в разрезе, а последующие за ними – перемываться, в соответствии с моделью Баррелла, переходя в разряд фантомов. Иначе при обеих *быстрых* полуветвях ($0 \rightarrow 1$ и $5 \rightarrow 6$) неизбежен режим *пере*компенсации, с ненакоплением (вариант: размывом) отложений в промежутке $1 \rightarrow 5$.

• Вариант $0 \rightarrow 4 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 6$: при общем «вялом» (скорее всего, внутриплитном) режиме, на рубеже l_{cp} будет реализоваться его активизация, что особенно характерно для орогении (s. lato). Иначе при обеих *медленных* полуветвях ($0 \rightarrow 4$ и $3 \rightarrow 6$) неизбежен период тектонической стабилизации (в частности – с формированием кор выветривания), с *недо*компенсацией осадконакопления в промежутке $4 \rightarrow 3$. Здесь же для блока l_3 будет особенно характерно формирование базальных отложений.

Другие варианты траекторий развития осадконакопления сводятся к образованию диастем при одном режиме осадконакопления с замедлением

 $(0 \rightarrow 1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 6)$; ступенчато-блоковому режиму вовлечения территории в процесс осадконакопления при режиме с ускорением $(0 \rightarrow 4 \rightarrow 2 \rightarrow 5 \rightarrow 6)$. В принципе возможны и существенно более сложные варианты, траектории которых на сводной модели не показаны, но могут быть установлены при реконструкции истории геологического развития конкретных территорий.

В контексте наших рассуждений главным является тот нечасто реализуемый случай, когда наблюдается последовательное равномерное вовлечение территории в осадконакопление $(l_1, ..., l_n$ на рис. 7.5 выглядят как ступеньки на лестнице). При таком равномерном латеральном продвижении слоевых границ во времени и при постоянстве тектонического режима («стрела времени» на рис. 7.5 как диагональ прямоугольника $L \times H$), то есть в условиях миграционного типа стратоседиментогенеза, должны формироваться «чечевицеобразные» или сигмоидные тела. В нефтегазовой литологии они наиболее известны как неокомские клиноформы Западной Сибири (Широтное Приобье); в сейсмостратиграфии – это сиквенсы (sequences). Равномерно реализуясь по пути от точки 0 к точке 6 (0—6), при достижении некоторого предела, процесс скачком возвращается в начальную или близкую к ней позицию (точка 0), что обеспечивает его нелинейность, а в седиментологии – зубчатость слоевых границ.

«Справочно» укажем, что приведенная на рис. 7.5 схема с принципиальных, модельных позиций *верифицируется* примером, приведенным в работе С. И. Романовского (рис. 7.6). Здесь отчетливо видно, как меняется возраст литологически однородных отложений за время послеэоценового движения Тихоокеанской плиты. Для модели, предложенной нами (см. рис. 7.5), такое продвижение, как уже отмечено выше, «усредненно» будет соответствовать диагонали прямоугольника (T×L), с линейным перемещением осадконакопления во времени. Здесь же в продолжение верификационной линии, приведем цитату: «Трудно удержаться еще от одного сравнения: «цикл» отложений ... в точности соответствует рисовке «геологической чечевицы» Н. А. Головкинским, который совершенно из других, разумеется, соображений пришел к аналогичным результатам» [177, с. 208].

Резюмируя, приведем достаточно пространные выдержки из еще одной работы виднейшего отечественного седиментолога С. И. Романовского [178, с. 121-122]: «...скольжение возраста границ слоев или свит определяется одним ведущим фактором – процессом накопления слоев. Ясно и другое: процесс этот зависит прежде всего от *внешних* по отношению к бассейну осадконакопления причин, предопределяющих изменение во времени его пространственных очертаний. ... Практически же о возрастном скольжении говорить можно лишь тогда, когда удается поймать временные различия по простиранию свиты. Поэтому логика стратиграфов такова: если не удается доказать разновременность объектов, то они *считаются* одновременных различий, т. е. попросту не считаться с принципом Головкинского. Он им не нужен. Он им мешает, ибо диахронные (разновременные) границы свит существенно

осложняют и без того сложную и запутанную проблему корреляции разрезов и стыковку местных стратиграфических схем. Поэтому многие стратиграфы вопреки очевидности с маниакальным упорством доказывают тезис о непременной изохронности границ свит вне зависимости от их состава и механизма образования составляющих свиты отложений.

> a С ю 30° 20 10 20 10 5 VCB. CA Изохроня 10 Bpens, 10⁶ ner 15 20 25 30 35 L б ю 20 30' 10 10 20 Мощность осядков Mope 2

Рис. 7.6. Схематическая модель, объясняющая появление изохрон и фациальных границ в пределах Тихоокеанского экваториального пояса пелагических осадков [177, с. 209]:

фации: *1* – ортоэкваториальные (карбонатно-кремнистые циклические отложения); *2* – параэкваториальные (кремнистые оозы)

И все же во многих районах, где стратиграфия, если можно так сказать, более ответственная, когда от принятых границ свит зависит конкретизация поисково-разведочных работ (как в Западной Сибири, например), диахронность границ подразделений местных стратиграфических схем перестала быть экзотическим исключением из правила. Скорее наоборот, изохронные границы здесь требуют специальных доказательств. По изменению видов раннемеловых аммонитов, в частности на Западно-Сибирской плите, стратиграфы доказали приращение возраста по простиранию в пределах двух-трех ярусов, т. е. до 20 млн лет. Так медленно развивалась регрессия моря.

Упорное игнорирование принципа Головкинского, ставшего, по остроумному замечанию одного исследователя, «неприятным открытием для геологов», – явление, конечно, временное. Стратиграфам, как говорится, просто некуда будет деться, и потому только, что этот принцип вытекает из общепринятой на сегодня наукой схемы слоеобразования. Вероятно, его пока относят к той категории принципов, которыми можно поступиться. Но это не более чем иллюзия. Если принцип Головкинского – это все же один из принципов стратиграфии, то он должен служить отправной точкой конкретных исследований, быть исходной позицией ученых, а не предметом бесчисленных и уже повторяющихся по кругу дискуссий».

Возвращаясь к клиноформам, отметим, что удивительно равномерное продвижение их по латерали хорошо описывается механизмом бегущей волны, что показано на рис. 7.7.



Рис. 7.7. Трансформация профиля бегущей волны плотности популяции с течением времени для нелинейного уравнения диффузии: $dx/dt = D[d^2x/dz^2] + x[1-x]$

Достижение предельного значения на «латеральной» координате Z при полнокомпенсированном режиме осадконакопления будет знаменоваться переходом на уровень, располагающийся выше пунктирной линии на рис. 7.7. Процесс начнется сначала, как в констративном аллювии Е.В. Шанцера, или при аллоцикличности Дж. Бирбауэра. Именно в таком переходе и заключается механизм саморегулирования системы, которая при жесткой потере устойчивости *скачком* переходит в иной режим движения, что с принципиальных позиций описано в предыдущем подразделе.

Достаточно очевидно, что рассмотренный механизм, несмотря на «внутреннюю» детерминированность, удивительным способом описывается именно в «поле» нелинейности. При этом, возвращаясь к геологическим проблемам и конкретно – к выделению стратиграфических границ, приходится вновь констатировать их «размытость», правда, в данном случае иного, более ярко и наглядно проявленного вида. В итоге можно согласиться с отсутствием «... все и вся секущих изохронных плоскостей...» [193], к которым стремится стратиграфия (см. выше).

Одновременно с изложенным отметим, что подобный вывод не освобождает исследователя, занимающегося вопросами бассейновой стратиграфии и структурной геологии, от поиска внешнеотсчетных шкал, наиболее адекватно отвечающих условиям формирования бассейна как такового и более крупной территориальной единицы – мегабассейна седиментации (в пределе всей планеты) [5]. На такие шкалы, как на своего рода стержни каркаса, «одевается» модель развития бассейна, на них же размещаются наиболее значимые временные и латеральные точки, по которым собственно и ведется отсчет динамических параметров. На роль одной из таких внешнеотсчетных шкал может претендовать биохронологическая зональная шкала (БШХ) в том понимании, которое вкладывает в нее В. В. Черных [225]. Создание БШХ по определению требует учета в ней биосферных планетных событий, и наиболее сложное в построении зональных БШХ – это разработка эволюционного базиса, фиксирующего такие события [225, с. 57]. Региональные внутрибассейновые зональные (локальные) биостратиграфические шкалы, отстраиваемые ныне по традиционным в стратиграфии методикам и не являющиеся БШХ по сути, выполнять функцию каркаса не в состоянии [5].

Возвращаясь после развернутого отступления методологического характера к рассматриваемым в нашей работе клиноформам восточного простирания, укажем, что на настоящий момент полного единства во взглядах на их наличие и значимость нет. Исходя из глинисто-алевритового состава отложений неокомского этапа, А. Р. Курчиков и др. [131] связывают наличие косослоистых отражений по данным МОВ ОГТ с возможными зонами разуплотнения (трещиноватости), а для более тщательной их оценки констатируют необходимость постановки специальных площадных сейсморазведочных работ. Солидаризуясь с данной оценкой, определим, что имеющиеся к настоящему моменту представления о стратификации позднеюрско-неокомской части разреза, изложенные в гл. 6, в общем-то необходимы и достаточны для выполнения геологических исследований разного характера и назначения. С одной стороны, не видно целесообразности в их усложнении; с другой – они достаточно мобильно могут быть «вмонтированы» в более простую схему, о которой пойдет речь в следующем разделе.

7.3. Формационный подход – преимущества и перспективы

Косослоистое залегание неокомских клиноформ Западной Сибири, частично описанное в предыдущем разделе, позволило выдвинуть положение о *кризисе «бассейновой» стратиграфии*, пути выхода из которого наиболее последовательно рассматриваются Ю. Н. Карогодиным [115 и мн. др.]. Базируясь на *цикло*стратиграфическом подходе (который уже более трех десятилетий назад настойчиво рекомендовался, к примеру, в работах [164, 172]), этим автором убедительно показывается малая состоятельность «плоскопараллельных» или даже «блинных» реконструкций при стратификации осадочных толщ (прежде всего – неокома Западной Сибири). В то же время сам «треугольниковый» подход к выделению циклов вряд ли может считаться достаточным, на что мы обратили внимание в предыдущей книге [201].

Не останавливаясь на более детальном разборе этого сложного вопроса, перейдем к реальному пути выхода из действительно достаточно запутанной ситуации. В принципе он лежит на поверхности и заключается в переходе на выделение формаций (вместо бесконечного и все увеличивающегося количества свит). Концептуально разбор различных подходов к стратификации осадочных толщ показан на рис. 7.8. На нем в предельно схематизированном виде показаны слева направо направленное чередование некоторых различных



Рис. 7.8. Соотношения комплексов осадочных пород (А – в контрастном, Б – в монотонном сочетаниях; В – выделяемых по генезису):

1 – гравелиты, конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 - эрозионные контакты; 5 – фациальные замещения; 6 – скольжение слоев; 7 – прибрежноконтинентальные, 8 – мелководные, 9 – морские (бассейновые) отложения; 10- про-, 11 – ре-, 12 – прорециклиты; 13 – свиты; 14 – обобщенная фациальная кривая в профиле 15 – область сноса – приемный водоем; 16 – глубина эрозионного вреза

Основные пояснения в тексте

по составу комплексов (А), ритмичное «переслаивание» их ограниченного набора (Б) и чередование некоторых комплексов с интерпретацией их генезиса (В). Как следует из предложенной модели, стратификация разрезов А и Б весьма проста при хорошей выдержанности комплексов по их составу (6-12 и 5-11 в верхних частях столбцов А и Б). Во всех других случаях «простая» корреляция, особенно в «немых» терригенных толщах, затруднительна, что и показано для соотношения 4-10 в виде фациального замещения комплексов (принцип Грессли). Более того, при скольжении слоев по закону Головкинского т. н. бассейновая стратиграфия заходит в тупик, что показано для комплексов 7 \rightarrow 2 \rightarrow 9 и описано в предыдущем разделе 7.2.

Использование циклитов, выделение которых основано только на анализе смены гранулометрических типов пород, по большей части не решает задачу. Подробно нами это описано в предыдущей книге [201], а отчасти следует и из колонки Б на рис. 7.8. Нечеткость в определении границ циклитов подразумевает различия в их выделении, а инверсия при смене гранулометрического состава по литорали во многом дезавуирует саму методику, что разобрано нами в работе [3] и предыдущей книге [201].

Наконец, в правой колонке В показано выделение комплексов отложений по смене их генезиса. Этот вопрос также детально разобран в предыдущей книге, поэтому остановимся только на двух моментах. Во-первых, освещение взаимосвязи цикличности и стратиграфии сделано в работе [51] и показано на рис. 7.8. Из него следует, что при стремлении выделять свиты как однородные по литологическому (скорее, гранулометрическому) составу комплексы, то расчленение разреза с этих циклических позиций будет производиться принципиально по-разному. Однако ситуация изменится, если гранулометрия разреза будет учитываться только как один из признаков, причем меняющийся по латерали (см. выше; изменения 4-10; 3-9; 2-8; 1-7 на рис. 7.8). В этом случае именно цикличность, и только она, может дать надежный каркас для стратификации толщ (по сути это и показано на рис. 4.1 для тюменской свиты на изучаемой территории). Во-вторых, для пульсационного тектонического режима развития территории верхняя, трансгрессивная ветвь развития литоциклов часто бывает сокращена (Δ на рис. 7.8), и процедура установления комплексов существенно упрощается. Впрочем, справедливости ради, укажем, что в этом случае и установление самой цикличности может оказаться излишним, что следует из колонки А на рис. 7.8. Резюмируем, что установление цикличности особенно важно при оценке переходных зон (а + б на рис. 7.9); широком развитии фациальных замещений, особенно на коротких расстояниях (4-10 на рис. 7.8) и скольжении (диахронности) литологических границ (7-2-9 на рис. 7.8).



Рис. 7.9. Различия при выделении в разрезе литоциклов и стратиграфических подразделений [51]:

отложения: 1 – морские глубоководные, 2 – морские менее глубоководные, 3 – морские мелководные (могут быть с участием континентальных); 4 – границы литоциклов с начала регрессивной фазы (выделены скобками справа); 5 – границы литоциклов, если их начинать с трансгрессивной фазы

А, Б – свиты (серии, пачки) с одинаковым или близким составом и (или) признаками;

а + б – переходные слои;

1, 2 – литоциклы

Как видно из изложенного, прямого ответа на все ставящиеся вопросы по расчленению толщ нет. В этой связи весьма актуальным становится стратиграфическое направление в учении об осадочных формациях, в основе которого лежит представление о формациях именно как целостной литостратиграфической единице. Наиболее важным своего рода «пересечение» формационных и стратиграфических понятий и методов видится для области палеогеографических «внутрибассейновых» реконструкций. Это следует из анализа рис. 7.9, выполненного выше, и отчасти разобрано в работе В. Н. Шванова [230].

Весьма разумный литолого-формационный подход к расчленению осадочной толщи Западно-Сибирской плиты предложен в работе [182]. На профилях, приведенных на рис. 7.10, отчетливо видно выделение в чехле ЗСП региональных литостратиграфических комплексов трех типов.

1. Толщи существенно глинистые, маломощные, накопившиеся в относительно глубоководных морских бассейнах (волжский, туронский ярусы, эоценовый отдел).

2. Толщи, характеризующиеся значительными изменениями фаций и мощностей вкрест доминирующих простираний. Это литологические комплексы неокома, сенона, олигоцена.

3. Толщи большой мощности (до 1-2 км). Накапливались в мелководно-морских или озерно-болотных бассейнах (нижняя – средняя юра, апт – сеноман, маастрихт – палеоцен). Толщи первого и третьего типов, как правило, имеют широкие, «округлые» ареалы распространения. Толщи второго типа отличаются зональной формой в плане и являются полиформационными.



Рис. 7.10. Литолого-формационный профиль по линии *1-1* (направление профиля см. на схеме) – по [182]:

Формации: 1 – глубоководно-морская глинистая и мелководно-морская алевритоглинистая сероцветная (совместно), 2 – глубоководно-морская, песчано-алевритовая с градационной слоистостью, темноцветная, 3 – глубоководно- и мелководно-морская, кремнистая и кремнисто-глинистая, массивная, светлая, 4 – мелководно- и прибрежноморская, песчано-глинистая, ритмично-горизонтально-слоистая, сероцветная, 5 – прибрежно-морская и лагунная, песчано-алеврито-глинистая, линзовидно-слоистая, сероцветная и зеленоцветная, 6 – прибрежно-континентальная песчано-алеврито-глинистая, линзосероцветная темноцветная, субугленосная. 7 – прибрежновидно-слоистая, И континентальная алеврито-песчаная, массивная и косослоистая, сероцветная; 8 – группы нефтяных залежей

Жизненность и реальность именно такого подхода находит подтверждение в предложении Ю. Н. Карогодина, сводящегося для наиболее сложной в стратиграфическом отношении части разреза ЗСП к следующему (на примере Северного Приобья): «... в разрезе юрско-неокомских отложений... необходимо выделить вместо нескольких десятков (более 25) свит всего пять следующих формаций (снизу вверх): заводоуковская (тюменская), абалаксковасюганская, баженовская, мегионская (мегионско-усть-балыкская) и вартовская. Привычный и внедрившийся термин «свита» можно оставить в понятийно-терминологической базе стратиграфии в ранге субформации. Возрастное скольжение границ свит, как и у формаций, не должно ограничиваться каким-либо диапазоном, как это и принято за рубежом» [189, с. 55].

Укажем, что в русле приводимых рассуждений мы уже давали оценку строения тюменской свиты, с отнесением выделяемых литоциклов к возможным *подформациям* [209, с. 15] и показом постоянства ее строения в пределах Шаимского НГР [там же, с. 131; 201, с. 163]. Особо отметим, что именно формационный анализ позволяет выполнять подлинные палеогеографические реконструкции, поскольку по самому своему свободному определению осадочная формация есть комплекс отложений, сформированный в единой палеогеографической обстановке при одинаковом геотектоническом режиме. Таким образом, из последнего положения вытекает сама возможность рассу-
ждать о «лоскутном» (patchwork) характере развития коллектора Ю₂ (см. п. 4.3); признавать диахронность многих четко выраженных литологических границ (см. п. 7.2); «выходить» на эквифинальность многих геологических событий, часто сильно различающихся методом или возрастом своего проявления (см. п. 7.1), и т. д.

В работе [230] виднейший отечественный литолог В. Н. Шванов выделил и подробно охарактеризовал пять основных направлений в изучении осадочных формаций – стратиграфическое, фациальное, тектоническое, вещественное и целевое. Отметим, что сама работа имеет название структурновещественного подхода с учетом важнейшего параметра в сложении осадочных толщ в виде их структуры. Так вот, при всей осторожности и едва ли не агенетичности своих исследований, В. Н. Шванов при оценке фациального направления дал его блестящую оценку, которой мы и закончим как раздел, так и главу в целом. Естественно, что приведенное высказывание можно использовать двояко – как в целях дезавуирования генетических реконструкций, так и для подчеркивания их важности и осторожного отношения к самому процессу генетических (читай: фациальных) исследований. Выбрать один из двух путей – дело читателя.

«1. Проведение генетического анализа не всегда необходимо и не всегда диктуется производственным заданием. Вряд ли возможно требовать выполнения генетического анализа при геологической съемке, и так отягощенной различного рода работами, или при поисках и разведке многих полезных ископаемых, не связанных непосредственно с определенными фациями. Фациально-генетическое исследование, кроме того, не всегда выполнимо: например, во многих метаморфических толщах докембрия, в сложноскладчатых системах с проявлениями регионального кливажа, при обработке буровых материалов с малым выходом керна и т. д.

2. Фациально-генетический анализ требует и специальных исследований, и достаточно грамотных специалистов, подобно тому, как палеонтологическая работа предусматривает участие палеонтологов, а минералогическая – минералогов. Распространенное мнение, что седиментологией может заниматься каждый, является ошибочным. Поэтому так часто генетический анализ сводится к замене его генетическими ярлыками» [230, с. 15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные тема и задача работы состояли в том, чтобы представить читателю достаточно полную и равномерную характеристику всех стратиграфических подразделений, слагающих осадочный чехол на территории Шаимского НГР (при необходимости привлекались сведения и по прилегающим территориям, в основном Красноленинской НГО). Задача решалась путем многопланового подхода, заключавшегося в рассмотрении истории развития представлений о стратиграфическом расчленении осадочного чехла; оценки нынешнего состояния вопроса и, по мере возможности, с привлечением авторских материалов и новых данных; суммирования результатов, в основном с позиций установления валидности важных стратиграфических подразделений; характеристики латеральных взаимоотношений и степени изменчивости выделяемых стратонов.

Вместе с тем планируемая, пусть относительно, равномерность изложения материала по примерно двухкилометровому разрезу мезозойскокайнозойского осадочного чехла уже априорно не могла не быть нарушена, в связи с геологической неоднородностью разреза и резко различающейся степенью изученности отдельных его фрагментов. Последнее непосредственно вытекает из практической значимости тех или иных горизонтов с позиций их реальной или перспективной нефтегазоносности. Поэтому в работе достаточно отчетливо обособились несколько весьма неравновесных и неравнозначных разделов, примерно соответствующих возрастным интервалам различной длительности.

• Функцию «введения в строение осадочного чехла» выполняют 1-я и 2-я главы, в которых в сжатом виде освещено геологическое строение территории, а также дана краткая характеристика фундамента. Для последнего в качестве основного параметра установлено блоковое (полигональное) строение. Неоднократная активизация глубинных структур приводила в докелловейское время к мозаичному строению чехла (patchwork), с «отголосками» вплоть до поздней юры – неокома.

• Нижнеплитный этаж ($J_1 - J_2$, без келловея) в представленной работе описан в 3-й и 4-й главах. Несмотря на то, что он обладает в Шаимском НГР наиболее сложным строением (что характерно в целом для ЗСОМБ), данному этажу уделено сравнительно немного внимания. Объясняется это в первую очередь тем, что ему полностью посвящены предыдущие книги из выпускаемой серии [197, 201, 209], а в настоящем издании освещен преимущественно новый материал. К нему, в первую очередь, относятся детальные карты по отражающим горизонтам A, T и изопахит по интервалу A-T с их интерпретацией в геологическом отношении. Кроме того, приведен ряд новых сведений, имеющих, главным образом, локальный характер по взаимоотношению отдельных горизонтов осадочного чехла с блоковыми структурами фундамента.

• Наибольший объем работы отведен позднеюрско-неокомскому этапу осадконакопления (5-я глава). При общей выдержанности этого комплекса и

сравнительно невеликой мощности, в своей нижней части он характеризуется существенной неоднородностью. В первую очередь это относится к локально развитой на площади вогулкинской толще, генезис и палеогеоморфология которой не могут считаться достаточно установленными, несмотря на высокую степень изученности и большой практический интерес к ней. Существенно непростым выглядит и стратиграфическое расчленение «пограничных» верхнеюрско-нижнемеловых отложений, что вполне отчетливо видно на карте ОГ **Б**, в некотором роде «зеркально» отражающих проблематику восточных районов ЗСОМБ (клиноформы Широтного Приобья).

• Объединение этих двух указанных выше позиций приводит авторов к довольно парадоксальному выводу, истоки которого намечены в предыдущих работах. Он сводится к тому, что использование фациальноциклического анализа, оценка состава и строения наиболее сложных и пестрых внутриконтинентальных толщ не представляет особых затруднений (естественно, при наличии керна). Напротив, более простые, казалось бы, и однообразные морские толщи требуют более пристального внимания и доработки методических приемов исследований, причем не только и не столько на базе дистанционных сейсмических материалов и методов, а посредством изучения непрерывно отобранного керна.

• В 6-й главе дана сводная характеристика апт-эоценовых отложений, в стратиграфическом расчленении которых нет особых разночтений для основной территории ЗСОМБ. Особое внимание уделено оценке двух финально-седиментологических этапов осадконакопления, предшествующих основным отражающим горизонтам – фроловскому (М) и викуловскому (М₁). Это определено их существенным и важным практическим значением как на сопредельных, так и удаленных территориях, расположенных восточнее и данные по которым использованы в сравнительных целях.

• Характеристика всех выделенных и охарактеризованных частей разреза сопровождается палеогеографическими реконструкциями. Наряду с выкопировками из карт Атласа 1976 г. [34], не утратившего по сей день своей актуальности, использованы материалы других исследователей, карты по основным ОГ юрского этапа, а также другие построения.

• Как и в предыдущих книгах, заключительная, 7-я, глава посвящена общим закономерностям в составе, строении и генезисе осадочных толщ. Базируясь на конкретном материале по Шаимскому НГР и сопредельным территориям, по ряду аспектов они имеют сущностное значение для всего ЗСОМБ.

Подводя итоги, авторы смеют надеяться на то, что основные поставленные перед работой задачи выполнены, и на то, что настоящая книга представит интерес для широкого круга геологов, изучающих не только Шаимский нефтегазоносный район, но и Западно-Сибирский осадочный мегабассейн в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Олферьев А. Г. Об эвстатических колебаниях уровня моря на Восточно-Европейской платформе в юрском периоде (геттанг-бат) // Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты. М.: ПИН РАН, 2007. С. 40-48.

2. Алексеев В. П. Классический литолого-фациальный анализ как базовый метод при изучении состава и условий формирования раннемезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Шестая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2003. Т.1. С. 145-150.

3. Алексеев В. П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.

4. Алексеев В. П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

5. Алексеев В. П., Амон Э. О. Диахронность литостратиграфических рубежей как реализация нелинейного процесса (миграционный тип стратоседиментогенеза) // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 33-38.

6. Алексеев В. П., Амон Э. О. Фациально-циклический анализ терригенных внутриконтинентальных толщ – пример синтеза принципов Н. А. Головкинского и А. Грессли в «бассейновой» стратиграфии // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 55-62.

7. Алексеев В. П., Печеркин М. Ф., Савенко В. А. Циклостратиграфия отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: материалы Международной акад. конференции. Тюмень, 2006. С. 63-68.

8. Алексеев В. П., Печеркин М. Ф., Савенко В. А. Характер редукции нижней части тюменской свиты в Шаимском нефтегазоносном районе // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Десятая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 237-245.

9. Алексеев В. П., Печеркин М. Ф., Савенко В. А. Верхняя граница тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района: «келловейская» трансгрессия // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Одиннадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 171-181.

10. Алексеев В. П., Федоров Ю. Н., Газалеев С. С., Русский В. И. Литология и условия формирования нижне-среднеюрских отложений на Западно-Тугровском месторождении (Шаимский нефтегазоносный район) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО (Седьмая науч.практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2004. Т. 2. С. 70-85.

11. Алексеев В. П., Федоров Ю. Н., Газалеев С. С. и др. История формирования отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Геология угольных месторождений. Вып. 14. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. С. 130-139. 12. Алескерова З. Т., Ли П. Ф., Осыко Т. И. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Советская геология. 1957. Т. 55. Вып. 1. С. 145-173.

13. Алферов Б. А., Пуртова С. И., Серебрякова З. Д., Ястребова Т. А. Опорные скважины СССР. Уватская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 91 с.

14. Алюшин А. Л., Князева Е. Н. Темпомиры: Скорость восприятия и шкалы времени. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 240 с.

15. Амон Э. О. О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала. Мезозой и кайнозой. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 25-39.

16. Амон Э. О. Схема стратиграфии меловых отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург, 1997. С. 27–60.

17. Амон Э. О. Верхнемеловые радиолярии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 209 с.

18. Амон Э. О. Биостратиграфия кузнецовской свиты (турон, верхний мел) в Южном Зауралье по микрофоссилиям // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 4. С. 37–47.

19. Амон Э. О. Комплексы агглютинирующих фораминифер из хантымансийской свиты (альб, нижний мел) в Среднем и Южном Зауралье // Литосфера. 2005. № 2. С. 97-134.

20. Амон Э. О., Алексеев В. П., Савенко В. А. О строении низов абалакской свиты на севере Шаимского нефтегазоносного района // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири (Материалы международной академической конференции, г. Тюмень, 11-13 октября 2006 г.). Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2007. С. 63-68.

21. Амон Э. О., Алексеев В. П., Федоров Ю. Н. и др. Основные черты палеогеографии аптского морского бассейна запада Западной Сибири // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, г. Москва, 16-20 ноября 2009 г. Т. 1. М.: ИО РАН, 2009. С. 115-119.

22. Амон Э. О., Алексеев В. П., Федоров Ю. Н. и др. Литология и фации верхнего апта Красноленинского НГР (Западная Сибирь) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Пятого Всерос. совещания. Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 45-48.

23. Амон Э. О., Васильева О. Н., Железко В. И. Стратиграфия талицкого горизонта (палеоцен) в Среднем Зауралье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 92–107.

24. Амон Э. О., Васильева О. Н., Малышкина Т. П. Очерк палеогеографии региона Большого Урала и сопредельных территорий в позднемеловое и палеогеновое время // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 136-160. 25. Амон Э. О., Папулов Г. Н., Ситникова З. И. Биостратиграфия морских турон-нижнекампанских отложений южной части Среднего Зауралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 52 с.

26. Амон Э. О. Федоров Ю. Н., Алексеев В. П., Лебедев А. И. Средний альб в Шаимском нефтегазоносном районе Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Четвертого Всерос. совещания, г. Новосибирск, 19-23 сентября 2008 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 24-25.

27. Ананьева Е. М., Винничук Н. Н., Иванов К. С., Кормильцев В. В., Федоров Ю. Н. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 114 с.

28. Аргентовский Л. Ю., Бочкарев В. С., Брадучан Ю. В. и др. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1968. С. 27-95.(Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 11).

29. Аргентовский Л. Ю., Брадучан Ю. В., Булынникова А. А., Ясович Г. С. Нижний отдел. Меловая система. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСиб-НИГНИ, 1972. С. 49-83. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 48).

30. Арнольд В. И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.

31. Архипов С. В. Поверхность несогласия в подошве верхней подсвиты абалакской свиты // Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных и газонефтяных месторождений Сургутского района. Екатеринбург: Изд-во «Путиведъ», 2001. С. 24-28.

32. Атлас «Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа – Югры». Тюмень: ГП НАЦ РН им. В. И. Шпильмана, 2007. 191 с.

33. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа». Ханты-Мансийск, 2004. 148 с.

34. Атлас и объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1 : 5 000000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.

35. Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 323 с.

36. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений неокома и верхней юры Западно-Сибирской нефтегазоносной области. В двух томах. М.: Недра, 1990. (Том I: Стратиграфический очерк, моллюски. 286 с.; Том II: Фораминиферы. 359 с.).

37. Аухатов Я. Г., Бурлева О. В., Вакуленко Л. Г. и др. Янская пачка (келловей – нижняя часть нижнего оксфорда) в васюганском горизонте Западно-Сибирского осадочного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М.: ГИН РАН, 2005. С. 5-7.

38. Ахметьев М. А., Александрова Г. И., Амон Э. О. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30-57.

39. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Брадучан Ю. В., Гурари Ф. Г., Захаров В. А и др. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

40. Бак П., Чен К. Самоорганизованная критичность // В мире науки. 1991. № 3. С. 16-19.

41. Барабошкин Е. Ю., Веймарн А. Б., Копаевич Л. Ф., Найдин Д. П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ, 2002. 169 с.

42. Барабошкин Е. Ю., Найдин Д. П., Беньямовский В. Н. и др. Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: МГУ, 2007. 182 с.

43. Барабошкин Е. Ю., Смирнова С. Б. Палеогеография и распределение палиноморф в разрезах верхнего готерива – альба Русской плиты // Первое Всероссийское совещание «Меловая система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии» (г. Москва, 4-6 февр. 2002 г.). Тезисы докладов. М.: Изд-во МГУ, 2002. С. 13-14.

44. Басов В. А., Захаров В. А., Иванова Е. Ф. и др. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив) // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1970. Вып. 29. С. 14-31.

45. Бейзель А. Л. Значение и методы выделения аналогов континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах // Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли. Тюмень: ТюмГНГУ, 2008. С. 62-69.

46. Белозеров В. Б. Кинематическая модель формирования юрско-меловых отложений Западно-Сибирской плиты // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 99-106.

47. Белозеров В. Б., Брылина Н. А., Даненберг Е. Е. Литостратиграфия отложений васюганской свиты юго-востока Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 75-82.

48. Белослудцев П. Ю. Особенности клиноформного строения верхнеюрских отложений Широтного Приобья // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. С. 170-172.

49. Белослудцев П. Ю. Клиноформная модель васюганской свиты и ее значение для оптимизации поисков и разведки залежей УВ // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2007. С. 123-127.

50. Богомякова Е. Д., Бочкарева Н. С., Киприянова Ф. В. и др. Меловая система. Меловая система. Неоком // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 163-201. (Труды ЗапСибНИГ-НИ. Вып. 48).

51. Ботвинкина Л. Н., Алексеев В. П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с. 52. Бочкарев В. С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разведка нефтяных месторождений. 1999. № 5. С. 24-27.

53. Бочкарев В. С., Огнев Д. А., Черданцев С. Г. Палеобатиметрия эпиконтинентальных морей на примере мела Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 44-46.

54. Бочкарев В. С., Федоров Ю. Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 35–41. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 194).

55. Боярских Г. К. Стратиграфическая схема мезозойских отложений Тюменской области // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968а. С. 5-11 (Труды ЗапСибНИГ-НИ; Вып. 7).

56. Боярских Г. К. Келловейские отложения северо-запада Тюменской области // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968б. С. 76-78. (Труды ЗапСибНИГНИ; Вып. 7).

57. Брадучан Ю. В. Региональные стратиграфические подразделения мезозоя Западной Сибири // Основные проблемы геологии Западной Сибири. Тюмень, 1985. С. 11-21.

58. Брадучан Ю. В., Булынникова А. А. Основные типы разрезов нижнего мела Западной Сибири // Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С. 43-47. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 121).

59. Брадучан Ю. В., Лебедев А. И. Дополнения к стратиграфии битуминозных отложений Западной Сибири // Пути повышения эффективности геолого-разведочных работ на нефть и газ в Тюменской области. Тюмень: Зап-СибНИГНИ, 1979. С. 3-5.

60. Брадучан Ю. В., Ясович Г. С. Районирование юрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Материалы по стратиграфии и палеонтологии мезо-кайнозойских отложений Западной Сибири. Тюмень: Зап-СибНИГНИ, 1970. С. 61-71.

61. Брадучан Ю. В., Ясович Г. С. Даниловская свита // Выделение и корреляция основных стратонов мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГ-НИ, 1984. С. 31-39. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 188).

62. Брылина Н. А., Даненберг Е. Е. Палеогеоморфологические предпосылки поисков залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа в отложениях васюганской свиты на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 115-123.

63. Бугдаева Е. В., Маркевич В. С. Эволюция позднеюрских-раннемеловых болотных экосистем (Российский Дальний Восток) // Новости палеонтологии

и стратиграфии. Вып. 10–11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 49, 2008. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 199-202.

64. Булынникова А. А., Трандафилова Е. Ф. Верхний отдел. Меловая система. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Стратиграфопалеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 84-97. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 48).

65. Булынникова А. А., Ясович Г. С. Нижний и средний отделы + нижнекелловейский подъярус. Заводоуковская серия. Юрская система. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972а. С. 11-18. (Труды ЗапСибНИГ-НИ. Вып. 48).

66. Булынникова А. А., Ясович Г. С. Верхний отдел. Юрская система. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972б. С. 19-48. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 48).

67. Веренинова Т. А., Трушкова Л. Я. О необходимости выделения баженовской и тутлеймской свит // Основные типы разрезов мезозойскокайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСиб-НИГНИ, 1977. С. 41-42 (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 121).

68. Волкова В. С., Архипов С. А., Бабушкин А. Е. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 246 с.

69. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф. Г. Гурари, В. П. Девятов, В. И. Демин и др. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

70. Глебов А. Ф. Геолого-математическое моделирование нефтяного резервуара: от сейсмики до геофлюидодинамики. М.: Научный мир, 2006. 344 с.

71. Глинских Л. А., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н. Юра Западной Сибири – абалакская свита (палеонтологическая характеристика, лито- и биостратиграфия) // Геология и геофизика, 1999, Т. 40, № 7. С. 1059-1078.

72. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб., 1868. 143 с.

73. Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.

74. Горячева А. А. Палинологическая характеристика пограничных отложений тюменской и васюганской свит в разрезе скважины Лульяхская-5П (Широтное Приобье) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М.: ГИН РАН, 2005. С. 49-51.

75. Гришкевич В. Ф. Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Тюмень: Издательский Дом "ИздатНаукаСервис", 2005. 116 с.

76. Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 174 с.

77. Гурари Ф. Г. Строение и условия образования клиноформ Западно-Сибирской плиты (история становления представлений). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. 141 с.

78. Гурари Ф. Г., Девятов В. П., Демин В. И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней – средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

79. Гурари Ф. Г., Девятов В. П., Еханин А. Е. и др. Нефтегазоносные комплексы нижней-средней юры Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 3-8.

80. Гурари Ф. Г., Матвиенко Н. И. Палеогеография баженовской свиты по распределению в ней урана // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. С. 81-91. (Тр. СНИИГ-ГиМС. Вып. 275).

81. Гутник О. С. Перспективы неокомских отложений северо-западной части Шаимского нефтегазоносного района // Известия вузов. Горный журнал. 2007. № 2. С. 140-146.

82. Гутник О. С., Залевский О. А., Заграновская Д. Е., Савенко В. А. Перспективы нефтегазоносности неокомских клиноформ в Приуральской части Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Одиннадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 288-294.

83. Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии: пер. с англ. М.: Изд-во ИЛ, 1962. 363 с.

84. Денисов С. Б., Дьяконова Т. Ф. Генетическая природа отложений шеркалинской свиты Талинского месторождения // Вестник недропользователя XMAO. 2004. № 14. С. 43-49.

85. Добрецов Н. Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5-27.

86. Дружинин В. С., Колмогорова В. В., Начапкин Н. И., Осипов В. Ю., Брехунцов А. М., Нестеров И. И., Плесовских И. А. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология, 2009. № 1. С. 104-112.

87. Елисеев В. Г., Ясович Г. С. Типы разрезов верхнеюрских отложений Шаимского нефтеносного района // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 97-103. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 7).

88. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А., Курбала Е. Л., Файн Ю. Б. Перспективы поисков и разведки нефтяных и газовых залежей в коре выветривания фундамента Западно-Сибирской плиты. М.: ВНИИОЭНГ, 1973. 76 с. 89. Залевский О. А., Валеев Г. З., Цветкова И. В. Выделение зон разуплотнения в породах доюрского комплекса на Мортымья-Тетеревском месторождении // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО (Одиннадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2008. Т. 2. С. 109-114.
90. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.:

Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

91. Захаров В. А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Т-во научных изданий КМК. 2006. С. 552-568.

92. Захаров В. А., Богомолов Ю. И., Ильина В. И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927-956.

93. Захаров В. А., Лебедева Н. К., Маринов В. А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1093-1103.

94. Захаров В. А., Маринов В. А., Агалаков С. Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000а. Т. 41, № 6. С. 769–791.

95. Захаров В. А., Маринов В. А., Шульгина М. В. Альбские моллюски и фораминиферы в Арктической биогеографической провинции // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000б. С. 39.

96. Захаров В. А., Сакс В. Н. Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири М.: Наука, 1983. С. 5-32.(Тр. ИГГ СО АН СССР. Вып. 528).

97. Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Юрское море на севере Средней Сибири (по данным анализа сообществ двустворчатых моллюсков) // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. Новосибирск: Наука, 1979. С. 56-81. (Тр. ИГГ СО АН СССР. Вып. 411).

98. Захаров В. А., Шурыгин Б. Н., Дзюба О. С. и др. Арктический бассейн в течение мезозойской эры (по данным палеонтологии) // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 207-211.

99. Захаров Ю. Д., Смышляева О. П., Шигэта Я. И. др. Новые данные по изотопному составу юрских и раннемеловых цефалопод Евразии и их значение для палеоклиматических реконструкций // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Материалы Третьего Всерос. совещания, г. Саратов, 26–30 сентября, 2006 г.) Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 63-65.

100. Зубков М. Ю., Шелепов В. В., Печёркин М. Ф., Васильев О. Е. Перспективы промышленной нефтегазоносности кровельной части доюрского комплекса Шаимского района // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа (Вторая научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск, 1999. С.173-185. 101. Зырянова И. А. Корреляция отложений абалакской свиты на основе геолого-геофизических данных // Нефтяное хозяйство. 2010. № 4. С. 42-45.

102. Иванов К. С., Коротеев В. А., Печеркин М. Ф., Федоров Ю. Н., Ерохин Ю. В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 484-501.

103. Иванова Е. Ф. Фораминиферы волжского века бореальных бассейнов СССР. Новосибирск: Наука, 1973. 107 с.

104. Изотов В. Г., Ситдикова Л. М., Казанцев Ю. В. и др. Литогеодинамика верхнеюрских отложений в зоне развития сводовых поднятий Среднего Приобъя // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 92-93.

105. Ильина В. И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.

106. Ильина В. И. Зональное расчленение верхов плинсбаха и тоара севера Сибири по диноцистам // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. С. 7-40.

107. Ильина В. И. Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб.: ВНИГРИ, 1997а. С. 86-95.

108. Ильина В. И. Основные этапы развития динофлагеллат в юрских морях Сибири // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во Томского ун-та, 19976. С. 104-105.

109. Ильина В. И. Зональное расчленение верхов келловея и оксфорда Пур-Тазовского междуречья в Западной Сибири по цистам динофлагеллат // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т.1. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1998. С. 215-218.

110. Исаев Г. Д., Алейников А. Н., Микуленко И. К. и др. Первые находки губок, строматолитов и фациальная природа верхнеюрских пелитолитов Ша-имского региона // Георесурсы. 2008. № 5(28). С. 8-10.

111. Иштирякова Х. А. Шеркалинская свита // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 74-76. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 7).

112. Казаненков В. А., Попов А. Ю., Вакуленко Л. Г., Саенко Л. С., Ян П. А. Обстановки формирования коллекторов горизонта Ю₂ в северо-восточной части Хантейской гемиантеклизы (Западная Сибирь) // Геология нефти и газа. 2009. № 1. С. 46-53.

113. Каледа Г. А. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей // Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Наука, 1972. С. 158-172.

114. Каледа Г. А. Изменчивость отложений на тектонических структурах (ее значение для поисков полезных ископаемых). М.: Наука, 1985. 192 с.

115. Карогодин Ю. Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. Т. 1. Мел Западной Сибири. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. 166 с.

116. Каталог литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисковоразведочных скважин. Т. 1. Ханты-Мансийск, 2000. 432 с.

117. Киприянова Ф. В., Комисаренко В. К., Тылкина К. Ф. Батиметрия средневолжского морского бассейна Западной Сибири. Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1971. С. 8-11. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып.43).

118. Князева Е. Н., Курдюмов С. П. Основания синергетики. Синергетическое мировидение. М.: КомКнига, 2005. 240 с.

119. Князева Е. Н., Курдюмов С. П. Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига. 2007. 272 с.

120. Козлов И. Г., Ястребова Т. А., Пуртова С. И., Серебрякова З. Д. Ханты-Мансийская опорная скважина (Тюменская область). Л.: Гостоптехиздат, 1961. 76 с. (Серия «Опорные скважины СССР». Труды ВНИГРИ. Вып. 176).

121. Конторович А. Э., Андрусевич В. Е., Афанасьев С. А. и др. Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 6. С. 5-28.

122. Конторович А. Э., Вакуленко Л. Г., Казаненков В. А. и др. Седиментогенез коллекторов среднего-верхнего бата и их нефтеносность в Широтном Приобье // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 187-200.

123. Конторович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Сурков В. С., Трофимук А. А., Эрвье Ю. Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 690 с.

124. Конторович А. Э., Полякова И. Д., Стасова О. Ф. и др. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М.: Недра, 1974. 189 с.

125. Коробов А. Д., Коробова Л. А., Киняева С. И. Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 3-9.

126. Костеша О. Н., Кабанова В. М., Ткачева Л. Г., Чеснокова В. С. Новые данные по палиностратиграфии нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность триассреднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 55-63.

127. Криночкин В. Г., Голубева Е. А., Кутовая И. В., Сидорова Н. Ю., Тишинская О. Ф. Основные этапы тектонического развития Обь-Казым-Пимского междуречья // Геофизика. 2006. Спец. выпуск к 55-летию «ХантыМансийскгеофизики». С. 34-40.

128. Криночкин В. Г., Муртаев И. С., Савин И. Г. Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части ХМАО-Югры // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Восьмая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2005. Т. 1. С. 112-119. 129. Кукал Зд. Скорость геологических процессов: пер. с чешск. М.: Мир, 1987. 246 с.

130. Кулахметов Н. Х., Кислухин В. И., Зининберг П. Я. Литологофациальное районирование верхней юры севера Западной Сибири как основа оценки нефтегазоносности // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука, 1994. С. 59-72.

131. Курчиков А. Р., Бородкин В. Н., Шелихов Н. П., Забоев К. О. Проблемы нефтегазоносности клиноформных образований неокома Приуральской зоны Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 4. С. 4-10.

132. Курышева Н. К., Дегтева В. Н., Утусиков И. О. Анализ палеорельефа верхнеюрских пород Шаимского нефтегазоносного района с целью прогноза залежей углеводородов // Вестник недропользователя ХМАО. 2005. № 15. С. 32-36.

133. Левина В. И., Ровнина Л. В., Тылкина К. Ф., Шейко Л. Н. Микрофаунистическая и палинологическая характеристика юрских и меловых отложений. Юрская система. Верхний отдел // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 115-163. (Труды ЗапСибНИГ-НИ. Вып. 48).

134. Левчук Л. К., Левчук М. А., Меледина С. В. Биостратиграфия абалакской свиты Приуральской зоны Западной Сибири (Хангокуртская впадина) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 1. С.48-61.

135. Левчук Л. К., Меледина С. В., Никитенко Б. Л. Фаунистическая характеристика и хронология келловея–верхней юры Сыморьяхской площади Западной Сибири // Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография бореального мезозоя. Новосибирск: АИ «Гео», 2006. С. 31-34.

136. Левчук Л. К., Никитенко Б. Л., Меледина С. В. Детальная биостратиграфия келловея-верхней юры южной части Казым-Кондинского фациального района (Западная Сибирь) по фораминиферам и аммонитам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 139-142.

137. Ли П. Ф. О возрастном положении вогулкинской и деминской свит Березовского газоносного района Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 39. С. 77-85.

138. Ли П. Ф., Равдоникас О. В., Пятницкий В. К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Березовского газоносного района Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 175 с.

139. Лидер В. А. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна Северной Сосьвы // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 276-284.

140. Малинецкий Г. Г. Математические основы синергетики. Хаос, структуры, вычислительный эксперимент. М.: КомКнига, 2005. 312 с.

141. Медведев А. Л., Хэнфорд Р., Лопатин А. Ю. и др. Новый нефтеперспективный объект – комплекс заполнения врезанных долин в продуктивных пластах викуловской свиты Каменного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 1. С. 4-20.

142. Меловая система. Полутом 2 / Отв. ред. М. М. Москвин. М.: Недра, 1987. 326 с.

143. Мухер А. Г., Заграновская Д. Е., Савенко В. А. и др. Особенности строения, корреляции и распространения верхнеюрско-нижнемеловых отложений в пределах юго-западной территории ХМАО // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 164-169.

144. Мухер А. Г., Качкин А. А., Одношевная И. И. Использование детальных палеогеоморфологических и литолого-фациальных исследований для оценки перспектив нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений северо-западной части Урайского региона // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО–Югры (Одиннадцатая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2008. С. 192-202.

145. Мухер А. Г., Мясникова Г. П., Девятов В. П. Типовые разрезы юры – основа стратиграфии, региональной корреляции и индексации пластов Западно-Сибирского бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 149-152.

146. Мухер А. Г., Мясникова Г. П., Тугарева А. В., Шпильман А. В., Гончарова В. Н., Солопахина Л. А. Строение и перспективы нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений в связи с переоценкой потенциальных ресурсов на территории ХМАО // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Восьмая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2005. Т.1. С. 164-176. 147. Мухер А. Г., Савенко В. А., Заграновская Д. Е., Тугарева А. В. Строение, корреляция и районирование верхнеюрско-нижнемеловых отложений в пределах юго-западной территории ХМАО-Югры // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО–Югра (Одиннадцатая научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск, 2008. Т. 1. С. 94-98.

148. Мухер А. Г., Тугарева А. В. Палеогеографические особенности строения и перспективы нефтегазоносности нижне- и среднеюрских отложений Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Вторая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 1999. С. 123-133.

149. Мясникова Г. П., Мухер А. Г., Девятов В. П. Палеогеография и динамика осадконакопления юры Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 153-155.

150. Наумов А. Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика, 1977. № 10. С. 38-47.

151. Нежданов А. А., Пономарев В. А., Туренков Н. А., Горбунов С. А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во АГН, 2000. 247 с.

152. Нестеров И. И., Погорелов Б. С. Древняя кора выветривания пород фундамента Березовского и смежных регионов // Березовский газоносный район. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971. Вып. 40. С. 57-62.

153. Нестеров И. И., Ростовцев Н. Н., Ясович Г. С. Трехозерная свита (нижне-средневолжский подъярус) // Основные типы разрезов мезозойскокайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСиб-НИГНИ, 1977. С. 34-35. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 121).

154. Нестеров И. И.(мл.), Бородкин В. Н., Милицкая К. А. Нижнемеловые стратоны и клиноформная модель строения Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогео-графии: Материалы Четвертого Всерос. совещания, г. Новосибирск, 19-23 сентября, 2008 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 132-135.

155. Никитенко Б. Л., Левчук Л. К., Хафаева С. Н. Этапность развития и особенности фациальной дифференциации сообществ фораминифер верхов средней и поздней юры // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 5. С. 546-567.

156. Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералогогеохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 92 с.

157. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / под ред. Н. А. Флоренсова, И. П. Варламова. М.: Недра, 1981. 239 с. (Тр. СНИИГ-ГиМС. Вып. 285).

158. Обстановки осадконакопления и фации / под ред. Х. Г. Рединга; пер. с англ. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с; Т. 2. 384 с.

159. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543).

160. Папулов Г. Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М.: Наука, 1974. 202 с.

161. Писецкий В. Б., Рещиков Д. Г. Принципиальные элементы в схеме блоковой динамики Западно-Сибирского мегабассейна // Литосфера. 2009. № 3. С. 87-90.

162. Подобина В. М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 388 с.

163. Подобина В. М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири . Томск: ТГУ, 2009. 432 с.

164. Попов В. И., Тихомиров С. В., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Ритмостратиграфические, циклостратиграфические и литостратиграфические подразделения. Ташкент: ФАН, 1979. 112 с.

165. Прозоровский В. А. Начала стратиграфии. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 228 с.

166. Путь в синергетику. Экскурс в десяти лекциях. М.: КомКнига, 2005. 304 с.

167. Рабинович С. Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1971. 262 с.

168. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961. 465 с.

169. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21–27 марта 1967 г.). Ч. 1. Тюмень-Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969. 143 с. Ч. 2. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1970. 273 с.

170. Решения 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (г. Тюмень, 14–18 мая 1990 г.). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 54 с.

171. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. (г. Новосибирск, 2003 г.) Новосибирск: СНИ-ИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3. на 31 листе.

172. Ритмостратиграфические подразделения. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 71 с.

173. Ровнина Л. В. Стратиграфическое расчленение континентальных отложений триаса и юры северо-запада Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1972. 110 с.

174. Ровнина Л. В., Пуртова С. И., Слабоспицкая Е. А. Микрофитопланктон пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 36-43.

175. Ровнина Л. В., Родионова М. К., Мазур В. М. и др. Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. М.: Наука, 1985. 104 с.

176. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

177. Романовский С. И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

178. Романовский С. И. Великие геологические открытия. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 224 с.

179. Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности / ОНТИ ВСЕГЕИ// Информ. сб. 1955. № 2.

180. Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская низменность. Очерки по геологии СССР (по материалам глубокого бурения). Л.: Гостоптехиздат, 1956. С. 54-110 с. (Труды ВСЕГЕИ. Т. 1, нов. серия; вып. 96).

181. Ростовцев Н. Н., Алескерова З. Т., Ли П. Ф. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Советская геология. 1955. Т. 55. Вып. 1. С. 37-50.

182. Рудкевич М. Я., Корнев В. А., Нежданов А. А. Формирование неантиклинальных и комбинированных ловушек в меловых отложениях Западно-Сибирской плиты и методика их поисков // Геология нефти и газа. 1984. № 8. С. 17-23.

183. Русский В. И., Коротков С. А., Алабушев Е. А., Кузнецов М. А. К вопросу о генезисе ооидных известковистых алевроаргиллитов вогулкинской

толщи Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Новые идеи в науках о Земле. М.: РГГРУ, 2009. Т. 1. С. 142.

184. Русский В. И., Федоров Ю. Н., Криночкин В. Г., Печеркин М. Ф., Коротков С. А. Новые данные о составе и строении кор выветривания пород доюрского основания Шаимского НГР Западно-Сибирской НГП // Литология и геология горючих ископаемых: межвузовский научный тематический сборник. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. Вып. I (17). С. 104-117.

185. Рыбак В. К., Волков М. А., Николаева Е. А. Особенности строения залежей нефти в отложениях викуловской свиты Красноленинского свода // Ускоренная разведка месторождений нефти и газа. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 59-62.

186. Савенко В. А. Палеогеоморфология севера Шаимского НГР (Западная Сибирь) в ранне-среднеюрское время //Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 207-209.

187. Савенко В. А., Алексеев В. П., Амон Э. О. Структурно-палеогеографические особенности средне-верхнеюрских продуктивных горизонтов Шаимского НГР и прилегающих территорий Западной Сибири // Ежегодник-2008 / Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 81-85.

188. Савенко В. А., Желудева О. Н, Сургутская С. Л. Особенности геологического строения северо-восточной части Урайского региона и возможности увеличения ресурсной базы// Пути реализации нефтегазового и руд потенциала ХМАО–Югра (Двенадцатая научно-практическая конференция). Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2009. Т.1. С. 191-201.

189. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход) / Ю. Н. Карогодин, В. А. Казаненков, С. А. Рыльков, С. В. Ершов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 200 с.

190. Седиментогенез и геохимия нижне-среднеюрских отложений юговостока Западной Сибири / В. С. Сурков, О. В. Серебренникова, А. М. Казаков и др. Новосибирск: Наука, 1999. 213 с.

191. Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

192. Сидоренков А. И., Нежданов А. А. О границе между федоровской и хорасоимской свитами на восточном склоне Приполярного Урала // Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С. 39-40 (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 121).

193. Симаков К. В. О некоторых методологических проблемах геохронологии и геохронометрии // Геологические этюды. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. С. 73-84.

194. Ситдикова Л. М., Аухатов Я. Г. Биогенно-кремнистые коллекторы Северо-Даниловского месторождения // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 212-213.

195. Ситникова З. И., Папулов Г. Н., Эдигер И. С., Амон Э. О. Опорный разрез меловых отложений южной части Зауральской структурно-фациальной зоны (Курганское Зауралье). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 140 с.

196. Смолин С. Н., Антонович Р. М. Влияние строения доюрских образований на перспективы нефтегазоносности юрских отложений по результатам интерпретации геолого-геофизических материалов // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Седьмая науч.-практ. конф.). Ханты-Мансийск, 2004. Т. 1. С. 140-145.

197. Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, А. В. Маслов, В. И. Русский, М. Ф. Печеркин, М. А. Пудовкина. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

198. Старосельцев В. С. Трансрегиональные линеаменты и движения плит // Разведка и охрана недр. 2007. № 8. С. 15-19.

199. Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

200. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. 592 с.

201. Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / В. П. Алексеев, Ю. Н. Федоров, В. А. Савенко. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.

202. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна / Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, М. И. Ритенберг, П. П. Тимофеев, З. В. Тимофеева. М.: Изд-во АН СССР. Ч. 1. 1959. 331 с. Ч. 2. 1960. 346 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 15).

203. Стюарт Р. В. Атмосфера и океан // Океан. М.: Мир, 1971. С. 44-61.

204. Сурков В. С., Смирнов Л. В. Тектоника нижнеплитного нефтегазоносного структурного этажа Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 2003. № 4-5. С. 22-26.

205. Тимофеев П. П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10-14.

206. Топычканов Б. В., Глушко Н. К., Комисаренко В. К. Литология и стратиграфия продуктивных отложений Шаимского нефтеносного района // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М.: Недра, 1968. С. 104-107. (Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 7).

207. Трубицына А. Н. Расчленение верхнеюрских отложений Тевлинско-Русскинского месторождения (Западная Сибирь) по палинологическим данным // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 243-245.

208. Трубицына А. Н., Ильина В. И. Биостратиграфия келловей-верхнеюрских отложений Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) по диноцистам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 235-236.

209. Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 158 с.

210. Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС – ИГНиГ СО РАН, 2001.

211. Ушатинский И. Н., Зарипов О. Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск: Среднеуральское кн. изд-во, 1978. 207 с.

212. Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой, кайнозой. Новосибирск: Наука, 1984. 150 с.

213. Федоров Ю. Н., Иванов К. С., Кормильцев В. В. и др. Основные черты строения и развития доюрского основания западной части ХМАО // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Девятая научно-практ. конференция). Ханты-Мансийск, 2006. Т. 1. С. 122-132.

214. Федоров Ю. Н., Криночкин В. Г., Иванов К. С., Краснобаев А. А., Калеганов Б. А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования) // Доклады РАН. 2004. Т. 397, № 2. С. 239-242.

215. Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири. Л.: Недра, 1972. 272 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 317).

216. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 375 с. (Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5).

217. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 456 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 234).

218. Фролов В. Т. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 2004. 128 с.

219. Фурсенко А. В., Троицкая Т. С., Левчук Л. К. и др. Фораминиферы дальневосточных морей СССР. Новосибирск: Наука, 1979. 398 с. (Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. Вып. 387).

220. Хабаров Е. М., Ян П. А., Вакуленко Л. Г., Попов А. Ю., Плисов С. Ф. Палеогеографические критерии распределения коллекторов в средневерхнеюрских отложениях юга Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. 2009. № 1. С. 26-33.

221. Хаин В. Е., Халилов Э. Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

222. Холодов В. Н. Кривая Л. И. Салопа – Дж. Гиллули – реальность или артефакт? // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 2. С. 49-65.

223. Хэллем А. Юрский период: пер. с англ. Л.: Недра, 1978. 272 с.

224. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность: пер. с англ. М.: Мир, 1983. 328 с.

225. Черных В. В. Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми Урала по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 217 с.

226. Шаимский нефтеносный район / под ред. И. И. Нестерова. Тюмень, 1971. 496 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 43).

227. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 161).

228. Шаровская Н. В. Комплексы фораминифер из юрских и нижнемеловых отложений Усть-Енисейского и Турухан-Ермаковского районов // Ученые записки. Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 23. Л.: НИИГА, 1968. С. 106-117.

229. Шатский С. Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 3-21.

230. Шванов В. Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). СПб.: Недра, 1992. 230 с.

231. Шерихора В. Я. О выделении васюганской свиты в составе верхнеюрских отложений // Вестник ЗСГУ и НТГУ. 1961. Вып. 2. С. 60-63.

232. Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Девятов В. П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480 с.

233. Шурыгин Б. Н., Пинус О. Б., Никитенко Б. Л. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация келловея и верхней юры (васюганский горизонт) юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 843-862.

234. Ян П. А. Обстановки формирования бат-верхнеюрских отложений и причины эволюции Западно-Сибирского бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 268-270.

235. Ян П. А., Бейзель А. Л., Вакуленко Л. Г. и др. О генезисе «базальных» пластов средне-позднеюрских трансгрессий в Западно-Сибирском осадочном бассейне // Литологические аспекты геологии слоистых сред: мат-лы 7-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 297-299.

236. Ян П. А., Вакуленко Л. Г., Аксенова Т. П. Сиквенс-стратиграфическая модель келловей-оксфордских отложений Назым-Тазовского междуречья // Перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской нефтегазовой провинции: мат-лы научно-практической конференции. Тюмень, 2004. С. 129-134.

237. Ясаманов Н. А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири (Палеогеографические факторы бокситонакопления). М.: Недра, 1976. 141 с.

238. Ясович Г. С. Стратиграфия верхнеюрских морских продуктивных отложений Березовского газоносного района // Советская геология. 1966. № 2. С. 34-38.

239. Ясович Г. С., Поплавская М. Д. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины // Минералогиче-

ские и геохимические показатели нефтегазоносных мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. С. 28-57.

240. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Sea-level changes: An integrated approach / Eds. Wilgus C.K. et al. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, Oklahoma. 1988. Spec. Publ. 42. P. 71–108.

241. Kennett J. P., Stott L. D. Abrupt deep-sea warming, palae-oceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene // Nature (London). 1991. Vol. 353. No. 6341. P. 225-229.

242. Sager W. W., Scotese C. R. Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions. N.Y.: Elsevier, 1989. 399 p.

243. Stelck C. R., Hedinger A. S. Foraminifera of the lower part of the Sully Formation (upper Albian), northeast British Columbia // Canadian Journal of Earth Science. 1983. Vol. 20. No. 8. P. 1249-1259.

244. Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // Science. 2001. Vol. 292 . No. 5517. P. 686-693.

Амон Эдуард Оттович - доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института геологии и геохимии УрО РАН, профессор кафедры литологии и геологии горючих ископаемых Уральского гос. горного университета. Основные научные интересы: историческая и региональная геология, палеогеография, стратиграфия и палеонтология фанерозоя регионов Большого Урала и Западной Сибири; теоретико-методологические аспекты геологии. Автор 315 опубликованных научных, учебных и учебно-методических работ.

> Алексеев Валерий Порфирьевич – доктор геологоминералогических наук, профессор, заведующий кафедрой литологии и геологии горючих ископаемых Уральского гос. горного университета; профессор (по совместительству) кафедры геологии и петрографии Тюменского гос. нефтегазового университета. Основные научные интересы: общие вопросы литологии, включая процессы самоорганизации в осадочных толщах (нелинейная седиментология); фациально-циклический анализ юрских терригенных толщ Северной Евразии. Автор более 300 научных и учебно-методических работ.

Глебов Алексей Федорович локтор геологоминералогических наук, зам. генерального директора по геологии и геофизике ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг». Золотая медаль Академии наук СССР 1985 г. Основные интересы: развитие методов комплексной интерпретации геологогеофизических сейсмических данных, И геологоматематическое моделирование при разведке и разработке нефтяных и газовых месторождении. Двадцать пять лет посвятил изучению строения месторождений Западной Сибири. Организовывал и возглавлял службы сейсмогеологического моделирования в институте «ТомскНИПИнефть» Восточной нефтяной компании и геофизическом предприятии «Сибнефтегеофизика»). Автор более 60 научных работ, в том числе трех монографий.

> Савенко Валентина Андреевна – начальник отдела планирования и мониторинга ГРР по объектам Шаимско-Красноленинского региона ООО «КогалымНИПИнефть». Научные интересы сосредоточены в области регионального и локального прогноза нефтегазоносности, литологии терригенных отложений, палеогеоморфологии и палеогеографии продуктивных интервалов Шаимского НГР Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автор и соавтор более 20 публикаций, многочисленных научно-исследовательских и производственных отчетов.

Федоров Юрий Николаевич – кандидат геологоминералогических наук, первый заместитель генерального директора ООО «КогалымНИПИнефть» по научной работе в области геологии. Основные научные интересы: геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность Западно-Сибирской провинции, геохимия редких и рассеянных элементов нефтегазосодержащих толщ и пластовых флюидов. Автор более 200 научных работ, включая три монографии.