ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА Западной Сибири

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА Западной Сибири



МОСКВА «[redacted]

УДК 553.98 (571.1)

Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975. 680 с. Авт.: А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др.

В настоящей книге обобщены результаты комплексного изучения Западно-Сибирской плиты. Стратиграфия, тектоника фундамента и чехла, палеогеография, гидрогеология и геохимия рассмотрены здесь с позиций достижения главной цели — выяснения закономерностей распределения в пространстве и времени зон нефтегазонакопления, а в их пределах — закономерностей расположения месторождений нефти и газа. Особое внимание уделено обоснованию проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Книга представляет интерес для геологов, работающих в области теоретических обоснований поисков и разведки месторождений нефти и газа.

Табл. 89, ил. 123, список лит.—401 назв.

Авторы: **А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, В. С. Сурков, А. А. Трофимук, Ю. Г. Эрвье.**

Г $\frac{20803—572}{043(01)—75}$ 246—75

© Издательство «Недра», 1975

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. Глубинное строение земной коры и фундамента Западно-Сибирской плиты 12

Глава II. Стратиграфия 76

Глава III. Тектоническое строение платформенного мезозойско-кайнозойского чехла 182

Глава IV. Палеогеография, палеобио- и палеофитоценозы 224

Глава V. Геох ия органического вещества, рассеянного в мезозойско-кайнозойских отложениях Западно-Сибирской плиты 263

Глава VI. Гидрогеология Западно-Сибирского артезианского бассейна 378

Глава VII. Нефтяные и газовые месторождения и их типы 426

Глава VIII. Физико-химические свойства нефтей, конденсатов и газов 515

Глава IX. История формирования нефтяных, газоконденсатных и газовых залежей 572

Глава X. Методика составления прогнозных на нефть и газ карт 596

Глава XI. Перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты 622

Предметный указатель 653

Список литературы 662

Введение

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция территориально приурочена к Западно-Сибирской плите. За сравнительно короткий срок в результате интенсивных поисковых и разведочных работ в этой провинции открыты такие месторождения нефти и газа, как Уренгойское, Медвежье, Заполярное, Ямбургское, Самотлорское, Мамонтовское, Усть-Балыкское, Советское, Правдинское, Федоровское и др.

Планомерные нефтепоисковые работы в пределах Западно-Сибирской равнины начались в 1948 г. Первое нефтепроявление зафиксировано в 1952 г. в Колпашевской опорной скважине (Томская область) в отложениях верхнего палеозоя. Первое газовое месторождение открыто в сентябре 1953 г. Березовской опорной скважиной в Тюменской области. Газ получен из верхнеюрских отложений. Первое нефтяное месторождение открыто в июне 1960 г. в пределах Трехозерной площади Тюменской области. Нефть получена из верхнеюрских отложений. Первая промышленная залежь нефти обнаружена в нижнемеловых отложениях на Мегионском месторождении в апреле 1961 г., первая промышленная залежь газа — в верхнемеловых отложениях в 1962 г. (Тазовская опорная скважина). Добыча газа началась в 1963 г. на Березовском месторождении, добыча нефти — в 1964 г. почти одновременно на Трехозерном, Мегионском и Усть-Балыкском месторождениях.

Перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты на ранних этапах изучения этого региона рассмотрены в работах, выполненных под руководством В. Г. Васильева, Д. В. Дробышева, В. П. Казаринова, М. К. Коровина, Н. А. Кудрявцева, Н. Н. Ростовцева, Д. А. Степанова, Н. П. Туаева и др. [65, 67, 120, 251, 277]. Современые представления о геологическом строении этого региона, закономерностях размещения залежей нефти и газа в нем, детальная характеристика открытых месторождений нефти и газа содержатся в работах больших коллективов исследователей, выполненных под ред. Ф. Г. Гурари, В. Д. Наливкина, И. И. Нестерова, Н. Н. Ростовцева, А. А. Трофимука, Э. Э. Фотиади и др. [6, 66, 68, 69, 110, 310 и др.], а также в монографиях по отдельным проблемам нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты [66, 68, 71, 72, 75, 94, 102, 209, 219, 229, 241, 248, 263, 274, 289, 336 и др.].

Эволюция представлений о тектонике и перспективах нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты отражена на тектонических и прогнозных картах, составленных для этой провинции коллективами СНИИГГИМСа и ЗапСибНИГНИ совместно с научно-исследовательскими и производственными

организациями в 1959, 1961, 1964, 1968 гг. под ред. Н. Н. Ростовцева и в 1973 г. под ред. И. И. Нестерова. Эти карты являются основой для планирования поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В пределах Западно-Сибирской равнины за 1948—1973 гг. проведены детальные и региональные геофизические работы. Вся территория равнины покрыта среднемасштабной аэромагнитной съемкой; более половины территории — детальными площадными сейсморазведочными работами; около 90% — региональными сейсмозондированиями; большие площади, особенно на севере плиты, — электроразведкой. На юге, где глубина до фундамента не превышает 2000 м, выполнены исследования методами ВЭЗ и ДЭВ. Сейсморазведочными работами выявлено около 1200 локальных поднятий, из них более 800 подготовлено к глубокому бурению, а на 500 локальных поднятиях уже проведено бурение.

Общий объем поискового бурения превысил 6,5 млн. м. Кроме того, для изучения регионального геологического строения верхних частей разреза платформенного чехла пробурено 1,3 млн. м мелких колонковых скважин (табл. 1).

В результате этих работ в пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции выявлено более 240 месторождений нефти и газа, в том числе с нефтью в виде залежей или нефтяных оторочек — 160. Геологоразведочные работы на нефть и газ выполнялись территориальными геологическими управлениями и трестами.

Руководство этими работами осуществляли в Главтюменьгеологии В. В. Ансимов, В. А. Абазаров, Ю. К. Агафонов, С. Г. Белкина, А. П. Баранов, Н. М. Бехтин, А. А. Гениеш, Ф. И. Иштиряков, А. Г. Краев, Ю. А. Крючков, Н. В. Мизинов, Н. М. Морозов, В. Т. Подшибякин, Л. И. Ровнин, Ф. К. Салманов, Б. В. Савельев, А. П. Стовбун, А. Д. Сторожев, В. Д. Токарев, В. С. Щербинин, Л. Г. Цибулин, А. Г. Юдин, Ю. Г. Эрвье и др.; в Новосибирском территориальном геологическом управлении Н. П. Запивалов, И. Г. Левченко, Ю. К. Миронов, А. И. Павленков, М. Н. Птицина, Н. Г. Рожок, В. С. Сурков, Г. М. Таруц и др.; в Томском территориальном геологическом управлении Е. Е. Даненберг, И. А. Иванов, В. А. Кондрашов, Н. В. Коптяев, Т. Н. Пастухова, Г. П. Худорожков и др.; в тресте Красноярскнефтегазразведка В. И. Млотек, В. Д. Накоряков, Д. Б. Тальвирский и др.

Западно-Сибирский седиментационный бассейн — уникальный объект для изучения всех геологических факторов, определяющих условия формирования залежей углеводородов. Здесь выявлены почти все типы залежей как по строению ловушек, так и по физико-химическим характеристикам залежей углеводородов. Сравнительно простое строение чехла, выдержанность на большие расстояния резервуаров, вмещающих залежи, и покрышек, контролирующих их распространение и изолирующих смежные резервуары, и многие другие геологические параметры позволяют даже на ограниченном количестве факторов устанавливать причинные связи между различными геологическими явлениями и достаточно уверенно прогнозировать последние.

Таблица 1

Объемы и стоимость геологоразведочных работ в пределах Западно-Сибирской провинции
(по состоянию на 1/I 1974 г.)

Наименование работ	Единицы измерения объемов работ	Объем работ в физическом выражении	Стоимость работ, млн. руб.	Часть от общих затрат, %
1. Геологическая съемка	тыс. км²	3200,0	0,99	0,06
2. Аэромагнитная съемка	»	6068,2	7,73	0,43
региональная	»	3017,3	1,80	
детальная	»	3050,9	5,93	
3. Электроразведочные работы	»	383,6	10,05	0,56
вертикальные зондирования (ВЭЗ)	тыс. км	27,5		
то же	тыс. км²	43,7	3,35	
региональные методом теллурических токов	»	216.7	3,04	
детальные методом теллурических токов	»	57,9	1,43	
методом магнито-теллурического профилирования	тыс. км	4,6	2,23	
и зондирования	тыс. км²	65,3		
4. Сейсморазведочные работы	тыс. км	427,4	403,51	22,52
региональные сейсмозондирования МОВ	тыс. км²	1292,3	31,71	
региональные площадные зондирования МПВ	»	202,7	2,39	
региональные маршрутные зондирования МПВ	тыс. км	11,4	5,45	
региональные маршрутные работы МОВ	»	18,2	13,95	
региональные речные работы МОВ	»	14,4	8,04	
региональные маршрутные работы КМПВ	»	8.1	10,50	
региональные работы методом ГСЗ	»	6,6	2,80	
детальные работы МОВ	»	365,6	320,30	
детальные работы МОВ ОГТ	»	2,7	7,20	
5. Прочие геофизические методы	»	—	67,31	3,75
6. Структурно-картировочное бурение	млн. м	1,3	34,75	1,94
профильное	»	0,5	15,27	
площадное	»	0,8	19,48	
7. Глубокое бурение	»	6,83	1267,41	70,74
опорное	»	0,07	26,12	
поисковое	»	2,43	473,00	
разведочное	»	4,33	768,29	

Добыча нефти, газа и конденсата по место

Месторождения	Добыча по			
	1963	1964	1965	1966
1. Добыча газа	1,7	2,5	3,3	565
Березовское	1,7	2,5	3,3	3,8
Северо-Игримское				0,3
Южно-Игримское				561,3
Пунгинское				
Похромское				
Тазовское				
Медвежье				
Мессояхское				
Соленинское				2,8
2. Добыча конденсата				
Северо-Игримское				
Южно-Игримское				2,8
Пунгинское				2866,2
3. Добыча нефти		208,9	953,3	980,7
Трехозерное		15,7	150,1	188,4
Мортымья-Тетеревское				5,3
Южно-Мортымьинское				3,2
Западно-Мортымьинское				11,3
Восточно-Тетеревское				28,4
Южно-Тетеревское				
Северо-Тетеревское				
Убинское		120,1	388,1	871
Усть-Балыкское			103,1	185
Западно-Сургутское				
Правдинское				
Мамонтовское				
Федоровское		73,1	284	347,3
Мегионское			28	195,0
Ватинское				
Мыхпайское				
Самотлорское				
Аганское				50,6
Советское				
4. Добыча попутного газа				
Трехозерное				
Усть-Балыкское				
Западно-Сургутское				
Правдинское				
Мамонтовское				
Самотлорское				
Мегионское				
Советское				
Итого добыто в пересчете на нефть	1,7	211,4	956,6	3434,0

Таблица 2

рождениям Западно-Сибирской провинции

годам: газ — млрд. м³, нефть (конденсат) — тыс. т

1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	Суммарная добыча на 1/I 1974 г.
5203	8230	9 110	9 624	10 968	13 512	18 181	75 401
4	5	5	7	8	9	10,8	60
2,2	14	275	582	908	788	277	2 847
		561	872	1 190	969	380	3 972
5196,4	8211	8 248	7 717	6 802	5 495	3 068	45 298
				357	2 117	2 847	5 321
			2	10	9	8	29
					1 970	9 290	11 260
		21	444	1 693	2 155	2 300	6 613
26,1	21,8	15,3	14,0	69,0	6,0	16	171
		2,0	2,0	9,5	1,0	3,8	35,8
		1,0	3,0	12,5	1,0		
26,1	21,8	12,3	9,0	47,0	4,0	12,5	135,5
5911,4	12 183,4	21 301	31 416	44 775	62 720	87 635	269 970
1266,4	1 202,4	1 291	1 390	1 554	1 386,3	999	10 236
811,9	1 547,1	2 308	2 534	3 000	3 039,8	3 048	16 477
26,2	41,8	138	161	149	151,7	202	875
52,7	138,6	97	77	109	147,8	137	7 620
19,2	21,9	22	39	105	159,3	205	583
110,8	135,6	160	416	510	692,6	990	3 043
			21	26	22,5	39	109
						28	28
2338,5	6073,6	8 294	9 424	10 855	12 488,6	13 700	64 553
222,1	1042,6	2 297	3 509	4 755	5 401,5	5 413	22 928
	481,7	1 402	1 765	2 415	3 580,4	5 183	14 827
			486	1 900	2 889,6	4 198	9 474
						203	203
574,6	820,3	1 949	3 085	3 444	3 679,6	3 760	18 017
258,0	225,3	518	845	1 289	2 050,6	3 361	8 770
						93	93
		1 350	4 289	9 929	21 144,8	39 006	75 719
						380	380
231,0	452,0	1 475	3 370	4 735	5 885,0	6 690	22 889
	5	10	33	29	47	34	158
			40	67	92	101	300
		3	4	6	66	66	145
			7	16	22	32	77
			1	6	1	1,4	9 4
				5	34	62	101
					5	5	10
					13	15	28
11 140,5	20 440,2	30 439,3	41 139	55 941	76 518	106 148	346 370

Не случайно с изучением этого региона связаны крупнейшие достижения в теории нефтяной геологии и геофизики, в области общих проблем стратиграфии, тектоники, литологии, геохимии, палеогеографии, гидрогеологии, геотермии нефтегазоносных провинций, в области классификации и методики поисков и разведки залежей нефти и газа, в области методики и техники изучения геофизическими методами строения осадочного чехла и фундамента плиты и комплексной интерпретации этих данных, в области теории образования нефти и формирования ее залежей, в области теории количественного прогноза нефтегазоносности и др. [296, 331, 332].

Крупный вклад в научное обобщение материалов по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты, в разработку теоретических проблем нефтяной геологии и геофизики внесли коллективы ВСЕГЕИ (М. С. Гуревич, Т. И. Осыко, О. В. Равдоникас, А. В. Хабаков и др.); ВНИГРИ (Д. В. Дробышев, В. Д. Наливкин, Н. Г. Чочиа, Г. П. Евсеев, Н. М. Кругликов, В. С. Лазарев, Г. П. Сверчков, К. А. Черников, Н. В. Шаблинская и др.); СНИИГГИМС (Ф. Г. Гурари, Н. Н. Ростовцев, С. И. Близниченко, В. В. Гребенюк, Т. И. Гурова, И. В. Дербиков, О. Г. Жеро, В. П. Казаринов, М. В. Касьянов, А. Э. Конторович, К. И. Микуленко, Ю. К. Миронов, Г. Б. Острый, Г. Н. Перозио, Е. Г. Сорокина, В. С. Старосельцев, В. С. Сурков, Л. Я. Трушкова, Д. Ф. Уманцев, А. С. Фомичев и др.); ЗапСибНИГНИ (Н. Н. Ростовцев, Г. П. Богомяков, И. И. Нестеров, М. Я. Рудкевич, А. А. Булынникова, А. М. Волков, Н. Х. Кулахметов, П. К. Куликов, В. И. Монастырев, В. М. Матусевич, В. А. Нуднер, Г. Э. Прозорович, А. В. Рыльков, В. Г. Смирнов, Б. П. Ставицкий, И. Н. Ушатинский, К. А. Шпильман, В. И. Шпильман и др.); НИИГА (И. С. Грамберг, Г. Н. Карцева, З. З. Ронкина, В. А. Соколов, Д. С. Сороков и др.); ИГГ СО АН СССР (А. А. Трофимук, Н. Н. Пузырев, В. Н. Сакс, Э. Э. Фотиади, В. С. Вышемирский, Ю. Н. Карогодин, С. В. Крылов, В. А. Николаев, Л. Я. Проводников и др.); ИГиРГИ (В. П. Маркевич, С. Г. Саркисян и др.); тематических партий Главтюменьгеологии (Г. К. Боярских, Н. Ф. Береснев, О. И. Ремеев, Л. И. Ровнин, Г. Р. Новиков, В. Г. Смирнов, А. В. Тян, А. Г. Юдин и др.); НТГУ (Н. П. Запивалов, П. А. Кукин, В. А. Минько, Ю. К. Миронов, К. А. Черников, М. Н. Птицина, И. Ф. Шамшиков, К. А. Шпильман и др.); ТТГУ (И. А. Иванов, Т. Н. Пастухова, Г. П. Худорожков и др.); треста КНГР (Н. И. Байбородских, В. Д. Накоряков, Д. Б. Тальвирский и др.).

На развитие научных исследований и геологоразведочных работ в Западной Сибири на всех этапах громадное влияние оказывали и оказывают основополагающие труды выдающихся советских геологов-нефтяников М. В. Абрамовича, А. М. Акрамходжаева, А. Г. Бабаева, А. А. Бакирова, И. О. Брода, М. С. Бурштара, В. В. Вебера, М. И. Варенцова, В. Г. Васильева, Н. Б. Васоевича, И. В. Высоцкого, Ф. Г. Гурари, И. С. Грамберга, И. М. Губкина, М. Ф. Двали, Г. Х. Дикенштейна, А. Ф. Добрянского, Н. А. Еременко, В. П. Казаринова, М. К. Калинко, А. А. Карцева, Ю. А. Косыгина, Н. А. Куд-

рявцева, С. П. Максимова, С. И. Миронова, М. Ф. Мирчинка, В. Д. Наливкина, С. Г. Неручева, Н. Н. Пузырева, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, Г. Е. Рябухина, В. Н. Сакса, С. Г. Саркисяна, В. В. Семеновича, В. А. Соколова, А. В. Сидоренко, Г. И. Теодоровича, Н. Ю. Успенской, В. А. Успенского, Э. Э. Фотиади, В. Е. Хаина, Н. Г. Чочиа, А. Л. Яншина и др.

Сегодня Западно-Сибирская плита — это природная лаборатория, в которой от гипотезы до обоснованной модели и проверки ее промышленным экспериментом проходит короткое время. Это позволило уже на начальных стадиях изучения Западно-Сибирской плиты выработать рациональный комплекс методов изучения геологического строения и методик геолого-экономического обоснования очередности выбора объектов для поисков и разведки месторождений нефти и газа. Этому во многом способствовала тесная взаимосвязь научных и производственных организаций, которые строили свои планы и исследования комплексно, с позиций изучения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции как единого региона.

Все это позволило при минимальных затратах в короткие сроки изучить основные особенности геологического строения, дать обоснованный прогноз распределения запасов нефти, конденсата и газа, сосредоточить поисковые и разведочные работы в наиболее перспективных районах и подготовить к эксплуатации месторождения. На основе подготовленной минералого-сырьевой базы быстрыми темпами стали развиваться нефте-и газо-добывающая промышленность, а на их основе — все народное хозяйство Западной Сибири. Темпы и объемы добычи нефти, газа и конденсата по месторождениям Западной Сибири приведены в табл. 2.

Глава I

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Западно-Сибирская плита имеет гетерогенный фундамент, перекрытый чехлом платформенных мезозойско-кайнозойских отложений. Фундамент — это термин свободного пользования, и в каждом конкретном случае его более строгое понятие уточняется или прилагательным, или географическим названием, характеризующим его отношение к каждой конкретной геоструктурной единице. Краевой прогиб, межгорная впадина, наложенная впадина и другие геоструктурные единицы имеют свой фундамент. Но все они вместе могут входить в состав фундамента более молодой и крупной геоструктуры. В этом случае под фундаментом понимается весь комплекс гетерогенных образований, залегающих под платформенным чехлом этой геоструктуры. Название его уточняется прилагательным, определяющим возраст наиболее древних отложений чехла или наиболее молодых образований фундамента. По отношению к Западно-Сибирской плите фундамент сложен доюрскими, а в ряде мест — дотриасовыми отложениями. В этом случае наиболее приемлемым является термин — домезозойский фундамент Западно-Сибирской плиты. По окраинам Западно-Сибирской плиты преимущественно палеозойский фундамент выведен на поверхность. На севере, северо-западе и западе плита ограничена горами Новой Земли, Уральским хребтом, на юге и юго-востоке — Центрально-Казахстанским нагорьем и Алтае-Саянской складчатой областью, на востоке — Енисейским кряжем.

Почти все исследователи считают, что структурные зоны, обрамляющие Западно-Сибирскую плиту, постепенно погружаются под мезозойско-кайнозойский платформенный чехол, прослеживаются под ним на большие расстояния, образуя фундамент плиты.

К фундаменту Западно-Сибирской плиты мы относим структурный комплекс, подстилающий мезозойско-кайнозойский платформенный чехол, начинающийся с нижне-среднеюрских отложений в районах, где фундамент консолидировался в герцинский цикл тектогенеза, и триасовых, местами юрских — в районах более древней его стабилизации.

В составе фундамента выделяются два структурных этажа. Нижний, или складчатый, представлен геосинклинальными, глубоко метаморфизованными, сильно дислоцированными породами докембрия и палеозоя, прорванными интрузивными образованиями различного состава и возраста. Между геосинклинальными образованиями, слагающими складчатое основание, и типично платформенными образованиями (чехлом) в пределах Западно-Сибирской плиты выделяется комплекс отложений, занимающий промежуточное положение. Этот комплекс относится к верхнему этажу фундамента. В его составе выделяются отложения краевых прогибов, межгорных и наложенных впадин и древних платформенных образований. Чаще всего с угловым несогласием на складчатом основании или на перечисленных выше геоструктурах залегают тафрогенные образования, слагающие верхнюю часть верхнего этажа

фундамента. В пределах Западно-Сибирской плиты они представлены эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями туринской и челябинской серий.

При изучении строения фундамента, особенно с точки зрения его нефтегазоносности, большое значение имеет выделение протоорогенных и дейтероорогенных этапов развития. Наличие последнего этапа (дейтероорогенного или вторичноорогенного) может свидетельствовать о глубокой переработке первичных орогенных образований и разрушении имевшихся залежей углеводородов.

§ 1. Методы и методика изучения глубинного строения земной коры и фундамента

Западно-Сибирская плита представляет собой огромную асимметричную впадину, заполненную мезозойско-кайнозойскими отложениями, мощность которых постепенно увеличивается от бортов к центру и на север. Максимальная мощность платформенных отложений достигает в центральной части плиты 3,5—4 км, на севере—8—10 км.

Породы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты характеризуются двумя важными особенностями, которые способствуют успешному применению геофизических методов при изучении строения земной коры и фундамента. Они практически немагнитные, вследствие чего аномалии магнитного поля обусловлены составом пород фундамента и особенностями его строения и в первую очередь отражают крупные неоднородности его.

Плотность мезозойско-кайнозойских отложений постепенно увеличивается вниз и к центру плиты. При этом не отмечается резких перепадов ее значений в горизонтальном направлении. В этом случае аномальное гравитационное поле, как и магнитное, также в основном отражает внутреннюю структуру фундамента и его состав.

В общем случае платформенный мезозойско-кайнозойский чехол не оказывает существенного влияния на характер гравитационного и магнитного аномальных полей, а аномалии этих полей вызываются теми же геологическими объектами, что и в окружающих плиту складчатых сооружениях. В соответствии с этим фундамент Западно-Сибирской плиты необходимо изучать путем совместного анализа гравитационного и магнитного аномальных полей с учетом данных глубокого бурения. Важным положением, позволяющим по геофизическим данным в комплексе с глубоким бурением достаточно точно судить о строении фундамента, является использование понятий о формациях историко-геологического и тектонического типа [18, 162, 354].

Для диагностики структурных зон фундамента обязательными условиями являются детальный сравнительный анализ гравитационных и магнитных полей по горному обрамлению плиты и разработка на этой основе комплексных геологических и геофизических признаков для классификации основных типов структурно-формационных зон.

По фундаменту Западно-Сибирской плиты накоплена достаточно обширная геологическая и геофизическая информация. Глубоких скважин, которые вскрывают фундамент на глубине 1000 м и более, насчитывается около двух тысяч, неглубоких (структурно-картировочных) — многие тысячи. Однако вскрывшие фундамент скважины располагаются на площади плиты неравномерно. Достаточно хорошо изучен бурением фундамент южной и цетральной

частей плиты. На севере, где резко увеличена мощность мезозойско-кайнозойских отложений, фундамент вскрыт единичными скважинами (см. приложение «Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления»).

Геофизические исследования на территории Западно-Сибирской плиты проведены широким комплексом и в больших объемах (см. табл. 1).

К настоящему времени территории Западно-Сибирской плиты и складчатого горного обрамления засняты аэромагнитной и гравиметровой съемками.

Рельеф поверхности фундамента и границы внутри него частично изучены сейсмическим методом с использованием преломленных и отраженных волн. На первой стадии исследований в зоне обрамления Западно-Сибирской плиты с глубиной залегания фундамента до 2000 м для этих целей применялась электроразведка методами ВЭЗ, ДЭЗ и ТТ.

Мезозойско-кайнозойский платформенный чехол представлен терригенными отложениями, в которых имеются несколько выдержанных на большие расстояния отражающих границ. В этих условиях изучение строения мезозойско-кайнозойского чехла ведется методом отраженных волн. Нижний опорный горизонт приурочен к баженовской свите (J^3).

Поверхность фундамента всюду служит четкой преломляющей границей. Причем на одних участках, где фундамент представлен отложениями верхнего структурного этажа, она характеризуется граничными скоростями 4700—5200 м/с. На участках, где мезозойско-кайнозойский чехол подстилается складчатым фундаментом, поверхность его характеризуется граничными скоростями 5200—6500 м/с. Сравнительно четкой отражающей границей поверхность фундамента является только в западной (Приуральской) части плиты.

Методом преломленных волн по непрерывным и точечным системам наблюдений на территории Западно-Сибирской плиты заснято более 200 тыс. км^2, главным образом в южной и центральной ее частях. На севере работы методом преломленных волн проведены в очень ограниченном объеме из-за больших глубин залегания поверхности фундамента.

В результате разработки и внедрения в практику методики точечных глубинных сейсмических зондирований стало возможным более широко исследовать строение коры Западно-Сибирской плиты.

Результаты исследований земной коры методом ГСЗ по отдельным маршрутам широко освещены в работах С. В. Крылова, Н. Н. Пузырева и др. [67, 168, 266 и др.]. Исследования земной коры выполнены вдоль региональных маршрутов: г. Ханты-Мансийск — г. Колпашево — г. Енисейск — г. Кова; г. Ханты-Мансийск — г. Омск — пос. Черлак; г. Барабинск — ст. Овечкино — г. Барнаул; г. Колпашево — г. Томск — г. Кемерово — г. Таштагол; г. Свердловск — г. Ишим; по рекам Васюган и Тым. Всего на территории Западно-Сибирской плиты и ее ближайшего горного обрамления выполнено 6,5 тыс. км профилей ГСЗ. Материалы по методу преломленных волн и глубинным сейсмическим зондированиям были проинтерпретированы С. В. Крыловым. Им построены сводные разрезы земной коры с графиками распределения скоростей упругих волн.

При изучении фундамента и выяснении общих закономерностей его строения главным является районирование по типам тектонического развития структур, т. е. выделение в фундаменте структурных зон, которые бы характеризовались вещественным составом и строением, отвечающими определенному типу тектонического развития на том или ином этапе общей геологической истории региона.

В континентальном сегменте земной коры выделяются три основных крупных элемента, отличающихся друг от друга геотектоническим строением и историей развития: области дорифейской консолидации — древние платформы; области рифейско-палеозойской консолидации — молодые платформы, эпиплатформенные орогенные пояса; области мезозойско-кайнозойской складчатости.

Древние платформы северного полушария сформировались в конце протерозоя, в последующее время они развивались как жесткие глыбы — кратоны. Доплатформенная история развития этих территорий во многом не ясна. По-видимому, они также прошли геосинклинальную, протоорогенную и дейтероорогенную стадии развития. Но тектоническая активность складчатых структур фундамента на древних платформах к началу формирования платформенного чехла, вследствие большого разрыва во времени между окончанием геосинклинального этапа и началом платформенного (500—700 млн. лет), угасла и не оказала существенного влияния на формирование структур чехла.

В пределах молодых платформ геосинклинальное развитие завершилось к концу палеозоя. Земная кора и осадочные формации изменяются здесь достаточно резко по мощности и составу пород. Тектоническая активность структур фундамента вследствие небольшого разрыва во времени между окончанием геосинклинального этапа и началом платформенного была высокой и играла важную роль в формировании структур осадочного чехла плит молодых платформ.

Западно-Сибирская плита вместе с окружающими ее складчатыми сооружениями Урала, Енисейского кряжа, Казахстана и другими является северной частью Урало-Сибирской молодой платформы. Она располагается между древними платформами и развивалась в течение четырех этапов: геосинклинального, протоорогенного, дейтероорогенного и платформенного. В каждом из первых трех этапов формировались зоны, которые характеризуются своей специфической внутренней структурой, набором парагенетически связанных метаморфических и магматических пород, интенсивностью проявления интрузивного и эффузивного магматизма. В одних структурно-формационных зонах независимо от возраста складчатых систем широко развиты формации гранитных батолитов, залегающих среди древних докембрийских и нижнепалеозойских пород (унаследованные антиклинории Урала, Северного Казахстана), а также в породах, близких к ним по возрасту (инверсионные антиклинории Томь-Колыванской, Калба-Нарымской, Западно-Саянской, Енисейской складчатых зон).

В других структурно-формационных зонах широко развиты метаморфические и вулканогенные формации основного и ультраосновного составов (синклинории Урала, Северного Казахстана, Алтае-Саянской складчатой области).

Третьего типа структуры являются зонами накопления молассовых, слабодислоцированных образований большой мощности (зоны краевых и межгорных прогибов) и преимущественно красноцветных осадочно-вулканогенных формаций (наложенные впадины Минусинского прогиба) и т. п.

Тесная связь между структурными зонами и формационным составом слагающих их образований (особенно магматических) создает благоприятные условия для расчленения верхней части земной коры по плотности и магнитной восприимчивости пород. Последнее четко отражается в гравитационном и магнитном полях в виде аномалий разных знаков, размеров и интенсивности.

Анализ геологического строения складчатых систем, физических свойств горных пород, слагающих структурные зоны, показывает, что земная кора в геосинклинальный, протоорогенный и дейтероорогенный периоды развивается

в направлении образования структурных зон, характеризующихся различными плотностью и магнитной восприимчивостью пород. В связи с этим в разновозрастных складчатых системах, прошедших одни и те же этапы развития, формируются структурные зоны приблизительно одного и того же типа, имеющие близкие средние значения плотности и магнитной восприимчивости пород и сходные характеристики гравитационного и магнитного полей. В структурных зонах разного типа развития разница в средних плотностях пород может достигать 0,10—0,18 г/см^3, а магнитной восприимчивости — сотни единиц на 10^{-5} ед. СИ, последнее находит отражение в геофизических полях (табл. 3).

Салаирские антиклинории Алтае-Саянской складчатой области (Саралинско-Аргинский, Батеневско-Беллыкский и др.), каледонские антиклинории Северного Казахстана (Улутауский, Кокчетавский и др.), герцинские антиклинории Урала (Восточно-Уральский, Мугоджарский и др.) и другие, в ядрах которых развиты докембрийские и нижнепалеозойские образования и гранитные батолиты завершающего цикла тектогенеза, отображаются отрицательными аномалиями силы тяжести и преимущественно отрицательными аномалиями магнитного поля. На Урале, по данным ГСЗ [231], и в Алтае-Саянской складчатой области [318] антиклинории этого типа имеют увеличенную мощность гранитно-метаморфического слоя.

Антиклинорные зоны инверсионного типа, сложенные в основном глинисто-сланцевыми толщами и синорогенными гранитными батолитами, характеризуются также отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Некоторые из них имеют увеличенную мощность гранитно-метаморфического слоя: Татарский антиклинорий Енисейского кряжа, Дербинский антиклинорий Восточных Саян (байкалиды); Центрально-Западно-Саянский, Холзунско-Чуйский антиклинории (каледониды); Калба-Нарымский, Новосибирский, Быррангский антиклинории (герциниды); антиклинории Большого и Малого Кавказа (альпиниды).

Положительными аномалиями силы тяжести и переменными магнитными характеризуются древние положительные структуры блокового типа: горстовые поднятия и выступы (Тараташский, Харбейский на Урале, Ангаро-Канский, Бирюсинский в Енисейском кряже и Восточных Саянах, Теректинский, Джебашский, Бийско-Катунский и другие в Алтае-Саянской области).

Унаследованные синклинории Урала (Магнитогорский, Тагильский, Зауральский и др.), Северного Казахстана (Стерлитамакский, Марьевский и др.), Алтае-Саянской складчатой области (Арбатский, Уйменско-Лебедской, Восточно-Салаирский и др.), сложенные образованиями главным образом начальных стадий геосинклинального цикла (спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, гипербазитовая и другие формации), в гравитационном и магнитном полях отражаются положительными аномалиями. В пределах синклинорных структур Урала, Алтае-Саянской складчатой области устанавливается уменьшенная мощность гранитно-метаморфического слоя [231, 322].

Краевые прогибы, расположенные в зоне сочленения складчатых систем с древними платформами (прогибы полного развития), а также на стыке складчатых систем, различающихся по возрасту на один тектонический цикл и более, отражаются отрицательными аномалиями магнитного поля (Предуральский, Урало-Казахстанский и другие прогибы). Для обоих типов краевых прогибов, по данным ГСЗ, устанавливается уменьшение мощности земной коры.

Зоны внутренних межгорных впадин и прогибов (синклинории инверсионного типа), выполненные молассовыми формациями, отражаются, как правило, положительными аномалиями силы тяжести и переменными аномалиями маг-

нитного поля. Отрицательными аномалиями силы тяжести и положительными магнитными характеризуются впадины наложенного типа (Южно- и Северо-Минусинские, Назаровская, Тенгизская, Тегульдетская, Кузнецкая и др.). Для них отмечается уменьшенная мощность земной коры, но резко увеличенная мощность гранитно-метаморфического и осадочного слоев.

Таким образом, в пределах складчатых систем горного обрамления аномальные гравитационное и магнитное поля отражают прежде всего структурно-формационную зональность, образующуюся к концу геосинклинального, протоорогенного и дейтероорогенного этапов развития земной коры. Поэтому анализ гравитационного и магнитного аномальных полей в тесной увязке с геологическими данными, по-видимому, позволит решить ряд принципиальных вопросов, в частности, произвести районирование складчатых областей по типам тектонического развития структур.

Фундамент Западно-Сибирской плиты представлен структурами того же типа, что и в складчатом горном обрамлении. Поэтому подобный анализ геофизических полей для районирования фундамента вполне правомочен. Однако как аномалии силы тяжести, так и магнитные аномалии от структурных зон фундамента в наблюденных гравитационном и магнитном полях затушеваны аномалиями от структур, образованных тектоническими движениями платформенного этапа.

Под воздействием этих движений одни участки складчатых полеозойских сооружений в мезозойско-кайнозойское время испытывали дифференцированное общее воздымание, образуя щиты, хребты и кряжи. Воздымание их сопровождалось денудацией складчатых зон, и одновременно происходило увеличение общей мощности земной коры под ними за счет верхнего базальтового слоя[1].

Другие участки складчатых сооружений в мезозойско-кайнозойское время испытывали общее погружение, образуя плиты, в частности Западно-Сибирскую и Туранскую. Образование их сопровождалось уменьшением общей мощности земной коры, но в это же время формировался осадочный платформенный чехол большой мощности.

Тектонические движения платформенного этапа, связанные с образованием щитов и плит молодых платформ, оказали прежде всего влияние на региональную составляющую гравитационного поля. В пределах современных складчатых сооружений и в зонах послескладчатого орогенеза гравитационное поле приобретает отрицательную напряженность, а в пределах плит — более повышенную и даже положительную. В пределах Западно-Сибирской плиты амплитуда вертикальных перемещений отдельных блоков в мезозойско-кайнозойский платформенный этап редко превышает 3 км, что слабо повлияло на изменение характера гравитационного и магнитного полей по сравнению с домезозойским этапом. Это подтверждено соответствующими расчетами вдоль профилей ГСЗ [66]. В целом же тектонические движения в период накопления чехла платформ существенно влияют на характер гравитационного и магнитного аномальных полей, изменяя в ряде случаев (Туранская плита) знак аномалии на противоположный [324]. Поэтому при выделении структурных зон в фундаменте необходимо предварительно «очистить» наблюденные поля от влияния структур, образованных в период накопления чехла. В частности, нужно исключить из наблюденного аномального поля Δg гравитационное влияние глубинного фактора, обусловленного рельефом поверхности Мохоровичича, а также поверхностного

[1] В этом случае появляется второй (нижний) базальтовый слой с граничной скоростью 7,5 км/с.

Геологические, геофизические и геоморфологические признаки осно

(составили В. С. Сур

Генетическая принадлежность структурных элементов к основным этапам развития земной коры	Тип геоструктур	Краткая геологическая характеристика	Размеры: ширина (в числителе), длина (в знаменателе), км	Средняя плотность пород[1], г/см³	Характеристика гравитационного аномального поля
Структуры геосинклинального этапа	1. Обращенные поднятия (антиклинории инверсионного типа)	Образуются в течение одного завершающего цикла тектогенеза на месте терригенно-сланцевых геосинклинальных прогибов большой мощности в результате инверсии последних. Фундаментом геосинклинальных прогибов служит кора континентального типа. Породы, слагающие прогиб, в процессе инверсии подвергаются интенсивной складчатости, региональному метаморфизму и гранитизации с образованием гранитных батолитов. По характеру складчатой структуры и направленности движений на завершающей стадии развития обращенные поднятия представляют собой антиклинории, но иногда из-за равной или несколько меньшей амплитуды инверсии, чем амплитуда предыдущего прогиба, по формальным признакам могут быть отнесены к синклинориям. Они ограничены глубинными разломами	50—150 / 450—750	2,67—2,68	Зоны линейных отрицательных аномалий
	2. Необращенные геосинклинальные прогибы миогеосинклинального типа (синклинории унаследованные)	Образуются в течение одного завершающего цикла тектогенеза на месте геосинклинальных прогибов. Основная часть разреза слагается глинисто-сланцевыми толщами. Ввиду относительно малой мощности отложений в завершающий цикл тектогенеза прогибы не претерпевают инверсии. По складчатой структуре они представляют собой синклинории, ограниченные глубинными разломами	30—100 / 250—500	2,66—2,68	Зоны отрицательных аномалий
	3. Необращенные геосинклинальные прогибы эвгеосинклинального	Образуются в завершающий или предшествующий завершающему циклу тектогенеза на месте геосинклинальных прогибов с корой океанического типа или континентальной с редуцированным гранитно-метаморфическим слоем. Основная часть	50—150 / 400—1000	2,74—2,78	Зоны линейных положительных аномалий

Таблица 3

вных геоструктурных элементов земной коры складчатых областей

ков, О. Г. Жеро)

Средняя магнитная восприимчивость пород, 10^{-6} ед. СИ[2]	Характеристика аномального магнитного поля [3]	Особенности глубинного строения	Выраженность в рельефе поверхности складчатого фундамента плит молодых платформ	Форма отражения в платформенном чехле молодых платформ [4]	Примеры
60—400	Зоны линейных, преимущественно отрицательных аномалий. К некоторым интрузиям гранитов приурочены локальные максимумы	Мощность гранитно-метаморфического слоя увеличена и составляет 20—25 км. Для структур в поперечнике более 100 км, возможно, увеличена и мощность земной коры	Зоны линейных поднятий	В виде линейных поднятий (мегантиклинали, антиклинали)	Западный и восточный антиклинории Большого Кавказа (альпиниды), Мангышлак (мезозоиды), Калба-Нарымский, Новосибирский (герциниды), Центрально-Западно-Саянский, Холзунско-Чуйский (каледониды), Татарский и Дербинский (байкалиды). В фундаменте Западно-Сибирской плиты — Пыль-Караминский, Тазовский, Парабельский и др. (герциниды)
0—300	Зоны преимущественно отрицательных аномалий	Не выяснено	Зоны прогибов	Прогибы (синклинали)	Зилаирский синклинорий Урала (герциниды), Калмык-Кульский синклинорий Казахстана (каледониды)
1300—2000	Зоны линейных положительных аномалий	Мощность гранитно-метаморфического слоя уменьшена и равна 15—20 км	То же	В виде мегасинклиналей, синклиналей	Тагильский, Магнитогорский, Восточно-Уральский и другие синклинории Урала (герциниды); Стерлитамакский, Марьевский и другие синклинории Северного Казахстана (каледо-

Генетическая принадлежность структурных элементов к основным этапам развития земной коры	Тип геоструктур	Краткая геологическая характеристика	Размеры: ширина (в числителе), длина (в знаменателе), км	Средняя плотность пород[1], см г/см³	Характеристика гравитационного аномального поля
	типа (синклинории унаследованные)	разреза слагается формациями главным образом начальных стадий геосинклинального развития (спилито-диабазовая, кварц-кератофировая и др.). Широко развиты интрузии габбро-плагиогранитного и основного составов и гипербазитовые пояса в прибортовых частях. Гранитные интрузии менее характерны и представлены небатолитовыми телами. По складчатой структуре они представляют собой синклинории, ограниченные глубинными разломами. Морфологически это большой протяженности линейные зоны со сложной пликативной и дизъюнктивной тектоникой			
	4. Необращенные поднятия (антиклинории унаследованного типа)	Образуются в завершающий тектонический цикл или в предшествующие завершающему на месте геосинклинальных поднятий. В их присводовых частях развиты более древние складчатые комплексы. Стратиграфические разрезы приосевой зоны антиклинориев характеризуются резким сокращением мощностей в сравнении с мощностями одновозрастных пород смежных синклинориев, частыми перерывами в осадконакоплении и размывами. Породы в процессе геосинклинального цикла подвергались дальнейшей складчатости, региональному метаморфизму и гранитизации. В дислоцированном комплексе древних пород широко развиты гранитные батолиты, образованные в завершающий тектонический цикл. По складчатой структуре они представляют собой антиклинории	50—100 / 500—1000	2,68—2,72	Зоны линейных отрицательных аномалий
	5. Срединные, устойчивые (краевые) массивы	Срединные массивы представляют собой участки докембрийской консолидации, окруженные более молодыми складчатыми системами приблизительно одного возраста складчатости. Устойчивые массивы располагаются по периферии складчатой системы на контакте разновозрастных систем. На их поверхности	Изометричной формы, различных размеров	2,70—2,75	Зоны повышенной напряженности. Простирание аномалий в ряде случаев дискордантно

Средняя магнитная восприимчивость пород, 10^{-3} ед. СИ [2]	Характеристика аномального магнитного поля [3]	Особенности глубинного строения	Выраженность в рельефе поверхности складчатого фундамента плит молодых платформ	Форма отражения в платформенном чехле молодых платформ [4]	Примеры
					ниды), Арбатский, Уйменско-Лебедской, Восточно-Салаирский и другие синклинории Алтае-Саянской складчатой области (салаириды). Герцинские синклинории в фундаменте Западно-Сибирской плиты: Лянинский, Шеркалинский и др.
100—400	Зоны линейных преимущественно отрицательных аномалий. К некоторым интрузиям гранитов приурочены локальные максимумы	Мощность гранитно-метаморфического слоя составляет 20—25 км. Для структур в поперечнике более 100 км, возможно, увеличена и мощность земной коры	Зоны линейных поднятий	В виде мегантиклиналей или антиклиналей	Герцинские антиклинории Урала: Восточно-Уральский, Мугоджарский и другие; каледонские антиклинории Северного Казахстана: Улутауский, Кокчетавский и др.; антиклинории Алтае-Саянской складчатой области: Саралинско-Аргинский, Батеневско-Беллыкский и др. В фундаменте Западно-Сибирской плиты: Шаимский, Северо-Сосьвинский, Тобольский, Верхнедемьянский и др.
0—600	Зоны слабоположительных и отрицательных аномалий	Мощность земной коры различна, зависит от современного положения массива в складчатой области	В рельефе поверхности фундамента развиты выступы и впадины нелинейной формы	В виде синеклиз, осложненных поднятиями сводового типа и впадинами	Рудно-Алтайский, Теректинский, Бийско-Катунский, устойчивые (краевые) массивы Алтае-Саянской складчатой области. В пределах Западно-Сибирской плиты: Уват-Ханты-Мансийский срединный массив и Барнаульский устойчи-

Генетическая принадлежность структурных элементов к основным этапам развития земной коры	Тип геоструктур	Краткая геологическая характеристика	Размеры: ширина (в числителе), длина (в знаменателе), км	Средняя плотность пород, г/см³	Характеристика гравитационного аномального поля
		развиты осадочные и эффузивные образования, по возрасту синхронные геосинклинальным образованиям соседних геосинклинальных систем. Возможно присутствие также и осадочных пород, более древних, чем геосинклинальный комплекс. Кислый интрузивный магматизм проявляется достаточно широко, особенно в окраинных частях			простиранию аномалий соседних складчатых систем
	6. Древние выступы	Жесткие останцы обычно архейских, реже протерозойских складчатых систем, участвующие в строении ядер крупнейших структур или существующие в виде горстов и разделяющие антиклинории и синклинории	Небольшие размеры	2,75—2,80	Зоны положительных аномалий
	7. Краевые поднятия	Развиваются на границе геосинклинальной системы с областью более ранней консолидации, когда основной структурой геосинклинальной системы является сланцевый прогиб. Характерная черта поднятий — присутствие вулканических формаций, соответствующих периоду прогибания сланцевого трога	40—70 / 200—300	2,71—2,74	То же
Структуры протороогенного этапа	8. Внутренние межгорные прогибы и впадины	Выделяются два типа внутренних прогибов. Первые прогибы образуются на месте геосинклинальных поднятий и небольших срединных массивов в течение одного (завершающего) тектонического цикла. Они характеризуются широким развитием молассовых образований данного цикла. Магматизм эффузивный. Прогибы, образованные на срединных массивах, имеют изометрическую форму, и в этом случае их правильнее именовать внутренними впадинами. Прогибы второго типа образуются в пределах центральных частей унаследованных синклинориев эвгеосинклинального типа. Они также выполнены орогенными молассовыми формациями. Межгорные прогибы в этом случае наследуют синклинории без видимого перерыва и несогласия	50—100 / 500—1000	2,73—2,75	»

Продолжение табл. 3

Средняя магнитная восприимчивость пород, 10^{-6} ед. СИ[2]	Характеристика аномального магнитного поля [3]	Особенности глубинного строения	Выраженность в рельефе поверхности складчатого фундамента плит молодых платформ	Форма отражения в платформенном чехле молодых платформ [4]	Примеры
		и от размеров массивов			вый массив
126—630	Зоны положительных и отрицательных аномалий	Не выяснено	Поднятия	Поднятия сводового типа	Тараташский и Харбейский выступы Урала, Ангаро-Канский выступ Енисейского кряжа, Канская глыба Восточных Саян, Джебашский выступ Западных Саян
378—630	Зона преимущественно положительных аномалий	Не выяснено	Поднятия	Не выяснено	Буготакско-Митрофановское, Чарское поднятия в пределах Обь-Зайсанской складчатой системы и Куртушибинское — в пределах Западно-Саянской
126—630	Зоны отрицательных и положительных аномалий	Уменьшенная мощность гранитно-метаморфического слоя. Для впадин — уменьшенная мощность земной коры	Зоны линейных прогибов и впадин	В виде синклиналей или впадин	Куринский прогиб на Кавказе, Уйменско-Лебедской, Манский и другие прогибы в Алтае-Саянской складчатой области. Межгорные прогибы и впадины фундамента Западно-Сибирской плиты

Генетическая принадлежность структурных элементов к основным этапам развития земной коры	ип геостр ктур	Краткая геологическая характеристика	Размеры: ширина (в числителе), длина (в знаменателе), км	Средняя плотность пород[1], г/см³	Характеристика гравитационного аномального поля
	9. Красные прогибы	Образуются в заключительную стадию развития геосинклинальной системы. Закладываются вдоль зон сочленения геосинклинальной системы с древней платформой, срединным или устойчивым массивом, складчатой системой более ранней консолидации. Они выполнены осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями. В зависимости от полноты комплексов молассовых формаций выделяются прогибы полного, среднего и начального типов развития	50—100 / 400—1000	2,66—2,68 [5]	Зоны отрицательных аномалий для прогибов полного развития
Структуры дейтеророгенного этапа	10. Унаследованно-наложенные и наложенные впадины и мульды	Образуются на срединных и устойчивых докембрийских массивах или в пределах складчатых систем, консолидация которых произошла значительно раньше (минимум на один тектонический цикл). Как следствие этого, в основании наложенных впадин имеются значительный перерыв и структурное несогласие. Выполнены полуплатформенными, главным образом красноцветными формациями, а также угленосными осадочными отложениями большой мощности и эффузивами. Для структур, образованных в среднем и позднем палеозое, характерно прогибание на стадии молодой платформы	50—200 / 200—400	2,65—2,67	Зоны отрицательных аномалий
	11. Горстовые поднятия	Образуются в тех же регионах, что и наложенные впадины, и разделяют впадины и мульды. Они представляют собой крупные блоки, простирание которых, как правило, не соответствует простиранию складчатых (геосинклинального типа) структур, слагающих эти блоки. Структуры, образованные в среднем и позднем палеозое, испытывают воздымание на стадии молодой платформы	50—200 / 200—400	2,73—2,75	Зоны положительных аномалий. Внутри зон аномальное поле резко дифференцировано

Продолжение табл. 3

Средняя магнитная восприимчивость пород, 10^{-6} ед. СИ [2]	Характеристика аномального магнитного поля [3]	Особенности глубинного строения	Выраженность в рельефе поверхности складчатого фундамента плит молодых платформ	Форма отражения в платформенном чехле молодых платформ [4]	Примеры
0—600	Зоны положительных и отрицательных аномалий	Наблюдается подъем поверхности Мохоровичича для прогибов полного развития	Зоны линейных прогибов	В виде прогибов	Предуральский прогиб полного развития, прогибы среднего развития: Горловский, Урало-Казахстанский
400—600	Зоны положительных аномалий в случае широкого проявления эффузивного магматизма	Уменьшенная мощность земной коры и гранитно-метаморфического слоя	Зоны впадин	В виде впадин изометрической формы	Тувинская, Южно- и Северо-Минусинские, Кузнецкая, Тенгизская впадины. В пределах Западно-Сибирской плиты — Тегульдетская Касская, Маковская впадины и др.
100—2000	Зоны положительных и отрицательных аномалий разной дифференциации	Горстовые поднятия в поперечнике 100 км и более характеризуются увеличенной мощностью земной коры за счет базальтового слоя	Зоны поднятий	В виде сводов или валов	Кузнецкий Алатау, Салаир, хр. Арга, Салгонский кряж, Бирюсинско-Ангарский горст. В фундаменте Западно-Сибирской плиты — Улу-Юльский, Среднечулымский, Малохетский, Мессояхский горстовые выступы и др.

Генетическая принадлежность структурных элементов к основным этапам развития земной коры	Тип структур	Краткая геологическая характеристика	Размеры: ширина (в числителе), длина (в знаменателе), км	Средняя плотность пород[1], г/см³	Характеристика гравитационного аномального поля
	12. Грабены (рифы)	Линейно вытянутые узкие бассейны, возникшие в конце орогенного или в переходный этап развития земной коры. Ориентировка их подчас дискордантна простиранию структур складчатой системы. В одном случае (рифты) они выполнены эффузивно-осадочными и в основном эффузивными образованиями базальтоидного ряда, в другом (грабены) — преимущественно осадочными образованиями. Образование рифтов связано с движениями растяжения земной коры. На стадии молодой платформы крупнейшие грабены-рифты, возникшие в начале мезозоя, характеризуются интенсивным прогибанием	$\frac{40—60}{200—1000}$ и более	2,75—2,76[6]	Зоны линейных положительных аномалий (в случае широкого проявления базальтового магматизма)

[1] Глубина, до которой проводился расчет средних плотностей пород структурных зон, принята
[2] 1 ед. магн. восприим. СИ = 79,5775·10⁻³ ед. магн. восприим. СГСМ.
[3] Дается относительная характеристика гравитационного и магнитного аномальных полей.
[4] На стадии молодой платформы унаследованное развитие складчатых структур фундамента в чехле образования чехла был небольшим. Для плит, чехол которых представлен мезозойско-кайнозойскими нид, наименьшая — в пределах салаирид и байкалид.
[5] Указанные средние плотности пород для прогибов полного развития. Средние плотности пород
[6] Средние плотности пород рифтовых зон с широким проявлением базальтового магматизма.

фактора, связанного с изменением мощности и состава отложений чехла. Такое остаточное гравитационное поле будет более точно отражать структуры фундамента плиты.

Типы структурных зон, формирующихся в складчатых областях и фундаменте плиты, и их характерные геологические признаки рассмотрены в многочисленных трудах советских и зарубежных ученых [18, 80, 162, 225, 321, 350, 351, 360]. На основании этих представлений и сравнительного анализа различных структурных зон, данных ГСЗ и геофизических аномалий в пределах складчатых областей Советского Союза (Центральный Казахстан, Урал, Алтае-Саянская складчатая область, Енисейский кряж, Кавказ и др.) были разработаны геологические, геофизические и глубинные признаки (табл. 3) структурных зон, сформировавшихся в геосинклинальный, протоорогенный и дейтероорогенный этапы развития земной коры [66, 322]. На основании этих признаков в фундаменте Западно-Сибирской плиты и ее горном складчатом обрамлении выделены структурные зоны разного типа развития.

При выяснении строения фундамента плиты использованы все фактические

Продолжение табл. 3

Средняя магнитная восприимчивость пород, 10^{-6} ед. СИ [2]	Характеристика аномального магнитного поля [3]	Особенности глубинного строения	Выраженность в рельефе поверхности складчатого фундамента плит молодых платформ	Форма отражения в платформенном чехле молодых платформ [4]	Примеры
400—600	Зоны положительных аномалий (в случае проявления базальтового магматизма)	Не выяснено	Зоны прогибов	В виде желобов	Челябинский и другие грабены восточного склона Урала. В фундаменте Западно-Сибирской плиты: Колтогорско-Уренгойский, Усть-Тымский, Аганский грабены и др. В Алтае-Саянской области — Борусский, Тайдонский и другие грабены

равной 15 км.

наиболее четко проявляется в тех случаях, когда перерыв между завершением складчатости и началом отложениями, наибольшая степень унаследованности структур чехла будет в пределах поздних герци-

прогибов среднего и начального типов развития значительно выше.

геологические и геофизические материалы, полученные в последнее время. Представительность этого материала не везде одинакова. Геологические и геофизические материалы более полно переинтерпретированы для западной, южной и центральной частей плиты, где в настоящее время выполнены большие объемы геофизических работ, а фундамент вскрыт многочисленными скважинами. Северная часть плиты пока мало изучена геофизическими и буровыми работами, поэтому данные о фундаменте этой части базируются главным образом на интерпретации геофизических материалов с учетом выявленных зависимостей и строения фундамента центральной части плиты.

При геологическом картировании поверхности фундамента в пределах Западно-Сибирской плиты важное значение имеют как керновый материал буровых скважин, так и геофизические данные. Несомненно, чем больше пробурено скважин, вскрывших фундамент, тем точнее будет закартирована его поверхность. Для небольших участков прибортовой, главным образом западной части плиты, где в настоящее время пробурено большое число скважин, построены детальные геологические карты поверхности фундамента [108].

Для Западно-Сибирской плиты в целом, несмотря на все возрастающее число скважин, которые вскрывают фундамент, их недостаточно для построения кондиционной геологической карты по поверхности доюрского фундамента. В связи с этим ведущее место для выделения под осадочным платформенным чехлом магматических, метаморфических и осадочных комплексов пород должны занять геофизические методы.

Складчатый фундамент Западно-Сибирской плиты на значительной территории слагается магматическими образованиями различного состава и возраста, которые на многих участках плиты вскрыты глубокими скважинами. Площади распространения этих образований в фундаменте при построении тектонических карт определяются по особенностям строения и характеристике гравитационного и магнитного аномальных полей [310, 319, 359].

Анализ гравитационного и магнитного аномальных полей над интрузивными и эффузивными комплексами горного обрамления Западно-Сибирской плиты показал, что в зависимости от основности магматические породы характеризуются определенными аномалиями силы тяжести и магнитного поля.

Кислые интрузии, особенно гранитные батолиты, всегда характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями различной интенсивности. Последнее зависит от размеров и мощности тела. В магнитном поле отрицательными аномалиями отражаются только гранитные батолиты (синорогенные). Гранитные интрузии посторогенного типа в большинстве случаев в магнитном поле характеризуются положительными аномалиями.

Магматические комплексы основного состава всюду отражаются положительными аномалиями силы тяжести и магнитного поля. Такую же характеристику гравитационного и магнитного полей имеют и ультраосновные породы, но интенсивность аномалий над телами ультраосновных пород более значительна. Кроме того, ультраосновные породы, как правило, располагаются в прибортовых частях структурных зон. В этом случае они выделяются интенсивными узкими положительными аномалиями магнитного поля, а в гравитационном поле располагаются в зоне повышенных градиентов. Над серпентинитами гравитационное поле имеет положительную, но пониженную интенсивность. Характеристика гравитационного и магнитного аномальных полей над магматическими телами различного состава горного обрамления приведена в табл. 4.

Изучение физических свойств горных пород по керну скважин показывает, что в фундаменте Западно-Сибирской плиты магматические комплексы кислого, основного и ультраосновного составов имеют близкие характеристики гравитационного и магнитного полей [122]. Магматические комплексы пород кислого состава, вскрываемые скважинами, всюду характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, отрицательными либо положительными аномалиями магнитного поля, а в рельефе фундамента они приурочены к зонам поднятий [1]. Породы основного и ультраосновного составов характеризуются положительными аномалиями силы тяжести. В магнитном поле они всегда отражаются положительными аномалиями. К интрузиям ультраосновного состава приурочены узкие зоны линейных интенсивно положительных магнитных аномалий.

---

[1] В зоне обрамления гранитные массивы выражены повышенными отметками современного рельефа. В фундаменте, по данным бурения, гранитные массивы вскрываются, как правило, в зоне поднятий.

Таблица 4

Геофизическая характеристика магматических комплексов в пределах складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты
(по данным Г. М. Зайцевой, В. С. Суркова, Д. Ф. Уманцева)

Магматические комплексы	Гравитационное поле	Магнитное поле, среднее значение, γ
Урал		
Кислые	—	—30 *
Основные	+	+250
Ультраосновные	+	+850
Эффузивы (силур — нижний девон)	+	Положительные поля изометричной формы
Центральный Казахстан (северная часть)		
Кислые	—	(—170) — (+600) **
Основные	+	+870
Ультраосновные	+	+1230
Алтае-Саянская складчатая область		
Кислые	—	(—240) — (+200) ***
Основные	+	+770
Ультраосновные	+	1000
Енисейский кряж		
Кислые	—	—200
Основные	+	+400

* Отрицательными значениями характеризуется верхнепалеозойская гранитная формация. Над среднепалеозойскими интрузиями гранодиоритов на ряде участков отмечаются положительные аномалии.

** Интенсивные максимумы магнитного поля отмечаются над гранитными интрузиями молодого (пермского) возраста.

*** Положительной интенсивностью магнитного поля характеризуются граниты позднего палеозоя в пределах древних массивов.

Эффузивные образования характеризуются положительными аномалиями магнитного поля расплывчатых очертаний, соответствующих конфигурации структурных зон, которые заполняют эффузивы. Гравитационное поле в зоне развития эффузивных формаций может быть и положительным, и отрицательным, и отражает степень участия эффузивных образований. Эффузивные формации, как правило, приурочены к отрицательным структурам, в то время как интрузии основного и ультраосновного составов тяготеют к поднятиям фундамента или располагаются в разломах прибортовых частей структурных зон.

На настоящей стадии изученности фундамента бурением и геофизическими методами на основе комплексного анализа представляется возможным выделять только группы формаций, свойственных геосинклинальному, протоорогенному и дейтероорогенному этапам развития.

Используя понятие формация как комплекс парагенетически связанных пород, образованных на определенной стадии развития складчатой области и характеризующихся определенными свойствами, можно по небольшому интервалу разреза вскрываемых скважинами пород достаточно достоверно отделить геосинклинальные группы формаций от протоорогенных или дейтероорогенных, а с учетом физических свойств этих пород по скоростям упругих волн, гравитационным и магнитным аномалиям трассировать их распространение на значительные расстояния.

Геосинклинальные группы формаций характеризуются широким развитием кремнистых, сланцевых, терригенно-вулканогенных и интрузивных комплексов. Основными их особенностями являются большие мощности, глубокий метаморфизм, интенсивная дислоцированность и большое количество интрузий, а также линейно полосовое распространение на значительные расстояния. Последняя особенность с учетом характера гравитационного и магнитного аномальных полей была использована для диагностики геоструктурной принадлежности пород в фундаменте плиты на участках, где структуры горного обрамления непосредственно погружаются под мезозойско-кайнозойский платформенный чехол.

Геосинклинальные группы формаций, содержащие в своем составе гранитоидные интрузии, как правило, развиты в пределах поднятий фундамента и залегают непосредственно под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. Кроме того, отмечается определенная закономерность в изменении их состава по площади. На западе плиты распространены глубокометаморфизованные группы формаций нижнего палеозоя, верхнего протерозоя и формаций гранитных батолитов позднепалеозойского возраста. В центральных районах — это главным образом сланцевые толщи, метаморфизм и дислоцированность пород которых значительно меньше, а возраст указанных формаций, как правило, среднепалеозойский. Тот же возраст имеет и большинство гранитоидных интрузий. Преимущественная приуроченность геосинклинальных пород указанного состава к поднятиям рельефа фундамента Западно-Сибирской плиты отражает один из закономерных признаков, отражающих в фундаменте антиклинорные зоны.

Группы формаций начальных стадий геосинклинального развития вскрываются скважинами в прогнутых зонах западной и центральной частей плиты, что по аналогии с обрамлением связывается с развитием в фундаменте синклинорных зон. Для уточнения площадей распространения групп геосинклинальных формаций и приближенного определения состава пород (по геофизическим данным) были проанализированы сведения о физических свойствах пород по крупным складчатым структурным зонам обрамления.

В табл. 3 приведены средние значения плотности и магнитной восприимчивости наиболее распространенных пород. При этом отмечается достаточно выдержанная их плотностная характеристика для отдельных крупных структурных элементов.

Средняя плотность пород синклинорных зон, сложенных образованиями главным образом начальных стадий геосинклинального цикла, составляет на Урале 2,78 г/см^3, в Центральном Казахстане 2,73 г/см^3, Алтае-Саянской области 2,75 г/см^3.

Антиклинории, сложенные гнейсами, кварц-полевошпатами, сланцами и глубокометаморфизованными породами и формациями гранитных батолитов, характеризуются средней плотностью пород 2,63—2,72 г/см^3. Еще меньшие значения средней плотности (δ = 2,66 г/см^3) имеют геосинклинальные породы инверсионных антиклинориев.

Для синклинориев Урала магнитная восприимчивость в среднем равна $2041 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а для антиклинориев $126 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Приведенные данные указывают на четкую разницу в плотностной и магнитной характеристиках геосинклинальных образований антиклинорных и синклинорных зон Урала и герцинид Казахстана и Алтае-Саянской области. Избыточная плотность пород на контакте этих зон равна 0,10—0,14 г/см^3, а разница в средней намагниченности составляет сотни гамм. Необходимо отметить, что средняя плотность пород геосинклинальных формаций, вскрываемых скважинами на поднятиях поверхности фундамента плиты, близка к плотностям пород антиклинорных зон обрамления.

Таким образом, представляется возможным по гравитационным и магнитным данным прослеживать группы геосинклинальных формаций, слагающие зоны антиклинориев или синклинориев, от обрамления под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты.

Косвенным признаком, указывающим на присутствие в фундаменте геосинклинальных формаций, могут быть данные о граничных скоростях пород. На основании сопоставлений установлено, что значения граничных скоростей геосинклинальных формаций фундамента, как правило, превышают 5,3 км/с.

Отложения, объединяемые в верхний структурный ярус фундамента на территории Западно-Сибирской плиты, как правило, выполняют прогнутые зоны складчатого фундамента. Терригенные и карбонатные формации этих отложений имеют пониженные плотность и магнитную восприимчивость, а также низкие значения граничных скоростей (до 5000 м/с). Породы эффузивной формации, наоборот, характеризуются повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью и большими значениями граничных скоростей. Кроме того, согласно данным бурения, отмечается четкое районирование этих отложений по возрасту. В западной и центральной частях они представлены нижнемезозойскими образованиями (орогенный комплекс герцинид). В пределах южного обрамления (Северный Казахстан) нижним возрастным диапазоном этих образований являются девонские отложения. В гравитационном и магнитном аномальных полях площади их распространения могут выделяться достаточно четко по зонам положительных аномалий Δg и ΔT_a, а в рельефе поверхности складчатого фундамента — по прогнутым зонам.

В общем случае на основании анализа материалов представляется возможным обосновать комплекс прямых и косвенных признаков выделения в доюрском фундаменте основных групп формаций, характеризующих основные этапы развития фундамента. Указанные признаки различного типа формаций приведены в табл. 5.

Прямые (геологические) и косвенные (геофизические и структурные) признаки выделения в фундаменте площадей распространения разных групп формаций послужили основой для заключения о геологическом строении поверхности доюрского фундамента плиты.

Возраст и состав отдельных формаций или групп формаций определяется на основании изучения керна скважин по данным определений абсолютного возраста или палеонтологическим остаткам. В северных районах, где отсутствуют глубокие скважины, вскрывшие фундамент, возраст формаций определен условно, но границы распространения разных групп формаций на основе изложенных выше комплексных признаков нами проведены достаточно уверенно.

Геологические и геофизические критерии выделения площадей развития групп геосинкл комплексов в фундаменте
(составили В. С. Су

Группы формаций и магматические комплексы	Сравнительная характеристика пород, вскрываемых скважинами в фундаменте, и образований, развитых в пределах горного обрамления	Характеристика морфологии рельефа поверхности фундамента
Геосинклинальные группы формаций (нижний структурный этаж)	Кремнистые, кремнисто-глинистые, слюдистые и кварц-полевошпатовые сланцы, аналогичные породам докембрия — раннего палеозоя, слагающим осевые части антиклинориев Урала и Центрального Казахстана	Зоны поднятий
	Филлиты и глинистые сланцы, аналогичные верхнедевонско-нижнекаменноугольным образованиям Калба-Нарымской и Колывань-Томской зон	То же
	Карбонатные породы и разнообразные сланцы глубокой степени метаморфизма, аналогичные протерозойским образованиям Енисейского кряжа и Восточных Саян	»
	Метаморфизованные терригенные породы, эффузивы среднего и основного составов, аналогичные образованиям раннего — среднего палеозоя, слагающим синклинории Урала	Зоны прогибов
Дейтероорогенные (переходные) группы формаций (верхний структурный этаж)	Песчано-глинистые породы, эффузивы и эффузивно-осадочные образования относительно слабой степени дислоцированности и метаморфизма, аналогичные среднепалеозойским образованиям Минусинских впадин и Кузбасса, Экибастузской, Карагандинской, Тенгизской впадин Казахстана	»
Протоорогенные группы формаций герцинид	Песчано-глинистые и эффузивные породы позднего палеозоя и раннего мезозоя, аналогичные протоорогенным образованиям, выполняющим краевые прогибы и верхние горизонты синклинориев	То же
Комплексы интрузивных пород кислого состава	Гранитоиды, гранитные батолиты	Максимально приподнятые участки фундамента
Комплексы интрузивных пород основного и ультраосновного составов	Габбро, гипербазиты, серпентиниты	Прибортовые прогнутые зоны фундамента
Комплексы эффузивных пород основного состава (траппы)	Эффузивно- и эффузивно-осадочные образования основного состава, аналогичные траппам Сибирской платформы, Кузбасса и Тургайского прогиба	Зоны прогибов и грабенов

Таблица 5

инальных, протоорогенных и дейтероорогенных (переходных) формаций и магматических Западно-Сибирской плиты
рков, О. Г. Жеро)

Характеристика гравитационного поля	Характеристика магнитного поля	Граничная скорость упругих волн, км/с	Область распространения групп формаций в пределах фундамента Западно-Сибирской плиты
Зоны отрицательных аномалий	Зоны преимущественно отрицательных аномалий (для Северного Казахстана — положительные)	5—6	Западная (Приуральская) и южная (Приказахстанская), возможно, северо-западная части плиты
То же	Зоны преимущественно отрицательных аномалий	5—6	Центральная и, возможно, северная части плиты
Зоны положительных аномалий	Зоны отрицательных и положительных аномалий	5,6—6,5	Восточная и северо-восточная части плиты
То же	Зоны положительных аномалий	5—6	Западная часть плиты
Зоны отрицательных аномалий	Зоны положительных аномалий	Около 5	Юго-восточная и восточная части плиты, Уват-Ханты-Мансийский район
Положительные аномалии в пределах синклинориев, отрицательные — в краевых прогибах	Зоны положительных (синклинорий) и отрицательных аномалий	Менее 5	Западная, центральная и, вероятно, северная части плиты
Интенсивно отрицательные аномалии	Отрицательные и положительные аномалии	Более 6	Главным образом западная южная, центральная и, вероятно, северная части плиты
Интенсивно положительные аномалии или зоны градиентов	Интенсивно положительные анамалии	Более 6	Повсеместно
Положительные аномалии	Положительные аномалии	Более 5	»

§ 2. Основные черты строения земной коры

Рассмотрение строения земной коры в свете последних данных, полученных методом ГСЗ, изучение продольных волн далеких землетрясений имеют очень важное значение для познания некоторых принципиальных черт развития фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты.

Первые сведения о глубинном строении земной коры Западно-Сибирской плиты были опубликованы в работах Р. М. Деменицкой, Г. И. Каратаева, Э. Э. Фотиади, А. А. Борисова и др. [27, 98, 128, 346]. Они базировались на установленной стохастической зависимости между мощностью земной коры и интенсивностью гравиметрических аномалий Буге. Во всех работах наименьшая мощность земной коры отмечается в северной части плиты (35 км). В сторону горного обрамления (особенно на юг) она постепенно увеличивается, причем погружение поверхности Мохоровичича происходит плавно, без заметных колебаний ее рельефа.

Из анализа этих первых работ нельзя сделать каких-либо выводов о связи структуры земной коры с особенностями строения фундамента Западно-Сибирской плиты. На указанных схемах не отражены принципиальные различия в строении отдельных зон плиты. Строение земной коры в пределах плиты трактуется довольно простым и не отражает тех интенсивных тектонических процессов, которые имели место на этих территориях в палеозойское и мезозойское время.

Данные точечных глубинных сейсмических зондирований, несмотря на меньшую детальность изучения глубинных частей разреза по сравнению с непрерывными системами наблюдений, указывают на большую сложность строения земной коры Западно-Сибирской плиты. На разрезах земной коры, как правило, отмечается от двух до четырех границ, но непрерывно на всех профилях прослеживаются только поверхность фундамента и граница Мохоровичича.

В средней части разреза на глубинах 15—30 км (по данным отраженных волн) устанавливается вторая граница, которая по методу преломленных волн прослеживается только на профиле Ханты-Мансийск — Колпашево. Граничная скорость на этой границе равна 7 км/с, что позволило С. В. Крылову отнести ее к поверхности Конрада. Форма залегания ее достаточно резкая, возможно, даже уступообразная, с разрывом сплошности. По отношению к поверхности Мохоровичича она часто залегает несогласно.

В верхней части разреза фундамента отмечается еще один горизонт с $v_г$ = = 6,3—6,4 км/с. Он прослеживается не везде и, как правило, на участках, где поверхность фундамента характеризуется скоростью $v_г$ = 5,2—6,4 км/с.

С. В. Крыловым приведены данные (табл. 6) по средним значениям глубин до границы Мохоровичича и величинам граничных скоростей на ее поверхности в пределах Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления.

Минимальная глубина до подошвы земной коры (32 км), по данным ГСЗ, устанавливается в районе г. Омска, а также на севере плиты [346]. Максимальная мощность земной коры (44—45 км) отмечается на востоке (в Приенисейской части) плиты. На фоне общего погружения поверхности Мохоровичича в сторону обрамления в поведении ее наблюдаются локальные ундуляции амплитудой в среднем 5 км (рис. 1). Причем, как указывает С. В. Крылов, ундуляции эти имеют, возможно, флексурный характер.

Величина средней граничной скорости по поверхности Мохоровичича составляет 8 км/с. В сторону горного обрамления (особенно Урала и Северного Казахстана) значения граничных скоростей увеличиваются.

Таблица 6

Средние глубины до границы Мохоровичича и граничные скорости на ее поверхности

Район	$H_м$, км	$v_г$, км/с	Примечания
Западно-Сибирская плита	36	7,9—8,1	По С. В. Крылову
Енисейский кряж	45	8,1	То же
Алтае-Саянская складчатая область (Салаир, Томь-Колывань)	45—46	8,0—8,1	»
Средний Урал	45—50	8,2—8,4	По В. С. Дружинину и др.
Северный Казахстан	45—50	8,25—8,4	По А. К. Антоненко, Г. К. Дубровскому

Граница Конрада в среднем находится на глубине 20—22 км. На одних участках она выполаживается до 17 км (Александровское — Усть-Тым), в пределах других — опускается до 28 км (район Ханты-Мансийска). Особенно резко эта граница воздымается к югу от г. Омска, на небольшом участке в районе пос. Черлак. На таких участках поверхности Мохоровичича и Конрада, как правило, залегают между собой несогласно.

Анализ поведения внутрикоровых границ, в том числе и поверхности Мохоровичича, их взаимоположение, мощности гранито-метаморфического и базальтового слоев, отмечаемые на разрезах ГСЗ, показывают сложную историю развития территории Западно-Сибирской плиты на протяжении палеозойского и мезозойского этапов ее развития.

С мезозойской и кайнозойской эрами связано формирование, с одной стороны, плит, с другой — щитов, кряжей, хребтов, образующих в совокупности молодую платформу. При этом плиты испытывали общее непрерывное погружение, а щиты, хребты, кряжи — воздымание. Тектонические движения этого времени отразились на общем уменьшении мощности земной коры на территории Западно-Сибирской плиты и ее увеличении под горными сооружениями обрамления. Восходящие и нисходящие движения в нижних горизонтах коры фиксируются по уступам поверхности Мохоровичича, а в верхних — по наличию мезозойских платформенных отложений.

Осредненная поверхность, фиксируемая данными ГСЗ и сопоставляемая с поверхностью Мохоровичича, представляет собой, по-видимому, границу раздела, по которой происходит изменение физического состояния вещества, вызванного этими движениями. Последнее хорошо подтверждается сведениями о граничных скоростях. Небольшие граничные скорости (7,9—8,1 км/с) по поверхности Мохоровичича и относительно малые глубины ее залегания в пределах Западно-Сибирской плиты свидетельствуют о том, что уменьшение мощности земной коры произошло в мезозойско-кайнозойское время за счет нижней части базальтового слоя путем причленения ее к верхней мантии. Увеличение же средних граничных скоростей по поверхности Мохоровичича до 8,0—8,4 км/с под горными сооружениями указывает на то, что мощность земной коры здесь возросла за счет пород верхней части мантии. В результате воздымания крупных блоков эти породы по физическим свойствам стали более близкими к породам базальтового слоя.

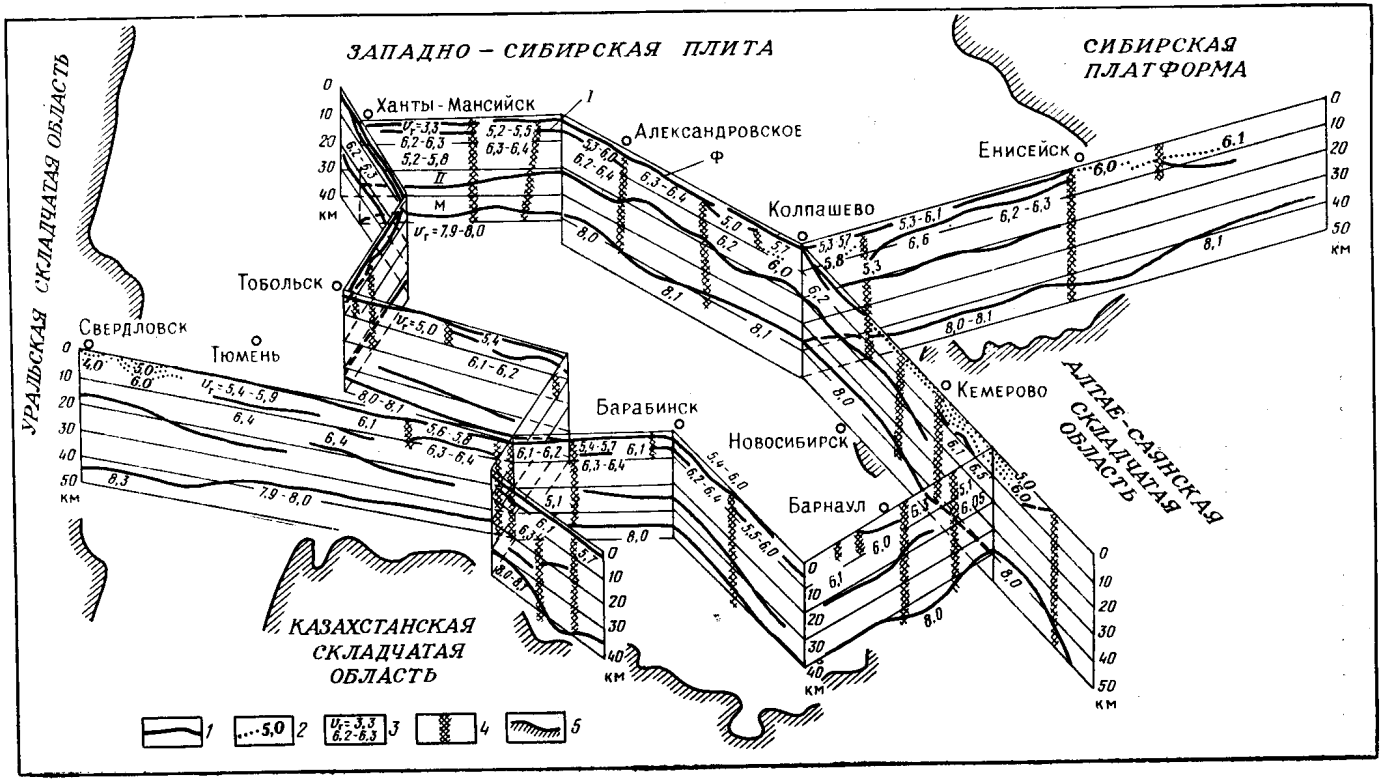


Рис. 1. Блок-схема строения земной коры Западной Сибири (по С. В. Крылову)

1 — сейсмические границы: *Ф* — поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты (преломляющая граница), *I* — преломляющая граница внутри фундамента, *II* — отражающая граница в толще кристаллической коры, *M* — подошва земной коры (отражающая и преломляющая граница); *2* — изолинии пластовых скоростей (в км/с) по данным рефрагированных волн; *3* — граничные скорости в км/с; *4* — зоны глубинных разломов; *5* — границы складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты

Несогласное поведение границы Конрада относительно поверхности Мохоровичича, отмечаемое на профилях ГСЗ, пересекающих Западно-Сибирскую плиту, Урал, Салаир, Енисейский кряж, вполне удовлетворительно объясняется тектонической активизацией, которая проявилась здесь в начале мезозоя и в палеоген-неогеновое время. Складчатые сооружения Урала, Салаира, Енисейского кряжа в мезозое и кайнозое испытали интенсивное воздымание, которое сопровождалось увеличением мощности земной коры (за счет верхней мантии) и уменьшением мощности гранитно-метаморфического слоя (за счет разрушения его).

Несогласное залегание поверхностей Конрада и Мохоровичича в пределах Западно-Сибирской плиты на участках Александровское — Усть-Тым и к югу от Омска мы объясняем теми же причинами — тектонической активизацией, которая проявилась здесь в начале мезозоя. В этих районах резко возрастает мощность земной коры за счет базальтового слоя; в верхней части разреза исчезает преломляющий горизонт с $v_г = 5{,}2—6{,}0$ км/с, а поверхность фундамента характеризуется повышенными значениями граничных скоростей: 6,3—6,4 км/с (рис. 2, 3).

В начале мезозоя фундамент плиты был нарушен серией глубинных разломов, в пределах которых образовались крупнейшие грабен-рифты: Колтогорско-Уренгойский, Усть-Тымский и др. Они, как показано ниже, секут складчатые структуры фундамента почти под прямым углом. Формирование этих крупнейших рифтов вызвало резкий подъем участка фундамента, заключенного между ними, и образование положительной структуры (блока) большого радиуса кривизны. Резкий подъем блока в предплатформенный период сопровождался его эрозией и выводом на поверхность более древних метаморфизованных образований и гранитных интрузий, которые вскрываются глубокими скважинами в пределах Александровского мегавала. В общем случае строение земной коры на участке Александровское — Усть-Тым и к югу от Омска вполне удовлетворительно объясняется нижнемезозойской тектонической активизацией.

Проявление складчатых (геосинклинального типа) движений, сформировавших Томь-Колыванскую ветвь герцинид, а также дейтероорогенных, обусловивших образование наложенных верхнепалеозойских впадин, особенно четко отразились на разрезах ГСЗ по профилю Колпашево — Томск — Кемерово — Таштагол (рис. 4). Здесь под Томь-Колыванской складчатой зоной мощность земной коры увеличена на 5—6 км и составляет 45 км, а под Кузнецким прогибом она резко сокращена и не превышает 39 км.

Инверсия геосинклинального режима в центральной части Томь-Колыванской зоны и последующее ее воздымание вызвали увеличение мощности земной коры за счет не только базальтового слоя, но и, по-видимому, гранитно-метаморфического. Формирование же верхнепалеозойского Кузнецкого прогиба и его погружение в начале мезозоя обусловили резкий подъем поверхности Мохоровичича и уменьшение мощности земной коры, которое отмечается в пределах всех крупных зон, испытавших интенсивное погружение (Касская впадина, Предуральский краевой прогиб и др.).

В общем случае сложное строение внутрикоровых границ, в частности поведение поверхностей Конрада и Мохоровичича, нами объясняется относительной молодостью складчатых систем и крупными тектоническими перестройками фундамента и складчатого горного обрамления в палеозойское и мезозойско-кайнозойское время.

На древних платформах, где складчатые системы стабилизировались более 1500 млн. лет тому назад, такой картины на разрезах ГСЗ не наблюдается.

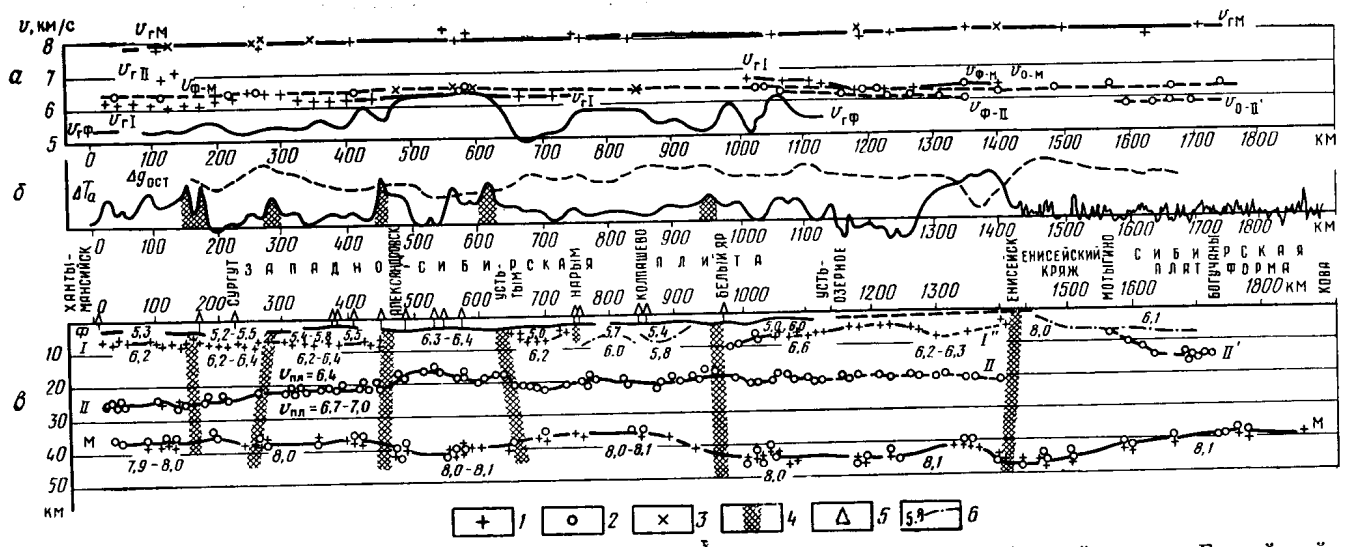


Рис.2. Сейсмический профиль через центральные и восточные районы Западно-Сибирской плиты, Енисейский кряж и западную часть Сибирской платформы (по С. В. Крылову)

а — графики скорости упругих волн: $v_{гФ}$, $v_{гI}$, $v_{гII}$, $v_{гM}$ — граничные скорости для границ Ф, I, II, M; $\bar{v}_{Ф-М}$, $\bar{v}_{Ф-II}$, $\bar{v}_{О-М}$ — средне-интервальные скорости в толщах пород между соответствующими сейсмическими границами. *б* — графики: $\Delta g_{ост}$ — остаточных аномалий силы тяжести; ΔT_a — аномалий напряженности магнитного поля (заштрихованы протяженные в плане аномалии); $A_{пр}/A_{отр}$ — отношение амплитуд колебаний преломленной и отраженной волн от границы М при удалении от источника около 200 км;

в — сейсмический разрез.

1 — глубина и скорости по данным преломленных волн; *2* — то же, по данным отраженных волн, *3* — скорости по данным совместной обработки отраженной и преломленной от одной границы волн; *4* — зоны глубинных разломов: *5* — скважины; *6* — изолинии скорости (в км/с) по данным рефрагированных волн

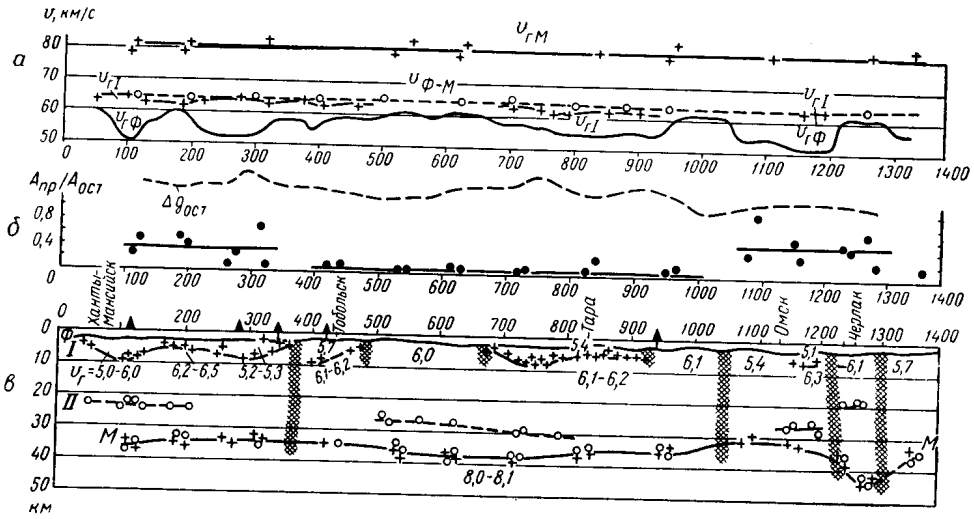


Рис. 3. Сейсмический профиль через юго-западную часть Западно-Сибирской плиты, по р. Иртыш (по С. В. Крылову)

Усл. обозначения см. на рис. 2

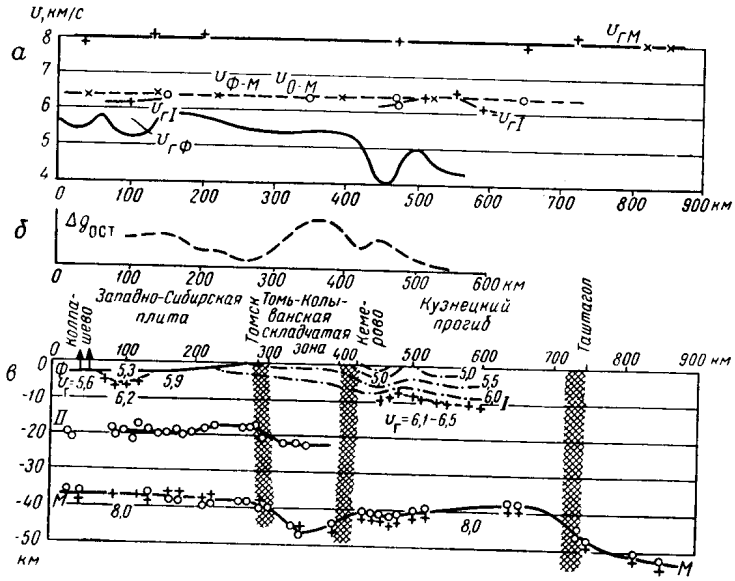


Рис. 4. Сейсмический профиль через юго-восточную часть Западно-Сибирской плиты, Томь-Колыванскую складчатую зону и Кузнецкий прогиб (по С. В. Крылову)

Внутрикоровые границы и поверхность Мохоровичича на древних платформах фиксируют состояние земного вещества, обусловленное постгеосинклинальными движениями, главным образом эпейрогенического характера. Дифференциация земного вещества на древних платформах, вызванная геосинклинальными и орогенными этапами развития, за столь длительный период под воздействием диффузионных и изостатических процессов к настоящему времени снивелировалась и, конечно, не может фиксироваться по анализу результатов

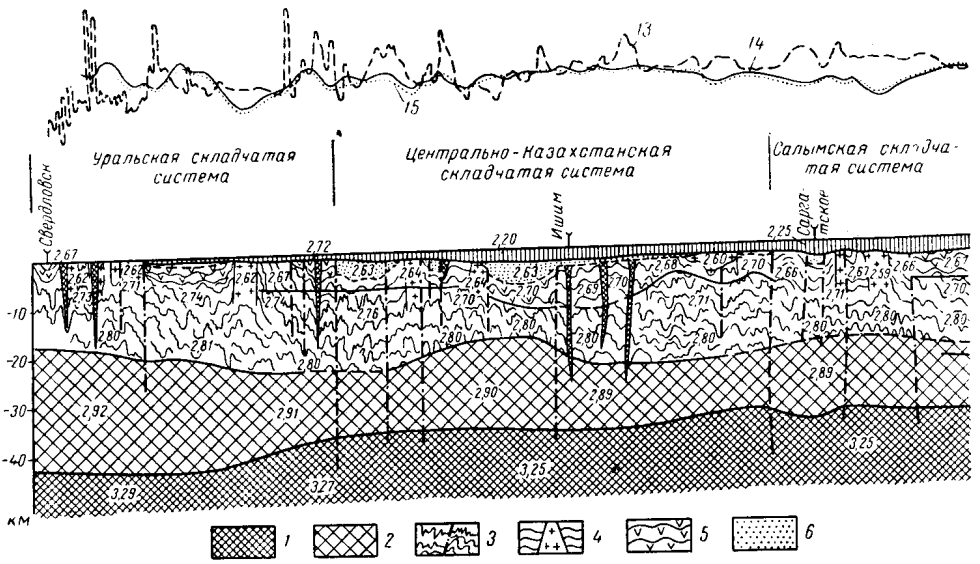


Рис. 5. Модель строения земной коры по профилю ГСЗ Свердловск — Усть-Нарык. Соста по С. В. Крылову, Б. И. Мишенькину,

1 — верхняя мантия; *2* — базальтовый слой; гранито-метаморфический слой: *3* — докембрийские склад осадочный слой (протоорогенный и переходный структурные ярусы); *7* — гранитоиды; *8* — основные и чехол; *11* — границы внутри земной коры (*а* — по сейсмическим данным, *б* — расчетные); *12* — расчетная

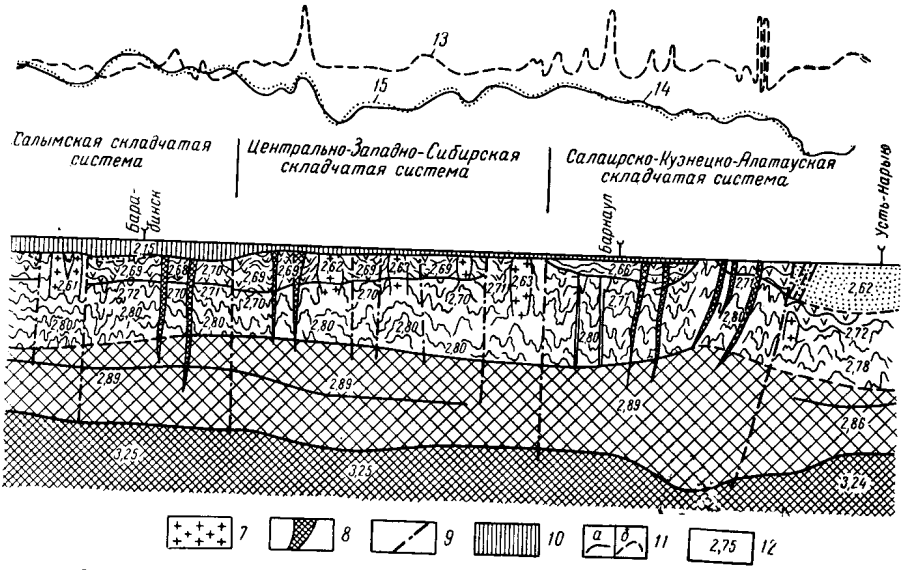
глубинных сейсмических зондирований. Для складчатых систем палеозойского и особенно мезозойского возраста дифференциация вещества земной коры по физическим и упругим свойствам до настоящего времени остается достаточно большой, и поэтому граница их раздела четко фиксируется данными ГСЗ.

Следовательно, тектонические процессы, протекающие в земной коре и верхней мантии, приводят к дифференциации состава вещества земной коры. Граница между блоками с различными составом и строением тем резче, чем моложе эти блоки. Сейсмические внутрикоровые границы, по-видимому, характеризуют дифференциацию вещества земной коры по физическим свойствам. Поведение этих границ и их взаимоположение не постоянны, а изменяются во времени под воздействием разного рода тектонических процессов, в том числе и изостатических. Поверхность фундамента характеризуется различными граничными скоростями, но в большинстве районов скорость не превышает 6 км/с. На некоторых участках, особенно несогласного поведения границ Мохоровичича и Конрада, поверхность фундамента характеризуется скоростью $v_г = 5{,}2—6{,}4$ км/с.

Ниже первой преломляющей границы наблюдается вторая граница с $v_г =$ $= 6{,}3—6{,}4$ км/с, которая прослеживается неповсеместно, и, по-видимому,

ее природа неодинакова в различных частях плиты. Например, на участке Ханты-Мансийск — Александровское вторая граница с $v_г = 6{,}3—6{,}4$ км/с, скорее всего, отражает верхнюю кромку более метаморфизованных пород, подобно тому как это наблюдается на профилях ГСЗ в пределах древних щитов (Балтийский и др.).

На участке Белый Яр — Енисейск второй преломляющий горизонт с $v_г = 6{,}2—6{,}5$ км/с нами рассматривается как граница, соответствующая поверх-



вили О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков (сейсмические границы А. Л. Рудницкому, В. Д. Суворову)

чатые комплексы; *4* — палеозойские антиклинорные зоны; *5* — палеозойские синклинорные зоны; *6* — ультраосновные интрузивные тела; *9* — глубинные разломы; *10* — мезозойско-кайнозойский платформенный плотность блоков земной коры; *13* — кривая ΔTa; *14* — кривая Δg; *15* — кривая Δg расчетная от модуля

ности складчатого нижнепалеозойского и докембрийского фундаментов. Горизонт с $v_г = 5{,}8—6{,}1$ км/с, залегающий на 5—6 км выше этой границы, отвечает поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты и связан с кровлей среднепалеозойских образований. В этой части плиты повсеместно глубокими скважинами вскрываются осадочные образования среднего и нижнего палеозоя (Белоярская, Мартовская, Касская, Тегульдетская, Ярская и др.), а глубины до верхней кромки магнитоактивных тел вдоль профиля ГСЗ, как правило, здесь совпадают со второй преломляющей границей.

Горизонт с $v_г = 6{,}3—6{,}5$ км/с на других профилях ГСЗ, пересекающих Западно-Сибирскую плиту, в пределах одних зон представляет собой структурную границу, а в пределах других — отвечает смене пород с различными стадиями метаморфизма. Более подробно природа глубинных сейсмических границ рассмотрена в работе С. В. Крылова [167].

В общем случае приведенный анализ строения земной коры, по данным ГСЗ, указывает на ее блоковую структуру. На профилях ГСЗ сейсмические границы имеют флексурообразную форму или даже отмечаются разрывы сплошности пород амплитудой 3—7 км. Эти участки, как правило, хорошо

отражаются в гравитационном и магнитном аномальных полях в виде зон градиентов Δg или положительных аномалий ΔT_a. Все это подтверждает существование в земной коре глубинных разломов, уходящих своими корнями глубоко в мантию. В пределах Западно-Сибирской плиты С. В. Крыловым выделено 14 блоков, разделенных глубинными разломами. Судя по характеристике гравитационного и магнитного аномальных полей, блоков такого типа, несомненно, больше.

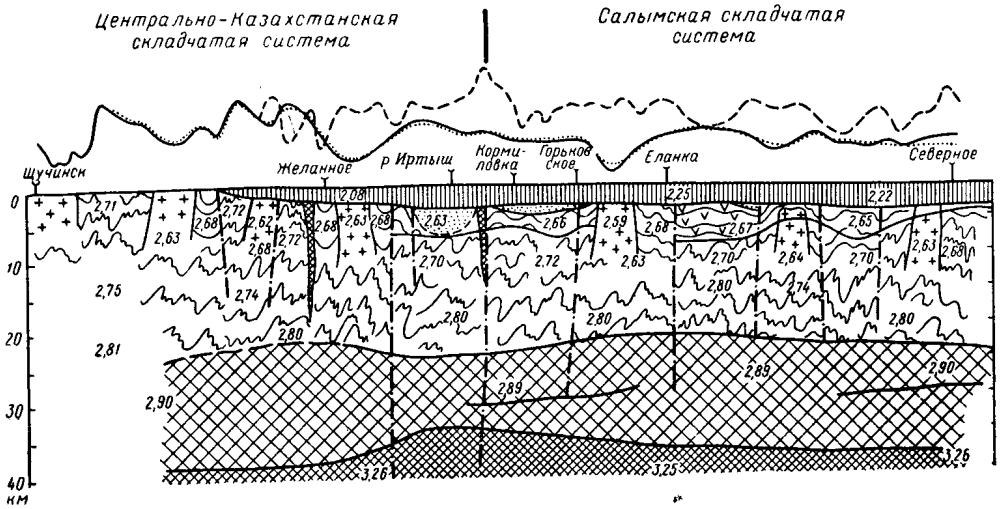


Рис. 6. Модель строения земной коры по профилю ГСЗ Щучинск — Северное. Составили О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков (сейсмические границы по С. В. Крылову, Б. И. Мишенькину, А. Л. Рудницкому, В. Д. Суворову)

Условные обозначения см. на рис. 5

В качестве подтверждения высказанного положения на рис. 5 и 6 приведены смоделированные разрезы земной коры по профилям ГСЗ Щучинск — Еланка — Северное, Свердловск — Ишим — Барабинск, Овечкино — Барнаул — Усть-Нарык.

§ 3. Стратиграфия образований фундамента

Возрастная датировка образований, слагающих доюрские структуры фундамента Западно-Сибирской плиты, представляет собой одну из наиболее сложных задач. Это связано в первую очередь с тем, что скважины в подавляющем большинстве вскрывают метаморфические или изверженные породы, лишенные палеонтологических остатков, и датировка этих отложений возможна только абсолютно возрастными методами. В табл. 7 приводятся данные о возрасте вскрываемых пород фундамента, установленном в результате изучения органических остатков и абсолютно возрастных исследований. Перечисленные скважины составляют не более одной пятой от всех глубоких скважин, вскрывших фундамент плиты, в которых возрастная датировка (естественно, предположительная) основана на сравнительном анализе с возрастом комплексов обрамлений, с учетом региональной тектонической ситуации, в которой вскрыты те или иные породы. Основанием для составления схематической геологической карты доюрского фундамента служили скважины, вскрывшие фундамент,

Таблица 7

Возраст пород фундамента Западно-Сибирской плиты

Площадь	№ скважины	Интервал определения, м	Порода	Метод определения	Возраст	
					млн. лет	индекс
Половинкинская	103	1987—1991	Базальт	ДД	225	T_2
	100	1932—1935	»	»	229	T_1
Малоатлымская	1	2799—2801	»	»	231	T_1
Сургутская	52	2995—3001	»	»	218	T_2
Александровская	1	2860—2866	»	»	226	T_{1-2}
Омская	1	2976—3000	»	»	220	T_2
Тебисская	2	2480—2497	»	Споры и пыльца	—	T—P
Черкашинская	2	2642—2658	Диабаз	ДД	280	P
Трехозерная	88	1429—1432	»	»	281	P
Восточно-Лемьинская	43	1827—1828	»	»	274—292	P—C_3
Вартовская	331	2758—2763	Известняк	Фораминиферы	274—292	P—C_2
		2768—2772	Аргиллит	Споры и пыльца	—	P—C_2
Нагорненская	2	2331—2352	Порфирит	ДД	288	P—C
Викуловская	2	2370—2500	Фельзитовый порфирит	»	230	P
Майская	390	3085—3087	Известняк	Мшанки	—	P—D
Трехозерная	574	1578—1581	Диабаз	ДД	305	C_{2-3}
Пойкинская	80	3234—3240	Туф	»	316	C_{1-2}
	90	3165—3168	Порфирит	»	322	C_{1-2}
	80	2234—3240	Известняк	Фораминиферы	—	C_1v—C_2
Средневасюганская	1	2590—2494	»	»	—	C_2b
		2595—2597	»	»	—	C_2b
		2620—2623	Аргиллит известковистый	»	—	C_2b
Елизаровская	28	2506—2511	Порфирит	ДД	308	C_2
Викуловская	2	2370—2376	Аргиллит	Споры и пыльца	—	C
Трехозерная	47	1605—1607	Порфирит	ДД	328	C_1
Евринская	20	1416—1418	Лампрофир	»	331	C_1
Южно-Демьянская	1	2525—2530	Известняк	Фораминиферы	—	C_1v
Верхнесалатная	21	2630—2642	»	»	—	C_1v
Рявкинская	1	1475—1578	»	Мшанки	—	C_1v
	3	1432—1880	»	»	—	C_1v
	5	1362—1803	»	»	—	C_1v
Ракитинская	8	1689—2051	»	Кораллы	—	C_1
		1689—2051	»	Брахиоподы	—	C_1t
Чулымская	1	2556—2797	Аргиллит	»	—	C
		2797—2844	Известняк	Рыбы, хвощи	—	C_1v
		2844	»	Фораминиферы	—	C_1v—t
Пойкинская	80	3234—3240	»	»	—	C_1n—v
Игримская	112	1651—1655	Туфолава	ДД	347—353	C_1—D_3
Западно-Даниловская	100	1796	Диабаз	»	300—370	C—D
Усть-Сильгинская	1	2568—2569	Известняк	Фораминиферы	—	C_1t—D_3
Чарымовская	80	2784—2786	»	»	—	C_1—D_3
Колотушная	260	2837—2839	»	»	—	C_1—D_3
Средненюрольская	45	2697—2703	Известн. стяжения	»	—	C_1—D_3
Верхнетарская	12	2800—2810	Известняк	»	—	C_1t—D_3
	3	2697—2711	»	»	—	C_1—D_3
Южно-Мыльджинская	27	2855—2860	»	»	—	C—D
Западно-Мортымьинская	24	2531—2534	Сланец биотитовый	ДД	323—500	C_1—0

Продолжение табл. 7

Площадь	№ скважины	Интервал определения, м	Порода	Метод определения	Возраст	
					млн. лет	индекс
Мегионская	132	2618—2619	—	Водоросли	—	$C_2 - \in$
Игримская	432	1607—1609	Туф порфирита	ДД	368—278	D_3
Родомская	138	2527—2530	Порфирит	»	368	D_3
Шухтунгортская	330	1724—1726	»	»	356	»
Кислорская	158	1741—1747	Диабаз	»	350—380	D_{3-2}
Салымская	1	3146—3149	Порфирит	»	360	D_3
Водораздельная	1	3009—3015	Известняк	Фораминиферы	—	D_3
Барабинская	1	2370—2392	Аргиллит	Радиолярии	—	D_3
Верхнетарская	7	2815—2820	Известняк	Фораминиферы	—	D_3
Колпашевская	2	2931—3002	Аргиллит	Споры и пыльца	—	D_3
Фроловская	1	3231—3298	Известняк	Фораминиферы	—	D
		3291—3359	»	»	—	D_{2-3}
Тутлеймская	44	1307—1310	Порфирит	ДД	382	D_2
Сысконсыньинская	283	1560—1563	»	»	388	D_2
Шеркалинская	134	2476—2481	»	»	378—398	D_{1-2}
	136	2489—2496	»	»	374—388	D_{1-2}
Алешкинская	135	2469—2471	»	»	355—391	D
Большекаменская	144	2558—2573	»	»	380—400	D_{1-2}
Ханлазинская	343	1741—1747	Диабаз	»	380	D_2
Южно-Даниловская	98	1719	»	»	363—403	D
Восточно-Даниловская	89	1834	Порфирит	»	341—391	D
Северо-Корсунская	15	2184—2186	»	»	396—406	D_1
Тутлеймская	45	1224—1228	Спилит	»	408	$D_1 - S$
	45	1228—1232	»	»	410	$D_1 - S$
Варь-Еганская	5	2987—2991	Известняк	Фораминиферы	—	$D - S$
Большекаменская	141	2429—2430	»	»	420	S
Уватская	2	3080—3102	»	»	417	S
Северо-Мортымьинская	26	1561—1566	Глинистый сланец	»	490	O
Южно-Тетеревская	170	1644—1647	То же	»	448	O
Восточно-Тетеревская	351	1645—1648	»	»	453	O
Западно-Мортымьинская	93	1524—1527	»	»	498	$\in - O$
Северо-Мортымьинская	26	1561—1566	»	»	505	$\in - O$
Елогуйская	1	1480—1882	Известняк	Фауна	—	$\in$
Ай-Торская	20	2567—2577	Биотитовый	»	960	$P \in$
		2585—2590	сланец	»	990	$P \in$
Яр-Салинская	17	301—305	Гнейс	К — Ar	337—370	$D_3 - C_1$
		301—305	»	ДД	994—1255	PR_3
Корчагинская	18	350—352	»	К — Ar	305—331	C
		350—352	»	ДД	1015—1060	PR_3
Кунжальская	19	876—882	»	»	1060	PR_3
Мшистая	1	2128—2137	»	»	1014—1165	PR_3
Мояхт-Асская	56	1126—1127	»	»	1031	PR_3
	62	1106—1107	»	»	998	PR_3
Березовская	6	1344—1346	»	»	1100	PR_3
	10	1295—1298	Гранито-гнейс	»	1011—1060	PR_3
	10	1317—1319	То же	»	1006	PR_3
	12	1261—1264	Гнейс	»	1036	PR_3
	13	1323—1345	»	»	372	D_2

Продолжение табл. 7

Площадь	№ скважины	Интервал определения, м	Порода	Метод определения	Возраст	
					млн. лет	индекс
Березовская		1323—1345	Гнейс	ДД	1147	PR_3
	38	1310—1313	»	»	1045	PR_3
Демпинская	14	1280—1281	»	»	1001—1065	PR_3
Чуэльская	89	1740—1742	»	»	1010	PR_3
	91	1579—1580	»	»	1035	PR_3
	232	1704—1712	»	»	1012	PR_3
Шаховская	106	1638—1641	»	»	963	PR_3
Тугиянская	95	1834—1837	»	»	1070	PR_3
	96	1777—1779	»	»	1065	PR_3
Бедкашская	151	1244—1249	»	К—Ar	346	C_1
		1244—1249	»	ДД	1050	PR_3
Кугинская	161	1217—1291	»	»	1020	PR_3
		1217—1291	»	»	371	D_2
Интрузивные породы						
Березовская	2	—	Гранит	К—Ar	205	T_3
Западно-Мортымьинская	24	1524—1525	»	ДД	276	P_1
Южно-Мортымьинская	145	—	»	»	282—293	$C_3—P_1$
Северо-Мортымьинская	91	1613	»	»	280—295	$C_3—P_1$
Мортымья-Тетеревская	83	1520—1522	»	»	252—304	$C_3—P_1$
Трехозерная	538	1541—1545	Гранитоид	»	298	C_3
Северо-Мортымьинская	29	1607—1612	Гранит	»	297	C_3
Межовская	3	2308—2322	»	К—Ar	202	T_3
	4	2240—2242	»	К—Ar	937	$P\in$
Западно-Мортымьинская	140	1585—1589	Диорит	»	307	C_2
Северо-Мортымьинская	96	1624—1628	Гранит	»	319	C_2
Трехозерная	1	1511—1514	Гранитоид	»	305	C_{2-3}
	63	1515—1519	Плагиогранит	»	304	C_{2-3}
	547	1594—1597	Гранитоид	»	294	C_{2-3}
	544	1499—1503	Диорит	»	318	C_{1-2}
Мулымьинская	38	1505	Гранит	»	320	C_{1-2}
Согринская	2	1460—1465	Гранодиорит	ДД	338	C_1
Южно-Тобольская	1	2184—2216	Гранофир	»	336	C_1
Согринская	2	1443—1451	Гранит	»	360	D_2
Абалакская	1	2302—2303	»	»	380	D_2
	4	2258—2259	Плагиогранит	»	375	D_{2-3}
Тобольская	1	2113—2123	Гранит	»	416	S
Ялбыньинская	170		Диаллаг	»	394	D
Каменная	11	2457—2469	Гранит	»	680—690	PR_3
	12	2439—2442	»	»	910	PR_3
	16	2485—2496	»	»	680—810	PR_3
	34	2500	»	»	745	PR_3
Нагорненская	1	2106—2114	»	»	767—1000	PR_3
		2106—2114	»	К—Ar	750	PR_3
Минчимкинская	30	2985—2993	Базальт	»	202	T_3
Федоровская	61	2983—2990	»	»	188	$T_3—T_2$
Лянторская	17	3191—3200	»	»	217	T_2
Вачимская	4	2886—2890	Порфирит	»	212	T_2
Пихтовская	1	900	Кварцевый порфирит	»	210	T_2

а также методические принципы, изложенные в § 1 данной главы. Ниже дается краткое описание геологического строения поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты (рис. 7).

Докембрийские образования в пределах фундамента Западно-Сибирской плиты представлены геосинклинальными формациями. Они развиты на востоке и севере плиты, в пределах Уват — Ханты-Мансийского массива и выходят на поверхность фундамента в горстовых выступах и ядрах антиклинориев докембрийских складчатых систем. Они представлены на западе плиты гнейсами, глубокометаморфизованными кристаллическими биотитовыми, амфиболовыми, эпидотовыми, хлорит-серицитовыми и другими сланцами; в центральных районах — гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, кварцитами, мраморами; в северо-восточных — доломитами, пестроцветными сланцами и песчаниками.

Возраст этих образований по методу сравнительной дисперсии двупреломления DD минералов по биотиту и циркону определяется равным 960—1260 млн. лет, что соответствует верхнему протерозою. Следует отметить, что по многим образцам (см. табл. 7) гнейсов возраст определялся калий-аргоновым методом и равен 205—370 млн. лет. Эти цифры нужно рассматривать как заниженные, что обусловлено влиянием инъекций позднепалеозойских гранитных интрузий.

Кембрийские образования на большей части Западно-Сибирской плиты являются геосинклинальными. Они слагают присводовые части антиклинорных зон и представлены метаморфизованными конгломератами, песчаниками, порфиритами и их туфами, пестроцветными яшмами, известняками. В Приенисейской зоне кембрийские образования сходны с одновозрастными отложениями Сибирской платформы. Они вскрыты колонковыми скважинами Верещагинского, Касского, Игарского, Сымского и других профилей и глубокими скважинами в пределах Елогуйской, Ермаковской, Костровской, Кыксинской и других площадей и представлены известняками, доломитами, мергелями с прослоями алевролитов, аргиллитов и красноцветных песчаников.

Ордовикские образования, как и кембрийские, являются в основном, за исключением восточных районов плиты, геосинклинальными. На западе, в зоне развития уралид, они развиты в основном в прогнутых зонах фундамента и представлены эффузивно-осадочными метаморфизованными слюдисто-известковыми, хлорит-кварцевыми сланцами с примесью талька, графита и другими породами. По степени метаморфизма они резко отличаются как от подстилающих протерозойских гнейсовых формаций, так и от вышележащих среднепалеозойских пород.

В центральной и южной частях Западно-Сибирской плиты ордовикские образования слагают приподнятые, а на юге — опущенные зоны фундамента и представлены филлитовыми глинистыми сланцами, песчаниками, эффузивами и их туфами.

В Приенисейской зоне к ордовикским отложениям относится мощная толща преимущественно известняково-доломитового состава, породы которой накапливались в платформенных условиях. Эти отложения вскрыты скв. 11 на Малохетской площади.

Силурийские образования известны в южной половине Западно-Сибирской равнины, Тургайском прогибе, в районе Красноярска, Шаимского мегавала и Усть-Порта. На западе они накапливались в геосинклинальных условиях и залегают на склонах антиклинориев, на юге — в прогнутых зонах фундамента. В Приенисейской части отложения этого возраста формировались

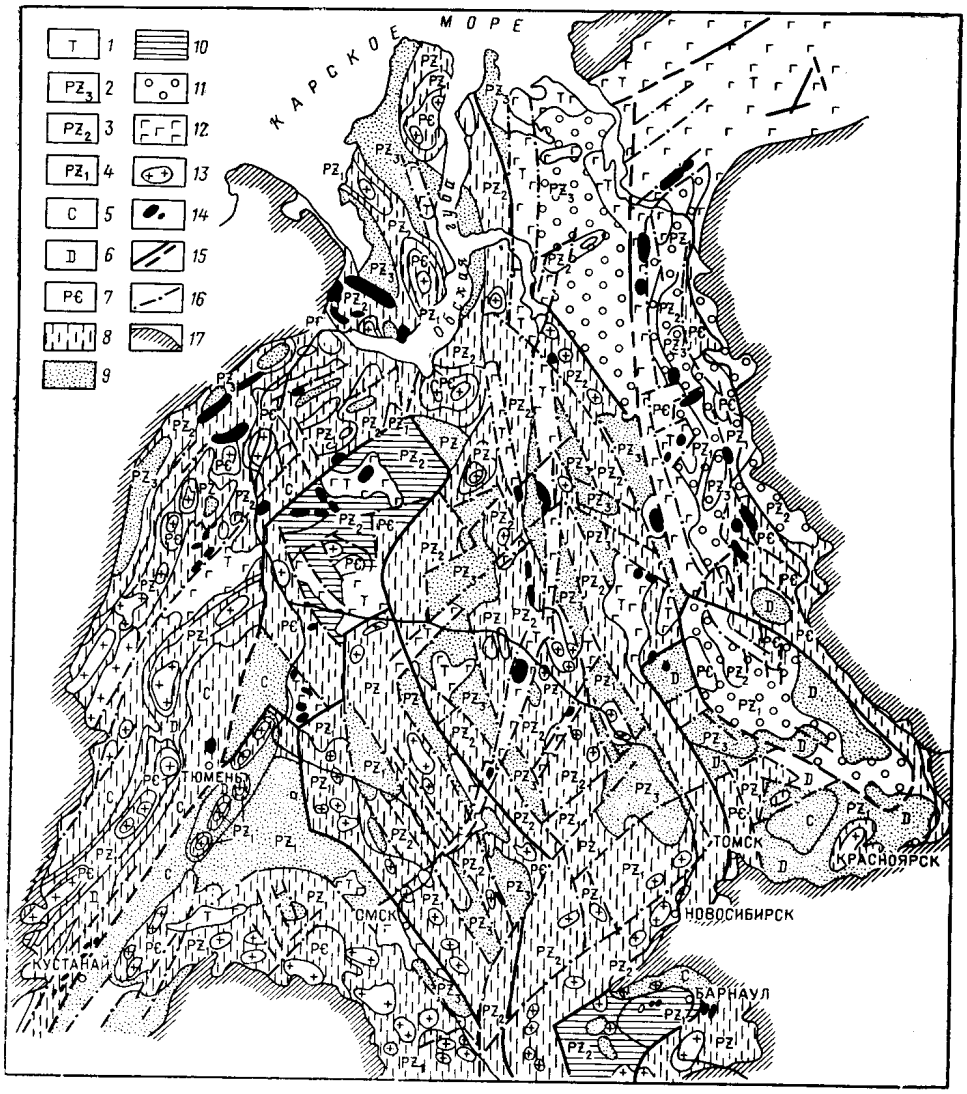


Рис. 7. Схематическая геологическая карта поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов, Л. Г. Смирнова, М. А. Спешилова, В. С. Сурков

1 — триасовые вулканогенно-осадочные образования; *2* — верхнепалеозойские преимущественно молассовые отложения; *3* — среднепалеозойские разнообразные по составу метаморфические и осадочные образования; *4* — нижнепалеозойские, преимущественно метаморфические образования; *5* — каменноугольные преимущественно карбонатно-терригенные, местами вулканогенные образования; *6* — девонские преимущественно вулканогенные образования, местами осадочные, чаще красноцветные; *7* — позднедокембрийские метаморфические образования; площади развития формаций: *8* — геосинклинальных, *9* — протоорогенных и дейтероорогенных, *10* — полуплатформенных покровов на срединных массивах, *11* — платформенных, *12* — вулканогенно-осадочных трапповых образований; *13* — кислые и средние интрузивные породы; *14* — основные и ультраосновные интрузивные породы; *15* — разломы, разграничивающие области разного возраста складчатости (пунктиром — не выходящие на поверхность фундамента); *16* — прочие разломы; *17* — границы распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла

в условиях платформенного режима. На западе и юге они представлены метаморфизованными глинистыми сланцами, эффузивами, зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами. Верхняя часть силура на юге плиты сложена мощной вулканогенной толщей — зеленокаменными диабазами, миндалекаменными порфиритами, андезитовыми порфиритами, кератофирами, туффитами с прослоями пестроцветных глинистых сланцев.

В пределах Малохетской площади Усть-Енисейского района к силурийской системе отнесены известняки и доломиты с прослоями эффузивов и их туфов.

Девонские образования в геосинклинальных фациях широко распространены в пределах герцинид Урала и центральной части Западно-Сибирской плиты. Здесь они частью приурочены к отрицательным структурам фундамента и состоят из эффузивных пород среднего и основного состава, туфов, туфолав, туфопесчаников с прослоями карбонатных и кварцево-карбонатных сланцев и известняков. В пределах Колпашевской площади вскрыты черные углистые аргиллиты и алевролиты с прослоями гравелитов и песчаников.

В пределах развития каледонид и более древних складчатых систем девонские образования в центральных и южных частях Западно-Сибирской плиты выполняют межгорные и наложенные впадины и грабены и чаще всего слагаются известняками с прослоями терригенных и эффузивных пород.

На востоке плиты в пределах Касской, Белогорской, Кыксинской и других площадей девонские отложения представлены грубообломочными красноцветными породами с прослоями алевролитов и песчаников, которые накапливались в условиях платформенного режима.

Каменноугольные образования в основном на большей части территории Западно-Сибирской плиты представлены своим нижним отделом. В западной части плиты и в пределах Тургая — это карбонатно-терригенные образования вверху и существенно карбонатные внизу. Карбонатно-терригенные образования состоят из углисто-глинистых, алеврито-глинистых сланцев с прослоями алевролитов, песчаников с покровами диабазов. Нижняя толща сформирована органогенно-обломочными, часто кавернозными известняками с прослоями песчаников, туфов и аргиллитов. В Тургайском прогибе в кавернозных известняках часто отмечаются натеки нефти. Возраст нижней толщи — турнейско-визейский, верхней — намюрский. Нижнекаменноугольные отложения Приуралья залегают в зонах понижений фундамента и выполняют слаборазвитый предгорный прогиб на границе уралид с каледонскими и байкальскими складчатыми зонами, протягивающимися с юга на север от Тургая до северных районов плиты. В центральной части плиты отложения нижнего карбона слагают приподнятые зоны фундамента.

Среднекаменноугольные отложения в пределах Западно-Сибирской плиты развиты спорадически. К ним условно относят слабометаморфизованные серо-цветные аргиллиты, алевролиты и песчаники, залегающие в небольших погружениях. В Приуральской части плиты они вскрыты в пределах Горной, Комсомольской, Мулымьинской и других площадей. В центральной части плиты среднекаменноугольные отложения (башкирский ярус) вскрыты к пределах Средневасюганской площади, где они представлены известняками, песчаниками и аргиллитами.

Нерасчлененные отложения верхнего палеозоя (C_3 — P) развиты достаточно широко, особенно в прогнутых зонах фундамента центральной части плиты.

Метаморфические, эффузивные, эффузивно-осадочные и осадочные породы фундамента Западно-Сибирской плиты прорваны многочисленными интрузиями ультраосновного, основного, среднего и кислого составов.

Ультраосновные интрузивные тела приурочены к глубинным разломам. Они представлены группами оливиновых пород, перидотитами и пироксенитами. Оливиновые породы интенсивно серпентинизированы. Перидотиты, состоящие преимущественно из оливина и пироксена, также сильно серпентинизированы. Пироксениты в фундаменте Западно-Сибирской плиты вскрыты на Яблыньинской площади. В Приуральской и центральной частях Западно-Сибирской плиты ультраосновные интрузии были внедрены в среднепалеозойское время.

Основные интрузивные породы в основном приурочены к отрицательным структурным зонам. Они широко развиты в пределах почти всех структурных зон Западно-Сибирской плиты и представлены нормальными габбро, габбро-норитами, уралитизированными роговообманковыми, кварцсодержащими габбро и габбро-диоритами. В западной и центральной частях плиты преобладают нижне-среднепалеозойские интрузии основных пород.

Средние интрузивные породы геологически и петрографически связаны с интрузиями как основных, так и кислых пород и широко развиты в пределах различных структурно-формационных зон фундамента плиты. Они представлены диоритами и кварцевыми диоритами, содержащими андезин, роговые обманки, биотит, кварц. Часто встречаются микродиориты, представляющие собой жильную фацию диоритов.

Кислые интрузивные породы — наиболее распространенные в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Большинство интрузий приурочено к положительным структурным зонам. По вещественному составу изучены гранодиориты, биотитовые, двуслюдяные, биотит-роговообманковые и роговообманковые граниты. Гранитоидные интрузивы содержат широкий спектр жильных пород — пегматиты, гранит-порфиры, аплиты, граносиенит-порфиры. Возраст гранитных интрузий — от докембрийского до позднепалеозойского (см. табл. 7).

По докембрийским и палеозойским породам фундамента Западно-Сибирской плиты широко развита древняя кора выветривания, представляющая во многих районах интерес как коллектор для залежей нефти и газа. Вследствие этого характеристика ее образований дается несколько подробнее.

Образования древней коры выветривания широко развиты в пределах Западно-Сибирской плиты. Минералогический и химический составы пород коры выветривания определяются составом подстилающих пород. Преобладающим является каолинитовый профиль выветривания. Наиболее изучены породы древней коры выветривания в пределах Приуральской части Западно-Сибирской плиты.

В разрезе коры выветривания выделяется ряд вертикальных зон, плавно переходящих одна в другую. В общем случае независимо от состава пород складчатого фундамента кору выветривания можно условно разделить по степени изменения коренных пород на четыре зоны (снизу вверх).

1. Зона дезинтеграции (просачивания). В этой зоне происходило физическое разрушение породы (дезинтеграция). Процессы выветривания шли только вдоль трещин, по которым поступали воды, почти лишенные агрессивных агентов выветривания. Породы химически очень слабо изменены, плотные, разбиты трещинами на отдельные крупные и мелкие куски, блоки.

По трещинкам наблюдается отложение гидроокислов железа в виде тонких пленок. Вблизи трещинок наблюдается слабое изменение темноцветных минералов, выражающееся в слабой хлоритизации.

Текстурные и структурные особенности материнских пород в этой зоне почти полностью сохраняются. В кислых породах отмечается лишь каолинизация отдельных зерен плагиоклазов, но при этом форма кристаллов не меняется. Калий-натриевые полевые шпаты слабо пелитизированы. Кварц полностью сохраняется, и лишь в самых верхах зоны появляются трещины, разобщающие зерна кварца на отдельные угловатые обломки. В целом породы почти сохраняют внешний вид и плотность материнских образований. Мощность этой зоны до 10—15 м.

2. Зона выщелачивания. В ней происходил частичный вынос оснований под воздействием вод, обладавших небольшими агрессивными свойствами. Изменение касалось главным образом темноцветных минералов, в меньшей мере полевых шпатов. Породы обладают еще довольно значительной прочностью и сохраняют все структурные и текстурные особенности. Происходит почти полное замещение биотита, амфиболов и пироксенов хлоритом, гидрохлоритом и гидрослюдой с выделением карбонатов, лейкоксена. Плагиоклаз замещается серицитом, гидрослюдой, альбитом и эпидотом. Калиевые полевые шпаты устойчивее, чем плагиоклазы, зерна их интенсивно пелитизированы, частично каолинизированы, под микроскопом имеют «грязный» вид, почти непрозрачны. Кварц как устойчивый минерал химически не изменяется, но зерна его разбиты микротрещинками. Присутствуют реликты плагиоклаза, темноцветных минералов. В небольшом количестве наблюдаются каолинит, гидроокислы железа. Граниты приобретают розовато-белый или буровато-серый цвет, гнейсы серовато-зеленый, основные и средние эффузивы светлеют и из черных или темно-зеленых переходят в зелено-серые с различными оттенками, довольно еще плотные, трещиноватые породы. Мощность этой зоны в ряде разрезов достигает 40—50 м.

3. Зона разложения. В этой зоне заканчивалось выщелачивание оснований и развивались гипергенные минералы, устойчивые в зоне окисления (каолинит, гидрослюда, гидрохлорит, гипергенный кварц, гидроокислы железа). Порода представляет собой глинистую или землистую массу, еще сохраняющую пятнистость и черты первоначальной структуры и текстуры. Основная масса породы сложена каолинитом и в меньшей мере гидрослюдой, местами сильно загрязнена гидроокислами железа. Плагиоклаз и неизмененные темноцветные минералы в виде реликтов встречаются очень редко. Чаще наблюдается калиевый полевой шпат. Кварц, кроме первичного, присутствует в виде мелкозернистых гипергенных выделений.

4. Зона конечных продуктов разложения. Здесь разложение достигало максимума под воздействием кислых, ненейтрализующихся вод и воздуха. Образовавшиеся в нижних зонах гидросиликаты распадались на конечные продукты выветривания — глинозем, кремнезем и гидроокислы железа. В породе отсутствуют реликтовые структурные и текстурные черты исходных пород. Связь с нижележащими породами улавливается только по характеру конечных продуктов выветривания, свойственных той или иной породе. Так, гранитам, гранито-гнейсам и диоритам соответствует при конечном разложении существенно каолинитовый состав коры выветривания. Для пород основного состава (габбро, порфириты, диабазы, базальты и др.) характерно преобладание монтмориллонита.

При выветривании гранитов зона конечных продуктов состоит в основной массе из мелкочешуйчатого каолинита с вкраплениями более крупных черве-

образных кристаллов каолинита, гидроокислов железа. В основной массе присутствуют зерна кварца, разбитые многочисленными микротрещинками, часто обломки одного зерна раздвинуты, трещинки заполнены каолинитом. Местами наблюдается разъедание кварца, следы коррозии кварца минералами глин более заметны в трещиноватых зернах.

После своего образования верхняя часть коры выветривания подверглась позднейшим процессам наложения, выразившимся в образовании сидерита, кальцита, пирита, лептохлорита. Очень характерно образование коричневых, желто-коричневых округлых зерен сферосидерита, рассеянных в виде сыпи в керне приповерхностной части коры выветривания. Карбонатизация делает поверхностные части коры более крепкими, плотными. Приуроченность новообразований (карбонатизации, пиритизации) к верхней части коры выветривания позволяет предположить, что они возникли в результате отжима из перекрывающих осадков кислых карбонатных и сернистых вод.

Для уточнения химических процессов, происходящих при выветривании, нами проанализированы породы верхней части фундамента в скв. 9 Мояхт-Асской площади (табл. 8).

Результаты химических анализов коры выветривания кислых материнских пород показывают постепенное закономерное изменение этих пород в сторону их каолинизации. Снизу вверх наблюдается уменьшение щелочей и щелочных земель, железа и кремнезема, увеличивается количество глинозема.

Отмеченные химические процессы характерны для каолинитового профиля коры выветривания.

В геологической литературе и особенно на практике в понятие коры выветривания вкладывается обычно более узкий смысл. К коре выветривания

Таблица 8

Химические анализы гранитов и их коры выветривания по Мояхт-Асской скв. 9

Глубина, м	Порода	Содержание окислов, %						
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Te_2O_3	TeO	CaO	MgO
1142,2	Кора выветривания	51,74	1,01	27,14	0,80	0,18	0,07	0,23
1151 1	То же	58,80	0,28	20,37	0,77	0,57	4,41	0,14
1160,9	»	55,21	0,71	25,00	1,16	1,65	1,47	1,03
1171,7	»	54,57	0,99	26,02	1,64	1,94	0,21	1,28
1211,5	Гранит	69,42	0,50	15,81	1,31	1,15	1,33	0,63

Продолжение табл. 8

Глубина, м	Порода	Содержание окислов, %					$\frac{Te_2O_3}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
		K_2O	N_2O	H_2O	П. п. п.	Сумма		
1142,2	Кора выветривания	4,40	0,03	0,53	8,22	94,35	0,029	2,10
1151,1	То же	6,83	0,86	0,23	6,98	99,74	0,032	2,88
1160,9	»	4,90	1,14	0,37	7,66	100,30	0,021	2,20
1171,7	»	3,38	1,33	0,47	7,87	99,70	0,063	2,09
1211,5	Гранит	5,79	3,18	0,18	0,45	99,75	0,018	4,39

относят только значительно измененные породы, подвергнувшиеся интенсивному химическому выветриванию на последних стадиях разложения (структурный элювий) и соответствующие выделенным выше зонам разложения и конечных продуктов выветривания. Мощность коры в этом понимании — от нуля до 75 м. Если считать и начальные стадии изменения, соответствующие зонам дезинтеграции и выщелачивания, то мощность коры выветривания будет, несомненно, больше и достигнет первых сотен метров. На сводах локальных структур обычно верхние зоны коры выветривания отсутствуют, что говорит о преобладании на них денудационных процессов над химическим выветриванием и о том, что они в большинстве представляли собой возвышенные формы доюрского рельефа, на которых образующиеся продукты выветривания смывались. Изменение пород фундамента на стадиях дезинтеграции и выщелачивания создало предпосылки для возникновения трещинных коллекторов в фундаменте присводовых участков структур, что обусловило на некоторых площадях получение промышленных притоков газа и нефти.

Существующие мнения о возрасте коры выветривания разноречивы. Г. К. Боярских считает время ее образования среднетриасовым, Г. П. Сверчков — верхнетриасово-валанжинским. С нашей точки зрения, время формирования коры выветривания прежде всего определяется тектоническим режимом определенной структурной единицы. Этот вопрос с достаточной полнотой в теоретическом плане разработан В. П. Казариновым [120].

Время окончания формирования коры выветривания определяется периодом возобновления тектонической активности, появлением расчлененного рельефа и преобладанием эрозии над процессами химического и физического выветривания. Естественно, что расчлененный рельеф появляется не одновременно по всему региону, и на отдельных участках продолжается формирование коры выветривания, но геологическое значение этих остаточных процессов невелико.

В настоящее время образования древней коры выветривания в Западно-Сибирской плите перекрыты отложениями от триаса до четвертичных. Если определять возраст коры выветривания по перекрывающим породам, то выделение образований кор выветривания как самостоятельных геологических тел теряет смысл.

В качестве основных критериев, определяющих завершение формирования коры выветривания для условий изучаемой территории нами приняты следующие два фактора — начало тектонической активности и возраст наиболее древних отложений, перекрывающих образования коры выветривания.

Анализируя развитие локальных поднятий, можно прийти к выводу, что выступы фундамента на большинстве локальных поднятий начали формироваться в доюрское время. В пределах северо-западной части Западно-Сибирской плиты в разрезе Малоатлымской опорной скважины на породах коры выветривания вскрыты породы туринской серии, возраст которых определен Б. С. Погореловым в 230 млн. лет. Соответственно с учетом приведенных данных можно считать, что процессы формирования древней коры выветривания в основном завершились в нижнем триасе.

Еще более неопределенны методы выявления времени начала формирования коры выветривания. Здесь критерием могут служить данные о возрасте пенепленизации региона, относительным показателем которого служит возраст наиболее молодых пород, по которым развита кора выветривания. В условиях Западно-Сибирской плиты наиболее молодые образования складчатого фундамента датируются верхним карбоном. На основании этих данных с определенной

долей условности время наиболее интенсивного образования древней коры выветривания можно принять пермско-нижнетриасовым.

В складчатом фундаменте Западно-Сибирской плиты развиты многочисленные депрессии, выполненные эффузивными, эффузивно-осадочными и терригенными, часто с прослоями углей, породами.

В 1955 г. Н. Н. Ростовцев преимущественно эффузивные образования депрессий восточного склона Урала и Тургая объединил в туринскую серию, а угленосные отложения их — в челябинскую серию. За стратотип туринской серии им был принят разрез Тюменской опорной скважины. Образования туринской и челябинской серий наиболее полно изучены в пределах Челябинской депрессии, разрез которой можно принять за гипостратотип этих серий.

По отношению к мезозойско-кайнозойской структуре Западно-Сибирской плиты они входят в состав фундамента.

Туринская серия ($+T_1 + T_2$). В образованиях этой серии развиты эффузивно-осадочная терригенно-красноцветная, эффузивно-осадочная терригенно-угленосная и эффузивно-осадочная терригенно-сероцветная формации.

Туринская серия подразделяется на три горизонта — биткуевский, бичурский и анохинский.

В унифицированной стратиграфической схеме 1967 г. сходные по литологическому и петрографическому составам образования туринской серии, вскрытые в различных участках Западной Сибири и Урала, показаны на различных стратиграфических уровнях. С позиций тектоно-стратиграфического анализа более обоснованной выглядит стратиграфическая схема, в которой отложения, накапливавшиеся в сходных условиях и имеющие близкие литологические и петрографические составы, имеют одинаковый возраст, тем более что фаунистическая характеристика этому не противоречит. Такая схема была предложена В. С. Бочкаревым (1968), и в настоящей работе она принята нами за основу.

Биткуевский горизонт ($-T_1$). Стратиграфический объем этого горизонта взят по разрезу Челябинской грабенообразной впадины и соответствует возрасту биткуевской свиты унифицированной схемы триасовых отложений 1967 г. В состав биткуевского горизонта входят биткуевская, ярская, березинская и корвунчакская свиты. Горизонт сложен пестроцветными и красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями аргиллитов и редкими покровами базальтов.

Вверх по разрезу появляются прослои сероцветных пород. Мощность горизонта до 700 м. В отложениях его определены нижне-среднетриасовые: estheria *Estheria tungussensis* Zutk., *E. subcircularis* Tshern. и др.; флора *Equisetites mougeoti* Brong., *Neocalami tes merianii* Halle, *Taeniopteris ensis* Gldh. и др.; споры *Ziotriletes* (3,4%), *Osmundaceae* (14%), *Zeotriletes microdiscus* K. — M., *Euryronotriletes* sp. (29%) и др.; пыльца *Coniferoles* типа Lebachia. (21%), Coniferae (древние) (29%) и др.

Абсолютный возраст базальтов определен в 210—225 млн. лет.

Биткуевская свита (T_1bt) распространена в Челябинской, Катайской, Буланаш-Елкинской и других грабенообразных впадинах Зауралья и выражена чередованием пестроцветных и сероцветных конгломератов, песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу начинают преобладать серые окраски пород, появляются покровы базальтов и прослои туфогенных пород. Мощность свиты 20—500 м.

Ярекая свита (T_1jr) развита в грабенообразных впадинах района Тюмени. В стратиграфической схеме 1967 г. эти отложения показаны без названия. Свита представлена чередованием мощных пачек красноцветных, часто известковистых аргиллитов с темно-серыми углистыми аргиллитами с прослоями конгломератов, песчаников и доломитов. Мощность свиты 300—700 м.

Березинская свита (T_1br) распространена в южной части Западно-Сибирской плиты. Разрез ее изучен по скважинам Викуловской площади. Свиту слагают чередующиеся сероцветные песчаники и буровато-коричневые аргиллиты с прослоями туфов. Мощность свиты более 30 м.

Корвунчакская свита (T_1kr) распространена в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты. Она представлена чередованием пестроцветных туфов с сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Мощность свиты до 550 м.

Бичурский горизонт (—T_1i + T_1o). Стратиграфический объем горизонта взят по разрезу Челябинской грабенообразной впадины и соответствует возрасту бичурской свиты в унифицированной схеме триасовых отложений 1967 г. Горизонт слагают покровы базальтов, липаритов, реже трахитов, с прослоями аргиллитов, песчаников и конгломератов. В составе горизонта выделяются бичурская, ракитинская, хетская и войновская свиты. Мощность горизонта до 1000 м.

В отложениях бичурского горизонта определены нижне-среднетриасовые: estерии *Estheria subcircularis* Tscherm., *E. aequalis* Lutk., *Cornia papilaria* Lutk. и др.; остракоды *Iniella* sp., *Darwinula parcea* Mand., *D. seclita* Mand., *D.* cf. *aflisca* Mand., *D. nodiata* Mand. и др.; споры *Angiopteris* (3—30%), *Osmundaceae* (7—65%), *Maratiaceae* (5—24%), *Leiotriletes microdiscus* K. — M. (9—35%), *Acantothriletes* (до 10%), *Archaeozonotriletes fomenenses* Naum., *A. polymorphus* Naum. и др.; пыльца *Cordaiteles* (до 10%), *Ginkgoaceae* (7—8%), *Cicadoceae* (до 3%), *Striatosaccites* (до 25%), *Striatoconiferites* (до 25%) и др.

Абсолютный возраст базальтов и липаритов определен в 215—240 млн. лет.

Бичурская свита (T_1bch) распространена в грабенообразных впадинах Зауралья. Она представлена покровами базальтов, липаритов, темно-серыми, частью битуминозными аргиллитами с прослоями конгломератов, песчаников и туфов. В верхах разреза появляются пласты углей. Мощность свиты 500—1000 м.

Ракитинская свита (T_1rk) распространена в южной части Западно-Сибирской плиты и изучена по разрезам скважин Ракитинской и Викуловской площадей. Свита сложена базальтами, липаритами и их туфами, с прослоями темно-серых аргиллитов и красноцветных конгломератов и песчаников. Мощность свиты более 600 м.

Хетская свита (T_1ht) развита в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты и залегает на породах корвунчакской свиты или палеозойских образованиях. В стратиграфической схеме 1967 г. эти отложения показаны без названия. Свита представлена чередованием темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов с прослоями известняков и туфов. Мощность ее 500—600 м.

Войновская свита (T_1vn). Почти на всей территории Западно-Сибирской плиты широко развиты покровы базальтов с редкими прослоями темно-серых аргиллитов. Эти образования вскрыты скважинами в пределах Ляпинского мегапрогиба, в Малоатлымской, Сургутской, Локосовской, Александровских и других скважинах. Возраст их во всех вскрытых разрезах определяется

в 220—240 млн. лет. В унифицированной стратиграфической схеме 1967 г. эти образования показаны для различных районов плиты без названий. По спорово-пыльцевым комплексам они могут рассматриваться в объеме бичурской свиты. Предлагается эти образования выделять под названием войновской свиты. За стратотип принимается разрез Тюменской опорной скважины, где они впервые описаны в 1954 г. А. В. Хабаковым. Вскрытая мощность войновской свиты 50—100 м.

Анохинский горизонт ($T_2a + T_2l$). Стратиграфический объем горизонта взят по разрезу Челябинской грабенообразной впадины и соответствует по возрасту анохинской свите в унифицированной стратиграфической схеме 1967 г. Горизонт представлен чередованием преимущественно сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов. Присутствуют покровы базальтов, андезитов и их туфов. Мощность горизонта до 500 м. В составе анохинского горизонта выделяются анохинская свита и нижняя подсвита дроновской свиты.

В отложениях анохинского горизонта определены средне-верхнетриасовые: рыбы *Limulitella* sp. и др., остракоды *Iniella* cf. *kuznetskensis* Spirh. и др.; флора *Equisetites* sp., *Paracalamites* sp., *Neocalamites* sp., *Lepidopteris ottonis* Schimp., *Sphenocallipteris uralica* Tur. — Ket., *S. mesozoica* Kiritssh., *S. anochinensis* Tur. — Ket. и др.; споры *Lycopodiaceae* (до 2%), *Angiopteris* (ед.), *Phlebopteris* (ед.), *Osmundaceae* (до 2%), *Leiotriletes* (до 3%), *Lophotriletes* (до 4%), *Archaeoponotriletes* (до 2%), *A. lamenensis* Naum. и др.; пыльца *Cardaitales* (до 2%), *Bennettites* (до 2%), *Ginkgo* sp. (до 50%), *Cycadaceae* (до 2%), *Cycas* (до 3%), *Podocarpus* (до 9%), *Striatopodocarpites* (до 6%), *Striatoconiferites* (до 6%), *Aletes* (до 6%) и др. (в спорово-пыльцевых спектрах пыльца преобладает над спорами).

Абсолютный возраст базальтов и липаритов определен в 190—235 млн. лет.

Анохинская свита ($+T_2an$) распространена в пределах Челябинской и Анохинской грабенообразных впадин. Она сложена сероцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и единичными покровами базальтов. В краевых частях впадин в ее составе появляются пестроцветные разности песчано-алевролито-глинистых пород. Мощность свиты до 500 м.

Нижнедроновская подсвита (T_2dr) распространена в южной части Тюменской области и изучена в разрезах скважин Заводоуковской площади. Подсвита представлена чередованием сероцветных конгломератов, песчаников, бурых аргиллитов с покровами андезитов и их туфов. Вскрытая мощность ее 70 м. Возраст подсвиты по положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам определяется в объеме ладинского яруса среднего триаса.

Челябинская серия ($+T_3$). В образованиях челябинской серии развиты осадочные терригенно-угленосные, эффузивно-осадочные терригенно-угленосные и терригенно-пестроцветные бокситоносные формации.

Челябинская серия подразделяется на три горизонта: калачевский, козыревский и коркинский.

Калачевский горизонт ($+T_3k + T_3n$). Стратиграфический объем горизонта взят по разрезу калачевской свиты Челябинской грабенообразной впадины. В состав его входят калачевская, лаборовская, унторская, омская свиты и верхняя подсвита дроновской свиты. Горизонт сложен темно-серыми и серыми, иногда красноцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями бурых углей, конгломератов, одиночными покровами базальтов. Мощность горизонта до 1000 м. В отложениях его определены верхнетриасовые: фауна *Estheria minuta* (Alb.) *var. karpinskiana* Tsch., *Tutuella* cf. *crassa* Rag.,

Utshamilla uralica Mart. и др.; флора *Marchantites uralensis* Vlad., *Neocalauites hoerensis* Halle, *N. carrerel* Halle, *Neokoretpophyllites carcinoides* Rad., *Equisetites uralensis* Kr., et Pr., *Callipteridium angustipinnulatum* Vlad., *Danaeopsis rarinervis* Tur. — Ket. и др.; споры *Osmundaceae* (до 45%), *Equisetites*? (до 10%), *Onychim amplectiformis* K. — M. (до 4,5%), *Polypodites cladophleboides* Brick. (до 11%), *Leiotriletes* (до 25%) и др.; пыльца *Bennettitales* (до 30%), *Ginkgoales* (до 55%), *Coniferales* (до 45%) и др. (в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца).

Калачевская свита (T_3kl) развита в пределах Челябинской грабенообразной впадины. Она выражена чередованием сероцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников с пластами бурых углей, с редкими прослоями конгломератов. В основании свиты залегают пестроцветные песчано-конгломератовые отложения мощностью до 300 м. Общая мощность свиты до 1000 м. Возраст ее — карнийский, норийский ярусы верхнего триаса.

Лаборовская свита (T_3lb) развита в Щучинском районе тюменского Урала. Она представлена чередованием темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов, серых песков и песчаников с прослоями красно-бурых глин. Мощность ее до 260 м, возраст — карнийский и норийский ярусы верхнего триаса.

Унторская свита (T_3un) изучена по скважинам Шеркалинской площади во Фроловской нефтегазоносной области. Она сложена темно-серыми аргиллитами, с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность ее до 130 м, возраст — карнийский, норийский ярусы верхнего триаса.

Верхняя подсвита дроновской свиты (T_3dr) изучена по разрезам скважин Заводоуковской площади. Ез слагают чередующиеся сероцветные песчаники, аргиллиты и конгломераты с прослоями бурых углей. Мощность ее до 330 м, возраст — карнийский, норийский ярусы верхнего триаса.

Омская свита (T_3om) изучена в разрезе Омской опорной скважины, где залегает под отложениями тюменской свиты. Она выражена чередованием темно-серых аргиллитов, серых алевролитов и песчаников с прослоями бурых углей и единичными покровами базальтов. Мощность свиты до 180 м, возраст — карнийский, норийский ярусы верхнего триаса.

Козыревский горизонт (—T_3r). Стратиграфический объем горизонта взят по разрезу козыревской свиты Челябинской грабенообразной впадины. В составе его развиты терригенно-угленосные и терригенно-пестроцветные бокситоносные формации. Горизонт в одних разрезах представлен чередованием сероцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов с прослоями бурых углей, в других — чередованием пестроцветных глин и песчаников с пластами бокситов. Мощность горизонта до 550 м. В его составе выделяются козыревская и саранпаульская свиты. В отложениях горизонта определены верхнетриасовые: фауна *Utshamiella uralica* Mart., *U.* cf. *babicamensis* Rag. и др.; флора *Schkonenra grandifolia* Kr. et Pr., *Neokoretrophyllites carcinoides* Rad., *Cladophlebis raciborskii* Zeill. и др.; споры *Anemites* sp. sp. (до 13%), *Comptotriletes cerebriformis* Naum. (11%), *Osmundaceae* (5%), *Trachytriletes* sp. (10%) и др.; пыльца *Bennettitales* (до 20%) и др. (в спорово-пыльцевых комплексах преобладают споры).

Козыревская свита (T_3ks) распространена в пределах Челябинской грабенообразной впадины. Она сформирована чередующимися сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями бурых углей. В основании ее залегают конгломераты и песчаники. Мощность свиты до 550 м, возраст — низы рэтского яруса верхнего триаса.

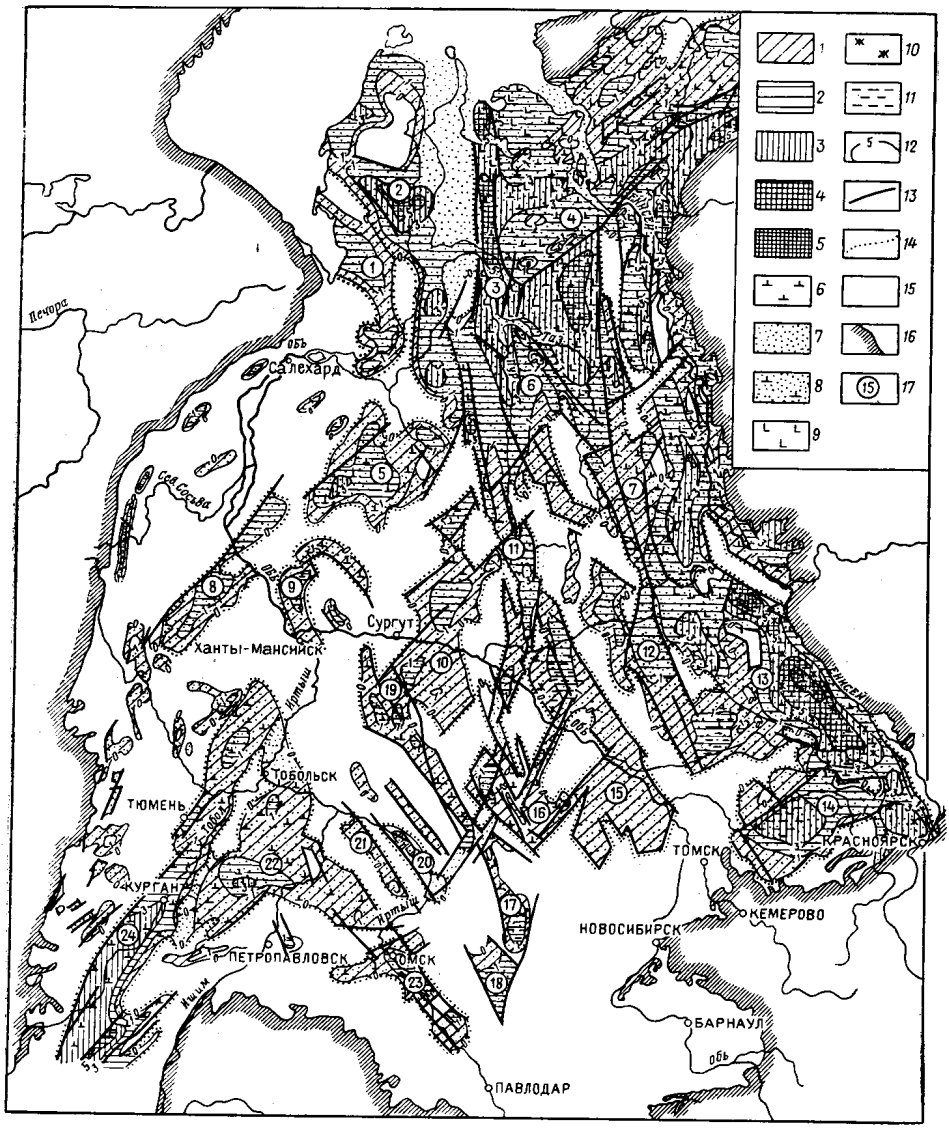


Рис. 8. Схематическая карта изопахит отложений промежуточного структурного яруса. Составили В. С. Сурков, О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, Л. В. Смирнов, Д. Ф. Уманцев, Э. Э. Фотиади, Л. А. Шарловская

Зоны с различной мощностью осадочных образований в фундаменте (в км): *1* — 0—1, *2* — 1—3, *3* — 3—5, *4* — 5—7, *5* — больше 7; территории распространения отложений: *6* — преимущественно карбонатных, *7* — преимущественно терригенных, *8* — терригенно-карбонатных, *9* — вулканогенно-осадочных и эффузивных, *10* — красноцветных и пестроцветных терригенных пород девона, *11* — угленосных отложений карбона и перми; *12* — изопахиты осадочных образований фундамента (в км); *13* — основные разломы; *14* — границы осадочных бассейнов; *15* — зоны отсутствия нормальных осадочных образований; *16* — граница Западно-Сибирской плиты; *17* — осадочные бассейны, цифры на карте: *1* — Байдарацкий, *2* — Нейтинский, *3* — Северо-Колтогорский, *4* — Нижнеенисейский, *5* — Надымский, *6* — Среднеколтогорский, *7* — Среднеенисейский, *8* — Кондинский, *9* — Фроловский, *10* — Южно-Покурский, *11* — Южно-Колтогорский, *12* — Тымско-Кетский, *13* — Южно-Енисейский, *14* — Тегульдетский, *15* — Нарымско-Колпашевский, *16* — Нюрольский, *17* — Барабинский, *18* — Кустанайский, *19* — Чекинский, *20* — Муромцевский, *21* — Тевризский, *22* — Вагай-Ишимский, *23* — Иртышский, *24* — Тургайский

Саранпаульская свита (T_3sr) развита по восточному склону Урала и представлена чередованием пестроцветных глин и песчаников с прослоями бокситов. Мощность свиты до 100 м, возраст — низы рэтского яруса верхнего триаса.

Коркинский горизонт (—T_3r). Стратиграфический объем горизонта взят по разрезу коркинской свиты Челябинской грабенообразной впадины. В составе его развита терригенная угленосная формация. Горизонт слагают чередующиеся сероцветные аргиллиты, алевролиты, песчаники с пластами бурых углей. Мощность горизонта до 800 м, возраст — верхи рэтского яруса верхнего триаса. В составе горизонта выделяются коркинская и ятринская свиты. В отложениях коркинского горизонта определены верхнетриасовые: флора *Neocalamites carreri* Halle, *Cladophlebis argutula* Heer, *C.* ex gr. *dentikulata* Font., *C. magnifica* Brick., *C. acutus* Vlad., *Miassia dentata* Kr. et Pr., *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites specfabilis* Pryn. и др.; споры *Lycopodiaceae*, *Selaginellaceae*, *Dictyophyllum* (до 50%), *Marattiaceae*, *Matoniaceae*, *Cheiroplenria* sp. (до 2%), *Leiotriletes* sp. (до 13%) и др.; пыльца *Bennettitales* (до 30%), *Ginkgoaceae* (до 30%), *Cycadaceae* (до 10%), *Pinaceae* (до 10%) и др.

Коркинская свита (T_3kr) развита в пределах Челябинской грабенообразной впадины. Она представлена чередованием сероцветных песчаников, алевролитов с мощными пластами бурых углей. В основании ее залегают конгломераты и песчаники. Мощность свиты до 800 м, возраст — верхи рэтского яруса верхнего триаса.

Ятринская свита (T_3jt) распространена в пределах восточного склона Приполярного Урала. Она выражена чередованием сероцветных аргиллитов и алевролитов с мощными пластами бурых углей. Мощность свиты до 270 м, возраст — верхи рэтского яруса верхнего триаса.

Таким образом, в пределах Западно-Сибирской плиты возраст отложений, слагающих поверхность фундамента, охватывает интервал времени от позднего докембрия до раннего мезозоя, причем породы одного и того же возраста на одних участках представлены геосинклинальными формациями, на других — полуплатформенными и даже платформенными. Последнее свидетельствует о гетерогенности фундамента плиты. Материалы по геологии фундамента указывают также на существование в нем крупных осадочных бассейнов (рис. 8), которые, как показано в гл. XI, несомненно, могут представлять интерес для поисков в них залежей нефти и газа.

§ 4. Складчатые системы фундамента Западно-Сибирской плиты и особенности их строения

При тектоническом районировании фундамента нужно исходить из двух основных принципов, сводящихся к расчленению территории фундамента по возрасту складчатости (стабилизации), заканчивающей собственно геосинклинальное развитие, и выделению в нем структурных элементов различного типа тектонического развития.

Первый из этих принципов получил особенно широкое развитие в трудах А. Д. Архангельского [2], Н. С. Шатского [54, 55] и их последователей — А. Л. Яншина [47, 57], А. А. Богданова [4, 5].

Второй принцип, заключающийся в установлении поэтапного режима развития земной коры, учитывает все виды тектонических движений. Этот принцип пока не нашел должного применения при составлении тектонических карт фундамента [62, 350, 351].

В фундаменте Западно-Сибирской плиты и ее горном обрамлении выделяются структурные зоны, характеризующиеся определенным типом тектонического развития, которые группируются в складчатые системы. Каждая складчатая система состоит из сочетания двух-трех типов зон, причем они закономерно расположены в пространстве и характеризуются определенными комплексом формаций и глубинной структурой земной коры.

Наиболее ранней по стабилизации является складчатая система байкальского возраста (см. приложение «Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления»). Она развита в восточной части Западно-Сибирской плиты и заложилась на коре континентального типа в результате дробления протерозойских складчатых систем. Геосинклинальное развитие в пределах байкалид завершилось в конце позднего докембрия. Интенсивные дислокации этого времени проявились в Енисейском кряже и Восточных Саянах. В пределах байкалид широко развиты древние архейские и протерозойские глыбы. Древние глыбы известны в Енисейском кряже (Ангаро-Канская) и Восточных Саянах (Бирюсинская, Канская). Наличие их предполагается под мезозойско-кайнозойским чехлом в фундаменте восточной части Западно-Сибирской плиты (Верхнекетский выступ). Байкалиды Западной Сибири заложились на краю древней платформы, в результате ее дробления. Этот участок плиты, несмотря на древний возраст, характеризуется увеличенной мощностью земной коры (до 47 км), по-видимому, в основном за счет гранитно-метаморфического слоя. В пределах байкалид устанавливается пониженная плотность пород в нижней части земной коры.

Байкалиды протягиваются широкой полосой вдоль восточной границы плиты и включают на юге Восточные Саяны и Енисейский кряж, а на севере — Игарско-Туруханскую зону.

Спорным является возраст ортогеосинклинальных образований северной части Западно-Сибирской плиты к западу от Игарско-Туруханской зоны. На тектонической карте фундамента Западно-Сибирской плиты (см. приложение) показано поле развития поздних герцинид. По мнению Н. Н. Ростовцева, И. И. Нестерова и других исследователей, здесь не исключается наличие складчатого фундамента байкальской стабилизации. Возможно наличие частичной переработки этой области в салаирский этап складчатости. Косвенным подтверждением этой точки зрения является существование в этой области мощной толщи (до 4—5 км) триасовых, возможно, верхнепалеозойских отложений платформенного типа, зафиксированной сейсморазведочными работами и вскрытой одиночными скважинами на северо-востоке Западно-Сибирской равнины (Тампейская, Тундровая и другие площади).

Возраст фундамента юго-восточной части плиты, примыкающей к Алтае-Саянской складчатой области, по аналогии с последней рассматривается нами как салаирский (раннепалеозойский). Здесь в фундаменте развиты структурные элементы того же типа, что и в северной (открытой) части Алтае-Саянской складчатой области, — это впадины наложенного типа и разделяющие их горстовые поднятия. Впадины выполнены отложениями среднего и позднего палеозоя. Эти образования типично дейтероорогенного этапа развития. Они представлены осадочными, осадочно-эффузивными отложениями того же возраста и состава, что и в унаследованно наложенных впадинах Минусинского прогиба. Мощность же этих отложений здесь меньше по сравнению с мощностью образований Южно- и Северо-Минусинских впадин.

Складчатый фундамент палеозойских наложенных впадин, по-видимому, слагается древними докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями,

присущими унаследованным синклинориям и антиклинориям [318]. В нижней части земной коры на юго-востоке плиты породы более уплотнены, чем в байкальской складчатой системе, а под Тегульдетской впадиной отмечается и уменьшение мощности земной коры.

В пределах салаирид Кузнецкого Алатау мощность верхней части консолидированной коры на 4—6 км меньше, чем в Восточных Саянах. Это может указывать на существенно разные составы земной коры в пределах салаирид и в пределах байкалид Восточно-Саянских зон, где гранитно-метаморфический слой имеет мощность, как правило, более 20 км.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты распространение салаирид ограничивается областью развития отложений быскарской серии раннего — среднего девона. Породы серии представлены преимущественно эффузивными образованиями, которые обладают высокой магнитной восприимчивостью. Благодаря этому в наблюденном магнитном поле область их распространения, а следовательно, и зона салаирской стабилизации четко оконтуриваются по характерному, сложно построенному, преимущественно положительному магнитному полю. Западная граница салаирид в фундаменте плиты проводится по Белоярскому глубинному разлому, являющемуся северным продолжением Кузнецко-Алатауского. В нижних горизонтах земной коры разлом отмечается флексурообразным погружением поверхности Мохоровичича в сторону салаирид, а в верхних — сбросом амплитудой около 7000 м, по которому контактируют геосинклинальные толщи среднего палеозоя с эффузивными образованиями нижнего и среднего девона. Граница салаирид на востоке проводится по Верхнекетскому глубинному разлому, по которому геосинклинальные формации кембрия приходят в соприкосновение с полуплатформенными девонскими.

В центральной части плиты выделяется Центрально-Западно-Сибирская складчатая система герцинид, включающая на юге Калба-Нарымскую и Томь-Колыванскую складчатые зоны. В отличие от Салаирской и Уральской эта складчатая система заложилась в конце нижнего палеозоя на коре заведомо континентального типа и развивалась по инверсионной схеме. Специфичность данного типа геосинклинальных систем заключается в том, что они, несмотря на интенсивность развития и большую глубину прогибания, выполнялись не вулканогенно-осадочными, а преимущественно терригенными комплексами пород. В заключительную фазу тектогенеза благодаря гранитизации терригенных комплексов в наиболее погруженных частях прогибов происходит инверсия тектонических движений с резким воздыманием центральной части прогиба и образованием структур антиклинорного типа, к ядру которых приурочены метасоматические гранитные батолиты (Томь-Колыванская, Калба-Нарымская зоны). Герцинский возраст центральной части плиты доказывается не только аналогичными обрамлению типами структурных элементов фундамента, но и составом пород, вскрываемых скважинами, и их возрастом. Всюду (в том числе и в широтном течении Оби) глубокие скважины вскрывают геосинклинальные формации герцинид [29, 66].

Западная граница герцинид по геологическим и геофизическим данным проводится нами несколько восточнее г. Ханты-Мансийска, где по зоне глубинного разлома она контактирует с Уват-Ханты-Мансийским срединным массивом байкальского возраста. Этот разлом четко отражается в гравитационном и магнитном аномальных полях и глубинной структуре земной коры.

На западе плиты, где развиты уралиды, фундамент всеми исследователями признается также герцинским; однако в отличие от герцинид центральной части

плиты уралиды, по-видимому, были заложены еще в рифее и унаследованно развивались в течение всего палеозоя. Для прогибов Уральской складчатой системы характерно широкое развитие вулканогенно-осадочных образований, типичных для эвгеосинклиналей унаследованного типа. Это спилито-кератофировая, порфирито-диабазовая и известняковая формации. С ранне-среднепалеозойским вулканизмом здесь тесно связаны многочисленные основные и ультраосновные интрузии.

Основным типом складчатых структур уралид являются унаследованные антиклинории и синклинории. На завершающей стадии развития геосинклинальные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными формациями начальных стадий, превратились в синклинории, которые и в последующие эпохи (в частности, в мезозое) продолжали унаследованно прогибаться. Уменьшенная мощность гранитно-метаморфического слоя под синклинориями и широкое развитие вулканогенных формаций начальных стадий геосинклинального цикла свидетельствуют о том, что ложем геосинклинальных прогибов Урала, по-видимому, была кора, близкая к океаническому типу [244]. Вероятно, именно это обстоятельство и явилось причиной обилия магматических пород основного состава, которые мы наблюдаем в пределах Уральской складчатой системы. Восточная граница Уральской складчатой системы нами проводится по глубинному разлому, отделяющему эту складчатую систему от каледонид Центрального Казахстана. Над этим разломом в конце палеозоя возник краевой прогиб средней стадии развития, который простирается от Кушмуруна в северо-восточном направлении до с. Уват.

Каледониды и ранние герциниды в фундаменте плиты развиты только на юге, в зоне, прилегающей к Центральному Казахстану. Причем ранние герциниды в фундаменте занимают обширную территорию на продолжении Чингиз-Тарбагатайской зоны. Каледониды и раннегерцинские складчатые системы были заложены на коре континентального типа. Об этом свидетельствуют характер осадков, выполняющих геосинклинальные прогибы, а также большая мощность коры и, в частности, гранитно-метаморфического слоя.

Кроме указанных разновозрастных складчатых систем, в фундаменте плиты выделяется Уват-Ханты-Мансийский срединный массив байкальского возраста, а на юге плиты — Барнаульский устойчивый массив. Зоны разного возраста консолидации разделены глубинными разломами, в ряде случаев завуалированными осадками краевых прогибов.

Ниже более подробно рассматривается строение складчатых систем, выделенных в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

Енисейская складчатая система байкалид включает структуру фундамента восточной и северо-восточной частей плиты, Игарско-Туруханскую зону, возможно, север Западной Сибири, Енисейский кряж и Восточные Саяны. Возраст ее стабилизации в обнаженной части устанавливается по геологическим данным. С запада и востока складчатая система ограничена глубинными разломами, которые четко фиксируются в гравитационном и магнитном аномальных полях и данными ГСЗ.

На юге в пределах Восточных Саян выделяются три тектонические зоны: Канский выступ, Манский межгорный прогиб и Дербинский антиклинорий.

В пределах Канского выступа развиты архейские образования, во многом сходные с отложениями, слагающими Ангаро-Канско-Бирюсинский горст. В гравитационном поле Канский выступ характеризуется положительными аномалиями, а в магнитном — аномалиями переменного знака.

Вторая тектоническая зона представлена Манским межгорным прогибом, выполненным вулканогенно-терригенной толщей пород рифейского возраста, сформировавшихся в период инверсии Дербинского антиклинория. В центральной части межгорный прогиб сложен карбонатными и терригенными породами кембрия.

Третья тектоническая зона Восточных Саян в современной структуре представлена Дербинским антиклинорием. В его строении участвуют образования раннего и среднего протерозоя. Антиклинорий имеет сложное строение, местами сильно сжат и запрокинут на северо-восток. Шарнир его погружается на северо-запад под палеозойские отложения Северо-Минусинской впадины и, возможно, юго-восточной части плиты. В гравитационном поле четкой линейной аномалией пониженной интенсивности отражается только южная часть антиклинория, а северо-западная оконечность располагается в зоне интенсивного градиента, обусловленного, по-видимому, малыми поперечными размерами. Магнитное поле над антиклинорием отрицательное. Глубинное строение его хорошо отражает его инверсионную природу. Мощность земной коры здесь равна 45—48 км, а гранитно-метаморфического слоя — 22 км.

В Енисейском кряже выделяются тектонические элементы того же типа, что и в Восточных Саянах. На востоке его располагается крупная отрицательная структурная зона Ангаро-Питского обращенного синклинория, который сформировался в период инверсии Татарского (Центрального) антиклинория. Складчатым основанием его служат, по-видимому, отложения архея и раннего протерозоя. В гравитационном поле синклинорий отражается максимумом силы тяжести, а в магнитном — отрицательными аномалиями.

Татарский (Центральный) антиклинорий Енисейского кряжа по геологическому строению и геофизической характеристике можно рассматривать как инверсионный. Он прослеживается на всем протяжении заангарской части кряжа на расстоянии свыше 500 км. В его центральной части развиты протерозойские образования, а на крыльях последовательно выступают отложения всех ярусов рифея, представленные осадочно-метаморфизованной толщей мощностью до 13 км. Рифейские и протерозойские толщи антиклинория прорваны большим количеством массивов гранитоидов (татарско-аяхтинский и посольнинский комплексы), интрузии основного состава развиты незначительно. В гравитационном поле антиклинорию отвечает четко выраженный минимум силы тяжести. Магнитное поле над антиклинорием также отрицательное.

Ангаро-Канский антиклинорий рассматривается всеми исследователями как древняя глыба. В строении его участвуют породы архея и протерозоя, прорванные многочисленными интрузиями кислого и основного состава. Северным продолжением этой глыбы, по-видимому, являются Приенисейский антиклинорий и антиклинорий хр. Карпинского. Они характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, положительными и отрицательными аномалиями магнитного поля.

В целом Енисейский кряж как зона мезозойской тектонической активизации характеризуется увеличенной мощностью земной коры (до 47 км) и повышенной интенсивностью гравитационного поля.

Енисейский кряж и Восточные Саяны погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты, образуя восточную зону ее фундамента. Енисейская складчатая система байкалид в фундаменте Западно-Сибирской плиты прослеживается на север до складчатой системы Таймыра.

Не исключено, что байкалиды служат основанием, на котором заложилась Таймырская складчатая система герцинид. Вероятно, фундаментом Усть-Енисейской и Хатангской впадин служат байкальские складчатые комплексы, которые, возможно, в северной области несколько древнее или, как предполагает Э. Э. Фотиади, в северном направлении байкалиды постепенно вырождаются, превращаясь в авлакоген, выполненный мощной толщей рифейских образований [64].

В фундаменте плиты в пределах байкалид нами выделяются древние массивы, характеристика гравитационного и магнитного полей которых позволяет относить их к такому же типу, что и Ангаро-Канский. В пределах погруженной части древних блоков располагаются наложенные впадины, выполненные палеозойскими осадочными образованиями большой мощности, возможно, и рифейскими (Кемчугская, Касская, Недояхская впадины). В приподнятых блоках (Верхнекетском и др.) архейские породы, по-видимому, развиты непосредственно под мезозойским чехлом. В гравитационном поле приподнятые блоки характеризуются положительными аномалиями. Магнитное поле над блоками переменное и обусловлено составом слагающих их пород.

Салаирско-Кузнецкая складчатая система салаирид (северная часть)[1] по особенностям развития, широкому проявлению эвгеосинклинальных формаций, строению земной коры и связи глубинных структур с поверхностной тектоникой принципиально отличается от Енисейской складчатой системы байкальского возраста.

Для синклинорных зон салаирид характерны формации начальных циклов геосинклинального развития. Уменьшенная мощность гранитно-метаморфического слоя указывает на преимущественно симатический состав земной коры. Мощность гранитно-метаморфического слоя в складчатой системе изменяется от 15 до 25 км. Малые мощности этого слоя отмечаются под унаследованными синклинориями. В остаточном поле силы тяжести складчатая система характеризуется повышенными значениями аномалий.

Основным типом структурных зон Салаирско-Кузнецкой складчатой системы являются унаследованные синклинории и срединные массивы.

Судя по составу пород, слагающих синклинорий, характеристике геофизических полей и строению земной коры, складчатая система салаирид, по-видимому, заложилась на коре, близкой к океаническому типу. Во всяком случае, под геосинклинальными прогибами салаирид гранитно-метаморфический слой был редуцирован или отсутствовал вообще.

В современном структурном плане породы унаследованных синклинориев служат фундаментом наложенных впадин. Фрагменты этих синклинориев в постгеосинклинальный период по блокам были выведены на поверхность и участвуют в строении Арбатской, Уйменско-Лебедской и Кузнецко-Алатауской зон. Унаследованные антиклинории и срединные массивы в современной структуре частично представлены приподнятыми блоками. Они слагают Кузнецкий Алатау и хр. Арга. Другая часть этих структурных элементов в переходный период была опущена и образовала фундамент наложенных впадин.

В фундаменте плиты, по-видимому, погружены фрагменты антиклинорных и синклинорных структур и устойчивого массива салаирид. Породы этих зон образуют фундамент наложенных палеозойских впадин, а также выступы.

Севернее хр. Арга и Назаровской наложенной палеозойской впадины под мезозойско-кайнозойским чехлом в фундаменте выделяются Тегульдетская

[1] Название дано нами для складчатой системы, входящей в состав Алтае-Саянской складчатой области [322].

палеозойская наложенная впадина, Среднечулымский, Улу-Юльский горстовые поднятия и Алипская палеозойская впадина.

Тегульдетская впадина, как и впадина Минусинского прогиба, четко выделяется в гравитационном поле отрицательными аномалиями, а в магнитном — положительными. В ее пределах Мариинской, Белогорской и Тегульдетской скважинами вскрыты эффузивно-осадочные породы девонского возраста и терригенные отложения карбона и, возможно, перми.

Среднечулымское и Улу-Юльское горстовые поднятия в последнее время подтверждены сейсмическими данными КМПВ как выступы фундамента. Они характеризуются четкими положительными аномалиями силы тяжести и переменными аномалиями магнитного поля.

Алипская впадина выделяется как по материалам бурения скважин (Белоярская, Западная, Мартовская площади), так и по геофизическим данным. На разрезе земной коры по профилю Колпашево — Енисейск (см. рис. 2) и на других разрезах КМПВ, восточнее Белоярского глубинного разлома, ниже первого преломляющего горизонта ($v_г$ = 5000—5500 м/с), на глубине от 8 до 10 км залегает второй преломляющий горизонт ($v_г$ = 6200—6400 м/с). Первый преломляющий горизонт здесь совпадает с поверхностью эффузивных отложений девона. Второй горизонт, как уже отмечалось выше, отождествляется с кровлей складчатого фундамента. Мощность осадочных образований в Алипской впадине равна 8 км, из которых половина, как и в Кузнецкой впадине, приходится, по-видимому, на верхний палеозой.

В фундаменте плиты в зоне развития салаирид намечается еще ряд небольших выступов, природа которых аналогична Улу-Юльскому и Среднечулымскому горстовым поднятиям.

Центрально-Западно-Сибирская складчатая система герцинид впервые выделена в 1967 г. Она занимает всю центральную часть плиты, пересекая ее с юга на север [66]. На юге в состав складчатой системы входят Калба-Нарымская и Томь-Колыванская складчатые зоны поздних герцинид.

Геосинклинальная система, по всей вероятности, заложилась в начале раннего палеозоя на байкальском, а в ряде случаев на салаирском складчатом основании, т. е. ложем ее, несомненно, служила кора континентального типа.

По типу развития и составу пород, выполняющих геосинклинальные прогибы, герциниды аналогичны каледонидам Алтае-Саянской складчатой области. Для них типичны флишоидная формация, инверсионное развитие и широкое распространение гранитных батолитов.

Калба-Нарымская складчатая зона включает одноименного названия инверсионный антиклинорий и Чарское краевое поднятие, на западном склоне которого в завершающую стадию развивался Жарминский краевой прогиб.

Калба-Нарымский инверсионный антиклинорий выполнен сланцевыми толщами девона и нижнего карбона. Породы его метаморфизованы, сильно дислоцированы и гранитизированы. Он возник на месте глубокого геосинклинального прогиба в результате инверсии последнего. Специфичность современной структуры антиклинория во многом обусловлена воздействием горизонтальных движений масс со стороны Рудного Алтая, разрушивших восточную часть антиклинория [322]. В целом антиклинорий характеризуется отрицательной напряженностью гравитационного и магнитного полей, увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (21 км).

В Томь-Колыванской складчатой зоне выделяются Новосибирский инверсионный антиклинорий, Буготакско-Митрофановское кра-

евое поднятие и Горловско-Зарубинско-Ташминский краевой прогиб. Эта складчатая зона заложилась вкрест простирания салаирских складчатых структур, что отразилось на ее развитии и строении.

Геосинклинальный прогиб, на месте которого в позднем палеозое образовался Новосибирский антиклинорий, имел меньшую амплитуду прогибания и ширину, чем Калба-Нарымский. Инверсия геотектонического режима проявилась здесь менее отчетливо, причем гранитные батолиты, по-видимому, приурочены к участкам, где прогиб пересек антиклинорные зоны салаирид.

Новосибирский антиклинорий характеризуется отрицательными магнитным и гравитационным полями, а Томь-Колыванская зона в целом имеет увеличенную мощность коры и согласное залегание внутрикоровых границ. В рельефе поверхности Мохоровичича зона характеризуется прогибом амплитудой 5 км.

Таким образом, Томь-Колыванская и Калба-Нарымская зоны по геологическим, геофизическим и глубинным (ГСЗ) данным практически не различаются. Эти складчатые зоны являются продолжением одна другой и составляют крайнюю юго-восточную ветвь Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы герцинид.

Севернее Томска складчатые структуры Томь-Колыванской зоны почти под прямым углом меняют свое простирание с северо-восточного на северо-западное и погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Здесь на продолжении зоны выделяется Пыль-Караминский инверсионный мегантиклинорий, который имеет ту же геофизическую характеристику, что и рассмотренные выше Новосибирский и Калба-Нарымский.

Кананакской, Пайдугинской, Напасской и другими скважинами вскрываются глубоко метаморфизованные и дислоцированные сланцевые толщи, которые свидетельствуют о развитии здесь антиклинорной структуры.

Пыль-Караминский антиклинорий характеризуется четкими отрицательными аномалиями силы тяжести и магнитного поля, простирающимися со стороны обрамления в северо-западном направлении. В рельефе поверхности складчатого фундамента он выражен поднятием.

Северо-западнее, на продолжении Пыль-Караминского инверсионного антиклинория, располагается Нижнепурский инверсионный антиклинорий. В геофизических полях в рельефе поверхности складчатого фундамента Пыль-Караминский и Нижнепурский антиклинории представляют собой единую зону, рассеченную Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом триасового возраста. Рифтовая зона в рельефе поверхности складчатого фундамента выражена глубоким прогибом (грабеном). На участке пересечения антиклинория грабен-рифтом в поверхности складчатого фундамента выявляются крупные локальные поднятия северо-западного простирания.

Тазовский инверсионный мегантиклинорий от Пыль-Караминского отделен узкой зоной прогиба (по поверхности складчатого фундамента и по подошве чехла). В гравитационном и магнитном полях он выражен отрицательными аномалиями, а в рельефе поверхности складчатого фундамента — зоной поднятия. Зона прогиба, расположенная между Пыль-Караминским и Тазовским антиклинориями, характеризуется положительными значениями аномалий силы тяжести и магнитного поля. Положительная характеристика магнитного поля в пределах прогиба обусловлена, по-видимому, широким развитием здесь эффузивных образований триасового возраста. По мнению И. И. Нестерова, к северу от линии Белый Яр (на р. Кеть) до устья

р. Надым развита байкальская складчатая система, в соответствии с чем Пыль-Караминский, Нижнепурский, Тазовский антиклинории и разделяющие их зоны прогибов имеют более древний возраст консолидации и иную историю развития, чем описано выше.

К юго-западу от Пыль-Караминского инверсионного антиклинория расположена Нарымско-Колпашевская внутренняя впадина. Впадина заполнена молассовыми образованиями позднего палеозоя и раннего мезозоя. На севере она сужается, и ее продолжением является Ларьякский межгорный прогиб. В пределах впадины выделяется ряд выступов, где глубокими скважинами вскрываются гранодиориты и сланцы. В гравитационном поле впадина отражается положительными значениями аномалий силы тяжести, а в магнитном поле — аномалиями переменного знака. В рельефе поверхности складчатого фундамента ей соответствует обширная депрессия, на которой в мезозойско-кайнозойском платформенном чехле развита также прогнутая зона.

В Обь-Васюганском междуречье, а также в широтном отрезке течения Оби выделяются того же типа развития инверсионные антиклинории и межгорные прогибы.

Особенностью тектонического развития Среднеобского и Обь-Васюганского регионов является широкое проявление наложенных движений триасового возраста, обусловивших образование покровов и грабен-рифтов. Последние рассекают складчатые структуры почти под прямым углом, в сильной степени осложняя структурный план и тектонику фундамента. В складчатом фундаменте выделяются Назино-Сенькинский, Нижневартовский, Васюган-Пудинский, Каймысовский, Старосолдатско-Михайловский и другие инверсионные антиклинории и разделяющие их Стрежевой, Айгольский, Нюрольский и другие синклинорные зоны и межгорные прогибы.

В пределах антиклинориев и синклинориев глубокими скважинами вскрыты формации среднего палеозоя и гранитные интрузии того же возраста. Однако состав пород, вскрываемых скважинами, несколько иной, чем в Пыль-Караминской зоне. Здесь наряду с глинисто-сланцевыми толщами широко развита терригенно-известняковая формация сравнительно невысокого метаморфизма.

Антиклинории в гравитационном поле, как и в магнитном, отражаются отрицательными аномалиями. В рельефе поверхности складчатого фундамента они выражены зонами поднятий. Инверсионная природа антиклинориев устанавливается не только по сходству геосинклинальных формаций, но и по типу структурных зон, их разделяющих.

В некоторых участках антиклинориев и прогибов (между грабен-рифтами) предплатформенный размыв был очень интенсивным, в результате чего часть орогенных формаций, по-видимому, была уничтожена. На таких участках глубокими скважинами вскрываются геосинклинальные формации раннего палеозоя и интрузии основного состава.

В рассматриваемой части плиты выделяются четыре грабен-рифта. Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, пересекающий Западно-Сибирскую плиту с юга на север, имеет наибольшие протяженность, амплитуду прогибания и объем магматических образований.

К северо-западу от него (в широтном отрезке течения Оби) расположен Аганский, а к юго-востоку — Усть-Тымский и Парбигский грабен-рифты. Эти глубинные разломы раздвигового типа делят складчатую систему на ряд крупных блоков, в каждом из которых располагаются элементы антиклинорных и синклинорных зон. Блоки эти в начале мезозоя испытали воздымание и дену-

дацию. Под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом в пределах некоторых из них скважинами вскрываются древние метаморфические комплексы и граниты, что свидетельствует об интенсивном воздымании и размыве блоков. Наиболее эродированным является блок, расположенный между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским грабен-рифтами. Здесь скважинами вскрываются древние образования, поверхность фундамента в пределах которых характеризуется высокими граничными скоростями (6300—6400 м/с), а мощность земной коры резко увеличена за счет базальтового слоя (см. рис. 2).

Грабен-рифты заполнены главным образом эффузивами триасового возраста. В рельефе складчатого фундамента им соответствуют глубокие прогибы, над которыми в платформенном чехле развиты структуры типа желобов. В гравитационном и магнитном аномальных полях они отражаются интенсивно-положительными аномалиями.

Описанная выше схема строения ранних и поздних герцинид в районе среднего течения Оби, Омско-Тарского и Обь-Васюганского междуречий с резко выраженными линейными структурными зонами северо-западного и меридионального простираний изображена в приложении «Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления». Однако принципиально соглашаясь с герцинским временем консолидации описанных выше структурных зон, И. И. Нестеров считает, что трактовка строения этой территории может быть и иной. Основанием для этого является резкая смена тектонического строения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла на территории к северу и югу от широтного Приобья. В Среднем Приобье к югу от этой территории развиты крупные, пологие, изометричные и слабо вытянутые структуры, а севернее — резкие, линейно вытянутые поднятия и разделяющие их прогибы. Учитывая принципиально унаследованный характер развития тектоники чехла и фундамента, И. И. Нестеров предполагает и различие истории развития структурных зон на этих территориях. На территории к югу от р. Оби он предполагает развитие только ранних герцинид (а возможно, и каледонид) с широким распространением миогеосинклинальных известняковых и глинисто-известняковых образований в структурах типа наложенных впадин. Кроме того, здесь широко распространены покровы базальтов триасового возраста. К северу от Среднего Приобья им предполагается развитие байкальской складчатости, в пределах которой активизация тектонических движений происходила в раннегерцинское и альпийское время.

Таким образом, анализ геологических и геофизических материалов указывает на наличие в центральной части Западно-Сибирской плиты геосинклинальной системы, которая на одних участках полностью, а на других частично переработала складчатые комплексы более древнего возраста.

Уральская складчатая система простирается полосой шириной 600—700 км и длиной 2500 км в северо-северо-восточном, почти меридиональном направлении. Ее открытая часть имеет ширину 120—130 км и представляет собой хребет, под которым увеличена мощность земной коры за счет базальтового слоя, а мощность гранитно-метаморфического слоя сокращена. Уральская складчатая система имеет гетерогенное строение. В западной, миогеосинклинальной ее части проявился байкальский, возможно даже салаирский тектонический цикл. К складчатым структурам байкалид относятся Башкирский и Центрально-Уральский антиклинории.

Башкирский антиклинорий по геолого-геофизическим данным представляет собой инверсионную структуру, возникшую на месте глубокого геосинклинального прогиба. Однако инверсия эта не вызвала существенной

перестройки земной коры, в частности, переработки кристаллического фундамента древней Восточно-Европейской платформы.

Протерозойские образования широко развиты в Центрально-Уральском антиклинории, который, как и вся миогеосинклинальная зона Урала, приподнят относительно эвгеосинклинальной зоны, а протерозойские образования выведены на дневную поверхность. На Среднем Урале в пределах этой зоны развиты нижнепротерозойские и архейские толщи (тараташский и уфалейский комплексы).

Восточная часть Уральской складчатой системы, в том числе и погруженная под мезозойско-кайнозойский платформенный чехол Западно-Сибирской плиты, в противоположность Центрально-Западно-Сибирской складчатой системе, развивалась в течение всего палеозоя, но по унаследованному плану. Заложение геосинклинальных прогибов, по-видимому, обусловлено глубинными разломами раздвигового типа. В их пределах гранитно-метаморфический слой был небольшой мощности. Для Урала это и определило характерное чередование в широтном направлении узких, но очень протяженных субмеридиональных зон, большое постоянство разреза и морфологических особенностей структур по простиранию складчатой системы и быструю фациальную изменчивость разрезов вкрест ее простирания, а также состав геосинклинальных формаций в прогибах.

Прогибы слагаются эвгеосинклинальными формациями (спилито-кератофировыми, кварц-кератофировыми, известняковыми), интрузиями основного и ультраосновного составов. В завершающую стадию на месте геосинклинальных прогибов образовались синклинории унаследованного типа, а разделяющие их геосинклинальные поднятия превратились в унаследованные антиклинории. Причем древние докембрийские и нижнепалеозойские отложения антиклинорных зон были интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и гранитизированы. Вследствие интенсивной гранитизации и образования батолитов антиклинории в последующие периоды развития (протоорогенный, переходный и платформенный) продолжали относительно воздыматься, а разделяющие их унаследованные синклинории, сложенные плотными эвгеосинклинальными формациями, — прогибаться. Центральные части синклинориев выполнены протоорогенными отложениями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Прогибание синклинориев в мезозое обусловило образование над ними мезозойских прогибов. Над антиклинориями в мезозойском чехле формировались преимущественно приподнятые зоны.

В восточной части Уральской складчатой системы выделяется ряд последовательно сменяющихся антиклинорных и синклинорных зон.

Крупнейшим структурным элементом, который простирается вдоль всей обнаженной части Урала, является Магнитогорско-Тагильская мегасинклинорная зона. Она разделяется на два последовательно расположенных синклинория (Магнитогорский и Тагильский), которые слагаются в основном формациями начальных стадий геосинклинального развития и интрузиями ультраосновных, основных и частично кислых пород. На северном погружении Тагильского мегасинклинория в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяется Ляпинский синклинорий, в центре которого, как и в обрамлении, развиты протоорогенные отложения среднего — позднего карбона, а на бортах — поля основных и ультраосновных пород. На всем протяжении мегаструктура выделяется полосой положительных гравитационных и магнитных аномалий.

По данным ГСЗ, мощность гранитно-метаморфического слоя под мегасинклинориями сокращена и не превышает 16—18 км.

К востоку от Магнитогорско-Тагильской мегасинклинорной зоны располагается таких же размеров Восточно-Уральская мегантиклинорная зона, которая является крайней восточной зоной открытой части Уральской складчатой системы. Для геологического разреза этой зоны характерны перерывы в осадконакоплении, малая мощность девонских и каменноугольных отложений. Часто среднедевонские и верхнедевонские отложения отсутствуют, а каменноугольные иногда залегают непосредственно на отложениях нижнего структурного этажа, представленных нижнепалеозойскими и протерозойскими образованиями. На юге в пределах Мугоджар на поверхность выведены протерозойские породы, которые в сильной степени метаморфизованы и гранитизированы, вплоть до инъекционных гнейсов и мигматитов. Интрузии, свойственные Магнитогорскому и Тагильскому синклинориям, здесь отсутствуют, но широко развиты гранодиориты, гранитные батолиты и мигматиты. Ось мегантиклинорной зоны часто ундулирует, вследствие чего она распадается на ряд крупных антиклинориев — Восточно-Мугоджарский, Сысертский, Верхнеисетский, Салдинский, Мурзинский и др. На севере в пределах Зауралья в фундаменте Западно-Сибирской плиты на протяжении мегантиклинорной зоны выделяются Пелымский и Северо-Сосьвинский антиклинории. Пелымский антиклинорий располагается на продолжении Салдинского. Скважинами в центре Пелымского и Северо-Сосьвинского антиклинориев вскрыты гранитные плутоны верхнего палеозоя и гнейсовые комплексы докембрия, а на крыльях — метаморфизованные эффузивно-осадочные образования ордовика и силура.

Гравитационные и магнитные поля над мегантиклинорной зоной преимущественно отрицательные, а дифференциация полей на максимумы и минимумы коррелируется с составом ее толщ.

Мощность гранитно-метаморфического слоя увеличена и, как правило, превышает 20 км. В рельефе поверхности фундамента погруженная часть мегантиклинория выражена поднятием, под которым в платформенном чехле развита антиклинальная зона.

Восточно-Уральская мегасинклинорная зона по геологическому строению сходна с Магнитогорско-Тагильской. Но так как она эродирована меньше, в ней более полно представлен вулканогенный комплекс отложений каменноугольного возраста. На погруженной части ее в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются Верхнекондинский (Шеркалинский) и оперяющий его Талицкий синклинории. Последний имеет северо-западное простирание. По данным глубокого бурения, оба синклинория выполнены породами преимущественно нижнего карбона. Девонские и силурийские вулканогенные комплексы слагают ядра локальных поднятий.

Геофизические характеристики Восточно-Уральской мегасинклинорной зоны аналогичны Магнитогорско-Тагильской, а выделяемые в погруженной ее части Шеркалинский и Талицкий синклинории в рельефе поверхности складчатого фундамента выражены прогибами, над которыми в платформенном чехле развиты синклинальные зоны.

Зауральская мегантиклинорная зона представляет собой наиболее крупный структурный элемент, полностью перекрытый мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. Ось зоны ундулирует и образует три антиклинория: Троицко-Кенгусайский, Шадринский и Шаимский. По данным бурения, в их строении участвуют метаморфизованные и эффузивные образования ордовикско-раннекаменноугольного возраста. Осевая часть слагается гранитами позднего палеозоя. Эта структурная зона, как и Восточно-

Уральская, унаследованного типа развития. В гравитационном и магнитном полях ей соответствуют преимущественно отрицательные аномалии. В рельефе поверхности складчатого фундамента зона выражена поднятиями, над которыми в платформенном чехле развиты антиклинали.

В фундаменте Полярного Зауралья по геофизическим и буровым данным мы выделяем Полуйский унаследованный антиклинорий, Верхнеполуйский и Готский синклинории. В ядре Полуйского антиклинория (Верхнекуноватская и Полуйская площади) скважинами вскрыты докембрийские породы и верхнепалеозойские граниты. Синклинории, судя по положительной характеристике гравитационного и магнитного аномальных полей, выполнены эвгеосинклинальными образованиями среднего палеозоя. В рельефе поверхности складчатого фундамента и осадочном платформенном чехле им соответствуют отрицательные структурные формы.

Таким образом, основным типом структурных зон Уральской складчатой системы герцинид являются унаследованные антиклинории и синклинории, разделенные глубинными разломами, вдоль которых развиты интрузии основных и ультраосновных пород.

На севере Западно-Сибирской плиты параллельно структурам Пай-Хоя в фундаменте выделяется складчатая система, состоящая из ряда структурных зон. Возраст системы, исходя из особенностей строения Новоземельско-Пай-Хойской складчатости, скорее всего, герцинский, хотя не исключается и более древний. Структуры, слагающие складчатую систему, по данным бурения (Новопортовская площадь) и обратным соотношениям между аномалиями силы тяжести и структурами по поверхности фундамента и чехла, по-видимому, унаследованного типа (синклинории и антиклинории).

Широкое развитие на северо-западе Урала и в Тимано-Печорской области пермских и триасовых образований, возможно, перекрывавших в свое время сплошным чехлом складчатые структуры, позволяет предполагать, что северная часть территории Западной Сибири в позднем палеозое и раннем мезозое испытала интенсивное погружение. В этой части плиты мы выделяем Байдарицкий, Нейтинский синклинории, Нурминский и Северо-Ямальский антиклинории. Судя по развитию на северо-восточном крыле Пай-Хоя мощных толщ пермских отложений, можно предполагать, что в синклинорных зонах эти отложения, а также триасовые и нижнеюрские имеют большие мощности.

На северо-востоке Западно-Сибирской плиты выделяется **Таймырская ветвь герцинид.** В противоположность мнению Ю. Е. Погребицкого [253] и Д. Б. Тальвирского [46а], южную часть Таймыра, в частности, Быррангский антиклинорий, мы рассматриваем как структуру инверсионного типа, возникшую на месте позднепалеозойско-триасового геосинклинального прогиба. В пределах Быррангского антиклинория наблюдаются заметный метаморфизм пород и их значительная дислоцированность. В его ядре развиты осадки карбона и нижней перми. О значительном проявлении магматической деятельности свидетельствует эффузивный и интрузивный магматизм. Среди интрузивных образований развиты сиениты и граниты. В современном рельефе Быррангский антиклинорий выражен крупным поднятием, а в гравитационном и магнитном полях — отрицательными аномалиями.

Геологические и геофизические данные свидетельствуют об инверсионной природе Быррангского антиклинория, а южная часть Таймыра рассматривается нами как зона позднегерцинской стабилизации. Западная часть Таймырской складчатой системы пока не изучена.

Центрально-Казахстанская складчатая система (северная часть) каледонид, ранних герцинид имеет сложное гетерогенное строение. Многие вопросы тектонического строения и истории развития этого региона до настоящего времени остаются дискуссионными. В пределах открытой части выделяются структуры докембрийской (байкальской), каледонской и раннегерцинской стабилизации. Зонами байкальской консолидации являются Кокчетавский и Улутауский антиклинории. В их строении участвуют докембрийские (протерозойские) глубоко метаморфизованные образования, прорванные гранитными интрузиями. Гравитационное поле над антиклинориями характеризуется общей пониженной интенсивностью, но над толщами протерозоя она имеет несколько повышенные значения. И, наоборот, интенсивность магнитного поля понижается над зонами развития протерозойских толщ и резко повышается над гранитными интрузиями.

Каледонская складчатая система представлена унаследованными антиклинориями и синклинориями, а также инверсионными антиклинориями.

В северо-западной части выделяется Ишимская синклинорная зона, состоящая из ряда небольших синклинориев (Марьевский, Стерлитамакский, Калымак-Кульский). Эти синклинории сложены вулканогенными и осадочными толщами ордовика, сильно метаморфизованными и смятыми в крупные складки. В Калымак-Кульском синклинории осадки ордовика преимущественно песчано-глинистые, поэтому в его пределах гравитационное и магнитное поля отрицательные, тогда как над Марьевским и Стерлитамакским — положительные. Сходное геологическое строение и соответствующее отражение в геофизических полях имеют и другие синклинории Северного Казахстана — Селетинский и Степнякский.

Антиклинорные зоны инверсионного типа, возникшие на месте сланцевых геосинклинальных прогибов (Джан-Каин-Агачский, Кызылсорский) и сложенные ордовикскими и силурийскими глубоко метаморфизованными комплексами и гранитными батолитами, отражаются отрицательными аномалиями силы тяжести и переменными магнитными. Унаследованные антиклинории (Ишкеольмесский, Ерментау-Ниязский, Бощекульский и др.), в ядрах которых развиты докембрийские метаморфические комплексы и гранитные интрузии, отражаются отрицательными аномалиями силы тяжести и переменными магнитными.

Наложенные впадины и мульды в пределах каледонид Центрального Казахстана, выполненные девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести и переменными магнитными.

Структурой раннегерцинского возраста в пределах Центрального Казахстана является сложно построенная Чингиз-Тарбагатайская зона. Ее слагают эффузивные и метаморфизованные отложения раннего палеозоя, прорванные гранитными интрузиями нижнего и среднего палеозоя.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты каледонские и особенно раннегерцинские структуры развиты относительно широко.

На западе граница Центрального Казахстана с Уральской складчатой системой проводится нами по зоне Урало-Казахстанского краевого прогиба[1] [108]. Этот прогиб выполнен преимущественно терри-

[1] Существование краевого прогиба впервые было обосновано О. Г. Жеро в 1963 г. Однако ряд исследователей до настоящего времени продолжают относить эту зону, а также и Тобольскую, расположенную восточнее, к герцинидам.

генно-карбонатными отложениями девонского и нижнекаменноугольного возраста. В его составе четко выделяются две зоны — внутренняя, примыкающая к Уральской системе, и внешняя — примыкающая к каледонидам Центрального Казахстана. Внутренняя зона сложена осадочно-эффузивными образованиями нижнего карбона, а по степени дислоцированности, метаморфизму и формационному составу пород органически связана с Уральской складчатой системой. Внешняя зона слагается осадочными породами, преимущественно карбонатными на юге и песчано-глинистыми — на севере, которые залегают на каледонском складчатом основании. Граница между внутренней и внешней зонами проводится по Кустанайскому глубинному разрезу, который в гравитационном и магнитном полях отображается положительными аномалиями.

Урицко-Тобольская мегантиклинорная зона почти полностью перекрыта платформенным чехлом. Она имеет северо-восточное простирание и включает Урицкий и Тобольский антиклинории. Отложения зоны представлены метаморфическими комплексами докембрия, прорванными докембрийскими и нижнепалеозойскими (каледонскими) гранитными интрузиями. В гравитационном поле зона отображается четкой отрицательной аномалией. Магнитное поле в ее пределах положительное. В рельефе поверхности складчатого фундамента Тобольский антиклинорий выражен поднятием, над которым в платформенном чехле выделяется антиклинальная зона.

Каледониды и ранние герциниды Центрально-Казахстанской складчатой системы разделяются Иртышским краевым прогибом начальной стадии развития. Этот прогиб развивался, по-видимому, в позднем палеозое в период формирования складчатых структур ранних герцинид на каледонском основании и имеет согласное со структурами ранних герцинид северо-западное простирание. По-видимому, структуры Ерментау-Ниязского, Кызылсорского антиклинориев, Селетинского и Степнякского синклинориев на северо-востоке перекрыты осадками краевого прогиба и служат складчатым основанием последнего. В гравитационном и магнитном полях этот прогиб отражается аномалиями преимущественно положительного знака. В рельефе складчатого фундамента он выражен прогибом.

К раннегерцинским складчатым сооружениям мы относим и Верхнедемьянскую зону. Глубокими скважинами здесь вскрыты кислые эффузивы, туфы и другие породы того же состава и возраста, что и в пределах Старосолдатско-Михайловской и Чингиз-Тарбагатайской зон. Кроме того, в Муромцевском прогибе вскрыты вулканогенно-осадочные образования, по составу близкие к породам начальных стадий геосинклинального цикла. Это позволяет считать Муромцевскую зону унаследованным синклинорием, в пределах которого в позднем палеозое и раннем мезозое образовался орогенный прогиб. Орогенные осадки в прогибе, по-видимому, развиты на отдельных участках. Характер осадков, вскрываемых скважинами на поднятиях, и широкое развитие гранитного магматизма показывают, что Старосолдатско-Михайловский и Верхнедемьянский мегантиклинории, по-видимому, представляют собой структуры унаследованного типа. В рельефе поверхности складчатого фундамента мегантиклинории выражены крупными зонами поднятий северо-западного простирания. Над ними в осадочном платформенном чехле развиты поднятия той же формы и простирания. Обращает на себя внимание большая амплитуда зон поднятий как по кровле складчатого фундамента, так и по подошве платформенного чехла (соответственно 3—2 км и первые сотни метров).

Гравитационное поле над антиклинориями характеризуется отрицательными аномалиями, а магнитное — аномалиями переменного знака. Муромцев-

ская синклинорная зона отражается положительными гравитационными и магнитными аномалиями. В рельефе поверхности складчатого фундамента она проявляется глубоким прогибом, над которым в платформенном чехле развит также прогиб.

Кроме перечисленных складчатых систем, в фундаменте Западно-Сибирской плиты по комплексу геологических и геофизических данных выделяется Уват-Ханты-Мансийский срединный массив, Барнаульский массив байкальского возраста и другие более мелкие структуры.

Уват-Ханты-Мансийский срединный массив располагается между Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатыми системами герцинского возраста консолидации. Ему соответствуют гравитационные и магнитные аномалии разного знака интенсивности и ориентировки. На юге массива аномалии силы тяжести имеют более повышенную напряженность и субширотное простирание, а на севере — северо-западное простирание и являются как бы продолжением аномалий, простирающихся со стороны Тимано-Печорской складчатой системы байкалид.

Возраст осадочного покрова на срединном массиве и геосинклинальных образований соседних складчатых систем синхронный. Девонские образования представлены известняками. Они вскрыты Фроловской скважиной. Особенностью строения срединного массива являются раздробленность его на блоки и гранитизация отдельных из них под воздействием соседних геосинклинальных систем. Отрицательные аномалии гравитационного поля подтверждают присутствие гранитных плутонов на Красноленинском, Ляминском и Ныдовском выступах.

Геологические и геофизические материалы показывают, что на юге в пределах Увата складчатые комплексы имеют, по-видимому, более древний протерозойский возраст, а на севере — байкальский.

В пределах срединного массива выделяются Красноленинский, Ляминский и Ныдовский выступы, Надымская и Ханты-Мансийская впадины. Во впадинах следует ожидать, по-видимому, большие мощности осадочных палеозойских образований.

Барнаульский массив расположен на юге Западно-Сибирской плиты. Он перекрыт маломощным покровом мезозойско-кайнозойских образований и как древний массив байкальского возраста обосновывается данными скважин, вскрывших фундамент.

По характеру гравитационного и магнитного аномальных полей и глубинной структуре Барнаульский массив имеет аналогичное строение с северной частью Чарышско-Теректинского и Рудно-Алтайского устойчивых массивов [322], однако под воздействием горизонтальных подвижек массив смещен на северо-восток. В гравитационном поле он выражен аномалиями повышенной напряженности, а в магнитном — аномалиями переменного знака. Мощность земной коры здесь 42 км, а мощность гранитно-метаморфического слоя 22 км. В пределах массива выделяется ряд впадин. Наиболее характерная из них — Малянинская — выполнена каменноугольными отложениями.

§ 5. История тектонического развития фундамента

В истории тектонического развития фундамента Западно-Сибирской плиты выделяются три этапа — геосинклинальный, протоорогенный и дейтероорогенный (переходный). Они охватывают рифейскую, палеозойскую и частично мезозойскую эпохи. О докембрийском этапе развития фундамента имеются

самые приближенные сведения. Выходы на поверхность архейско-раннепротерозойских образований на Урале (Тараташский, Харбейский массивы), в Центральном Казахстане (Кокчетавский, Улутауский антиклинории), на Енисейском кряже и в Восточных Саянах (Ангаро-Канская, Канская и Бирюсинская глыбы), а также наличие в фундаменте плиты древних массивов (Уватский, Касский, Нядояхский и др.) указывают на то, что в раннем докембрии в пределах плиты существовали складчатые системы или платформа. Возможно, массивы представляют собой останцы древних архипелагов, расположенных в протоокеаническом бассейне.

Заложение рифейской геосинклинальной области произошло в среднем протерозое. Геосинклинальные системы, расположенные по окраинам древних платформ, закладывались на коре заведомо континентального типа. Развитие их завершилось в конце рифея образованием складчатых систем, а основным типом их структурных элементов были инверсионные антиклинории, древние выступы и межгорные прогибы. Примером таких складчатых систем могут служить миогеосинклинальная зона Урала и байкалиды Енисейской складчатой системы.

Геосинклинальные системы, расположенные на удалении от древних платформ, заканчивались на коре, близкой к океаническому типу. Во всяком случае, под геосинклинальными прогибами гранитно-метаморфический слой имел небольшую мощность или отсутствовал вообще. Замыкание их произошло, по-видимому, в конце рифея — начале палеозоя (в салаирский цикл тектогенеза). Примером такой складчатой системы может быть Салаирско-Кузнецкая в Алтае-Саянской складчатой области.

Каледонским циклом тектогенеза начинается новый (палеозойский) этап геосинклинального развития на рассматриваемой территории. В начале палеозоя закладываются геосинклинальные системы в пределах современных структур Урала [1], Северного Казахстана и южной части Алтае-Саянской складчатой области. Геосинклинальные прогибы Уральской системы развивались на коре океанического типа. В Центрально-Казахстанской и Алтае-Саянской геосинклинальных системах геосинклинальные прогибы каледонид заложились на континентальной коре.

Каледонский тектонический цикл развития завершился консолидацией южной части Алтае-Саянской области в пределах Западно-Саянской и Холзунско-Чуйской зон, а также всей северной части Центрального Казахстана.

Основным типом складчатых структур каледонид являются инверсионные антиклинории, возникшие на месте сланцевых геосинклинальных прогибов в результате инверсии последних с мощной гранитизацией сланцевых толщ и образований гранитных батолитов.

Геосинклинальные условия в конце каледонского цикла тектогенеза продолжали существовать на Урале, в рудном и горном Алтае, Калба-Нарымской зоне и распространялись на территорию юга центральной части Западно-Сибирской плиты.

На востоке плиты в конце каледонского цикла тектогенеза начиная с девона по существу устанавливается платформенный режим, а в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (на салаиридах) закладываются унаследованно-наложенные впадины типа Тувинской, Южно-Минусинской, Северо-Минусинской, Кузнецкой и Тегульдетской.

---

[1] Геосинклинальные прогибы Урала, возможно, представляли собой останцы дорифейской геосинклинальной системы.

Таким образом, в каледонский цикл тектогенеза на юге начинается замыкание палеозойской геосинклинальной области, а в центральной части территории плиты устанавливается геосинклинальный режим.

В начальный период герцинского цикла тектогенеза замыкаются Чингиз-Тарбагатайская и расположенные на ее продолжении, но уже в пределах Западно-Сибирской плиты Старосолдатско-Михайловская и Верхнедемьянская зоны. Геосинклинальные условия все это время сохраняются в центральной части плиты, включая Калба-Нарымскую и Рудно-Алтайскую зоны. В центральной части плиты очерчивается граница Уват-Ханты-Мансийского срединного массива. На востоке плиты продолжает существовать платформенный режим, а в Алтае-Саянской области расширяются унаследованно-наложенные впадины и возникают новые впадины, а также горстовые поднятия.

В конце герцинского цикла тектогенеза происходят замыкание и консолидация Уральской, Центрально-Западно-Сибирской и Таймырской геосинклинальных систем, а также превращение Урало-Сибирской геосинклинальной области в гетерогенную складчатую область.

Геосинклинальные системы герцинид развивались неодинаково.

Уральская геосинклинальная система развивалась по унаследованной схеме. Основными складчатыми структурами ее являются синклинории и антиклинории унаследованного типа. Центрально-Западно-Сибирская система формировалась по инверсионной схеме. К основным ее структурам относятся инверсионные антиклинории, возникшие на месте сланцевых геосинклинальных прогибов. Зоны геосинклинальных поднятий и небольшие срединные массивы в период замыкания геосинклинального режима были задавлены и на их месте образовались межгорные прогибы и внутренние впадины орогенного типа. В конечную стадию геосинклинального цикла тектогенеза закладывались краевые прогибы.

Геосинклинальный период на рассматриваемой территории распадается, таким образом, на два крупных этапа — байкальско-салаирский (от 1600 до 500—450 млн. лет) и палеозойский (от 500—450 до 230 млн. лет). Эти этапы являются продолжением друг друга. Их принципиальное отличие заключается в том, что если в первый этап отдельные геосинклинальные системы закладывались на коре заведомо океанического типа, то палеозойские геосинклинальные системы, за исключением Уральской, — на коре континентального типа.

Перед формированием молодой платформы эта территория пережила этап дейтероорогенного (переходного) развития, с которым связано возникновение унаследованно-наложенных впадин, горстовых поднятий и рифтов. Рифтовые системы и разломы являлись путями, по которым глубинная базальтоидная магма изливалась на поверхность. По составу и возрасту базальты Западно-Сибирской плиты близки к базальтам Сибирской платформы.

Перестройка земной коры, при которой огромные массы глубинного вещества были излиты на поверхность, служила одной из основных причин образования в мезозойско-кайнозойское время огромного прогибания на территории Западно-Сибирской равнины.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ

§ 1. Некоторые вопросы классификации, терминологии и номенклатуры стратиграфических подразделений

Стратиграфия, как раздел исторической геологии, изучающая время образования, первичное взаимоотношение в пространстве и последовательность залегания естественных геологических тел, имеет свои особенности в зависимости от типа и состава последних и их геотектонического положения. Это в первую очередь определяется условиями формирования геологических тел и в связи с этим условиями образования слагающих их пород и минералов, в том числе условиями концентрации полезных ископаемых.

В нефтяной геологии основными задачами стратиграфии являются следующие.

1. Установление возрастных взаимоотношений геологических тел в различных геоструктурных единицах земной коры с целью сопоставления и выяснения планетарных закономерностей размещения и формирования залежей углеводородов и источников их образования.

2. Установление возрастных взаимоотношений геологических тел внутри геоструктурной единицы земной коры с целью сопоставления и выяснения региональных закономерностей размещения и формирования залежей углеводородов и источников их образования.

3. Определение возрастных взаимоотношений составляющих элементов внутри геологических тел с целью установления зональных закономерностей распространения залежей углеводородов и обоснованной ориентации поисковых работ на открытие их.

4. Установление возрастных взаимоотношений отдельных дробных элементов геологических тел на локальных участках с целью объективного подсчета категорийных запасов углеводородов в отдельных залежах.

В зависимости от решения перечисленных выше задач определяется масштабность стратиграфических исследований. Это, в свою очередь, определяет необходимость создания определенной номенклатуры и терминологии в общей классификации геологических тел для каждой решаемой задачи.

Стратиграфические исследования по их целям могут быть подразделены на собственно стратиграфические, палеогеографические и специальные.

Цель стратиграфических исследований — установление времени образования геологических тел и взаимоотношения их между собой независимо от их размеров, состава и условий образования.

Цель палеогеографических исследований — определение условий образования стратиграфических геологических тел независимо от их состава и размеров и объединение в естественные циклы, соответствующие определенным историко-геологическим ритмам эволюции земного шара или отдельных его участков.

Цель специальных исследований — выделение геологических тел или их частей, характеризующихся определенными особенностями условий образования и строения, определяющими концентрацию полезных ископаемых, органического вещества, отдельных минералов или пород и других особенностей их строения, необходимых для любых специальных исследований, в том числе и тектонических.

Номенклатура и терминология собственно стратиграфических исследований во многом была предопределена историей развития геологии.

Исторически сложилось использование двух стратиграфических шкал — единой (биостратиграфической) и местной. Единая стратиграфическая шкала используется для решения планетарных вопросов и определения положения единиц местной шкалы друг относительно друга. Она базируется на наличии в геологической истории Земли определенных этапов ее развития, отразившихся на эволюции органического мира.

Наличие только двух шкал в стратиграфических исследованиях, на наш взгляд, не в полной мере соответствует основному принципу выделения стратиграфических единиц как геологических тел, отражающих тектонические этапы различных порядков в истории развития земной коры. Единая стратиграфическая шкала отражает планетарные этапы развития земной коры, а местная шкала — историю развития отдельных частей седиментационного бассейна, так как в плоскости основные единицы местной шкалы, как правило, не прослеживаются по всему бассейну. В связи с этим необходимо ввести в практику стратиграфических исследований еще одну шкалу — региональную, подразделения которой прослеживаются по всему седиментационному бассейну (региону), приуроченному к крупной геотектонической структуре земной коры. В этом случае региональная стратиграфическая шкала может рассматриваться как связующая между местной и общей шкалами. С позиций площадного распространения региональная шкала ближе к общей, а с точки зрения вертикального расчленения разреза она ближе к местной.

Каждая шкала должна применяться в зависимости от масштабности исследований.

Для планетарных исследований следует использовать единую стратиграфическую шкалу, для региональных — единую и региональную, для зональных и локальных — единую, региональную и местную шкалы. Соответственно, для каждой шкалы должны быть разработаны свои номенклатура и терминология. В настоящее время имеются разработанные номенклатура и терминология стратиграфических и геохронологических подразделений только для единой и частично — для местной шкал. В проекте стратиграфического кодекса СССР предлагается выделение корреляционной шкалы, которая близка к нашей региональной.

Общепринятыми подразделениями единой (биостратиграфической) шкалы являются группа, система, отдел, ярус, подъярус и зона. Им соответствуют геохронологические этапы — эра, период, эпоха, век, подвек, время. В качестве единиц региональной шкалы целесообразно использовать термины серия, горизонт, слои, региональная биозона. Общепринятыми подразделениями местной шкалы являются свита, подсвита, пачка, пласт, местная зона. В качестве единиц стратиграфической шкалы для специальных построений предлагаются группа формаций, подгруппа формаций, формация, комплекс, горизонт, зона.

Остановимся на определениях и номенклатуре ряда подразделений региональной и местной стратиграфических шкал, выделение которых, на наш

взгляд, необходимо в крупных седиментационных бассейнах и связанных с ними нефтегазоносных провинциях, а также на некоторых вопросах терминологии.

I. Межведомственный стратиграфический комитет рекомендует обозначать пачки цифровыми или буквенными индексами. Практика корреляции разрезов в нефтегазоносных провинциях показала, что подобная индексация неудобна и приводит к значительным трудностям, особенно при расчленении континентальных отложений, развитых на больших пространствах и выделяемых в одну свиту. В таких свитах в разных ее разрезах выделяется от двух-трех до пяти-шести пачек. Стратиграфически первая пачка одного района может соответствовать второй или третьей пачке другого района этой же свиты. Это вызывает путаницу. В нефтяной геологии индексация пачек цифрами или буквами неприемлема и потому, что буквами и цифрами индексируются более мелкие стратиграфические подразделения — пласты. Мы предлагаем пачкам присваивать географические названия.

II. Пласт — однородное по литологии геологическое тело сравнительно небольшой мощности и протяженности с четкими литологическими границами в кровле и подошве. Пласт является составной частью пачки, подсвиты или свиты. Он может иметь линзовидное строение и незначительное изменение стратиграфического объема на величину мощности ниже или вышележащего пласта. Пластам присваиваются буквенные, цифровые или буквенно-цифровые индексы. В каждой свите индексация пластов производится сверху вниз. В некоторых случаях единая индексация может охватывать две и даже три смежные по вертикали свиты.

Для условий Западно-Сибирской плиты основные принципы номенклатуры и индексации пластов были разработаны на специальных региональных совещаниях в пос. Горно-Правдинске (1965 г.) и г. Сургуте (1968 г.), проведенных по инициативе ЗапСибНИГНИ. Эти принципы с некоторыми дополнениями сводятся к следующему.

1. Индексация пластов производится по нефтегазоносным комплексам или горизонтам и по районам. Нефтегазоносный комплекс может охватывать как часть свиты, так и несколько смежных по вертикали свит. Нефтегазоносный горизонт охватывает несколько одновозрастных нефтегазоносных комплексов. Комплексу (или горизонту) присваивается буквенный индекс по первой или первым двум согласным буквам названия комплекса. Например, индекс пластов покурской свиты — ПК, новопортовской подсвиты — НП.

В ряде случаев можно допустить отклонение от общих правил индексации комплексов или горизонтов. Так, в центральных районах Западно-Сибирской плиты горизонту, охватывающему разрез алымской и черкашинской свит, был присвоен индекс А, а горизонту, охватывающему отложения нижневартовской подсвиты и мегионской свиты, — индекс Б. Эти горизонты прослежены сейчас на большей части Западно-Сибирской провинции, охватывают разрезы многих свит, и в этих условиях эти индексы настолько прочно вошли в практику поисково-разведочных работ, что менять их не имеет смысла, тем более что это не нарушает общих принципов.

Аналогичная ситуация имеет место в отложениях юрской системы, проницаемым пластам которой присвоен индекс Ю.

Под стратиграфическим районом понимается территория распространения комплекса или горизонта, в пределах которой основные пласты коррелируются с достаточной уверенностью. При такой формулировке стратиграфический район может охватывать часть или несколько нефтегазоносных районов или зон. Каждому стратиграфическому району присваивается индекс, состоящий

из первой буквы названия района. Последнее, как правило, должно совпадать с названием основного нефтегазоносного района.

2. В каждом стратиграфическом районе выбирается стратотипический разрез по скважине, характеризующийся наиболее полным разрезом, достаточной обеспеченностью керном, охарактеризованным фаунистическими или флористическими определениями. По этой скважине выделяются все проницаемые пласты, которые нумеруются сверху вниз. При выделении проницаемых пластов необходимо произвести корреляцию их на локальной площади, где пробурена стратотипическая скважина, для избежания ошибок при выделении проницаемых пластов. Под проницаемым пластом понимается геологическое тело небольшой мощности, все проницаемые породы которого гидродинамически связаны между собой на данной локальной площади.

3. Индекс пласта состоит из индекса нефтегазоносного комплекса (или горизонта), индекса района и номера пласта. Проницаемые пласты индексируются заглавными буквами, непроницаемые — строчными. Например, индексы проницаемых пластов алымской и черкашинской (верхневартовской) свит в Сургутском районе — $АС_1$, $АС_2$, . . ., $АС_n$, в Нижневартовском районе — $АВ_1$, $АВ_2$, . . ., $АВ_n$. Непроницаемые пласты в этих же районах, соответственно должны индексироваться $ав_1$, $ав_2$ и т. д.; $ас_1$, $ас_2$ и т. д. Одинаковые номера в проницаемом и непроницаемом пластах означают, что последний залегает над первым.

В новых районах, где из-за недостаточной изученности нельзя проследить территорию, в пределах которой пласты достоверно коррелируются, можно допустить временную индексацию только по названию комплекса (или горизонта). В последующем этот индекс будет дополнен индексом района.

При совпадении территорий района и комплекса пласты индексируются только по названию комплекса.

4. Если два проницаемых пласта или более объединяются за счет изменения литологического состава разделяющих их непроницаемых пластов, то под их индексом ставятся крайние номера объединенных пластов ($АС_{1-3}$, $БВ_{8-9}$ и т. д.). Аналогично индексируются объединенные непроницаемые пласты ($ас_{1-3}$, $бв_{8-9}$ и т. д.).

5. Если пласт разделяется на несколько выдержанных пропластков, то для каждого из них в верху индекса пласта ставится порядковый номер пропластка сверху вниз арабскими цифрами. Если пропласток сложен непроницаемыми породами, то номер его ставится в скобках. Например, проницаемые пропластки пласта $БС_{10}$ будут индексироваться следующим образом: $БС^1_{10}$, $БС^2_{10}$ и т. д. Внутри этого же пласта непроницаемые пропластки индексируются аналогично, но порядковый номер их ставится в скобках: $БС^{(1)}_{10}$, $БС^{(2)}_{10}$ и т. д. При этом непроницаемые пропластки $БС^{(1)}_{10}$, $БС^{(2)}_{10}$ и т. д. залегают над соответствующими проницаемыми пропластками $БС^1_{10}$, $БС^2_{10}$ и т. д. Проницаемые пропластки внутри непроницаемых пластов имеют индекс $бс^1_{10}$, $бс^2_{10}$ и т. д., а непроницаемые пропластки над ними — $бс^{(1)}_{10}$, $бс^{(2)}_{10}$ и т. д.

В необходимых случаях, например, при подсчете запасов нефти и газа, особенно при определении коэффициента нефтеотдачи, могут быть выделены и подразделения еще более дробные, чем пласт и пропласток.

6. Свиты, подсвиты, пачки и пласты, как правило, прослеживаются не на всей территории региона, а необходимость выделения подразделений стратиграфической шкалы по всей территории региона очевидна. В качестве единиц

такой группы стратиграфических подразделений мы предлагаем рассматривать серию, горизонт, слои и региональную биозону. Эта группа подразделений является промежуточной между единой и местной стратиграфическими шкалами и может рассматриваться в качестве региональной шкалы. Соответственно при характеристике и выделении таких стратиграфических единиц следует придерживаться принципов выделения единой шкалы, но применительно к одному седиментационному бассейну (региону).

Серия — отложения, представляющие наиболее крупное подразделение общей шкалы, прослеживаемые по всей территории региона и образовавшиеся в течение крупного ритма или его части. На границах серии отмечаются следы тектонических движений по всей или большей части территории региона. Границы серии совпадают с границами единой стратиграфической шкалы, но часто могут проходить и внутри, и параллельно им. Отложения серии характеризуются определенными комплексами растительных и животных остатков. Серия состоит из горизонтов. Ей присваивается географическое название. За стратотип серии принимается разрез с четкими границами горизонтов как внутри, так и в кровле и подошве ее, совпадающими с границами свит, реже — подсвит.

Горизонт — отложения, прослеживающиеся по всей территории геотектонической структуры (региона), образовавшиеся в определенные этапы мегацикла и являющиеся частью серии. Горизонт объединяет одновозрастные свиты или их одновозрастные части. Граница его может как соответствовать, так и не соответствовать границам единой стратиграфической шкалы, но она всегда будет примерно параллельной им. Отложения стратиграфического горизонта характеризуются определенными комплексами растительных и животных остатков, и им присваивается географическое название. За стратотип горизонта следует принимать разрез наиболее распространенной на площади изучаемого региона свиты или подсвиты.

Слои — отложения, прослеживающиеся по всей территории региона, образовавшиеся в определенные этапы мезоцикла. Слои объединяют по горизонтам одновозрастные подсвиты, пачки при их части. Название слоя принимается по имени наиболее широкораспространенной в регионе подсвите, пачке, реже — свиты.

Региональная биозона — отложения, образовавшиеся за время существования характерного комплекса органических форм, чаще всего отдельных видов моллюсков, характерных для данного региона. В отдельных случаях региональная биозона может совпадать по объему с зоной единой стратиграфической шкалы. Обычно она соответствует слою или горизонту.

Региональная биозона прослеживается по всей территории региона независимо от фациального состава одновозрастных отложений.

Наименование региональной биозоны дается по наиболее характерной форме (виду) из состава руководящей фауны, чаще всего — моллюсков.

В грубой схеме для одного региона можно рекомендовать следующее сопоставление по вертикальному объему стратиграфических единиц региональной и местной шкал: серия объединяет несколько свит, накапливавшихся в близких фациальных условиях; горизонт может соответствовать свите или подсвите, двум или трем подсвитам смежных свит в зависимости от конкретных геологических условий каждого региона; слои соответствуют пачке, двум или трем смежным пачкам. Региональная биозона объединяет в определенном стратиграфическом интервале одну или несколько местных биозон как по разрезу, так и по площади.

В ряде случаев пласт можно рассматривать и как подразделение региональной шкалы, если имеются достоверные доказательства о его распространении по всему региону. В этом случае он является частью слоев.

Единая, региональная и местная стратиграфические шкалы дополняют друг друга и должны быть использованы совместно в зависимости от масштабности и целей исследований.

В единой стратиграфической шкале главным признаком является продолжительность образования того или иного стратиграфического подразделения. Соответственно здесь однозначно решается вопрос о соподчиненности одних подразделений другим.

В региональной и местной шкалах при выделении различных стратиграфических подразделений на первое место часто выступает мощность отложений. Скорость осадконакопления в различных участках земной коры колеблется в таких широких пределах, что можно лишь говорить о соподчиненности подразделений местных шкал только внутри отдельных регионов и то не во всех случаях. Пачка, а в некоторых случаях даже пласт одного региона, может иметь большее время накопления, чем свита и даже серия другого региона.

Вследствие этого ввести ограничения по соподчиненности единиц единой, региональной и местных стратиграфических шкал невозможно. Единая региональная и местная шкалы являются самостоятельными, и в каждом регионе их обоснование должно проводиться одновременно без противопоставления одной схемы другой. Только совместное изучение, постоянная корректировка положения границ региональных, местных и единой стратиграфических шкал позволит объективно восстановить историю Земли и отдельных ее регионов и участков.

§ 2. Стратиграфия мезозойско-кайнозойских отложений платформенного чехла

В отложениях мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты выделяются девять серий: тампейская, заводоуковская, полудинская, саргатская, покурская, дербышинская, называевская, некрасовская и бурлинская. Все эти серии объединяются в три мегацикла: триас-аптский, апт-олигоценовый и олигоцен-четвертичный. В основании каждого мегацикла залегают преимущественно континентальные, в кровле — преимущественно морские или прибрежно-морские отложения. В триас-аптский мегацикл входят тампейская, заводоуковская, полудинская и саргатская серии; в апт-олигоценовый — покурская, дербышинская и называевская; в олигоцен-четвертичный — некрасовская и бурлинская серии. Последний мегацикл неполный. В его составе присутствует только нижняя континентальная часть разреза.

Стратиграфия мезозойско-кайнозоиских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты дается в основном по унифицированной и корреляционной схемам, принятым на межведомственном стратиграфическом совещании в 1967 г. в г. Тюмени и утвержденным МСК СССР в январе 1968 г. Если объем или возраст стратиграфических подразделений изменен, то в каждом конкретном случае дается обоснование причин этого отступления.

Корреляционная стратиграфическая схема Западно-Сибирской плиты приведена на рис. 9 (см. вкладку в конце книги).

В табл. 9 приведены данные по изменению возраста стратиграфических единиц местной шкалы с 1956 по 1967 г.

Изменение возраста подразделений местной и региональной стратиграфиче
(по результатам Межведомственных

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
1. **Иртышская серия** (P—N irt)	А. К. Богданович, 1944	р. Иртыш
2. **Бурлинская серия** (N brl)	З. Т. Алескерова, Т. И. Осыко, 1955	оз. Бурлинское
3. Кочковский (N kc)	Совещание, 1960	Верхнее Приобье
4. Кустанайский (N ks)	Совещание, 1960	Тургай
5. Полуйская (N_2—Q_1pl)	Ю. Ф. Захаров, 1960	р. Полуй
6. Вороновская (N_2v_2)	—	—
7. Кустанайская (N_2ks)	А. П. Сигов, 1954	г. Кустанай
8. Жуншуликская (N_{1-2}gn)	Совещание, 1960	Тургай
9. Котпаганская (N_{1-2}kt)	То же	»
10. Кочковская (N_2kc)	В. А. Мартынов, 1959	Верхнее Приобье
11. Вараковская (P_3—N_2vr)	Совещание, 1956	Чулымо-Енисейский район
12. Бетекейская (N_2bt)	Совещание, 1967	Южная Обь
13. Павлодарский (N pv)	Совещание, 1960	р. Иртыш
14. Жиландинская (N_1gl)	А. Л. Яншин, 1953	р. Жиланда
15. Черлакская (N_{1-2}kt)	В. Н. Николаев, 1957	р. Иртыш
16. Павлодарская (N_{1-2}pv)	В. В. Лавров, 1953	»
17. Асташевская (N_{1-2}as)	Б. М. Келлер, 1949	с. Асташ
18. Аральский (N ar)	Совещание, 1960	Тургай
19. Таволжанский (N tv)	Совещание, 1960	Куланда
20. Аральская (N_1ar)	А. Л. Яншин, 1953	Аральское море
21. Пелымская (N_{1-2}pl)	В. А. Лидер, 1956	р. Пелым
22. Бещеульский (N bs)	—	—
23. Бещеульская (N_1bs)	В. А. Николаев, 1947	р. Иртыш
24. Болотнинская (N_1bl)	И. Г. Зальцман, 1960	Новосибирское Приобье
25. Стрижевская (N_2st)	Совещание, 1960	Омское Прииртышье
26. Жаксыклычская (P_3gk)	Л. Н. Формозова	Гора Жаксыклыч
27. Зареченская (N_1zr)	Совещание, 1960	Нижняя Обь
28. Ажарминская (N_1ag)	То же	р. Ажарма
29. Кирнаевская (N_1kr)	И. Г. Зальцман	р. Енисей
30. Ишимская ($N_1$is)	В. А. Николаев, 1947	р. Ишим

ских шкал мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты совещаний в 1956, 1960 и 1967 гг.)

Мощность, м	Возраст, утвержденный МСК СССР					
	1956 г.		1960 г.		1967 г.	
	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек
0—300	$-P_3^1+N_2^3$	—	—	—	—	—
0—120	—	—	$+N_1^1+N_2^3$	—	$+N_1^1+N_2^3$	—
0—70	—	—	—	—	—	—
0—50	—	—	$+N_2^3$	—	—	—
0—10	—	—	$+Q_1$	0/0	$-N_2^3-Q_1$	0/0
0—20	$+N_2^3$	—	—	—	—	—
8—50	$+N_2^2$	—	$+N_2^3$	0/0	$+N_2^2+N_2^3$	0/0
40—50	—	—	$+N_1^1+N_2^2$	0/0	—	7
40—40	—	—	$+N_1^1+N_2^2$	0/0	—	7
10—70	—	—	$+N_2^3-Q_1$	0/0	$-N_2^2+N_2^3$	2/0
0—50	$-P_3^2+N_1^2$	0/0	—	—	—	—
10—15	—	—	—	—	$-N_2^2+N_2^3$	0/0
5—70	—	—	$+N_1^2+N_2^2$	—	—	—
6—10	$-N_1^2-N_1^3$	—	$+N_1^2+N_1^3$	0/0	$-N_1^3$	0/0
20—25	$+N_1^3+N_2^1$	—	—	—	—	—
5—70	$+N_1^3+N_2^1$	—	$+N_1^2+N_2^2$	0/0	$+N_1^3-N_2^2$	0/0
10—20	$(N_1^3+N_2^1)$	%	$+N_1^2+N_2^2$	0/0	$+N_1^2-N_2^2$	0/0
0—80	—	—	—	—	—	—
0—80	—	—	$+N_1^1$	—	—	—
10—15	$+N_1^1-N_1^2(+N_1^2)$	—	$+N_1^1$	0/0	$+N_1^1+N_1^2$	0/0
0—25	—	—	$+N_1^1+N_2^1$	0/0	—	—
10—70	—	—	—	—	—	—
10—20	$-P_3^2+P_3^2$	—	—	—	$+N_1^1$	0/0
10—55	—	—	$+P_3^3$	0/0	$+N_1^1$	0/0
5—30	—	—	$+N_1^1+N_2^1$	0/0	—	22
0—7	$-P_3^2-P_3^2$	—	—	—	—	—
10—20	—	—	$-N_1^1$	0/0	—	22
10—25	—	—	$+P_3^3$	0/0	$+N_1^1$	0/0
20—40	$+N_1^1+N_1^2$	—	$+N_1^1$	0/0	$+N_1^1$	0/0
10—25	$+N_1^1+N_1^2$	—	—	—	$+N_1^2$	0/0

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
31. Таволжанская (N_1tv)	И. Г. Зальцман, 1955	Кулунда
32. Киреевская (N_1kr)	Совещание, 1960	
33. Калкаманская (N_1kl)	Совещание, 1967	оз. Калкаман
34. **Некрасовская серия** (P nkr)	Совещание, 1960	Юг Зап.-Сиб. плиты
35. Абросимовский (P_3ab)	—	—
36. Знаменский (P zn)	Совещание, 1960	—
37. Чаграйская (P_3og)	Л. Н. Формозова, 1949	Чаграйское плато
38. Наурзумская (P_3nz)	А. Д. Яншин, 1953	Тургай
39. Зятьковская (P_3rt)	—	Кулунда
40. Хантейская (P_3hn)	В. А. Лидер, 1956	р. Толья
41. Журавский (P_3gr)	—	—
42. Журавская (P_3gr)	И. Г. Зальцман, 1955	—
43. Абросимовская (P_3ab)	В. А. Николаев, 1947	Кулунда
44. Туртасская (P_3tr)	С. Б. Шацкий, 1960	р. Туртасс
45. Знаменская (P_3zn)	И. Г. Зальцман, 1955	Кулунда
46. Лагернотомская (P_3lt)	—	р. Томь
47. Корликовская (P_3kr)	—	с. Корлики
48. Бельская (P_3bl)	—	Енисейский кряж
49. Новомихайловский (Pnm)	Совещание, 1960	Юг Зап.-Сиб. плиты
50. Чиликтинский (Pcl)	То же	Тургай
51. Чиликтинская (P_3cl)	Л. Н. Формозова, 1949	оз. Челикты
52. Купинская (P_3kp)	И. Г. Зальцман, 1955	р. Обь
53. Новомихайловская (P_3nm)	То же	»
54. Куртамышская (P_3kr)	Совещание, 1960	Ю. Приуралье
55. Атлымский (P at)	То же	Юг Зап.-Сиб. плиты
56. Кутанбулакская (P_3kt)	Л. Н. Формозова, 1949	Сев. Приаралье
57. Атлымская (P_3at)	С. Б. Шацкий, В. А. Николаев, 1956	р. Обь
58. **Называевская серия** (P nzv)	З. Т. Алескерова, Т. И. Осыко, 1955	Юг Зап.-Сиб. плиты
59. Чеганский (P cg)	Совещание, 1960	Тургай
60. Чеганская (P_{2-3}cg)	О. С. Вялов, 1930	р. Чеган
61. Юрковская (P_{2-3}jr)	Совещание, 1960	Васюганский профиль
62. Люлинворский (P ll)	То же	Запад Зап.-Сиб. плиты

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
63. Верхнелюлинворская (P_2ll_3)	—	—
64. Среднелюлинворская (P_2ll_2)	—	—
65. Нижнелюлинворская (P_2ll_1)	—	—
66. Ирбитская (P_2ir)	А. П. Сигов, 1956	р. Ирбит
67. Серовская (P_2sr)	То же	г. Серов
68. Олентинская (P_2ol)	Совещание, 1960	Северный Казахстан
69. Люлинворская (P_2ll)	П. Ф. Ли, 1955	Сев. Сосьва
70. Кусковская (P_2kk)	Совещание, 1967	—
71. Остроновская ($P_{1-2}os$)	То же	—
72. Талицкий (P tl)	Совещание, 1960	Запад Зап.-Сиб. плиты
73. Ивдельский (P iv)	—	—
74. Ивдельская (P_1iv)	В. М. Сергиевский, 1947	Ивдельский
75. Марсятский (P mr)	—	—
76. Марсятская (P_1mr)	А. П. Сигов, 1956	ст. Марсяты
77. Талицкая (P_1tl)	З. Т. Алескерова, Т. И. Осыко, 1955	Талицкая, 1-Р
78. Рявкинская (P_1rv)	Совещание, 1960	Сев. Казахстан
79. Парабельская (P_1pr)	Ф. Г. Гурари, 1959	Парабельский профиль
80. Тибейсалинская (P_1tb)	Н. Х. Кулахметов, 1968	Тазовская пл.
81. Соровская (P_1sr)	Совещание, 1967	Усть-Енисейск. р-н
82. Сымская (K_2—P_2ss)	И. В. Лебедев, С. Б. Шацкий, В. А. Мизеров, 1954	р. Сым
83. **Дербышинская серия** (K drb)	Н. Н. Ростовцев, 1955	Юг Зап.-Сиб. плиты
84. Ганькинский (K_2^1gn)	Совещание, 1960	То же
85. Фадюшинская (K_2fd)	Раб. комиссия, 1956	р. Аят
86. Ганькинская (K_2gn)	А. К. Богданович, 1944	Ганькинская, 1-В
87. Слои без названия	Совещание, 1960	Усть-Енисейск. р-н
88. Танамская (K_2th)	То же	Большехетская, 14-К
89. Костровская (K_2ks)	А. А. Булынникова, А. Н. Резапов, 1965	Туруханская 23-К
90. Березовский (K br)	Совещание, 1960	Запад Зап.-Сиб. плиты
91. Камышловская (K_2km)	Раб. комиссия, 1956	Приуралье
92. Леплинская (K_2lp)	В. А. Лидер, 1956	р. Лепля
93. Устьманьинская (K_2ns)	То же	р. Сосьва
94. Березовская (K_2br)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Березовская, 1-Р
95. Славгородский (K sl)	—	Юг Зап.-Сиб. плиты
96. Славгородская (K_2sl)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Славгородская, 1-Р

Продолжение табл. 9

Мощность, м	Возраст, утвержденный МСК СССР					
	1956 г.		1960 г.		1967 г.	
	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек
10—100	—	—	—	—	—	—
20—150	—	—	—	—	—	—
20—100	—	—	—	—	—	—
90—230	$+P_2^2-P_2^3$	0/0	$+P_2^2-P_2^3$	0/0	Объед. с 65	—
100—250	$+P_2^1$	0/0	$+P_2^1$	0/0	Объед. с 65	—
0—20	—	—	$+P_2^1-P_2^3$	0/0	Объед. с 65	—
30—250	$+P_2^1-P_2^3$	0/0	$+P_2^1-P_2^3$	2/0	$+P_2^1-P_2^3$	3/0
30—40	—	—	—	—	$-P_2^1-P_2^3$	0/0
30—50	—	—	—	—	$+P_1^1-P_2^3$	2/0
35—270	—	—	$+P_1^1$	—	—	—
50—200	—	—	—	—	—	—
50—200	$+P_1^2$	0/0	$+P_1^2$	0/0	$+P_1^2$	—
100—200	—	—	—	—	—	—
100—200	$-K_2d+P_1^1$	0/1	$-P_1$	0/1	$+P_1^1$	—
90—270	$-K_2d+P_1^2$	0/0	$+P_1$	2/0	$+P_1$	2/0
0—20	—	—	$+P_1$	0/0	Объед. с 63	—
50—100	—	—	$+P_1^1$	0/0	$-P_1^1+P_1^2$	0/0
—	—	—	—	—	$+P_1$	2/0
35—85	$(-K_2mt_2+P_1)$	0/0	$(-K_2mt_2+P_1)$	0—0	$+P_1$	0/0
0—400	$-K_2mt_2+P_1^2$	0/0	$-K_2cn_1+K_2d_2$	2/0	$+K_2cn-P_1^1$	2/0
300—800	$-K_2t_1+K_2mt$	—	—	—	$+K_2t_1+K_2d$	—
10—220	—	—	$+K_2mt+K_2d_2$	0/0	—	—
0—70	В составе 78	—	В составе 78	—	$-K_2cp_2+K_2d$	—
40—220	$+K_2mt_1-K_2d_2$	0/1	$+K_2mt_1+K_2d_2$	0/1	$-K_2cp_2+K_2d_2$	2/0
10—20	—	—	$(+K_2d_1+K_2d_2)$	0/0	Объед. с 76	—
70—100	$(+K_2mt_1-K_2mt_2)$	0/0	$(+K_2mt)$	0/0	$+K_2mt_1+K_2mt_2$	0/0
0—120	$(K_2cp_1+K_2cp_2)$	0/0	$(K_2sp_1+K_2cp_2)$	0/0	$+K_2st_2-K_2mt_2$	0/0
70—650	—	—	$-K_2t_2+K_2mt_2$	—	—	—
10—20	$+K_1st_3+K_1cp_2$	—	В составе 101	—	—	0/0
40—200	—	—	$+K_2cp_2$	0/0	$1/K_2cp_1-K_2cp_2$	0/0
20—25	—	—	$-K_2t_2+K_2cp_1$	0/1	$-K_2t_2+K_2st_2$	0/0
70—120	—	—	$-K_2t_2+K_2cp_2$	2/0	$-K_2t_2-K_2cp_2$	2/2
0—160	—	—	—	—	—	—
30—160	$+K_2cn_1+K_2cp_2$	—	$+K_2st_2$	0/0	$+K_2sp_1-K_2cp_2$	0/0

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
97. Ипатовский (K ip)	—	Юг Зап.-Сиб. плиты
98. Ипатовская (K_2ip)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Ипатовская, 1-Р
99. Мессояхская (K_2ms)	Совещание, 1960	Большехетская, 2-К
100. Мергельтовская (K_2mr)	А. А. Булынникова, А. Н. Резанов, 1965	Туруханская, 23-К
101. Колпашевская (K_2kl)	М. А. Толстихина, 1955	Колпашевская пл.
102. Касская (K_2ks)	И. В. Лебедев, 1933	р. Касс
103. Белоярская (K_2P_1bl)	Совещание, 1956	Максимкин-Ярский р-н
104. Синячихинская (K_2sn)	То же	Ср. Урал
105. Кузнецовский (K kz)	Совещание, 1960	—
106. Мугайская (K_2mg)	Свердл. совещ., 1956	Мугайск. мест.
107. Кузнецовская (K_2kz)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Кузнецовская, 1-Р
108. Симоновская (K_{1-2}sn)	Л. А. Рогозин, 1936	р. Чулым
109. **Покурская серия** (K pkr)	Совещание, 1956	ЗСН
110. Уватский (K uv)	Совещание, 1960	ЗСН
111. Мысовская (K mv)	Раб. комиссия, 1956	Синячихинский мыс
112. Уватская (K_2uv)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Уватская, 1-Р
113. Кийская (K_2ks)	А. Р. Ананьев, 1947	р. Кия
114. Покурская (K_{1-2}pk)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Покурская, 1-Р
115. Леньковская (K_{1-2}ln)	И. Г. Зальцман, 1955	Леньковская
116. **Устьтазовская серия** (K_{1-2}ust)	Совещание, 1967	Тазовская пл.
117. Маковская (K_{1-2}mk)	А. Н. Резанов	Туруханская, 1-Р
118. Долганская (K_{1-2}dl)	В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, 1957	Долганская, 117-К
119. Парбигская (K_{1-2}pb)	Ф. Г. Гурари, 1957	Парбигская скв.
120. Пировская (K_1pr)	А. А. Булынникова, 1961	Пировская, 1-К
121. Верхнехантымансийский (K vh)	—	ЗСН
122. Хантымансийский (K hm)	Совещание, 1960	ЗСН
123. Хантымансийская (K_1hm)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Хантымансийская, 1-Р
124. Нижнехантымансийский (K_1hh_1)	—	Запад Зап.-Сиб. плиты
125. Синарская (K_1sn)	Раб. комиссия, 1956	Ср. Приуралье
126. Алапаевская (K_1al)	То же	То же
127. **Викуловский** (K_1vk)	Совещание, 1956	Запад Зап.-Сиб. плиты
128. Викуловская (K_1vk)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Викуловская пл.
129. Яковлевская (K_1jk)	В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, 1957	Яковлевская, 1-Р
130. Северососьвинская (K_1ss)	В. А. Лидер, 1956	р. Сев. Сосьва
131. **Саргатская серия** (K srg)	Н. Н. Ростовцев, 1955	ЗСН
132. Кошайский (K ks)	—	—
133. Киялинский (K kl)	Совещание, 1960	ЗСН
134. Нижнеалымский (K al)	—	ЗСН
135. Черкашинский (K ck)		Запад Зап.-Сиб. плиты

Продолжение табл. 9

Мощность, м	Возраст, утвержденный МСК СССР					
	1956 г.		1960 г.		1967 г.	
	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек
50—100	—	—	—	—	—	—
50—100	В составе 90	—	$-K_2t_2+K_2st_1$	0/0	$-K_2t_2+K_2st_2$	0/0
340—650	$(-K_2t_2+K_2st_2)$	0/5	$(-K_2t_2+K_2cp_2)$	0/5	$-K_2t_2+K_2cp_2$	3/4
100—310	—	—	—	—	$-K_2t_2+K_2st_1$	0/0
100—150	$+K_2t_1-K_2mt_2$	0/2	Подразделена на 80, 92, 101	—	—	—
100—120	$+K_2cn_1-K_2mt_2$	0/0	—	—	—	—
50—100	$+K_2t_1+P_1^2$	0/0	—	—	Объед. с 76	—
0—15	$K_2cn_1+K_2st_1$	0/0	В составе 88	—	В составе 88	—
—	—	—	$+K_2t_1-K_2t_2$	—	—	—
0—60	$+K_2t_1+K_2st_1$	0/0	$+K_2t_1-K_2t_2$	0/0	$+K_2t_1-K_2t_2$	0/0
10—110	$+K_2t_1+K_2t_2$	0/0	$+K_2t_1-K_2t_2$	0/0	$+K_2t_1-K_2t_2$	0/0
200—300	$-K_1ab_1+K_2t_2$	0/0	$+K_2cm_1+K_2t_2$	0/0	$+K_1ap_2+K_2t_2$	3/0
200—1000	—	—	—	—	$+K_1ap_1+K_2cm_2$	—
100—300	—	—	$+K_2cm_1+K_2cm_2$	—	—	—
20—30	$-K_1ah-K_2cm$	0/0	$+K_2cm_1+K_2cm_2$	0/0	(K_2cm)	0/0
100—300	$-K_2cm+K_2cm$	0/0	$+K_2cm_1+K_2cm_2$	0/0	$+K_2cm$	0/0
20—165	$-K_1ap-K_1al$	0/0	$+K_1ap_1+K_1al_3$	0/0	$+K_2cm$	2/0
400—850	$+K_1ap_1+K_2cm$	0/0	$+K_1ap_1+K_2cm_2$	2/0	$-K_1ap_2+K_2cm_2$	3/2
500—1000	—	—	$+K_1ap_1+K_2cm_2$	0/0	$-K_1ap_2-K_2t_1$	0/0
1000—2000	—	—	—	—	$-K_1v_2+K_2cm_2$	0/0
180—350	—	—	В составе 108	—	$-K_1al_2+K_2cm_2$	0/0
150—600	$+K_2cm$	0/2	$-K_1al_3+K_2cm_2$	0/0	$-K_1al_2+K_2cm_2$	0/0
1000—1250	—	—	$-K_1ap_1+K_2st_1$	0/0	—	—
300—500	—	—	$-K_1ap_1+K_1al_3$	0/0	—	—
50—100	—	—	—	—	—	—
20—310	—	—	$+K_1al_1+K_1al_3$	—	—	—
160—310	$-K_2al-K_2cm$	0/0	$+K_1al_1+K_1al_3$	2/0	$+K_1al_2+K_1al_3$	2/2
0—200	—	—	—	—	—	—
20—80	$-K_1al$	0/0	$-K_1b_1+K_1al_3$	0/0	$+K_1ap_1+K_1al_3$	0/1
0—50	$+K_1ap$	0/0	—	—	—	—
60—300	—	—	$-K_1ap_1+K_2al_2$	—	—	—
110—300	$+K_1ap-K_1al_1$	0/0	$-K_1ap_1+K_1ap_2$	0/1	$-K_1ap_2+K_1al_1$	2/0
65—525	$+K_1ap+K_1al$	0/0	$-K_1ap_1+K_1al_2$	0/2	$-K_1ap_2-K_1al_2$	0/0
60—600	$+K_1ap-K_1al$	0/0	$+K_1ap_1+K_1al_2$	0/0	$-K_1h_2+K_1al_1$	0/0
150—685	—	—	—	—	$-K_1v_1-K_1ap_2$	—
20—55	—	—	—	—	—	—
150—685	—	—	$+K_1h_1+K_1b_2$	—	—	—
20—150	—	—	—	—	—	—
50—150	—	—	—	—	—	—

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
136. Кошайская (K_1ks)	П. Ф. Ли, 1954	Леушинская, 1-Р
137. Алымская (K_1al)	Совещание, 1967	Уватская, 1-Р
138. Малохетская (K_1ml)	В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, 1957	Малохетская, 1-Р
139. Леушинская (K_1ls)	П. Ф. Ли, 1955	Леушинская, 1-Р
140. Черкашинская (K_1ck)	Ю. В. Брадучан, 1967	Уватская, 1-Р
141. Карбанская (K_1kr)	То же	Покровская, 1-Р
142. Без названия	Совещание, 1956	Березовская, 1-Р
143. Тыньинская (K_1tn)	А. П. Сигов, 1956	р. Тынья
144. Фроловская (K_1fr)	И. И. Нестеров, П. Ф. Ли, 1958	Малоатлымская, 1-Р
145. Вартовская (K_1vr)	Н. А. Толстихина, 1957	Покурская, 1-Р
146. Киялинская (K_1kl)	А. К. Богданович, 1944	Новологиновская, 1-Р
147. Илекская (K_1il)	Л. А. Рогозин, 1936	Гора Илек
148. Нижневартовский (K nv)	—	Центр. Приобье
149. Улансынская (K_1ul)	В. А. Лидер, 1956	р. Толья
150. Харосоимская (K_1hr)	То же	р. Сев. Сосьва
151. Алясовская (K_1as)	П. Ф. Ли, 1955	Березовская, 1-Р
152. Шаимская ($J_3—K_1sm$)	Совещание, 1967	Шаимская пл.
153. Ахская (K_1ah)	П. Ф. Ли, 1960	Уватская, 1-Р
154. Ярротинская ($J_3—K_1jr$)	Совещание, 1967	Новопортовская, 53-Р
155. Юрацкая (K_1jr)	То же	Туруханская, 1-Р
156. Суходудинская (K_1sh)	Совещание, 1967	Малохетская, 10-Р
157. **Полудинская серия** (K pld)	А. К. Богданович, 1944	пос. Полудино
158. Тарский (K tr)	Совещание, 1960	Юг Зап.-Сиб. плиты
159. Тарская (K_1tr)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Тарская, 1-Р
160. Мегионская (K_1mg)	И. И. Нестеров, Ю. В. Брадучан, 1965	Мегионская
161. Елогуйская (K_1el)	Совещание, 1967	Елогуйская, 1-Р
162. Нижнехетская (K_1nh)	То же	Малохетская, 10-Р
163. Куломзинский (K kl)	Совещание, 1960	Юг Зап.-Сиб. плиты
164. Куломзинская (K_1kl)	З. Т. Алескерова, Т. И. Осыко, 1955	Омская, 1-Р
165. Тебисская (K_1tb)	Н. Н. Ростовцев, 1955	Тебисская, 1-Р
166. Баженовский (J bg)	—	Запад Зап.-Сиб. плиты
167. Георгиевский (J gr)	—	То же
168. Федоровская ($J_3—K_1fd$)	В. А. Лидер, 1956	р. Лопсия
169. Марьяновский (J mr)	Совещание, 1960	Юг Зап.-Сиб. плиты
170. Тутлеймская ($J_3—K_1tt$)	П. Ф. Ли, 1956	Тутлеймская пл.
171. Баженовская (J_3bg)	Ф. Г. Гурари, 1958	Большереченская, 1-Р
172. Лопсинская (J_3lp)	В. А. Лидер, 1956	р. Лопсия
173. Слои без названия	То же	То же
174. Марьяновская (J_3mr)	З. Т. Алескерова, Т. И. Осыко, 1955	Омская, 1-Р

Продолжение табл. 9

Мощность, м	Возраст, утвержденный МСК СССР					
	1956 г.		1960 г.		1967 г.	
	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек
20—45	—	—	В составе 122	—	$-K_1ap_1-K_1ap_2$	0/2
70—135	—	—	В составе 138	—	$+K_1ap_1-K_1ap_2$	2/4
150—350	$-K_1h_2+K_1b_2$	0/0	$+K_1b_1+K_1b_2$	0/0	$+K_1b_1-K_1ap_2$	0/0
200—370	В составе 138	—	$+K_1h_1+K_1b_2$	0/0	$-K_1h_1-K_1ap_1$	0/4
120—140	—	—	—	—	$-K_1h_2+K_1b_2$	0/0
140—160	—	—	—	—	$-K_1h_2+K_1b_2$	2/0
130—550	$(-K_1v_1+K_1h_1)$		В составе 144	—	В составе 144	—
0—50	$+K_1h_2+K_1b_2$	0/0	$+K_1h_1+K_1b_2$	0/0	$+K_1h_1+K_1b_2$	0/0
600—800	—	—	$+K_1rb+K_1ap_1$	0/0	$+K_1br-K_1ap_1$	0/0
360—470	$+K_1h_2+K_1b_2$	0/0	$+K_1h_1+K_1b_2$	0/0	$-K_1v_2+K_1h_2$	2/3
400—685	$+K_1h_2+K_1b_2$ $(-K_1v_2)$	0/0	$+K_1h_1+K_1b_2$	0/0	$-K_1v_2-K_1ap_2$	0/0
100—760	$+K_1br+K_1b_2$	0/0	$+K_1br+K_1b_2$	0/0	$+K_1br-K_1ap_1$	0/0
50—250	—	—	—	—	—	—
35—40	$+K_1h_2+K_1b_2$	0/0	$+K_1h_1+K_1b_2$	0/0	$-K_1h_1-K_1h_2$	0/0
50—80	$-K_1v_1+K_1v_2$	0/0	$(+K_1v_1-K_1v_2)$	0/0	$+K_1br_2-K_1h_1$	0/0
50—200	В составе 121	0/0	$K_1v_1+K_1v_2$	0/2	$-K_1br-K_1h_2$	0/3
20—50	—	—	—	—	$+J_3cl_2-K_1h_1$	2/6
200—500	—	—	—	—	$+K_1br-K_1h_2$	0/1
180—300	—	—	—	—	$+J_3cl_2-K_1h_2$	3/0
260—650	—	—	—	—	$-K_1br+K_1h_2$	3/0
590—650	$(+K_1v_2+K_1h_1)$	0/2	$(-K_1v_2+K_1h_2)$	0/3	$+K_1v_2+K_1h_2$	3/0
150—560	$+J_3cl_1+K_1h_1$	—	$J_3cl_1+K_1v_2$	—	$+J_3cl_2-K_1v_2$	—
80—180	—	—	$-K_1v_2+K_1v_2$	—	—	—
80—180	$-K_1v_1+K_1h_1$	0/0	$-K_1v_2+K_1v_2$	0/0	$K_1v_1-K_1v_2$	0/0
270—460	—	—	—	—	$+K_1br-K_1v_2$	0/2
90—100	—	—	—	—	$-K_1br-K_1v_2$	0/0
180—300	$(-K_1br+K_1v_1)$	0/2	$(-K_1br-K_1v_2)$	0/2	$-K_1br+K_1v_1$	0/3
60—340	—	—	$+K_1br-K_1v_2$	—	—	—
80—250	В составе 158	—	$+K_1br-K_1v_2$	0/1	$+K_1br-K_1v_1$	0/1
180—210	$+J_3cl_1-K_1v_1$	2/0	Раздел на 157, 167	—	Раздел на 157, 164, 168, 173	
20—300	—	—	—	—	—	—
0—100	—	—	—	—	—	—
25—100	$(+J_3v_1-K_1v_1)$	0/2	$+J_3v_1-K_1v_1$	0/3	$+J_3v_2-K_1v_2$	0/2
20—100	—	—	$+J_3cl_1+K_1br$	—	—	—
10—75	—	—	$+J_3v_1+K_1br$	0/0	$+J_3v_1-K_1br$	0/3
40—80	В составе 159	—	В составе 167	—	$+J_3v_1+J_3v_3$	0/0
40—130	—	—	$-J_3km_1-J_3v_1$	0/0	$+J_3km_1+J_3v_1$	0/0
10—20	$(-J_3ox_1-J_1km_1)$	0/3	$(-J_3ox_2-J_3km_1)$	0/3	В составе 165	—
20—100	В составе 158	—	$-J_3cl_1+K_1br$	0/2	$+J_3cl_2+J_3v_3$	2/4

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
175. Георгиевская (J_3mr)	Совещание, 1967	Большереченская, 1-Р
176. Яновстанская (J_3jn)	То же	Туруханская, 1-Р
177. Абалакская (J_3ab)	П. Ф. Ли, 1959	Абалакская пл.
178. Максимоярская (J_3mk)	М. А. Толстихина, 1955	Максимо-Ярская, 1-Р
179. Верхневасюганский (J_3vs_2)	—	Центр Зап.-Сиб. плиты
180. Юконская (J_3jk)	Г. Н. Папулов, 1958	р. Юкон
181. Таборинская (J_3tb)	То же	Туринская, 1-Р
182. Моурыньинская (J_3mn)	П. Ф. Ли, 1963	р. Моурынья
183. Нижневасюганский (J_3vs_1)	—	—
184. Васюганская (J_3vs)	В. И. Шерихова, 1961	Нижневасюганская, 1-Р
185. Наунакская (J_3nn)	И. И. Нестеров, 1966	Мыльджинская пл.
186. Барабинская (J_3br)	Совещание, 1967	Барабинская, 1-Р
187. Татарская (J_{2-3}tt)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Татарская пл.
188. Сиговская (J_3sg)	—	Малохетская, 1-Р
189. Точинская (J_3tc)	1967	Малохетская, 10-Р
190. Тяжинская (J_3tg)	И. В. Лебедев, 1958	Мариинская, 1-Р
191. **Заводоуковская серия** (J zvd)	Н. Н. Ростовцев, 1955	—
192. Малышевский (J ml)	—	—
193. Дузбайская (J_{2-3}dz)	М. В. Бунина, 1956	Убаганская группа впадин
194. Лангурская (J_{1-3}ln)	Совещание, 1956	Лангурская группа впадин
195. Тольинская (J_2tl)	В. А. Лидер, 1957	Тольинское м-е
196. Леонтьевский (J ll)	—	—
197. Оторьинская (J_3ot)	В. А. Лидер, 1957	Оторьинское м-е
198. Малышевская (J_2ml)	В. Н. Сакс, З. З. Ронкина, 1957	Малохетская, 10-Р
199. Тюменская (J_{1-3}tm)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Шеркалинская, 139-Р
200. Покровская (J_{1-2}pk)	То же	Покровская пл.
201. Глушинская (J_{1-2}gl)	О. М. Адаменко, 1967	Глушинская, 253-К
202. Итатская (J_2it)	А. М. Ситникова, 1954	Итатское м-е
203. Лайдинско-вымский (J ll)	—	Усть-Енисейский р-н
204. Караганская (J_2kz)	М. В. Бунина, 1956	Убаганская группа впадин
205. Янымаиьинская (J_{1-2}jn)	В. А. Лидер, 1957	р. Сев. Сосьва
206. Леонтьевская (J_2ln)	Совещание, 1967	Малохетская, 10-Р
207. Вымская (J_2vm)	То же	То же
208. Лайдинская (J_2ld)	»	»
209. Джангодский (J dj)	—	Малохетская пл.
210. Шеркалинский (J sh)	—	—
211. Кушмурунская (J_1ks)	М. В. Бунина, 1956	Убаганская группа впадин
212. Черниговская (J_1cg)	То же	То же
213. Сугоякская (J_1sg)	М. В. Копелева, 1958	Челяб. басс.

Продолжение табл. 9

Мощность, м	Возраст, утвержденный МСК СССР					
	1956 г.		1960 г.		1967 г.	
	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек
5—20	—	—	В составе 167	0/0	$+J_3km$	0/0
30—600	$(-J_3ox_2-K_1br)$	0/4	$(+J_3km_1-K_1br)$	0/4	$-J_3km_1-K_1br$	0/0
0—120	—	—	$-J_3cl_1+J_3km_2$	0/0	$+J_3cl_2-J_3km_3$	2/4
70—90	$J_3cl_1+K_1v_1$	0/0	$-J_3cl_1-J_3km_1$	0/0	$+J_3km_1+J_3v_3$	0/0
10—120	—	—	—	—	—	—
30—40	—	—	—	—	$+J_3cl_2+J_3km_1$	0/0
30—40	—	—	$-J_3cl_1-K_1v_1$	0/0	Объед. с 173	0/0
15—60	—	—	$(+J_3ox_2-J_3ox_2)$	0/0	$+J_3cl_2+J_3ox_2$	0/0
10—150	—	—		—	—	—
20—110	—	—	В составе 167	—	$+J_3cl_2+J_3ox_2$	0/0
40—100	В составе 190	—	В составе 190	—	$+J_3cl_2+J_3ox_2$	0/0
0—15	В составе 158	—	В составе 167	—	$-J_3cl_3+J_3ox_2$	0/0
0—160	$J_2bj_1+J_3bt_3$	0/0	$+J_2bj_1-J_3cl_1$	0/0	$-J_2bt_3-J_3cl_3$	0/0
40—210	$(+J_3cl_3+J_3ox_1)$	0/0	$(+J_3ox_1+J_3ox_2)$	0/0	$+J_3ox_1-J_3km_1$	0/0
10—55	$(+J_3cl_1+J_3cl_2)$	0/0	$(+J_3cl_1+J_3cl_3)$	0/0	$+J_3cl_1+J_3cl_3$	0/0
60—235	$+J_3cl_1+J_3v_3$ (K_1br)	0/0	$-J_3cl_1+J_3v_3$	0/0	$-J_2bt_3+J_3ox_1$	0/0
50—900	$+J_1s_1+J_2bt_3$	—	$J_1p_2-J_3cl_1$	—	$-J_1h+J_3cl_1$	—
70—400	—	—	—	—	—	—
0/90	—	—	—	—	$+J_2bj_1+J_3cl_1$	0/0
0—90	$+J_1s_1+J_2bt_3$	0/0	$+J_2a_1-J_3cl_1$	0/0	$+J_1p_2-J_3v_2$	0/0
0—120	$-J_3cl_1+J_3ox_2$	2/0	$-J_3cl_3-J_3ox_1$	0/0	$+J_2bt_2+J_3cl_1$	0/0
0—100	—	—	—	—	—	—
0—40	—	—	$-J_3ox_1-J_3ox_1$	0/0	Объед. с 187	—
70—400	$(+J_3bt_1+J_2bt_3)$		$(+J_2bt_1+J_2bt_3)$	0/0	$J_2bt_1+J_2bt_3$	0/0
100—500	$+J_1s_1+J_2bt_3$ $(+J_2a_2)$	0/0	$-J_1p_2-J_3cl_1$	0/0	$+J_1h+J_3cl_1$	3/9
0—280	$+J_1s_1+J_1bt_3$	0/0	$-J_1p_2-J_3cl_1$	0/0	$-J_2p_2+J_2bt_3$ $-J_1t_1+J_2bt_2$	0/0
0—320	—	—	—	—	$-J_1t_1+J_2bt_2$	0/0
130—700	$-J_1h_2+J_2bt_3$	0/0	$+J_2a_1+J_2bt_3$	0/0	$+J_1a_1+J_2bt_3$	0/3
50—100	—	—	—	—	—	—
0—70	—	—	—	—	$+J_2a_1+J_2a_2$	0/0
0—150	$-J_2bt_1+J_3cl_2$	0/0	$+J_2bt_1-J_3cj_3$	0/0	$+J_1t_1-J_2bt_1$	0/2
60—240	$(+J_2bj_1+J_2bj_2)$	0/0	$(+J_2bj_1+J_2bj_2)$	0/0	$+J_2bj_1+J_2bj_2$	0/0
40—320	$(+J_2a_2)$	0/0	$(+J_2a_2)$	0/0	$(+J_2a_2)$	0/0
20—200	(J_2a_1)	0/0	$(+J_2a_1)$	0/0	$+J_2a_1$	0/0
30—320	—	—	—	—	—	—
50—150	—	—	—	—	—	—
200—350	—	—	—	—	$+J_1p_2+J_1t_3$	0/0
100—200	—	—	—	—	$+J_1h+J_1p_1$	0/0
450—500	—	—	$-J_1h-J_1s_2$	0/0	$+J_1h-J_1s_2$	0/0

Серия, горизонт, свита (индекс)	Автор и год выделения	Стратотип (гипостратотип)
214. Джангодская (J_1dg)	Совещание, 1967	Малохетская, 10-Р
215. Левинская (J_1iv)	То же	То же
216. Макаровская (J_1mk)	А. М. Ситникова, 1954	р. Чулым
217. Чичкаюльская (J_1cc)	А. А. Булынникова	Чулумская, 1-Р
218. **Тампейская серия** (T tmb)	—	Усть-Енисейск. р-н
219. **Челябинская серия** (T clb)	Н. Н. Ростовцев, 1955	Челябинский басс.
220. Без названия	Совещание, 1967	Щучинский р-н
221. Коркинская (T_1kr)	Г. Ф. Крашенинников, 1959	Буланашское м-ние
222. Козыревская (T_3kz)	—	—
223. Копейская (T_3kp)	М. В. Копелева, 1958	Челяб. басс.
224. Калачевская (T_3kl)	То же	Зауралье
225. Без названия	Совещание, 1967	Приполярный Урал
226. Без названия	То же	То же
227. Дроновская ($T_{2-3}dr$)	П. Ф. Лп, 1955	Заводоуковская пл.
228. Без названия	В. С. Бочкарев, 1968	Шеркалинская, 139-Р
229. Омская ($T_{2-3}om$)	Н. Н. Ростовцев, 1954	Омская, 1-Р
230. Без названия	А. Г. Краев, 1970	Север Зап.-Сиб. плиты
231. Без названия	Совещание, 1967	Усть-Енисейск. р-н
232. **Туринская серия** (T trn)	Н. Н. Ростовцев, 1955	Ярская пл.
233. Без названия	Совещание, 1967	Приполярный Урал
234. Еманжелинская (T_2em)	М. В. Копелева, 1958	Челяб. басс., 1-Р, 2-Р, 3-Р, 3277-К
235. Анохинская (T_2an)	В. И. Тужикова, 1956	Анохинская впадина
236. Бичурская	Н. Б. Малютин	Зауралье
237. Биткуевская (T_1bt)	С. Г. Белкина, 1965	»
238. Без названия	А. В. Хабаков, 1954	Тюменская, 1-Р
239. Без названия	То же	То же
240. Ракитинская ($T_{1-2}rk$)	В. С. Бочкарев, 1968	Ракитинская пл.
241. Без названия	Совещание, 1967	Шеркалинская пл.
242. Без названия	То же	Сургутская, 1-Р
243. Без названия	»	Омская, 1-Р
244. Без названия	Совещание, 1960	Усть-Енисейск. р-н
245. Корвунчанская (T_1kv)	Л. Шорохов, 1937	р. Корвунчан

Примечание. В графах 5, 7, 9 в скобках дан возраст отложений, которые ранее выделялись ...ом, то они указывают на скользящий возраст.

На межведомственном стратиграфическом совещании 1960 г. по сравнению со схемой 1956 г. из ранее выделенных стратиграфических подразделений местной шкалы исключено около 20% названий. Но в оставшихся подразделениях для 70% единиц возраст был изменен. В стратиграфическую схему 1960 г. было введено 66 новых подразделений. В схеме 1956 г. МСК СССР утверждено 100 подразделений в ранге серий и свит, в 1960 г. их было уже 144, а в 1967 г. — 164.

Продолжение табл. 9

Мощность, м	Возраст, утвержденный МСК СССР					
	1956 г.		1960 г.		1967 г.	
	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек	индекс	количество подсвит / пачек
80—400	$(-J_1p_2+J_1t_3)$		$(-J_1p_2+J_1t_3)$	0/0	$-J_1p_2+J_1t_3$	0/0
70—170	$(-J_1p_2-J_1p_2)$		$(-J_1p_2-J_1p_2)$	0/0	$-J_1p_1-J_1p_2$	0/0
50—320	$+J_1s_1-J_1h_1$	0/0	$-J_1p_2+J_1t_3$	0/0	$-J_1p_2+J_1t_3$	0/0
50	—	—	$-T_3h+T_3r$	0/0	$+J_1h-J_1p_1$	0/0
0—6000	—	—	—	—	—	—
0—1500	$+T_3-J_1h$	0/0	$+T_2a-T_2s_2$	0/0	$-T_2l_1+T_3r$	0/0
260	—	—	—	—	$(-T_3k-T_3n)$	0/0
650—800	—	—	$+T_1r-J_1h$	0/0	$-T_1r+T_1r$	0/0
380—550	—	—	В составе 210	0/0	$+T_3r$	0/0
900—1500	—	—	$+T_3n$	0/0	В составе 210	0/0
0—1000	—	—	$+T_3k$	0/0	$+T_3k+T_3n$	0/0
270	—	—	—	—	$(-T_3r-T_3r)$	0/0
50	—	—	—	—	(T_3r-T_3r)	0/0
200—400	$+T_3-J_1h$	0/0	$+T_3r-J_1h$	0/0	$-T_2l-T_3n$	0/0
100—130	—	—	—	—	$(-T_3k-T_3n)$	0/0
180	$+T_3-J_1h$	0/0	$-T_3k+T_3n$	0/0	$-T_2l-T_3n$	0/0
0—6000	—	—	—	—	—	—
350	—	—	—	—	$(+T_3k-T_3r)$	0/0
0—1000	$+T_1$	0/0	$+T_1i+T_1o$	0/0	$+T_1i-T_3k$	0/0
50	—	—	—	—	(T_2a)	0/0
150—200	—	—	$+T_2a+T_2l$	0/0	—	—
200—500	—	—	—	—	$+T_2a+T_2l$	0/0
50—100	—	—	—	—	$-T_1i+T_1o$	0/0
20—50	—	—	—	—	$+T_1i-T_1i$	0/0
250	—	—	$(+T_1i+T_1o)$	0/0	$(-T_2a+T_3k)$	0/0
300—700	—	—	$(+T_1i+T_1o)$	0/0	$(-T_1o-T_2a)$	0/0
600	—	—	—	—	$-T_1o-T_2l$	0/0
100—150	—	—	—	—	$(-T_2a-T_3k)$	0/0
50	—	—	—	—	(T_2l-T_3k)	0/0
70	—	—	—	—	—	0/0
500—600	$(+T_1i+T_2l)$	0/0	$(+T_1i+T_1o)$	0/0	$(-T_1o-T_2a)$	0/0
550	—	—	—	—	$-T_1i-T_1o$	0/0

без собственных названий; в этих графах если после индекса без скобок стоят скобки с новым индек-

В схему 1967 г. вошло 75% стратиграфических подразделений из схемы 1960 г., из них с изменением возраста 70%. Новых свит введено 55 наименований.

Для удобства пользования табл. 9 в нее введены индексы серий, горизонтов и свит. Индекс серии состоит из индекса системы и названия серии по первым трем буквам; индекс горизонта — из индекса системы и названия горизонта по первым двум буквам; индекс свиты — из индекса отдела и названия свиты по первым двум буквам.

Для более точного изображения возраста стратиграфических подразделений последний пишется с различными знаками. Знак «минус» указывает, что объем стратиграфического горизонта меньше возрастного диапазона, отмеченного соответствующим индексом. Знак «плюс» указывает, что объем стратиграфического подразделения соответствует полному возрастному объему подъяруса, яруса, отдела или системы.

Тампейская серия (+T)

В основании платформенного чехла на севере Западно-Сибирской плиты залегают континентальные песчано-глинистые отложения, вскрытые единичными скважинами на Тампейской, Тундровой и других площадях. В. С. Бочкаревым эти отложения выделены в тампейскую свиту со стратотипом в скв. 1-Р Тампейской площади. Эти отложения на севере представлены чередованием темно-серых аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников с прослоями серых и зеленовато-серых песчаников, в которых определены триасовые спорово-пыльцевые комплексы с *Phlebopteris exernatus* Bol., *Danaeopsis parvispinelata* Mal., *Calamotriletes microrugosus* K. — M., *Eurironotriletes microdiscus* K. — M. и др.

В южных районах распространения серии в верхах ее преобладают зеленоватые тона пород.

В скважинах вскрытая мощность отложений достигает 350 м. По данным сейсморазведки, в центральных погруженных зонах севера плиты она достигает 6000 м. Вследствие слабой изученности тампейская серия на горизонты не подразделяется

Заводоуковская серия (+J_1h+J_3cl_1)

Отложения заводоуковской серии на большей части территории Западно-Сибирской плиты залегают в основании платформенного чехла и лишь на севере и в Усть-Енисейском районе — на отложениях тампейской серии. В составе заводоуковской серии развиты терригенно-угленосные, терригенно-нефтегазоносные и терригенно-сероцветные формации. На большей части территории распространения серии развиты континентальные отложения, и лишь на севере и в Усть-Енисейском районе они постепенно замещаются прибрежно-морскими.

Заводоуковская серия подразделяется на пять горизонтов — шеркалинский, джангодский, лайдинско-вымский, леонтьевский и малышевский.

Шеркалинский горизонт (+J_1h—J_1p_2) включает в себя отложения черниговской, сугоякской, зимней, левинской, чичкаюльской и низов тюменской свит. Наибольшим площадным распространением в составе этого горизонта пользуются отложения низов тюменской свиты.

Отложения шеркалинского горизонта залегают на породах фундамента на большей части Западно-Сибирской плиты, и лишь на севере они лежат на породах тампейской серии. Они представлены чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин с преобладанием первых. В южных районах седиментационного бассейна незначительно развиты пестроцветные преимущественно глинистые отложения сугоякской свиты. На большей части территории Западно-Сибирской плиты осадки шеркалинского горизонта накапливались в континентальных условиях. На крайнем северо-востоке и в Усть-Енисейском районе развиты морские отложения. Мощность шеркалинского горизонта достигает 500 м.

В отложениях горизонта на северо-востоке равнины определены *Harpax laevigatum* Orb. ($+J_1p_2$) и комплекс фораминифер *Trochammina* cf. *lepida* ($+J_1p_1$). Рассматриваемые отложения на остальной территории и в более глубоких разрезах северо-востока охарактеризованы листьевой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами. Последние условно разделяются на геттанг-синемюрские и плинсбахские. На юге и юго-западе в отложениях черниговской и сугоякской свит определена флора — *Equisetites ferganensis* Sew., *Noecalamites turgaica* Vlad., *N. carrerei* Zeill., *Cladophlebis argulula* Heur., *Shenobaiera longifolia* (Pomel), *Samaropsis* и *bagana* Vlad.

Тюменская свита ($+J_1h + J_3cl_1$) входит в состав шеркалинского горизонта только частично. Наиболее полный разрез ее вскрыт в пределах Надымской, Ханты-Мансийской и Юганской мегавпадин. В состав шеркалинского горизонта входят отложения нижне-, средне- и верхнешеркалинских; нижне- и верхнеяpсомовских пачек.

Нижнешеркалинская пачка выполняет наиболее погруженные части впадин и вскрыта на Шеркалинской и Казымской площадях. Сложена она грубозернистыми песчаниками с прослоями уплотненных глин. Песчаники светло-серые, грубозернистые, полимиктовые, с существенной примесью грубообломочного материала, слюдистые, с редким растительным детритом на контактах слоев. Глины темно-серые с буроватым оттенком, слюдистые, алевритовые с прослойками песчаников и намывами растительного углефицированного детрита на поверхностях наслоения. Мощность прослоев глин не более 1 м. Мощность пачки до 40 м. Растительных остатков, по которым можно было определить возраст, не установлено, но поскольку пачка перекрывается палинологически охарактеризованными отложениями нижнего лейаса, возраст ее условно принят в объеме низов нижней юры.

Среднешеркалинская пачка представлена уплотненными глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Глины темно-серые с зеленоватым или буроватым оттенком (до красно-бурого), прослоями сидеритизированные, очень крепкие, с редким растительным детритом. Песчаники и алевролиты образуют прослойки мощностью до 1 м. Породы серые, полимиктовые, крупно- и разнозернистые, слюдистые, очень крепкие, известково-глинистые, с намывами растительного детрита на поверхностях наслоения. Мощность пачки до 35 м. В ней определен спорово-пыльцевой комплекс, условно относимый к синемюрскому ярусу.

Отложения среднешеркалинской пачки выполняют наиболее погруженные участки фундамента в Шеркалинском, Малоатлымском и Уватском районах.

В более восточных районах отложения этого возраста вскрыты в Юганской мегавпадине, где они представлены серыми и темно-серыми уплотненными глинами с прослоями сидеритов и алевролитов. Здесь они выделяются в нижнеяpсомовскую пачку, условно сопоставляемую по возрасту со среднешеркалинской.

Верхнешеркалинская пачка сложена преимущественно песчаниками, конгломератами и гравелитами с подчиненными прослоями уплотненных глин и алевролитов. Песчаники светло-серые, средне- и разнозернистые, полимиктовые, очень крепкие, с обилием растительного детрита, подчеркивающего волнистую и косую слоистость породы. Грубообломочные породы идентичны по составу и структурно-текстурным свойствам описанным выше песчаникам, отличаются только размером обломков. Глины темно-серые с буроватым оттенком, прослоями почти черные, неясно слоистые, очень прочные. Мощность прослоев 0,2—0,4 м. Алевролиты светло-серые, слюдистые, крепкие, извест-

ково-глинистые, с обугленными растительными остатками на поверхностях наслоения. Мощность прослоев до 0,2 м. Во многих скважинах в отложениях пачки определен спорово-пыльцевой комплекс, условно относимый к плинсбахскому ярусу.

Верхнешеркалинская пачка развита в Шеркалинском, Малоатлымском и Уватском районах. В Юганской мегавпадине аналогом верхнешеркалинской пачки является верхнеярсомовская пачка, представленная серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и уплотненных глин.

Черниговская свита ($+J_1h+J_1p_1$) развита в пределах локальных впадин в северной части Тургайского прогиба. Отложения ее с размывом залегают на образованиях фундамента. Она представлена чередованием пестроцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и глин с прослоями маломощных бурых углей. Отмечается частая сидеритизация пород. Мощность свиты до 200 м. Возраст определяется по спорово-пыльцевым комплексам и отпечаткам флоры.

Сугоякская свита ($+J_1h-J_1s_2$) является аналогом черниговской. Она выделяется на севере Челябинского угленосного бассейна и с размывом залегает на породах коркинской свиты. Сугоякская свита сложена пестроцветными микрослоистыми континентальными глинами с прослоями слабосцементированных алевролитов и песчаников. Мощность ее до 500 м. Возраст свиты датируется по спорово-пыльцевым спектрам и отпечаткам флоры.

Чичкаюльская свита ($+J_1h-J_1p_1$) распространена в Чулымо-Енисейском районе и вскрыта Чулымской опорной скважиной. Она представлена сероцветными песчаниками с прослоями алевролитов и уплотненных глин, а внизу — конгломератов и гравелитов. Мощность свиты 50 м. Возраст датируется по спорово-пыльцевым спектрам.

Зимняя свита ($+J_1h-J_1p_1$) в унифицированных и корреляционных схемах ранее не выделялась. Она вскрыта скважинами на Семеновской, Тампейской, Зимней и Тундровой площадях Усть-Енисейского района. Впервые описана в 1968 г. Г. Н. Карцевой, В. Д. Накоряковым, З. З. Ронкиной и М. Х. Сапир. За стратотип ее принят разрез Семеновской скв. 1-Р в интервале 2748—2569 м. Свита представлена прибрежно-морскими сероцветными песчаниками с прослоями глин и алевролитов с микрофауной. Мощность свиты до 350 м. Возраст датируется по комплексу фораминифер и спорово-пыльцевым спектрам.

Левинская свита ($-J_1p_2-J_1p_2$) развита в Усть-Енисейском районе и согласно залегает на породах зимней свиты или с размывом перекрывает образования фундамента. Свита представлена преимущественно сероцветными глинами с линзовидными прослоями алевролитов и песчаников, накапливавшихся в условиях прибрежно-морского водоема. Возраст ее датируется по фауне моллюсков, фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам.

Джангодский горизонт ($-J_1p_2+J_1t_3$) включает в себя отложения кушмурунской, джангодской, макаровской, низов лангурской, яныманьинской, покровской, глушинской и тюменской свит. Наибольшим площадным распространением в составе джангодского горизонта пользуются отложения тюменской свиты.

Породы джангодского горизонта залегают согласно, а местами с размывом на отложениях шеркалинского горизонта или несогласно перекрывают образования фундамента. Они представлены преимущественно сероцветными глинисто-песчаными породами с прослоями уплотненных глин. По окраинам седи-

ментационного бассейна преобладают песчаные породы с пластами бурых углей. На большей части территории Западно-Сибирской плиты отложения джангодского горизонта накапливались в условиях континентального режима, и лишь в Усть-Енисейском районе и на севере Западно-Сибирской плиты существовала мелководная морская обстановка. Мощность горизонта достигает 400 м.

В рассматриваемых отложениях на северо-востоке плиты определены *Meleagrinella substriata* Gold., *Retroceramus* aff. *quenstidti* Pavl. (J_1t). Из флористических остатков на юго-западе плиты в отложениях кушмурунской свиты найдены *Equisetites ferganensis* Sew., *E. elengans* Vlad., *Neocalamites carreren* (Zeill.) Halle и др., встречающиеся и в подстилающих породах. Характерными для джангодского горизонта являются *Neocalamipinitoides* Chacgl., *Phlebopteris polypodioides* Brong., *Clathropteris meniscioides* Brong.

В Чулымо-Енисейском районе в отложениях макаровской свиты, по данным Ю. В. Тисленко, в составе остатков раннеюрских растений в количественном отношении преобладают голосеменные, из которых доминирующее значение имеют гинкговые *Czekanowskia sctacea* Hr., *Baiera ahnertii* Krysht., *Ginkgo lepida* Heer., *G. sibirica* Heer., *G. huttonii* (Sternb.) Heer., *Ginkgoites digitata* (Brong.), *Sphenobaiera czekanowskiana* (Heer.) Florin, *Sph. longifolia* (Pom.). *Florin* и др. и хвойные *Podozamites angustifolis* (Eichw.), *P. lanceolatus* L. et H.

Папоротникам по количеству отпечатков принадлежит подчиненная роль и они представлены несколькими видами рода *Cladophlebis*: *Cl. haiburnensis* (L. et. H.) Sew., *Cl. williamsonii* (Brong.), *Cl. spectabilis* (Heer.) Font., *Cl. adnata* Goepp, из которых чаще всего встречается *Cl. williamsonii*. Наиболее ценными для датировки возраста вмещающих пород являются находки древнего папоротника *Clathropteris meniscioides* Brong., который характерен для рэт-лейасовой флоры Японии, Кореи и Средней Азии.

Примерно в одинаковых количествах с папоротниками встречаются отпечатки хвощевых *Equisetites sokolowskii* Eichw. и *Neocalamites* sp. Приведенные списки отпечатков не дают точного определения возраста и указывают лишь на принадлежность вмещающих пород к юрским осадкам. Исключение составляют находки *Clathropteris meniscioides* Brong., датирующие рэт-лейас.

В отложениях джангодского горизонта выделяются четыре основных спорово-пыльцевых комплекса, которые условно датируются как тоарские или верхние плинсбах-тоарские.

Тюменская свита ($+J_1h + J_3cl_1$) входит в состав джангодского горизонта частично. Сюда относятся родомская, адымюганская, нижнесолкинская и тогурская пачки.

Родомская пачка широко развита в пределах западной части Западно-Сибирской плиты, от районов Казыма на севере до Увата на юге. Она сложена ритмично чередующимися уплотненными глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Характерной особенностью пачки является присутствие в ее разрезе прослоев битуминозных глин часто значительной мощности (до 5—10 м). Глины темно-серые, почти черные, с буроватым оттенком, сильно или слабо битуминозные, плотные, прослоями сидеритизированные, с линзами алевролитов и намывами растительного детрита на контактах с алевролитами. Алевролиты светло-серые, часто грязно-серые, сидеритизированные, с многочисленными линзами и прослойками черного глинистого материала, под-

черкивающими горизонтальную слоистость породы. Изредка встречаются прослойки глинистых известняков мощностью до 0,5 м. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, слюдистые, алевритовые, очень крепкие. Мощность прослоев до 1 м. Мощность пачки до 40—60 м. В отложениях ее определены «тоарские» спорово-пыльцевые комплексы.

В более западных разрезах, главным образом в пределах Верхнекондинского прогиба, аналогом родомской пачки является адымюганская. Сложена она уплотненными глинами с подчиненными пропластками песчаников и алевролитов. Глины темно-серые, прослоями черные, углистые или битуминозные, алевритовые, с намывами растительного детрита и чешуек бесцветной слюды на поверхностях напластования. Алевролиты глинистые и песчанистые, темно-серые до черных, интенсивно слюдистые. На поверхностях наслоения отмечаются обильный растительный детрит и скопления пластинок слюды. Мощность прослоев до 2 м. В основании пачки встречены прослои песчаников светло-серых, разнозернистых с примесью грубообломочного материала из пород подстилающих доюрских образований фундамента. Мощность прослоев 0,5—1 м. Мощность пачки 20 м. Верхняя граница пачки — эрозионная. В основании перекрывающих отложений залегают конгломераты, гальки которых частично представлены глинами описываемой пачки. В отложениях пачки определен «тоарский» спорово-пыльцевой комплекс.

В Юганской мегавпадине и в пределах Сургутского свода отложения, условно относимые к тоарскому и верхам плинсбахского яруса, выделяются в нижнесолкинскую пачку, представленную темно-серыми уплотненными глинами с прослоями алевролитов и песчаников. В западном и северном направлениях в составе пачки появляются черные битуминозные разности с характерной серповидной оскольчатостью.

Тогурская пачка развита в пределах Колпашевского Приобья. Она представлена чередованием черных и темно-серых уплотненных глин с гнездами песчано-алевролитового материала. В разрезах, где отложения тогурской пачки залегают на фундаменте, в составе ее появляются прослои песчаников, гравелитов, реже — конгломератов. По возрасту эта пачка сопоставляется с нижнесолкинской и родомской.

Л а н г у р с к а я свита ($+J_1b_1 - J_3v_2$) входит в состав джангодского горизонта только частично. Она развита в пределах мелких впадин вдоль восточного склона Урала. Представлена сероцветными глинами с прослоями песков, алевролитов и бурых углей. Общая мощность ее до 90 м. Литологических особенностей низов ее, отвечающих джангодскому горизонту, не отмечается. Возраст датируется по спорово-пыльцевым спектрам и флоре.

Я н ы м а н ь и н с к а я свита ($+J_1t_1 - J_2bt_1$) распространена в пределах Ляпинской мегавпадины и входит в состав джангодского горизонта только частично. С некоторой долей условности в этот горизонт включена нижняя пачка свиты (J_1t_1?), представленная серыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами часто с известковистым и сидеритовым цементом, пестроокрашенными монтмориллонитовыми, галлуазитовыми и каолинитовыми глинами с валунами и галькой пород фундамента. В тяжелой фракции содержится до 30—90% ильменита и до 10% эпидота. Мощность нижней пачки до 90 м. В восточных разрезах Ляпинской мегавпадины (скв. 150-Р) мощность пачки сокращается до 20 м. Возраст датируется по спорово-пыльцевым спектрам и отпечаткам флоры.

П о к р о в с к а я свита ($-J_1p_2 + J_2bt_3$) развита в пределах отдельных впадин южной части Западно-Сибирской плиты и изучена на Заводоуков-

ской и Покровской площадях Тюменской области. В состав джангодского горизонта входят только низы свиты, сложенные чередующимися туфами, песчаниками, красноцветными глинами с прослоями глинистых доломитов. Возраст датируется по спорово-пыльцевым спектрам.

Глушинская свита ($-J_1t + J_2bt$) развита в пределах Кулундинского района в мелких грабенообразных впадинах. Свита представлена чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин, с прослоями конгломератов и гравелитов. Встречаются пласты бурых углей до 15 м мощности. Мощность свиты до 650 м. В состав джангодского горизонта входят низы свиты, которые от верхов отличаются более грубым составом. Возраст датируется по спорово-пыльцевым спектрам и отпечаткам листьевой флоры.

Кушмурунская свита ($+J_1p_2 + J_1t_3$) распространена в пределах Убаганской группы впадин Северного Тургая. Отложения ее с небольшим перерывом согласно залегают на породах черниговской свиты и представлены однородным чередованием сероцветных песчаников, алевролитов, глин и бурых углей. Мощность достигает 350 м. Возраст ее датируется по спорово-пыльцевым спектрам и отпечаткам флоры.

Джангодская свита ($-J_1p_2 + J_1t_3$) развита в Усть-Енисейском районе и согласно залегает на породах левинской свиты или перекрывает образования фундамента. Она разделяется на три пачки, породы которых накапливались в прибрежно-морских условиях. Нижняя пачка ($-J_1p_2$) представлена песчаниками с мелкими линзовидными прослоями глин; средняя пачка ($+J_1t_{1-2}$) — преимущественно серыми и темно-серыми глинами и верхняя ($+J_1t_3$) — чередованием песчаников и алевролитов с прослоями глин. Возраст установлен по фауне моллюсков, фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам.

Макаровская свита ($-J_1p_2 + J_1t_3$) залегает в основании заводоуковской серии на эрозионной поверхности фундамента и развита в Чулымо-Енисейском районе на площади около 300 тыс. км^2. Отложения свиты выходят на поверхность на правом берегу Енисея ниже г. Красноярска, в долинах рек Чулыма и Кемчуга, а также вскрыты Чулымской, Мариинской, Белогорской опорными скважинами и в разрезах почти всех буроугольных месторождений Чулымо-Енисейского района.

По литологическому составу макаровкая свита с некоторой долей условности может быть подразделена на две пачки: нижнюю, более глинистую и верхнюю, преимущественно песчаную.

Нижняя пачка представлена чередованием песчаников и глин с прослоями конгломератов и алевролитов. Мощность песчаных слоев до 30 м, глинистых до 15 м. Вблизи палеозойского обрамления в составе подсвиты преобладают грубообломочные породы. Песчаники серые, от мелко- до крупнозернистых, полимиктовые, линзовидноволнисто- и горизонтально-слоистые с глинистым и известковистым цементом, с редкими прослоями гравелитов и сидеритов. Встречаются одиночные гальки и скопления обломков аргиллитов, углей, кварца, гранитов, известняков диаметром до 5 см. На плоскостях напластования — крупный растительный детрит. Глины серые и темно-серые, алевритистые и тонкоотмученные, массивные и с неясной горизонтальной слоистостью, с прослоями угля мощностью до 0,6 м, с углистым детритом и отпечатками листьев растений на плоскостях напластования. Алевролиты серые, однородные, массивные с известковистым цементом, с включениями углистого детрита.

Мощность нижней пачки макаровской свиты до 80 м.

Верхняя пачка представлена мощными пластами песчаников с прослоями глин и алевролитов. Отдельные пласты песчаников достигают мощности 50 м,

а их суммарная мощность составляет 60—70% от разреза подсвиты. Песчаники серые, от мелко- до крупнозернистых, полимиктовые, массивные, реже слоистые с глинисто-хлоритовым, кремнисто-глинистым, кальцитовым и сидеритовым цементом. Встречаются гальки сидеритов и аргиллитов и обугленные растительные остатки на плоскостях напластования. Алевролиты серые, горизонтально- или линзовидноволнисто-слоистые, слюдистые, с отпечатками растений, включениями обугленного растительного детрита. Глины серые и темно-серые, часто алевритистые, неясно-слоистые, с включениями обугленного детрита и линзами углей.

Мощность верхней пачки макаровской свиты до 125 м.

Возраст отложений макаровской свиты датируется по комплексу макрофлоры и спорово-пыльцевым спектрам.

Лайдинско-вымский горизонт (J_2a) включает в себя отложения караганской, вымской, лайдинской; низов лангурской и итатской; средние части разрезов яныманьинской, покровской, тюменской и глушинской свит. Наибольшим площадным распространением в составе горизонта пользуются отложения тюменской свиты.

Отложения лайдинско-вымского горизонта согласно залегают на породах джангодского горизонта или с размывом перекрывают образования фундамента. Они представлены сероцветными преимущественно песчаными породами с прослоями уплотненных глин и алевролитов. На юго-западных окраинах седиментационного бассейна встречаются прослои пестроцветных глин. Мощность горизонта до 500 м и увеличивается в восточном и северо-восточном направлениях. На большей части седиментационного бассейна в ааленский век осадконакопление происходило в континентальных условиях, и только на северо-востоке в Усть-Енисейском районе и в восточной части севера Западной Сибири существовал опресненный морской бассейн.

Фауной и флорой отложения лайдинско-вымского горизонта охарактеризованы слабо. В северо-восточных районах равнины определены *Pseudomutiloides* aff. *amygdaloides* Gold (J_2a), *Arctatus lencensis* Lah. (J_2a — J_3bj_3), комплексы фораминифер с *Saccammina ampullacea* (J_2a_1), *Ammodiscus pseudoinfimus* (J_2a_2).

На северо-западе в отложениях яныманьинской свиты найдена флора *Ginkgo sibirica* Heer., *Sphenobaiera* cf. *longifolia Desmophyllum* sp. Florin., и на юго-западе в отложениях караганской свиты — *Equisetites beanii* (Bund.) Sew., *Coniopteris furssenkoi* Pryn., *Cladophlebis kamenkensis* Thomas. и др. В отложениях рассматриваемого горизонта выделяется четыре основных спорово-пыльцевых спектра, каждый из которых условно датируется ааленским веком.

Тюменская свита ($+J_1h + J_3cl_1$) в составе лайдинско-вымского горизонта включает подгорненскую, нижнеляпинскую, верхнесолкинскую верхнемедведевскую, кананакскую пачки и низы нововасильевской.

Подгорненская пачка развита в Шеркалы-Чуэльском, Малоатлымском и Уватском районах. Она согласно залегает на породах родомской пачки и представлена полосчатыми сероцветными континентальными уплотненными глинами и алевролитами с тонкими линзовидными прослойками песчаников. На плоскостях напластования пород отмечается растительный детрит. В северном и северо-западном направлениях в сторону Чуэльской площади разрез пачки становится более грубозернистым. Здесь она сложена песчаниками и гравелитами с подчиненными прослоями алевролитов и глин в верхней половине разреза. Песчаники по суммарной мощности составляют бо́льшую часть

разреза. Сверху вниз их содержание возрастает. Породы светло-серые, белые, разнозернистые, с существенной примесью грубообломочного материала, полимиктовые или аркозовые с глинистым цементом на поверхностях. Гравелиты светло-серые, почти белые, по составу аналогичные песчаникам. Переходы гравелитов в песчаники нерезкие, постепенные. Алевролиты серые, глинистые, плотные, часто слюдистые, полимиктовые и аркозовые, с многочисленными линзочками и пропластками глинистого материала и скоплениями углефицированного растительного детрита, подчеркивающими текстурные особенности породы. Мощность прослоев 1—2 м. Глины темно-серые или грязно-серые, алевритовые, с обильным растительным детритом на поверхностях наслоения. Мощность прослоев глин достигает 2—3 м. Общая мощность пачки колеблется в пределах 0—70 м. Л. В. Ровниной в отложениях пачки определен «ааленский» спорово-пыльцевой комплекс.

В Ляпинской мегавпадине аналогом подгорненских отложений является нижнеляпинская пачка. Она сложена песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глин и редкими пропластками бурого угля. Песчаники разнозернистые, светло-серые, почти белые, рыхлые, слабосцементированные каолинитом, с примесью грубообломочного материала, плохо отсортированные. Глины темно-серые, почти черные, алевритистые, слюдистые, плотные, крепкие, тонкослоистые, углистые. Алевролиты темно-серые, глинистые, слюдистые, плотные, крепкие с неясной слоистостью. Часто встречаются прослои погребенных почв и бурого угля (мощность прослоев углей достигает до 0,5 м). В основании встречены прослои конгломератов мощностью до 1 м. Мощность отложений пачки достигает 80 м. В рассматриваемых отложениях Н. А. Добруцкой определены спорово-пыльцевые комплексы, близкие к комплексам ааленского возраста. Вверх по разрезу в составе пачки преобладают глинисто-алевролитовые породы.

В пределах Салымского района, Сургутского свода, Юганской мегавпадины и в западной части Нижневартовского свода к условно ааленским отнесены породы верхнесолкинской пачки, представленные преимущественно тонкозернистыми песчаниками с линзами и прослоями алевролитов и уплотненных глин. На плоскостях напластования их отмечаются углистый детрит и сильно измененные обрывки листьев и стеблей растений. На западе и севере распространения верхнесолкинской пачки происходит глинизация ее.

В Мегионско-Назинском районе аналогом верхнесолкинской является верхнемедведевская пачка, представленная серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями глин. В северном направлении количество глинистого материала в составе пачки увеличивается. В Колпашевском районе аналогом верхнесолкинской является кананакская пачка, которая согласно залегает на тогурской и представлена равномерным чередованием песчаников, алевролитов и уплотненных глин с преобладанием песчаников. В северо-восточном направлении количество песчаного материала увеличивается.

В районах Тарского Прииртышья в основании тюменской свиты залегают алевролиты и глины с многочисленными прослоями и линзами песчаников, количество которых увеличивается вниз по разрезу. Эти отложения объединяются в нововасильевскую пачку условно аален-байосского возраста.

Караганская свита ($+J_2a_1 + J_2a_3$) развита в пределах некоторых впадин севера Тургая. Свита представлена сероцветными, местами красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками. В зонах развития сероцветных пород иногда резко преобладают глинистые отложения, в которых встре-

чаются пресноводные пелециподы. Возраст свиты определен по спорово-пыльцевым спектрам.

Л а н г у р с к а я, п о к р о в с к а я и г л у ш и н с к а я свиты входят в состав лайдинско-вымского горизонта частично. Литологических особенностей, характерных для выделения пачек, соответствующих по возрасту ааленскому ярусу, в них не установлено. Описание свит приведено выше.

Я н ы м а н ь и н с к а я свита ($+J_1t_1 + J_2bt_1$) входит в состав лайдинско-вымского горизонта в объеме низов верхней пачки свиты. Нижняя ее пачка описана в составе джангодского горизонта. Верхняя пачка яныманьинской свиты представлена белыми и светло-серыми каолинизированными песками и песчаниками, галлуазито-бейделлитовыми глинами, обогащенными титанистыми минералами, встречаются прослои углистых аргиллитов и бурых углей мощностью 5—10 см. В тяжелой фракции содержится до 20—30% ильменита и до 20% эпидота. Мощность пачки до 70 м.

Песчаники серые и темно-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые. Полевые шпаты обычно каолинизированы, обломочный материал слабо отсортирован, на плоскостях напластования — углистый детрит. Алевролиты серые и темно-серые, горизонтально- и косослоистые с углистым детритом на плоскостях напластования. Глины темно-серые, серые и черные с углистым детритом с прослоями черного матового бурого угля мощностью 5—10 см. В западных разрезах Ляпинской впадины в основании яныманьинской свиты часто присутствуют пестроокрашенные галлуазитовые и каолинитовые песчаные глины с валунами и гравием пород фундамента.

В кровле верхней пачки яныманьинской свиты многие исследователи отмечают следы выветривания каолинитового профиля. Возраст верхней пачки яныманьинской свиты определяется по положению в разрезе, отпечаткам флоры и спорово-пыльцевым комплексам.

И т а т с к а я свита ($+J_1a_1 + J_2bt_3$) распространена в Чулымо-Енисейском районе и согласно залегает на породах макаровской свиты или с размывом перекрывает образования фундамента. В состав лайдинско-вымского горизонта входит нижняя пачка свиты. Она представлена преимущественно песками и песчаниками с прослоями глин и алевролитов. В восточном и южном направлениях в сторону обрамления Западно-Сибирской плиты песчаники замещаются более грубозернистыми породами — конгломератами и гравелитами. Отложения накапливались в континентальных условиях. Мощность пачки до 200 м. Возраст ее определяется по спорово-пыльцевым комплексам.

Л а й д и н с к а я свита (J_2a_1) распространена в Усть-Енисейском районе. Залегает согласно на породах джангодской свиты. Представлена темно-серыми, реже буровато-серыми глинами, с редкими прослоями песчаников и алевролитов, иногда — гравелитов. Одной из особенностей свиты является наличие в глинах ядер и раковин плевромий. Мощность свиты до 220 м. Возраст ее определяется по моллюскам, фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам.

В ы м с к а я свита (J_2a_2) согласно залегает на породах лайдинской свиты и представлена серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с линзовидными прослоями серых и зеленовато-серых глин. Песчаники часто имеют известковистый цемент. На плоскостях напластования отмечаются налеты углистого детрита и включений обугленной древесины. Мощность свиты до 320 м. Возраст ее определяется по фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам.

Леонтьевский горизонт (J_2bj) включает в себя отложения леонтьевской, низов дузбайской, верхов яныманьинской, средние части разрезов лангурской, тюменской, покровской, глушинской и итатской свит. Наибольшим площадным

распространением в составе горизонта пользуются отложения тюменской свиты.

Отложения леонтьевского горизонта согласно залегают на породах лайдинско-вымского и только на окраинах бассейна седиментации — на образованиях фундамента. Горизонт представлен преимущественно глинистыми сероцветными песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Количество последних увеличивается к окраинам седиментационного бассейна, где также появляются пласты бурых углей. Мощность горизонта достигает 500 м и увеличивается в восточном и северо-восточном направлениях. Отложения горизонта на большей части территории его распространения формировались в условиях континентального режима, и только на северо-востоке и севере Западно-Сибирской плиты существовал мелководный морской бассейн.

В породах этого морского бассейна определены *Meleagrinella decussata* Gold. (J_2bj) и комплекс фораминифер *Trochammina praesquamata и Geinitzinita crassata* (J_2bj). В континентальных отложениях леонтьевского горизонта выделяется четыре спорово-пыльцевых комплекса, которые условно датируются байосским и байос-батским возрастом.

Тюменская свита в составе леонтьевского горизонта включает отложения баграсской, перегребненской, верхнеляпинской, устьказымской, костровской, верещагинской и верхи нововасильевской пачек.

В центральной части Западно-Сибирской плиты в Сургутском, Мегионско-Назинском и Колпашевском районах на породах верхнесолкинской, верхнемедведевской и кананакской пачек согласно залегает баграсская пачка, представленная серыми и темно-серыми уплотненными глинами с мелкими линзами и прослоями песчаников и алевролитов. В восточном и южном направлениях количество песчаного материала возрастает. В западном направлении глины становятся более однородными и появляются прослои битуминозных разностей с характерной серповидной оскольчатостью.

Эти отложения по положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам условно датированы байосом. Западнее в полосе от Чуэльской на севере до Уватской площади на юге на породах подгорненской пачки согласно залегает перегребненская. Она представлена почти равномерным однородным чередованием сероцветных глин, алевролитов и песчаников с преобладанием последних. В северном направлении отложения пачки глинизируются. Здесь она сформирована уплотненными глинами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Глины темно-серые и грязно-серые, песчано-алевритовые с намывами растительного детрита на поверхностях наслоения. Алевролиты светло-серые, крепкие, глинистые, с линзами и гнездами глинистого и песчаного материала. Мощность прослоев достигает 2 м, но обычно 0,3—1 м. Песчаники светло-серые, часто глинистые, слюдистые, с намывами чешуек слюды и растительного детрита на поверхностях наслоения. Изредка отмечаются тонкие пропластки бурого угля мощностью до 0,2—0,3 м. Мощность пачки 20—30 м. Пачка охарактеризована байосским спорово-пыльцевым комплексом.

В Ляпинской впадине выделяется верхнеляпинская пачка, состоящая из ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин с тонкими пропластками бурого угля. Песчаники светло-серые от мелко- до грубозернистых, с намывами растительного шлама и чешуек слюды на поверхностях напластования. Алевролиты светло-серые, иногда с буроватым оттенком, глинистые, крепкие, косо- и волнистослоистые. Слоистость подчеркивается скоплениями растительного углефицированного детрита. Глины серые до темно-серых с буроватым оттенком, с линзами и прослойками алевритового материала. Угли образуют пропластки мощностью до 0,3—0,4 м. Они черные, со смолистым блеском,

хрупкие, листоватые, глинистые. Мощность пачки 10—15 м. В отложениях пачки определен байосский спорово-пыльцевой комплекс.

В северо-восточном и западном направлениях подгорненская и перегребненская пачки переходят в устьказымскую. Она сложена песчаниками и алевролитами с редкими прослоями бурых углей и аргиллитов. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, с глинистым, реже известково-глинистым цементом. На плоскостях наслоения отмечаются обильные скопления растительного углефицированного детрита. Алевролиты светло-серые, крупнозернистые, линзовидно-слоистые, глинистые, с намывами растительного детрита на поверхностях наслоения. Линзовидно-волнистая слоистость подчеркивается линзочками глинистого материала и скоплениями растительного детрита. Бурый уголь образует прослои мощностью до 0,5 м. Угли черные со слабым буроватым оттенком, легкие, однородные, матовые, со смолистым блеском. Глины образуют прослои мощностью до 2 м. Они темно-серые, почти черные, слабоалевритовые, слюдистые, углистые, плитчатые. Мощность пачки до 25 м. В ней определен спорово-пыльцевой комплекс средней юры. По положению в разрезе возраст пачки принимается байосским.

В районе Резимовской площади эта пачка сложена алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. Наблюдаются подчиненные прослои уплотненных глин. Алевролиты светло-серые, крупнозернистые, глинистые, слоистые. Мощность прослоев до 4—5 м. Песчаники светло-серые, крепкие, мелкозернистые, хорошо отсортированные, участками известковистые. В песчаниках отмечаются редкие глинистые прослои мощностью до 1 м. На контактах алевролитов и песчаников присутствуют скопления растительного углефицированного детрита, подчеркивающие волнистую слоистость пород. Мощность пачки достигает 35 м. В пачке определен байосский спорово-пыльцевой комплекс.

В районе Тарского Прииртышья в основании тюменской свиты залегают алевролиты и глины с многочисленными линзами и прослоями песчаников, которые объединены в нововасильевскую пачку условно аален-байосского возраста, верхняя часть которой входит в состав леонтьевского горизонта.

В Приенисейской части Западно-Сибирской плиты в районах развития тюменской свиты в основании ее выделяется костровская пачка, представленная чередованием сероцветных глин и алевролитов с прослоями песчаников. Восточнее в изолированной депрессии фундамента на правом берегу р. Енисей аналогом этой пачки является верещагинская, представленная белыми и светло-серыми глинами с прослоями светло-серых песчаников и бурых углей.

В отложениях яныманьинской, лангурской, покровской и глушинской свит характерных литологических особенностей, позволяющих выделить определенное литологическое подразделение, отвечающее по возрасту леонтьевскому горизонту, нет. Описание этих свит приведено выше.

Дузбайская свита ($J_2bj_1 + J_3cl_1$) входит в состав леонтьевского горизонта только частично (низы свиты). Развита она в пределах наиболее крупных впадин севера Тургая и представлена сероцветными песчаниками, алевролитами и глинами с пластами бурых углей. Возраст свиты определен по листовой флоре и спорово-пыльцевым комплексам.

Итатская свита ($+J_1a_1 + J_2bt_3$) в составе леонтьевского горизонта представлена средней пачкой (J_2bj), выраженной чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин с пластами бурых углей. Встречаются линзы сидеритов. Отложения накапливались в континентальных условиях. Мощность пачки достигает 400 м. Возраст ее определяется по листовой флоре и спорово-пыльцевым спектрам.

Леонтьевская свита ($+J_2bj_1 + J_2bj_2$) согласно залегает на вымской и представлена серыми и буровато-серыми глинами с линзовидными прослоями алевролитов и песчаников. Отложения накапливались в прибрежно-морских условиях. Мощность свиты до 500 м. Возраст ее определен по фауне моллюсков, фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам.

Малышевский горизонт ($+J_2bj_1+J_3cl_1$) включает отложения тольинской, малышевской, середины лангурской и верхов тюменской, дузбайской, покровской, глушинской и итатской свит. Литологических особенностей разрезов лангурской, дузбайской, покровской и глушинской свит, соответствующих рассматриваемому горизонту, не отмечается, и поэтому описание их здесь не приводится. Оно дано выше. Наибольшим площадным распространением пользуются отложения тюменской свиты.

Отложения малышевского горизонта согласно перекрывают породы леонтьевского и лишь по окраинам седиментационного бассейна залегают на образованиях фундамента или на различных срезах заводоуковской серии. Породы малышевского горизонта представлены чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин. По окраинам бассейна в них появляются пласты бурых углей. На большей части Западно-Сибирской плиты отложения малышевского горизонта накапливались в континентальных условиях и лишь на севере, северо-западе и северо-востоке существовали мелководные прибрежно-морские условия. Мощность горизонта достигает 400 м. Палеонтологически рассматриваемые отложения изучены слабо.

В отложениях горизонта определены *Arctotic lenaensis* Zach. ($J_2a + + J_2bt_3$), *Cranocephalites* sp. (J_2bt_2), комплексы фораминифер с *Nodosaria subhispida* и *Globulina praecircumplua* (J_2bt), *Haplophragmoides? memorabilis* и *Trochammina rostrovzevi* ($+J_3cl_1 - J_3cl_3$), *Ammodiscus uglicus* ($-J_2bt_3 - J_3cl_3$), флористический комплекс с *Sagenopteris phyllipsii* Presl., *Nilssonia tenuissima* Gerk., *N.* cf. *acuminata* Presl. и др.

В отложениях малышевского горизонта выявлено девять спорово-пыльцевых комплексов. В низах разреза в западной части Западно-Сибирской плиты, в Чулымо-Енисейском и Усть-Енисейском районах выделяются спектры, датируемые батским веком, а в центральных частях равнины — байосс-батским. Выше выделяются келловейские (склоны Полярного и Приполярного Урала, Чулымо-Енисейский район), келловей-оксфордский (центральная часть равнины), келловей-нижнеоксфордский (Березовский и Шаимский районы) и келловей-кимериджский (Усть-Енисейский район) комплексы.

В составе тюменской свиты ($+J_1h + J_3cl_1$) в малышевский горизонт входят нарыкарская, алтатумпская, черномысовская, новологиновская и ермаковская пачки.

Нарыкарская пачка широко распространена на территории западной части равнины. Она отсутствует только в присводовых частях крупных поднятий. Пачка представлена глинами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, а также линз сидеритов и сидеритовых мергелей. Глины серые и темно-серые, алевритовые, уплотненные, слабослюдистые, с тонкой горизонтальной и линзовидно-волнистой слоистостью, обусловленной присутствием линзочек, гнезд и прослойков алевритового материала. Алевролиты образуют прослои мощностью 1—1,5 м. Обычно они глинистые, крупнозернистые линзовидно-слоистые вследствие присутствия линзочек глинистого материала и растительного детрита. Песчаники светло-серые, среднезернистые, глинистые, слабопроницаемые, слюдистые. На плоскостях наслоения отмечаются скопления растительного углефицированного детрита. Сидериты и сидеритовые мергели

образуют линзы мощностью до 5—10 м. Эти породы бурого цвета, тяжелые, плотные, крепкие.

Отложения пачки местами залегают непосредственно на породах фундамента или коры выветривания. В этом случае в нижней части пачки появляется грубообломочный материал местного происхождения. Мощность пачки 40—70 м. В составе определены батский и келловейский спорово-пыльцевые комплексы.

Характерной особенностью пачки в Шеркалинском, Малоатлымском и Уватском районах является наличие линзовидно-гнездовидной и полосчатой текстуры пород. В песчаниках линзы и гнезда или полосы (от долей мм до 1—2 см) состоят из глинистого материала, в глинах — из песчано-алевритового. В западном направлении, в районах Игрима и Шаима, облик нарыкарской пачки несколько меняется. Здесь она представлена глинами с редкими прослойками песчаников и алевролитов. Глины темно-серые и светло-серые с палевым и буроватым оттенком, с линзами и гнездами алевритового материала, подчеркивающими волнистую слоистость пород. На поверхностях излома наблюдаются обломки стеблей и листьев растений. Песчаники зеленовато- и светло-серые, мелкозернистые, слюдистые, с глинистым цементом. На контактах песчаников с глинами отмечаются скопления растительного детрита. В низах пачки породы содержат всегда значительную примесь грубообломочного материала, а в некоторых разрезах — прослои гравелитов и конгломератов.

Алтатумпская пачка выделяется в кровле тюменской свиты в зоне выклинивания ее на северо-западе области распространения. Она имеет сравнительно ограниченное распространение и изучена в пределах Березовской, Устремской, Алясовских, Алтатумпской и других площадей. Пачка представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами с подчиненными прослоями глин и алевролитов. Песчаники светло-серые, реже темно-серые, косослоистые, мелко- и среднезернистые, хорошо отсортированные, с каолинитовым или хлоритовым цементом. Косая и волнистая слоистость подчеркивается скоплениями растительного углефицированного детрита и линзами алевритового материала. Глины образуют линзы мощностью до 1 м. Они белого или палевого цвета. Гравелиты светло-серые, почти белые, неравномернозернистые, песчаные, слюдистые, сравнительно рыхлые. Цемент каолинитовый или гидрослюдисто-хлоритовый. Грубообломочные породы обычно приурочены к нижней половине разреза, но нередко распространены также и в остальной части тюменской свиты, где образуют прослои мощностью 0,5—1 м. Прослои глин достигают мощности 2 м. Породы обычно бурого или палевого цвета, крепкие, каолинитовые, алеврито-песчаные и гравийные со значительными скоплениями растительного детрита в виде намывов на поверхностях наслоения. Алевролиты светло-бурого цвета, глинистые, слюдистые, с примазками и намывами растительного детрита. Мощность прослоев до 0,5—1 м. Мощность пачки достигает 35 м. На склонах поднятий она постепенно уменьшается до полного выклинивания. Описываемые отложения палинологически слабо изучены. В скв. 157 Алтатумпской площади в верхней части свиты в интервале 1434,5—1443,5 м определен батский спорово-пыльцевой комплекс. Однако в спектре наряду с преобладанием спор папоротников *Coniopteris* содержится заметное количество спор *Lophotriletes affluens* Bolch., характерных в значительном количестве уже для верхнеюрских отложений. На основании спорово-пыльцевых спектров и положения в разрезе возраст свиты описанного типа принимается условно батским и частично келловейским.

К востоку отложения нарыкарской пачки сменяются породами черномысовской пачки, развитой в центральной части Западно-Сибирской плиты. Эта

пачка представлена чередованием алевролитов и уплотненных глин с многочисленными мелкими линзовидными прослоями песчаников мощностью до 1—2 м. Породы часто окремнены. Характерной особенностью является наличие слоисто-полосчатых глин и песчаников.

На юге в пределах Тарского Прииртышья аналогом черномысовских пород являются отложения новологиновской, а на востоке — отложения ермаковской пачек.

Новологиновская пачка представлена серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с редкими, одиночными прослоями серых глин. Севернее Нововасильевской и восточнее Большеречинской площадей в составе пачки резко возрастает роль глин и алевролитов.

В Приенисейском районе развита ермаковская пачка, выраженная чередованием сероцветных песчаников, глин и алевролитов. В основании пачки преобладают песчаники. Породы накапливались в континентальных условиях. Возраст определен по спорово-пыльцевым спектрам.

Тольинская свита ($J_2bt_2 + J_3cl_1$) распространена на северо-западе равнины в пределах Ляпинской впадины и прилегающих склонов Урала. Нижняя часть свиты представлена полимиктовыми глинистыми галечниками, песками, плохо отсортированными разнозернистыми с прослоями темных монтмориллонитовых и каолинитовых глин, аркозовых алевролитов и маломощных бурых углей. В. А. Лидер отмечает в составе этих отложений прослои глауконито-кварцевых песков. От нижележащих отложений яныманьинской свиты породы тольинской свиты резко отличаются более темным оттенком и сильной заглинизированностью песков, песчаников и галечников. Мощность нижней подсвиты 80 м. Верхняя подсвита тольинской свиты представлена глинами с прослоями песков, гравия, бурых углей. По данным В. А. Лидера, в верхней части подсвиты встречаются прослои морских осадков с обломками пелеципод и пиритизированными раковинами фораминифер. Промышленный пласт угля залегает в кровле тольинской свиты.

Глины серые, светло-серые и шоколадные, монтмориллонитовые и каолинит-гидрослюдистые с повышенным содержанием рутила. Пески и песчаники серые и светло-серые, кварцевые, аркозовые и полимиктовые, глинистые, разнозернистые и мелкозернистые, иногда с прослоями гравелитов, содержащих обломки морских пелеципод. Мощность подсвиты до 40 м.

Ранее, в стратиграфической схеме 1960 г. верхняя пачка выделялась в качестве самостоятельной оторьинской свиты, а нижняя пачка называлась тольинской свитой. Возраст и ранг этих отложений являются предметом постоянной дискуссии, поэтому на обосновании принятого деления следует остановиться более подробно.

Литологические составы верхней и нижней подсвит тольинской свиты очень близки. Границу между этими свитами провести местами не представляется возможным, вследствие чего многие исследователи (Н. П. Михайлов, Г. И. Вялухин, Л. Е. Стороженко и др.) считают более правильным объединять эти осадки в единую свиту с двумя подсвитами — нижней безугольной и верхней угленосной (Михайлов, 1957, Вялухин, Романова, 1961). На межведомственном совещании по стратиграфии Сибири в 1956 г. эта точка зрения нашла отражение в принятой унифицированной схеме, на которой показана единая тольинская свита с верхней продуктивной и нижней безугольной подсвитами. В. А. Лидер (1957, 1961) верхнюю продуктивную подсвиту переименовал в оторьинскую свиту, а за нижней непродуктивной оставил наименование тольинской свиты.

По минералогическому составу тольинская и оторьинская свиты (по В. А. Лидеру) не отличаются друг от друга и характеризуются преобладанием эпидота (20—70%), ильменита (0—15%) и лейкоксена.

Верхняя и нижняя подсвиты содержат качественно одинаковые спорово-пыльцевые комплексы (Лидер, 1957), однако единого мнения по их возрасту нет. Н. П. Михайлов считает его бат-нижнеоксфордским, В. А. Лидер (1957) — келловей-оксфордским или только оксфордским (Лидер, 1961), Г. И. Вялухин, В. И. Романова, Е. П. Самигулина — бат-келловейским (1961), М. С. Месежников, Н. И. Шульгина — нижнеоксфордским (Месежников, 1959; Месежников, Шульгина, 1961).

В отложениях верхней подсвиты (Лидер, 1961) имеются фораминиферы *Ammodiscus* cf. *uglicus* Ehrem., *A.* ex. gr. *tenuissimus* (Gümb), *A.* sp., *Cristellaria inflata* Wisn., *C.* aff. *bruckmanni* Mjatl., *C.* aff. *simplex* Kümber et Zwingli, *C.* ex gr. *russiensis* Mjatl., *C.* sp., *C.* ex gr. *compressaformis* Paalz., *C. praerussiensis* Mjatl., *Glomospira* ex gr., *multivoluta* Rom. и др. По мнению Л. Г. Дайн, *Ammodiscus uglicus*, вероятнее всего, отвечает келловею, возможно, бату.

В 1957 г. из верхней подсвиты Р. З. Генкиной (1960) собрана листовая флора, характерной особенностью которой является наличие в большом количестве (31%) цикадовых и папоротника (единичный экземпляр) *Coniopteris hymenophylloides*. Полный список отпечатков: *Coniopteris hymenophylloides* (Brong.) Seward, *Cladophlebis* sp. cf. *whitbiensis* Brong., *Cl.* sp. cf. *denticulata* (Brong.) Fontaine, *Cl.* sp., *Equisetites* sp., *Taenioteris vittata* Brong., *Nilssonia vittaeformis* Pryn., *N.* sp. ex gr. *orientalis* Heer, *N.* sp. cf. *polymorpha* Schenk., *N.* sp. ex gr. *denticulata* Thomas, *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera longifolia* (Pom) cf. Florin, *Phaenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum ordenskioldii* (Heer) Nathorst., *Podozamites angustifolium* Wichw.

По мнению Р. З. Генкиной (1960), приведенный список отпечатков обнаруживает большое сходство со среднеюрской флорой Оренбургско-Орского района, Западного Казахстана, Украины и Йоркшира Англии, на основании чего она делает заключение, что основные компоненты флоры верхней подсвиты тольинской свиты «в основном характеризуют среднюю юру». Однако, исходя из наличия только оксфордской фауны в вышележащих морских отложениях, Р. З. Генкина допускает, что верхняя возрастная граница подсвиты может проходить в пределах келловея — нижнего оксфорда.

В спорово-пыльцевых комплексах из отложений тольинской свиты наибольшее значение имеют *Coniopteris* (50%), *Selaginella rotundiformis* K. — M. (eg), *Lycopodium* (10—15%), *Trichomanis* (ед.), *Cibotium* (ед.), Polypodiaceae (бобов) (ед.), Pteria (5—10%), Pteridium (1—5%), Gleichenia (ед.), Osmunda (10—15%), *Ophioglossum porosum* Bothsharn. (ед.), *Camptotriletes anagramensis* K. — M. (1—5%), *Gingko mutabila* (Mal.) Bolch. (1—5%), *Agathis* (ед.), *Podocarpus tricocca* (Mal.) Bolch. (ед.), Picea и Pseudopicea (1—5%).

А. Д. Бочарникова сравнивает приведенный спектр со спорово-пыльцевыми комплексами тюменской свиты Тюменской опорной скважины и считает его верхнеюрским. Этого же мнения придерживается В. С. Малявкина (Месежников, 1959); Г. И. Вялухин, В. И. Романова, Е. П. Самигулина (1961) относят его к бату — келловею, а В. В. Зауэр, Э. Н. Кара-Мурза, М. А. Седова (1954) — к средней юре.

Угленосные отложения тольинской свиты перекрываются морскими глинами моурыньинской свиты с фораминиферами зоны Ammodiscus uglicus. В кровле этой свиты над зоной с *Am. uglicus* определены верхнеоксфордские аммониты *Amoeboceras alternans*. В 1967 г. М. Д. Поплавской в скв. 5 Шокурьинского профиля в моурыньинской свите на глубине 189 м определена нижнеоксфордская *Bulimina laeviuscula* (S c h w.), а несколько ниже (190—195 м) — *Exogyra*? sp. ind. aff. *nana* (S o w.), *Astarta* sp. ind. (aff. *incerta* P o e l.), отнесенные условно к верхнему келловею. Находка нижнеоксфордской и условно келловейской фауны в породах, перекрывающих угленосные отложения, позволяет утверждать, что кровля верхнетольинской подсвиты выше келловея не поднимается. Это подтверждается корреляционными построениями при сравнении разреза Северо-Сосьвинского угленосного бассейна с разрезами верхней части тюменской свиты в центральных районах плиты.

Одинаковый состав спорово-пыльцевых комплексов в верхней и нижней подсвитах тольинской свиты и сходство его с палинологическими комплексами верхов тюменской свиты в более восточных районах плиты, наличие в перекрывающих породах нижнеоксфордской и верхнекелловейской фауны, литологическое сходство и одинаковое положение в разрезе с нарыкарской пачкой Шеркалы-Уватской зоны, охарактеризованной келловей-батскими спорово-пыльцевыми комплексами, позволяют более или менее уверенно ограничивать возраст тольинской и оторьинской свит нижнекелловейским подъярусом.

На большей части территории Ляпинской впадины угленосная часть разреза, расположенная выше яныманьинской свиты, не расчленяется на самостоятельные стратиграфические объекты, выраженные литологически и палеонтологически. Исключение составляют небольшие участки в районах Тольинского, Оторьинского и Усть-Маньинского угольных месторождений, где В. А. Лидеру (1957, 1961) удалось выделить два литологических комплекса, каждый из которых он рассматривает в ранге свит. Исходя из небольшого площадного развития этих отложений, более целесообразно все угленосные осадки выше яныманьинской свиты рассматривать в качестве единой тольинской свиты, как это предлагалось ранее Н. П. Михайловым (1957) и было принято на межведомственных совещаниях по стратиграфии в 1956 и 1967 гг., и в районах указанных выше угольных месторождений в тольинской свите выделять две подсвиты — нижнюю безугольную и верхнюю угленосную.

И т а т с к а я свита ($+J_1a_1 + J_3bt_3$) входит в состав малышевского горизонта только в объеме верхней пачки. Нижняя и средняя пачки свиты описаны выше при характеристике лайдинско-леонтьевского горизонта. Верхняя пачка ($J_2bt_1 — J_3bt_3$) представлена чередованием серых песчаников с зеленовато-серыми и серыми алевролитами и глинами с редкими прослоями бурых углей. Отложения пачки накапливались в континентальных условиях. Мощность ее до 150 м. Возраст верхней пачки итатской свиты определен по листовой флоре и спорово-пыльцевым спектрам.

М а л ы ш е в с к а я свита ($J_2bt_1 + J_2bt_3$) распространена в Усть-Енисейском районе. Она согласно залегает на породах леонтьевской свиты и представлена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и глин. В западном направлении в составе свиты увеличивается роль глинистого материала. Породы накапливались в мелководных прибрежно-морских условиях. Мощность свиты до 400 м. Возраст ее устанавливается по фауне моллюсков, фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам.

Полудинская серия ($+J_3cl_2$—K_1v_2)

Отложения полудинской серии согласно залегают на породах заводоуковской или с размывом перекрывают образования фундамента в краевых частях седиментационного бассейна. В составе полудинской серии развиты терригенно-пестроцветные, терригенно-сероцветные и терригенно-нефтегазоносные формации. Отложения серии накапливались в основном в морских условиях. Полудинская серия подразделяется на нижневасюганский, верхневасюганский, георгиевский, баженовский, куломзинский и тарский горизонты.

Нижневасюганский горизонт ($+J_3cl_2+J_3ox_1$) включает в себя отложения низов юконской, моурыньинской, марьяновской, васюганской, абалакской, шаимской, наунакской, барабинской, средней части лангурской, татарскую, точинскую и тяжинскую свиты. Наибольшим площадным распространением пользуются отложения васюганской, наунакской, абалакской и марьяновской свит.

Нижневасюганский горизонт представлен преимущественно глинистыми образованиями, накапливавшимися в условиях нормального морского бассейна. К окраинам седиментационного бассейна в его составе все более увеличивается роль песчаников. Соответственно условия образования пород становятся прибрежно-морскими и лагунными. Вдоль восточного склона Урала в отдельных впадинах фундамента развиты континентальные песчано-глинистые отложения.

Подошва нижневасюганского горизонта почти на всей территории Западно-Сибирской равнины очень четко проводится по смене существенно песчаных континентальных отложений заводоуковской серии морскими, преимущественно глинистыми породами. Кровля горизонта, как правило, проходит внутри морских отложений. В большинстве случаев она четко проводится по наличию в верхней части горизонта пород, накапливавшихся в более мелководной обстановке по сравнению с выше- и нижележащими породами. В большинстве случаев кровля горизонта совпадает с границами свит, подсвит, реже — пачек.

В нижневасюганском горизонте выделены две биозоны региональной стратиграфической шкалы — Longaeviceras keyserlingi (J_3cl_3) и Cardioceras cordatum ($-J_3ox_1 + J_3ox_1$).

Нижнекелловейские отложения фаунистически достоверно не доказаны. В основании разреза нижневасюганского горизонта повсеместно залегают слои с фауной среднего келловея. В отложениях горизонта определены *Kosmoceras* cf. *gemmatum* Phill., *Cadoceras* aff. *milaschevici* Nik. (J_3cl_2), *Longaeviceras* cf. *nikitini* Sow. (J_3cl_3), *Quenstedticeras* (? *Longaeviceras*) sp. *Q.* (?*Cadoceras*) sp., *Lagonibelus beamonthianus hemisulthianus* Sachs. et Nalm. ($J_3cl_2 + J_3cl_3$), *Cardioceras percaelatum* Pavl., *C.* cf. *kostromense* Nik. ($J_1ox_1 — J_3ox_1$), *Cardioceras jacuticum* Pavl., *C. cordatum* Sow. ($-J_3ox_1 + J_3ox_1$), *Amoeboceras* cf. *alternoides* Nik., *A.* cf. *ilovaiskii* M. Sok.

В Приуральской, южной и юго-восточной частях равнины определены комплексы фораминифер с *Dorothia insperata* и *Trochammina rostovzevi* ($+J_3cl_2 + J_3cl_3$), *Recurvoides schercalyensis* и *Trochammina rostovzevi* ($+J_3cl_2$—$—J_3cl_3$), *Ammobaculites tobolskensis* и *Eomarssonella paraconica*, *Planularia colligatiformis* ($+J_3ox_1$).

В Усть-Енисейском районе определены комплексы фораминифер с *Haplophragmoides* (?) *memorabilis* и *Trochammina rostovzevi* ($+J_3cl_1? + J_3cl_2?$), *Glomospirella galinae* и *Trochammina oxfordiana* ($+J_3cl_2? — J_3ox_2?$).

Спорово-пыльцевые комплексы в отложениях нижневасюганского горизонта в низах разреза сходны с комплексами из нижележащих отложений, а в верхней части — с комплексами из вышележащих отложений. В западной части равнины они условно датируются келловейскими, оксфорд-волжскими, келловей-нижнеоксфордскими, в центральной части равнины — келловей-оксфордскими, в Усть-Енисейском районе — келловей-кимериджскими.

Юконская свита ($+J_3cl_2 + J_3km_1$). Первоначальный стратотип свиты был определен в Туринской опорной скважине (950—1028 м). Ввиду спорного возраста осадков, вскрытых в основании разреза Туринской скважины, Г. Н. Папуловым в 1967 г. предложен гипостратотип по скважинам Юконской депрессии у г. Верхотурья. В унифицированной схеме 1960 г. выделялась под названием таборинской свиты в объеме верхней юры и низов валанжина. Является континентальным аналогом абалакской свиты. Распространение свиты пока ограничивается только пределами Юконской депрессии, площадью около 500 км². С размывом залегает на породах фундамента и перекрывается четвертичными осадками. В состав нижневасюганского горизонта входят низы свиты.

Представлена она континентальными сероцветными песчаниками и глинами с растительным детритом и тонкими линзами угля. Мощность до 80 м. Содержит верхнеюрские спорово-пыльцевые комплексы.

Моурыньинская свита ($+J_3cl_2 + J_3ox_2$) распространена в Северо-Сосьвинском буроугольном бассейне, протягивается в виде полосы вдоль восточного склона Приполярного и Полярного Урала от верховьев р. Северной Сосьвы на юге до г. Салехарда на севере шириной около 30 км. Западной границей развития свиты служит обнаженный Урал. На востоке породы моурыньинской свиты замещаются глинами низов марьяновской свиты, а на юге выклиниваются. В состав нижневасюганского горизонта входят низы свиты. Сложена она каолинитово-гидрослюдистыми глинами с конкрециями сидеритов, углистыми в нижней части. Южнее р. Лопсии и на западе развиты алевролиты, пески и гравелиты с тригониевыми банками. Мощность 2—50 м. Залегает согласно на породах тольинской свиты и согласно перекрывается лопсинской свитой. В отложениях свиты определены аммониты, пелециподы, гастроподы, фораминиферы и спорово-пыльцевые спектры. Породы свиты накапливались в морских условиях.

Марьяновская свита ($+J_3cl_2 + J_3v_3$). Первоначально рассматриваемые отложения в полном объеме свиты выделены В. Г. Алескеровой и Т. И. Осыко [65] по Омской опорной скважине в качестве подсвиты тебисской свиты. На стратиграфическом совещании в г. Новосибирске в 1960 г. они были переведены в ранг свиты. На совещании 1967 г. было рекомендовано повсеместно по окраинам Западно-Сибирской равнины существенно глинистые отложения верхней юры, не содержащие битуминозных пород, залегающие на породах заводоуковской серии и перекрываемые отложениями нижнего мела, отличающиеся по литологическому составу от верхнеюрских пород, выделять под названием марьяновской свиты.

Отложения марьяновской свиты сравнительно узкой полосой протягиваются на западе и юге Западно-Сибирской равнины. В состав нижневасюганского горизонта входит нижняя подсвита ($J_3cl_2 + J_3ox_2$). На северо-западе, в пределах Ляпинской мегавпадины, нижняя подсвита марьяновской свиты представлена глинами темно-серыми с буроватым оттенком, слюдистыми, плотными, с линзочками светло-серого алевритового материала, подчеркивающими горизонтальную слоистость пород. Сверху вниз увеличивается содержание алевритового материала. По всему разрезу пачки встречаются обломки раковин

пелециpод плохой сохранности, ходы илоедов, выполненные алевритовым материалом, а в нижней половине — углефицированный растительный детрит. Изредка наблюдаются маломощные прослои темно-серых глинистых раковин с ядрами пелециpод плохой сохранности. Мощность прослоев не более 0,5 м. Нижняя граница подсвиты резкая, хорошо выраженная.

Южнее в пределах Кондинского прогиба в состав нижневасюганского горизонта входит нижняя пачка ($J_3cl_2 + J_1ox_1$) нижней подсвиты. Она слагается темно-серыми и черными глинами, содержащими прослои оолитовых сидеритов, горизонты песчаников и алевролитов. На приподнятых участках структур эти породы обогащаются песчано-гравийным материалом. В породах нижней пачки встречаются обломки пелециpод, аммонитов, белемнитов, включения растительного детрита. Пачка залегает на породах тюменской свиты или образованиях складчатого фундамента. В сводовых частях некоторых локальных поднятий она отсутствует. Мощность ее до 10 м.

В южных и юго-западных районах в состав нижневасюганского горизонта входят низы нижней подсвиты, представленные серыми и темно-серыми глинами. В пределах отдельных поднятий глины замещаются песчаниками.

Абалакская свита ($J_3cl_2 + J_3km_3$) развита в западной половине Западно-Сибирской равнины. Она почти повсеместно подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых входит в состав нижневасюганского горизонта.

Нижняя подсвита на севере площади своего распространения сложена буровато-черными слюдистыми глинами, алевролитами с обилием обломков и целых ростров белемнитов, раковин пелециpод и аммонитов различной степени сохранности. В нижней части подсвиты часто встречаются сажистые обломки углефицированных остатков древесины. На некоторых площадях глины содержат многочисленные линзочки алевритового материала, подчеркивающие линзовидно-волнистую слоистость породы. В основании подсвиты в глинах присутствуют существенная примесь песчаного и алевритового материала (иногда гравийного), а также прослои плохо отсортированных песчаников и алевролитов незначительной мощности (1—2 м). На контакте с отложениями тюменской свиты часто залегает пласт известковых сидеритов солитового строения. Подсвита выдержана на всей территории своего распространения. Верхний контакт ее постепенный, нижний — трансгрессивный и несогласный. Мощность подсвиты 8—20 м. В отложениях подсвиты определены аммониты и пелециподы среднего и верхнего келловея, а также нижнего оксфорда и богатые комплексы фораминифер. В южной части своего распространения отложения нижней подсвиты сложены серыми и темно-серыми глинами с мелкими линзами алевролитов и песчаников. В основании подсвиты часто залегают глинисто-карбонатные породы с линзами сидерита.

В районах развития крупных локальных поднятий глины абалакской свиты замещаются песчаниками, которые объединяются в вогулкинскую толщу. По литологическому составу отложения вогулкинской толщи, как правило, расчленяются на три пачки. Полнота разреза вогулкинской толщи зависит от амплитуды локального поднятия, величины выступа фундамента над уровнем тюменской свиты и положения структуры в палеогеографической зоне.

В зависимости от сочетания этих факторов отмечается глинизация верхней или верхней и средней или всех трех пачек.

В состав нижневасюганского горизонта входят нижняя и средняя пачки вогулкинской толщи. Нижняя пачка (J_3cl_{2-3}) наиболее погруженных зон абалакской свиты на некоторых локальных поднятиях восточных склонов Березовской моноклинали, Шаимского мегавала, Верхнекондинского прогиба сло-

жена песчаниками с небольшими прослоями гравелитов и конгломератов. Вниз по региональному падению пород и за пределами резко выраженных локальных поднятий проницаемые породы постепенно замещаются алевролитами и глинами, а по восстанию они выклиниваются. Во многих скважинах, расположенных на крыльях локальных поднятий, а также в разделяющих их депрессиях пачка частично слагается лептохлорит-сидеритовыми оолитовыми песчаниками. В глинистых и алевролитовых прослоях пачки определены комплексы фораминифер. Средняя пачка в этих типах разреза заглинизирована.

Ближе к береговой полосе вдоль высокоамплитудных выступов фундамента, в Березовском, Тобольском и южных районах равнины нижняя пачка вогулкинской толщи сложена песчаниками кварцевыми, мелкозернистыми, иногда грубозернистыми с тонкими налетами углистого сажистого вещества. Цемент каолинитовый или гидрослюдисто-каолинитовый. Вниз по разрезу происходит огрубение обломочного материала. В подошве пачки часто отмечаются прослои гравелитов и конгломератов мощностью до 1 м и более с валунами гнейсов и гранитов.

Мощность пачки от 5 до 20 м. Она залегает трансгрессивно на образованиях коры выветривания, фундамента или породах тюменской свиты.

В отложениях нижней пачки обнаружены пелециподы, фораминиферы.

Средняя пачка (J_3ox_1) вогулкинской толщи имеет меньшую площадь развития, чем верхняя. Представлена буровато-черными слюдистыми глинами, алевритовыми, с многочисленными остатками раковин пелеципод, брахиопод, аммонитов и белемнитов различной степени сохранности. В подошве пачки глины содержат значительную примесь терригенного обломочного материала, зачастую переходят в алевролиты, песчаники и гравелиты. По литологическому составу пачка аналогична верхней части нижнеабалакской подсвиты. Описываемые отложения обычно залегают на песчаниках нижней пачки и лишь очень редко на образованиях фундамента. Переход в перекрывающие отложения постепенный. Мощность средней пачки 5—8 м. В ней обнаружены аммониты оксфорда и комплексы фораминифер.

В пределах крупных выступов фундамента, амплитуда которых над поверхностью отложений тюменской свиты составляет более 70 м, описанные отложения, как правило, замещаются песчаниками.

Ш а и м с к а я свита ($+J_3cl_2 — K_1h_1$) распространена в пределах западной части Шаимского мегавала. Свита нами подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. В нижней подсвите выделяются две пачки — нижняя и верхняя. В составе верхней подсвиты — четыре пачки: трехозерная, нижняя, средняя и верхняя. Ниже дается описание нижней пачки нижней подсвиты, которая входит в состав нижневасюганского горизонта. Описание остального разреза шаимской свиты приводится при характеристике вышележащих горизонтов.

Нижняя пачка ($J_3cl_2 — J_3ox_1$) нижней подсвиты шаимской свиты представлена чередованием серых и светло-серых разнозернистых песчаников, алевролитов и глин с линзовидными прослоями гравелитов. Породы содержат многочисленные обломки раковин пелеципод, обугленный детрит. В них определены спорово-пыльцевые комплексы келловейского возраста. Перекрывающие породы охарактеризованы фауной оксфорда. По положению в разрезе возраст пачки принимается средне-верхнекелловейским-нижнеоксфордским.

Вверх по склону Шаимского мегавала разрез становится более грубым, и здесь в этой пачке выделяются пласты $П_3$ и $П_2$. Нижний пласт ($П_3$) сложен кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, реже полимиктовыми песчаниками

и алевролитами темно-серого и серого цвета. Встречаются прослои и линзы гравия, многочисленные обломки раковин пелеципод, обугленный детрит. Вниз по падению мегавала в пласте появляются прослои глин, алевролитов и отмечается тенденция к постепенной глинизации его. К сводам локальных поднятий пласт выклинивается. В отдельных разрезах отмечено несогласное залегание волжских гравелитов на породах пласта $П_3$. Несмотря на многочисленные обломки пелеципод, фаунистически пласт не охарактеризован. По положению в разрезе между отложениями тюменской свиты и песчаниками пласта $П_2$ возраст пласта $П_3$ условно принимается средне-верхнекелловейским. Мощность пласта до 10 м.

Пласт $П_2$ представлен глинистыми зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с примесью более грубообломочного материала, ракушняками, спонголитами, алевролитами. Породы содержат большое количество глауконита. Отличительной особенностью их является линзовидная, волнистая слоистость, образованная тонкими линзочками и гнездами глинистого материала и фюзенизированного растительного детрита. Количество глинистого материала увеличивается вниз по падению от сводовых участков Шаимского мегавала и отдельных локальных поднятий. К осевой части Шаимского мегавала породы пласта $П_2$ обогащаются гравелитами и конгломератами с карбонатным цементом. Количество глинистого материала в песчаниках таких разрезов уменьшается, и пласт объединяется с вышележащими породами пласта $П_1$. К присводовым участкам отдельных локальных поднятий и к осевой зоне Шаимского мегавала пласт $П_2$ выклинивается. Фаунистически пласт $П_2$ охарактеризован слабо. В пласте часто встречаются обломки раковин пелеципод и ростры белемнитов. Мощность пласта до 25 м. Возраст принят нижнеоксфордским.

Васюганская свита ($+J_3cl_2 + J_3ox_2$) распространена в центральной части Западно-Сибирской плиты. Она подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых входит в состав нижневасюганского горизонта. Нижняя подсвита васюганской свиты ($+J_3cl_2 + J_1ox_1$) представлена глинами черными и темно-серыми с неровным изломом, с прослоями битуминозных глин мощностью 2—3 см, с прослоями серых кварц-полевошпатовых и кварц-глауконитовых песчаников и алевролитов с линзовидно-прерывистой слоистостью. Породы местами слабоизвестковистые. Встречаются единичные прослои глинистого известняка. На плоскостях напластования присутствует детрит. В подошве пачки количество песчано-алевритового материала увеличивается, появляются углистый детрит и пиритизированные обломки древесины.

В восточном направлении отложения нижневасюганской подсвиты постепенно замещаются песчаниками низов наунакской свиты, а на юге — пестроцветными глинами татарской свиты и сероцветными глинами низов барабинской свиты.

Наунакская свита ($J_3cl_2 + J_3ox_2$) распространена в Колпашево-Васюганском районе. Отложения этой свиты ранее рассматривались в составе тюменской свиты (Колпашево, Парабель, Нарым и др.). Однако наличие следов морских отложений (пелециподы, кокколитофориды), некоторые отличия литологического состава, повышенное содержание пирита, резко отличный состав спорово-пыльцевых спектров позволили И. И. Нестерову в 1966 г. выделить эти породы в самостоятельное стратиграфическое подразделение под названием мыльджинской свиты. Стратотипом являются разрезы скважин на Мыльджинской площади. На совещании 1967 г. свите было присвоено название наунакская.

Наунакская свита представлена чередованием глин, алевролитов и песчаников с преобладанием последних. Характерным литологическим признаком свиты является наличие слоисто-полосчатых пород. В глинах полосчатость обусловлена слойками и линзами песчаников, в песчаниках — глинами. Суммарная мощность песчаников составляет 40—60% от общей мощности свиты.

Глины серые, в основании свиты часто темно-серые, алевритистые, с включениями углистого детрита, со стяжениями пирита, часто полосчатые за счет слойков и линз серых алевролитов и песчаников. Встречаются тонкие прослойки углей (до 2—5 м). Алевролиты серые, песчанистые, тонкогоризонтально- и волнисто-слоистые за счет слойков и линз темно-серых глин со стяжениями пирита до 2 см в диаметре, с присыпками углистого детрита

Песчаники серые и светло-серые. мелкозернистые, полимиктовые с глинистым цементом, волнисто-и горизонтально-слоистые. Встречаются включения сидерита, гнезда пирита, обломки пелеципод, кокколитофориды. Мощность свиты 40—80 м. В нижней части разреза состав свиты более глинистый.

Отложения свиты накапливались в условиях прибрежной равнины, в пределы которой периодически проникали морские воды. Возраст свиты определяется по положению в разрезе и по сопоставлению спорово-пыльцевых комплексов.

Татарская свита ($J_2bt_3 + J_3cI_3$) распространена в южной части Западно-Сибирской плиты, главным образом в Татарском Прииртышье. На севере отложения свиты замещаются породами васюганской, на востоке — наунакской, на западе — марьяновской свит. Представлена свита преимущественно пестроцветными глинами с прослоями зеленоватых и серых часто известковистых песчаников и алевролитов. В глинах встречаются многочисленные стяжения карбонатов, которые обусловили массовое появление мелких зеркал скольжения. Мощность свиты до 160 м. Отложения ее накапливались в лагунных условиях. Возраст свиты определяется по положению в разрезе и по сопоставлению спорово-пыльцевых комплексов.

Барабинская свита ($-J_3cl_3 + J_3ox_2$) распространена в южной части Западно-Сибирской плиты. Ее аналоги на севере — васюганская, на северо-востоке — наунакская, на востоке — тяжинская, на западе — марьяновская свиты. В состав нижневасюганского горизонта входят низы свиты.

Барабинская свита представлена черными и темно-серыми глинами с отдельными мелкими линзовидными прослоями алевролитов и песчаников. В последних часто присутствует глауконит. В Барабинской опорной скважине в основании свиты вскрыт пласт глауконитового песчаника, который ранее выделялся под названием барабинской пачки. На стратиграфическом совещании 1967 г. решено под именем барабинской свиты рассматривать преимущественно глинистые морские отложения, залегающие на татарской свите на западе и на фундаменте или породах наунакской свиты в более восточных районах. Глауконитовый пласт Барабинской скважины вошел в состав этой новой свиты.

Отложения свиты накапливались в условиях мелководного морского бассейна. Мощность ее 10—20 м. В отложениях свиты определены моллюски, фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы.

Тяжинская свита ($-J_2bt_3 + J_3ox_1$) распространена в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Подразделяется на две подсвиты — нижнюю, глинисто-алевролитовую и верхнюю, преимущественно глинистую. Отложения нижнетяжинской подсвиты представлены чередованием голубовато-серых алевролитов с красно-бурыми и зеленоватыми глинами, с прослоями серых песчаников. В восточном направлении к Касской опорной скважине происходит резкая

глинизация разреза. Верхняя подсвита представлена зеленоватыми и бурыми глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Мощность ее до 100 м.

Отложения тяжинской свиты формировались в условиях пресноводной лагуны. В ее породах определены пресноводные моллюски, спорово-пыльцевые комплексы.

Точинская свита ($J_3cl_1 + J_3cl_3$) развита в северо-восточных районах Западно-Сибирской плиты. На юге отложения ее выклиниваются к Елогуйскому выступу, на юго-востоке замещаются низами наунакской, на востоке — низами васюганской свит. Свиту слагают темно-серые и серые глины с прослоями песчаников и алевролитов. Количество последних увеличивается вверх по разрезу. В направлении к Малохетскому валу и восточным окраинам седиментационного бассейна в составе свиты увеличивается роль песчано-алевролитового материала. Мощность свиты до 230 м. Отложения накапливались в условиях мелководного морского бассейна. В породах свиты определены моллюски, комплексы фораминифер, спорово-пыльцевые спектры.

Сиговская свита ($J_3ox_1 — J_3km_1$) развита на северо-востоке Западно-Сибирской плиты. Свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита расчленяется на три пачки. В состав нижневасюганского горизонта входит нижняя пачка (J_3ox_1) нижнесиговской подсвиты. Она представлена преимущественно серыми и темно-серыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов. В последних отмечаются гальки глинистых пород, конкреции пирита и фосфорита, обломки обугленной древесины. Мощность пачки до 50 м. Отложения пачки накапливались в прибрежно-морских условиях. В них найдены моллюски, фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы.

Ярротинская свита ($J_3cl_2 — K_1h_2$) развита на северо-западе Западно-Сибирской равнины в пределах Ямальского полуострова. По литологическому составу она подразделяется на три подсвиты: нижнюю ($J_3cl_2 — J_3v$), среднюю — новопортовскую ($K_1br — K_1v_2$), верхнюю — сеяхинскую ($—K_1v_2 — K_1h_2$). В состав нижневасюганского горизонта входят низы нижней подсвиты. Нижняя подсвита ярротинской свиты представлена темно-серыми и серыми глинами, с редкими линзовидными прослоями алевролитов, иногда с включениями глауконита, пирита. Мощность ее до 150 м. Отложения подсвиты накапливались в условиях мелководного морского бассейна.

В состав нижневасюганского горизонта входит средняя часть разреза лангурской свиты, описание которой приведено при характеристике джангодского горизонта.

Верхневасюганский горизонт (J_3ox_2) включает в себя отложения верхов юконской, моурыньинской, васюганской, барабинской, наунакской, низов ярротинской, средние части разреза сиговской, лангурской, абалакской, марьяновской, шаимской свит. Наибольшим площадным распространением в составе горизонта пользуются отложения марьяновской, абалакской, васюганской и наунакской свит.

Верхневасюганский горизонт представлен преимущественно глинистыми темноцветными и сероцветными отложениями. На востоке седиментационного бассейна глины переходят в песчаники. Отложения горизонта накапливались в морском бассейне, и только на западе существовали условия, где накопление осадков происходило в условиях континентального режима. Мощность горизонта достигает 90 м и увеличивается в северо-восточном направлении.

В верхневасюганском горизонте выделены три биозоны региональной стратиграфической шкалы: Ammoeboceras cordatum ($J_3ox_2 — J_3ox_2$), A. alternans ($—J_3ox_2 — J_3ox_2$) и Ringsteadia pseudocordata ($—J_3ox_2 + J_3ox_1$). Кроме зо-

нальных видов моллюсков, определены *Cardioceras* aff. *renaidaellov* ($+J_3ox_2$— $—J_3ox_2$), *Amoeboceras* cf. *bauhini* Opp. ($—J_3ox_2 — J_3ox_2$).

В отложениях верхневасюганского горизонта определены комплексы фораминифер, объединяемые в местные биозоны. В пределах восточного склона Полярного и Приполярного Урала установлены комплексы с *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus* ($+J_3ox_2 — J_3ox_2$), *Recurvoides disputabilis* ($—J_3ox_2 — J_3ox_2$), *Haplophragmoides mirandus* ($—J_3ox_2 + J_3ox_2$), *Ammobaculites multiformis* ($—J_3ox — J_3km_1$).

В Березово-Тюменской зоне, южной и юго-восточной частях Западно-Сибирской плиты определены комплексы с *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus* и *Eomarssonella para conica*, *A.* ex gr. *pseudoinfimus* и *Trochammina oxfordiana* ($+J_3ox_2 — J_3ox_2$), *Lenticulina igrimensis* и *Darbyella ervici* ($—J_3ox_2$— $—J_3km_1$), *Recurvoides disputabilis* и *Spiroplectammina tobolskensis*, *Hoeglundina tjumensis* ($—J_3ox_2 + J_3ox_2$).

В Усть-Енисейском районе определен комплекс фораминифер с *Recurvoides disputabilis* ($—J_3ox_2 ? + J_3ox_2$).

В отложениях верхнего оксфорда в пределах северо-запада и запада плиты выявлены комплексы, условно датируемые оксфорд-волжским и верхнеоксфорд-волжским возрастом, в центральной и южной частях равнины — келловей-оксфордским и на востоке и северо-востоке — келловей-кимериджским.

Отложения юконской, лангурской, моурыньинской, барабинской, наунакской свит и нижнеярротинской подсвиты, входящие в состав верхневасюганского горизонта, пока не имеют литологических особенностей, характерных для описываемого горизонта. Их описание приведено выше и здесь не дается.

Марьяновская свита ($J_3cl_2 + J_3v_3$) входит в состав верхневасюганского горизонта частично. На северо-западе Западно-Сибирской плиты в пределах Ляпинской мегавпадины, где марьяновская свита подразделена на три подсвиты, в состав верхневасюганского горизонта входят низы средней подсвиты.

Средняя подсвита ($J_3ox_2 + J_3km_2$) сложена глинами темно-серыми с зеленоватым оттенком, слюдистыми с прослоями известняков, с многочисленными остатками раковин пелеципод и белемнитов плохой сохранности. В нижней части ее нередко распространены прослойки известняков с обломками раковин пелеципод и редкими зернами глауконита. Мощность прослоев 0,3—0,2 м. Переходы в перекрывающие и подстилающие отложения постепенные. Мощность подсвиты 30—40 м. В отложениях ее определены аммониты и богатые комплексы фораминифер. По этим данным, возраст принят в объеме верхнего оксфорда и кимериджа.

Южнее, в пределах Верхнекондинского прогиба, где свита подразделяется на две подсвиты, в состав верхневасюганского горизонта входит средняя пачка нижней подсвиты (J_3ox_2). Она представлена темно-серыми, иногда бурыми глинами с включениями глауконита, с ходами илоедов. Среди глин встречаются прослои сидеритов, линзы алевролитов. В породах встречаются обломки раковин пелеципод, аммонитов и белемнитов. Пачка охарактеризована комплексом фораминифер.

В южных районах равнины отложения марьяновской свиты, входящие в состав описываемого горизонта, представлены темно-серыми, местами с буроватым оттенком глинами.

Отложения марьяновской свиты, входящие в состав верхневасюганского горизонта, формировались в условиях мелководного морского бассейна. В породах определены моллюски, фораминиферы, спорово-пыльцевые спектры.

Абалакская свита ($J_3cl_2 + J_3km_3$). В состав верхневасюганского горизонта входят низы верхнеабалакской подсвиты.

Верхнеабалакская подсвита ($J_3ox_2 + J_3km_2$) сложена темно-серыми, почти черными, тонкоотмученными глинами, местами известковыми, неясно слоистыми, глауконитовыми с сидерит-манганокальцитовыми стяжениями. Глауконит распространен неравномерно. Глинистые породы тонкоотмученные и почти не содержат песчано-алевритовой примеси. Конкреции обычно приурочены к верхним двум третям подсвиты. По всему разрезу встречается большое количество остатков раковин пелеципод и ростров белемнитов. Благодаря специфическому составу, выдержанности на громадной территории и небольшой мощности эти отложения являются прекрасным маркирующим горизонтом. Верхняя и нижняя границы нерезкие, но четкие и макроскопически относительно легко выделяются. Мощность подсвиты колеблется от 12 до 20 м.

В пределах крупных локальных выступов фундамента отложения абалакской свиты замещаются преимущественно песчанистыми породами вогулкинской толщи. Верхняя подсвита абалакской свиты на этих участках замещается породами верхней пачки вогулкинской толщи.

Верхняя пачка вогулкинской толщи ($J_3ox_2 + K_1h_1$) сложена органогенно-детритовыми известняками, спонголитами, песчаниками и грубообломочными породами. В одних разрезах представлена органогенными известняками и спонголитами, в других — только терригенными породами, в третьих — чередованием тех и других типов пород. В последнем случае органогенные породы обычно преобладают в верхней части пачки. Органогенно-обломочные известняки и спонголиты почти всегда содержат примесь песчано-гравийного материала. Часто наблюдается постепенный переход одних типов пород в другие. На периклиналях и крыльях поднятий отмечается вклинивание глин абалакской свиты в породы описываемой пачки.

Мощности пачки очень изменчивые. Обычно они колеблются в пределах 10—15 м, но иногда достигают 80 м. На крыльях и периклиналях локальных поднятий они сравнительно быстро замещаются глинами верхнеабалакской подсвиты, а к сводам выклиниваются. Переход отложений пачки в подстилающие породы средней пачки вогулкинской толщи постепенный. В тех случаях, когда пачка залегает непосредственно на породах фундамента или на его коре выветривания, в основании ее всегда развиты прослои грубообломочных пород. Перекрывается она обычно глауконитовыми глинами верхней части верхнеабалакской подсвиты. На некоторых поднятиях в приосевой части отложения пачки перекрываются различными слоями тутлеймской или других свит. В этом случае возраст пачки определяется возрастом перекрывающих отложений. Местами отложения ее размыты. Долгое время не совсем были ясны взаимоотношения описываемой пачки с породами абалакской свиты. На многих площадях был установлен постепенный переход органогенных отложений на крыльях этих структур в глинистые породы абалакской свиты.

Также известно, что глауконитовые глины верхнеабалакской подсвиты на крыльях некоторых поднятий содержат маломощные прослои и линзы спонголитов, органогенно-обломочных известняков или песчаников. Но во многих разрезах отложения вогулкинской толщи перекрыты породами волжского яруса, берриаса, валанжина и даже готерива. Поэтому в составе органогенно-обломочных пород вогулкинской толщи могут быть породы более молодого возраста — вплоть до готеривского.

Литологический состав верхней пачки вогулкинской толщи в западном направлении изменяется. На северо-западе в низовьях р. Ялбыньи в зоне регионального выклинивания абалакской свиты верхняя пачка вогулкинской толщи сложена глауконитами, спонголитами, линзами песчаников, грубообло-

мочными породами и глауконитовыми глинами. В некоторых разрезах пачка состоит из трех частей: нижней, сложенной преимущественно спонголитами и глауконитами с прослоями органогенно-обломочных известняков; средней, представленной глауконитовыми глинами, и верхней, глауконитовой. В разрезах, где отложения пачки лежат непосредственно на породах кристаллического фундамента, в основании развиты песчаники и грубообломочные породы.

Ш а и м с к а я свита (J_3cl_2 — K_1h_1). В состав верхневасюганского горизонта входят низы верхней пачки нижнешаимской подсвиты.

Верхняя пачка (J_3ox_2 + J_3km_2) этой подсвиты характеризуется преимущественно глинистым составом. В ней присутствуют темно-серые глины, грязно-зеленые алевролиты и глаукониты, реже песчаники. В глинах много сидерит-марганцево-кальцитовых конкреций, обломков пелеципод. Пачка содержит ассоциации фораминифер. Мощность ее до 15 м.

По направлению к приподнятым участкам Шаимского мегавала отложения верхней пачки переходят в породы вогулкинской толщи, которые выделяются как пласт $П_1$.

Пласт $П_1$ сложен серыми полимиктовыми и среднезернистыми песчаниками, иногда с глауконитовыми включениями спонголитов и прослоями детритусовых известняков, гравелитов, конгломератов. По направлению к гребневой части Шаимского мегавала отмечается постепенное уменьшение количества мелкозернистого материала. Песчаники становятся грубозернистыми с прослоями гравелитов; в зонах выклинивания пласт $П_1$ часто почти полностью состоит из гравелитов. Вниз по падению наблюдается постепенное замещение песчаников глинами. Отложения пласта содержат обломки аммонитов, встречены ассоциации фораминифер оксфорд-кимериджского возраста. Отмеченная выше фауна позволяет условно отнести породы пласта $П_1$ вогулкинской толщи к верхней части оксфорда и кимериджу. Мощность пласта $П_1$ до 8 м. На ряде структур возраст верхних слоев пласта может быть и более молодым.

В а с ю г а н с к а я свита (J_3cl_2 + J_3ox_2). В состав верхневасюганского горизонта входит верхняя подсвита, представленная полимиктовыми серыми и светло-серыми песчаниками с линзовидными прослоями глин. К зоне перехода в абалакскую свиту песчаники замещаются чередующимися глинами и алевролитами. Последние чаще всего имеют известковистый цемент. По направлению к зоне перехода в наунакскую свиту в песчаниках увеличивается количество углистого материала, появляются отдельные пласты бурых углей мощностью до 2—3 м. Отложения верхневасюганской подсвиты накапливались в условиях опресненного мелкого моря. Мощность подсвиты до 50—80 м. В ее породах обнаружены редкие фораминиферы, спорово-пыльцевые спектры.

С и г о в с к а я свита (J_3ox_1 — J_3km_1). В состав верхневасюганского горизонта входят средняя и верхняя пачки нижней подсвиты сиговской свиты.

Средняя пачка (+J_3ox_2 — J_3ox_2) представлена серыми и темно-серыми алевролитами с прослоями песчаников. Количество последних увеличивается в южном и восточном направлениях. В алевролитах часто встречаются гнезда глинистого материала, обугленный детрит, обломки древесины. Мощность пачки до 30 м.

Верхняя пачка (—J_3ox_2 + J_3ox_2) представлена серыми глинами с прослоями алевролитов, реже песчаников. Песчаники плохо отсортированы, разнозернистые, с обугленным растительным детритом. Мощность пачки до 70 м.

Рассматриваемые отложения накапливались в условиях мелководного морского бассейна. В породах горизонта определены моллюски, фораминиферы, спорово-пыльцевые спектры.

Георгиевский горизонт ($+J_3km$) включает в себя георгиевскую, верхи сиговской, средние части разреза лангурской, марьяновской, шаимской, низы лопсинской, яновстанской и максимоярской свит.

Горизонт представлен серыми и темно-серыми глинами часто с включениями глауконита. По окраинам седиментационного бассейна появляются зеленоватые глины с прослоями и линзами песчаников, а в отдельных участках на западе и юго-востоке — преимущественно песчаные отложения. Отложения его накапливались в прибрежно-морских и морских условиях, и только на западе имеются отдельные небольшие участки развития континентальных отложений лагурской свиты. Мощность горизонта до 170 м.

В отложениях георгиевского горизонта установлено пять биозон региональной стратиграфической шкалы, которые соответствуют биозонам единой шкалы.

В кимериджских отложениях выделяются следующие биозоны региональной шкалы: Pictonia involuta ($J_3km_1 - J_3km_1$), Rasenia borealis ($-J_3km_1 + + J_3km_1$), Aulocostephanus sosvaensis ($+J_3km_3 - J_3km_2$), A. endoxus ($-J_3km_2 + J_3km_2$), Virgatoxioceras sp. sp. ($-J_3km_2 + J_3km_2$).

Кроме зональных видов, в отложениях георгиевского горизонта определены *Pictonia* sp. ind., *Rasenia* spp., *Lonovia* cf. *urabusis* Orb. ($-J_3km_1 + + J_3km_1$), *Amoeboceras vitchini* Salf. (J_3km), *Lonovia* spp. ($J_3km_2 - J_3km_2$), *A.* cf. *pseudomutabilis* Lor., *A.* spp. ($-J_3km_2 - J_3km_2$), *A.* cf. *undorae* Pavl. ($-J_3km_2 + J_3km_2$), *Amoeboceras* cf. *decipien* Spath., *A. sokolovi* Bodyl., *A.* cf. *kochi* Spath. ($-J_3km_2 + J_3km_2$).

В кимериджских отложениях определены многочисленные комплексы фораминифер. В пределах восточного склона Приполярного и Полярного Урала выявлены комплексы с *Lenticulina michailovi* ($-J_3km_1 + J_3km_1$), *Reinholdell* (*Pseudolamarckina*) *liapiensis* ($+J_3km_2 - J_3km_2$), *R. lopsiensis* ($-J_3km_2 - - J_3km_2$). *R. lopsiensis* и *Lenticulina iatriensis* ($-J_3km_2 + J_3km_2$).

В Березово-Тюменской зоне и на юге Западно-Сибирской равнины выявлены комплексы с *Trochammina omskensis* и *Verneuilinoides graciosus* ($+J_3km_1 - - J_3km_1$), *Lenticulina* (*Astacolus*) *praesibirensis* ($-J_3km_1 - J_3km_1$), *Trochammina elevata* и *Lenticulina* (*Astacolus*) *sibirensis* ($-J_3km_1 - J_3km_2$), *Reincholdella* (*Pseudolamarckina*) *liapinensis* ($-J_3km_2 - J_3km_2$), *R.* sp. ($J_3km_2 - J_3v_1$).

На северо-востоке плиты выделен комплекс с *Reinholdella* (*Pseudolamarckina*) *lopsiensis* ($+J_3km_2$).

В кимериджских отложениях всей территории Западно-Сибирской равнины часто встречаются остракоды *Pyrocytheridea glabella* Mand. et Lübinova, *Palaeocytheridea sufferta* Mand., *Pleurocythere pichtovkaensis* Karmina.

Спорово-пыльцевые комплексы георгиевского горизонта на восточном склоне Полярного и Приполярного Урала условно датируются оксфорд-волжскими, в Березово-Тюменской зоне — верхние оксфорд-средневолжскими, в центральной части равнины — кимеридж-волжскими и на северо-востоке — келловей-кимериджскими.

Отложения ярротинской, марьяновской, шаимской, абалакской свит, входящие в состав георгиевского горизонта, по литологии и другим особенностям разреза не выделяются в отдельные литологические подразделения. Описание этих свит приведено выше.

Лопсинская свита ($J_3km_1J_3v_1$) распространена по всему восточному склону Урала от 62° с. ш. на юге до южной оконечности п-ова Ямал на севере шириной около 30 км. Западной границей распространения является складчатый Урал. На востоке, севере и юго-востоке ее аналогами являются породы

средней части марьяновской свиты. Согласно залегает на моурыньинской и перекрывается федоровской свитой. Сложена однообразной толщей слюдистых глауконитовых алевролитов, гидрослюдистых и гидрослюдисто-бейделлитовых глин. Мощность свиты 60—120 м. Переход в перекрывающие и подстилающие отложения постепенный. В свите определены аммониты и фораминиферы и спорово-пыльцевые спектры. В состав георгиевского горизонта входят низы свиты.

Георгиевская свита (J_3km) развита в центральной части Западно-Сибирской плиты. Отложения ее согласно залегают на породах васюганской свиты. Накапливались они в условиях нормального морского водоема. Свита представлена глинами черными, с прослоями битуминозных разностей, на плоскостях напластования которых часто присутствуют рыбный детрит, глауконит. Мощность свиты 0—17 м. Георгиевская свита впервые выделена в 1967 г. на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Тюмени. Ранее эти отложения входили в состав марьяновской свиты и описывались под названием нижнемарьяновской пачки. Стратотип этой новой свиты принят по разрезу Большереченской опорной скважины.

Сиговская свита ($J_3ox_1 — J_3km_1$). В состав георгиевского горизонта входит верхняя подсвита сиговской свиты.

Верхняя подсвита ($—J_3km_1$) представлена преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями глин. В северном направлении в составе ее преобладают глауконито-лептохлоритовые песчаники и алевролиты с прослоями глин. Отложения накапливались в условиях прибрежного моря. Мощность подсвиты до 170 м. В отложениях ее определены аммониты, фораминиферы и спорово-пыльцевые спектры.

Яновстанская свита ($—J_3km_1 — K_1br$). В состав георгиевского горизонта входит ее нижняя подсвита ($—J_3km_1 + J_3km_2$), представленная преимущественно глинистыми породами с многочисленными включениями песчано-алевролитового материала.

Глины темно-серые и серые, иногда зеленовато-серые, с обугленными растительными остатками. Отложения подсвиты накапливались в прибрежно-морских условиях. В пределах подсвиты определены моллюски и фораминиферы.

Максимоярская свита ($+J_3km_1 + J_3v_3$) входит в состав георгиевского горизонта частично, но по литологическому составу она на более дробные стратиграфические подразделения не расчленяется. Свита представлена серыми и зеленовато-серыми, часто известковистыми, мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Встречаются зеленоватые и красно-бурые прослои глин. Мощность свиты до 90 м. В отложениях ее найдены двустворчатые моллюски, остракоды и харовые водоросли.

Георгиевская свита (J_3km) развита на громадной площади центральных и южных районов Западно-Сибирской плиты. Она представлена черными, иногда битуминозными глинами, часто с включениями глауконита. Иногда отмечаются прослои глауконитовых песчаников. Мощность свиты до 20 м. В отложениях георгиевской свиты определены аммониты, фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы.

Баженовский горизонт ($+J_3v$) включает отложения баженовской, верхов лангурской, лопсинской, марьяновской, максимоярской, яновстанской свит, средних частей разреза шаимской и ярротинской и низы федоровской и тутлеймской свит.

Горизонт представлен черными битуминозными глинами. К окраинам седиментационного бассейна битуминозность исчезает, в глинах появляются прослои алевролитов и песчаников, и только на крайнем западе и юго-востоке

в состав горизонта входят песчаные отложения. Породы баженовского горизонта накапливались в морских и прибрежно-морских условиях. Только в отдельных мелких впадинах вдоль восточного склона Урала в состав горизонта входят континентальные отложения лангурской свиты.

Мощность горизонта до 300 м.

Отложения лангурской, лопсинской, максимоярской и ярротинской свит не подразделяются на более дробные стратиграфические подразделения. Описание их приведено выше.

В отложениях баженовского горизонта установлено 12 биозон региональной стратиграфической шкалы, соответствующих биозонам единой шкалы. Лишь вместо зоны Epivirgatites nikitini верхов средневолжского подъяруса единой шкалы выделяются две зоны региональной шкалы — Laugeites gröenlandicus и L. (?) vogulicus.

В волжских отложениях выделяются следующие региональные биозоны: Eosphinetoceras magnum ($+J_3v_1 - J_3v_1$), Subdichotomoceras subcrassum ($-J_3v_1 - J_3v_1$), Pectinatites lideri ($-J_3v_1 + J_3v_1$), Pavlovia iatriensis ($+J_3v_2 - - J_3v_2$), Dorsoplanites ilovaiskii ($-J_3v_2 - J_3v_2$), D. maximus ($-J_3v_2 - J_3v_2$), Crendonites spp. ($-J_3v_2 - J_3v_2$), Laugeites gröenlandicus ($-J_3v_2 - J_3v_2$), L. (?) vogulicus ($-J_3v_2 + J_3v_2$), Kachpurites fulgens ($+J_3v_3 - J_3v_3$), Craspedites subditus ($-J_3v_3 - J_3v_3$), Taimyroceras taimyrense ($-J_3v_3 + J_3v_3$).

Кроме зональных видов, в волжских отложениях определены *Gravesia* (?) *triplicata* Meserhn. ($+J_3v_1 - J_3v_1$), *Subplanites* sp. ($-J_3v_1 - J_3v_1$), *Pectinatites liapiensis* Michlv., *Parovirgatites* sp. ($-J_3v_1 + J_3v_1$), *Subplanites* (?) *rotor* Bodyl. ($-J_3v_1 + J_3v_1$), *Pavlovia turgens* Jlov., *P. raricostata* Jlov., *Strajevskya* spp. ($+J_3v_2 - J_3v_2$), *Dorsoplanites ovalis* Meserhn. ($-J_3v_2 - J_3v_2$), *Zaraiskites* sp. ind. ($+J_3v_2 - J_3v_2$), *Dorsoplanites* spp. ($-J_3v_2 - J_3v_2$), *Pavlovia* spp. ($J_3v_2 - J_3v_2$), *P. ponomarevi* Glov., *Dorsoplanites panderiformis* Mich. ($-J_3v_2 - J_3v_2$), *Crendouites* cf. *subregularis* Spath., *C. subleslie* Meserhn. ($-J_3v_2 - J_3v_2$), *Laugeites borealis* Meserhn. ($-J_3v_2 - J_3v_2$), *L.* spp. ($-J_3v_2 + J_3v_2$), *Kachpurites subfulgens* Nik. ($+J_3v_3 - J_3v_3$), *Craspedites okensis* Orb. ($-J_3v_3 - J_3v_3$), *Virgatosphinctes* spp. ($+J_3v_3$).

Перечисленная выше фауна моллюсков в основном определена на северо-западе плиты в отложениях восточного склона Приполярного и Полярного Урала.

В волжских отложениях определены многочисленные комплексы фораминифер. В пределах восточного склона Приполярного и Полярного Урала выявлены комплексы с *Reinholdella voliaensis* ($+J_3v_1 - J_3v_1$), *Spiroplectammina vicinalis*, *Ammobaculites* ex gr. *haplophragmioides* ($-J_3v_1 - J_3v_2$), *Lenticulina*, *sosvaensis*, *Spiroplectammina paravicinalis*, *Dorothia tortuosa* ($-J_3v_2 + + J_3v_2$).

В Березово-Шаимском, Тюменском районах и на юге Западно-Сибирской плиты выделены комплексы с *Ammodiscus raspelovae* ($-J_3v_1 - J_3v_2$), *Spiroplectammina vicinalis*, *Spacenaria pravoslavievi* ($-J_3v_1 - J_3v_2$), *Dorothia tortuosa* ($-J_3v_2 + J_3v_2$), *Ammodiscus veteranus*, *Haplophragmioides volossatovi* ($+J_3v_2$).

На северо-востоке плиты выделен комплекс со *Spiroplectammina vicinalis* и *Ammobaculites* ex gr. *haplophragmioides* ($-J_3v_2 - J_3v_2$). В волжских отложениях иногда отмечаются находки радиолярий *Dictyomitra* sp.

Спорово-пыльцевые комплексы баженовского горизонта обеднены. На восточном склоне Полярного и Приполярного Урала они условно датируются

оксфорд-волжским, в Березово-Тюменской зоне — верхнеоксфорд-средневолжским и верхневолжским, в центральной части плиты — кимеридж-волжским и на северо-востоке — волжским возрастом.

Марьяновская свита ($+J_3cl_2 + J_3v_3$). В состав баженовского горизонта входит верхняя подсвита марьяновской свиты, представленная глинами. В глинах присутствуют многочисленные обломки и целые створки раковин пелеципод, ростры белемнитов и конкреции пирита разной величины (от микроскопических до 1—2 см в диаметре). Фауной охарактеризованы нижние слои, в которых установлены богатые комплексы фораминифер.

В более западных и южных разрезах, ближе к окраинам седиментационного бассейна подсвита сложена глинами темно-серыми, прослоями почти черными, очень слабоалевритовыми с редкими прослойками глинистых известняков. По всему разрезу подсвиты наблюдаются редкий рыбный детрит, остатки раковин пелеципод и обломки ростров белемнитов. В средней и нижней частях подсвиты глины слабобитуминозные, тонкоплитчатые. Мощность подсвиты 40—90 м.

Шаимская свита ($+J_3cl_2 — K_1h_1$). В состав баженовского горизонта входят трехозерная и нижняя пачки верхней подсвиты шаимской свиты.

Трехозерная пачка ($+J_3v_1 + J_3v_2$) залегает в основании верхней подсвиты. Отложения ее согласно, а в ряде разрезов с небольшим перерывом залегают на породах нижней подсвиты шаимской свиты. Она представлена темно-серыми, серыми и зеленовато-серыми глинами и алевролитами. Породы имеют массивную и линзовидную текстуру, содержат обломки раковин пелеципод, ходы илоедов, ростры белемнитов. В восточной приподнятой части Шаимского мегавала глинистые породы замещаются маломощной пачкой (0—3 м) глинистых гравелитов и конгломератов. На гребнях поднятий и в их присводовых частях пачка отсутствует. В отложениях ее встречены аммониты и комплексы фораминифер, указывающие на волжский возраст вмещающих пород. По этим данным, с учетом положения в разрезе возраст трехозерной пачки принят в объеме нижнего и среднего подъярусов волжского яруса верхней юры. Общая мощность трехозерной пачки изменяется в широком диапазоне — от 0—3 до 70 м.

Нижняя пачка ($+J_3v_3$) верхней подсвиты шаимской свиты представлена серыми, реже темно-серыми аргиллитами с прослоями темно-серых битуминозных разностей. В породах пачки определены аммониты и комплекс фораминифер, указывающие на волжский возраст вмещающих пород. По этим данным, с учетом положения в разрезе возраст пачки принят в объеме верхнего подъяруса волжского яруса верхней юры.

Определенный интерес в разрезе юрских отложений Шаимского района представляет несогласное налегание волжских слоев на подстилающие отложения. Детальная корреляция разрезов тюменской свиты позволяет заключить, что верхние горизонты этой свиты подвергались неоднократному размыву в пределах осевой и частично бортовых частей Шаимского мегавала в волжское время. Об этом свидетельствует залегание битуминозных глин верхнешаимской подсвиты на различных пачках тюменской свиты. В скв. 31 Трехозерной площади, скв. 99, 281, 366 Тетеревской площади, скв. 6 и 24 Толумской площади под битуминозными глинами верхней юры залегают глины, алевролиты и песчаники тюменской свиты. Причем на гипсометрически более приподнятых участках битуминозные породы залегают на байосских, а возможно, и ааленских слоях тюменской свиты.

Наиболее полный разрез верхов тюменской свиты на юго-западе Шаимского мегавала, состоящей из трех пачек, вскрыт в скв. 52 Тетеревской площади. Вверх по восстанию пород на этой площади фиксируется постепенное выпадение верхних пачек от скв. 52 до скв. 99. Скв. 99, пробуренной в присводовой части поднятия, вскрыты темно-серые и зеленовато-серые алевролиты с прослоями песчаников и глин ааленского? возраста. На Трехозерной площади почти повсеместно вскрыты батские и байосские слои свиты. Верхние келловейские слои обычно отсутствуют. В наиболее приподнятых участках размываются и ааленские? слои (скв. 31).

Федоровская свита ($+J_3v_2 - K_1v_2$). В состав баженовского горизонта входят нижняя подсвита и нижняя пачка верхней подсвиты. Федоровская свита распространена по всему восточному склону Приполярного Урала от 62° с. ш. на юге до г. Салехарда на севере в виде полосы шириной более 20 км. На востоке, севере и юго-востоке отложения ее переходят в верхи марьяновской и низы харосоимской свиты, а на юге выклиниваются. Свита залегает согласно на лопсинской и перекрывается различными слоями харосоимской свиты.

В верховьях р. Северной Сосьвы федоровская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю, состоящую из двух пачек, и верхнюю, также разделяющуюся на две пачки. Нижняя пачка нижней подсвиты сложена глауконит-кварцевыми и кварц-глауконитовыми алевролитами с глинистым и известковистым цементом. В бассейне р. Ятрии ей соответствует нижняя часть слюдистых алевролитов. В ней определены аммониты и фораминиферы низов средневолжского подъяруса. Мощность пачки до 40 м.

Верхняя пачка нижней подсвиты представлена глауконитовыми песчаниками и ракушняками. В бассейне р. Ятрии ей соответствует верхняя часть слюдистых алевролитов, а севернее — алевролитовые глины с глауконитом. В пачке определены аммониты и фораминиферы верхов средневолжского подъяруса. Мощность пачки 2—5 м.

Нижняя пачка верхней подсвиты сложена глауконит-лептохлоритовыми породами оолитового строения с прослоями глауконит-кварцевых песчаников. В бассейнах рек Ятрии и Сыни они размыты. Мощность ее до 1,5 м. В нижней части пачки определены аммониты верхневолжского подъяруса.

Тутлеймская свита ($J_3v_1 - K_1br$) развита в западной части плиты. Западная граница распространения свиты приблизительно совпадает с границей развития абалакской свиты. На северо-западе в приосевой части Северо-Сосьвинской гряды свита выклинивается, на западе замещается глинами марьяновской и частично харосоимской свит, а на юго-западе переходит в среднюю часть шаимской свиты, на востоке — в отложения баженовской и низов фроловской свит. Свита разделяется на две подсвиты. В состав баженовского горизонта входит нижняя подсвита.

Нижняя подсвита тутлеймской свиты представлена темно-серыми и черными с буроватым оттенком глинами, тонкоплитчатыми, с отпечатками остатков рыб, обломками пелеципод, аммонитов, реже — белемнитов, с прослоями битуминозных темно-серых и серых глинистых пород. Количество последних увеличивается в западном направлении. В составе подсвиты определены аммониты и комплексы фораминифер, на основе чего возраст нижней подсвиты тутлеймской свиты принимается в объеме волжского яруса верхней юры.

Баженовская свита (J_3v) развита на громадной территории Западно-Сибирской плиты от Омска на юге до Тарко-Сале на севере и от Вахска на востоке до Малого Атлыма на западе. Свита представлена черными битуминоз-

ными гидрослюдистыми глинами, иногда плитчатыми, чаще массивными с большим количеством рыбного детрита по плоскостям напластования, с отпечатками пелеципод и аммонитов. В основании свиты местами встречаются конкреции фосфоритов, а в кровле — прослои глинистых известняков.

В восточной части области своего развития свита подразделена на две пачки: нижнюю битуминозную и верхнюю — черных глин. Последняя вскрыта в Назинских, Мыльджинских, Амбарских и других скважинах. Нижняя пачка имеет тот же состав, что и в более западных разрезах, описанных выше. Верхнюю пачку слагают глины темно-серые до черных, иногда с буроватым оттенком, участками слабоалевритистые, с неясной тонкой горизонтальной слоистостью за счет слойков глин более светлого оттенка, с редкими включениями рыбного детрита.

Возраст свиты определяется фауной аммонитов. Мощность ее изменяется от 10—15 до 60 м.

Яновстанская свита ($-J_3km_1 - K_1br$). В состав баженовского горизонта входит верхняя подсвита. Отложения ее развиты в Усть-Енисейском районе, от которого довольно широкой полосой она прослеживается на юг до района Колпашево. Верхняя подсвита яновстанской свиты представлена серыми и темно-серыми глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Отложения подсвиты накапливались в морских условиях. Возраст их определяется по фауне аммонитов, фораминифер и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность подсвиты до 300 м.

Отложения баженовского горизонта объединяются в волжский нефтегазоносный горизонт.

Куломзинский горизонт ($+K_1br—K_1v_2$) включает в себя отложения куломзинской, нижнехетской, верхов федоровской и тутлеймской, средние части разрезов шаимской и ярротинской и низов харосоимской, алясовской, фроловской, ахской, мегионской, илекской, елогуйской и юрацкой свит.

Горизонт представлен преимущественно сероцветными глинистыми отложениями с редкими линзовидными пластами алевролитов и песчаников, количество которых увеличивается в восточном направлении. На юго-востоке, в пределах Чулымо-Енисейского района развиты глинистые пестроцветные отложения. Породы накапливались в морских условиях и лишь на юго-востоке — в континентальных.

Мощность горизонта до 500 м.

В отложениях куломзинского горизонта выделяется пять биостратиграфических зон региональной шкалы: Chetaites sibirucus ($+K_1br - K_1br$), Hectoroceras kochi ($-K_1br - K_1br$), Surites analogus ($-K_1br + K_1br$), Tollia tolli ($+K_1v_1 - K_1v_1$) и Temnoptychites syzranicus ($-K_1v_1 - K_1v_1$). Кровля горизонта по стратиграфической унифицированной схеме 1967 г. проходит внутри зоны Temnoptychites syzranicus, подошва его совпадает с началом зоны Chetaites sibiricus. При этом фаунистически наименее обоснована кровля горизонта.

Наряду с зональными видами моллюсков, которые в основном выделены в разрезах восточного склона Приполярного Урала, в отложениях куломзинского горизонта определены *Hectoroceras* sp., *Subcraspedites* spp., *Surites* spp. ($+K_1br$), *Tollia* sp. ($+K_1v_1 - K_1v_1$), *Subcraspedites* cf. *subpressulus* Bog., *S. bidevexus* Bog. ($-K_1br - K_1v_1$), *Aucella volgensis* Lah., *A. oxensis* Pavl. ($+K_1br - K_1v_1$), *Temnoptychites* sp., *T.* cf. *simplex* Bog., *T. triptychiformis* Nik. ($-K_1v_1 - K_1v_1$), *Aucella keyserlingi* Lah., *A. crassa* Pavl. ($-K_1v_1 + K_1v_2$), *Cyrena* sp. ($-K_1v_1 + K_1h_2$).

Для отложений куломзинского горизонта характерны следующие комплексы фораминифер: *Trochammina rosaceaformis*, *Haplophragmoides? fibriatus* ($+K_1br - K_1br$), *Gindryina gerkei* ($-K_1br + K_1br$), *Trochammina polymera* и *Reinholdella* (*Pseudolamarkina*) *tatarica* ($+Kv_1 - K_1v_1$).

В отложениях горизонта отмечаются находки остракод *Palaeocytheridea allaudabila* Liib., *P. fistuosa* Liib., *Mandelstamia quadriformis* Mand. et Lub., *M. emendota* Liib. ($+K_1br + K_1v_2$), радиолярий, выделяемых в зону крупных Cenosphaera и Dictyomitra ($+K_1br + K_1v_2$); выделяется флористической комплекс *Weichselia reticulata* ($+K_1br - K_1v_1$).

Спорово-пыльцевой комплекс характеризует отложения куломзинского горизонта только в Приенисейских разрезах ($+K_1br - K_1v_1$). На остальной территории равнины он характеризует более широкий стратиграфический интервал: на восточном склоне Полярного и Приполярного Урала, в центральной и северной частях равнины — берриас—верхний валанжин, в Березово-Тюменской зоне — берриас — нижний готерив.

Федоровская свита ($+J_3v_2 - K_1v_2$). В состав куломзинского горизонта входит верхняя пачка верхней подсвиты. Пачка выражена чередованием оолитовых глауконит-кварцевых песчаников с рассеянной мелкой кварцевой галькой. Мощность 2—10 м.

В отложениях пачки определена фауна аммонитов берриаса и нижнего валанжина.

Харосоимская свита ($-K_1br - K_1h$) развита в северо-западной части Западно-Сибирской плиты. Породы ее залегают на отложениях марьяновской или различных слоях федоровской свиты. В состав куломзинского горизонта входят низы свиты. Поскольку характерных особенностей в литологическом составе свиты, которые бы позволили расчленить ее на стратиграфические подразделения, соответствующие горизонтам, не отмечено, то здесь приводится описание всей свиты.

Свита впервые выделена В. А. Лидером (1957) на Межведомственном совещании по стратиграфии Сибири в 1956 г. в объеме среднего валанжина. На стратиграфическом совещании в г. Тюмени в 1967 г. возрастной объем свиты был расширен до низов готерива. Образования, выделенные в эту свиту, обособляются в пределах Верхнекондинского мегапрогиба, на Восточно-Туринской моноклинали и вдоль Урала. На востоке отложения ее переходят в существенно битуминозные и слабобитуминозные глинистые породы верхних частей шаимской и тутлеймской свит и нижней части алясовской свиты.

Образования свиты представлены песчаниками, гравелитами-ракушняками, алевролитами и глинами различной окраски — от зеленовато-серой до темно-серой. В породах наблюдаются обломки раковин пелеципод, аммонитов, остатки скелетов рыб, обугленный детрит. Для западных разрезов характерно преобладание песчаников и алевролитов. Прослои глин 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 сильно алевритистые глины. Лишь в кровле свиты наблюдаются алевролиты и глинистые песчаники. В зоне перехода харосоимской свиты в шаимскую разрез ее становится более глинистым (Даниловская и Лемьинская площади). Здесь она сложена глинами с многочисленными линзами алевролитов.

На Эсской площади свита расчленяется на две пачки. Нижняя пачка представлена глинами темно-серыми, алевритовыми, слюдистыми с очень мелкой

линзовидно-волнистой слоистостью, с частыми прослоями алевролитов мощностью до 6 м. Алевролиты часто известковистые. На поверхностях напластования встречаются углистый детрит, редкие остатки ихтиофауны, остатки пиритизированных водорослей и редкие обломки тонкостенных пелеципод. Мощность пачки 60—75 м. Верхняя пачка сложена алевролитами. Сверху вниз происходит постепенный переход алевролитов в глины нижней пачки. Верхняя граница очень резкая и четкая. В восточном направлении пачка глинизируется. В западном направлении по региональному восстанию слоев отложения опесчаниваются. Мощность пачки 35—45 м.

Свита слабо охарактеризована фауной. В породах ее встречаются обедненные комплексы фораминифер валанжинского и готеривского возраста. В Еремінской скв. 6 М. Д. Поплавской определен аммонит, указывающий на средневаланжинский возраст. В сходных разрезах Ляпинской впадины в породах харосоимской свиты содержится фауна аммонитов валанжина. Комплексы фораминифер валанжинского возраста обнаружены в скв. 1 и 2 Верхнеуральской площади, скв. 3 Карабашской, скв. 1 Эсской площадей. Условно готеривский комплекс фораминифер определен в разрезе скв. 5 Верхнекондинской площади. Мощность свиты 50—120 м.

Тутлеймская свита ($+J_3v_1 — K_1br$). В состав куломзинского горизонта входит верхняя подсвита тутлеймской свиты, представленная темно-серыми глинами внизу и черными плитчатыми битуминозными глинами вверху. Мощность ее 15—25 м. В северном и северо-восточном направлениях верхний битуминозный пласт подсвиты замещается сероцветными глинами.

В юго-восточном направлении, в сторону Нагорненской площади, при сохранении темного цвета пород количество битуминозного материала резко уменьшается, в результате чего характерные литологические особенности свиты исчезают и весь разрез верхнеюрских отложений становится однотипным по составу. Район Нагорненской площади можно отнести к зоне перехода абалакской, тутлеймской и баженовской свит в марьяновскую. Отложения тутлеймской свиты здесь выделены условно. В отложениях подсвиты определены аммониты, фораминиферы, спорово-пыльцевые спектры, отмечается обилие кокколитофорид.

Шаимская свита ($+J_3cl_2 — K_1h_1$). В состав куломзинского горизонта входят только отложения низов средней пачки верхнешаимской подсвиты. Нижележащие стратиграфические подразделения ее описаны в разрезе юрской системы.

Средняя пачка верхнешаимской подсвиты представлена темно-серыми и черными битуминозными глинами, в которых определены аммониты, на основании которых возраст средней пачки верхнешаимской подсвиты принят в объеме берриаса и валанжина. Мощность пачки 10—15 м.

Алясовская свита ($—K_1br — K_1h_2$). В состав куломзинского горизонта входит бо́льшая часть разреза деминской пачки алясовской свиты.

Деминская пачка залегает в основании свиты и сложена глинами темно-серыми, прослоями битуминозными, с редкими прослойками и линзочками сидерита. Породы тонкоотмученные. На плоскостях напластования присутствуют многочисленные хитиновые остатки рыб, редкие раковины лингул и аммонитов. Мощность ее достигает 20—30 м. В восточном направлении в составе пачки возрастает относительная мощность битуминозных прослоев. Пачка обычно залегает на породах тутлеймской свиты, причем переход постепенный и согласный. В зонах выклинивания тутлеймской свиты породы деминской пачки несогласно перекрывают непосредственно породы вогулкинской толщи или кристаллического фундамента. В северо-западном направлении

и на сводах ряда локальных поднятий (Северо- и Южно-Алясовское, Похромское, Устремское и др.) отложения пачки выклиниваются.

Ярротинская свита ($+J_3cl_2 - K_1h_2$). В отложения куломзинского горизонта входит бо́льшая часть новопортовской подсвиты ярротинской свиты.

Новопортовская подсвита представлена чередованием пластов песчаников и глин. Глины серые, реже темно-серые, часто алевритистые. Песчаники серые и светло-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые. В северо-западном и восточном направлениях песчаники постепенно замещаются алевролитами и глинами. В отложениях новопортовской подсвиты определены обедненные комплексы фораминифер, спор и пыльцы. Породы накапливались в морских условиях. Мощность подсвиты до 200 м.

Фроловская свита ($+K_1br - K_1ap_1$) выделена П. Ф. Ли и И. И. Нестеровым в 1958 г. со стратотипом в Малоатлымской опорной скважине. Распространена в западной части Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин. Согласно залегает на отложениях тутлеймской свиты и согласно перекрывается кошайской свитой. На западе замещается образованиями алясовской и леушинской свит. Отложения свиты представлены глинами с прослоями известковых и сидеритовых мергелей, реже алевролитов. В восточной части распространения в нижней части свиты появляются прослои известковых алевролитов и песчаников, идентичных ачимовской пачке более восточных разрезов. В нижней половине свиты изредка встречаются отпечатки аммонитов и лингул. По поводу расчленения свиты нет единой точки зрения. Г. К. Боярских предлагает вместо фроловской выделять аналоги алясовской и леушинской свит с соответствующим делением на пачки. И. И. Нестеров разделяет фроловскую свиту на две подсвиты. В состав куломзинского горизонта входят низы нижней пачки нижней подсвиты и бо́льшая часть разреза нижней пачки нижнефроловской подсвиты.

Нижняя пачка нижней подсвиты сложена темно-серыми и тонкоотмученными глинами с многочисленными прослоями сидеритовых и известковых мергелей мощностью до 10—30 см. Часто встречается рыбный хитиновый детрит на поверхностях излома пород. Мощность пачки 80—90 м и увеличивается с юго-запада и запада на северо-восток и восток. На юге и востоке в пачке появляются прослои песчаников, сопоставляемые с ачимовской толщей более восточных районов.

Возраст пачки условно принимается берриас-валанжинским.

Ахская свита ($+K_1br - K_1h_2$) развита на территории, примыкающей к фроловской с восточной стороны. Площадь ее распространения расширяется на юге и севере. В состав куломзинского горизонта входит нижняя подсвита.

Нижнеахская подсвита ($+K_1br - K_1v_2$) расчленяется на три пачки. Нижняя (подачимовская) пачка представлена темно-серыми, часто битуминозными глинами, содержащими фауну аммонитов, пелеципод и фораминифер. Мощность пачки 20—100 м. Средняя пачка (ачимовская) в южных районах расчленяется на две части. Внизу она состоит из линзовидно переслаивающихся песчаников и глин. Песчаники серые и светло-серые, часто с известковистым цементом, мелко- и среднезернистые. Глины серые и темно-серые, с мелкими присыпками углистого детрита. В северной зоне развития ахской свиты песчаники замещаются глинами. Верхняя часть ачимовской пачки представлена серыми, реже темно-серыми глинами, часто алевритистыми, с линзовидными мелкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. В ачимовской пачке выделяются пласты $БС_{16}$ — $БС_{22}$. Мощность до 120 м.

Верхняя пачка нижнеахской подсвиты сложена серыми глинами с линзовидными прослоями глинистых известняков и алевролитов. Отложения нижнеахской подсвиты накапливались в морских условиях. В них определены аммониты, пелециподы, фораминиферы. Общая мощность нижней подсвиты 120—230 м.

Мегионская свита ($+K_1br$ — K_1v_2) развита в центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты. Она подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В куломзинский горизонт входит нижняя подсвита, расчленяющаяся на три пачки: нижнюю (подачимовскую), среднюю (ачимовскую) и верхнюю (ачимкинскую).

Нижняя пачка залегает в основании свиты. Кровля ее может быть выделена только по разрезам, где имеется ачимовская толща. В местах отсутствия последней нижняя пачка с трудом отделяется от средней. Ранее эта пачка рассматривалась в составе марьяновской свиты под названием верхнемарьяновской пачки. Ввиду того что по литологическому составу она более сходна с породами мегионской, а на востоке области с осадками куломзинской свиты и значительно отличается от баженовской свиты, нами в 1968 г. предложено рассматривать ее в составе мегионской или куломзинской свит.

Нижняя глинистая пачка нижнемегионской подсвиты представлена глинами темно-серыми, плотными, с одиночными включениями рыбного детрита на плоскостях напластования, с прослоями глинистых известняков мощностью 4—10 м. В ряде скважин (2 Мегионская) отмечаются трещины под углом 45°, выполненные кальцитом. Встречаются прослои черных битуминозных глин. Мощность пачки 20—30 м, а в сводах некоторых локальных поднятий сокращается до 10 м.

Ачимовская толща не имеет повсеместного распространения. Нижняя граница ее довольно четкая, верхняя — скользящая.

Песчаные пласты, по наличию которых она выделена в разрезе, не выдержаны по простиранию. На погружениях и даже склонах локальных структур они быстро замещаются глинистыми отложениями. Примером может служить Сургутская структура, на крыльях которой (скв. 51) разрез, соответствующий интервалу ачимовской толщи, представлен глинами, а в своде структуры всего на расстоянии 10 км появляются пласты песчаников суммарной мощностью до 30 м.

В составе ачимовской толщи, там где она присутствует, выделяется семь песчаных горизонтов сложного строения — $БС_{16}$ — $БС_{22}$, $БВ_{19}$ — $БВ_{22}$. Четыре нижних пласта более выдержаны по простиранию. Представлены они светло-серыми и серыми мелкозернистыми известковистыми, слабопроницаемыми песчаниками с прослоями известняков, алевролитов и глин. Мощность песчаных пластов изменяется от 2—5 до 10—15 м. Мощность толщи 40—70 м.

Верхняя пачка нижнемегионской подсвиты представлена преимущественно глинистыми породами с прослоями не выдержанных по простиранию песчаных пластов. В составе пачки песчаники составляют 10—20%. Увеличение количества песчаных пластов отмечается в пределах Южно-Балыкского куполовидного поднятия и по восточному склону Нижневартовского свода (Медведевская площадь). Намечается некоторое опесчанивание в северной части Сургутского свода.

Глины слагают основную часть разреза в верхней пачке нижнемегионской подсвиты. Они представлены серыми и темно-серыми слюдистыми разностями с неровным изломом, с редкими слойками серых алевролитов и известковистых

песчаников мощностью от 2 мм до 3 м. На плоскостях напластования отмечаются налеты углистого детрита.

Песчаники серые, мелкозернистые, глинистые, с тонкой волнистой слоистостью за счет углистого детрита. Контакты пластов песчаников с глинами постепенные, нерезкие. Мощность пачки 200—250 м. Отложения нижнемегионской подсвиты накапливались в морских условиях. В них определены аммониты, пелециподы, фораминиферы.

К у л о м з и н с к а я свита ($+K_1br - K_1v_2$) развита на юге и юго-востоке центральных районов Западно-Сибирской плиты. Она представлена преимущественно глинистыми породами с отдельными линзовидными прослоями песчаников. Фациальная обстановка — морская и прибрежно-морская.

Глины серые и темно-серые, часто алевритистые, горизонтально-слоистые за счет линз и слойков серого и светло-серого алевролита, мощностью от 1—2 мм до 1—2 см, с редкими одиночными, не выдержанными по простиранию прослоями серых и светло-серых песчаников, количество которых увеличивается в северном и северо-восточном направлениях.

Суммарная мощность песчаных пластов в свите изменяется от нуля до 30% и увеличивается в северном и северо-восточном направлениях. Песчаные прослои почти полностью отсутствуют по разрезам скважин, пробуренных в пределах Колтогорского прогиба. Мощность песчаных пластов изменяется от 1—2 до 18—20 м и в среднем составляет 3—5 м. Мощность глинистых пластов колеблется от 30—50 и 160—200 м и в среднем равна 50—150 м. Общая мощность куломзинской свиты колеблется от 200 до 400 м, увеличиваясь по направлению к центру Юганской впадины.

И л е к с к а я свита ($+K_1hr - K_1ap_2$) развита в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. На более дробные подразделения свита не расчленяется. В состав куломзинского горизонта входят низы свиты. Илекская свита представлена пестроцветными, часто известковистыми глинами с прослоями зеленоватых алевролитов и песчаников. Встречаются прослои внутриформационных конгломератов с базальным цементом и галька глин. Отложения свиты накапливались в континентальных условиях. Количество песчаного материала в породах уменьшается по направлению к восточному обрамлению. Возраст свиты определяется по находкам пресноводных пелеципод, остракод, гастропод и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность свиты до 800 м. Мощность отложений, входящих в состав куломзинского горизонта, не более 200 м.

Е л о г у й с к а я свита ($-K_1br - K_1v_2$) развита в пределах Елогуйского района. В состав куломзинского горизонта входит нижняя пачка свиты. Она представлена зеленовато-серыми и серыми алевролитами и глинами. В основании свиты залегают меньший пласт зеленовато-серых алевролитов. В отложениях свиты довольно часто встречаются обломки пелеципод, гастропод, аммонитов, ростры белемнитов. В восточном направлении в составе пачки увеличивается роль песчаных пород. Мощность пачки до 80 м.

Ю р а ц к а я свита ($-K_1br + K_1h_1$) развита в Туруханско-Ермаковском районе. Она расчленяется на три подсвиты. Куломзинскому горизонту соответствует нижняя подсвита, представленная чередованием сероцветных алевролитов и глин с прослоями песчаников. В породах встречаются фауна аммонитов, фораминиферы. Мощность подсвиты до 170 м.

Н и ж н е х е т с к а я свита ($-K_1br + K_1v_1$) развита в Усть-Енисейском районе. Она представлена чередованием серых и зеленовато-серых алевролитов и глин с фауной аммонитов и фораминиферами. В основании свиты залегает пласт зеленоватых алевролитов. Мощность свиты достигает 300 м.

Отложения куломзинского горизонта объединяются в берриас-валанжинский нефтегазоносный горизонт.

Тарский горизонт ($-K_1v_2 - K_1v_2$) включает в себя отложения тарской, верхов мегионской и елогуйской, средние части разрезов харосоимской, шаимской, алясовской, фроловской, ахской, илекской, ярротинской, юрацкой и низы вартовской и суходудинской свит.

На большей части Западно-Сибирской плиты горизонт представлен преимущественно сероцветными песчаными отложениями. К востоку от меридиана Нижневартовска песчаники замещаются глинами. Отложения горизонта накапливались в прибрежно-морских условиях. На юго-востоке, в пределах Чулымо-Енисейского района, отложения тарского горизонта или не накапливались или представлены континентальными пестроцветными глинами. Мощность горизонта до 100 м.

В отложениях тарского горизонта выделяются региональные зоны Temnoptychites syzranicus ($-K_1v_1 - K_1v_1$), Polyptychites michalstcü ($-K_1v_1 + + K_1v_1$), Dichotomites bidichotomus ($+K_1v_2$).

По унифицированной стратиграфической схеме 1967 г. подошва и кровля горизонта проходит внутри биостратиграфических зон Temnoptychites syzranicus и Dichotomites bidichotomus, при этом как кровля, так и подошва горизонта фаунистически обоснованы недостаточно. Кроме зональных видов моллюсков, в отложениях тарского горизонта определены *Temnoptychites* sp. ($-K_1v_1 - K_1v_1$), *Polyptychites* cf. *stubendorfii* Schm. ($-K_1v_1 + K_1v_1$), *Dichotomites* sp. ($+K_1v_2$), *Polyptychites* spp., *Neocraspedites* sp. ($-K_1v_1 + + K_1v_2$), *Aucella keyserlingi* Lah., *A. crassa* Pavl. ($-K_1v_1 + K_1v_2$), *Cyrena* spp. ($-K_1v_1 + K_1h_2$), комплекс фораминифер с *Globulina praelacrima* ($+K_1v_2$), остракоды и радиолярии, характеризующие разрез от низов мела до верхнего валанжина включительно.

Спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие отложения тарского горизонта, выделяются только в Приенисейских разрезах; на остальной территории плиты они не отделяются от спектров, характеризующих куломзинский горизонт.

Отложения шаимской, харосоимской, алясовской, ярротинской, фроловской и илекской свит описаны выше.

Ахская свита ($+K_1br - K_1h_2$). В состав тарского горизонта входит нижняя пачка верхнеахской подсвиты. Пачка представлена серыми и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Количество последних увеличивается в южном и восточном направлениях. Песчаники серые и светло-серые, часто известковистые, мелкозернистые. Отложения рассматриваемой пачки в более восточных разрезах коррелируются с группой пластов $БС_8$ — $БС_{12}$. Мощность пачки до 100 м.

Мегионская свита ($+K_1br - K_1v_2$). В состав тарского горизонта входят южнобалыкская и чеускинская пачки верхнемегионской подсвиты. Южнобалыкская пачка представлена глинами и алевролитами с прослоями пластов песчаников, из которых на значительное расстояние выдерживается лишь пласт, залегающий в кровле южнобалыкской пачки. В пределах Сургутского свода и западных районов этот пласт имеет индекс $БС_{10}$, в пределах Нижневартовского свода и восточных районов — $БВ_8$. Выше его залегает пачка темно-серых однородных глин (чеускинская) мощностью до 20—40 м.

В пределах Сургутского свода пласт $БС_{10}$ состоит из трех-четырех, сближенных, часто выклинивающихся пропластков песчаников. Песчаники серые и светло-серые с глинисто-известковистым цементом, мелкозернистые,

с прослоями серых и темно-серых глинистых алевролитов и глин. К западу по направлению к Салымскому куполовидному поднятию он глинизируется и в разрезе Салымской площади представлен серыми и темно-серыми глинами, переполненными мелкими линзами (1—2 см) серых алевролитов и песчаников.

В восточном направлении пласт $БС_{10}$ становится более однородным. На Мегионской площади он ($БВ_8$) представлен серыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками с глинистым цементом, с редкими прослоями плотных известковистых песчаников. Еще далее на восток покрышка над пластом $БВ_8$ (чеускинская пачка) опесчанивается и сливается с пластами песчаников тарской свиты.

Вартовская свита ($—K_1v_2 + K_1b_2$) развита на обширных пространствах центральных и северных районов Западно-Сибирской плиты. По литологическому составу на большей части территории своего распространения свита подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. В состав тарского горизонта входит нижняя (северопокурская) пачка нижней подсвиты.

Эта пачка охватывает интервал развития пластов $БС_8$ — $БС_9$ на западе и $БВ_6$ — $БВ_7$ на востоке. Северопокурская пачка представлена чередованием выдержанных пластов песчаников и глин. Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, часто известковистые. Глины серые и темно-серые, однородные с мелкими линзовидными прослоями алевролитов. Мощность северопокурской пачки 50—65 м. В северо-восточном, восточном и южном направлениях глинистые пласты и пачки опесчаниваются и проницаемые песчаные породы становятся гидродинамически связанными между собой.

Тарская свита ($—K_1v_2 — K_1v_2$) развита на территории распространения пород куломзинской свиты. Она представлена чередованием глин и песчаников с преобладанием последних. Глины темно-серые и серые. В северном направлении появляются прослои слабо-зеленоватых разностей. На плоскостях напластования отмечаются редкие налеты слюды и мелкого углистого детрита.

Песчаники светло-серые и серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, массивные с глинисто-известковистым цементом. В северном направлении цемент песчаников верхней части свиты становится глинистым.

По своему строению на всей территории своего распространения тарская свита разделяется на две пачки: верхнюю — преимущественно песчанистую и нижнюю — существенно глинисто-алевролитовую. В южном и юго-восточном направлениях нижняя подсвита опесчанивается и становится неотделимой от верхней. В западном направлении отмечается глинизация и верхней подсвиты, где тарская свита постепенно замещается существенно глинистым разрезом мегионской свиты.

Общая мощность тарской свиты 100—150 м.

Отложения свиты накапливались в морских условиях. Возраст ее определяется по находкам фауны аммонитов, пелеципод и фораминифер.

Елогуйская свита ($—K_1br — K_1v_2$). В состав тарского горизонта входит верхняя подсвита, представленная чередованием серых и зеленовато-серых глин, алевролитов и песчаников. Встречаются прослои известковистых песчаников и мергелей. В кровле подсвиты залегает пласт зеленоватых мелкозернистых песчаников. Возраст ее определяется по пелециподам, фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения свиты накапливались в морских условиях. Мощность ее до 20—30 м.

Юрацкая свита ($—K_1br + K_1h_2$). В состав тарского горизонта входит средняя подсвита, представленная преимущественно песчано-алевролитовыми породами с редкими линзовидными прослоями серых глин. Отложения свиты

накапливались в мелководной зоне прибрежного моря. Возраст ее определяется по сопоставлению разрезов и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность подсвиты до 300 м.

Суходудинская свита ($+K_1v_2 + K_1h_2$) развита в Усть-Енисейском районе и, возможно, распространяется на запад до Тазовского района. По особенностям литологического состава в большинстве районов свита расчленяется на три подсвиты. В состав тарского горизонта входит нижняя подсвита, представленная сравнительно выдержанными пластами сероцветных песчаников и глин. Песчаные породы преобладают. Возраст подсвиты определяется по фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам. Мощность ее до 300 м. Породы подсвиты накапливались в морских условиях.

Саргатская серия ($-K_1v_2 - K_1ap_2$)

Саргатская серия разделяется на четыре горизонта: нижневартовский, черкашинский, нижнеалымский и кошайский. Породы серии накапливались в условиях прогрессирующего обмеления морского бассейна, хотя в отдельные этапы имело место некоторое кратковременное углубление его.

Породы серии в центральных и северных районах представлены более или менее равномерным чередованием серых, темно-серых, зеленовато-серых глин с песчаниками. На отдельных участках пласты песчаников и глин выдержаны на большие расстояния. В восточном направлении увеличивается количество песчаного материала и в большинстве разрезов проницаемые породы серии становятся гидродинамически связанными между собой. В западных районах саргатская серия состоит преимущественно из сероцветных глинистых пород. В южных районах развиты пестроцветные глинистые отложения. Мощность серии до 800 м.

Нижневартовский горизонт ($-K_1v_2-K_1b_2$) включает в себя отложения улансынской, верхов харосоимской, алясовской, шаимской, ахской, ярротинской, средние части разрезов фроловской, илекской, юрацкой, суходудинской, низы тыньинской, вартовской и киялинской свит.

Горизонт представлен разнофациальным комплексом сероцветных и пестроцветных песчано-глинистых отложений. В центральных и частично северных районах Западно-Сибирской плиты развиты сероцветные отложения, представленные равномерным чередованием сравнительно выдержанных пластов песчаников и глин. В восточном и северо-восточном и частично южном направлениях они замещаются зеленоцветными отложениями с линзовидным переслаиванием глин и песчаников. В южных и юго-восточных районах преобладают пестроцветные глинистые породы, накапливавшиеся в континентальных условиях. К западу от Сургутского района в составе горизонта преобладают морские, существенно глинистые отложения. Мощность горизонта до 200—300 м.

В отложениях нижневартовского горизонта выделяются две зоны региональной стратиграфической шкалы — Dichotomites bidichotomus ($+K_1v_2$) и Speetoniceras versicolor ($-K_1h_1 + K_1h_1$). Подошва горизонта по унифицированной схеме 1967 г. проходит внутри первой зоны. Кроме зональных видов моллюсков, в отложениях нижневартовского горизонта определены *Polyptychites* spp. ($-K_1v_1 + K_1v_2$), *Aucella keyserlingi* Lah., *A. crassa* Pavl. ($-K_1v_1 + K_1v_2$), *A.* cf. *sublaevis* Keys. ($+K_1h_1 - K_1h_1$), *Speetoniceras* spp., *S.* ex gr. *versicolor* Trautch. ($-K_1h_1 + K_1h_1$); комплексы фораминифер с *Trochammina gyroidiniformis* и *Acruliammina pseudolonga* ($+K_1h_1 - K_1h_1$), *Hippocrepinella* sp., *Crithionina granum* ($-K_1h_1 - K_1h_2$); остракоды *Darwinula*

barabinskensis Mand., *Cypridea cosulta* Mand., *Timiriaseivia retieulata* Mand., *Palaeocytheridea glabra* Mand. et Kazmina ($+K_1h_1 + K_1h_2$).

По унифицированной схеме 1967 г. спорово-пыльцевых комплексов, характеризующих отложения только нижневартовского горизонта, не выделяется. На восточном склоне Полярного и Приполярного Урала, в Березово-Тюменской зоне и в центральной части Западно-Сибирской плиты они характеризуют готерив-барремские отложения, а на севере и в восточной части плиты — готеривские. В породах низов горизонта обычно выделяются спорово-пыльцевые спектры, характерные для нижележащих отложений.

Отложения харосоимской и илекской свит, входящие в состав нижневартовского горизонта, описаны выше.

Тыньинская свита ($+K_1h_1 + K_1h_2$) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. (Аграновская и др., 1957) со стратотипом в скважинах на р. Тынье на Северном Урале. Распространена на восточном склоне Северного Урала в Ивдельском и Серовском районах и приурочена к отрицательным формам домезозойского рельефа. На севере переходит в улансынскую, на востоке и северо-востоке — в леушинскую свиту и верхи алясовской. Залегает несогласно на породах фундамента или его коре выветривания и согласно перекрывается синарской свитой. Сложена серыми и светло-серыми каолиновыми глинами, алевритами с обугленным растительным детритом, с обломками лигнита, древесины и прослойками бурого угля. В кровле встречаются прослои кварцевых песчаников. Мощность до 50 м. Готерив-барремский возраст устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам и положению в разрезе.

Улансынская свита ($K_1h_1 — K_1h_2$) выделена на стратиграфическом совещании в 1956 г. (Лидер, 1957) со стратотипом на р. Толье в Северо-Сосьвинском буроугольном бассейне. Распространена по восточному склону Приполярного Урала от 62° с. ш. на юге до Ямала на севере полосой шириной до 40—50 км. На юге и западе она ограничивается обнаженным Уралом, а на востоке, юго-востоке и севере переходит в глинистые отложения верхов алясовской свиты. Согласно залегает на породах харосоимской, шаимской и перекрывается осадками северососьвинской и леушинской свит. Сложена морскими темно-серыми глинами с подчиненными прослоями слюдистых алевролитов и песков с шаровыми конкрециями известковых песчаников. Мощность до 35—70 м. В восточном направлении мощность свиты возрастает, при этом глины становятся более тонкоотмученными.

В породах свиты определены белемниты, пелециподы, комплексы фораминифер.

Алясовская свита ($—K_1br — K_1h_2$). В состав нижневартовского горизонта входят чуэльская ($+K_1h_1 — K_1h_1$) и устремская ($—K_1h_1 — K_1h_2$) пачки алясовской свиты.

Чуэльская пачка представлена глинами темно-серыми и серыми, плотными, тонкоотмученными, неясно или четко слоистыми, плитчатыми, с многочисленными прослойками глинистых сидеритов и известняков мощностью до 20—30 см. На поверхностях наслоения наблюдаются редкие остатки аммонитов. В северо-западном направлении и в сводах некоторых локальных поднятий мощность ее уменьшается вплоть до полного выклинивания. Общая мощность пачки достигает 30—40 м.

Устремская пачка залегает в кровле алясовской свиты и представлена глинами темно-серыми, тонкоотмученными, неясно слоистыми, массивными, с раковистой поверхностью излома, с редкими маломощными прослойками глинистых известняков со структурой «конус в конус» и глинистых сидеритов.

На поверхностях наслоения пород наблюдаются отпечатки водорослей, выполненных пиритом, и редкие остатки аммонитов и тонкостенных пелеципод. Переход в нижележащие отложения чуэльской пачки очень постепенный, и не всегда уверенно удается провести границу. Верхняя граница пачки четкая, но нерезкая. В северо-западном направлении отложения пачки выклиниваются. Мощности пачки достигают 100—120 м.

Из описанных двух пачек свиты устремская имеет более широкое площадное распространение, чем нижележащая. В зоне перехода в отложения фроловской свиты выделение пачек в составе алясовской свиты весьма условно.

В отложениях чуэльской и устремской пачек определены аммониты, фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы.

Ш а и м с к а я свита ($+J_3cl_2 - K_1h_1$). В состав нижневартовского горизонта входит верхняя пачка верхнешаимской подсвиты, представленная темно-серыми, иногда битуминозными, плитчатыми глинами, с отпечатками пиритизированных водорослей, обломками пелеципод и аммонитов. В породах пачки определены аммониты и фораминиферы валанжин-готеривского облика. На основании этих данных возраст верхней пачки условно принят в объеме низов нижнеготеривского подъяруса нижнего мела. Мощность ее 10—15 м.

Ф р о л о в с к а я свита ($+K_1br - K_1ap_1$). В состав нижневартовского горизонта входит нижняя часть верхней пачки нижнефроловской подсвиты. Пачка представлена темно-серыми и серыми глинами с частыми прослоями известняков. В отложениях пачки определены редкие фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы. Мощность пачки до 500 м. Верхняя часть этой пачки коррелируется с отложениями черкашинского горизонта.

А х с к а я свита ($+K_1br - K_1h_2$). В состав нижневартовскогс горизонта входят отложения верхов верхней подсвиты. В Тобольском, Уватском и Верхнесалымском районах верхняя подсвита расчленяется на три пачки, из которых устьбалыкская, пимская и верхи нижней входят в состав нижневартовского горизонта. Верхи нижней пачки (глины над аналогами пласта $БС_8$ и под аналогом пласта $БС_6$) представлены темно-серыми и серыми глинами с прослоями алевритов. Мощность рассматриваемых слоев до 50 м. Устьбалыкская пачка в разрезе ахской свиты выражена чередованием сероцветных песчаников и глин. В Уватском и Тобольском районах преобладают песчаники, в Верхнесалымском — глины. Мощность пачки 100—150 м. Пимскую пачку слагают темно-серые однородные глины с отпечатками аммонитов и богатым комплексом фораминифер. В восточном, юго-западном и южном направлениях в составе пачки появляются прослои песчаников. Мощность ее до 50 м.

В северных и крайних южных разрезах распространения ахской свиты происходит глинизация ее, и описанные пачки не выделяются.

В а р т о в с к а я свита ($-K_1v_2 + K_1b_2$). В состав нижневартовского горизонта входит нижняя подсвита. В наиболее изученных разрезах Сургутского и Салымского районов нижневартовская подсвита расчленяется на три пачки: верхнетепловскую (кровля $БС_8$ — подошва $БС_6$), устьбалыкскую (кровля $БС_1$ — подошва $БС_6$) и пимскую.

Верхнетепловская пачка представлена темно-серыми и серыми слюдистыми глинами с маломощными прослоями серых мелкозернистых песчаников. Породы пачки накапливались в морских условиях. Мощность ее 40—60 м. Средняя пачка (устьбалыкская) нижневартовской подсвиты сложена чередующимися песчаными и глинистыми пластами мощностью 10—15 м. Характерной особенностью пачки является выдержанность по простиранию песчаных пластов и разделяющих их глинистых покрышек.

Глины серые, алевритистые и тонкоотмученные с мелкораковистым и неровным изломом, однородные, с редкими прослоями известковистых алевролитов с гребневидной слоистостью, с флюидальной текстурой. Глины содержат углистый детрит, иногда в очень большом количестве, линзочки витрена. На плоскостях напластования отмечаются пиритизированные водоросли, отпечатки, ядра пелеципод и чешуя рыб. Алевролиты серые, иногда с зеленоватым оттенком, с неровным изломом, неясно гнездовидной слоистостью за счет гнезд и линз песчаного материала. На плоскостях напластования в небольшом количестве отмечаются углистый детрит и редкие пиритизированные отпечатки водорослей. В разрезе Западно-Сургутской скв. 49 в верхах пачки описаны блеклые пестроцветы. В скв. 42 Усть-Балыкской и 252 Южно-Балыкской площадей имеются зеленоцветные глины в верхней половине пачки. Мощность средней пачки нижневартовской подсвиты 100—120 м.

Верхняя (пимская) пачка нижневартовской подсвиты распространена в пределах западной части Среднеобской нефтегазоносной области. Она представлена глинами серыми и темно-серыми, местами с зеленоватым оттенком, тонкоотмученными, реже алевритистыми с неясной линзовидной слоистостью за счет линз серого алевролита, с обломками раковин пелеципод, аммонитов и пиритизированными отпечатками водорослей. В направлении на восток по восточному склону Сургутского свода и в пределах Юганской впадины в составе пачки появляются прослои алевролитов и песчаников. Мощность пачки 25—50 м.

В северном и восточном направлениях в разрезе нижневартовской подсвиты увеличивается роль зеленоцветных пород. Пласты песчаников и глин становятся невыдержанными.

Киялинская свита ($-K_1v_2 - K_1ap_2$) развита в южных районах Западно-Сибирской плиты. В северном направлении она прослеживается до южных и юго-восточных районов Среднего Приобья. По литологическому составу свита расчленяется на три подсвиты, границы между которыми прослеживаются не всегда уверенно. В состав нижневартовского горизонта входит нижняя подсвита, представленная неравномерным чередованием глин, алевролитов и песчаников с преобладанием последних особенно в северных и западных районах развития киялинской свиты. Глины серые и зеленоватые, однородные, массивные, реже комковатые. В районе Омска они становятся пестроцветными. Алевролиты серые и зеленовато-серые, глинистые с мелкими линзами и желваками глинистых известняков, с ядрами и обломками пелеципод. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, полимиктовые, с прослоями крепких известковистых разностей, массивные, с одиночными включениями углистого детрита и редкими присыпками слюд на плоскостях напластования. Мощность подсвиты 40—80 м. Отложения ее сопоставляются с нижневартовской подсвитой. Возраст пачки условно принимается валанжин-готеривским по положению в разрезе и сопоставлению с отложениями вартовской свиты Сургутского свода. На большей части территории своего распространения породы подсвиты накапливались в прибрежно-морских опресненных водоемах.

Ярротинская свита ($+J_3cl_2 - K_1h_2$). В состав нижневартовского горизонта входит верхняя подсвита, представленная преимущественно серыми и темно-серыми глинами, участками алевритистыми, с одиночными прослоями мелкозернистых глинистых песчаников. Возраст подсвиты определяется по находкам аммонитов и фораминиферам. Мощность ее до 130 м. Породы подсвиты накапливались в морских условиях.

Юрацкая свита ($-K_1br + K_1b_2$). В состав нижневартовского горизонта входят низы верхней подсвиты, сложенной чередующимися не выдержанными по простиранию пластами сероцветных песчаников, алевролитов и глин с углистым детритом по плоскостям напластования. В отложениях подсвиты определены фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы. Мощность подсвиты до 200 м.

Суходудинская свита ($+K_1v_2 + K_1b_2$). В состав нижневартовского горизонта входит средняя подсвита, выраженная чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин с некоторым преобладанием последних. На плоскостях напластования пород отмечаются налеты углистого детрита, встречаются прослои бурых углей, линзы сидерита, включения обугленной древесины. В отложениях подсвиты определены пелециподы, фораминиферы плохой сохранности, спорово-пыльцевые спектры. Мощность подсвиты до 130 м.

Отложения тарского и нижневартовского стратиграфических горизонтов объединяются в валанжин-готеривский нефтегазоносный горизонт.

Черкашинский горизонт ($-K_1h_2+K_1b_2$) включает в себя отложения черкашинской, карбанской, верхов тыньинской, вартовской, юрацкой, суходудинской, средние части разреза фроловской, киялинской, илекской, низы северососьвинской, танапчинской и леушинской свит.

Горизонт представлен разнофациальным комплексом отложений, накапливавшихся в морских и континентальных условиях. В центральных и северных районах Западно-Сибирской плиты в составе горизонта развиты сероцветные и зеленоцветные отложения, состоящие из линзовидного переслаивания песчаников, алевролитов и глин. В восточных и северо-восточных разрезах количество песчаников увеличивается, появляются прослои бурых углей. В южных, юго-западных, частично крайних западных и юго-восточных районах преобладают пестроцветные отложения, в составе которых количество глин увеличивается к юго-восточному и южному обрамлениям. К западу от Сургутского и к северу от Уватского районов преобладают сероцветные глинистые породы. Мощность горизонта до 300 м.

В отложениях черкашинского горизонта характерных моллюсков не встречено. Отмечены находки остракод, характеризующих барремский (*Darwinula barabinskensis* M a n d., *Cypridea sulcata* M a n d., *Origoilyocypris fidis* M a n d., *Timiriasevia opinabilis* M a n d.) и готеривский (список приведен при описании нижневартовского горизонта) возраст. Выделяются два комплекса фораминифер *Globulina tubifera* и *Polymorphina variabilis* ($-K_1h_2 - K_1h_2$), *Ammoscalaria difficilis* ($-K_1h_2 + K_1h_2$). В западных и центральных частях Западно-Сибирской плиты в отложениях черкашинского горизонта определены спорово-пыльцевые комплексы условно готерив-барремского возраста, а на севере и востоке — готеривские и барремские.

Отложения тыньинской, фроловской, илекской и юрацкой свит, входящие в состав черкашинского горизонта, описаны выше.

Северососьвинская свита ($-K_1h_2 + K_1al_1$) выделена В. А. Лидером в 1956 г. (Лидер, 1957) со стратотипом в разрезах верховьев р. Северной Сосьвы. В уральской схеме 1963 г. показана в объеме верхнего баррема и апта. Распространена в Северо-Сосьвинском буроугольном бассейне от верховьев р. Северной Сосьвы на юге до г. Салехарда на севере полосой шириной около 30—40 км. На юго-востоке, востоке и северо-востоке переходит в леушинскую, кошайскую и викуловскую свиты, а на юге и западе ограничивается палеозойским уступом восточного склона Приполярного Урала.

Представлена песками мелко- и среднезернистыми с подчиненными прослоями алевритов. В средней части ее выделяется выдержанный по простиранию пропласток бурого угля мощностью 0,2—1 м. Мощность свиты 60—150 м. В ней установлены спорово-пыльцевые комплексы.

В прибортовых участках своего распространения отложения свиты залегают с размывом на породах улансынской или харосоимской свит и перекрывается с размывом осадками устьманьинской подсвиты верхнего мела.

Леушинская свита ($-K_1h_2 - K_1ap_1$) распространена в западной части Западно-Сибирской плиты. На северо-востоке и востоке переходит в танапчинскую и фроловскую, на юге — в карбанскую и алымскую или черкашинскую и алымскую. Залегает согласно на породах улансынской, алясовской или ахской свит и перекрывается без видимых следов размыва отложениями кошайской свиты. По особенностям литологического состава подразделяется на две подсвиты. В состав черкашинского горизонта входят нижняя подсвита и нижняя пачка верхней подсвиты.

Нижняя пачка нижнелеушинской подсвиты представлена глинами темно-серыми, в разной степени алевритовыми с гнездами, линзами и прослоями алевролитов и глинистых известняков. Вниз по разрезу пачки происходит уменьшение алевритового материала. Алевролиты приурочены к верхней половине пачки. В направлении к осевой части Северо-Сосьвинского свода увеличивается содержание алевролитов с одноименным огрублением обломочного материала, в результате чего отложения пачки сливаются с вышележащими. Мощность ее 60—120 м. Переходы в подстилающие и перекрывающие отложения нерезкие, но хорошо выраженные.

Верхняя пачка (пласты группы «Н») сложена серыми алевролитами с подчиненными прослоями алевритовых глин и глинисто-алевритовых известняков. На поверхностях напластования присутствуют чешуйки мусковита и обильный растительный углефицированный детрит. В северо-западном направлении по восстанию слоев пачка сравнительно быстро опесчанивается. На восток и юго-восток от Березовской группы поднятий происходит постепенное замещение алевролитов и песчаников глинистыми породами. Мощность ее 20—60 м, увеличивается с северо-запада и запада на восток. Переходы в подстилающие и перекрывающие отложения постепенные. В восточной части территории распространения свиты, там, где пачка заметно глинизируется, ее выделение во многом носит условный характер.

Верхняя подсвита леушинской свиты подразделяется на три пачки, из которых в состав черкашинского горизонта входит только нижняя, сложенная глинами серыми, участками с зеленоватым оттенком, в разной степени алевритовыми, с прослоями алевролитов и темно-серых известняков, часто сидеритизированных. На контактах алевролитов с глинами отмечаются скопления углефицированного растительного детрита. К западу от Березовской группы поднятий происходит укрупнение обломочного материала, а в противоположную сторону — уменьшение размера терригенных частиц. Мощность изменяется от 60 до 100 м. Переходы во вмещающие породы постепенные.

В отложениях леушинской свиты, входящих в состав черкашинского горизонта, определены редкие фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы.

Черкашинская свита ($-K_1h_2 + K_1b_2$) распространена там же, где и ахская. Согласно залегает на породах ахской и перекрывается отложениями алымской свиты. В северном направлении переходит в осадки фроловской свиты, а на северо-востоке — в породы верхневартовской подсвиты. Свита впервые выделена в самостоятельную стратиграфическую единицу на Меж-

ведомственном стратиграфическом совещании в 1967 г. по предложению Ю. В. Брадучана, Л. Х. Иштиряковой и И. И. Нестерова. Свита представлена чередованием песчаников и зеленоцветных глин. К северу от г. Тобольска в скважинах Алымской площади зеленоцветные тона глин сменяются сероцветными. К югу от г. Тобольска количество зеленоцветных пород увеличивается и появляются пестроцветные глины. Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — более глинистую и верхнюю — песчано-глинистую. Мощность нижней подсвиты 50—90 м, верхней — 70—75 м. Возраст установлен готерив-барремским по спорово-пыльцевым комплексам и положению в разрезе. Сопоставляется с верхней подсвитой вартовской свиты.

Карбанская свита ($-K_1h_2 + K_1b_2$) распространена в юго-западной части Западно-Сибирской плиты. На севере переходит в отложения леушинской и черкашинской свит, на востоке замещается породами киялинской свиты. Залегает на ахской и перекрывается алымской свитой. Разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно сероцветными песчано-алевролитовыми породами с редкими прослоями блеклых пестроцветных и зеленоцветных глин. В отложениях подсвиты определены фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы. Породы свиты накапливались в морских условиях. Мощность подсвиты 50—80 м. Верхняя подсвита представлена пестроцветными глинами. Мощность подсвиты до 100 м. Отложения ее накапливались в континентальных условиях.

Возможно, возраст карбанской свиты более древний, чем принято на совещании в 1967 г. Подстилающие ее глинистые отложения отнесены к ахской свите, хотя они более обоснованно коррелируются с породами мегионской свиты. Если такая корреляция более верная, то нижнекарбанскую подсвиту следует сопоставлять с нижневартовской подсвитой, а верхнекарбанскую подсвиту — с черкашинской свитой.

Вартовская свита ($-K_1v_2 + K_1b_2$). В состав черкашинского горизонта входит верхневартовская подсвита. Отложения подсвиты развиты в западной половине Среднеобской области в пределах Сургутского свода, Южно-Балыкского и Салымского куполовидных поднятий и Юганской впадины. В пределах Нижневартовского свода отложения ее прослеживаются менее уверенно. Подсвита представлена чередованием песчаников, алевролитов и глин. Выдержанных по простиранию пластов нет. Мощности отдельных пластов быстро меняются и, по-видимому, бóльшая часть песчаников гидравлически связана между собой. Общая мощность подсвиты 150—200 м. По литологическому составу подсвита в пределах Сургутского свода подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка верхневартовской подсвиты представлена чередованием песчаников, алевролитов и глин. Суммарная мощность проницаемых пород составляет 34—54%, в среднем 44%. Пласты песчаников не выдержаны по простиранию. Мощность пачки 132—140 м. В нижней части ее локализуются в основном глины серые, часто неравномерно- и горизонтально-слоистые. Часто наблюдаются переходы глин в алевролиты. В глинистых отложениях довольно много углистого детрита. Вверх по разрезу количество зеленоцветных пород увеличивается. В средней части пачки залегают глины зеленовато-серые, серые с зеленым оттенком, реже серые, алевритовые до тонкоотмученных с неровным изломом, комковатые с беспорядочно ориентированными зеркалами скольжения. В верхней части пачки залегают в основном глины серые и темно-серые.

Алевролиты и песчаники нижней пачки по всему ее разрезу почти не отличаются между собой. Алевролиты серые, часто с зеленоватым оттенком,

с неровным изломом, в основном крупнозернистые, преимущественно полимиктовые (обломки пород составляют 30—35%, иногда до 50%), реже аркозовые. Цемент в основном глинистый, количество его увеличивается в погруженных разрезах. В верхней и нижней частях породы массивные, в середине пачки преобладают алевролиты слоистые за счет линз и прослоев песчаного и глинистого материала. Иногда слоистость подчеркивается углистым детритом. Довольно широко встречается микроскопический сидерит, реже пирит.

Песчаники серые и светло-серые, с неровным изломом, мелкозернистые, с примесью алевритового материала (20% и более). Песчаники полимиктовые. Количество обломочного материала колеблется от 70 до 95%. Форма обломков угловатая и средней окатанности. Сортировка средняя. Цемент в основном глинистый, представленный хлоритом, гидрослюдой, каолинитом. Количество цемента варьирует от 5 до 30%. Среди песчаников отмечаются карбонатные прослои мощностью до 2 м. Цемент этих пород известковистый — базальный, пойкилитовый. Наблюдаются следы внутриформационных перемывов. В кровле нижней пачки верхневартовской подсвиты залегает пласт, сложенный в основном темно-серыми тонкоотмученными глинами. Глинистая масса местами оптически ориентирована. Примесь алевритового материала составляет 5—10%. В ряде скважин встречаются прослои коричневатых аргиллитов, тонкоотмученных, мыльных на ощупь. Цвет породы обусловлен микроскопическими включениями сидерита. В отличие от других пластов этот пласт прослеживается почти по всему своду. В нем отмечаются редкие фораминиферы.

Верхняя пачка верхневартовской подсвиты представлена частым чередованием песчаников, алевролитов и глин. Суммарная мощность проницаемых пластов 60—65%. Мощность пачки 40—50 м. Глины зеленые, зеленовато-серые, комковатые, с многочисленными беспорядочно ориентированными гравитационными зеркалами скольжения, состоящие из гидрослюды, хлорита с примесью каолинита и монтморилонита.

Породы слоистые за счет песчаного и алевритового материала. Происходят частые переходы от тонкоотмученных пород к грубообломочным. В глинистых отложениях довольно много углистого детрита, часто встречаются линзы витренита. Песчаники и алевролиты сходны с породами нижней пачки.

В восточном и южном направлениях в составе верхневартовской подсвиты появляются прослои пестроцветных глин. При этом в восточном направлении увеличивается количество песчаников, а в южном — глинистых пород.

Породы верхневартовской свиты накапливались в условиях прибрежной равнины, в пределы которой иногда проникали морские воды.

К и я л и н с к а я свита ($-K_1v_2 - K_1ap_2$). В состав черкашинского горизонта входит средняя подсвита, представленная чередованием глин, алевролитов и песчаников с преобладанием глинистых пород. В верхней части пачки в северном направлении количество песчаников увеличивается. Глины пестроцветные или оливково-зеленые, часто комковатые, с многочисленными мелкими гравитационными зеркалами скольжения, с включениями известковистого материала. Алевролиты серые и зеленовато-серые, массивные, иногда с небольшими желваками глинистых известняков. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, массивные, с редкими присыпками биотита и мусковита на плоскостях напластования.

Мощность подсвиты 350—500 м, возраст ее определяется по положению в разрезе и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения подсвиты накапливались в континентальных условиях.

Танапчинская свита ($-K_1h_2 + K_1al_1$) развита в пределах северной части Надымской мегавпадины и на Ямальском полуострове. На юге и юго-западе она замещается породами северососьвинской или леушинской, кошайской и викуловской свит, на востоке и юге — вартовской, алымской и покурской свит. Отложения ее согласно залегают на породах ярротинской или ахской свит и перекрываются осадками нижнехантымансийской свиты. В состав черкашинского горизонта входят низы свиты. Свита представлена чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин. Пласты пород местами выдержаны по простиранию на значительное расстояние, местами имеют линзовидное строение, благодаря чему все песчаники свиты гидродинамически связаны между собой. В породах много углистого детрита, иногда отмечается комковатая текстура глин. В отложениях свиты встречаются редкие фораминиферы, спорово-пыльцевые комплексы. Породы накапливались в прибрежно-морских условиях. Мощность свиты до 500 м.

Суходудинская свита ($+K_1v_2 + K_1b_1$). В состав черкашинского горизонта входит верхняя подсвита, выраженная неравномерным чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин. Преобладают алевролиты и глины. Встречаются прослои бурых углей, включения пирита и сидерита. Возраст подсвиты определяется положением в разрезе и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения ее накапливались в континентальных условиях. Мощность подсвиты до 350 м.

Нижнеалымский горизонт ($+K_1ap_1 — K_1ap_1$). В состав горизонта входят верхи леушинской и фроловской, средние части разреза северососьвинской, танапчинской, киялинской, илекской, низы синарской, алымской и малохетской свит.

В центральных, западных и частично северных районах Западно-Сибирской плиты горизонт сложен преимущественно темно-серыми и серыми глинистыми породами, накапливавшимися в морских условиях. На юге, юго-западе и юго-востоке развиты пестроцветные глинистые, реже песчано-глинистые породы. В северном, северо-западном и северо-восточном направлениях разрез опесчанивается. Мощность горизонта до 150 м.

В отложениях нижнеалымского горизонта фауны моллюсков не встречено. Имеются остатки чешуи рыб, лингулы. Флористический комплекс представлен *Gleichenia rotula* Heer., *Coniopteris onychiides* Vassil. et K.-M., *C. nymharum* (Heer.) Vachr., *Podogamites reihii* Geyl., *P. eichwaldii Schimp.* ($+K_1ap_1 — K_1al_2$). Спорово-пыльцевые комплексы в западных, северо-западных и центральных районах датируются апт-альбскими, в северных и восточных — аптскими.

Отложения северососьвинской, танапчинской и илекской свит, входящие в состав нижнеалымского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика всех других стратиграфических подразделений горизонта.

Синарская свита ($K_1ap_1 + K_1al_3$) выделена рабочей комиссией по увязке стратиграфических схем Сибири и Урала в 1956 г. (И. А. Аграновская и др., 1957). В унифицированной стратиграфической схеме 1960 г. Западно-Сибирской плиты эта свита показана как толща в объеме баррема-апта-альба. В унифицированной стратиграфической схеме меловых отложений Урала (1963) переведена в ранг свиты в объеме апта-альба. Распространена на восточном склоне Урала и залегает в виде зон, приуроченных к синклинальным погружениям палеозойского фундамента (Н. И. Архангельский, 1960). Согласно залегает на тыньинской или с угловым несогласием — на фундаменте и перекрывается уватской, мысовской свитами или четвертичными осадками.

Свита является континентальным аналогом алымской, викуловской и нижне- и верхнехантымансийских свит Западной Сибири. Представлена глинами каолиновыми, пестроцветными и сероцветными, в верхней части с прослоями бокситов и бокситовых глин, участками песчанистыми; песками кварцевыми разнозернистыми, на севере (в районе г. Серова) — глинами каолиновыми серого и шоколадного цвета, алевролитами с прослоями лигнитов и фюзенизированных углей.

Характер залегания и литологический состав свиты позволяет считать эти осадки озерными или, возможно, пойменными. Мощность свиты до 80 м.

В породах синарской свиты определены флора и спорово-пыльцевые комплексы.

Л е у ш и н с к а я свита ($-K_1h_2 - K_1ap_1$). В состав нижнеалымского горизонта входят средняя и верхняя пачки верхнелеушинской подсвиты.

Средняя пачка представлена глинами серыми и темно-серыми, местами зеленоватыми, с прослоями алевролитов и песчаников. В основании пачки почти на всей территории ее распространения залегают два песчаных пласта, наличие которых позволяет уверенно выделять отложения пачки. В южном направлении эти песчаные пласты глинизируются, и местами граница средней и нижней пачек верхнелеушинской подсвиты становится неясной.

Верхняя пачка (группа пластов «М») сложена серыми алевролитами с подчиненными прослоями глин и известняков. На поверхностях наслоения часты намывы растительного углефицированного детрита. С запада на восток происходит постепенное уменьшение размера обломков и алевролиты замещаются глинами. Необходимо отметить, что, несмотря на глинизацию разреза в направлении регионального погружения, литологический состав пачки довольно устойчивый и сохраняется практически на всей рассматриваемой территории. Пожалуй, из двух пачек подсвиты верхняя наиболее выдержанная и легко выделяется как по каротажу, так и по керну. Мощность ее 20—40 м, реже до 50—60 м.

Возраст средней и верхней пачек верхнелеушинской подсвиты определяется по редким фораминиферам и спорово-пыльцевым комплексам. Отложения их накапливались в морских условиях.

Ф р о л о в с к а я свита ($+K_1br - K_1ap_1$). В состав нижнеалымского горизонта входит верхняя подсвита. В основании ее (нижняя пачка) залегают преимущественно глинистые отложения. Глины серые и темно-серые, иногда алевритистые, местами с многочисленными линзовидно-гнездовидными включениями алевролитов и песчаников. Имеются прослои глинистых известняков и сидеритов. В северо-восточном направлении, в районах верховьев рек Казым и Амня, появляются прослои песчаников мощностью до 8 м. Общая мощность нижней пачки верхнефроловской подсвиты равна 40—80 м.

Верхняя пачка верхнефроловской подсвиты (группа пластов «М») сложена темно-серыми полосчатыми глинами с многочисленными прослоями и пластами алевролитов, количество которых увеличивается в северном и северо-западном направлениях. Мощность пачки 40—60 м.

В рассматриваемых отложениях фроловской свиты встречаются одиночные фораминиферы, лингулы, чешуя рыб. Породы накапливались в морских условиях.

А л ы м с к а я свита ($K_1ap_1 - K_1ap_2$) развита в центральных и частично южных и северных районах Западно-Сибирской плиты. Свита согласно залегает на породах вартовской свиты на востоке, киялинской на юге и черкашинской на юго-западе. Представлена преимущественно глинистыми породами, накапли-

вавшимися в условиях морских и прибрежно-морских фаций. По литологическому составу свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю — кошайскую.

В состав нижнеалымского горизонта входит нижняя подсвита, представленная серыми, реже темно-серыми глинами. Вверху глины часто алевритистые. В восточном направлении от Сургутского района отложения подсвиты уменьшаются в мощности и опесчаниваются (пласт $АВ_1$). В северном и южном направлениях в составе подсвиты также появляются пласты песчаников. Возраст подсвиты определяется по спорово-пыльцевым спектрам и положению в разрезе. Породы накапливались в морских условиях. Мощность подсвиты до 100 м.

Киялинская свита ($-K_1v_2 - K_1ap_2$). В состав нижнеалымского горизонта входят низы верхней подсвиты, представленной серыми, зеленовато-серыми, реже (в южных районах) пестроцветными глинами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Возраст подсвиты определяется отпечатками листьевой формы и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения ее накапливались в континентальных условиях. Мощность подсвиты до 100 м.

Малохетская свита ($+K_1b_1 - K_1ap_2$) выделена В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной в 1957 г. Отложения свиты распространены в северо-восточных районах низменности. На отдельных площадях Усть-Енисейского района отмечается трансгрессивное залегание свиты на различных слоях суходудинской свиты. В состав нижнеалымского горизонта входят низы свиты. Верхняя ее часть отвечает кошайскому горизонту.

Свита представлена преимущественно песчано-алевролитовыми сероцветными породами с прослоями темно-серых, буроватых и черных углистых глин. Встречаются маломощные прослои бурых углей, конкреции сидерита. В основании свиты, как правило, залегает пласт конгломератов или гравелитов. Возраст свиты определяется по отпечаткам листьев растений и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения ее накапливались в континентальных условиях.

Кошайский горизонт ($-K_1ap_1 - K_1ap_2$) включает в себя кошайскую, верхи алымской, киялинской, илекской, малохетской, средние части разрезов синарской, северососьвинской и танапчинской свит.

На большей части территории Западно-Сибирской плиты горизонт представлен серыми и темно-серыми тонкоотмученными глинами. На юге, юго-востоке и частично западе глины становятся пестроцветными. На севере происходит опесчанивание разреза.

В отложениях кошайского горизонта моллюски не встречены. Имеются определения фораминифер *Hyperammina aptica* (Dampel et Mjat.), *Haplophragmoides umbilicatulus* Dain, *Hedbergella delriocusis* (Carsey), *H. aptiana* Bart., *Rotalipora* sp., по которым возраст условно датируется аптским. Флористический комплекс представлен *Gleichenia rotula* Heer., *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.—M., *C. nymharum* (Heer)., Vachr., *Podosamites reihii* Geyl., *P. cichwaldii* Schimp. ($K_1ap_1 - K_1al_2$). Спорово-пыльцевые комплексы в западной и центральной частях Западно-Сибирской плиты датируются апт-альбскими, в северных и восточных — аптскими.

Отложения синарской, северососьвинской, киялинской, илекской, танапчинской и малохетской свит, входящие в состав кошайского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Кошайская свита ($-K_1ap_1 - K_1ap_2$). В ранге самостоятельной свиты эти отложения развиты в западных районах Западно-Сибирской плиты в области распространения леушинской и фроловской свит. Восточнее и южнее —

в области развития алымской свиты — они выделяются в ранге подсвиты, хотя по литологии и условиям залегания составляют единое целое с более западными разрезами. Вследствие этого описание этих отложений независимо от стратиграфического ранга целесообразно производить вместе.

Отложения кошайской свиты (подсвиты) прослеживаются на площади в 500 тыс. км^2 от Березова на севере до Покровки на юге и от Кузнецова на западе до Ларьяка на востоке. Свита характеризуется чрезвычайно однообразным литологическим составом, выдержанным по всей площади ее распределения. Впервые свита была выделена П. Ф. Ли в 1955 г.

По литологии отложения кошайской свиты могут быть подразделены на две пачки: верхнюю — более алевритистую и нижнюю — глинистую.

Верхняя пачка представлена серыми глинами и алевролитами серыми, глинистыми, линзовидно-слоистыми. Слоистость обусловлена линзочками и слойками светло-серого алевролита. Вниз цвет пород становится более темным. На плоскостях напластования пород присутствует редкий растительный детрит. По направлению к Казымской опорной скважине в разрезе верхней пачки появляются прослои известковистых алевролитов, флюидальная текстура, ходы червей. В Сургутской опорной скважине имеются прослои пестроцветных пород. Фауны, флоры и микрофауны в породах пачки не встречено. Лишь в отдельных скважинах найдены единичные отпечатки чешуи рыб с тонкой концентрической скульптурой и спорово-пыльцевые спектры. На основании этих данных возраст верхней пачки кошайской свиты условно принимается в объеме верхов нижнего и низов верхнего апта. Мощность верхней пачки 7—50 м.

Нижняя пачка свиты представлена темно-серыми и серыми глинами с редкими и неясными присыпками светло-серого алевролита. В Казымской опорной скважине имеются прослои глинистого сидерита и глинистого известняка с текстурой «конус в конус». В нижней части пачки появляются прослои алевролитов и песчаников.

В целом кошайская свита характеризуется изменением литологического состава пород с запада на восток. В пределах Березовской площади алевролиты в разрезе свиты составляют 20%, а в Казымской опорной скважине — 68%. Южнее Уватской опорной скважины свита опесчанивается и выделение ее становится затруднительным. В разрезах Уватской и Леушинской опорных скважин нижняя пачка представлена глинами темно-серыми, аргиллитоподобными, неясно горизонтально-линзовидно-слоистыми. Слоистость обусловлена линзочками серого известковистого алевролита. Повсеместно присутствует обильный растительный детрит. Часто присутствуют прослои буровато-серого крупнокристаллического известняка с текстурой «конус в конус». В нижней, более алевритистой части разреза пачки встречаются прослои глинистых сидеритов. В шлифах сидерит в виде мелкозернистых пятнистых агрегатов и отдельных ромбовидных кристаллов обнаружен по всему разрезу свиты. Возраст нижней пачки по определениям редких фораминифер и спорово-пыльцевым спектрам условно принимается в объеме верхов нижнеаптского подъяруса. Отложения кошайской свиты накапливались в морских условиях. Мощность свиты 20—60 м.

Отложения черкашинского, нижнеалымского и кошайского стратиграфических горизонтов объединяются в готерив-аптский нефтегазоносный горизонт.

Покурская серия ($-K_1ap_2 + K_2cm_2$)

Покурская серия расчленяется на четыре горизонта: викуловский, нижнехантымансийский, верхнехантымансийский и уватский. На большей территории Западно-Сибирской плиты отложения серии формировались в континентальных условиях и представлены преимущественно сероцветными песчаными осадками, которые на юге замещаются пестроцветными. Морские и прибрежноморские отложения развиты в западной части плиты и представлены темно-серыми глинами и серыми и светло-серыми алевролитами и песчаниками с прослоями глин. Мощность серии до 600 м.

Викуловский горизонт ($-K_1ap_2 + K_1al_1$) включает в себя отложения викуловской, яковлевской, верхнетанапчинской, северососьвинской, среднюю часть разреза синарской, низы покурской, леньковской и симоновской свит. Горизонт представлен сероцветными песчано-глинистыми породами с преобладанием песчаников. В южных и частично западных разрезах развиты красноцветные отложения. Преобладают континентальные осадки. Мощность горизонта до 400 м.

В отложениях низов викуловского горизонта встречаются немногочисленные фораминиферы и флора, списки которых приведены выше при характеристике кошайского горизонта. В отложениях верхней части горизонта определены *Trochammina eilete* Tappan, *Gaudryina tailleuri* Tappan, *Globigerina washitensis* Carseu, *Hedbergella delrioensis* (Carsey) ($K_1ap_2 + K_1al_1$), единичные радиолярии, остракоды *Cytherettina hantaensis* Liibimova, *C. flava* (Shar.), *Pavloviella adventicia* Liibimova ($+K_1al$).

В западных и центральных частях Западно-Сибирской плиты в отложениях горизонта определяются спорово-пыльцевые комплексы, условно датируемые апт-альбом, в северных и восточных районах — аптом и альбом.

Отложения синарской, северососьвинской и танапчинской свит, входящие в состав викуловского горизонта, описаны выше. Ниже дается описание других стратиграфических подразделений, входящих в состав горизонта.

Викуловская свита ($-K_1ap_2 + K_1al_1$) развита в западной части Западно-Сибирской плиты западнее меридиана Салыма. Отложения ее согласно залегают на породах кошайской или алымской свит и перекрываются осадками нижнехантымансийской свиты. Викуловская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю — глинисто-алевритовую и верхнюю — алевролитовую.

Нижняя подсвита ($-K_1ap_2$) сложена алевролитами, алевритами и алевритовыми уплотненными глинами с прослоями глинистых известняков. Вверх по разрезу количество глинистого материала и содержание глинистых прослоев постепенно убывают. В глинах много линз и прослоев алевритового материала, а также обильный углистый детрит. Часто отмечается тонкая горизонтальная слоистость типа ленточной, обусловленная чередованием миллиметровых слойков глинистого и алевритового материала. Мощность подсвиты 100—120 м.

Верхняя подсвита ($+K_1al_1$) представлена алевритами и алевролитами с редкими прослойками известняков и алевритовых глин. На поверхности наслоения встречается обильный растительный детрит. Мощность подсвиты 90—120 м. В отложениях свиты определен обедненный комплекс фораминифер и спорово-пыльцевые спектры апт-альба. На основании этих данных и положения в разрезе возраст нижней подсвиты верхнеаптский, а верхней — нижнеальбский.

Покурская свита ($-K_1ap_2 + K_2cm_2$) распространена на огромной территории центральных, северных и частично южных районов Западно-

Сибирской плиты. Свита выделена Н. Н. Ростовцевым (1955) в 1954 г. со стратотипом в разрезе Покурской опорной скважины. Литологический объем ее не менялся. Представлена чередованием глин, алевролитов, песков и песчаников с преобладанием последних. Породы накапливались в континентальных фациях, и лишь в отдельные отрезки времени в район Сургутского свода проникало море. Пески и песчаники представлены светло-серыми и серыми разностями с глинистым цементом, полимиктовые и полевошпатово-кварцевые. Глины и песчаники представлены светло-серыми и серыми разностями с глинистым цементом, полимиктовые и полевошпатово-кварцевые. Глины серые, реже до темно-серых, алевритистые и песчаные. Пласты песчаников и глин не выдержаны по простиранию, мощность первых иногда достигает 50—80 м.

Общая мощность покурской свиты составляет 700—850 м.

На большей части территории Сургутского свода в средней части покурской свиты заметно увеличивается роль глинистых пород. При этом в кровле и подошве этой заглинизированной части разреза появляются выдержанные пласты глин мощностью от 10—20 до 50—60 м. Количество глинистого материала увеличивается в западном направлении. На основании этого разрез покурской свиты расчленен на три подсвиты. Верхняя подсвита сопоставляется с уватской свитой, средняя — с хантымансийской и нижняя — с викуловской. В средней подсвите определены альбские фораминиферы. В соответствии с таким сопоставлением разрезов возраст нижней подсвиты принимается апт-альбским, средней — альбским и верхней — сеноманским. Мощность нижней подсвиты 240—280 м, средней 300—350 м, верхней 250—280 м.

В основании нижней подсвиты в Сургутском и Салымском районах выделяется чернореченская пачка, представленная серыми и темно-серыми глинами с многочисленными мелкими линзами алевролитов и песчаников, иногда с прослоями песчаников. Мощность пачки 80—120 м. В ней определены апт-альбские спорово-пыльцевые спектры. По положению в разрезе и сопоставлению с западными районами плиты (она сопоставляется с нижневикуловской подсвитой) возраст ее аптский.

На остальной территории Западно-Сибирской плиты покурская свита на более дробные стратиграфические подразделения не расчленяется, хотя условно без четких границ можно выделить две толщи: нижнюю, угленосную и верхнюю, янтареносную. Нижняя толща условно может быть сопоставлена с викуловской свитой, верхняя янтареносная толща — с нижнехантымансийской, верхнехантымансийской и уватской свитами западных разрезов. В отложениях верхней толщи встречаются фораминиферы. В состав викуловского горизонта входит нижняя подсвита там, где возможно такое расчленение, и нижняя угленосная толща — на остальной территории.

Леньковская свита ($-K_1ap_2 - K_2t_1$) распространена в Кулундинско-Барабинском районе, по северным склонам Казахстана южнее площади распространения покурских отложений. Свита выделена И. Г. Зальцманом в 1955 г. Стратотип свиты установлен в разрезе скважин Леньковской площади. Породы леньковской свиты в районах, прилегающих к складчатому обрамлению, несогласно перекрывают палеозойский фундамент, верхние горизонты которого нередко превращены в кору выветривания. На площадях, удаленных от горного обрамления, леньковская свита залегает на различных горизонтах киялинской свиты.

Свита сложена чередующимися прослоями серых, белых, лиловых, красно-бурых, желтых и пестроцветных глин, обычно содержащих повышенное количество каолинита, и серых, реже желтовато-серых песков и песчаников. В осно-

вании свиты залегает прослой конгломерата или галечника. Нижняя часть разреза свиты, как правило, сложена серыми глинами, в то время как в верхней преобладают пестроцветные и белые разности. Однако вблизи палеозойского обрамления и в сводовых частях отдельных поднятий на породы фундамента и реже на глины киялинской свиты непосредственно налегают пестроцветные образования. Серые глины часто содержат скопления растительного детрита, включения янтаря и желваки сидерита.

Возраст свиты определяется по спорово-пыльцевым спектрам и отпечаткам листьев растений. Отложения ее накапливались в континентальных условиях. Мощность свиты до 600 м. В состав викуловского горизонта входят низы свиты.

Симоновская свита ($-K_1ap_2 + K_2t_2$) развита в юго-восточных районах Западно-Сибирской плиты и захватывает районы Колпашева и Елогуя. Отложения свиты залегают на породах илекской, а ближе к обрамлению — на более нижележащих горизонтах вплоть до итатской свиты. Перекрыты они сымской свитой или четвертичными образованиями. По литологическим особенностям симоновская свита расчленяется на три подсвиты. В викуловский горизонт входят отложения низов нижней подсвиты. Остальная часть разреза нижней подсвиты соответствует нижнехантымансийскому и верхнехантымансийскому горизонтам.

Яковлевская свита ($-K_1ap_2 - K_1al_2$) распространена в Усть-Енисейском и Туруханском районах Западно-Сибирской плиты. Залегает согласно на отложениях малохетской и перекрывается породами долганской свиты. Яковлевская свита представлена серыми и темно-серыми, местами буроватыми глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Встречаются пласты бурых углей. Породы переполнены углистым детритом, лигнитизированными обломками древесины, часто встречаются рассеянные гальки кварца, известковистых песчаников, кремнистых пород. В южном направлении в составе свиты увеличивается количество песчаного материала. В отложениях свиты определены пелециподы, фораминиферы, растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы. Мощность свиты до 550 м. Породы накапливались в условиях прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. Викуловскому горизонту соответствуют отложения низов свиты. Верхи ее отвечают нижнехантымансийскому горизонту.

Нижнехантымансийский горизонт ($+K_1al_2$) включает нижнехантымансийскую, средние части синарской, покурской, леньковской, симоновской и верхи яковлевской свит. Горизонт представлен в западных разрезах глинами темно-серыми и серыми, накапливавшимися в морских условиях. В центральных, северных и восточных разрезах глины замещаются песчаниками. На юге и в отдельных участках Приуралья сероцветные отложения замещаются красноцветными. Мощность горизонта до 200 м.

В отложениях нижнехантымансийского горизонта определены *Inoceramus anglicus* Woods, *Cleoniceras* cf. *bicurvatoides* Sinz., *C.* sp. ($+K_1al_2$), комплекс фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius* ($+K_1al_2$), редкие радиолярии, остракоды альбского возраста (список их приведен при описании викуловского горизонта). На западе и в центральных районах Западно-Сибирской плиты спорово-пыльцевые комплексы в отложениях рассматриваемого горизонта условно датируются апт-альбом, в северных и восточных районах — альбом.

Отложения синарской, покурской, леньковской, симоновской и яковлевской свит, входящих в состав нижнехантымансийского горизонта, описаны выше. Здесь дается лишь описание нижнехантымансийской свиты.

Нижнехантымансийская свита ($+K_1al_2$) развита в западных районах Западно-Сибирской плиты и представлена уплотненными глинами, темно-серыми, алевритовыми, с редкими прослоями алевритов, алевролитов и мергелей. В основании подсвиты глины содержат примесь глауконита. В восточном направлении разрез подсвиты несколько меняется в сторону появления прослоев алевролитов и линз песчаников. В Казымской опорной скважине отложения подсвиты представлены темно-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Характерной особенностью ее здесь является обилие глауконита, который, начиная с глубины 1223 м и почти до подошвы подсвиты, встречается в виде отдельных зерен или в виде линз и присыпок мощностью до 4—5 см.

В Салымском и Сургутском районах в зоне перехода в отложения покурской свиты отмечается довольно быстрое опесчанивание глин. Они приобретают зеленоватый оттенок, в них увеличивается количество углистого детрита, появляются прослои бурых углей мощностью до 0,8 м.

В северных и южных районах распространения нижнехантымансийской свиты в ней появляются прослои мощных (до 40 м) пластов песчаников. Мощность свиты до 150 м. В ее породах определены аммониты, пелециподы, фораминиферы.

Верхнехантымансийский горизонт ($+K_1al_3$) включает в себя верхнехантымансийскую, верхи синарской, средние части покурской, леньковской, симоновской, низы марресалинской, маковской и долганской свит. Горизонт представлен преимущественно сероцветными песчано-алевролитовыми отложениями с подчиненными прослоями глин. На юге и частично на западе сероцветы сменяются красноцветными породами. Мощность горизонта до 200 м. Отложения его накапливались в континентальных, реже морских условиях.

В отложениях верхнехантымансийского горизонта определен комплекс фораминифер с *Verneulinoides borealis assanoviensis* ($+K_1al_3$), редкие радиолярии, остракоды. Перечень последних приведен выше.

Спорово-пыльцевые спектры условно датируются апт-альбом в западных и центральных районах Западно-Сибирской плиты и альбом — в северных и восточных ее частях.

Отложения синарской, покурской, леньковской и симоновской свит, входящих в состав верхнехантымансийского горизонта, описаны выше. Ниже дается описание других подразделений горизонта.

Верхнехантымансийская свита ($+K_1al_3$) в унифицированной схеме 1967 г. показана в ранге подсвиты в составе хантымансийской свиты. Однако отложения ее существенно отличаются от подстилающих пород и ближе к перекрывающим. В ряде разрезов на севере Западно-Сибирской плиты граница с уватской свитой становится неясной, хотя нижний глинистый разрез хантымансийской свиты прослеживается отчетливо. В связи с этим И. И. Нестеровым предложено рассматривать нижнюю и верхнюю подсвиты хантымансийской свиты в ранге свит, оставив за ними прежние наименования.

Верхнехантымансийская свита подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка представлена равномерным чередованием песчаников и глин. Пласты выдержаны по простиранию на большие расстояния. Обычно выделяется пять песчаных пластов, мощностью от 5 до 20 м, которые прослеживаются от районов Тюмени на юге до района Березова на севере. Лишь в отдельных погруженных зонах нижние два пласта иногда замещаются алевролитами. В западном и южном направлениях в сторону береговой полосы отмечается существенная глинизация пород свиты, что еще раз указывает на отсут-

ствие активных источников сноса в это время со стороны Урала и Казахстана. Мощность нижней пачки 30—50 м. Отложения ее накапливались в морских условиях.

Верхняя пачка сложена глинисто-алевролитовыми сероцветными породами с прослоями песчаников. Количество последних увеличивается в северном и восточном направлениях. Пласты песчаников не выдержаны по простиранию. В породах отмечаются углистый детрит, обломки древесины. Мощность пачки 50—60 м. Отложения ее накапливались в морских условиях.

Возраст свиты определяется по пелециподам, фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам.

Марресалинская свита ($+K_1al_3 - K_2cm_2$) развита в западных разрезах севера Западно-Сибирской плиты. Выделение здесь альб-сеноманских отложений в самостоятельную свиту обусловлено сближением литологического состава верхнехантымансийской и вышележащей уватской свит. Марресалинская свита согласно залегает на породах нижнехантымансийской и перекрывается отложениями кузнецовской свиты.

Она представлена неравномерным чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин. В породах присутствуют много обугленного растительного детрита, обрывки листьевой флоры. Мощность свиты до 300 м. В состав верхнехантымансийского горизонта входят низы свиты.

Маковская свита ($-K_1al_2 + K_2cm_2$) развита в Туруханско-Елогуйском районе. Породы ее согласно залегают на яковлевской свите и перекрываются отложениями кузнецовской свиты. Свиту слагают равномерно чередующиеся гравелиты, песчаники, алевролиты и глины, образующие микроритмы. В основании этих микроритмов, как правило, залегают конгломераты или галечники с бокситами. Мощность свиты до 350 м. В основании ее определены фораминиферы, выше — спорово-пыльцевые комплексы. Отложения свиты накапливались в условиях прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. Верхнехантымансийскому горизонту соответствуют низы свиты.

Долганская свита ($-K_1al_2 + K_2cm_2$) распространена в Усть-Енисейском районе. Породы ее согласно залегают на яковлевской и перекрываются кузнецовской свитой. Свита слагается преимущественно песками зеленого и зеленовато- и желтовато-серого цвета с немногочисленными прослоями зеленоватых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и темно-серых тонкослоистых глин. Для пород обычны намывы обугленного растительного детрита. В песках и песчаниках встречаются обломки лигнитизированной древесины, оолиты и линзы сидерита, зерна янтаря. По всему разрезу в песчаных породах присутствует глауконит, который совместно с хлоритом придает породам зеленоватую окраску. В подошве свиты обычно залегает довольно мощный пласт зеленоватых песчаников.

Возраст долганской свиты определяется по спорово-пыльцевым спектрам. Отложения свиты накапливались в условиях прибрежной равнины. Верхнехантымансийскому горизонту соответствуют низы свиты.

Уватский горизонт ($+K_2cm$) включает мысовскую, уватскую, кийскую, верхи покурской, леньковской, марресалинской, маковской, долганской и среднюю часть симоновской свит. Горизонт представлен сероцветными, преимущественно песчано-алевролитовыми породами с прослоями глин. В южной и юго-восточной частях плиты сероцветные образования замещаются красноцветными. Отложения накапливались в континентальных, реже мелководных морских условиях. Мощность горизонта до 500 м.

В отложениях уватского горизонта определены лишь флористические и спорово-пыльцевые комплексы. В восточной части Западно-Сибирской плиты низы горизонта характеризуются кийским комплексом флоры: *Ginkgo* cf. *digitata* (Br.) Heer., *Glyptostrobus groenlandicus* Heer., *Platanus cuneiformis* Krass., *P. embicola* Vachr., *Aralia* (?) *palmatiformis* (Nemb.) Baik. и др. ($+K_2cm_1$); верхи горизонта и вышележащие отложения — симоновским комплексом флоры: *Cladophlebis arctica* (Heer.) Sew., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer., *Glyptostrobus graenlandicus* Heer., *Seguoia concinna* Heer., *Platanus cuneifolia* Br., *P. cuneiformis* Krass., *P. embicola* Vachr., *Aralia tshulymensis* Heer. ($+K_2cm_2 + K_2t_2$). В приуральских и северных районах встречаются редкие фораминиферы. В отложениях уватского горизонта выделяется несколько спорово-пыльцевых комплексов, которые условно датируются сеноманскими.

Отложения покурской, леньковской, марресалинской, маковской и долганской свит, входящие в состав уватского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других подразделений горизонта.

Мысовская свита ($+K_2cm$) выделена рабочей комиссией по увязке стратиграфических схем Сибири и Урала в 1956 г. (И. А. Аграновская и др., 1957) со стратотипом в п. Мыс Синячихинского района Свердловской области. Распространена в районах восточного склона Урала от р. Аята на юге до г. Карпинска на севере отдельными участками, приуроченными к продольным эрозионно-тектоническим ложбинам в палеозойском фундаменте. Является континентальным аналогом уватской свиты в Западной Сибири.

Породы мысовской свиты делятся на две пачки. Верхняя пачка представлена глинами каолиновыми и гидрослюдисто-каолиновыми, участками песчанистыми с обуглившимися растительными остатками и лигнитизированной древесиной; нижняя — глинистыми алевролитами и разнозернистыми кварцевыми песками, песчаниками и галечниками, бобовыми железными рудами. Мощность свиты до 72 м. В отложениях ее определена листьевая флора и спорово-пыльцевые спектры. Породы свиты накапливались в континентальных условиях.

Уватская свита ($+K_2cm$) развита в западных районах Западно-Сибирской плиты. Отложения ее согласно залегают на породах верхнехантымансийской свиты и перекрываются кузнецовской свитой. Уватская свита представлена почти исключительно рыхлыми алевролитами и алевритами мучнистыми, светло-серыми и серыми, преимущественно мелкозернистыми, в разной степени слюдистыми, с характерными горизонтальным и волнистым типами слоистости. Слоистость обусловлена присутствием тонких прослойков глинистого материала и различием в гранулометрии отдельных слойков алевритового материала, а также скоплением чешуек слюды на поверхностях наслоения. Свита подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка, более глинистая, представлена серыми и зеленовато-серыми алевролитами и алевритами с прослоями темно-серых алевритовых глин. Характерны скопления обугленных и ожелезненных растительных остатков с намывами растительного детрита и включениями янтаря.

Мощность пачки 60—130 м.

Верхняя пачка также сложена алевролитами и алевритами, но прослои глинистого материала практически отсутствуют. Мощность ее 20—100 м.

По всему разрезу свиты встречаются прослои и линзы глинистых известняков и мергелей со структурой «конус в конус» мощностью 0,1—1,5 м. Общая мощность свиты 150—180 м. На северо-западе в пределах Чуэльской, Макаркинской, Ванзеватской, Шеркалинской, Комсомольской, Горной, Шухтунгортской

площадей верхняя часть уватской свиты резко глинизируется или размыта на различную глубину. Причем пространственное положение участков размыва и величина срезания не контролируются локальными поднятиями. Возможно, на этом участке существовала подводная долина, заполненная впоследствии туронскими осадками, но не исключена возможность местной глинизации сеноманских отложений.

В породах уватской свиты определены редкие фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы. Отложения формировались в условиях мелкого опресненного моря.

Симоновская свита ($-K_1ap_2 + K_2t_2$). В состав уватского горизонта входит средняя подсвита, представленная неравномерным линзовидным переслаиванием сероцветных каолинизированных песчаников с серыми, желтоватыми и зеленоватыми глинами. В породах много обугленного растительного детрита, лигнитизированной древесины, окатанных обломков глинистых пород, включений янтаря. Мощность подсвиты до 500 м. Возраст подсвиты определяется по спорово-пыльцевым спектрам и листьевой флоре. Отложения ее накапливались в континентальных условиях.

Кийская свита ($+K_2cm$) развита в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, где породы ее с размывом залегают на различных слоях илекской свиты и перекрываются четвертичными образованиями или породами верхов симоновской свиты. Кийская свита представлена фациально изменчивой пестроцветной толщей песчано-глинистых пород с линзами сидеритов, латеритов, бокситов и более выдержанными пластами железистых песчаников. На юге ее распространения в основании свиты фиксируются грубозернистые светло-серые песчаники и песчано-галечниковые образования, выше которых встречаются каолинизированные, яркоокрашенные глины. При удалении от палеозойского обрамления в западном направлении пестроцветные отложения кийской свиты постепенно замещаются сероцветными угленосными осадками. Мощность свиты колеблется от 10—15 до 70—150 м.

Возраст свиты устанавливается по остаткам листьев растений и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения накапливались в континентальных условиях.

Отложения викуловского, нижнехантымансийского, верхнехантымансийского и уватского горизонтов объединяются в апт-сеноманский нефтегазоносный горизонт.

Дербышинская серия ($+K_2t_1 + K_2d_2$)

Отложения дербышинской серии расчленяются на четыре горизонта: кузнецовский, ипатовский, славгородский и ганькинский. Они формировались в условиях крупной морской трансгрессии и представлены сероцветными глинисто-кремнистыми, кремнистыми и глинистыми породами с прослоями алевролитов и песчаников. Количество последних увеличивается к восточному обрамлению. Мощность серии до 700 м.

Кузнецовский горизонт ($+K_2t_1 - K_2t_2$) включает в себя отложения мугайской, кузнецовской и верхов симоновской свит. Горизонт представлен серыми и темно-серыми глинистыми породами, которые местами в кровле замещаются глинисто-кремнистыми отложениями. Вблизи окраин седиментационного бассейна глины замещаются песчаниками. Мощность горизонта до 200 м.

В отложениях кузнецовского горизонта выделяется биозона региональной шкалы Inoceramus labiatus ($+K_2t_1$). Кроме зональных видов моллюсков, здесь определены *Placenticeras* sp., *Inoceramus* cf. *labiatus* Schl., *I.* cf. *latus*

Sow. ($+K_2t_1$), *Baculites romonowskii* Arkh. ($+K_2t_2$); комплексы фораминифер с *Gaudryina filiformis* ($+K_2t_1$), *Clavulina hostata* и *Cibicides westsibiricus* ($+K_2t_2$); комплекс радиолярий с *Dictyomitra pyramidalis* ($+K_2t_1 - K_2t_2$), симоновский комплекс флоры.

Спорово-пыльцевые комплексы почти во всех районах Западно-Сибирской плиты, характеризующие кузнецовский горизонт, отличаются от выше- и нижележащих отложений и датируются туронскими. Лишь в Усть-Енисейском районе спорово-пыльцевые спектры условно датируются турон-коньякскими.

Мугайская свита ($K_2t_1 - K_2t_2$) выделена на Свердловском совещании в 1956 г. (И. А. Аграновская, А. И. Еремеева и др., 1957) со стратотипом в мугайской группе месторождений железных руд в Алапаевском районе Свердловской области. Распространена на восточном склоне Северного и Среднего Урала, вблизи поселков Екатерининский, Марсятский, Глухарный и в бассейнах рек Тагил, Мугай, Ляга, Ница, где приурочена к заливообразным понижениям дотуронского рельефа. На юге и западе отложения свиты выклиниваются, на северо-востоке, востоке и юго-востоке постепенно замещаются отложениями кузнецовской свиты. Мургайская свита ингрессивно залегает на подстилающих породах, а перекрывается березовской свитой и является прибрежно-морским аналогом кузнецовской свиты.

Свита сложена оолитовыми гидрогётито-лептохлоритовыми рудами с примесью терригенного материала и глауконита. Часто отмечаются прослои грубозернистых песчаников с сидерит-лептохлоритовым цементом и глин с глауконитом. Перекрывается во многих разрезах глинами верхов кузнецовской свиты. В глинах мугайской свиты определены комплекс фораминифер турона и спорово-пыльцевой спектр низов верхнего мела. Возраст толщи туронский. Мощность до 30 м.

Аятская свита ($+K_2t_1 - K_2t_2$) выделена П. Л. Безруковым, Н. И. Архангельским, Д. Д. Топорковым и М. Р. Узбековым со стратотипом на р. Аят в северной части Тургайской низменности (Е. П. Бойцова и др. 1956). В унифицированной стратиграфической схеме 1967 г. Западно-Сибирской плиты она не выделялась.

Распространена на Южном Урале и в Тургайской низменности. Является прибрежно-морским аналогом кузнецовской свиты. Представлена темными углистыми, серыми и темно-серыми опоковидными глинами и темно-серыми, часто почти черными глауконит-кварцевыми песками. В бассейне р. Аят, в верхней части разреза прослеживаются мощные пласты оолитовых железных руд. Мощность свиты до 50 м.

В породах свиты определены фауна морских моллюсков и комплекс фораминифер плохой сохранности. На основании приведенных данных и по положению в разрезе возраст свиты принимается туронским. В отдельных участках возраст кровли ее, возможнуо, коньякский (?).

Кузнецовская свита ($+K_2t_1 - K_2t_2$) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. (Ростовцев, 1955) со стратотипом в Кузнецовской опорной скважине. Распространена почти на всей территории низменности от г. Славгорода на юге до низовьев р. Таза и Нового Порта на севере, от верховьев р. Пелым на западе до р. Парабель на востоке, площадь 1,6 млн. км^2. На северо-востоке доходит до обрамления, на юго-востоке переходит в верхи симоновской свиты, на юго-западе и западе — в аятскую и мугайскую свиты, на юге и северо-западе выклинивается. Залегает трансгрессивно на подстилающих породах, а перекрывается согласно отложениями березовской и ипатовской свит.

В Малоатлымском, Сургутском, Салымском, Фроловском и Шаимском районах свита представлена преимущественно глинами темно-серыми, гидрослюдисто-бейделлитовыми, слабослюдистыми, однородными, местами алевритистыми, изредка известковистыми с остатками макрофауны и пиритизированными растительными остатками. В глинистой массе отмечаются редкие зерна буроватого разложенного глауконита и мелкие скопления аутигенного пирита, обычно лимонитизированного. Содержание кластического материала в глинах обычно не превышает 5%, размерность его мелкоалевритовая, состав — полевошпат-кварцевый. Иногда, главным образом в средней части и в верхах свиты, содержание алевритового материала увеличивается до 40 и даже до 60%, и порода переходит в глинистый полевошпат-кварцевый алевролит, в котором в количестве до 10—15% (от суммы кластических зерен) присутствует бурый разложенный глауконит. Цемент алевролитов глинистый, базального типа. Изредка в средней части свиты алевролиты переходят в мелкозернистый темно-серый песчаник глауконит-кварцевого состава с известково-глинистым цементом. В самых верхах свиты также появляются единичные прослои аналогичного песчаника, в котором отмечена галька осадочных пород. Мощность свиты здесь в среднем составляет 60—80 м.

В Малоатлымском районе намечается трехчленное деление свиты с появлением опоковидных глин в кровле. Более отчетливо такое разделение намечается в Березовском и Нижневартовском районах. Нижняя (глинистая) пачка представлена тонкослоистыми гидрослюдистыми глинами, содержащими глауконит-пиритовые образования, остатки пелеципод и растительные остатки, местами пиритизированные. Средняя (алеврито-глинистая) пачка выражена переслаиванием серых глинистых пород и светло-серых слюдистых алевролитов и песчаников глауконит-кварцевого состава. В глинах отмечаются глауконит и пирит в виде скоплений мелких зерен округлой формы. В значительном количестве в пачке присутствуют радиолярии. Верхняя (глинистая) пачка представлена серыми и пепельно-серыми, слабоопоковидными глинами, в различной степени алевритистыми, местами переходящими в алевролит со слабым зеленоватым оттенком. Следует отметить, что опоковидность пород иногда отмечается и в нижней пачке. В Нижневартовском районе заметно увеличивается мощность верхней пачки, а в составе ее преобладают светло-серые опоковидные глины. Восточнее в составе пачки появляются опоки и глауконитовые песчаники.

На севере свита разделяется на три пачки. Нижняя сложена листоватыми битуминозными глинами, средняя — зеленовато-серыми глинами и верхняя — зеленовато-серыми глауконитовыми алевролитами и глинами.

Мощность свиты 15—60 м, а на севере и северо-востоке 180—200 м.

В породах свиты определены морские моллюски, комплекс фораминифер. Отложения ее накапливались в морских условиях.

Симоновская свита ($-K_1ap_2 + K_2t_2$). В состав кузнецовского горизонта входит верхняя подсвита, представленная глинами зеленовато- и грязно-серыми, комковатыми, часто песчанистыми с прослоями светло-серых песков. Возраст определяется листьевой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения накапливались в континентальных условиях. Мощность ее до 200 м.

Ипатовский горизонт ($+K_2cn+K_2st_2$) включает камышловскую, усть-маньинскую, ипатовскую, мергельтовскую, низы березовской, сымской, мессояхской и костровской свит. Горизонт представлен серыми и светло-серыми опоками, опоковидными глинами, диатомитами. По окраинам седиментационного

бассейна развиты песчаники, часто кремнистые с глауконитом с прослоями глин. Мощность до 400 м. Отложения горизонта накапливались в морских условиях.

В отложениях ипатовского горизонта выделяются три биозоны региональной шкалы: Inoceramus russiensis ($+K_2cn$), I. cardissoides ($+K_2st_2$), I. patootensis ($+K_2st_2$). Кроме зональных видов моллюсков, здесь определены *Inoceramus koegleri* And., *I. lamarcki* Park., *Scaphites* cf. *ventricosus* Ark. ($-K_2t_2 + K_2cn$), *I. pachti* Ark., *I.* ex gr. *cardissoides* Gold., *Alaria soturkowi* Schm. ($+K_2st_2$), *Baculites ovatus* Say. ($+K_2st_2$), *Oxytoma tenuicostata* Roem. ($+K_2st$), комплексы фораминифер с *Discorbis sibiricus*, Lagenidae ($+K_2cn$), *Cibicidoides eriksdalensis* ($+K_2st$), комплексы радиолярий с *Ommatodiscus mobilis* ($-K_2t_2 + K_2cn$), Discoidea и Prunoidea ($+K_2st$).

На большей части Западно-Сибирской плиты спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие ипатовский горизонт, отличаются от выше- и нижележащих и условно датируются коньяк-сантонскими. В разрезах северо-запада плиты спорово-пыльцевые спектры условно датируются сантон-кампанскими, а в Усть-Енисейском районе — турон-коньякскими и сантон-кампанскими.

Камышловская свита ($-K_2t_2 + K_2st_2$) выделена рабочей комиссией по увязке стратиграфических схем Сибири и Урала в 1956 г. (И. А. Аграновская и др., 1957). Распространена в западной части восточного склона Урала и протягивается в виде полосы от г. Серова на севере до г. Кушмуруна на юге. Является прибрежно-морским аналогом ипатовской свиты в Западной Сибири.

Представлена песками кварцевыми с глауконитом, в верхней части с линзами и прослоями песчаников «кварцитовидных», глауконит-кварцевых с опаловым, опалово-глинистым и карбонатным цементом со стяжениями фосфоритов. Мощность ее до 50 м.

В породах свиты определены морские двустворчатые моллюски, а также комплекс фораминифер и остракоды.

Устьманьинская свита ($-K_2t_2 + K_2st_2$) выделена В. А. Лидером в 1956 г. (Лидер, 1957) со стратотипом по Северной Сосьве. Распространена в бассейне Северной Сосьвы от верховьев р. Лепля на юге до 64° с. ш. на севере. На востоке, юго-востоке и северо-востоке переходит в низы березовской свиты. Сложена опоками и глауконит-кварцевыми песчаниками с опоковым цементом с подчиненными прослоями зеленовато-серых глин, кварцевых гравелитов, песчаников и конгломератов. Залегает с размывом на северососьвинской или нижнехантымансийской свитах, а перекрывается отложениями леплинской свиты.

В свите определены морские пелециподы, радиолярии, диатомовые водоросли, спорово-пыльцевые спектры, редкие фораминиферы. Отложения свиты формировались в морских условиях. Мощность свиты до 50 м.

Березовская свита ($-K_2t_2 - K_2cp_2$) выделена Н. Н. Ростовцевым (1955) в 1954 г. со стратотипом в разрезе Березовской опорной скважины. Свита распространена на площади около 1,5 млн. км^2, охватывающей Приуральскую, центральную и южную части плиты. На западе граница распространения проводится по обрамлению Западно-Сибирской плиты на юго-западе через г. Курган вплоть до южного и западного обрамления плиты, где осадки березовской свиты замещаются породами камышловской, устьманьинской и леплинской свит. Восточная граница проводится между Омском и Татарском, далее на северо-восток до низовий Васюгана и Ваха и уходит в бассейн Таза.

В состав ипатовского горизонта входит нижнеберезовская подсвита. Нижняя граница подсвиты с кузнецовской свитой не всегда четкая. Верхняя ее граница имеет более резкий, местами, возможно, эрозионный характер. По некоторым особенностям литологического строения подсвиты наметилось несколько типов разреза.

В Малоатлымском и Ханты-Мансийском районах до среднего течения р. Казым нижнеберезовская подсвита имеет преимущественно глинистый состав. Бо́льшая нижняя часть подсвиты в разрезе Малоатлымской опорной скважины сложена серыми опоковидными глинами, алевритистыми, слюдистыми. Текстура породы пятнистая, обусловленная тем, что отдельные участки сложены преимущественно глинистым материалом, тогда как на других преобладает опал. В глинистой массе в небольшом количестве отмечаются округлые зерна зеленовато-бурого глауконита и мелкие зерна кварца и полевого шпата. Отмечаются также единичные зерна пирита, частично лимонитизированного. В глинах отмечаются ходы червей, выполненные песчаным материалом. Алевритовый материал распределен в породе неравномерно, причем иногда глины переходят в алевролиты серые, крупнозернистые, глауконит-кварцевые, глинистые. Цемент алевролитов глинисто-кремнистый.

Общая мощность нижнеберезовской подсвиты здесь составляет 80 м. Такая же мощность описываемых отложений отмечается и на Казымском участке. Здесь разрез подсвиты становится еще более глинистым, вследствие чего кровля ее не всегда четко фиксируется в разрезе.

Южнее, в Тобольском районе подсвита представлена серыми, местами опоковидными глинами с одиночными обломками пелеципод. В основании разреза появляются прослои серых пятнистых алевролитов и кварц-глауконитовых песчаников мощностью до 10 м. Восточнее уже в разрезах скважин Сургутской площади вся подсвита представлена светло-серыми и серыми, местами алевритистыми опоками с характерной узорчатой текстурой, с присыпками кварц-глауконитового алевролита.

В более западных районах (Сартынья-Игримский район) разрез подсвиты имеет трехчленное строение. При этом нижняя и верхняя пачки в значительной мере алевритистые, а средняя — преимущественно глинистая. Общий же облик пород и их состав остаются в основном прежними. Опоковидность здесь возрастает вплоть до перехода их в опоки, которые представляют собой голубовато-серые, легкие, прочные породы, содержащие остатки пелеципод. Основная масса опок сложена аморфным опаловым веществом смешанного происхождения как органогенного, так и хемогенного. В этой массе отмечаются полурастворенные радиолярии и спикулы губок. Примесь кластического материала в породе невелика (2—3%). Он представлен зернами кварца тонкоалевритовой размерности. Отмечаются также редкие чешуйки мусковита и зерна глауконита. Кроме того, в породах присутствуют многочисленные конкреции пирита, а также зерна кальцита и сидерита. Увеличение количества обломочного материала в верхней и нижней частях разреза подсвиты приводит к переходу глинистых пород в алевролиты и даже песчаники, минералогический состав которых остается практически без изменений. Цемент этих пород опаловый (с примесью глинистого материала) базального типа. Следует отметить, что в верхней части подсвиты отмечаются единичные прослои песчаника зеленовато-голубоватого мелкозернистого кварц-глауконитового, отличительной чертой которого является резко увеличенное содержание глауконита (до 60—65%). Мощность описанных отложений в сартыньинском подтипе разреза колеблется от 90 до 100 м.

В березовском подтипе разреза нижнеберезовская подсвита имеет двучленное строение и сокращенную мощность. Нижняя пачка представлена глинами серыми, алевритистыми, опоковидными, местами известковистыми, с включениями пирита, глауконита, спикул губок и радиолярий, переслаивающихся с алевролитами серыми глинистыми, опоковидными, с включениями глауконита и обломков пелеципод. Верхняя пачка характеризуется преобладанием алевролитов, содержащих прослои опоковидных глин, а также песчаников. Минералогический состав всех упомянутых пород практически аналогичен соответствующим породам предыдущего подтипа.

Мощность нижнеберезовской подсвиты здесь колеблется от 40 до 50 м.

В восточных разрезах в пределах Назинской площади в составе подсвиты появляются песчаники, и нижнеберезовская подсвита постепенно переходит в ипатовскую.

В отложениях нижнеберезовской подсвиты определены морские пелециподы, фораминиферы, радиолярии. Верхняя часть нижнеберезовской подсвиты либо не содержит фораминифер, либо в ней обнаруживается немногочисленный так называемый «нехарактерный» комплекс фораминифер, который распространяется и на нижнюю часть нижнеберезовской подсвиты в тех случаях, когда дискорбисовая зона не выделяется. Возраст дискорбисовой зоны неясен. Возможно, она характеризует как верхнетуронские, так и коньякские слои.

И п а т о в с к а я свита ($-K_2t_2 + K_2st_2$) выделена Н. Н. Ростовцевым (1955) в 1954 г. со стратотипом по скважинам Ипатовской площади в Омской области. Распространена в южной и юго-восточной частях Западно-Сибирской плиты на площади около 150 тыс. км². На западе замещается породами нижней подсвиты березовской свиты, на востоке — отложениями мергельтовской свиты. Согласно залегает на кузнецовской и перекрывается славгородской свитой. Представлена морскими песчаниками, с глауконитом, часто с опоковым цементом, с прослоями серых глин. Мощность до 250 м. В низах свиты встречается обедненный комплекс фораминифер, морские двустворчатые моллюски.

Возраст свиты по положению в разрезе и сопоставлению со смежными разрезами условно принимается в объеме верхов турона и сантона.

М е р г е л ь т о в с к а я свита ($-K_2t_2 + K_2st$) выделена А. А. Булынниковой и А. Н. Резаповым (Белкина и др., 1965) со стратотипом в колонковой скважине, пробуренной в районе оз. Мергельто (бас. р. Турухан). Отложения свиты широко развиты в Приенисейской части плиты и представлены серыми, зеленовато-серыми разнозернистыми песками, иногда глауконитовыми, с гравием. В виде маломощных прослоев отмечаются алевролиты и глины. Глинисто-алевролитовые разности пород тяготеют к нижней части разреза. Отложения описываемой свиты подстилаются преимущественно глинистыми породами кузнецовской и перекрываются железорудной костровской свитой. Мощность свиты достигает 300 м.

В осадках встречены единичные отпечатки морских моллюсков, фораминиферы.

Отложения свиты накапливались в морских условиях.

С ы м с к а я свита ($+K_2cn - P_1^1$) выделена И. В. Лебедевым (1954) в бассейне р. Сым. Распространена в восточной части Западно-Сибирской плиты полосой до 150—200 км на площади около 400 тыс. км². На востоке выклинивается вдоль обрамления, на западе замещается отложениями ипатовской, славгородской, ганькинской и других свит. Залегает согласно на отложениях симоновской свиты и несогласно перекрывается четвертичными породами. По особенностям литологического состава расчленяется на две подсвиты. В ипатов-

ский горизонт входят отложения низов нижней подсвиты. Верхи ее отвечают славгородскому горизонту. Нижняя подсвита ($+K_2cn + K_2cp_2$) представлена мелкозернистыми, светло-серыми каолинизированными песками с линзами и прослоями песчаников, сцементированных кремнистым или сидеритовым цементом. Имеются прослои серых и светло-серых каолинитовых и гидрослюдистых глин и алевролитов. В основании подсвиты залегает мощный пласт белых каолинизированных песков. Мощность подсвиты до 150 м. Отложения ее формировались в континентальных условиях.

Мессояхская свита ($-K_2t_2 + K_2cp_2$) развита в Усть-Енисейском районе. Залегает на породах кузнецовской и перекрывается отложениями танамской свиты. Свита подразделяется на три подсвиты. В ипатовский горизонт входит нижняя подсвита, представленная серыми и зеленовато-серыми, часто глауконитовыми алевролитами с прослоями глин, песков, фосфоритов. В отложениях подсвиты встречены многочисленные морские моллюски, богатые комплексы фораминифер, по которым в хорошо изученных разрезах выделяются верхнетуронские (50—100 м), коньякские (100—200 м), нижнесантонские (100—150 м) и верхнесантонские (70—100 м) слои. В основании каждого слоя, как правило, залегает пласт фосфоритов мощностью от 1 до 3,5 м.

Породы подсвиты накапливались в морских условиях.

Костровская свита ($+K_2st_2 — K_2mt_2$) развита в пределах Туруханского района и выделена А. А. Булынниковой, Н. И. Байбарадских и А. Н. Резаповым со стратотипом в колонковых скважинах, пробуренных около п. Костер на р. Турухан (Белкина и др., 1965). Развита в бассейне Елогуя и Турухана в Ермаковском районе. Залегает на мергельтовской свите и перекрывается верхней подсвитой сымской свиты. Представлена зеленовато-серыми и темно-зелеными песчаниками и песками с прослоями алевролитов и глин. Характерно наличие темно-зеленых лептохлоритовых песчаников с глауконитом и осадочных лептохлорит-гидрогётитовых оолитовых железных руд промышленной мощности. В породах широко развиты оолиты лептохлорита. Рудные пласты состоят на 70—80% из гидрогётит-лептохлоритовых оолитов, сцементированных лептохлоритовым, лептохлорит-гидрогётитовым, реже сидеритовым цементом.

Возраст свиты определяется по обедненным комплексам плохой сохранности фораминифер и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения накапливались в прибрежно-морских условиях.

Мощность свиты до 120 м.

Ипатовскому горизонту соответствуют низы свиты. Остальная часть разреза отвечает славгородскому и частично ганькинскому горизонтам.

Отложения кузнецовского и ипатовского стратиграфических горизонтов объединяются в турон-сантонский нефтегазоносный горизонт.

Славгородский горизонт ($+K_2cp_1—K_2cp_2$) включает леплинскую, славгородскую, верхи березовской, средние части сымской, мессояхской и костровской свит. Представлен серыми и зеленовато-серыми глинами, которые на северо-западе переходят в диатомиты и диатомовые глины. В восточных разрезах преобладают преимущественно песчаные отложения. Породы горизонта в центральных, северных и западных районах накапливались в морских условиях; в восточных и северо-восточных — в прибрежно-морских и континентальных. Мощность горизонта до 150 м.

В отложениях славгородского горизонта выделяется одна биозона региональной шкалы — Scaphites hippocrepis ($+K_2cp_1$). Кроме зонального вида, в отложениях горизонта определены *Baculites obtusus* Meek, *B.* cf.

incurvatus Dul., *B. acuminatus* Glas., *Acanthoscaphites* cf. *roemeri* Orb. ($+K_2cp_1$); комплексы фораминифер со *Spiroplectammina lata* и *S. senonana pocurica* ($+K_2cp_1$), *Ammobaculites dignus* и *Clavulina hastata admota* ($+K_2cp_1$—K_2cp_1), *Cribrostomoides cretaceus* ($-K_2cp_1 + K_2cp_1$), *Spiroplectammina optata* ($+K_2cp_2$), *Bathysiphon vitta* и *Recurvoides magnificus* ($+K_2cp_2 - K_2cp_2$), *Bolivinoides dicoratus* и *B. miliaris* ($-K_2cp_2 + K_2cp_2$); комплексы радиолярий с *Prunobrachium* (?) *crassum* и *Dictyomitra uralica* ($+K_2cp_1$), *Prunobrachium* (?) *articulatum* и *Euchitonidae* ($+K_2cp_2$) комплекс силикофлагелятовых водорослей *Lyramula furcula* Hauna, комплекс диатомовых водорослей со *Stephanopyxis schulzii* Stein ($+K_2cp$); остракоды *Cytherella obovata* (Jones et Hinde), *Shuleridea interstincta* Mand., *Brachycythere verganica* Mand. ($+K_2cp_2$). На большей части Западно-Сибирской плиты спорово-пыльцевые спектры славгородского горизонта отличаются от выше- и нижележащих и условно датируются кампанскими. На западе плиты и в Усть-Енисейском районе они условно определяются сантон-кампанскими.

Отложения сымской и костровской свит, входящие в состав славгородского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Леплинская свита ($+K_2cp_1 - K_2cp_2$) выделена В. А. Лидером в 1956 г. (В. А. Лидер, 1957) со стратотипом по рекам Лепле и Няйсу в Северо-Сосьвинском буроугольном бассейне. Распространена в бассейне верховьев Северной Сосьвы от верховьев р. Лепли на юге до 64° с. ш. на севере. Западной границей ее распространения служит складчатый Урал. На юге, востоке и севере переходит в верхи березовской свиты. Залегает на устьманьинской свите, а перекрывается несогласно талицкой свитой.

Свита сложена диатомитами и диатомовыми глинами, иногда переслаивающимися с опоковыми песчаниками. Мощность ее 80—120 м. В ней определены богатые комплексы диатомовых водорослей, фораминиферы.

Березовская свита ($-K_2t_2 - K_2cp_2$). В состав славгородского горизонта входит верхняя подсвита, относящаяся к кампанскому ярусу. Причем в стратиграфической схеме 1967 г. самые верхи этого яруса включены в состав ганькинской свиты. Названная подсвита пользуется весьма широким, хотя и не повсеместным распространением. Отложения ее отсутствуют на севере Березовского района (Макаркинская, Лот-Панская, Мояхт-Асская, Пословская и другие площади) вследствие размыва.

В полных разрезах верхнеберезовская подсвита согласно залегает на нижней подсвите и перекрывается ганькинской свитой. Сложена теми же породами, что и нижнеберезовская, но в ней преобладают глинистые породы наряду с присутствием опоковидных, нередко переходящих в опоки. Глины представлены монтмориллонитом с примесью гидрослюд. Опаловое вещество — аморфное, органогенного и хемогенного генезиса. Кластическая примесь в породах распределена неравномерно. Размер кластических зерен — чаще тонкоалевритовый, состав — глауконит-кварцевый, цемент — опаловый с глинистым материалом. В породах подсвиты часто и в значительном количестве присутствуют остатки радиолярий и спикулы губок. Иногда в основании подсвиты отмечаются базальные слои, представленные песчано-алевритовыми породами.

Мощность верхнеберезовской подсвиты (в полных ее разрезах) колеблется от 100—115 м в западных районах до 120—160 м в восточных.

Возраст подсвиты определяется по морским моллюскам, богатым комплексам фораминифер и радиолярий. Отложения ее формировались в морских условиях.

Славгородская свита ($+K_2cp_1 - K_2cp_2$) выделена Н. Н. Ростовцевым (1955) в 1954 г. со стратотипом по разрезу Славгородской опорной скважины у г. Славгорода Алтайского края. Распространена в южной и восточной частях плиты на площади около 150 тыс. км^2 в виде полосы шириной 100—120 км, протягивающейся от г. Славгорода через Ларьяк до Красноселькупска. На западе замещается породами верхней подсвиты березовской свиты, на востоке — осадками средней части разреза костровской свиты. Согласно залегает на ипатовской и перекрывается ганькинской свитой.

Славгородская свита представлена морскими серыми и зеленовато-серыми глинами, иногда с прослоями опок с пиритизированными отпечатками водорослей, с включениями марказита и пирита. На юге и востоке площади распространения свиты в глинах появляется значительная примесь алевритового кварц-глауконитового материала, а также прослои серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников, часто глауконитовых. На Колпашевской и Нарымской площадях среди глауконитовых песчаников и алевролитов появляются пласты оолитовых железных руд. Мощность свиты до 180 м. Отложения ее формировались в морских условиях. В составе пород свиты определены морские моллюски, фораминиферы, радиолярии.

Мессояхская свита ($-K_2t_2 + K_2cp_2$). В состав славгородского горизонта входят средняя и верхняя подсвиты. Средняя подсвита сложена светло-серыми опоковидными глинами, иногда с прослоями оолитовых лептохлорит-гидрогётитовых железных руд. В основании подсвиты отмечаются прослои фосфоритов. Возраст подсвиты определяется по находкам аммонитов, комплексу фораминифер и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность подсвиты до 60 м. Отложения ее формировались в морских условиях.

Верхняя подсвита сложена серыми и светло-серыми с зеленоватым оттенком алевролитами с редкими прослоями глин и песков. Возраст подсвиты определяется по положению в разрезе. Мощность ее до 60 м. Отложения подсвиты накапливались в прибрежно-морских, возможно, в континентальных условиях.

Ганькинский горизонт ($-K_2cp_2+K_2d$) включает фадюшинскую, ганькинскую, танамскую, верхи сымской и костровской свит. Горизонт представлен однородными, чаще всего известковистыми серыми и зеленовато-серыми глинами, формировавшимися в морских условиях. По окраинам седиментационного бассейна, особенно на востоке, глины замещаются песчано-алевритовыми породами, накопление которых происходило в прибрежно-морских и континентальных условиях. Мощность горизонта до 250 м.

В отложениях ганькинского горизонта выделена одна биозона региональной шкалы — Belemnella lanceolata ($+K_2mt_1$). Кроме этого зонального вида, здесь определены *Baculites anceps*, *B. sibiricus* Glas., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Oxytoma uralica* Glas., *Terebratula cornea* Sow., *Inoceramus caucasicus* Dobr., *I. tegulatus* Hag. ($+K_2mt_1 + K_2mt_2$); комплексы фораминифер со *Spiroplectammina variabilis* и *Gaudryina rugosa spinulosa* ($+K_2mt_1$), *Bolivina decurrense* и *Bolivinoides senonicus* ($+K_2mt_1 - K_2mt_1$), *Bolivina plaita* ($+K_2mt_2 - K_2mt_2$), *Heterostomella fovcolata* ($-K_2mt_2 + K_2mt_2$), *Spiroplectammina kasanzevi* ($+K_2mt_2$), *Brotzenella praeacuta* ($+K_2d$); комплекс кокколитофоридовых водорослей с *Archangelskiella cymbiformis Veksch.* ($+K_2mt + K_2d$); остракоды *Cytherella temporalis* Mand., *C. obovata* (Jones et Hinde), *Procytheropteron virgeneum* (Jones), *Clithrocytheridea schweyeri* Liepin, *Cythereis notabilis* Liepin, *Loxoconcha inpondis* Mand. et Lüb. (K_2mt). Для отложений ганькинского горизонта характе-

рен «сымский» флористический комплекс: *Cladophlebis septentrionales* Hollick, *Ginkgo uirar* Hollick, *Trochodendroides aretica* (Heer) Berry, *Dalbergetes sowardiana* Schap., *Lizyphus varictas* Hollick, *Viburnum* cf. *multinerve* Heer ($+K_2mt + K_2d$).

На всей территории Западно-Сибирской плиты отложения ганькинского горизонта характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами, отличающимися от выше- и нижележащих. При этом в Усть-Енисейском районе условно выделяются комплексы маастрихтского и датского возраста, на остальной территории — маастрихтского или маастрихт-датского возраста.

Отложения костровской свиты, входящие в состав ганькинского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Фадюшинская свита ($-K_2cp_2 + K_2d$) распространена по восточному склону Урала. К востоку, в Зауралье, замещается отложениями ганькинской свиты. Залегает на березовской или камышловской и перекрывается марсятской или талицкой свитами. Представлена прибрежно-морскими кварц-глауконитовыми песчаниками и алевритами с опаловым и глинисто-опаловым цементом, с прослоями опок, песков, гравелитов и конгломератов, со стяжениями фосфоритов. Мощность 2—43 м. Возраст свиты определяется по фауне аммонитов и комплексам фораминифер. Отложения ее формировались в условиях прибрежной зоны морского бассейна.

Ганькинская свита ($-K_2cp_2 + K_2d_2$) распространена почти на всей территории Западно-Сибирской плиты. В северных и западных районах отложения ганькинской свиты представлены зеленовато-серыми, монтмориллонитовыми глинами с незначительной примесью гидрослюды и кластического материала алевритовой размерности полевошпат-кварцевого состава с примесью зерен глауконита, чешуек мусковита и глауконитизированного биотита, с прослоями известняка темно-серого мелкозернистого, содержащего углистые растительные остатки, и сидерита темно-серого с буроватым оттенком, трещиноватого. В глинах в значительном количестве присутствуют довольно хорошие отпечатки и перемятые хрупкие створки пелеципод небольших размеров, перламутровые и иногда хорошо сохранившиеся формы небольших аммонитов, обломки зубов и чешуи рыб, членики криноидей, а также пиритизированные и углистые растительные остатки.

В Шаимском районе разрез свиты более глинистый, западнее и северо-западнее, в пределах Сартыньинско-Казымского района, в составе глин несколько увеличивается содержание алевритистой примеси, которая распределена в породе неравномерно, образуя местами линзовидные скопления и даже отдельные прослои. Минералогический состав кластических зерен в этих случаях остается прежним. Другой особенностью разреза здесь является появление в глинистой массе опалового вещества. Цвет глин становится более светлым вплоть до пепельно-серого. В верхах свиты имеется песчано-алевритистая пачка, которая в нижней своей части представлена глауконит-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и зеленовато-серыми рыхлыми слюдистыми алевролитами, переходящими вверх по разрезу в глины серые, с зеленоватым оттенком, алевритистые. Кластический материал сравнительно слабо окатан и плохо отсортирован. В составе цемента песчаников и алевролитов, кроме глинистых минералов, в заметном количестве присутствует опал. Мощность пачки невелика и чаще всего колеблется от 5 до 10 м. Наиболее четко пачка выделяется по р. Казым. В приподнятых участках некоторых структур (Березовская и др.) она иногда выпадает из разреза.

В южных и центральных районах глины становятся известковистыми. Мощность ганькинской свиты ступенчато увеличивается в восточном направлении. В западных районах до меридиана с. Локосово мощность свиты изменяется от 70 до 100 м. Восточнее она резко увеличивается до 250 м. При этом свита несколько меняет свой литологический состав. Она подразделяется на две пачки: верхнюю — известковистую и нижнюю — спорадически известковистую.

Возраст свиты определяется по многочисленным определениям моллюсков и богатому комплексу фораминифер. Отложения ее накапливались в морских условиях.

Сымская свита ($+K_2cn - P_1^1$). В ганькинский горизонт входит верхняя подсвита, представленная светло-серыми, белыми, желтовато-серыми, каолинизированными песками с прослоями серых алевролитов и глин. В районе бассейна р. Турухан появляются прослои бурых глин с многочисленными обрывками листьевой флоры и углистым детритом. В основании подсвиты залегает пласт песчаника с окатанными гальками кварца и кремнистых пород. В кровле подсвиты часто присутствуют прослои галечников и зеленовато-серых песков. Возраст подсвиты определяется спорово-пыльцевыми спектрами. Отложения ее накапливались в континентальных условиях. Мощность подсвиты до 280 м.

Танамская свита ($+K_2mt_1 + K_2mt_2$) развита в Усть-Енисейском районе и представлена желтовато-серыми, зеленоватыми алевритами внизу и мелкозернистыми желтовато-серыми песками вверху. В породах встречаются стяжения сидеритов и фосфоритов, аммониты и пелециподы. Отложения накапливались в прибрежно-морских условиях. Мощность до 100 м.

Называевская серия ($+P_3^1 + P_3^1$)

Отложения называевской серии формировались преимущественно в морских условиях и представлены сероцветными и зеленоватыми глинистыми, глинисто-кремнистыми, кремнистыми породами, которые на востоке и севере замещаются глинисто-песчаными отложениями. Мощность серии до 800 м. Серия расчленяется на шесть горизонтов: марсятский, ивдельский, нижнелюлинворский, среднелюлинворский, верхнелюлинворский и чеганский.

Марсятский горизонт ($+P_1^1$) включает марсятскую, низы талицкой, тибейсалинской, парабельской, соровской и остроновской свит, возможно, верхи сымской свиты. Наибольшим распространением пользуются отложения талицкой, тибейсалинской и сымской свит. Горизонт представлен темно-серыми, часто алевритистыми глинами, местами опоковидными. В восточном и северо-восточном направлениях глины замещаются песками кварцевыми и кварц-глауконитовыми; в западном направлении — опоками и диатомитами с прослоями глин, с линзами и конкрециями сидеритов. Мощность отложений марсятского горизонта достигает 200 м.

В отложениях марсятского горизонта определены комплексы фораминифер с *Ammoscalaria friabilis incultus*, *A. friabilis incultus* и *Cibicides incognitus* ($+P_1^1$), *Parella expansa* ($+P_1^1$); комплекс радиолярий с Larcoidea ($+P_1^1$), комплекс перидиней с *Ceratiopsis leptoderma* Vozzhen. ($+P_1^1$); комплексы водорослей — силикофлагеллатовых с *Dictyocha triacantha* var. *hastata* ($+P_1^1$), диатомовых с *Triceratium heibergii* (P_1^1); нижнепалеоценовые и палеоценовые спорово-пыльцевые комплексы.

Марсятская свита (P_1^1) развита вдоль восточных склонов Северного и Приполярного Урала. Представлена серыми и светло-серыми диатомитами

с прослоями опок. На юге в основании свиты появляются глауконитовые песчаники с прослоями опоковидных глин. В основании их, как правило, прослеживается пласт гравелита. В районе Ивделя выделяется полуночная пачка, представленная карбонатными марганцевыми рудами, диатомитами, опоковидными глинами, линзовидными прослоями песчаников и сидеритов. Возраст свиты определяется фораминиферами, диатомовыми водорослями, листовой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами, по которым отложения ее можно датировать инкерманским ярусом. Осадки свиты накапливались в морских условиях. Мощность ее до 120 м.

Талицкая свита (P_1) развита на большей части территории Западно-Сибирской плиты. Согласно залегает на породах ганькинской и перекрывается люлинворской свитами. По особенностям литологического состава подразделяется на две подсвиты. Марсятскому горизонту отвечает нижняя подсвита, представленная глинами темно-серыми, монтмориллонитовыми с мелкими линзами серых и зеленовато-серых алевролитов кварцевого и кварц-глауконитового состава. В долине р. Казым в ней встречены прослои опоковидных глин. На востоке, в Каргасокском Приобье, глины становятся опоковидными, появляются прослои опок и кварц-глауконитовых песчаников. По комплексам фораминифер, спор и пыльцы нижнеталицкая подсвита датируется инкерманским ярусом. Отложения ее формировались в морских условиях. Мощность до 80 м.

Тибейсалинская свита (P_1) развита в северных районах Западной Сибири. На юге переходит в отложения талицкой свиты. Подразделяется на две подсвиты. Марсятскому горизонту отвечает нижняя подсвита, представленная серыми и темно-серыми глинами, часто алевритистыми, с мелкими линзами кварцевого и кварц-глауконитового песка. Возраст определяется фораминиферами и спорово-пыльцевыми спектрами. Отложения подсвиты накапливались в морских условиях. Мощность ее до 120 м.

Парабельская свита ($-P_1^1 + P_1^2$) развита в Колпашевско-Вахском районе и далее на севере в виде более узкой полосы протягивается вдоль границы талицкой и тибейсалинской свит. Подразделяется на две подсвиты, нижняя из которых отвечает марсятскому горизонту. Подсвита представлена чередованием серых и темно-серых глин с кварц-глауконитовыми песчаниками. Отложения подсвиты содержат редкие фораминиферы, пелециподы, спорово-пыльцевые комплексы и формировались в прибрежно-морских условиях. Мощность подсвиты до 50 м.

Соровская свита ($+P_1^1 + P_1^2$) развита на ограниченной территории Обь-Кетского района. Свита представлена серыми и светло-серыми каолинизированными песками кварц-полевошпатового состава с редкими прослоями кварцевых песчаников. Отложения свиты формировались в континентальных условиях. Возраст их определяется по редким спорово-пыльцевым спектрам и положению в разрезе. Мощность до 50 м. Отложениям марсятского горизонта соответствуют низы свиты. Верхи ее отвечают ивдельскому горизонту.

Остроновская свита ($-P_1^1 - P_2^3$) развита на ограниченной территории Предалтайского района. Подразделяется на две подсвиты. Марсятскому горизонту отвечают низы нижней подсвиты. Верхи ее соответствуют ивдельскому горизонту. Нижнеостроновская подсвита представлена серыми и шоколадными глинами с прослоями песков и бурых углей. Возраст определяется по спорово-пыльцевым спектрам. Отложения подсвиты накапливались в континентальных условиях. Мощность до 30 м.

Ивдельский горизонт ($+P_1^2$) включает ивдельскую, верхи талицкой, парабельской, соровской, тибейсалинской свит и верхи нижней подсвиты остроновской свиты. Горизонт представлен темно-серыми глинами с многочисленными линзами и прослойками алевролитов и песчаников. По направлению к окраинам седиментационного бассейна в глинах появляются прослои опок и опоковидных глин. На востоке и севере бассейна развиты пески и алевролиты с прослоями глин, реже пластов бурых углей. Мощность горизонта достигает 150 м.

В отложениях ивдельского горизонта определены комплекс фораминифер с *Cibicidoides fovorabilis* ($+P_1^2$) и спорово-пыльцевые спектры, условно датируемые верхним палеоценом.

Ивдельская свита (P_1^2) развита в северо-западной части Западно-Сибирской плиты вдоль восточного склона Северного и Приполярного Урала. Свита согласно залегает на марсятской и перекрывается люлинворской или четвертичными образованиями. В районе Полуночного марганцевого месторождения породы свиты смяты в резкие складки. На отдельных участках пласты залегают почти вертикально. Ивдельская свита выражена чередованием светло-серых и белых диатомитов, темно-серых монтмориллонитовых глин с прослоями кварц-глауконитовых песчаников, карбонатных марганцевых руд, со стяжениями сидеритов. Возраст в объеме качинского яруса определяется по комплексам фораминифер и диатомовых водорослей. Возможно, в низах свиты присутствуют отложения, соответствующие верхам инкарминского яруса. Отложения подсвиты накапливались в морских условиях. Мощность их до 150 м.

Талицкая свита ($+P_1^1 + P_1^2$). Ивдельскому горизонту соответствует верхняя подсвита, представленная темно-серыми и серыми глинами с многочисленными мелкими линзовидными и линзовидно-гнездовидными включениями кварцевых и кварц-глауконитовых песчаников. На отдельных участках юга Западно-Сибирской плиты количество таких включений настолько возрастает, что образуется гидродинамически связанная хорошо проницаемая система. В кровле подсвиты повсеместно присутствует пачка (до 10—15 м) тонкоотмученных, однородных темно-серых глин. В центральных частях плиты количество включений песчаного материала уменьшается и вновь возрастает в районах к северу от долины р. Казым, где появляются прослои светло-серых мелкозернистых песчано-алевритовых пород. Вдоль восточных границ распространения подсвиты в ней появляются прослои опоковидных глин и кварц-глауконитовых песков. По комплексам фораминифер и двустворчатых моллюсков возраст подсвиты принимается в объеме качинского яруса. Возможно, в низах разреза верхнеталицкой подсвиты присутствуют отложения верхов инкарминского яруса. Мощность подсвиты до 100 м. Отложения ее формировались в морских условиях.

Тибейсалинская свита ($+P_1^1 + P_1^2$). В состав ивдельского горизонта входит верхняя подсвита, представленная серыми и зеленовато-серыми, местами желтоватыми алевролитами и мелкозернистыми песками с прослоями серых и темно-серых алевритистых глин. К северу от широты пос. Тазовский подсвита выражена чередованием серых и буровато-серых алевритистых глин и светло-серыми и зеленовато-серыми песками с прослоями бурых углей. По спорово-пыльцевым спектрам верхняя тибейсалинская подсвита сопоставляется с ивдельской свитой и верхнеталицкой подсвитой. Отложения подсвиты формировались в континентальных условиях. Мощность их до 180 м.

Парабельсквя свита ($+P_1^1 + P_1^2$). Ивдельскому горизонту соответствует верхняя подсвита, представленная серыми и светло-серыми кварц-па-

левошпатовыми, местами каолинизированными песками с прослоями серых глин и алевролитов. В породах много растительного детрита, встречаются обрывки листьевой флоры. Возраст определяется по редким спорово-пыльцевым комплексам и положению в разрезе. Мощность подсвиты до 40 м.

Нижнелюлинворский горизонт ($+P_2bh + P_2sm$) включает нижнюю люлинворскую подсвиту, низы кусковской и среднюю часть остроновской свит. Горизонт представлен светло-серыми, крепкими опоками с одиночными прослоями опоковидных глин и диатомитов. К западным и южным окраинам седиментационного бассейна появляются пласты кварц-глауконитовых песков, а на востоке опоки замещаются песками, алевролитами с прослоями глин, оолитовых железных руд, бурых углей. Мощность горизонта до 100 м.

В отложениях нижнелюлинворского горизонта определены комплексы водорослей: силикофлагеллатовых с *Dictyocha lamellifera* ($+P_2bh + P_2sm$), диатомовых с *Triceratium mirabile* ($P_2bh + P_2sm$); единичные радиолярии *Cenosphaera valentinae* Lipm., *Stylotrochus nativus* Lipm., *S. paciferum* Lipm., и единичные фораминиферы *Rhizammina* sp., *Haplophragmoides* sp. и др. Спорово-пыльцевые комплексы горизонта условно датируются нижне-среднеэоценовым возрастом (бахчисарайский и симферопольский ярусы).

Люлинворская свита ($+P_2^1 - P_2^3$) развита на большей части территории Западно-Сибирской плиты. Она подразделяется на три подсвиты: нижнюю (серовскую), среднюю (ирбитскую) и верхнюю (мансийскую). В нижнелюлинворский горизонт входит нижняя подсвита.

Серовская подсвита в центральных и северных районах Западно-Сибирской плиты представлена пепельно-серыми опоками и опоковидными глинами часто с характерной петельчатой текстурой. Встречаются редкие налеты кварц-глауконитового алевролита. В северных районах в кровле подсвиты встречаются диатомовые глины. В основании часто залегает пласт кварц-глауконитового песчаника. В восточных разрезах подсвиты она сложена зеленовато-серыми, серыми, темно-серыми глинами с прослоями кварц-глауконитовых песков. В южных районах (Омск, Петропавловск и др.) в зоне морского побережья накапливались зеленовато-серые кварц-глауконитовые пески и алевролиты с прослоями глин, со стяжениями фосфоритов. Ранее эти отложения относились к палеогену (рявкинская свита). Мощность подсвиты 20—50 м и увеличивается на север до 100 м.

На северо-западе серовская подсвита расчленяется на две пачки. Нижняя пачка сложена опоками светло-серыми с голубоватым оттенком, с мелкораковистым изломом, изредка с конкрециями сидерита буровато-серого, алевритистого. Часто встречаются конкреции пирита, образующие местами линзовидные скопления. В верхней и нижней частях пачки опоки становятся более темными, глинистыми, слабослюдистыми, местами алевритистыми и даже с включениями песка. В этих случаях наблюдается весьма слабовыраженная слоистость, тогда как для основной части пачки опок характерно именно отсутствие ее.

Основная масса опок (обычно 60—70%, иногда 100% породы) состоит из аморфного опалового вещества, в котором видны многочисленные полурастворенные раковины диатомовых и спикул губок, реже — скелетов радиолярий, общее содержание которых достигает 30—35% от опалового вещества, что указывает на смешанный (органогенный и хемогенный) генезис. Опаловое вещество содержит также примесь кластического материала алевритовой размерности, распределенного в породе весьма неравномерно и представленного преимущественно обломками кварца (до 85—90%) и полевого шпата (до 10%).

Отмечаются редкие зерна глауконита, содержание которых обычно не превышает 3%.

Мощность описанной пачки опок сравнительно выдержана и колеблется в пределах 50—80 м.

Верхняя пачка серовской подсвиты, выделенная М. А. Дрознесом в 1956 г., представлена переслаиванием опоковидных глин и опок, диатомовых глин и диатомитов с хорошо выраженной горизонтально-волнистой прерывистой слоистостью. Опоковидные глины, преобладающие в разрезе пачки, содержат аморфное опаловое вещество (2—30%) того же состава и генезиса, что и в нижней пачке. Опоки глинистые, близкие по составу к глинам опоковидным, отличаются несколько меньшим содержанием глинистых частиц, которые в обоих типах пород распределены неравномерно, образуют микрослои. Опоки содержат алевритовую примесь. Диатомиты опоковидные, слабоалевритистые, состоящие на 65—70% из панцирей диатомей плохой сохранности. Цементирующей массой здесь служат глинистый материал и опаловое вещество. Присутствующая в диатомитах в незначительном количестве кластическая примесь представлена почти исключительно обломками кварца алевритовой размерности. Мощность пачки обычно колеблется в пределах 8—20 м. В ряде разрезов пачка не выделяется вследствие замещения диатомитовых глин опоками. Это наблюдается в районе Малого Атлыма.

Общая мощность серовской подсвиты на северо-западе составляет 60—100 м.

В отложениях серовской подсвиты встречаются обедненные комплексы диатомовых водорослей, радиолярии плохой сохранности и обломки фораминифер. Микрофауна, как правило, приурочена к верхам подсвиты. На основании этих данных и по положению в разрезе возраст подсвиты принимается для нижней пачки в объеме бахчисарайского, для верхней — в объеме симферопольского ярусов эоцена.

Кусковская свита ($+P_2^2 - P_3^3$) развита в Чулымо-Енисейском районе и представлена преимущественно песками белыми и светло-серыми, каолинизированными, с прослоями глин и бурых углей. Возраст свиты определяется по спорово-пыльцевым спектрам и положению в разрезе. Отложения ее накапливались в континентальных условиях. Мощность до 40 м. Нижнелюлинворскому горизонту соответствуют низы свиты. Остальная часть разреза отвечает среднелюлинворскому и верхнелюлинворскому горизонтам.

Остроновская свита ($+P_1^1 - P_2^3$). Нижнелюлинворскому горизонту отвечают низы верхней подсвиты. Остальная часть разреза подсвиты соответствует среднелюлинворскому и верхнелюлинворскому горизонтам. Верхнеостроновская подсвита представлена неравномерным чередованием сероцветных глин, алевролитов и песков с прослоями бурых углей. Отложения накапливались в континентальных условиях. Мощность их до 30 м.

Среднелюлинворский горизонт ($+P_2b - P_2b$) включает среднелюлинворскую подсвиту, среднюю часть кусковской и остроновской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения люлинворской свиты. Горизонт представлен светло-серыми, мучнистыми диатомитами, диатомовыми глинами, местами с прослоями и линзами кварц-глауконитовых песков и алевролитов. По направлению к восточной окраине седиментационного бассейна диатомиты замещаются зеленовато-серыми опоковидными глинами с прослоями кварц-глауконитовых песков оолитовых железных руд, а в береговой полосе — каолинизированными песками с пластами бурых углей. Мощность горизонта до 200 м.

В отложениях среднелюлинворского горизонта определен комплекс фораминифер с *Textularia carinatiformis* ($+P_2b$); комплекс радиолярий с *Ellipsoxiphus chabakovi* ($+P_2b - P_2b$), *Heliodiscus lentis* ($P_2b + P_2b$), комплекс диатомовых водорослей с *Coscinodiscus uralensis*, *C. payeri* ($+P_2bh - P_2b$), комплекс силикофлагеллат с *Dictyocha frengelli* var. *carentis*, *D. deflandrei* var. *completa* ($+P_2b - P_2b$). Спорово-пыльцевые комплексы горизонта условно датируются верхнеэоценовыми и эоценовыми.

Отложения кусковской и остроновской свит, входящие в состав среднелюлинворского горизонта, описаны выше. Ниже дается описание ирбитской подсвиты.

Люлинворская свита ($+P_2^1 - P_2^3$). В состав среднелюлинворского горизонта входит средняя (ирбитская) подсвита.

Ирбитская подсвита люлинворской свиты без следов перерыва согласно залегает на отложениях серовской подсвиты. В ней условно выделяются две пачки. Нижняя пачка сложена почти исключительно диатомитами светло-серыми, иногда с голубоватым, зеленоватым или желтоватым оттенком, мучнистыми, очень легкими, неслоистыми. Основная масса диатомитов (от 50 до 85%) состоит из панцирей диатомовых водорослей, спикул губок и скелетов радиолярий. Сохранность диатомей обычно хорошая. Нередко в них присутствует довольно значительная (до 25%) примесь кластического материала алевритовой размерности, состоящая в основном из обломков кварца и в значительно меньшей степени — полевого шпата, а также чешуек слюды. Иногда размер кластических зерен возрастает до песчаной фракции. Содержание глинистого материала в диатомитах не превышает 20%. Иногда в них встречаются зерна глауконита и включения пирита.

В районе Малого Атлыма и Ханты-Мансийска состав пачки несколько изменяется. Здесь диатомиты становятся глинистыми, алевритистыми и опоковидными, иногда преобладают опоковидные глины в нижней части пачки, а местами весь разрез ее представлен почти полностью опоками и опоковидными глинами, сходными с породами серовской подсвиты.

Мощность нижней пачки ирбитской подсвиты колеблется в пределах 5—65 м.

Верхняя пачка ирбитской подсвиты люлинворской свиты выделяется неповсеместно за счет сходства состава пород ее в некоторых разрезах с подстилающими отложениями. Она представлена в нижней своей части диатомитами, а в верхней — диатомитами с прослоями диатомовых глин. Диатомиты здесь в общем аналогичны диатомитам нижней пачки и отличаются лишь уменьшением алевритовой примеси, за счет чего увеличивается содержание глинистого материала, количество которого вверх по разрезу увеличивается. Мощность пачки до 40 м.

В восточных разрезах в районах Колпашевского Приобья подсвита представлена серыми с очень слабым зеленоватым оттенком опоковидными глинами. Содержание органогенного опала в легкой фракции пород изменяется от 5 до 50%, иногда до 100%. В северных районах ирбитская подсвита сложена светло-серыми диатомитами и диатомовыми глинами. В верхах в глинах иногда отмечается зеленоватый оттенок. В северном направлении эти глины переходят в глауконитовые и кварц-глауконитовые пески.

В отложениях ирбитской подсвиты определены комплексы диатомовых водорослей, двустворчатые моллюски, фораминиферы и спорово-пыльцевые спектры. По этим данным, возраст ирбитской подсвиты относится к низам бодракского яруса. Общая мощность подсвиты до 200 м. Осадки накапливались в морских условиях.

Верхнелюлинворский горизонт ($-P_2b + P_2b$) включает верхнелюлинворскую подсвиту, верхи кусковской и остроновской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения люлинворской свиты. Горизонт представлен зелеными и зеленовато-серыми глинами, вверху алевритистыми, иногда опоковидными. По направлению к восточным окраинам седиментационного бассейна появляются прослои кварц-глауконитовых песков. В береговой зоне бассейна развиты пески, алевролиты, глины, местами — пласты бурых углей. Мощность горизонта до 135 м.

В отложениях верхнелюлинворского горизонта определены *Nucula* cf. *perovalis* K o l n., *N.* cf. *similus* S o w., *Scaphander* cf. *diletatus* P h i l., *Apporrhais* cf. *speciosa* S c h l o t., *Psammobia* cf. *landonii* D e s k., *Astarte* aff. *pygmae* M u n s t. и комплексы фораминифер с *Textularia carinatiformis* ($+P_2$); радиолярий с *Heliodiscus lentis* ($-P_2b + P_2b$), диатомовых водорослей с *Pyxilla gracilis* ($-P_2b - P_2b$), *P. olygocenica* var. *tenuis* ($-P_2b + P_2b$); силикофлагеллат с *Dictyocha rotundata* var. *secta* ($-P_2b - P_2b$), *Distephanus antiquus* ($-P_2b + P_2b$). Спорово-пыльцевые спектры горизонта условно датируются верхнеэоценовыми.

Отложения кусковской и остроновской свит, входящие в состав верхнелюлинворского горизонта, описаны выше. Ниже дается описание верхней подсвиты люлинворской свиты.

Л ю л и н в о р с к а я свита ($+P_2^1 - P_2^3$). В состав верхнелюлинворского горизонта входят отложения верхней (хантейской) подсвиты. В центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты отложения хантейской подсвиты представлены зелеными, желтовато-зелеными, местами слабоопоковидными, тонкоотмученными, монтмориллонитовыми глинами. В восточных разрезах в глинах появляется алевритовый материал, они местами приобретают комковатую текстуру. Здесь отложения подсвиты несогласно перекрывают различные слои палеоцена и верхнего мела.

На северо-западе мансийская подсвита сложена глинами светло-серыми и зеленоватыми, диатомовыми, алевритистыми, слабослюдистыми, некарбонатными, в средней части обогащенными алевритовым и песчаным материалом, в нижней части глины неслоистые или имеют непостоянно выраженную слоистость. Они по облику и составу весьма близки к диатомовым глинам верхов среднелюлинворской подсвиты. Породы подсвиты состоят в основном из глинистого материала, в котором до 15—40% присутствуют остатки диатомей. Глины верхней части подсвиты отличаются по существу лишь ясно выраженной слоистостью. Средняя часть подсвиты обогащена алевритовым материалом и представляет собой переслаивание глин зеленовато-серых, песчанистых, содержащих включения и линзы песчаника светло-серого тонкозернистого, кварцевого, слюдистого и алевролитами серыми и зеленовато-серыми, содержащими остатки раковин пелеципод плохой сохранности. В составе обломочного материала алевролитов обычно преобладает кварц, содержание же полевых шпатов не превышает 10%. В таком же количестве здесь находятся спикулы губок, скелеты радиолярий и полурастворенные панцири диатомовых водорослей. Иногда в составе обломочного материала существенную роль играет глауконит (до 40%). Цементом пород служит глинистое или опаловое вещество. В Приуралье верхняя часть верхнелюлинворской подсвиты слагается опоковидными глинами, практически неотличимыми от соответствующих пород нижней части подсвиты.

Мощность описанных отложений чаще всего составляет величину порядка 50—70 м, достигает 100 м.

В отложениях хантейской подсвиты определены диатомовые и силикофлагеллатовые водоросли, радиолярии, фораминиферы, на основании которых возраст подсвиты принимается в объеме средней части бодракского яруса.

Чеганский горизонт ($+P_2al-P_3^1$) включает чеганскую, юрковскую и нижнюю часть корликовской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения чеганской свиты. Горизонт представлен глинами зелеными, часто листоватыми, вверху с налетами по плоскостям напластования кварц-глауконитовых алевролитов и песков. По направлению к окраинам седиментационного бассейна появляются пласты кварц-глауконитовых и кварц-полевошпатовых песков. Вдоль береговой линии бассейна развиты разнозернистые пески с прослоями бурых глин, реже с маломощными пластами бурых углей. Мощность горизонта до 180 м.

В отложениях чеганского горизонта определены *Meretrix* (*Cardiopsis*) *incrassata* Sow., *M.* (*Cordiopsis*) *latilamella* Luk., *Cyprina* cf. *perovalis* var. *koenon* Fus., *C. volgensis* Arch., *Turritella* cf. *uniangularis* Lam. u ($-P_2al-P_3^1$), комплекс фораминифер с *Cribroelphidium rischtanicum* ($-P_3^1$); остракоды *Clithrocytheridea nimia* Mand., *C. derupta* Mand., *C. recondita* Mand., *Cytheridea probata* Mand., *C. meris* Mand., *Loxoconcha baccata* Mand. ($-P_3^1$).

Перечисленная фауна в основном встречена в отложениях верхней подсвиты чеганской свиты. В нижней ее части встречаются редкие фораминиферы *Cyclammina* sp., *Reophax* cf. *scopiurus* Mont., *Haplophragmoides* sp., *Cribroelphidium* ex gr. *rischtanicum* (Byk.).

Чеганская свита ($-P_2^3+P_3^1$) развита на громадной территории западных, центральных и южных районов Западно-Сибирской плиты. В северном и восточных направлениях она замещается породами юрковской свиты. Свита представлена глинами, нередко алевритистыми, с прослоями и горизонтами караваеобразных сидеритов и тонкими прослоями и линзами песков. Глины обычно темно-зеленовато- и зеленовато-серые, жирные на ощупь, слоистые, с присыпками слюдистого алевритового материала по плоскостям наслоения. Местами алевритовый материал образует мелкие линзообразные скопления. Отмечаются также включения пирита и марказита. В глинах нередко встречаются остатки раковин пелеципод и лингул, а также остатки рыб в виде чешуи, реже зубов и скелетов. Иногда глины становятся заметно более светлыми диатомовыми. По минералогическому составу кластическая примесь аналогична алевритовой примеси диатомовых глин верхнелюлинворской подсвиты, т. е. представлена кварцем, в значительно меньшей степени полевым шпатом и слюдой, характерно, однако, отсутствие глауконита. Присутствуют зерна сидерита. Нередко отмечаются включения пирита.

Сидериты имеют внешнюю корочку темно-бурых тонов, которая в обнажениях становится бурой, иногда фиолетово-бурой, железистой. Внутренняя часть конкреций сидеритов имеет более светлые тона — желтоватые, розоватые, голубоватые и серые, структура породы скрытокристаллическая, содержание алевритистой примеси достигает 10%, минералогический состав ее тот же, что и кластической примеси в глинах. Иногда сидериты глинистые (содержат до 25% глинистого материала).

В нижней части описываемой свиты отмечается пачка переслаивания глин, алевролитов, песчаников и песков. Эта пачка, однако, прослеживается далеко не во всех разрезах. Нижняя пачка Ю. Ф. Захаровым (1968) названа конолевской. И. И. Нестеров (1961) отметил также появление пачки переслаивания глин и песков в верхах чеганской свиты к северо-западу от скв. 25 Малый Ат

лым. По данным И. И. Нестерова, в северном направлении мощность верхней пачки постепенно увеличивается за счет опесчанивания все более нижних слоев чеганской свиты. В ней появляются прослои шоколадных глин и обломки древесины, и в районе Кондинской площади уже вся чеганская свита замещается сначала пачкой переслаивания, а затем песчаными континентальными образованиями, которые И. И. Нестеров предлагает выделять в качестве юрковской толщи.

Мощность чеганской свиты весьма изменчива и колеблется от 70—280 м в центре до нуля на северо-западе.

В большинстве разрезов в средней части чеганской свиты прослеживается пласт опесчаненных глин, выше которого отмечается некоторое увеличение алеврито-песчаного материала. По подошве этого пласта проводится условная граница, по которой чеганская свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена морскими зелеными пластичными глинами с присыпками и гнездами алевролитов, с прослоями сидеритов и известняков. Мощность ее 60—80 м. Верхняя подсвита слагается зелеными плитчатыми глинами с прослоями буроватых песчаных глин с налетами и присыпками алевролитов и песков. Мощность верхней подсвиты 100—125 м.

В отложениях чеганской свиты определены морские двустворчатые моллюски, фораминиферы, остракоды и спорово-пыльцевые спектры, по которым возраст свиты принимается в объеме альинского яруса эоцена и латторфенского яруса олигоцена. Условно по границе этих ярусов проводится и разделение на нижнюю и верхнюю подсвиты. Отложения чеганской свиты формировались в морских условиях.

Юрковская свита ($-P_2^3-P_3^1$) развита полосой вдоль восточных и северных границ распространения чеганской свиты и прослеживается от районов Среднего Васюгана на юге до Тазовского полуострова на севере. На западе она переходит в чеганскую, на востоке — в низы корликовской свиты. Свита выражена чередованием мощных пластов зеленых глин с кварц-глауконитовыми песчаниками. Количество последних увеличивается в восточном и северном направлениях. В северных районах низы свиты сложены зеленовато-серыми алевритистыми глинами, верхи — светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, часто каолинизированными, с прослоями коричневатых глин и стяжениями сидерита. В породах много лигнитизированных обломков древесины.

Возраст свиты определяется фораминиферами и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения свиты формировались в прибрежно-морских условиях на юге и континентальных — на севере. Мощность свиты до 200 м.

Корликовская свита ($-P_2^3+P_3^3$) развита к востоку от юрковской и протягивается полосой от района Ваха, вдоль правобережья р. Пур до Тазовского полуострова. Свита представлена белыми и светло-серыми мелко- и разнозернистыми, каолинизированными, косослоистыми песками с многочисленными рассеянными по разрезу гальками изверженных пород. Возраст свиты определяется положением в разрезе и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения ее формировались в озерно-аллювиальных условиях. Мощность свиты до 200 м. Чеганскому горизонту соответствуют отложения низов свиты. Вышележащие части разреза отвечают атлымскому, новомихайловскому, журовскому и абросимовскому горизонтам.

Некрасовская серия ($+P_3^2 + P_3^3$)

Отложения некрасовской серии представлены чередованием сероцветных песков, алевролитов и глин с прослоями бурых углей. По окраинам бассейна местами шло накопление пестроцветных глин. Отложения серии формировались в озерных, озерно-аллювиальных, озерно-болотных условиях. Мощность ее достигает 300 м.

По особенностям литологического состава некрасовская серия расчленяется на четыре горизонта: атлымский, новомихайловский, журавский и абросимовский.

Атлымский горизонт ($+P_3^2 - P_3^2$) включает атлымскую, кутанбулакскую, низы куртамышской и среднюю часть корликовской свиты. Наибольшим распространением пользуются отложения атлымской свиты. Горизонт представлен песками светло-серыми, сахаровидными, с редкими прослоями глин, погребенных почв, а на окраинах седиментационного бассейна — гравелитов и гравия. Породы накапливались в континентальных условиях. Мощность горизонта достигает 80 м. В отложениях горизонта определены лишь спорово-пыльцевые комплексы, которые условно датируются средним олигоценом.

Отложения корликовской свиты, входящие в состав атлымского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Атлымская свита ($-P_3^1 + P_3^1$) развита на большей части территории Западно-Сибирской плиты, отсутствует лишь в крайних северных, западных и восточных районах. Выделена Н. К. Высоцким в 1896 г. Согласно залегает на породах чеганской и с размывом — на осадках юрковской свиты и перекрывается отложениями новомихайловской свиты. Свита представлена светло-серыми, сахаровидными, мелкозернистыми песками с редкими прослоями каолинизированных глин. В породах встречаются обломки лигнитизированной древесины. В районах залегания свиты на породах юрковской свиты в основании ее залегает пласт гравия.

В отложениях свиты определены спорово-пыльцевые спектры, на основании которых с учетом положения в разрезе возраст принимается в объеме низов рюпельского яруса среднего олигоцена. Отложения свиты формировались в континентальных условиях. Мощность до 80 м.

Кутанбулакская свита ($-P_3^1 + P_3^1$) развита в юго-западной части Западно-Сибирской плиты и в Тургае. Свита представлена серыми и светло-серыми мелкозернистыми песками с прослоями глин, местами землистыми песками с включениями оолитовых гидрогётитовых железных руд. В породах отмечаются отпечатки листьевой флоры, растительный детрит. Мощность свиты до 30 м. Породы ее сопоставляются с атлымской свитой и формировались в условиях озерно-аллювиальной равнины.

Куртамышская свита ($-P_3^1 + P_3^2$) развита в юго-западной части Западно-Сибирской плиты и представлена неравномерным чередованием сероцветных песчано-глинистых отложений. На одних участках преобладают светло-серые и белые мелкозернистые кварцевые пески с прослоями глин; на других — шоколадно-коричневые, реже серые плитчатые монтмориллонитовые глины с прослоями песков, с включениями обломков лигнитизированной древесины, отпечатками листьевой флоры, со стяжениями пирита, марказита, включениями гипса. Встречаются прослои гидрогётитовых железных руд среди разнозернистых песков.

В отложениях свиты определены спорово-пыльцевые спектры, по которым с учетом положения в разрезе возраст свиты принят в объеме рюпельского яруса среднего олигоцена. Отложения свиты формировались в озерно-аллювиальных и озерно-болотных условиях. Мощность до 15 м.

В состав атлымского горизонта входят низы свиты. Верхи ее соответствуют новомихайловскому горизонту.

Новомихайловский горизонт ($-P_3^2 + P_3^2$) включает новомихайловскую, чиликтинскую, верхи куртамышской и среднюю часть корликовской свит и нижнебельскую подсвиту. Горизонт слагают чередующиеся серые и бурые глины, пески, алевриты. Встречаются прослои бурых углей, лигнитов, оолитовые и железные руды. Породы накапливались в континентальных условиях. Мощность горизонта до 100 м.

В отложениях горизонта определена листьевая флора томского типа и спорово-пыльцевые комплексы, условно датируемые средним олигоценом. Флора — *Osmunda doroshiana* Goepp., *Salvinia natanella* Schap., *Taxodium dubium* Heer, *Sequoia langsdorfii* (Brugn.) Heer, *Juglans acuminata* A. Br., *J. densinervis* Schm., *Fagus antipovii* Heer, *Cercidiphyllum crenatum* Brown. Отложения корликовской и куртамышской свит, входящие в состав новомихайловского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Новомихайловская свита ($-P_3^2 + P_3^2$) развита в западных, центральных, северных, южных и восточных районах Западно-Сибирской плиты. Она согласно залегает на породах атлымской и перекрывается журавской свитой. Свита выделена И. Г. Зальцманом в 1962 г. Она представлена неравномерным чередованием серых и буровато-серых глин со светло-серыми песками, с прослоями бурых углей и лигнитов. В породах много углистого детрита, обломков лигнитизированной древесины.

В верхах свиты преобладают глины, в низах — пески и алевролиты. В отложениях свиты определены спорово-пыльцевые спектры, по которым с учетом положения в разрезе возраст принимается в объеме верхов рюпельского яруса среднего олигоцена.Отложения свиты формировались в условиях аллювиально-озерно-болотной равнины. Мощность до 150 м.

Чиликтинская свита ($+P_3^2$) развита в пределах восточного склона Среднего Урала, в Тюменском районе, Тургае и по северным и восточным склонам Казахского мелкосопочника. Свита сложена разнофациальным комплексом континентальных отложений. На одних участках преобладают шоколадно-коричневые гидрослюдисто-каолиновые глины с прослоями серых песков, с углистым детритом, отпечатками листьев растений; в других — белые и светло-серые кварцевые и полимиктовые пески с прослоями бурых глин. В породах иногда отмечаются включения гипса, ярозита, пирита. Встречаются остатки костей млекопитающих, лигнитизированные стволы деревьев.

Отложения чиликтинской свиты сопоставляются с новомихайловской свитой. В них определены богатые комплексы листьевой флоры, спорово-пыльцевые комплексы, по которым с учетом положения в разрезе возраст принимается в объеме верхов рюпельского яруса среднего олигоцена. Мощность свиты до 30 м. Отложения ее формировались в озерных, озерно-болотных, болотных и озерно-аллювиальных условиях.

Бельская свита ($-P_3^2 + P_3^3$) развита в пределах Енисейского кряжа и примыкающих к нему восточных районов Западно-Сибирской плиты. Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — угленосную и верхнюю — глинистую. В новомихайловский горизонт входит нижняя подсвита. Отложения

этой подсвиты представлены черными и бурыми глинами с пластами бурых углей и прослоями каолинитовых и гидрослюдистых, алевритистых серых и зеленовато-серых глин. В основании подсвиты часто залегает пласт разнозернистых полимиктовых песков с гравием и мелкой галькой. Встречаются разрезы, состоящие из разнозернистых песков с прослоями глин. В отложениях подсвиты определены спорово-пыльцевые спектры верхов рюпельского яруса. Мощность подсвиты до 70 м. Отложения ее формировались в аллювиально-озерно-болотных условиях. Подсвита сопоставляется с новомихайловской свитой.

Журавский горизонт ($+P_3^3 - P_3^3$) включает журавскую, лагернотомскую, низы чаграйской, наурзумской, хантейской, знаменской, средние части корликовской и бельской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения журавской свиты. Горизонт представлен серыми и зеленовато-серыми алевритами и глинами с прослоями песков, с многочисленными включениями глауконита. Ближе к окраинам седиментационного бассейна отмечаются железистые песчаники, гидрогётит-лептохлоритовые руды, галечники, пласты лигнитов и бурых углей. Породы накапливались в континентальных условиях. Мощность горизонта до 80 м.

В отложениях журавского горизонта определены моллюски *Viviparus kweilinensis* Hsü., *V.* cf. *sinensis* Mart., *Unio elegans* Mart. ($+P_3^3 - P_3^3$), диатомовые водоросли *Melosira praeislandica* Jonse, *M. praegranulata* Jonse, *M. granulata* (Ehr.) Ralfs., *M. praedistans* Jouse, *M. distans* (Ehr.) Ktr., *M. islandica* O. Müll., *Coscinodiscus tener* Rub. ($+P_3^3 - P_3^3$), остатки древесины *Pinoxylon paxii* Kräus, *Taxodilon sequoianum* Goth., *T. ishikuraense* Tak., *T. taxodii* Goth., *Glyptostroboxylon tenerum* (Kräus) Couw., *Cupressinoxylon hausruckianum* Hofm., *C. durum* Gopp. ($+P_3^3$) и спорово-пыльцевые комплексы, условно датируемые верхним олигоценом.

Журавская свита ($+P_3^3 - P_3^3$) распространена на большей части территории Западно-Сибирской плиты. На западе переходит в низы хантейской, на юге — в низы знаменской, на северо-востоке и востоке — в лагернотомскую и корликовскую свиты. Согласно залегает на породах новомихайловской и перекрывается абросимовской. Свита впервые выделена С. Б. Шацким со стратотипом на р. Туртас около устья р. Кацис.

Свита представлена зеленовато-серыми и зеленоватыми алевролитами, с прослоями диатомитов и глин. На северо-западе, в пределах Ляпинского мегапрогиба, в составе свиты преобладают диатомовые глины и диатомиты. В породах много глауконита. Возраст свиты в объеме хатского яруса верхнего олигоцена определяется по пресноводным диатомовым водорослям, радиоляриям и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения свиты формировались в условиях очень крупного пресноводного бассейна, площадь которого соизмерима с территорией современного распространения свиты. Мощность ее до 75 м.

Чаграйская свита ($+P_3^3$) развита в юго-западной части Западно-Сибирской плиты и в пределах Тургая. Она представлена крупно- и разнозернистыми кварцевыми, часто железистыми песками и песчаниками, с прослоями гравелитов и конгломератов с частыми включениями галек разных размеров. По положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам отложения чаграйской свиты принимаются в объеме хаттского и аквитанского ярусов верхнего олигоцена. Мощность свиты до 40 м. Отложения ее формировались в аллювиальных условиях. В состав журавского горизонта входят низы свиты.

Наурзумская свита ($+P_3^3$) развита в пределах юго-западной части Западно-Сибирской плиты, в Среднем Приуралье, на северном и северо-восточном склонах Казахского мелкосопочника и в Тургае. Отложения свиты, как правило, приурочены к депрессионным зонам или выполняют древние долины и представлены гидрослюдисто-каолиновыми пестроцветными глинами с прослоями кварцевых песков и гравелитов. В них определены остатки древесины и спорово-пыльцевые комплексы, по которым она сопоставляется с чаграйской свитой. Мощность наурзумской свиты до 40 м. Отложения свиты формировались в озерных условиях. В состав журавского горизонта входят низы свиты.

Хантейская свита ($+P_3^3$) развита в пределах восточного склона Северного Урала и приурочена к впадинам погребенного рельефа. Свита представлена серыми и светло-серыми полимиктовыми песками с прослоями глин. Количество последних увеличивается вверх по разрезу, где появляются прослои бурых углей. В основании свиты часто залегает пласт конгломератов, крупные гальки которого сцементированы железистым цементом. Мощность свиты до 50 м. Отложения ее формировались в озерно-болотно-аллювиальных условиях. Свита по спорово-пыльцевым комплексам коррелируется с наурзумской и чаграйской. В состав журавского горизонта входят низы свиты. Верхи ее соответствуют абросимовскому горизонту.

Знаменская свита ($+P_3^3$) развита на юге Западно-Сибирской плиты в пределах Кулундинских и Барабинских степей и в Омском районе. Расчленяется на две подсвиты. В журавский горизонт входит нижняя подсвита, представленная серыми и светло-серыми разнозернистыми песками с частыми включениями оолитовых гидрогётитовых железных руд. В северном направлении пески замещаются алевролитами с прослоями глин. Породы имеют характерный оливково-зеленый цвет, встречаются спикулы губок, включения глауконита. Мощность подсвиты до 90 м. Отложения ее формировались в условиях крупного озерного водоема.

Лагернотомская свита ($+P_3^2$ $-P_3^3$) развита в пределах Томского Приобья и выделена В. А. Мартыновым. Она с размывом залегает на породах новомихайловской и перекрывается абросимовской. Представлена серыми и светло-серыми песками и алевролитами с прослоями глин. Возраст в объеме хаттского яруса определяется по положению в разрезе, семенной флоре и спорово-пыльцевым спектрам. Мощность свиты до 15 м. Отложения ее формировались в аллювиально-озерных условиях.

Бельская свита ($-P_2^2$ $+P_3^3$). В состав знаменского горизонта входят низы верхней подсвиты. Верхи ее отвечают абросимовскому горизонту. Подсвита сложена серыми, зеленовато-серыми, голубовато-серыми, иногда синими, алевритистыми, монтмориллонитовыми глинами с редкими прослоями белых каолиновых и черных с бурым оттенком углистых глин. В породах встречаются включения оолитов сидерита, пирит, марказит. Мощность подсвиты до 70 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. По данным спорово-пыльцевых спектров, возраст подсвиты принимается в объеме хаттского и аквитанского ярусов.

Абросимовский горизонт ($-P_3^3$ $+P_3^3$) включает абросимовскую, верхи чаграйской, наурзумской, хантейской, знаменской, корликовской и бельской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения абросимовской свиты. Горизонт представлен неравномерным чередованием сероцветных глин и песков с пластами лигнитов и бурых углей. Ближе к окраинам седиментационного бассейна встречаются пестроцветные глины, железистые песчаники,

галечники и конгломераты. Мощность горизонта до 50 м. Отложения накапливались в континентальных условиях.

В отложениях определена флора тарского типа и спорово-пыльцевые комплексы, условно датируемые верхним олигоценом. Флора — *Salvinia mildeana* Goepp., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Populus balsamoides* Goepp., *P. latior* A. Br., *P. grandulifera* Heer, *Pterocarya castaneifolia* Goepp., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus kefersteinii* Goepp., *Corylus macquarii* Heer, *Amelanchier sibirica* Krysht. et Bors., *Vitis* cf. *teutonica* A. Br.

Чаграйская, наурзумская, хантейская, бельская и корликовская свиты, входящие в состав абросимовского горизонта, описаны выше. Ниже дана характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Абросимовская свита ($-P_3^3 + P_3^3$) развита в центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты и представлена серыми и светло-серыми, иногда буроватыми глинами, светло-серыми и серыми полимиктовыми песками и алевролитами с прослоями бурых углей и лигнитов. В породах много углистого детрита, обломков древесины. Мощность свиты до 50 м. Отложения ее накапливались в озерных, озерно-аллювиальных и болотных условиях. Возраст определяется по отпечаткам листьев и спорово-пыльцевым спектрам в объеме аквитанского яруса.

Знаменская свита ($+P_3^3$). В состав абросимовского горизонта входит верхняя подсвита, представленная серыми алевритистыми глинами и алевритами с прослоями бурых углей и лигнитов. Мощность подсвиты до 25 м. Отложения ее накапливались в озерно-болотных условиях.

Бурлинская серия ($+N_1^1 + N_2^3$)

Отложения бурлинской серии формировались в континентальных условиях. Представлены неравномерным чередованием сероцветных песчано-глинистых пород с прослоями бурых углей и лигнитов. По окраинам бассейна седиментации отмечается наличие пестроцветных отложений. Мощность серии до 250 м. Серия расчленяется на четыре горизонта: бещеульский, таволжанский, павлодарский и кочковский.

Бещеульский горизонт ($+N_1^1$) включает бещеульскую, киреевскую, болотнинскую, ажарминскую, кирнаевскую, низы калкаманской и аральской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения бещеульской свиты. Горизонт представлен сероцветными песками и алевролитами с прослоями серых и зеленовато-серых глин, галечников. В южных районах появляются пятнисто-пестроцветные и пестроцветные разности глин с железисто-марганцевыми и известковистыми конкрециями, включениями гипсов. Мощность горизонта достигает 70 м. Отложения накапливались в континентальных условиях.

В бещеульском горизонте определены *Mastodon tapiroides* (?) ($+N_1^1$), пресноводные моллюски *Limnoscapha* (?) *sibirica* Ebersin, *L.* sp., *Anodonta gorbunovi* Ebersin, *Unio* (?) *bituberculosus* Martens) *Viviparus* cf. *tenuisculptus* Martens, листьевая флора киреевского типа — *Taxodium dubium* (Sterub.) Heer, *Metasequoia disticha* (Heer) Nik., *Salix integra* Goepp., *S. varians* Goepp., *S. macrophylla* Heer, *Populus latior* Heer, *P. balsamoides* Goepp., *Juglans acuminata* A. Br., *J. cinerea* L., *Pterocarya castaneifolia* Goepp., *Ulsmus carpinoides* Goepp., *U. longifolia*

Un g. ($+N_1^1$); характерные спорово-пыльцевые комплексы, условно датируемые нижним миоценом.

Бещеульская свита ($+N_1^1$) развита в долине Иртыша от Омска на юге до Тобольска на севере. Представлена чередованием серых и светло-серых разнозернистых песков и алевритов с серыми, часто тонкогоризонтально-слоистыми глинами. Мощность до 20 м. Возраст устанавливается по отпечаткам листьев и спорово-пыльцевым спектрам. Осадки формировались в озерно-аллювиальных условиях.

Киреевская свита ($+N_1^1$) развита в Томском и Колпашевском Приобье. Выделена Л. В. Александровой в 1971 г. со стратотипом в разрезах Томского Приобья. Представлена преимущественно сероцветными песчаниками с прослоями зеленоватых алевритистых глин. В породах встречаются окатанные гальки и линзы гравия кремнистых и сидеритовых пород, обломки лигнитизированной древесины. В кровле свиты, как правило, залегает пласт зеленовато-серых тонкогоризонтально-слоистых глин. Возраст свиты определяется по листовой флоре и спорово-пыльцевым спектрам. Отложения свиты формировались в условиях озерно-аллювиальной низменной равнины. Мощность ее до 40 м. С. Б. Шацкий считает киреевскую свиту аналогом журавской.

Аральская свита ($+N_1^1 +N_1^2$) развита на юго-западе Западно-Сибирской плиты, залегает в виде округлых зон диаметром до 80—100 км вдоль Казахского мелкосопочника. Сложена оливково-зелеными, восковидными глинами монтмориллонитового состава, с прослоями мергелей, включениями карбонатов, гипсов и железисто-марганцевыми бобовинами. Местами размер гипсовых включений достигает 0,2—0,3 м. Мощность свиты до 35 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. Возраст определяется по спорово-пыльцевым спектрам. В состав бещеульского горизонта входят низы свиты, верхи ее отвечают таволжанскому горизонту.

Калкаманская свита ($+N_1^1 +N_1^2$) развита в Приказахстанской и Приалтайской зонах и представлена зеленовато-серыми местами комковатыми пятнистыми красными глинами с включениями гипсов, железисто-марганцевых бобовин и известковистыми конкрециями. Мощность свиты до 45 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. Возраст определяется по остаткам крупных млекопитающих, грызунов, спорово-пыльцевым спектрам. Бещеульскому горизонту отвечают низы свиты, верхи ее соответствуют таволжанскому горизонту.

Болотнинская свита ($+N_1^1$) развита в пределах Томского Приобья и представлена серыми и грязно-серыми разнозернистыми песками и галечниками с прослоями пестроцветных глин. Мощность свиты до 55 м. Отложения ее формировались в аллювиальных условиях. Возраст определяется спорово-пыльцевыми спектрами.

Ажарминская свита ($+N_1^1$) распространена в южных районах Пур-Кетской фациальной зоны и выражена серыми и светло-серыми песками с прослоями белых каолиновых глин. Мощность свиты до 25 м. Отложения ее формировались в озерно-аллювиальных условиях. Возраст определяется по спорово-пыльцевым спектрам.

Кирнаевская свита ($+N_1^1$) развита в Приенисейской равнине в виде отдельных пятен и представлена белыми мучнистыми песками, реже галечниками с прослоями белых, желтоватых охристых глин. Мощность свиты до 40 м. Отложения ее формировались в озерно-аллювиальных условиях. Возраст определяется спорово-пыльцевыми спектрами.

Таволжанский горизонт ($+N_1^2$) включает таволжанскую, ишимскую, верхи калкаманской, аральской, низы асташевской свиты. Наибольшим распространением пользуются отложения таволжанской и ишимской свит. Горизонт представлен зеленовато-серыми, иногда трепеловидными глинами с прослоями полимиктовых песков. Часто встречаются известковистые конкреции, по окраинам седиментационного бассейна — прослои пестроцветных глин. Мощность горизонта до 70 м. Осадки его накапливались в континентальных условиях.

В отложениях определены *Mastodon barsoni* (?), *M.* sp., *Chilotherium* sp., *Quchitherium* sp., *Hipparion longipes* (?), *H.* sp. ($+N_1^2$), *Darwinula stevensoni* (Brady et Rob.), *Jlyocypris bradyi* Sars, *Caspiocypris* ex gr. *vecinata* Mand., *C. rotulata* Liv., *Candona combibo* Liv., *C. faba* Liv., *Cypria condonaeformis* (Schw.), *Cytherissa hyalina* Schw. ($+N_1^2$) и др., а также спорово-пыльцевые комплексы, условно относимые к среднему миоцену.

Отложения калкаманской и аральской свит, входящие в соостав таволжанского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Таволжанская свита ($+N_1^2$) развита в пределах Барабинско-Кулундинского и Тобол-Иртышского районов и представлена серыми и зеленовато-серыми, местами темно-серыми алевритистыми монтмориллонитовыми глинами с прослоями зеленовато-серых алевритов и мелкозернистых слюдистых песков. В глинах часто встречаются известковистые конкреции. В районе Томского Приобья глины становятся пестроцветными. Мощность свиты до 70 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. Возраст определяется спорово-пыльцевыми комплексами.

Ишимская свита ($+N_1^2$) распространена в южной части Западно-Сибирской плиты и представлена серыми и светло-серыми трепеловидными, тонкослоистыми алевритами с прослоями глин и песков. Мощность свиты до 25 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. Возраст определяется по спорово-пыльцевым спектрам.

Асташевская свита ($+N_1^2 - N_2^2$) развита в Приенисейском районе, сложена красно-бурыми и зеленовато-серыми комковатыми глинами с частыми известковистыми конкрециями, с прослоями серых полимиктовых песков. Мощность свиты до 20 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. Таволжанскому горизонту соответствуют низы свиты, верхи ее входят в состав павлодарского горизонта.

Павлодарский горизонт ($+N_1^3 - N_2^2$) включает павлодарскую, жиландинскую и верхи осташевской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения павлодарской свиты. Горизонт представлен желтовато-бурыми, красно-бурыми, зеленовато-серыми глинами с включениями гипса, конкрециями карбонатов с прослоями полимиктовых сероцветных песков. Мощность горизонта достигает 70 м.

В отложениях определен гиппарионовый комплекс *Parataxidea crassa* Zdan., *Jctotherium hipparionum* (Gerv.), *J. robustum Nordm.*, *Crocula eximia* (Both. et Wagn.), *Machairodus irtyshensis* Orl., *Hipparion elegans*, *H. longipes* и др. ($+N_1^3 + N_2^2$); грызуны *Crizetinae* gen. sp. indet., *Pliosceirtopoda* sp., Lagomyidae, *Microtoscoptes* sp. ($+N_1^3 - N_1^2$); пресноводные моллюски *Unio prinus* Mart., *U. bituberculosus* Mart., *U. subplanatus* Lin., *U. sibiricus* Lin., *U. protraetus* Lindh., *Viviparus tenuisculptus* (Mart.) и др. ($+N_1^3 - N_1^2$); остракоды *Darwinula stevensoni* (Brady et Rob.), *Eucypris famosa* Schn., *Candona rastrata* Brady et Norman, *C. combibo* Liv.

C. sulakensis Mand., *Zonocypris membranae* (Lir.), *Limnocythere flexa* Neg., *L. seducta* Mand., *L. ornata* Mand. et Kazmina, *L. scharapovae* Schw., *L. iliensis* Bodina, *L. luculenta* Liv., *L. tuberculata* Neg. *L.* aff. *intermedia* Liv. ($+N_1^3$ $-N_1^2$), спорово-пыльцевые спектры, условно датируемые верхним миоценом — нижним и средним плиоценом. Отложения асташевской свиты, входящие в состав павлодарского горизонта, описаны выше. Ниже дается характеристика других стратиграфических подразделений горизонта.

Павлодарская свита ($+N_1^3$ $-N_1^2$) развита на юге Западно-Сибирской плиты вдоль Северо-Казахстанского мелкосопочника и в Предалтайском районе. Ее слагают темно-серые, красно-бурые, зеленовато-серые, пятнистые глины с прослоями слюдистых алевритов и песков. В глинах часто встречаются буро-желтые железисто-марганцевые бобовины, известковистые конкреции, включения гипсов. Мощность свиты до 70 м. Отложения ее формировались в аллювиально-озерных условиях. Возраст определяется по находкам скелетов рыб, пресноводным пелециподам и гастроподам, спорово-пыльцевым спектрам.

Жиландинская свита ($+N_1^3$ $-N_1^3$) развита по западным склонам Казахстанского мелкосопочника и в Тургае и представлена буровато-красными комковатыми мергелистыми глинами с редкими пропластками и гнездами разнозернистого песка, с частыми включениями железистых бобовин, известковистых конкреций, гипса. Мощность свиты до 6 м. Отложения ее формировались в озерных условиях. Возраст определяется по остаткам крупных млекопитающих и спорово-пыльцевым комплексам.

Кочковский горизонт ($-N_2^2$ $+N_2^3$)включает кочковскую, кустанайскую, бетекейскую и низы полуйской свит. Наибольшим распространением пользуются отложения кочковской и кустанайской свит. Горизонт представлен серыми и буровато-серыми глинами и суглинками вверху и полимитковыми песками и гравием внизу. В юго-западных районах распространения горизонта появляются прослои мергелей, конкреции карбонатов. Отложения горизонта накапливались в континентальных условиях. Мощность его до 75 м.

В отложениях определены *Elephas* sp., *Equus* ex gr. *robustus* Pomel., *E. stenondis* Coechi., *Paracamelus alutensis*, *P. praebactrianus*, *P. gigas*, *Mimomys* (*Vilanva*) cf. *exilis*, *M. intermedius*, *M.* (*Cseria*) sp., *M.* (*Cseria*) sp., *gracilis*, *M.* ex gr. *intermedius*, *Pitymus* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *Lagurodon arankae*, *L. paunonicus*, *Eologurus* cf. *simplicidens*, *Prosiphnens* sp. и др. (N_2); пресноводные моллюски *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgisorum* Lindh., *B. tcutaculata* L., *Viviparus polytropis* Lindh., *Unio betekeiensis* Lindh., *U. profractus* Lindh., *U. orlovi* Lindh., *Corbicula fluminalis* Müll и др. (N_2); остракоды *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *I.* ex er. *tuberculata* Brady, *I. bella* Sch., *I. salebrosa* Step., *Cypris subglobosa* Sow., *Cypridopsis vidua* (Miiller), *Condona neglecta* Sars, *C. arcina* Liepin, *C. rectangulata* Alm., *Limnocythere scharapovae* Schw., *L. grinfeldi* Ligpin, *L. ornata* Mand. et Karmina, *Cytherissa lacustris* Sars, *Cypredeis torosa littoralis* Brady (N_2); спорово-пыльцевые комплексы верхнего плиоцена.

Кустанайская свита ($+N_2^2$ $+N_2^3$) распространена на юге Тобол-Ишимского междуречья в виде извилистых субмеридиональных полос шириной до 50 км. Свита представлена грязно-серыми, буроватыми, зеленовато-серыми глинами с гнездами алевритов и песков, с известковистыми конкрециями, железистыми бобовинами. В основании свиты, как правило, залегает пласт

разнозернистого песка с гравием. Мощность свиты до 10 м. Отложения ее формировались в озерно-аллювиальных условиях. Возраст определяется по пресноводным моллюскам и остракодам.

Бетекейская свита ($-N_2^2 + N_2^3$) развита вдоль северных склонов Казахстанского мелкосопочника и представлена зеленовато-серыми и желтовато-серыми косослоистыми песчанистыми глинами с прослоями грязно-серых и бурых разнозернистых песков и галечников. В породах много переотложенных карбонатных стяжений, толстостенных и мелких тонкостенных раковин моллюсков плохой сохранности. Мощность свиты до 15 м. Отложения ее формировались в аллювиальных условиях.

Полуйская свита ($-N_2^3 + Q_1$) развита на севере и северо-западе Западно-Сибирской плиты. Представлена серыми, синевато-серыми и темно-серыми суглинками и супесями, плохо отсортированными, с линзовидными прослоями гравия. Встречаются гальки и валуны. Мощность свиты до 50 м. Отложения ее формировались в эстуарных и аллювиальных условиях. Возраст определяется по спорово-пыльцевым спектрам. В состав кочковского горизонта входят низы свиты.

Кочковская свита ($-N_2^2 + N_2^3$) развита по восточным склонам Казахстанского мелкосопочника, в Предалтайском, Приенисейском и Барабинско-Кулундинском районах. Разделяется на две подсвиты. Нижнюю подсвиту ($-N_2^2 - N_2^3$) слагают серые и охристые полимиктовые пески, гравий с прослоями зеленоватых глин. Мощность подсвиты до 25 м. Отложения ее формировались в озерно-аллювиальных условиях. Возраст их определен по остаткам млекопитающих, остракодам и спорово-пыльцевым спектрам.

Верхняя подсвита ($-N_2^3 + N_2^3$) представлена красно-бурыми, коричневато-бурыми тяжелыми комковатыми суглинками с прослоями песков, с известковистыми стяжениями, окатышами красных глин. Мощность подсвиты до 50 м. Отложения ее формировались в озерно-аллювиальных условиях. Возраст определяется по остаткам млекопитающих, остракодам и спорово-пыльцевым спектрам.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения в виде сплошного чехла покрывают почти всю территорию Западно-Сибирской плиты, с размывом залегают на различных слоях пород от юры до неогена.

В основании четвертичных отложений многие исследователи выделяют доледниковые нижнеплейстоценовые аллювиальные, озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения мощностью до 30 м. К нижнему плейстоцену относится древний — демьянский ледниковый горизонт, представленный ледниковыми, ледниково-морскими, флювиогляциальными озерно-ледниковыми осадками на севере, а в центральных и южных районах — делювиальными, аллювиальными, озерно-аллювиальными и озерными отложениями.

Моренные отложения состоят из неотсортированных темно-серых и коричневатых суглинков и супесей, местами валунных глин. Мощность древней морены иногда достигает 100 м. Во внеледниковой и перигляциальных частях Западно-Сибирской плиты к осадкам демьянского горизонта относятся ленточно-слоистые сизо-синие алевриты и глины с прослоями песка и гравия; мощность до 20 м.

В среднем плейстоцене выделяются тобольский, самаровский, мессовско-ширтинский и тазовско-санчуговский горизонты.

Отложения тобольского межледникового горизонта в центральных и частично южных районах Западно-Сибирской плиты представлены косослоистыми серыми и светло-серыми песками, супесями с прослоями глин, накапливавшимися в аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных условиях. Мощность их до 80 м. В северных районах горизонт слагают однородные серые супеси и суглинки с прослоями тонкослоистых песков. В породах определены как пресноводная, так и морская фауна и флора. Мощность осадков здесь до 120 м.

Межледниковые осадки тобольского горизонта с перерывом перекрываются ледниковыми отложениями самаровского горизонта, представленными морскими, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, озерно-аллювиальными, делювиальными и эоловыми породами. Моренные отложения состоят из плотных суглинков и супесей темно-серого и бурого цвета с включениями галек и валунов, иногда с линзами гравийно-галечниковых песков. Мощность моренных отложений до 100 м. Морские отложения, развитые на севере в составе самаровского горизонта, представлены плохоотсортированными грубослоистыми, часто комковатыми супесями и суглинками, в отдельных прослоях которых содержится морская фауна. Флювиогляциальные отложения самаровского горизонта представлены разнозернистыми косослоистыми песками мощностью до 40 м.

Южнее области развития самаровского ледникового покрова существовал подпрудный перигляциальный бассейн, в котором формировались ритмичнослоистые и массивные пылеватые суглинки мощностью до 25 м. В южных районах Западно-Сибирской плиты на водоразделах формировались лёссовидные суглинки.

С отложениями самаровского горизонта связаны крупные отторженцы коренных мезозойских и кайнозойских пород. На правом берегу Большого Югана, около Еутских юрт, в грядовых холмах конечной морены отторженец юрских пород состоит из серых и голубовато-серых песчанистых глин с прослоями известняков с фауной пелеципод и белемнитов волжского возраста.

На р. Иртыш, около г. Ханты-Мансийска, отторженец сложен опоками и опоковидными глинами люлинворской свиты. В основании его иногда встречаются темные глины талицкой свиты. Размеры отторженцев 100—200 × 300—500 м. Высота их до 50 м. На обоих описанных выше ледниковых отторженцах пробурены скважины. Под опоками Ханты-Мансийского отторженца вскрыты отложения журавской свиты. Под отторженцем юрских пород на р. Большой Юган вскрыты отложения журавской, затем новомихайловской, атлымской и чеганской свит. Указания некоторых геологов (Громов, 1934; Кузин, Рейнин, Чочиа, 1961) на выходы коренных пород в районе указанных отторженцев не подтверждены бурением и сейсморазведочными работами и являются ошибочными.

Дальность переноса ледником отторженцев — от первых десятков метров до сотен километров. Мессовско-ширтинский горизонт несогласно перекрывает породы самаровской свиты. Он представлен морскими, аллювиальными и озерно-аллювиальными песчано-глинистыми отложениями с теплолюбивой лесной и кустарниковой растительностью.

Тазовско-санчуговский горизонт сложен морскими, флювиогляциальными, аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями, состоящими из песков, супесей, глин и суглинков, содержащих холоднолюбивую флору.

Верхний плейстоцен сложен озерно-аллювиальными песками, супесями и глинами, перекрывающимися аллювиальными отложениями III, II и I надпойменной террас. Мощность осадков верхнего плейстоцена до 50 м. Голоцен представлен отложениями пойменной террасы мощностью до 8—12 м.

Глава III

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА

Проблемы тектоники мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты наиболее обстоятельно рассмотрены в работах Г. К. Боярских, В. В. Гребенюка, Ф. Г. Гурари, И. В. Дербикова, В. П. Казаринова, Н. Х. Кулахметова, В. П. Маркевича, К. И. Микуленко, И. И. Нестерова, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, Ф. К. Салманова, В. Г. Смирнова, В. С. Старосельцева, В. С. Суркова, Д. Б. Тальвирского, А. А. Трофимука и др.

Для мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты имеется ряд сводных тектонических карт, составленных отдельными авторами и целыми коллективами в разное время. Наиболее полно эволюцию представлений о тектоническом строении плиты можно проследить по схемам, составленным коллективами ВСЕГЕИ, СНИИГГИМС, ЗапСибНИГНИ, ВНИГРИ, НИИГА, Тюменского ГУ (Главтюменьгеология), Красноярского ГУ, Новосибирского ГУ, Томского ГУ под ред. В. П. Казаринова в 1957 г., под ред. Н. Н. Ростовцева в 1958—1970 гг., под ред. В. Д. Наливкина в 1967 г., под ред. Ф. Г. Гурари в 1971 г., под ред. М. Я. Рудкевича в 1969 г., под ред. И. И. Нестерова в 1972 г. [65, 67, 68, 70, 281, 310, 323]. Наибольшее влияние на методику построения тектонических карт Западно-Сибирской плиты имели карты (рис. 10), вышедшие в 1961 г. (ред. Н. Н. Ростовцев) и 1971 г. (ред. Ф. Г. Гурари).

Ниже излагаются современные представления о тектонике платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

§ 1. Классификация, терминология и номенклатура тектонических структур

Вопросы классификации, терминологии и номенклатуры тектонических структур постоянно находятся в центре внимания исследователей. В связи с изучением тектоники Западно-Сибирской плиты они освещались в работах Н. Н. Ростовцева, Ф. Г. Гурари, В. Д. Наливкина, М. Я. Рудкевича, В. В. Гребенюка, К. И. Микуленко, И. И. Нестерова, В. С. Старосельцева, Ф. К. Салманова и др.

При тектоническом районировании прежде всего должны учитываться размеры структур и их соподчиненность, форма и история развития. При этом, естественно, должна учитываться цель классификации и районирования.

В табл. 10 дана классификация тектонических структур применительно к условиям Западно-Сибирской плиты. Она развивает принципы составления тектонических карт нефтегазоносных провинций, разработанные в последние годы Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцевым и др. [323], и по ряду моментов детализированные и уточненные Ф. К. Салмановым [287]. Классы тектонических структур в ней выделяются по признакам, отражающим историю развития, взаимоотношение структур чехла и фундамента и пространственное положение. Районирование территории с выделением при-

Таблица 10

Классификация пликативных тектонических структур мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты

Группы	Типы		Классы и подклассы
	Положительные структуры	Отрицательные структуры	
Региональная	Тектонический пояс	Тектоническая область	—
Зональная	Тектонические зоны	Тектонические зоны	1а. Примыкающие к обрамлению седиментационного бассейна. 1б. Не примыкающие к обрамлению седиментационного бассейна. 2а. Замкнутые. 2б. Частично замкнутые. 2в. Полузамкнутые. 2г. Незамкнутые. 3а. Нарушенные. 3б. Ненарушенные. 4а. Осложненные. 4б. Неосложненные. 5а. Объединяющиеся вверх по разрезу. 5б. Разъединяющиеся вверх по разрезу 6а. С уменьшающейся вверх по разрезу амплитудой. 6б. С постоянной или уменьшающейся вниз по разрезу амплитудой 7а. Сквозные. 7б. Частично затухающие вверх по разрезу. 7в. Затухающие вверх по разрезу. 7г. Быстро затухающие вверх по разрезу 8а. Несмещенные. 8б. Частично смещенные. 8в. Смещенные. 8г. Инверсионные 9а. Унаследованные. 9б. Частично унаследованные. 9в. Неунаследованные
I порядка	Моноклизы Своды Мегавалы Мегаседловины Выступы	Мегавпадины Мегапрогибы Мегаседловины	
I+II порядка	Склоны сводов Склоны мегавалов Купола сводов Купола мегавалов	Склоны мегавпадин Склоны мегапрогибов Днища мегавпадин Днища мегапрогибов	
II порядка	Куполовидные поднятия Валы Структурные носы Седловины	Впадины Прогибы Структурные ложбины Седловины	
III порядка	Локальные поднятия (структуры)	Локальные прогибания	
IV порядка	Структурные осложнения Структурные мысы	— Структурные заливы	

знаков классов может проводиться при средне- и крупномасштабных построениях. Отдельные признаки класса могут быть отражены и при мелкомасштабных построениях. Но при любых масштабах тектонических схем необходимо стремиться к такому районированию, при котором не остается «пустых» мест, т. е. каждый участок земной коры отнесен к определенному структурному элементу.

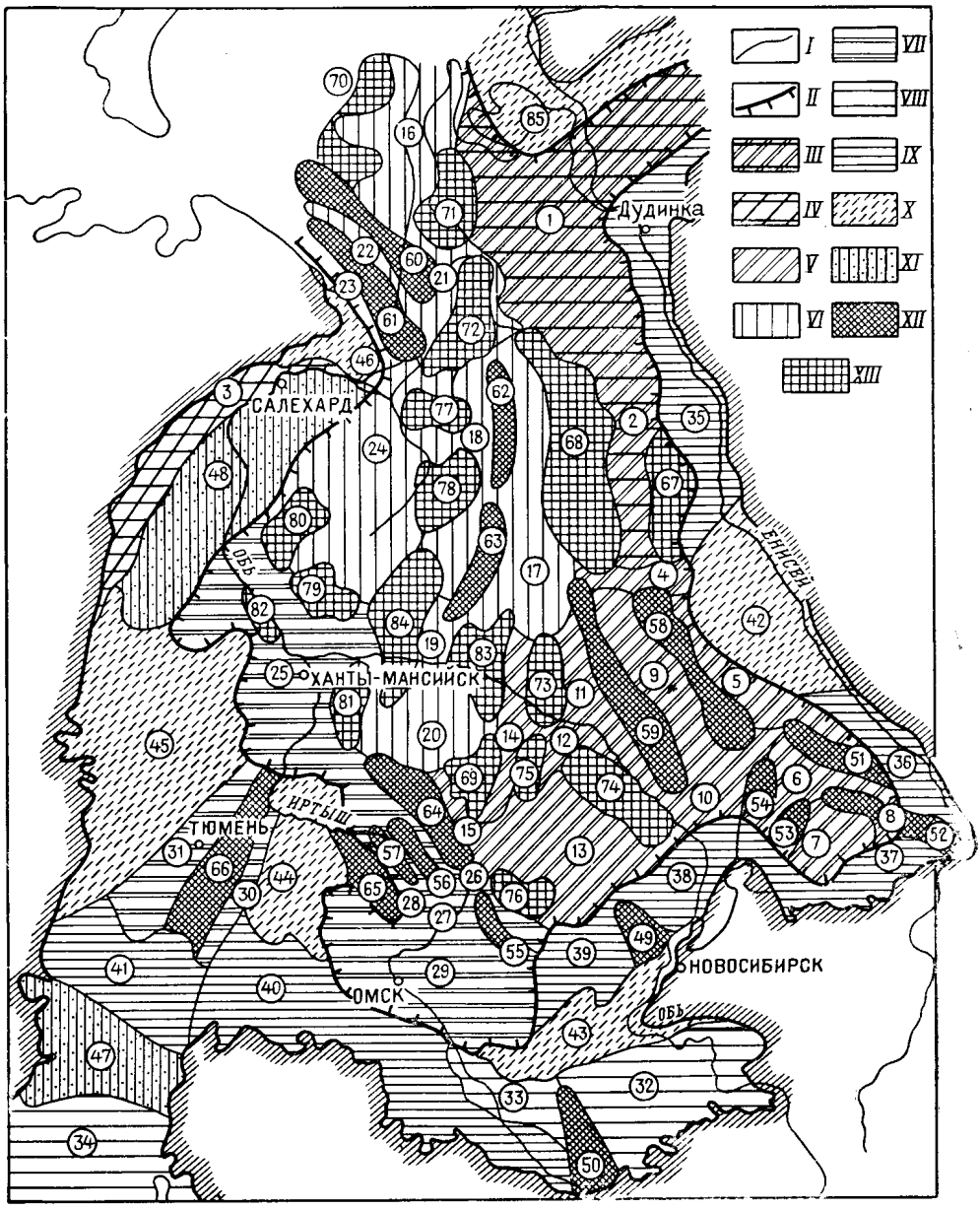


Рис. 10. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты (составлена коллективом СНИИГГИМСа, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, НИИГА, Тюменского и Новосибирского геологических управлений под общей редакцией Н. Н. Ростовцева, 1961)

I — граница Западно-Сибирской плиты; *II* — граница внешней и внутренней зон чехла плиты. Структурные формы отрицательного знака (впадины и прогибы): *III* — основной этап прогибания охватывает юрский период и нижнемеловую эпоху: *1* — Усть-Енисейская впадина, *2* — Уренгойский прогиб; *IV* — прогибание происходило непрерывно и равномерно в продолжение среднеюрской эпохи, мелового и палеогенового периодов: *3* — Ляпинский прогиб; *V* — основной этап прогибания охватывает среднеюрскую и нижнемеловую эпохи: *4* — Толькинский прогиб, *5* — Касский прогиб, *6* — Киселевский прогиб, *7* — Те-

Наиболее крупными структурами, которые предлагается выделить в пределах Западно-Сибирской плиты, являются региональные. Впервые региональные тектонические структуры в пределах Западно-Сибирской плиты были выделены в 1961 г. М. Я. Рудкевичем и Л. М. Зорькиным. Они разделили территорию плиты на Внешний пояс и Внутреннюю область. Позднее Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцев, Г. К. Боярских и др. [323] выделили в составе Внутренней области две надпорядковые структуры: Обскую ступень, занимающую всю южную и центральную части внутренней области, и Ямало-Тазовскую региональную депрессию.

В предлагаемой в настоящей работе классификации выделяются два типа региональных структур: тектонические пояса и тектонические области. В соответствии с этим в пределах Западно-Сибирской плиты выделяются Внешний тектонический пояс и две тектонические области: Центральная, которая соответствует Обской ступени, и Северная, соответствующая Ямало-Тазовской региональной депрессии. Центральная и Северная области резко отличаются друг от друга по строению, форме и размерам тектонических структур более низкого порядка. Центральная тектоническая область переходит в Северную, четкой границы или положительной структуры того же порядка между ними нет.

В составе тектонической области могут быть выделены тектонические зоны, объединяющие структуры I и II порядков по каким-либо признакам, которые необходимо подчеркнуть в зависимости от целей исследований. В тектоническую зону могут быть объединены структуры, характеризующиеся особенностями дизъюнктивной тектоники, формой и строением, наличием размывов и т. д.

В пределах региональных тектонических структур выделяются структуры I, I+II и II порядков. Ниже дается их краткая характеристика.

Моноклиза составляет часть тектонической области или тектонического пояса. В ее пределах породы наклонены в одну сторону и осложнены структурами более низкого порядка. Одной из особенностей моноклиз является отсутствие на них крупных отрицательных структур. Моноклизы могут примыкать к обрамлению плиты или находиться вдали от обрамления, переходя вкрест простирания в мегавалы и склоны мегапрогибов или мегавпадин или другую моноклизу. В пределах Западно-Сибирской плиты размеры моноклиз колеблются от 75 × 300 до 175 × 1350 км.

гульдетская впадина, *8* — Мендерлыкская впадина, *9* — Тымский прогиб, *10* — Алипский прогиб, *11* — Ларьякский прогиб, *12* — Усть-Тымский прогиб, *13* — Нюрольская впадина, *14* — Колтогорский прогиб, *15* — Чекинский прогиб; *VI* — основной этап прогибания охватывает нижнемеловую эпоху: *16* — Усть-Обская впадина, *17* — Уренгойский прогиб, *18* — Пякупурский прогиб, *19* — Ярсомовский прогиб, *20* — Юганская впадина, *21* — Новопортовский прогиб, *22* — Марресальский прогиб, *23* — Байдарацкий прогиб, *24* — Надымская впадина; *VII* — основной этап прогибания охватывает меловой и палеогеновый периоды: *25* — Ханты-Мансийская впадина, *26* — Кыштовский прогиб, *27* — Тарско-Муромцевский прогиб, *28* — Колосовский прогиб, *29* — Омская впадина, *30* — Аромашевский прогиб, *31* — Приуральский прогиб; *VIII* — основной этап прогибания охватывает верхнемеловую эпоху, палеогеновый и неогеновый периоды: *32* — Кулундинская впадина, *33* — Прииртышский прогиб, *34* — Тургайская впадина; *IX* — моноклинали: *35* — Пакулихинская, *36* — Южно-Енисейская, *37* — Приаргинская, *38* — Пихтовская, *39* — Барабинская, *40* — Приказахстанская, *41* — Куртамышская; *X* — выступы: *42* — Елогуйский, *43* — Каменский, *44* — Вагай-Ишимский, *45* — Туринский, *46* — Щучинский; *XI* — седловины и мосты: *47* — Кустанайская седловина, *48* — Северо-Сосьвинский мост; *XII* — структурные носы, валы, пояса валов: структурные носы: *49* — Коченевский, *50* — Платовский; валы: *51* — Усть-Озерный, *52* — Кемчугский, *53* — Чулымский, *54* — Улуюльский, *55* — Тебисский, *56* — Пологрудовский, *57* — Завьяловский, пояса валов: *58* — Камсесьеганский, *59* — Пыль-Караминский, *60* — Таркосалинский, *61* — Южно-Ямальский, *62* — Пурский, *63* — Вэнгапурский, *64* — Туйский, *65* — Старосолдатский, *66* — Тобольский; *XIII* — группа поднятий, сводообразные поднятия: группа валов: *67* — Большеширтинская, *68* — Тазовская, *69* — Каймысовская, *70* — Северо-Ямальская; группы поднятий: *71* — Верхнеюрибейская, *72* — Среднехадуттейская, *73* — Александровская, *74* — Парабельская, *75* — Средневасюганская, *76* — Межовская, *77* — Ныдовская, *78* — Пурпейская, *79* — Ляминская, *80* — Кызымская, *81* — Салымская, *82* — Красноленинская; сводообразные поднятия: *83* — Нижневартовское, *84* — Сургутское, *85* — Притаймырский выступ

Выступ представляет собой периклинальную часть крупного участка обрамления, полого погружающегося под платформенный чехол. В ряде случаев выступ может выделяться на продолжении моноклинали в виде крупного полузамкнутого поднятия. Выступ является частью тектонического пояса и в ряде случаев может совпадать с тектонической зоной. В пределах Западно-Сибирской плиты размер выступов изменяется от 85 × 100 до 400 × 600 км.

В группе структур I порядка выделяются своды, мегавалы и соответствующие им отрицательные структуры — мегавпадины и мегапрогибы. Кроме того, к этой группе относятся мегаседловины, которые могут соединять как положительные, так и отрицательные структуры. Структуры I порядка различаются между собой по форме. Своды и мегавпадины имеют изометричную или слабовытянутую форму. Отношение размера длинной оси таких структур к короткой не превышает 2,5, а для мегавалов и мегапрогибов величина этого отношения превышает 2,5.

Свод — это крупное, как правило, изометричное или слабовытянутое поднятие площадью не менее 5 тыс. км^2, осложненное системой структур I—II, II и III порядков. Не менее половины этого поднятия оконтуривается единой кольцевой изолинией по нижним горизонтам чехла. Вверх по разрезу площадь замкнутой части свода, как правило, сначала увеличивается, а затем может уменьшаться. Свод является частью зональной или региональной структуры. К центральной части свода мощность отложений уменьшается, не исключается выклинивание отдельных стратиграфических подразделений. На Западно-Сибирской плите размеры сводов колеблются от 50 × 100 до 110 × × 270 км, а отношение размера длинной оси к короткой — от 1,2 до 2,5.

Мегавпадина является частью региональной или зональной структуры, имеет округлую или слабовытянутую форму при отношении длинной и короткой осей не более 2,5. К центру мегавпадины мощность осадочного чехла обычно увеличивается, но могут иметь место местные размывы. Мегавпадина может быть осложнена структурами II и I—II порядков. Мегавпадина имеет размер не менее 5 тыс. км^2. В пределах Западно-Сибирской плиты размеры этих структур колеблются от 100 × 150 до 250 × 450 км, а отношение осей — от 1,0 до 2,5.

Мегавал — это крупная положительная структура I порядка, отличающаяся от свода величиной отношения размеров осей. Площадь его должна быть не менее 4—5 тыс. км^2, а замкнутые части его могут составлять менее половины от общей площади мегавала. Отношение длинной оси к короткой — более 2,5. На мегавалу могут находиться как четковидные и кулисообразные структуры II порядка, так и система параллельно-кулисообразных и параллельно-четковидных поднятий, но с единым цоколем. В пределах Западно-Сибирской плиты размеры мегавалов колеблются от 30 × 150 до 140 × 540 км, а отношение осей — от 2,5 до 9,5.

Мегаседловина является частью зональной или региональной структуры и представляет собой структуру промежуточного типа. В разрезе по оси впадины мегаседловины выглядят как поднятия, а в разрезе по оси смежных поднятий — как впадины. Мегаседловины могут соединять между собой как зональные структуры, так и структуры I порядка. Площадь их — не менее 4—5 тыс. км^3, отношение осей — от 1 до 2,5 и более. Мегаседловина осложняется структурами I и III порядков.

К группе структур промежуточных между структурами I и II порядков (I+II порядок) относятся купола сводов и мегавалов и соответствующие им по рангу днища мегавпадин и мегапрогибов, склоны сводов и мегавалов и соот-

ветствующие им склоны мегавпадин и мегапрогибов. При индексации этой категории структур (I+II) знак (+) ставится для отличия в тексте от перечисления структур I и II порядков (I—II).

Купол свода является частью свода и по площади должен занимать около 50% территории его. В ряде случаев контуры свода могут совпадать с площадью замкнутой части его, если смежные склоны имеют больше общих черт строения со смежной мегавпадиной или мегапрогибом. При детальных исследованиях можно выделять несколько порядков куполов от более погруженных к более приподнятым участкам свода, образуя при этом как бы ряд концентрических наклонных ступеней. В пределах каждой такой ступени должна быть расположена структура II порядка. Если между смежными замыкающими изогипсами нет структуры II порядка, то контур ступени поднимается выше до тех пор, пока такая структура не появится. Таким образом, купол свода может быть подразделен на несколько категорий ступеней. Свод в этом случае может индексироваться как одно-, двух-, трехступенчатый и т. д. Целесообразность выделения такого типа промежуточных структур обусловлена особенностями методики разведочных работ на нефть и газ. В условиях Западно-Сибирской плиты высота залежей часто превышает амплитуду отрицательной структуры, разделяющей смежные поднятия. Если одной-двумя скважинами доказывается наличие нефти или газа за контуром первой ступени, то разведочные работы можно переносить в контур второй ступени и т. д.

Купол мегавала является замкнутой частью мегавала или объединяет несколько замкнутых участков вдоль оси его. Так же как и в пределах купола свода, здесь могут выделяться ступени. Мегавал в этом случае индексируется как одно-, двухступенчатый и т. д.

Днище мегавпадины выделяется по замкнутой изолинии, оконтуривающей наиболее погруженную часть мегавпадины. Как правило, в пределах этого элемента не выделяются структуры II порядка. В днище мегавпадины могут быть объединены несколько смежных замкнутых участков наиболее прогнутых частей мегавпадины. Такой элемент будет относиться к классу незамкнутых структур. По площади этот элемент мегавпадины составляет более половины территории ее.

Днище мегапрогиба является частью мегапрогиба и выделяется по замкнутой изолинии, оконтуривающей наиболее прогнутую часть его, или объединяет несколько смежных замкнутых кулисообразно или четковидно расположенных участков в наиболее погруженной зоне мегапрогиба. По площади этот элемент мегапрогиба может составлять менее половины территории всей структуры.

Склон свода является частью свода, примыкающей к куполу его. Внешняя граница склонов совпадает с контуром свода и проводится на различных гипсометрических уровнях. В палеоплане территория склонов свода, как правило, входила в контур замкнутой части его, но в последующем вследствие неравномерного погружения различные участки склонов оказались на разных гипсометрических уровнях. В пределах отдельных участков склона свода можно выделять незамкнутые наклонные ступени, каждая из которых отражает определенный этап погружения.

Склон мегавала является частью мегавала, примыкающей к куполу его. В разных участках мегавала склоны его могут находиться на различных гипсометрических уровнях. В пределах склона мегавала, так же как и на склонах свода, могут выделяться несколько категорий ступеней, отражающих ступенчатое погружение.

Склоны мегавпадины и мегапрогиба являются частью соответствующих структур, примыкающих к днищам. Внешняя граница склонов совпадает с контурами окружающих поднятий и седловин. Склоны могут быть осложнены структурами II и III порядков.

К группе структур II порядка относятся куполовидные поднятия, валы, структурные носы и соответствующие им отрицательные структуры — впадины, прогибы и структурные ложбины. Кроме того, к этой группе относятся седловины.

Куполовидное поднятие представляет собой положительную изометричную или слабовытянутую структуру размером более 0,3 тыс. и менее 5 тыс. км^2. Соотношение размеров осей изменяется от 1 до 2,5. Куполовидное поднятие может представлять собой единое поднятие, оконтуренное общей изогипсой, осложненное локальными структурами, или группу сближенных локальных структур, имеющих общий цоколь, но не оконтуренных единой изогипсой. Такое куполовидное поднятие будет относиться к классу незамкнутых. Соответственно возможны и другие классы куполовидных поднятий: полузамкнутые и частично замкнутые. К полузамкнутым относятся такие куполовидные поднятия, которые оконтуриваются единой изогипсой с трех сторон; к частично замкнутым — такие, у которых единая оконтуривающая изогипса объединяет лишь часть куполовидного поднятия, а остальные его участки образуют склоны. В пределах Западно-Сибирской плиты площадь куполовидных поднятий изменяется от 0,3 тыс. до 3,7 тыс. км^2, а отношение размеров осей — от 1,1 до 2,5.

Вал — линейная положительная структура размерами от 0,3 тыс. до 4—5 тыс. км^2, с отношением размеров осей более 2,5, осложненная локальными поднятиями. По характеру строения выделяются четыре класса валов: замкнутые, незамкнутые, частично замкнутые и полузамкнутые. В пределах Западно-Сибирской плиты площадь валов колеблется от 0,3 тыс. до 5 тыс. км^2, а отношение размеров осей — от 2,5 до 15,0.

Структурный нос — положительная с трех сторон замкнутая структура округлой или вытянутой формы, не осложненная локальными поднятиями. В этом основное отличие структурного носа от полузамкнутого вала или куполовидного поднятия. Размер структурного носа — от 0,3 тыс. до 5,0 тыс. км^2. Аналогичная структура с площадью более 5 тыс. км^2 будет относиться уже к группе зональных структур — выступу. В пределах Западно-Сибирской плиты площадь структурных носов меняется от 0,5 тыс. до 5,0 тыс. км^2, а отношение размеров осей — от 1,0 до 5.

Впадина — отрицательная или группа отрицательных структур размером от 0,3 тыс. до 5,0 тыс. км^2 с отношением размеров осей не более 2,5. Впадина может быть осложнена локальными структурами. По своему строению все впадины могут быть подразделены на 4 класса: замкнутые, частично замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые.

Прогиб — отрицательная или группа отрицательных структур размером от 0,3 тыс. до 4—5 тыс. км^2 с отношением размеров осей более 2,5. Прогиб может быть осложнен локальными структурами. По своему строению прогибы могут быть подразделены на 4 класса: замкнутые, частично замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые.

Структурная ложбина — отрицательная структура, оконтуренная с трех сторон. Отличается от полузамкнутой впадины или прогиба отсутствием локальных поднятий. Площадь структурной ложбины изменяется в пределах 0,3—5,0 тыс. км^2.

Седловина является структурой II порядка, которая соединяет положительные и отрицательные структуры I и II порядков. Седловины могут быть осложнены локальными поднятиями.

К группе структур III порядка относятся локальные поднятия и локальные прогибания.

Локальное поднятие представляет собой сравнительно небольшую по размерам положительную замкнутую структуру любой формы. В ряде случаев площадь локального поднятия может быть больше площади куполовидного поднятия или вала. Замкнутая структура площадью более 0,3 тыс. км^2, если она не осложнена другими поднятиями, может быть отнесена к категории локальных. При наличии осложнений это будет или куполовидное поднятие, или вал. Локальное поднятие площадью менее 0,3 тыс. км^2 может быть осложнено поднятиями более мелкого порядка.

Локальное прогибание — отрицательная и замкнутая структура любой формы площадью менее 0,3 тыс. км^2.

К группе структур IV порядка относятся структурные осложнения, структурные мысы и структурные заливы.

Структурное осложнение представляет собой небольшую по размерам положительную структуру любой формы, осложняющую локальное поднятие.

Структурный мыс — линейно вытянутое краевое осложнение локального поднятия, замкнутое с трех сторон и раскрывающееся в сторону сводовой или осевой части локальной структуры.

Структурный залив — полузамкнутая отрицательная структура любой формы, вдающаяся в пределы локального поднятия, но не входящая в состав последнего.

При детальных, а иногда и средне-, и мелкомасштабных тектонических построениях необходимо не только показать форму и размеры структур, но и отразить историю их развития, пространственное положение и другие признаки. В этом случае каждый тип тектонических структур (табл. 10) может быть подразделен на классы. Перечень таких классов может быть более обширным, чем приведенный в табл. 10, и зависит от целей и детальности исследований.

По положению относительно контуров обрамления седиментационного бассейна все тектонические структуры могут быть подразделены на примыкающие и непримыкающие. Последние структуры могут быть расположены и вдали от современных контуров обрамления, и приурочены к палеоконтурам древних бассейнов седиментации.

Признак замкнутости тектонических структур является одним из главных при использовании тектонических схем в нефтяной геологии. Естественно, что выделение классов по этому признаку производится только по структурам, в которых этот признак не отражен в формулировке и определении. Чаще всего он используется для детализации строения структур II порядка.

Классификация по признаку осложненности или нарушенности производится при построениях, когда масштаб не позволяет отразить графически все группы структур или такие особенности их строения, как флексуры, дизъюнктивные нарушения, размывы и т. д. В этом случае в легенду тектонических схем вносятся соответствующие знаки классов осложненности и нарушенности.

Важным показателем истории развития тектонической структуры являются взаимоотношения роста отдельных ее элементов. По этому показателю можно выделить два класса. В класс объединяющихся вверх по разрезу структур относятся структуры, в пределах которых вверх по разрезу особенности

строения структур более низкого порядка нивелируются, а более отчетливо выявляются упрощенные контуры и строение более крупной структуры. Если взять свод такого класса, то вверх по разрезу осложняющие его структуры II порядка исчезают, но сам свод в виде выположенной, не осложненной структуры сохраняется. Если вверх по разрезу более крупная структура исчезает, а осложняющие ее структуры сохраняются, то она относится к классу структур, разъединяющихся вверх по разрезу. Например, по нижним горизонтам все структуры второго порядка выделяются, а свод преобразуется в моноклиналь.

Развитый здесь подход к классификации платформенных структур в пределах нефтегазоносных провинций при построении мелкомасштабных карт был реализован впервые Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцевым и др. при построении в 1967, 1971 гг. карты тектоники платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (ред. Ф. Г. Гурари) [323]. При построении среднемасштабных карт он реализован Ф. К. Салмановым.

Большинство тектонических структур чехла Западно-Сибирской плиты вверх по разрезу затухает. Амплитуда их уменьшается от нижних к верхним горизонтам в среднем примерно в 10 раз. Однако в ряде районов, особенно на севере плиты, имеются структуры, амплитуда которых начинает уменьшаться только в верхах нижнемеловых и в верхнемеловых и палеогеновых отложениях. Ниже величина ее часто остается постоянной или даже уменьшается вниз по разрезу. В связи с этим выделяются два класса структур: с уменьшающейся вверх по разрезу амплитудой и с постоянной или уменьшающейся вниз по разрезу амплитудой.

Для класса с уменьшающейся вверх по разрезу амплитудой определенный интерес представляет выделение подклассов по величине изменения амплитуды структур. По этому показателю предлагается выделять четыре подкласса: сквозные, частично затухающие вверх по разрезу, затухающие вверх по разрезу и быстро затухающие вверх по разрезу. При классификации структур по этому признаку необходимо выделить опорные структурные поверхности, по которым производится структурный анализ.

В разрезе платформенного чехла Западно-Сибирской плиты выделяется пять таких опорных поверхностей: подошва чехла, кровля заводоуковской серии ($J_{1-2}zv$), кровля саргатской серии (K_1srq), кровля покурской серии ($K_{1-2}pk$), кровля дербышинской серии (K_2db).

К подклассу сквозных структур относятся те, которые прослеживаются по всем пяти структурным поверхностям. К подклассу частично затухающих вверх по разрезу относятся структуры, сохраняющие свою форму по кровле покурской серии и не прослеживающиеся выше. К подклассу затухающих вверх по разрезу относятся структуры, сохраняющие свою форму по кровле саргатской серии, выше они не прослеживаются. К подклассу быстро затухающих вверх по разрезу относятся структуры, которые сохраняют свою форму только по кровле заводоуковской серии. По вышележащим опорным горизонтам они не прослеживаются.

В условиях мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты в большинстве случаев, до тех пор пока структура сохраняет свою форму, отдельные элементы ее по разрезу, как правило, не смещаются в плане. Такие структуры относятся к классу несмещенных. Если центральная часть структуры по верхним горизонтам смещается менее чем на 50% от своей площади по нижним горизонтам, то она относится к классу частично смещенных. Если центральная часть ее смещается более чем на 50% от своей площади по нижним горизонтам,

но остается в пределах контура структуры, то такая структура относится к классу смещенных. К классу инверсионных относятся структуры, которые в процессе своей истории развития сменили знак движения на обратный, что привело к образованию поверхности другого знака, или их центральная часть сместилась за контуры структуры.

Большое значение для понимания истории развития тектонических элементов платформенного чехла имеет изучение вопроса об унаследованном развитии платформенных структур от структур фундамента. Подробно этот вопрос рассмотрен в конце главы.

§ 2. Основные черты строения платформенного чехла Западно-Сибирской плиты

В тектоническом отношении Западно-Сибирская плита разделяется на три крупных надпорядковых региональных тектонических элемента — Внешний пояс, Центральную и Северную тектонические области (см. приложение «Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты») [323].

Территория Внешнего тектонического пояса имеет площадь около 1,43 млн. км², глубина до фундамента, как правило, не превышает 2000 м. Здесь преобладают незамкнутые и полузамкнутые структуры различных порядков типа выступов, моноклиналей и структурных носов. Впадины развиты меньше, и их суммарная площадь не превышает 20—25% от общей территории Внешнего пояса.

Центральная тектоническая область имеет площадь 0,95 млн. км². В ее пределах преобладают замкнутые структуры I и II порядков типа сводов, мегавалов, валов, куполовидных поднятий, мегавпадин, мегапрогибов, впадин и прогибов. Своды и мегавалы имеют амплитуду по поверхности фундамента до 400—600 м, при этом вверх по разрезу амплитуда их уменьшается примерно в 10 раз по отложениям верхнего мела и палеогена. Площадь положительных структур здесь составляет около 40% от всей территории области.

Северная тектоническая область имеет площадь около 0,92 млн. км². В пределах ее отмечаются наиболее резкие перепады глубин до фундамента и характерны крупные замкнутые структуры I и II порядков типа валов, мегавалов, мегапрогибов и прогибов. Амплитуда их по поверхности фундамента достигает 1000—1500 м. В этой области под юрскими отложениями предполагается развитие пермо-триасовой толщи значительной мощности. Суммарная площадь поднятий на современной стадии изученности здесь составляет около 20% от всей территории области.

Все известные локальные поднятия как в пределах Внешнего пояса, так и в Центральной и Северной областях являются конседиментационными. В большинстве случаев рост их постепенно замедляется вверх по разрезу.

Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты изучена несравненно хуже, чем пликативная. Основной причиной слабой изученности разрывов является слабая выраженность их в осадочном чехле, а также наличие рыхлых молодых отложений, исключающих для основной части территории плиты изучение нарушений путем непосредственных наблюдений в естественных обнажениях. Между тем дизъюнктивная тектоника оказывает определенное влияние на размещение залежей нефти и газа и в этом регионе. Специальные исследования дизъюнктивной тектоники плиты в течение длительного времени проводятся в СНИИГГИМСе под руководством Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко,

В. С. Старосельцева [101] и во ВНИГРИ под руководством В. Д. Наливкина. Была разработана комплексная методика выделения нарушений, предусматривающая анализ гравитационных, магнитных, сейсморазведочных, геологических, гидрогеологических, геотермических, ландшафтных и других материалов. Эти исследования позволили коллективу тектонистов СНИИГГИМСа совместно с ВНИГРИ, НИИГА, ЗапСибНИГНИ и производственными геологическими организациями построить в 1970 г. карту дизъюнктивной тектоники Западно-Сибирской плиты (см. рис. 11 — вкладка в конце книги).

При изучении нефтегазоносности очень важно знать, проявляются ли разрывные нарушения только в фундаменте или проникают (и насколько) в мезозойско-кайнозойский чехол. Поэтому все разрывные нарушения в зависимости от стратиграфического интервала проявления разделены на этой карте на следующие группы: разрывы, секущие всю толщу пласта (сквозные), разрывы, затухающие в различных горизонтах осадочного чехла. К сквозным отнесены нарушения, которые проявляются в фундаменте, осадочном чехле и на дневной поверхности. Сведения о разрывных нарушениях разных типов приведены в табл. 11. Во Внешнем поясе и Центральной области амплитуда предполагаемых нарушений не превышает 100 м. В Северной тектонической области амплитуда разрывных нарушений увеличивается до 300 м и более.

Поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты погружается от районов обрамления к центральным и северным районам. Более крутые склоны отмечаются на северо-западе в Приновоземельской полосе, в Чулымо-Енисейском, Приенисейском и Усть-Енисейском районах. Зоной развития больших глубин четко выделяется Северная тектоническая область, бо́льшая часть территории которой оконтуривается изогипсой —6,0 км. Максимальные глубины здесь фиксируются в Усть-Енисейском (9—10 км), Сеяхинском (7—8 км) мегапрогибах, в северной части Пурского мегапрогиба (10—11 км) и в Большехетской мегавпадине (9—10 км).

В Центральной тектонической области выделяются Ханты-Мансийская и Юганская мегавпадины с глубинами залегания фундамента до 3,6—4,0 км

Таблица 11

Разрывные нарушения в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты [1]

Тип разрывов	Количество разрывов		Общая длина разрывов	
	шт.	%	км	%
Разрывные нарушения в фундаменте, не проникающие в чехол	199	9,42	11 028	10,51
Разрывные нарушения в фундаменте, проникновение которых в чехол не выяснено	357	16,89	23 134	22,05
Разрывные нарушения в фундаменте, проникающие в чехол:				
сквозные, секущие всю толщу чехла	222	10,51	15 044	14,34
затухающие в различных горизонтах чехла	349	16,51	25 520	25,30
Разрывы, выявленные на дневной поверхности по ландшафтным данным с неясной глубиной проникновения в чехол	986	46,67	29 116	27,80
Всего . . .	2113	100,0	104 842	100,0

[1] Приведенные в таблице данные разделяют не все исследователи.

и амплитудой 0,5—0,7 км. Сургутский свод по поверхности фундамента выделяется в виде небольшой замкнутой зоны, оконтуренной изогипсой —3,0 км. Нижневартовский свод оконтурен изогипсой —3,0 км на территории около 20 тыс. км². Хорошо выделяются Александровский и Средневасюганский мегавалы. В Приуральской зоне на фоне пологой моноклинали обособляется Ляпинский мегапрогиб с глубиной залегания фундамента до 2,0 км и амплитудой 0,6 км.

По кровле заводоуковской серии принципиальных отличий от структуры по поверхности фундамента не отмечается. Северная тектоническая область также обособляется зоной больших глубин, оконтуренных изогипсой —3,5 км. В Усть-Енисейском и Пурском мегапрогибах и Большехетской мегавпадине кровля заводоуковской серии залегает на глубинах 4,6—5,3 км, в Сеяхинском мегапрогибе — на глубине 4,2—4,3 км.

В Центральной тектонической области максимальные глубины фиксируются в Ханты-Мансийской, Юганской и Нюрольской мегавпадинах (до 3,0—3,2 км). Купол Сургутского свода оконтуривается изогипсой —2,9 км на площади около 20 тыс. км², купол Нижневартовского свода — изогипсой —2,7 км, охватывая примерно такую же площадь. Купола Александровского, Средневасюганского и Пудинского мегавалов замыкаются по изолинии —2,5 км.

Территория Внешнего тектонического пояса по кровле заводоуковской серии представляет собой систему моноклиз и выступов, постепенно погружающихся в Приуральской, Казахстанской, Барабинско-Кулундинской и Таймырской зонах и с более крутым падением слоев в Новоземельской, Алтае-Саянской и Приенисейской зонах. На фоне моноклинального погружения выделяются Ляпинский мегапрогиб глубиной до 1,7 км и амплитудой 0,25 км, Тегульдетская мегавпадина глубиной до 1,7—1,8 км и ряд других более мелких структур.

По кровле саргатской серии зона сравнительно больших глубин от Северной тектонической области распространяется в виде двух полос на юг вдоль Надымской мегавпадины, Пурского мегапрогиба, оконтуриваясь изогипсой —2,0 км. Резко сужается зона больших глубин между полуостровами Ямал и Таймыр, разделяя Северную тектоническую область на две зоны: северную с глубинами 2,4—2,6 км и южную с глубинами 2,5—2,7 км. По-прежнему максимальные глубины в пределах Северной тектонической области фиксируются в Усть-Енисейском (2,3—2,4 км), Пурском (2,4—2,5 км), Сеяхинском (2,5—2,6 км) мегапрогибах и Большехетской (2,4 км) мегавпадине. От Уренгоя на севере до Новомолодежной структуры на юге отчетливо выделяется зона линейно вытянутых крутых валов.

В Центральной тектонической области Ханты-Мансийская, Юганская и Нюрольская мегавпадины раскрываются в северном направлении. Кровля саргатской серии залегает здесь на глубинах 1,8—1,9 км.

Замкнутый купол Сургутского свода оконтуривается изогипсой 1,8 км, при этом намечается увеличение площади его в северном направлении. Купол Нижневартовского свода остается в прежних границах и оконтуривается изогипсой —1,7 км.

Александровский и Васюганский мегавалы объединяются в крупный выступ, раскрывающийся в южном направлении, на фоне которого сохранились лишь отдельные замкнутые структуры типа куполовидных поднятий и валов, совпадающих по площади с куполами этих структур по более глубоким горизонтам.

На территории Внешнего тектонического пояса сохраняется система моноклиз и выступов, но площадь пояса несколько смещается в сторону центральной части равнины, особенно в южной части Приуральской зоны, Казахстанской, Барабинско-Кулундинской и Алтае-Саянской зонах. В северной части Приуральской зоны резко сокращается площадь Ляпинского мегапрогиба. Глубина залегания кровли саргатской серии здесь равна 1,0 км, а амплитуда прогиба — 100 м.

По кровле покурской серии Северная тектоническая область окончательно разделяется на две зоны: северную с глубинами 1,3—1,4 км и Надым-Пурскую с глубинами 1,5—1,6 км. Между этими зонами располагается широкая полоса от Ямала до Таймыра с более высокими гипсометрическими отметками кровли покурской серии. В южной зоне Северной тектонической области районы максимальных глубин смещаются в западную часть, где в Надымской, Танловской мегавпадинах и Парусовом мегапрогибе глубины до кровли покурской серии составляют 1,5—1,6 км. В меридиональном направлении центр южной зоны Северной тектонической области рассекается зоной линейно вытянутых крутых валов.

В Центральной тектонической области по кровле покурской серии исчезают Юганская и Нюрольская мегавпадины. Ханты-Мансийская мегавпадина сохраняется в виде залива, погружающегося на север, осложненного мелкими впадинами, с глубинами до 1,1 км.

Сургутский свод обособляется в виде крупного поднятия, оконтуренного изогипсой —1,0 км с амплитудой 150 км. Нижневартовский свод также остается в прежних границах, но амплитуда его уменьшается. Александровский и Васюганский мегавалы объединяются в линейно вытянутую узкую структуру, оконтуренную изогипсой —0,7 км. Эта структура является южным продолжением зоны линейных валов Северной тектонической области. Пудинский свод как самостоятельная структура не выделяется. Он входит в состав моноклинального склона, протягивающегося от Алтае-Саянского выступа. В южной части Центральной тектонической области обособляется в виде замкнутой структуры Омская мегавпадина глубиной 0,95 км и амплитудой 150 м.

Территория Внешнего тектонического пояса сохраняется в виде системы моноклиналей и выступов, но отмечается расширение их в сторону центральных частей равнины, особенно в Алтае-Саянской и Чулымо-Енисейской зонах.

По кровле дербышинской серии центры максимального прогибания смещаются на юг, в пределы Центральной тектонической области. В Северной тектонической области они сохраняются лишь в Надымской мегавпадине, которая является северной центриклиналью крупной отрицательной структуры, оконтуренной изогипсой —0,7 км и протягивающейся от Надыма на севере до бассейна р. Демьянки на юге и от меридиана Ханты-Мансийска на западе до Нижневартовска на востоке. От этой крупной отрицательной структуры во всех направлениях, в том числе и в северном, кровля дербышинской серии залегает на более высоких гипсометрических отметках. С востока эта депрессия ограничивается зоной линейно вытянутых валов, протягивающейся от Уренгоя на севере до Среднего Васюгана на юге.

На территории Северной тектонической области глубины залегания кровли дербышинской серии изменяются в пределах 300—400 м. Лишь в юго-западной части области в Надымской мегавпадине отмечается углубление до 900—950 м.

Бóльшую часть Центральной тектонической области занимает крупная отрицательная структура, на фоне которой сохраняется в виде замкнутого

поднятия Сургутский свод. Нижневартовский свод по кровле дербышинской серии представляет собой выступ широтного простирания, раскрывающийся в восточном направлении.

Внешний тектонический пояс, состоящий из системы моноклиз и выступов, расширяется к центру плиты, особенно в Приенисейской и Алтае-Саянской зонах. В Приуральской части продолжает существовать Ляпинский мегапрогиб с глубинами кровли дербышинской серии до 420 м и амплитудой до 120 м.

По кровле верхнелюлинворского горизонта отмечается смещение зон прогибания в южном направлении. Весь север, северо-запад и северо-восток Западно-Сибирской плиты представляет собой область денудации. Наиболее погруженная часть занимает территорию от Надыма на севере до Омска на юге и Ханты-Мансийска на западе и до Нижневартовска на востоке. В пределах этой депрессии наиболее погруженные участки располагались в Надымской (0,40—0,45 км), Юганской (0,45—0,48 км) и Омской (0,40—0,42 км) мегавпадинах. С востока эта региональная область погружения ограничивается системой линейно вытянутых валов, протягивающейся от Уренгоя на севере до Среднего Васюгана на юге.

В новомихайловское время бассейн седиментации сохраняется лишь в центральных и южных районах Западно-Сибирской плиты. Вся Северная тектоническая область и значительная часть севера Внешнего тектонического пояса в это время представляли собой область денудации. По кровле новомихайловского горизонта центр прогибания смещается на юг, в районы Омской и Кулундинской мегавпадин, где глубина до кровли этого горизонта составляет 100—110 м. В Ханты-Мансийской мегавпадине глубина залегания кровли новомихайловского горизонта изменяется от 20—30 до 60 м.

Таким образом, в целом для всей территории Западно-Сибирской плиты отмечается постепенное смещение центров прогибания от северных районов в триас-юрское и нижнемеловое время в южные районы в палеоген-неогеновое время. Следует отметить, что в четвертичный этап развития Западно-Сибирской плиты вновь резко прогибаются районы Северной тектонической области, но и в Кулундинской зоне интенсивное четвертичное прогибание также сохраняется.

Основные сведения по положительным структурам мезозойского чехла Западно-Сибирской плиты приведены в табл. 12.

Во Внешнем поясе платформенного чехла основными типами структур I порядка являются моноклизы, мегапрогибы, наклонные и незамкнутые мегавалы, структурные носы. Структуры эти унаследованны от структур фундамента. Но так как мощность осадочного чехла в этой части плиты сравнительно небольшая, а фундамент погружается к центру плиты, структуры чехла, являющиеся отражением структур фундамента, разомкнуты в сторону горного обрамления.

В Приуральской части Внешнего пояса выделяются Сосьвинский, Висимский, Хашгортский, Шаимский и другие мегавалы, Тюменский и Ляпинский мегапрогибы. Эти структурные элементы имеют северо-восточное (Уральское) простирание. Они раскрыты (не замкнуты) в сторону Уральского хребта, а на их продолжении в пределах Урала выделяются складчатые структуры типа антиклинориев и синклинориев. Так, на продолжении Ляпинского мегапрогиба в пределах Урала располагается Тагильский синклинорий. Висимскому мегавалу и Пелымскому мегавыступу на Урале соответствует Восточно-Уральский антиклинорий и т. д.

Таблица 12

Основные сведения по положительным тектоническим структурам мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты

Структурный элемент	Тип структур	Азимут простирания	Размер, км	Отношение длин осей	Площадь, тыс. км²
I. Внешний тектонический пояс					
1. Новопортовский	Вал	310	20×95	4,75	2,0
2. Еркутаяхское	к. п.	335	25×40	1,60	1,0
3. Салетинский	с. н.	315	14×35	2,06	0,6
4. Верхореченский	Горст	315	18×92	5,10	1,5
5. Ярсалинский	с. н.	80	27×42	1,56	1,1
6. Войкарский	»	300	50×65	1,13	3,0
7. Хулгинский	»	325	40×65	1,63	2,5
8. Мансийский	Вал	360	12×60	5,00	0,7
9. Хашгортский	м. в.	30	75×282	3,76	17,8
10. Висимский	»	20	50×175	3,50	8,9
11. Пелымский	Выступ	20	110×260	2,36	28,0
12. Солемальское	к. п.	50	12×25	2,10	0,3
13. Куноватский	с. н.	300	12×60	5,00	0,8
14. Ай-Ворт-Юганский	Вал	90	10×30	3,00	0,5
15. Тегинский	»	90	10×42	4,20	0,5
16. Алясовский	»	90	10×80	8,00	1,4
17. Чуэльский	»	80	15×25	1,66	0,5
18. Алтатумское	к. п.	330	15×35	2,33	0,5
19. Игримский	Вал	55	12×50	4,16	0,8
20. Шухтунгортское	к. п.	30	15×25	1,66	0,3
21. Ханлазинский	Вал	360	15×40	4,66	0,8
22. Малососьвинский	»	355	10×30	3,00	0,3
23. Эсский	»	360	12×32	2,66	0,3
24. Верхнекондинское	к. п.	360	32×50	1,56	1,5
25. Арантурское	»	310	35×40	1,14	1,1
26. Иусский	с. н.	260	15×45	3,00	0,5
27. Сосьвинский	Вал	35	18×140	7,78	2,4
28. Новотроицкий	»	30	25×115	4,60	2,8
29. Еремпнское	к. п.	360	12×30	2,50	0,3
30. Шаимский	м. в.	40	60×175	2,92	8,6
31. Большетапский	с. м.	75	25×85	3,40	2,0
32. Леушинский	с. н.	90	60×62	1,08	3,3
33. Назаровский	Вал	320	32×82	2,56	3,0
34. Добринский	с. н.	55	20×60	3,00	1,6
35. Ницинско-Троицкий	Вал	45	25×235	9,40	5,0
36. Тавдинское	к. п.	30	30×37	1,23	0,8
37. Андрюшинское	»	360	20×30	1,50	0,5
38. Мишкинский	Вал	40	25×215	8,60	5,0
39. Боркинский	»	40	15×225	15,00	3,2
40. Курганский	»	30	30×160	5,33	4,2
41. Юргамышский	»	25	20×120	6,00	2,0
42. Тобольский	м. в.	25	140×540	3,86	70,0
43. Вагай-Ишимский	Выступ	45	135×210	1,56	28,0
44. Малиновское	к. п.	325	35×60	1,71	1,4
45. Шипуновское	»	325	20×65	3,50	1,1
46. Старосолдатский	м. в.	325	58×140	2,41	5,9
47. Октябрьский	Вал	50	25×85	3,40	2,0
48. Калибекский	»	30	25×75	3,00	1,2
49. Сладковский	»	25	25×115	4,60	2,2
50. Грабовский	с. н.	50	35×115	3,28	3,0
51. Андрпановский	»	30	50×100	2,00	4,0

Продолжение табл. 12

Структурный элемент	Тип структур	Азимут простирания	Размер, км	Отношение длин осей	Площадь, тыс. км²
52. Воронцовский	Вал	30	25×70	2,80	1,5
53. Платовский	»	10	60×135	2,25	5,0
54. Локтевское	к. п.	70	42×55	1,31	2,2
55. Среднекулундинское	»	20	30×45	1,50	1,2
56. Кучукское	»	20	25×42	1,68	1,0
57. Томско-Каменский	Выступ	60	200×650	3,25	60,0
58. Калгачский	»	300	85×100	1,17	8,00
59. Крещенский	Вал	35	25×250	10,0	5,0
60. Лозниковский	с. м.	360	60×85	1,42	5,0
61. Убинский	с. м.	15	60×100	1,67	5,2
62. Сымский	Вал	350	27×120	4,44	3,0
63. Келлогское	к. п.	5	20×40	2,00	0,5
64. Фарковский	Вал	20	25×87	3,48	1,5
65. Таймырский	Мегавыступ	40	400×600	1,50	120,0
					459,8
II. Центральная тектоническая область					
66. Северный	м. в.	300	45×275	6,11	11,5
67. Пахтусовский	с. м.	315	55×65	1,18	3,4
68. Байдарацкий, 1	Вал	55	17×45	2,65	0,8
69. » 2	»	340	22×70	3,18	1,1
70. » 3	»	310	27×60	2,22	1,2
71. » 4	»	45	20×57	2,85	1,0
72. » 5	»	360	25×65	2,60	1,1
73. Нурминский	м. в.	320	50×285	5,70	11,7
74. Собьяхинский	Вал	320	15×75	5,00	1,2
75. Ярудейский	м. в.	335	35×190	5,43	5,5
76. Южно-Июльский	с. н.	310	12×25	2,08	0,5
77. Кельсинское	к. п.	25	12×40	3,33	0,5
78. Амнинский	Вал	25	18×55	3,06	0,7
79. Мозямский	»	45	17×87	5,12	1,0
80. Шеркалинский	»	40	12×37	3,08	0,3
81. Октябрьское	к. п.	25	17×40	2,35	0,5
82. Верхнеамнинское	»	360	32×62	1,94	1,8
83. Нергинский	Вал	15	12×60	5,00	0,6
84. Тугровское	к. п.	15	15×40	2,67	0,5
85. Перегребненский	Вал	10	10×30	3,00	0,3
86. Красноленинский	Свод	315	100×120	1,20	8,6
87. Юкондинский	с. н.	90	27×145	5,37	3,0
88. Болчаринский	Вал	330	15×55	3,67	1,0
89. Зенковское	к. п.	340	70×100	1,43	4,7
90. Средненадымское	»	65	30×35	1,17	0,8
91. Верхнеляминское	»	360	35×80	2,28	2,1
92. Унлорское	»	90	25×62	2,48	2,0
93. Усть-Ишимский	Вал	315	15×55	3,67	0,8
94. Наталинский	»	320	15×92	6,13	1,1
95. Тевризский	с. м.	290	22×100	4,55	1,8
96. Завьяловский	Вал	300	15×85	5,67	1,3
97. Новологиновское	к. п.	320	25×27	1,08	0,3
98. Чугунлинский	с. м.	325	25×57	2,28	0,9
99. Омское	к. п.	10	25×37	1,48	0,6
100. Пологрудовский	м. в.	320	35×200	5,71	5,5
101. Большереченский	с. н.	90	17×40	2,35	0,6
102. Саргатский	»	290	20×50	2,50	0,6

Структурный элемент	Тип структур	Азимут простирания	Размер, км	Отношение длин осей	Площадь, тыс. км²
103. Георгиевское	к. п.	35	20×45	2,20	0,8
104. Калачинское	»	30	35×40	1,14	1,1
105. Зубовское	»	90	50×80	1,60	3,0
106. Тебисский	м. в.	345	35×165	4,46	5,0
107. Верхнедемьянский	»	320	100×390	3,90	24,0
108. Тугровский	с. н.	360	20×45	2,25	1,0
109. Тайлаковский	»	360	30×75	2,50	2,0
110. Мултановский	Вал	360	12×25	2,08	0,3
111. Майтанский	»	335	10×60	6,00	0,5
112. Каймысовский	Свод	345	85×175	2,06	13,0
113. Игольское	к. п.	60	25×48	1,92	1,1
114. Ай-Сазский	Вал	325	12×28	2,33	0,3
115. Камышинский	»	324	15×62	2,80	0,6
116. Межовское	к. п.	315	50×100	2,00	5,5
117. Новотроицкий	Вал	80	12×40	3,33	0,5
118. Тенизское	к. п.	325	17×20	1,17	0,3
119. Верхнетарский	с. н.	320	20×70	3,50	1,0
120. Таволгинский	»	325	30×75	2,50	2,3
121. Лавровский	Вал	310	37×87	2,35	3
122. Фестивальный	»	320	15×40	1,60	0,6
123. Олимпийское	к. п.	330	17×42	2,47	0,6
124. Пудинский	м. в.	285	75×150	2,00	8,4
125. Крыловское	к. п.	65	25×45	1,80	0,7
126. Парабельский	Свод	295	100×225	2,25	18,1
127. Соболиный	Вал	335	12×30	2,50	0,3
128. Луговое	к. п.	330	17×35	2,06	0,6
129. Минасовское	»	320	17×45	2,65	0,7
130. Моховское	»	90	45×92	2,04	2,8
131. Усть-Чулымский	Вал	330	20×80	4,00	1,5
132. Белоярский	»	335	15×107	7,13	1,6
133. Зимовский	с. н.	50	35×42	1,20	1,4
134. Чулымский	»	55	22×53	2,41	1,0
135. Степановский	Свод	280	55×155	2,82	8,6
136. Степановское	к. п.	45	25×60	2,40	0,9
137. Ярский	Вал	55	20×50	2,50	0,8
138. Владимирский	Свод	305	75×120	1,60	7,6
139. Северо-Кетское	к. п.	15	23×55	2,39	0,8
140. Южно-Ажарминское	»	355	23×60	2,17	0,6
141. Пыль-Караминский	м. в.	360	120×525	4,34	54,5
142. Верхнераттский	Вал	360	15×50	3,33	0,5
143. Верхнетазовское	к. п.	315	17×42	2,47	0,6
144. Тольинское	»	330	35×75	2,14	2,0
145. Красноселькупский	Выступ	360	95×220	2,31	14,8
146. Верхнеколикъеганский	Вал	40	23×57	2,45	1,1
147. Верхнетолькинский	»	360	22×58	2,64	1,2
148. Александровский	м. в.	35	65×260	4,00	12,8
149. Окуневское	к. п.	360	32×60	1,88	1,6
150. Мок-Пайский	Вал	25	10×35	3,50	0,3
151. Эмторское	к. п.	360	25×35	1,40	0,6
152. Межозерный	Вал	360	7×60	8,57	0,4
153. Трассовый	»	320	20×32	1,60	0,6
154. Мурасовский	»	360	23×75	3,26	1,4
155. Средневасюганский	м. в.	15	50×140	2,80	6,2
156. Черемшанское	к. п.	360	32×50	1,56	1,1

Продолжение табл. 12

Структурный элемент	Тип структур	Азимут простирания	Размер, км	Отношение длин осей	Площадь, тыс. км²
157. Нижневартовский	Свод	320	120×260	2,14	22,2
158. Киняминский	Вал	325	10×80	8,0	1,0
159. Варьеганский	»	360	11×115	5,23	2,2
160. Ай-Тульский	»	360	17×200	11,8	3,4
161. Большекотухтинское	к. п.	345	25×32	1,28	0,5
162. Айка-Еганское	»	90	32×70	2,19	2,3
163. Верхнешапшинское	»	360	20×32	1,60	0,5
164. Салымское	»	40	30×35	1,17	1,3
165. Верхнесалымское	»	360	32×35	1,09	1,2
166. Чупальский	Вал	290	15×45	3,00	0,5
167. Пойкинский	»	360	20×70	3,50	1,1
168. Сургутский	Свод	20	110×270	2,45	23,4
169. Ай-Пимский	Вал	340	15×63	4,33	0,8
170. Сортымский	»	335	17×75	4,41	1,2
171. Ватлорский	»	310	15×77	5,13	1,1
172. Тромъеганское	к. п.	360	25×40	1,60	0,8
173. Летний	Вал	90	12×55	4,58	0,5
174. Верхненадымское	к. п.	360	19×32	1,68	0,5
175. Западно-Холмогорский	Вал	360	20×60	3,00	1,1
					345,6

III. Северная тектоническая область

176. Ой-Хоттинское	к. п.	40	35×55	1,57	2,0
177. Средненадымское	»	315	15×40	2,67	0,6
178. Надымское	»	340	25×35	1,40	1,0
179. Медвежий	Вал	360	30×280	9,33	8,9
180. Песцовый	»	80	28×95	3,39	2,0
181. Уренгойский	»	360	60×250	4,12	14,1
182. Юбилейное	к. п.	360	20×35	1,75	0,7
183. Ямсовейский	Вал	320	17×60	3,53	0,7
184. Северный	Свод	20	90×175	1,94	9,7
185. Коллективное	к. п.	280	10×42	4,20	0,5
186. Западно-Таркосалинский	Вал	360	12×45	2,75	0,6
187. Айваседопуровское	к. п.	20	25×50	2,00	0,8
188. Восточно-Таркосалинское	»	315	15×30	2,00	0,7
189. Вэнгаяхинский	Вал	360	20×85	4,25	1,4
190. Етыпурский	»	340	15×62	4,13	1,2
191. Вэнгапурское	к. п.	360	30×48	1,60	0,8
192. Ярайнерское	»	315	35×48	1,37	1,5
193. Харампурский	Вал	360	15×70	4,67	1,1
194. Русский	м. в.	360	30×275	9,17	13,6
195. Заполярное	к. п.	35	23×40	1,74	0,7
196. Тазовское	»	310	40×48	1,20	1,5
197. Ямбургское	»	15	50×70	1,40	3,7
198. Юрхаровский	Вал	50	15×80	5,33	1,4
199. Тогульский	»	15	20×100	5,00	1,4
200. Сузунский	»	5	20×90	4,50	1,6
201. Малохетский	»	35	25×250	6,0	3,5
202. Рассохинский	Вал	60	45×525	11,6	20,6
203. Танамский	Свод	90	95×140	1,47	10,5
204. Солнадинский	Вал	70	25×80	3,20	1,7
205. Северо-Аптипаютинский	»	340	25×90	3,60	1,8

Продолжение табл. 12

Структурный элемент	Тип структур	Азимут простирания	Размер, км	Отношение длин осей	Площадь, тыс. км²
206. Верхнегыданское	к. п.	310	32×60	1,87	1,7
207. Юрибейский	Свод	325	92×160	1,74	10,3
208. Напалковский	м. в.	345	30×230	1,65	8,0
209. Сеяхинское	к. п.	90	27×55	2,04	1,1
210. Среднеямальский	Свод	335	55×120	2,18	8,0
211. Зеленомысский	»	345	55×110	2,00	5,0
212. Западно-Малыгинское	к. п.	360	35×55	1,57	1,4
213. Малыгинское	»	50	24×65	2,40	1,2
214. Преображенский	Вал	320	45×140	3,11	4,7
215. Оленьеостровское	к. п.	360	37×85	2,29	3,1

к. п.—куполовидное поднятие; с. н.—структурный нос; с. м.— структурный мыс; м. в.—мегавал.

На юге Западно-Сибирской плиты во Внешнем поясе располагаются Тобольский мегавал, Северо-Казахстанская, Барабинско-Пихтовская моноклинали, Прииртышская, Кулундинская мегавпадины и Томско-Каменский выступ.

Судя по резкой структурной дифференциации чехла, тектоническая активизация фундамента в пределах западной и южной частей Внешнего пояса плиты в мезозое была достаточно высокой.

Структурная дифференциация чехла во Внешнем поясе восточной и юго-восточной частей плиты отмечается очень слабо. Здесь в чехле выделяются всего две структуры I порядка: Приаргинская и Покулихинская (Приенисейская) моноклизы. Тектоническая активизация структур, в том числе и более высокого порядка, в этой части плиты наиболее отчетливо проявляется только в юрское время.

По более высоким горизонтам чехла структурная дифференциация практически затухает. Нужно заметить, что в фундаменте восточной части плиты развит ряд крупных палеозойских впадин: Касская, Маковская, Кемчугская и др., которые в платформенном чехле четко проявились только по юрским и нижнемеловым отложениям.

Ярко выраженная структурная дифференциация в чехле отмечается в Центральной области плиты.

Структуры I порядка здесь характеризуются различными формой, размером и простиранием. Среди положительных структур имеются поднятия сводового типа, мегавалы, выступы. К отрицательным структурам отнесены впадины, мегапрогибы, мегажелоба.

Структуры I порядка изометричной формы тяготеют к центральной, северо-западной и юго-восточной частям Центральной области плиты, а линейные — к юго-западной, восточной и северной. Такое территориальное распределение разного типа структур I порядка, как показано ниже, не случайно, а объясняется особенностями строения фундамента.

Структуры изометричной формы характерны для Уват-Ханты-Мансийского — Надымского региона.

В Обь-Иртышском междуречье, а также в широтном отрезке течения р. Оби поднятия I порядка имеют также неопределенные очертания, а осложняющие их структуры II порядка — преимущественно северо-западное простирание. Вблизи Колтогорского и Пурского мегапрогибов структуры I и II порядков подчинены их простиранию. Северо-северо-восточной ориентировкой, соответствующей простиранию мегапрогибов, характеризуются Средневасюганский и Александровский мегавалы. Эти структуры дискордантны по отношению к Парабельскому и Пудинскому мегавалам, последние имеют строго северо-западную ориентировку и отделяются от Средневасюганского и Александровского мегавалов узким Накоткинским прогибом, входящим в состав Усть-Тымской впадины. Из отрицательных структур I порядка в центральной части Центральной области на карте тектоники платформенного чехла выделены Юганская, Нюрольская, Усть-Тымская мегавпадины, имеющие расплывчатые контуры.

Структурный план, как уже говорилось выше, по всем горизонтам чехла отражается достаточно четко, при этом не отмечается каких-либо заметных структурных несогласий. Рост структурных элементов продолжался в течение всего мезозоя, особенно это характерно для структур, расположенных вблизи Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба, которые развивались унаследованно и в кайнозое.

В юго-западной и восточной частях Центральной тектонической области крупные структурные формы чехла и осложняющие их более мелкие характеризуются преимущественно линейной формой и северо-западной ориентировкой.

В Северной тектонической области Западно-Сибирской плиты тектоника платформенного чехла изучена пока слабо. Структуры в западной ее части имеют линейные формы, северо-западное простирание (Сеяхинский мегапрогиб, Напалковский, Медвежий мегавалы), а в северной части — северо-восточное (Свердрупский мегапрогиб).

В восточной части области структуры платформенного чехла имеют форму ближе к изометричной. Здесь выделяются Среднеямальский, Юрибейский, Танамский своды, Антипаютинская, Большехетская впадины.

Всего в осадочном чехле плиты выделено около 40 положительных и 20 отрицательных структур I порядка. Амплитуда положительных структур изменяется от 30—40 до 200 м (рис. 12).

В платформенном чехле установлено около 400 структур II порядка. Среди них доминирующее положение занимают куполовидные поднятия и валы.

Отмечается пространственная связь положительных структур I и II порядков, неслучайно она обусловлена их генетическим родством.

Определенный интерес представляет анализ простираний положительных структур I и II порядков. На рис. 13 приведены розы-диаграммы простираний этих структур. Методика построений их следующая: по 20-градусным интервалам наносилась в соответствующем масштабе суммарная длина длинных осей структур с простираниями, соответствующими каждому данному 20-градусному интервалу.

В Северной тектонической области резко преобладают субмеридиональные и северо-восточные простирания. Если принять суммарную длину длинных осей за 100%, то в Северной тектонической области субширотные направления составляют 50%, а северо-восточные — 35%. Северо-восточные направления связаны с новоземельскими и усть-енисейскими простираниями блоковых движений фундамента, которые преобладают в северной половине Северной тектонической области.

Субширотные направления осей структур связаны с уральскими и приенисейскими простираниями блоковых движений фундамента и преобладают в южной половине Северной тектонической области.

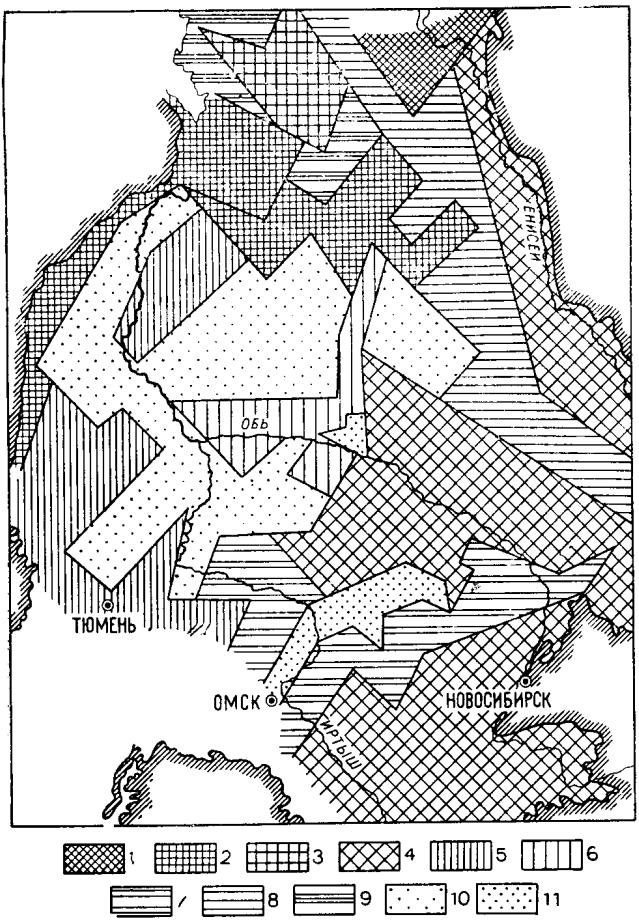


Рис. 12. Районирование плиты по современным амплитудам Амплитуда (в м) положительных структур I и II порядков (по К. И. Микуленко и В. С. Старосельцеву):
1 — > 1000, *2—3* — 450—510, *4* — 325 — 375, *5—6* — 180—195; *7—8—9* — 130—165, *10—11* — 75—85

В Центральной тектонической области преобладают северо-западные и северо-восточные простирания осей положительных структур I и II порядков. Последние составляют 38%, а северо-западные — 41%. Северо-восточные простирания, по-видимому, связаны с блоковыми движениями фундамента в послескладчатый этап его формирования, а северо-западные — с унаследованными движениями складчатых структур.

Во Внешнем тектоническом поясе преобладают северо-восточные простирания осей положительных структур II и I порядков, которые составляют

72%. Такое распределение простираний отражает унаследованные движения складчатых структур в основном Уральской и Казахстанской складчатых систем. Небольшой процент северо-западных простираний обусловлен скорее

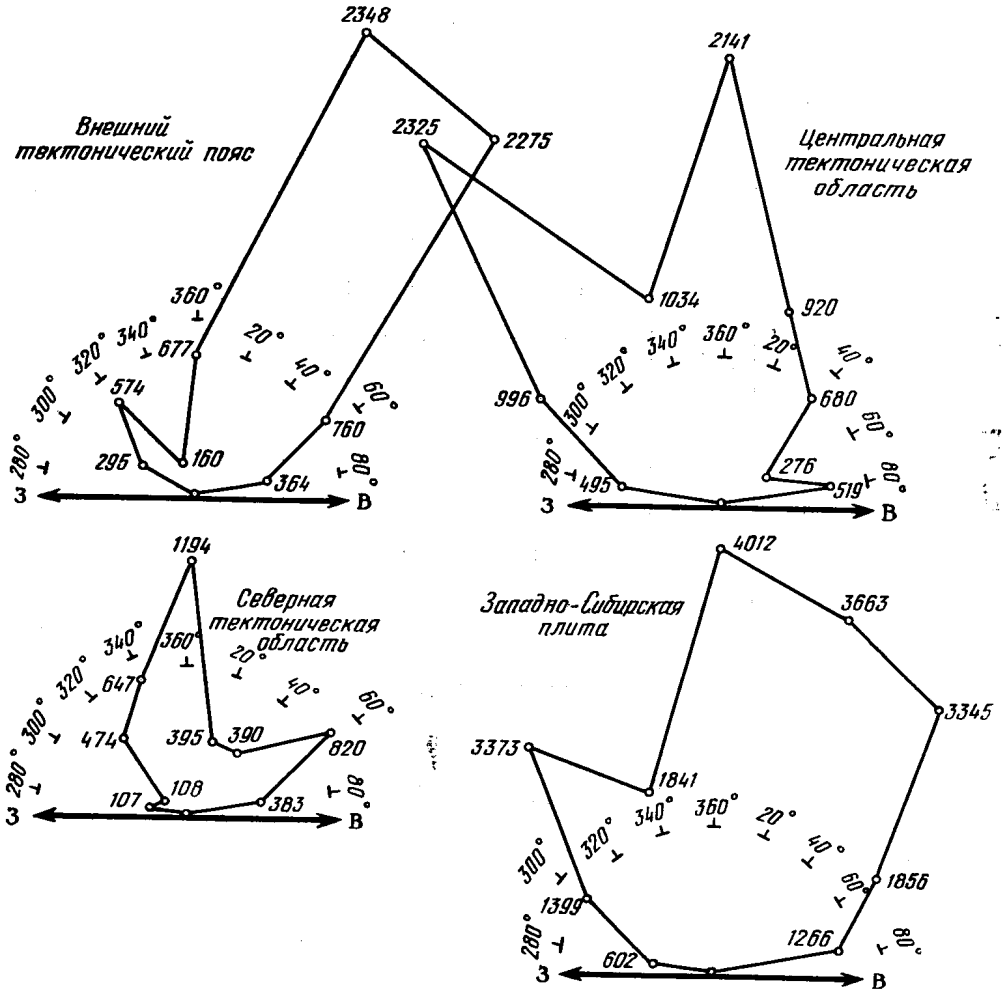


Рис. 13. Розы-диаграммы простираний длинных осей положительных тектонических структур мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты (цифрами показана суммарная длина в км длинных осей структур)

недостаточной степенью изученности восточной зоны Внешнего тектонического пояса.

Все структурные построения и анализ истории развития как региональных, так и локальных структур обычно производится по современным отметкам без учета влияния возможного уплотнения пород на положение палеоповерхностей и современных стратиграфических поверхностей. В настоящей работе влияние этого фактора также не учитывалось, но для того чтобы оценить возможные ошибки, был произведен анализ влияния уплотнения глинистых пород на

Таблица 13

Расчет влияния уплотнения глинистых пород на палеоструктурное положение кровли тюменской свиты

Площадь	№ скважины	Альтитуда, м	Параметры на начало накопления свит											
			абалакской (васюганской)			покурской			кузнецовской			талицкой		
			суммарная современная мощность, м	палеоотметки, м		поправка на уплотнение, м	палеоотметки, м		поправка на уплотнение, м	палеоотметки, м		поправка на уплотнение, м	палеоотметки, м	
				без разуплотнения	с учетом разуплотнения		без разуплотнения	с учетом разуплотнения		без разуплотнения	с учетом разуплотнения		без разуплотнения	с учетом разуплотнения
Сургутская	51	41	113	0	3,3	31	1017	986	50	1848	1798	57	2068	2011
Мамонтовская	1	61	196	0	9,5	61	1079	1018	82	1904	1812	100	2119	2019
Ханты-Мансийская	4	29	117	0	3,8	29	908	879	52	1752	1700	58	2047	1989
Фроловская	1	29	192	0	9,6	51	914	863	88	1768	1680	97	2080	1983
Правдинская	90	39	188	0	8,5	53	986	933	87	1823	1736	94	2060	1966
	76	33	208	0	10,0	62	1020	958	88	1861	1763	97	2116	2019
	80	46	175	0	7,8	50	971	921	81	1802	1721	87	2042	1955
Салымская	1	35	123	0	4,2	32	963	931	55	1776	1721	61	2046	1985
Восточно-Салымская	1	49	223	0	10,6	70	1080	1010	105	1872	1467	115	2137	2012
Юганская	1	56	326	0	20,0	105	1218	1113	166	2081	1915	179	2320	2141
Уватская	3	42	90	0	2,3	23	956	933	36	1586	1550	43	1956	1913

положение поверхности некоторых стратиграфических границ по районам Центральной тектонической области.

На Западно-Сибирской плите разрез платформенных отложений сложен песчано-глинистыми породами. Уплотнение песчаных пород по сравнению с глинистыми незначительно, и величиной его можно пренебречь для решения задач, поставленных в настоящей работе.

В табл. 13 по скважинам, вскрывшим поверхность фундамента в Центральной тектонической области, произведен расчет влияния уплотнения глинистых пород на палеоструктурное положение кровли тюменской свиты на начало среднего келловея, середину апта и конец мела.

При расчетах принята следующая методика. По каждой скважине подсчитывалась суммарная современная мощность глинистых пород. По методике И. И. Нестерова рассчитывалась величина суммарного их уплотнения в зависимости от глубины залегания кровли тюменской свиты на соответствующий расчетный этап времени. Палеоотметка кровли тюменской свиты, рассчитанная по современным мощностям пород, рассматривалась как итоговое ее положение на определенное время под действием тектонических причин и под влиянием уплотнения глинистых пород. В табл. 13 последняя величина численно равна «поправке на уплотнение», а первая — «палеоотметке с учетом разуплотнения». Например, в Сургутской скв. 51 на начало накопления покурской свиты кровля тюменской свиты залегала на глубине 1017 м, при этом за счет уплот-

Таблица 14

Расчет влияния уплотнения глинистых пород на современное структурное положение стратиграфических подразделений

Площадь	№ скважины	Альтитуда, м	Тюменская свита				Алымская свита				Покурская свита			
			суммарная современная мощность глин, м	поправка на уплотнение, м	абсолютная отметка кровли, м		суммарная современная мощность глин, м	поправка на уплотнение, м	абсолютная отметка кровли, м		суммарная современная мощность глин, м	поправка на уплотнение, м	абсолютная отметка кровли, м	
					современная	с учетом разуплотнения			современная	с учетом разуплотнения			современная	с учетом разуплотнения
Сургутская	51	41	113	67	2771	2704	847	429	1754	1325	1096	513	923	410
Мамонтовская	1	61	196	117	2825	2708	894	486	1746	1260	1157	574	921	347
Ханты-Мансийская	4	29	117	69	2789	2720	989	520	1881	1361	1383	646	1037	391
Фроловская	1	29	192	114	2789	2675	1054	569	1875	1306	1440	681	1021	340
Правдинская	90	39	188	112	2774	2662	814	436	1778	1342	1125	528	951	423
	76	33	208	125	2847	2722	888	484	1831	1347	1214	586	990	404
	80	46	175	105	2788	2683	875	472	1817	1345	1155	549	986	437
Салымская	1	35	123	74	2831	2757	786	423	1868	1445	1164	554	1055	501
Восточно-Салымская	1	49	223	134	2913	2779	1115	612	1833	1221	1448	710	1041	331
Юганская	1	56	326	196	3032	2836	1203	673	1814	1141	1400	705	941	236
Уватская	3	42	90	52	2654	2602	760	341	1688	1357	1008	455	964	509

нения глинистых пород тюменской свиты кровля ее опускалась всего на 31 м, а за счет тектонических движений — на 986 м. В целом по районам Центральной тектонической области под весом вышележащих пород за счет уплотнения глин кровля тюменской свиты опустилась всего на 52—196 м (табл. 14), что составляет 2—8% от современных глубин залегания свиты.

На начало накопления абалакской (васюганской) свиты изменение положения палеокровли тюменских отложений обусловлено лишь уплотнением глин под собственным весом пород свиты. В изучаемом районе в региональном плане зона максимального прогибания располагалась в районе осевой части Юганской мегавпадины. На юг, север, запад отмечался небольшой подъем амплитудой 15—20 м (см. табл. 13). Для локальных поднятий имеются лишь некоторые данные по Правдинской (Пойкинской) площади. Здесь поверхность тюменской свиты на начало среднего келловея представляла собой моноклиналь, наклоненную на север в сторону скв. 76.

На начало среднего апта кровля отложений тюменской свиты представляла собой уже довольно дифференцированную поверхность с центром прогибания в зоне осевой части Юганской мегавпадины. Палеоамплитуда прогибания на участке от Уватской площади до Юганской составляла 262 м. При этом за счет уплотнения глинистых пород величина прогибания кровли свиты увеличилась на 82 м, что составляло 31%. В целом за счет уплотнения глинистых пород рельеф кровли тюменской свиты стал более дифференцированный, но простирание изогипс, обусловленное тектоническими движениями, при этом не изменилось.

На начало туронского века центр прогибания кровли тюменской свиты остался в районе осевой зоны Юганской мегавпадины. Тектоническая составляющая прогибания на участке Уват — Юган составляла 74%, а на участке Юган — Сургут — 50%. Примерно аналогичная картина в соотношении амплитуд прогибания кровли тюменской свиты за счет уплотнения глин и за счет тектонических факторов оставалась до конца мелового периода. В палеогеновый и неогеновый этапы развития отмечается некоторое несоответствие на площади Правдинского поднятия. Здесь на участке скв. 90—80 тектоническая составляющая прогибания соответственно рассчитана равной 150 или 82%, т. е. в послемеловой период район скв. 80 был опущен относительно скв. 90. По-видимому, это опускание произошло сравнительно недавно. На это указывают следующие два факта. Во-первых, на участке западного крыла структуры в районе скв. 70—72—77 в пласте $БС_6$ отмечено аномально высокое положение ВНК — на 7—12 м выше, чем на остальной части поднятия. Во-вторых, в пределах этого же крыла в скв. 54 получена нефть из пласта $БС_7$, сходная по физико-химическим свойствам с нефтью из юрских отложений. Пластовая температура здесь замерена равной 92,5° С, что на 10° С превышает среднюю величину на этих глубинах. В этой же скважине получен приток воды из пласта $БС_6$ также с аномально высокой температурой (91,5° С). Переток нефти здесь по затрубному пространству вследствие некачественного цементирования колонны исключен, так как забой скважины остановлен в верхневаланжинских отложениях на глубине 2405 м. Переток связан с наличием дизъюнктивного нарушения, которое возникло сравнительно недавно.

Таким образом, приведенные материалы показывают, что на современное положение кровли тюменской свиты существенное влияние оказали процессы уплотнения глинистых пород. Вследствие более или менее равномерного распределения глинистого материала в тюменской свите на территории изучаемого района эти процессы привели к увеличению амплитуды прогибания, но существенно не изменили регионального структурного плана.

В табл. 14 приведены расчеты по влиянию уплотнения глинистых пород на положение кровли алымской (апт) и покурской (апт — альб — сеноман) свит. Абсолютные величины прогибания кровли алымской свиты за счет уплотнения нижележащих пород равны 340—670 м, а за счет тектонических факторов — 1140—1360 м. Обращает на себя внимание то, что колебания амплитуд прогибания за счет уплотнения глинистых пород больше, чем за счет тектонических факторов. Это следовало ожидать из-за резкого увеличения суммарного содержания глинистых пород в разрезе неокома — апта в западном направлении.

По современным глубинам центры максимального прогибания кровли алымской свиты расположены в районе Юганской (1800—1814 м) и Ханты-Мансийской (1850—1900 м) мегавпадин. Если же построить карту рельефа поверхности алымской свиты с учетом разуплотнения глинистых пород, то наиболее высокие отметки ее залегания располагались бы в районе осевой зоны современной Ханты-Мансийской мегавпадины. Следовательно, наличие глубокозалегающей поверхности кровли алымской свиты в районе Фроловской, Ханты-Мансийской и Нялинской площадей обусловлено не тектоническими причинами, а уплотнением глинистых пород. Соответственно в неокомское время на изучаемой территории слои пород фроловской свиты были наклонены к востоку от линии Фролы — Ханты-Мансийск, а не на запад. как это имеет место сейчас.

Еще более существенное влияние факторы уплотнения глинистых пород оказали на рельеф кровли покурской свиты. В современном плане зоны максимального погружения поверхности покурской свиты охватывает Юганскую и Ханты-Мансийскую мегавпадины. Структурная карта по кровле покурской свиты с учетом разуплотнения подстилающих пород имеет существенно иной вид, она отражает распределение тектонических движений. По этой карте отмечается подъем кровли покурской свиты в сторону Верхнедемьянского мегавала и современной Ханты-Мансийской мегавпадины. Юганская мегавпадина в рельефе кровли покурской свиты не отражается. Зона наиболее интенсивного тектонического прогибания имела место в юго-западной части исследуемой территории в районе Увата.

Таким образом, в Центральной тектонической области на современные глубины залегания горизонтов, залегающих стратиграфически выше неокомских, существенное влияние оказали факторы уплотнения глинистых пород, что следует учитывать при решении вопросов, связанных с формированием залежей нефти, если считать, что они протекали почти одновременно с процессами осадконакопления. Если же залежи нефти сформировались сравнительно недавно, то существенного влияния на процессы формирования залежей нефти явления уплотнения глинистых пород не оказывали.

§ 3. Локальные поднятия платформенного чехла Западно-Сибирской плиты

Локальные поднятия являются основным объектом изучения при нефтегазопоисковых работах, поэтому на изучение их должно быть обращено особое внимание. В приведенной выше классификации платформенных структур выделено 25 классов и подклассов, количество которых может быть увеличено.

За основу классификации платформенных локальных структур различные исследователи берут самые разнообразные параметры. Однако большинство авторов считают, что наиболее общая характеристика локального поднятия отражается в истории его развития.

Из всего многообразия параметров, которые отражают историю развития локальной структуры (изменение амплитуд, углов, мощностей горизонтов и т. д.), следует выбрать такие, которые поддаются усреднению, систематизации и в дальнейшем статистической обработке. По-видимому, таким наиболее общим параметром является относительный рост локальной структуры по какому-либо стратиграфическому горизонту в различные этапы времени, характерные для развития изучаемого региона. В качестве основных признаков для измерения относительного роста предлагается величина прироста амплитуды локального поднятия за определенный этап развития или любой другой признак, выраженный в относительных единицах.

Амплитуда (или любой другой признак) опорного стратиграфического горизонта приравнивается к 1 (100%). Величины амплитуд (признаков) по всем ниже- или вышележащим горизонтам вычисляются в процентах от амплитуды (признака) опорного горизонта. Для каждого отрезка времени, характеризующего этапы развития структуры, определяется прирост величин амплитуд (признаков) в относительных единицах (в процентах). Эта величина является основным показателем (признаком) развития структуры в изучаемый отрезок времени. По предлагаемой методике сравниваются между собой только конседигенные структуры, рост которых связан с вертикальными движениями фундамента.

Изображение прироста амплитуд (признаков) в относительных единицах позволяет сравнивать между собой локальные структуры любой амплитуды и анализировать их относительный рост по этапам не только в отдельных регионах, но и в планетарном масштабе.

По описанной методике были исследованы локальные структуры Западно-Сибирской плиты. В ее пределах закартировано около 1200 локальных поднятий, более 800 из которых подготовлено к глубокому бурению, а третья часть изучена глубоким бурением. Размеры структур колеблются от 2 × 3 до 30 × 50 км, площади — от 5 до 1200 км², амплитуды по нижним горизонтам мезозоя — от десятков метров до 800 м. Вверх по разрезу амплитуды структур затухают и по маркирующим горизонтам палеогена не превышают 10—50 м. Большинство изученных локальных поднятий являются конседигенными и имеют в своем основании выступ фундамента. Углы наклона на крыльях по поверхности фундамента изменяются от десятков минут до 10—12°. Углы наклона мезозойских пород, непосредственно залегающих на фундаменте, не превышают 2—5°, а по верхним горизонтам в палеогене — не более 20—30′.

За опорный горизонт принята поверхность фундамента. Исследовались величины прироста амплитуды по поверхности фундамента в юрский, берриас-сеноманский и послесеноманский этапы. Всего изучено около 150 локальных поднятий, расположенных в различных структурных зонах Западно-Сибирской плиты.

Проведенный анализ показал тесную связь развития регионального структурного плана с ростом локальных поднятий. По направлению от окраин к центру и на север Западно-Сибирской плиты отмечается постепенная смена основных этапов роста поднятий от более древних к молодым. Соответственно в этом же направлении наблюдается появление структурных ловушек в более молодых отложениях. По окраинам плиты структурные ловушки имеются в основном в юрских отложениях, ближе к центру они появляются в юрских и неокомских, а на севере — почти по всему разрезу мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

Намечается связь времени проявления более интенсивных тектонических движений с размером замкнутых поднятий.

В юрское время интенсивные тектонические движения проявлялись в основном по окраинам плиты в пределах Внешнего тектонического пояса. Они создали резкие по амплитуде, но небольших размеров поднятия. По направлению к центральным и северным частям плиты интенсивность проявления локальной тектоники в это время затухала. В раннемеловое время центр интенсивного проявления тектонических движений сместился в Центральную тектоническую область. По абсолютной величине интенсивности здесь раннемеловые тектонические движения были меньшей амплитуды, чем юрские в окраинных зонах Западно-Сибирской плиты, но они создали крупные сводовые поднятия размером до 20—25 тыс. км².

В позднемеловое и частично кайнозойское время центр активных тектонических движений переместился в Северную тектоническую область. Здесь в это время формировались крупные высокоамплитудные валообразные поднятия. В зонах с активной тектонической деятельностью в юрский и раннемеловой этапы, в позднемеловое и кайнозойское время снизилась интенсивность роста поднятий и относительно усилилось развитие регионального структурного фона.

Из намеченной закономерности по смещению центров интенсивности тектонических движений во времени от окраин к центру и на север Западно-Сибир-

ской плиты можно сделать предварительные выводы по соотношению структурных планов в мезозойско-кайнозойских отложениях.

Решение этой проблемы связано с выяснением взаимоотношений структурных планов отложений, накапливавшихся в условиях интенсивных тектонических движений, с горизонтами в перекрывающих и с горизонтами в подстилающих стратиграфических подразделениях. Для решения первого вопроса имеется достаточный фактический материал, позволяющий прийти к выводу, что этап интенсивных тектонических движений, приведший к созданию замкнутых поднятий, в более молодое время сменяется периодом преобладания роста регионального структурного фона над локальным. В перекрывающих отложениях замкнутые поднятия резко уменьшаются в размерах или преобразуются в структурные носы и моноклинали. Решение второго вопроса основывается на меньшем количестве фактического материала, но имеет более важное теоретическое и практическое значение. Палеоструктурный план отложений, подстилающих породы, накапливавшиеся в этап активных тектонических движений, может не совпадать с планом вышележащих горизонтов.

В центральных частях Западно-Сибирской плиты, где активные тектонические движения проявлялись в раннемеловое время, на ряде локальных поднятий изменение мощностей юрских отложений и в некоторых случаях — даже современный структурный план их не совпадают с современным структурным рельефом по нижнемеловым отложениям. Такие факты имеются в пределах Шеркалинской, Алешкинской, Алымской, Мегионской и других площадей. Эти пока немногочисленные данные свидетельствуют о том, что в зоне с более интенсивным проявлением тектонических движений в неокомское время подстилающие отложения на многих участках развивались по иному структурному плану, чем современные.

В связи с этим большое практическое значение приобретает вопрос о соотношении структурных планов верхнемеловых и нижележащих отложений в северных районах Западно-Сибирской плиты, где основной этап тектонических движений проявлялся в позднемеловое и частично кайнозойское время. По аналогии с наметившейся закономерностью в других районах равнины можно предположить, что если нижнемеловые и юрские отложения здесь и не всегда развивались по структурному плану, отличному от современного по кровле сеноманских пород, то, во всяком случае, интенсивность этих движений была не очень высокой. В этом случае мы вправе ожидать, что по юрским отложениям структурный рельеф будет более резким, чем сеноманский, но не более сложным, как это предполагается сейчас. Значит, по юрским отложениям, если мощность их будет соизмерима с мощностью в центральных районах низменности, замкнутые поднятия по числу мелких структурных осложнений и их конфигурации будут незначительно отличаться от поднятий, закартированных сейсморазведочными работами и бурением по кровле сеноманских отложений. Не исключена возможность несовпадения здесь структурных планов юрских и неокомских отложений с верхнемеловыми и затухания величин амплитуд поднятий вниз по разрезу. Это следует учитывать при картировании сейсморазведкой глубоких горизонтов чехла на севере Западной Сибири и при корреляции разрезов скважин.

Сравнивая изложенное в настоящей работе с современной оценкой перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты, нетрудно убедиться, что перспективы нефтегазоносности возрастают от зон с преобладанием локальных поднятий древнего (юрского) роста к зонам с интенсивным ростом их в более молодое время. Вывод из этого однозначен —

в условиях Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции нельзя связывать более высокие перспективы открытия залежей углеводородов только с локальными структурами с более интенсивным развитием в юрское время.

В заключение следует остановиться еще на одном вопросе, связанном с локальными поднятиями. В табл. 15 приведены сведения о количестве выявленных и предполагаемых локальных структур на территории Западно-Сибирской плиты. Расчет предполагаемых структур производился исходя из их средней плотности в изученных районах и экстраполяции этой величины на неизученные участки с учетом анализа геофизических полей и общего регионального структурного плана.

Всего в пределах мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты предполагается около 4500 локальных поднятий суммарной площадью более 325 тыс. км². Это составляет всего около 10% от всей территории Западно-Сибирской плиты. Учитывая, что около 50% выявленных залежей нефти на локальных структурах имеют литологические экраны, можно предположить, что за пределами локальных поднятий, где дифференциация обломочного материала была меньше, литологические ловушки будут иметь еще более широкое распространение. Поскольку суммарная площадь локальных поднятий составляет всего одну десятую часть от общей территории развития осадочных пород, то отсюда

Таблица 15

Количество выявленных и предполагаемых локальных поднятий в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты

Параметры	Внешний тектонический пояс	Центральная тектоническая область	Северная тектоническая область
Площадь, млн. км²	1,43	0,95	0,66
Выявленные структуры площадью, км²			
10—20	80	122	0
20—80	85	247	12
80—240	22	122	35
240—750	8	36	15
Более 750	0	2	26
Итого:	195	519	88
Предполагаемые структуры площадью, км²			
10—20	1115	580	365
20—80	850	170	255
80—240	60	85	120
240—750	15	15	30
Более 750	5	5	10
Итого:	2045	855	780
Всего структур площадью, км²			
10—20	1195	692	365
20—80	935	417	267
80—240	82	207	155
240—750	23	51	45
Более 750	5	7	36
Итого:	2240	1374	868

следует, что в условиях Западно-Сибирской плиты литологические ловушки по количеству будут значительно преобладать над структурными.

Суммарная площадь выявленных положительных тектонических структур (без моноклиз) выше III порядка в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты составляет 1020 тыс. км², в том числе в Северной тектонической области — 185 тыс. км², в Центральной — 375 тыс. км² и на территории Внешнего тектонического пояса — 460 тыс. км². От общей территории Западно-Сибирского седиментационного бассейна это составляет 33%. От общей суммарной площади крупных положительных структур суммарная площадь локальных поднятий также составляет одну треть.

§ 4. Взаимоотношение тектоники фундамента и чехла Западно-Сибирской плиты

Фундамент Западно-Сибирской плиты, как показано в гл. I, является гетерогенным. Складчатые и блоковые структурные элементы фундамента сформировались в палеозое и продолжали развиваться в течение всего мезозойско-кайнозойского времени, причем импульс направления тектонических движений во многих из них сохранился в мезозойское время. В настоящий период установлено, что структурный план мезозойско-кайнозойского чехла формировался в основном под воздействием внутренней структуры фундамента.

Складчатые геосинклинального типа структурные зоны фундамента в рельефе поверхности образуют систему узких, часто вытянутых на сотни километров поднятий, а также разделяющих их прогибов северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний.

На западе, в приуральской части плиты, поверхность складчатого фундамента образует региональный склон, осложненный системой поднятий и прогибов, совпадающих в плане с антиклинорными и синклинорными зонами фундамента. Здесь выделяются Пелымско-Северо-Сосьвинская, Шаимская, Шадринская зоны поднятий и Ляпинская, Шеркалинская, Тюменская зоны прогибов. Поднятия характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести и геомагнитного поля, а прогибы выражены четкими положительными гравитационными и магнитными аномалиями.

В центральной и северной частях плиты в фундаменте выделяется более двадцати антиклинориев и межгорных прогибов, которые в рельефе его поверхности выражены соответственно поднятиями и прогибами, имеющими ту же морфологическую и геофизическую характеристики, что и в приуральской части.

На востоке плиты поверхность складчатого фундамента погружается и образует здесь систему крупных впадин и разделяющих их горстовых поднятий. Так как впадины и поднятия имеют иную природу, то в отличие от центральной и приуральской частей плиты им свойственны иные характеристики гравитационного и магнитного полей. Например, впадины отмечаются отрицательными аномалиями силы тяжести, а также положительными (на юге) и отрицательными (на севере) магнитными аномалиями. Зоны поднятий фундамента, наоборот, характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, положительными и отрицательными аномалиями магнитного поля.

Особенностью строения рельефа поверхности складчатого фундамента плиты является его общее погружение в северном направлении. Средний градиент погружения составляет 200 м на 100 км.

Ниже нами подробно рассмотрено отражение структур фундамента в платформенном чехле. Как известно, после окончания геосинклинального цикла для складчатой системы устанавливается этап унаследованного развития [225, 321, 350, 368]. Импульс направленных тектонических движений после складчатости и образования гранитов сохраняется в складчатых системах длительное время (150—250 млн. лет).

Для Западно-Сибирской плиты устанавливается высокая унаследованность дислокаций чехла от структур фундамента, но степень унаследованности и активности структур чехла неодинакова в различных участках и определяется длительностью перерыва между возрастом структурных элементов фундамента (геосинклинального или блокового) и началом формирования платформенных отложений [66, 317].

Структуры Уральской и Центрально-Западно-Сибирской складчатых систем были образованы герцинским циклом тектогенеза, а платформенный чехол на этой части территории плиты начал формироваться с заводоуковской серии. Промежуток времени между окончанием образования складчатых структур и началом формирования платформенного чехла в этом случае не превышает 80 млн. лет. Для погруженных зон ранних герцинид подобный разрыв во времени составляет уже 130—140 млн. лет, каледонид — 150—200 млн. лет, а байкалид — 550—600 млн. лет.

Следовательно, исходя из принципов унаследованного развития, в зонах герцинской, а в ряде случаев и каледонской консолидации, структуры платформенного чехла должны наследовать складчатые (геосинклинальные) структуры фундамента. Для зон каледонской консолидации вследствие значительного перерыва во времени (между окончанием геосинклинального этапа и началом формирования платформенного чехла) унаследованность платформенных структур от геосинклинальных должна проявляться менее отчетливо и только по нижним горизонтам разреза мезозоя.

В зонах байкалид и салаирид, где перерыв между временем завершения складчатости и началом формирования платформенного мезозойско-кайнозойского чехла много превышает 250 млн. лет, структуры мезозойско-кайнозойского платформенного чехла формируются главным образом под воздействием развития блоковой структуры фундамента. Складчатые структуры байкалид и салаирид к началу образования мезозойско-кайнозойского платформенного чехла уже пережили этап унаследованного развития и оказались разбитыми на блоки (выступы, впадины), простирание которых не всегда согласуется с простиранием складчатых структур. В этом случае структуры платформенного чехла наследуют только рельеф поверхности фундамента.

Для выяснения степени унаследованности структурами платформенного чехла структур фундамента разного типа и возраста нами проведен сопоставительный анализ структурных планов по кровле складчатого фундамента и по подошве мезозойско-кайнозойских отложений (рис. 14, 15). При сопоставлении была также использована схема неотектоники, составленная под редакцией И. П. Варламова (рис. 16).

Качественный анализ отражения структурных элементов фундамента разного типа и возраста в платформенном чехле был дополнен количественными данными, полученными на основании статистической обработки значений отношения амплитуд структур по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений к амплитуде структур по кровле складчатого фундамента. По величине этого параметра, по-видимому, можно судить о тектонической активности структур фундамента в платформенный период. Малая величина этого

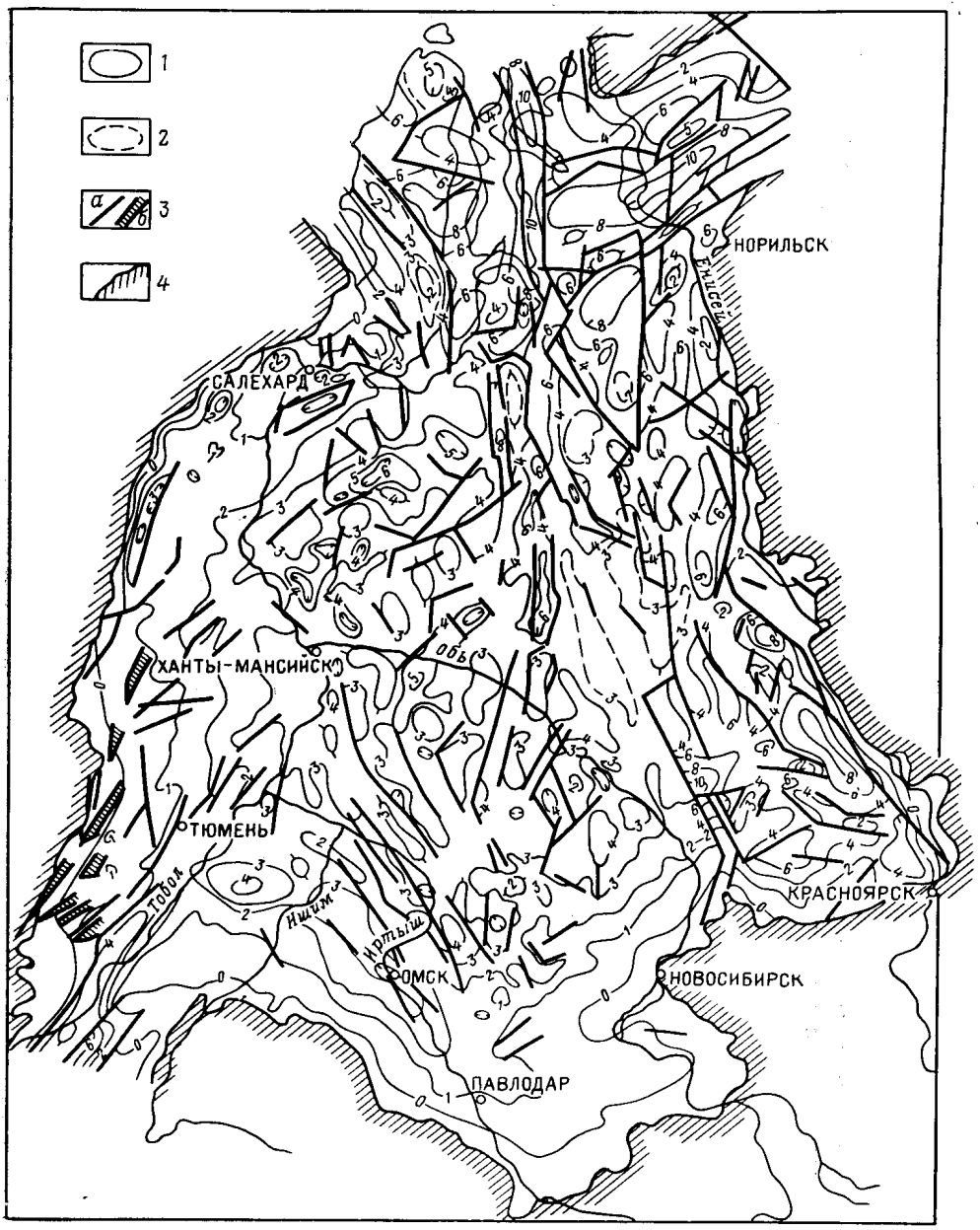


Рис. 14. Схематическая карта рельефа поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, П. И. Морсин, В. С. Сурков, Д. Ф. Уманцев, Л. А. Шарловская. Редактор В. С. Сурков

1 — изогипсы (в км) поверхности фундамента основные; *2* — то же, вспомогательные; *3* — разломы (*а*) и грабены (*б*); *4* — обрамление плиты

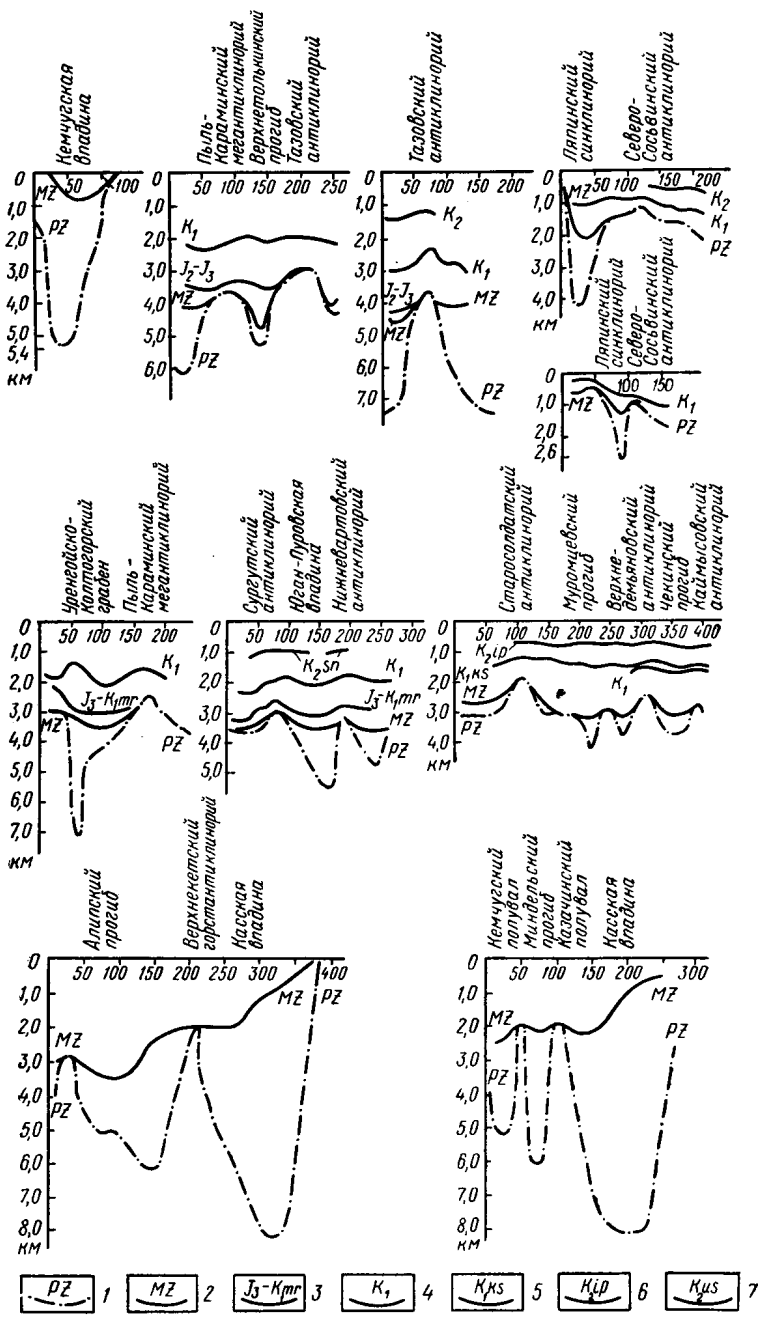


Рис. 15. График соотношений структур фундамента со структурами платформенного чехла. Составили В. С. Сурков, Г. М. Зайцева

1 — поверхность складчатого фундамента; *2* — кровля послескладчатого доюрского комплекса отложений; *3* — подошва марьяновской свиты; *4* — кровля неокома; *5* — кровля сеномана; *6* — кровля ипатовской свиты; *7* — низы покурской свиты

отношения, особенно для прогнутых зон, показывает, что структуры фундамента к началу мезозоя обладали слабой тектонической активностью, а в мезозое их активность постепенно затухла. Большая же величина этого отношения свидетельствует о высокой тектонической активности структур фундамента к началу мезозоя, и, следовательно, можно ожидать их проявление в более высоких горизонтах платформенного чехла.

Рассмотрим особенности проявления структур фундамента разного типа и возраста в осадочном платформенном чехле Западно-Сибирской плиты.

В пределах Западно-Сибирской плиты структуры складчатого фундамента, как уже неоднократно отмечалось, образуют систему прогибов и поднятий северо-восточного, северо-западного и меридионального простираний. Размеры структур в поперечнике не превышают 100—150 км, а в длину они простираются на сотни километров. На западе прогибам в структуре фундамента соответствуют унаследованные синклинории, а поднятиям — унаследованные антиклинории.

Структуры Уральской складчатой системы окончательно были сформированы в пермское время. Следовательно, импульс направленных тектонических движений в этих структурах должен был сохраниться на протяжении мезозоя и даже кайнозоя, а структуры платформенного чехла должны были унаследовать геосинклинальные структуры фундамента. Сопоставление структурных планов по различным горизонтам чехла показывает высокую степень унаследованности крупными платформенными структурами структурного плана складчатого фундамента в этой части плиты. Об этом свидетельствует отсутствие юрских отложений на поднятиях фундамента, которые перекрываются платформенными осадками с мелового времени, а также отношение амплитуд по подошве мезозоя к амплитуде по кровле складчатого фундамента. Для Северо-Сосьвинского, Пелымского, Шаимского и других поднятий, Ляпинского и Шеркалинского прогибов оно составляет 0,4.

В центральной части плиты зоны поднятий фундамента являются структурным выражением одноименных зон антиклинориев (большей частью инверсионного типа), а зоны прогибов — межгорных прогибов и впадин. Складчатые (геосинклинального типа) структуры здесь были сформированы в допермское время. Импульс направленных унаследованных движений в этих структурах должен был сохраниться на протяжении мезозоя и даже кайнозоя. Анализ структурных планов показывает, что структуры платформенного чехла в этой части плиты четко наследуют складчатые структуры фундамента до палеогена включительно.

Для абсолютного большинства структур Центральной тектонической области средняя величина отношения амплитуды по подошве мезозойско-кайнозойских отложений к амплитуде структур по кровле складчатых образований составляет 0,5, а минимальная — 0,4, т. е. складчатые структуры фундамента здесь, как и в западной части плиты, не только к началу мезозоя, но и в последующее время должны были сохранить высокую тектоническую активность.

В Обь-Иртышском междуречье складчатые структуры герцинид осложнены тектоническими движениями триасового времени, которые в фундаменте проявляются в виде узких грабенов-рифтов. В мезозойско-кайнозойском платформенном чехле наряду со структурами северо-западной ориентировки выделяются структурные элементы северо-северо-восточного простирания, причем по более молодым отложениям чехла более отчетливо проявляются именно структуры северо-северо-восточного простирания.

Величина отношения амплитуды поднятий по подошве мезозойско-кайнозойских отложений к амплитуде по кровле складчатого основания в пределах

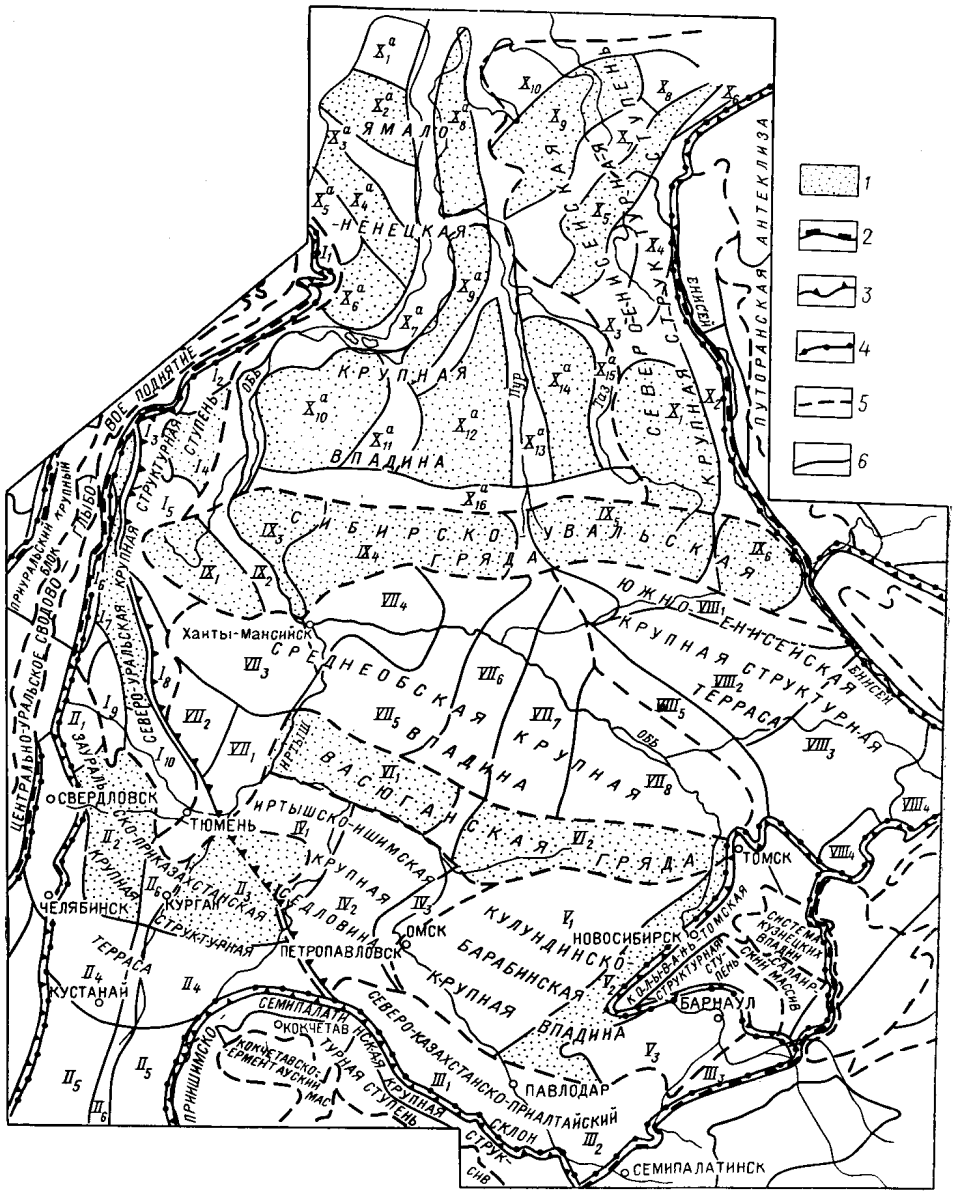


Рис. 16. Карта новейших структурных элементов Западно-Сибирской плиты (по И. П. Варламову)

1 — четко выраженные положительные структуры I порядка; *2* — сбросы и крутые надвиги; *3* — разломы и флексуры; *4* — граница между геоструктурными областями; *5* — границы между наиболее крупными структурными элементами тех или иных геоструктурных областей; *6* — границы между структурными элементами более высоких порядков.

Северо-Уральская крупная структурная ступень:

I_1 — Заполярно-Уральский склон, I_2 — Полярно-Уральская структурная ступень, I_3 — Саранпаульский мегапрогиб, I_4 — Сосьвинско-Кемпажское сводоподобное поднятие, I_5 — Сосьвинско-Эсский мегапрогиб, I_6 — Ляпинский мегапрогиб, I_7 — Лозьвинско-Пелымский мегавал, I_8 — Пелымско-Кондинская структурная ступень, I_9 — Лозьвинско-Туринский мегапрогиб, I_{10} — Тавдинская структурная ступень; За-

Уват-Ханты-Мансийского срединного массива и в Усть-Енисейской зоне с байкальским возрастом фундамента такая же, как и для зон герцинид, и составляет 0,4—0,5, а структуры фундамента в платформенном чехле проявляются до кайнозоя. Высокую активность структур фундамента в этих регионах можно объяснить молодостью блоковых структур. Они, как это было показано ранее, образованы в конце палеозоя под воздействием герцинского цикла тектогенеза.

В юго-восточной и восточной частях Западно-Сибирской плиты в фундаменте выделяется ряд палеозойских впадин и разделяющих их горстовых поднятий. Впадины выполнены мощной толщей осадочных отложений нижнего, среднего (Касская, Кемчугская, Маковская и др.), среднего и верхнего (Тегульдетская, Назаровская и др.) палеозоя. Сопоставление структурных планов показывает, что амплитуда поднятий по кровле складчатого основания составляет 5—6 км, а по подошве мезозойско-кайнозойских платформенных отложений не превышает первых сотен метров (см. рис. 15).

Почти для всех структур восточной части плиты величина отношения амплитуд составляет 0,1—0,2, т. е. самая минимальная. Это указывает на малую тектоническую активность структур фундамента в период формирования мезозойско-кайнозойского чехла. В платформенном чехле унаследованные дислокации проявляются только до нижнемеловых отложений. Малая степень унаследованности отмечается и для структур платформенного чехла, развитых на каледонском основании. В этих зонах они наследуют геосинклинальные структуры основания только по нижним горизонтам чехла.

Таким образом, длительность унаследованных движений в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты определяется возрастом складчатых (геосинклинального типа) и блоковых структур фундамента. Если блоковые структурные элементы геосинклинального или блокового типа образованы в позднем палеозое и раннем мезозое, то унаследованные тектонические движения

уральско-Приказахстанская крупная структурная терраса: II_1 — Верхнетуринская структурная ступень, II_2 — Шадринско-Туринское сводоподобное поднятие, II_3 — Тоболо-Ишимское сводоподобное поднятие, II_4 — Куртамышско-Приказахстанский склон, II_5 — Кустанайская седловина, II_6 — Кушмурунско-Убаганский мегапрогиб; Северо-Казахстанско-Приалтайский крупный склон: III_1 — Прииртышская структурная ступень, III_2 — Заиртышская структурная ступень, III_3 — Предалтайская структурная ступень; Иртышско-Ишимская крупная седловина: IV_1 — Ишим-Вагайский структурный залив, IV_2 — Называевская седловина, IV_3 — Крутогорская структурная ступень; Кулундинско-Барабинская крупная впадина: V_1 — Чановская впадина, V_2 — Прикаменский структурный мост, V_3 — Кулундинская впадина; Васюганская гряда: VI_1 — Демьянско-Иртышский мегавал, VI_2 — Тарско-Чузикский мегавал; Среднеобская крупная впадина: VII_1 — Тоболо-Иртышский мегапрогиб, VII_2 — Среднетавдинская структурная терраса, VII_3 — Ханты-Мансийская впадина, VII_4 — Нижнеюганская впадина, VII_5 — Демьянско-Салымская структурная ступень, VII_6 — Васюганско-Нижневахская структурная терраса, VII_7 — Александровская структурная терраса, VII_8 — Колпашевский структурный залив; Южно-Енисейская крупная структурная терраса: $VIII_1$ — Вахско-Сымский мегапрогиб, $VIII_2$ — Кетско-Вахская структурная терраса, $VIII_3$ — Чулымо-Енисейская структурная терраса, $VIII_4$ — Присаянская структурная терраса, $VIII_5$ — Приобская структурная ступень; Сибирско-Увальская гряда: IX_1 — Люлинворское сводоподобное поднятие, IX_2 — Ендырская седловина, IX_3 — Белогорское сводоподобное поднятие, IX_4 — Пурско-Тромъеганский мегавал, IX_5 — Верхнетазовское валоподобное поднятие, IX_6 — Дубчесское сводоподобное поднятие; Северо-Енисейская крупная структурная ступень: X_1 — Баихское сводоподобное поднятие, X_2 — Енисейский мегапрогиб, X_3 — Русская структурная ступень, X_4 — Игарско-Дудинский склон, X_5 — Малахетско-Рассохинский мегавал, X_6 — Верхнепясинская седловина, X_7 — Верхнетанамский мегапрогиб, X_8 — Нижнеаганская седловина, X_9 — Танамо-Дорофеевский мегавал, X_{10} — Западно-Таймырский склон; Ямало-Ненецкая крупная впадина: X_1^a — Белоостровская структурная ступень, X_2^a — Ямальское сводоподобное поднятие, X_3^a — Нейтинский мегапрогиб, X_4^a — Нурминский мегавал, X_5^a — Байдарацкий мегапрогиб, X_6^a — Щучинское сводоподобное поднятие, X_7^a — Нижнеобский мегапрогиб, X_8^a — Гыданский мегавал, X_9^a — Ныдинский мегавал, X_{10}^a — Обь-Казымское сводоподобное поднятие, X_{11}^a — Обь-Надымская впадина, X_{12}^a — Северо-Ненецкое сводоподобное поднятие, X_{13}^a — Уренгойский мегапрогиб, X_{14} — Тазовское сводоподобное поднятие, X_{15}^a — Худосейский мегапрогиб, X_{16}^a — Казым-Толькинский мегапрогиб

сохраняются в них до палеогена включительно. Если же они образованы в конце каледонского и в начале герцинского циклов, их тектоническая активность проявлялась, вероятно, только в мезозое. В первом случае начиная с неогена, а во втором, по-видимому, с конца позднего мела на территории Западно-Сибирской плиты в верхней части платформенного чехла формируется новый структурный план, не связанный со структурным планом фундамента. Последнее подтверждается исследованиями по неотектонике. На карте неотектоники Западно-Сибирской плиты выделяется ряд крупных структурных форм типа гряд, ступеней и структурных террас, простирание которых дискордантно простиранию структур фундамента и платформенного чехла по юрским и меловым отложениям (см. рис. 16).

В общем случае, несмотря на уплотнение глинистых осадков, основным фактором формирования структур платформенного чехла Западно-Сибирской плиты является тектоническая активность структур фундамента. Платформенные структуры наследуют структуры фундамента, но степень и характер унаследованности определяются типом и возрастом структур фундамента. Структуры платформенного чехла, развитые в зонах герцинид, наследуют структуры геосинклинального типа. На участках с каледонским возрастом фундамента структуры чехла также наследуют геосинклинальные структуры основания, но только до меловых отложений. Структуры платформенного чехла в пределах салаирид и байкалид наследуют структуры фундамента блокового генезиса, причем степень и длительность их проявления определяется возрастом блоковых структур фундамента. Структуры в этом случае имеют чаще изометричную форму, а их общий облик близок к облику структур плит древних платформ.

Высказанное выше положение об особенностях развития и отражения структур фундамента в чехле Западно-Сибирской плиты относится к крупным его формам; антиклинориям, синклинориям, межгорным прогибам и наложенным впадинам. Особенности отражения в платформенном чехле структур более высокого порядка нами не рассматриваются. Однако сопоставление структурных планов по различным горизонтам ряда крупных поднятий показывает, что эта закономерность сохраняется и для крупных структур III порядка.

Устанавливаемая зависимость развития и строения структур платформенного чехла от возраста и типов структур фундамента позволяет по-другому подойти к анализу тектоники платформенного чехла Западно-Сибирской плиты и предложить классификации его структур.

Важность разработки генетической классификации структур плит молодых платформ не вызывает сомнений, на это указано в работах ряда ученых [162, 321, 323, 324, 350]. В зонах, где структуры чехла наследуют складчатые (геосинклинального типа) структуры, более правильной является терминология, которую предложили А. Л. Яншин и Р. Г. Горецкий [321].

Структуры чехла, развитые над мегантиклинориями, мегасинклинориями, антиклинориями, синклинориями и межгорными (орогенными) прогибами, по генетическим и морфологическим признакам, по-видимому, по мнению В. С. Суркова, правильнее именовать мегантиклиналями, мегасинклиналями, синклиналями, антиклиналями.

В зонах, где структуры чехла наследуют блоковые структуры фундамента, нужно сохранить изложенную выше классификацию.

На основании имеющихся по фундаменту и платформенному чехлу геологических и геофизических материалов В. С. Сурковым была составлена тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (рис. 17).

В платформенном чехле на основании изложенных представлений выделены структурные элементы различного генезиса, указаны наследуемый тип структур фундамента (складчатый или блоковый) и время наиболее активного проявления структур фундамента в чехле. Анализ приведенной схемы позволяет в ряде случаев по-другому, чем на рассмотренных выше картах, охарактеризовать тектоническое строение чехла и особенности развития его структур.

На западе структуры платформенного чехла представлены складками линейной формы. Простирание складок здесь северо-восточное и соответствует простиранию складчатых структур фундамента. Во внешнем поясе антиклинали и синклинали не замкнуты — на их продолжении в обрамлении плиты (на Урале) развиты складчатые структуры (антиклинории и синклинории).

Антиклинальные структуры в западной (приуральской) части центральной области плиты имеют более простое строение по сравнению с синклиналями. Последние осложнены рядом складок более высокого порядка и имеют сложную морфологическую форму. Это обусловлено тем, что синклинали западной части наследуют синклинории фундамента, являющиеся зонами необращенных геосинклинальных прогибов. В среднем и позднем палеозое на завершающей стадии геосинклинального цикла в этих структурах происходили интенсивное складкообразование и проявление магматизма разного состава. В мезозое и кайнозое, несмотря на общее относительное погружение синклинорных зон, их тектоническая активность оставалась достаточно высокой, в платформенном чехле это выразилось в формировании положительных и отрицательных структур III порядка.

Положительные локальные структуры в синклинальных зонах располагаются на значительно бóльших глубинах, чем поднятия в антиклинальных зонах. Но, являясь структурами тектонически активных структур фундамента, они представляют такой же интерес для поисков залежей нефти и газа, как и поднятия антиклинальных зон.

В центральной части внутренней области Западно-Сибирской плиты основным типом структур платформенного чехла также являются антиклинали и синклинали, образующие в плане мегантиклинальные и мегасинклинальные зоны преимущественно северо-западного простирания.

В Обь-Иртышском междуречье, а также на участках к северу и югу от широтного течения р. Оби структурный план платформенного чехла построен сложно. Это обусловлено наложением на складчатые структуры фундамента, имеющие здесь северо-западное простирание, глубинных разломов растяжения меридионального направления. В пределах крупнейших разломов в начале мезозоя в фундаменте образовались грабен-рифты (Усть-Тымский, Колтогорско-Уренгойский и Аганский), над которыми в платформенном чехле сформировались узкие прогнутые зоны типа желобов. Между этими грабен-рифтами, а также Аганским рифтом и глубинным разломом, ограничивающим с востока Уват-Ханты-Мансийский срединный массив, в начале мезозоя в фундаменте были образованы три положительные (блокового типа) структуры большого радиуса кривизны, над которыми в платформенном чехле были сформированы крупнейшие положительные структуры.

В пределах этих структурных элементов выделяются Сургутский, Нижневартовский, Каймысовский своды, Александровский, Васюганский мегавалы и др. Эти положительные зоны и разделяющие их желоба имеют северо-северо-восточную ориентировку, а осложняющие их антиклинали и синклинали II порядка, наследующие складчатые структуры фундамента, — северо-западную. Контуры

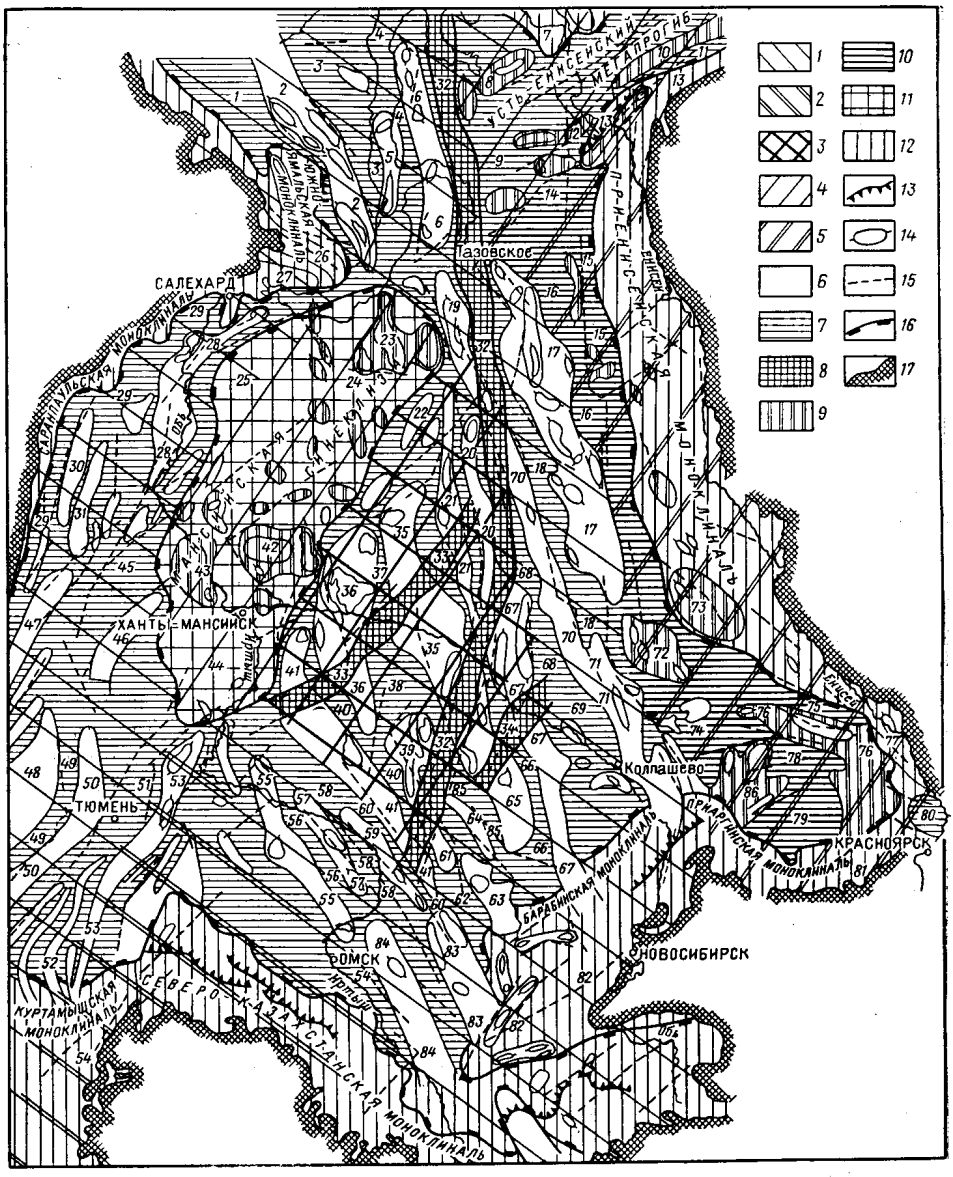


Рис. 17. Схематическая карта тектонического районирования мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Составил В. С. Сурков по материалам Главтюменьгеологии, Новосибирского, Томского, Красноярского территориальных геологических управлений, ЗапСибНИГНИ, СНИИГГИМС, ВНИГРИ и НИИГА

Области со структурами, наследующими:

1 — геосинклинальные структуры фундамента по всему разрезу платформенного чехла, *2* — геосинклинальные структуры фундамента по нижней (мезозойской) части платформенного чехла, *3* — геосинклинальные и блоковые структуры фундамента по всему разрезу платформенного чехла, *4* — блоковые структуры фундамента по всему разрезу платформенного чехла, *5* — блоковые структуры фундамента по нижней (мезозойской) части платформенного чехла; *6* — антиклинали, мегантиклинали, незамкнутые антиклинали, наследующие антиклинорные зоны фундамента; *7* — синклинали, мегасинклинали, незамкнутые синклинали, наследующие синклинории межгорные, краевые прогибы и внутренние впадины фундамента; *8* — желоба, мегажелоба, наследующие грабен-рифты фундамента; *9* — своды, валы, мегавалы, куполовидные

складчатых структур можно проследить и в желобах. В пределах антиклинориев уменьшаются глубины до фундамента и сужаются поперечные размеры желобов. В платформенном чехле в пределах желобов выделяются локальные поднятия — Южно-Черемшанское, Александровское, Игольское, Восточно-Таркосалинское и др.

Таким образом, сложное тектоническое строение мезозойско-кайнозойского чехла Обь-Иртышского междуречья обусловлено существованием в фундаменте этого региона складчатых структур северо-западного простирания и крупных блоковых — северо-северо-восточного. Те и другие структурные элементы фундамента возникли в позднем палеозое и раннем мезозое. Они продолжали унаследованно развиваться в течение всего мезозоя и даже кайнозоя, формируя в платформенном чехле структуры соответствующей формы и простирания.

В восточной, юго-западной и западной частях внутренней области, где влияние рифтовых зон ослаблено или они вообще отсутствуют, а структуры платформенного чехла наследуют складчатые структуры основания, структурный план чехла имеет достаточно простое строение, а складки характеризуются линейной формой. На юго-западе в платформенном чехле развиты Пологрудовская, Старосолдатская, Верхнедемьяновская мегантиклинали и разделяющие их Тарская, Кыштовская и другие синклинали. Они, как уже говорилось, характеризуются линейной формой, северо-западной ориентировкой, соответствующей форме и простиранию складчатых структур фундамента. Структурный план в осадочном чехле без особой перестройки сохраняется до палеогеновых образований.

В юго-восточной и восточной частях внутренней области плиты развита целая система линейных складок. Наибольшими по размеру являются Пыль-Караминская мегантиклинальная зона, состоящая из последовательно расположенных антиклиналей (Пайдугинской, Пыль-Караминской, Луньеганской), и Тазовская, осложненная Русской, Чесальской, Камсесеганской и другими

поднятия, наследующие выступы и горстовые поднятия фундамента; *10* — впадины, прогибы, мегапрогибы, наследующие наложенного типа палеозойские впадины и мульды фундамента; *11* — синеклизы, наследующие срединные массивы фундамента; *12* — моноклинали; *13* — ступени; *14* — локальные поднятия (структуры III порядка); *15* — дизъюнктивные нарушения в платформенном чехле; *16* — границы между крупнейшими (надпорядковыми) структурами; *17* — границы обрамления плиты

Цифры на карте:

1 — Байдарацкая мегасинклиналь, *2* — Нурминская мегантиклиналь, *3* — Нейтинская мегасинклиналь, *4* — Усть-Обская мегасинклиналь, *5* — Мысовская мегантиклиналь, *6* — Гыданская мегантиклиналь, *7* — Таймырский выступ, *8* — Дорофеевский мегавал, *9* — Антипаютинская впадина, *10* — Рассохинско-Балахнинский мегавал, *11* — Аганско-Пясинский прогиб, *12* — Танамский вал, *13* — Мессояхско-Малохетский мегавал, *14* — Большехетская впадина, *15* — Худосейский прогиб, *16* — Купамельский прогиб, *17* — Тазовская мегантиклиналь, *18* — Верхнетолькинская мегасинклиналь, *19* — Нижнепурская мегантиклиналь, *20* — Айтульская мегантиклиналь, *21* — Пурпейская мегантиклиналь, *22* — Северная антиклиналь, *23* — Ненецкий свод, *24* — Танловская впадина, *25* — Надымская впадина, *26* — Верхореченская антиклиналь, *27* — Вэллерская синклиналь, *28* — Северо-Сосьвинская антиклиналь, *29* — Ляпинская мегасинклиналь, *30* — Висимская антиклиналь, *31* — Шухтунгортская антиклиналь, *32* — Колтогорско-Уренгойский мегажелоб, *33* — Аганский желоб, *34* — Усть-Тымский желоб, *35* — Нижневартовская мегантиклиналь, *36* — Сургутская мегантиклиналь, *37* — Покурская антиклиналь, *38* — Юганская впадина, *39* — Каймысовская мегантиклиналь, *40* — Чекинская синклиналь, *41* — Верхнедемьяновская мегантиклиналь, *42* — Ляминский свод, *43* — Красноленинский свод, *44* — Ханты-Мансийская впадина, *45* — Шеркалинская мегасинклиналь, *46* — Шаимская мегантиклиналь, *47* — Пелымская антиклиналь, *48* — Новотроицкая антиклиналь, *49* — Долматовско-Пыжинская синклиналь, *50* — Троицкая незамкнутая мегантиклиналь, *51* — Тюменская мегасинклиналь, *52* — Заводоуковская антиклиналь, *53* — Тобольская мегантиклиналь, *54* — Иртышский прогиб, *55* — Старосолдатская мегантиклиналь, *56* — Тарско-Муромцевская мегасинклиналь, *57* — Пологрудовская антиклиналь, *58* — Васисская синклиналь, *59* — Баклянская антиклиналь, *60* — Кыштовская синклиналь, *61* — Камышинская антиклиналь, *62* — Барабинская впадина, *63* — Межовская антиклиналь, *64* — Верхневасюганская антиклиналь, *65* — Васюган-Пудинская антиклиналь, *66* — Айгольская синклиналь, *67* — Назино-Сенькинская антиклиналь, *68* — Ларьякская синклиналь, *69* — Усть-Тымская впадина, *70* — Пылькараминская антиклиналь, *71* — Пайдугинская антиклиналь, *72* — Ажарминский свод, *73* — Сымский свод, *74* — Алипская впадина, *75* — Касская впадина, *76* — Верхнекетский вал, *77* — Рудниковский вал, *78* — Киселевская впадина, *79* — Тегульдетская впадина, *80* — Кемчугская впадина, *81* — Аргинская антиклиналь, *82* — Томско-Каменский выступ, *83* — Тебисско-Воробьевская мегантиклиналь, *84* — Михайловская мегантиклиналь, *85* — Нюрольская синклиналь, *86* — Улуюльско-Среднечулымский свод

антиклиналями. Эти мегантиклинальные зоны разделены между собой Верхнетолькинской мегасинклинальной зоной.

На северо-западе в районе среднего течения р. Пур Пыль-Караминская мегантиклинальная зона пересечена Колтогорско-Уренгойским мегажелобом, в котором на участке пересечения резко уменьшаются глубины до подошвы мезозойско-кайнозойских отложений, а в осадочном чехле, как уже отмечалось, выделяется Восточно-Таркосалинское поднятие. Северным продолжением Пыль-Караминской мегантиклинали является Нижнепурская мегантиклиналь.

Из отрицательных структур наибольшей по размеру является Усть-Тымская впадина, развивавшаяся над Колпашевско-Нарымской верхнепалеозойской внутренней впадиной фундамента. В центре этой впадины располагается Нарым-Парабельская группа поднятий куполовидного типа, которая на схемах многих авторов включалась в состав Парабельской положительной зоны и рассматривалась как одного генезиса с Сенькинской, Сельгинской и другими локальными поднятиями.

Анализ строения фундамента показывает, что Нарым-Парабельская группа куполовидных поднятий наследует докембрийский выступ срединного массива, который в верхнем палеозое был «задавлен»; на его месте и сформировалась внутренняя впадина. Сенькинские и Сельгинские группы поднятий унаследовали выступы фундамента, расположенные в пределах Парабельского инверсионного антиклинория герцинского возраста. Этот антиклинорий образовался в верхнем палеозое на месте геосинклинального прогиба. Следовательно, структуры фундамента под Нарым-Парабельской и Сенькинско-Сельгинской группами поднятий имеют разный генезис, что не могло не отразиться на их строении и развитии. Нарым-Парабельская группа поднятий сформировалась в основном в триасовое время в условиях преимущественного прогибания Усть-Тымской впадины. Сельгинские, Сенькинские и другие группы поднятий были сформированы в условиях устойчивого воздымания Парабельской мегантиклинальной зоны. Рост этих структур происходил в течение всего мезозоя.

Таким образом, рассмотренные поднятия различны по генезису. Первая группа поднятий представляет собой структуры облекания относительно пассивных структур фундамента, вторая — тектонически активных. По-видимому, и другие локальные поднятия Усть-Тымской впадины по генезису аналогичны Нарым-Парабельским, т. е. наиболее активно развивались в юрское время. Такой же генезис имеют локальные поднятия во всех синклинальных зонах, развитых над межгорными прогибами в центральной части внутренней области плиты (Ларьякская, Чижапская и другие синклинали).

Изометричную форму, как было показано выше, имеют структуры чехла в Уват-Ханты-Мансийском районе. Изометричность пликативных дислокаций чехла здесь может быть объяснена тем, что платформенные структуры унаследуют выступы и впадины срединного массива, в том числе и выступы окраинных зон массива, гранитизированных в позднем палеозое под воздействием соседней Уральской складчатой системы. В платформенном чехле над выступами сформировались сводовые поднятия (Красноленинский и Зенковский), а над палеозойскими впадинами — мезозойские (Ханты-Мансийская и Надымская). В целом же Уват-Ханты-Мансийский регион, фундамент которого имеет древний (байкальский) возраст, в мезозое и кайнозое характеризуется слабой тектонической активностью. Он испытывал относительно устойчивое погружение, в результате чего в его пределах накопились осадочные образования большой мощности. По существу в мезозойско-кайнозойское время на месте срединного массива сформировалась надпорядковая структура типа синеклизы. По-ви-

димому, срединный массив играл здесь исключительно важную роль в образовании крупнейшего по размеру устойчивого бассейна осадконакопления и, следовательно, в формировании уникальных нефтяных и газовых месторождений центральной части Западно-Сибирской плиты.

В Северной тектонической области Западно-Сибирской плиты, где фундамент, по-видимому, имеет герцинский возраст, дислокации платформенного чехла характеризуются преимущественно также линейной формой. Особенностью их строения является резкое увеличение амплитуд поднятий по нижним горизонтам разреза. Большой амплитудой характеризуются здесь и структуры складчатого фундамента.

В платформенном чехле северной части плиты выделяются структуры линейной формы (Байдарацкая, Нейтинская и Усть-Обская мегасинклинали, Северо-Ямальская и Гданская мегантиклинали). Линейной формой, высокой контрастностью и тектонической активностью в мезозое характеризуются платформенные структуры северо-восточной части плиты, где фундамент имеет байкальский возраст. В платформенном чехле этой части плиты, как уже упоминалось, выделяется ряд впадин, прогибов и валообразных поднятий. Наличие крупных складок, прослеживающихся по всему разрезу осадочного чехла, связывается с молодостью блоковых структур фундамента этой части плиты. Они образовались в триасе и продолжали активно развиваться в течение всего мезозоя и кайнозоя.

В юго-восточной и восточной частях внутренней области плиты выделяется ряд впадин (Тегульдетская, Киселевская, Алипская, Касская и др.), разделенных зонами поднятий (Среднечулымское, Верхнекетское и др.).

Впадины и поднятия унаследованы от одноименных палеозойских впадин и поднятий фундамента, а в мезозойско-кайнозойском чехле они наиболее отчетливо проявляются только по юрским отложениям. Это обусловлено не только древним (салаирским) возрастом фундамента, но и среднепалеозойским возрастом его структур.

Амплитуда прогиба палеозойских впадин и стратиграфический объем осадков показывают, что они активно развивались в среднем и позднем палеозое и раннем мезозое. Начиная с мела их развитие практически прекратилось.

Таковы основные особенности строения и развития платформенных структур, вытекающие из анализа строения фундамента и осадочного чехла. В целом такой комплексный анализ материалов позволил установить наличие тесной генетической связи между структурами фундамента и платформенного чехла.

Более углубленный комплексный анализ, по-видимому, поможет в дальнейшем проследить, а в ряде случаев и предвидеть характер развития структур платформенного чехла на различных отрезках мезозойско-кайнозойского времени, т. е. предвидеть не только тип платформенных структур, но и их тектонический режим развития.

Глава IV

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОБИО- И ПАЛЕОФИТОЦЕНОЗЫ

Вопросы палеогеографии и палеоэкологии животного и растительного мира мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины освещены в работах [11, 68, 71, 94, 120, 219, 241, 289]. Большие исследования в этой области в последнее время проведены З. И. Булатовой, А. А. Булынниковой, С. П. Булынниковой, Ю. В. Брадучаном, А. В. Гольбертом, Т. И. Гуровой, Л. Г. Дайн, М. С. Зонн, В. П. Казариновым, Ф. Е. Киприяновой, А. Э. Конторовичем, Э. Н. Кисельман, И. Г. Климовой, Н. Х. Кулахметовым, Л. Г. Марковой, И. И. Нестеровым, И. Д. Поляковой, С. И. Пуртовой, Л. В. Ровниной, В. Н. Саксом, С. Г. Саркисяном, Н. Н. Субботиной, Ю. В. Тисленко, С. И. Филиной, Ю. Ф. Широковой, Г. С. Ясович и другими. На основе их составлены серии литолого-палеогеографических карт и схем зональности палеобиоценозов и палеофитоценозов. Эти материалы с учетом данных, изложенных выше, легли в основу настоящего раздела.

Триасовый период. В триасовый период на территории Западно-Сибирской равнины существовали две существенно отличные друг от друга палеогеографические области.

Западные, южные, центральные и юго-восточные районы равнины представляли собой сравнительно приподнятую сушу, подвергавшуюся эрозии и денудации. Зоны аккумуляции располагались в отдельных межгорных и наложенных впадинах, где происходило накопление преимущественно терригенных угленосных и эффузивно-осадочных толщ. По условиям тектонического режима эти образования отнесены к структурно-тектоническому этажу, занимающему промежуточное положение между геосинклинальными и платформенными формациями. Они входят в состав фундамента Западно-Сибирской плиты.

Территория севера Западно-Сибирской плиты и Усть-Енисейского района в этот период представляла собой область аккумуляции в условиях платформенного режима. Отложения триасового возраста здесь вскрыты одиночными скважинами по окраинам седиментационного бассейна на Ярудейской, Тампейской, Тундровой и других площадях. Они представлены однородным чередованием песчаников и алевролитов с прослоями глин, входящих в состав тампейской серии. Проницаемые породы, по-видимому, гидродинамически связаны между собой. По направлению к центру седиментационного бассейна возможно появление выдержанных по простиранию глинистых экранов. По условиям осадконакопления окраинные зоны триасового седиментационного бассейна условно можно отнести к прибрежной равнине, временами заливавшейся морем. В северо-восточной части бассейна возможно существование мелководного морского водоема, соединявшегося с бореальными морями через Хатангско-Ленский пролив. Прямого соединения с арктическими морями не было. Бóльшую часть севера занимала суша. Отложения рассматриваемого периода, входящие в состав тампейской серии, объединяются в триасовый (?) предполагаемый нефтегазоносный горизонт. В дальнейшем

по мере накопления данных о его строении эти отложения будут подразделены на ряд самостоятельных нефтегазоносных горизонтов.

Юрский период. В юрский период выделяются семь основных этапов смены палеогеографических обстановок, которые связаны с особенностями изменения тектонических режимов, влиявших на физико-географические условия и частично — на эволюцию растительного и животного мира и распределение палеофито- и палеозооценозов. В каждый из отмеченных выше этапов формировались

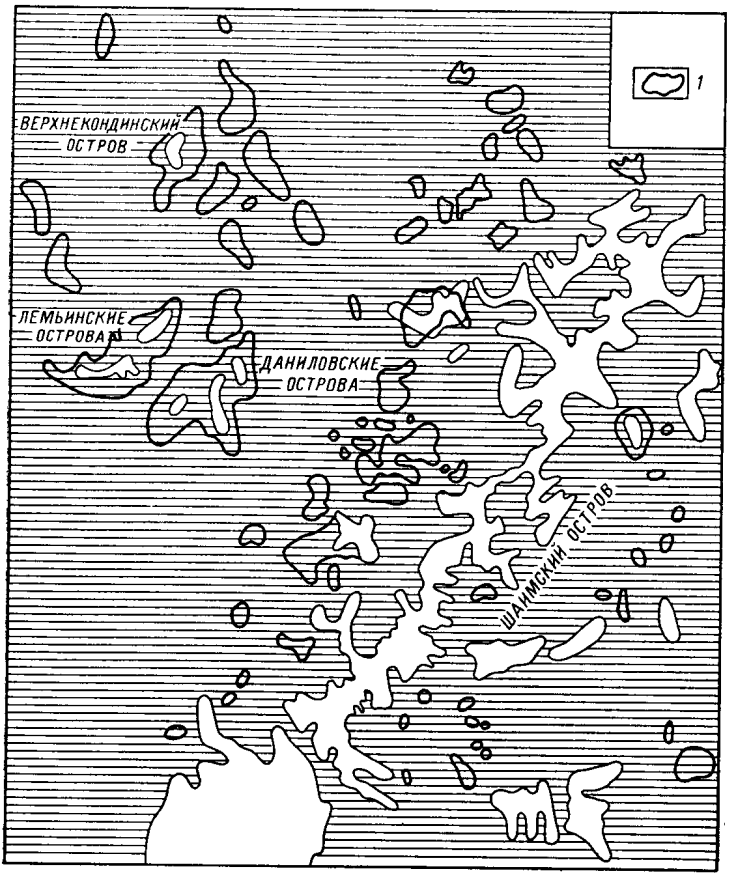


Рис. 18. Палеогеографическая карта поздней юры Шаимского района

1 — подводные возвышенности

отложения, характеризующиеся определенными особенностями условий осадконакопления и литологического состава, что позволило выделить их в самостоятельные стратиграфические горизонты: шеркалинский, джангодский, лайдинско-вымский, леонтьевский, малышевский, нижневасюганский, верхневасюганский, георгиевский и баженовский.

В период накопления отложений шеркалинского горизонта (геттангский, синемюрский и плинсбахский века) существовали палеогеогра-

фические обстановки всхолмленной денудационной равнины, всхолмленной денудационно-аккумулятивной равнины, низменной денудационно-аккумулятивной равнины, низменной аккумулятивной равнины, прибрежной равнины и мелководного опресненного моря.

Всхолмленная денудационная равнина охватывала южную и юго-западную части равнины. Эта территория служила в основном областью сноса. Здесь лишь в отдельных изолированных впадинах шло накопление грубообломочных пород, торфяников, лигнитов. В геттангском и частично синемюрском веках всхолмленная денудационная равнина занимала более обширную территорию и распространялась на Приуралье и юго-восточную часть Западно-Сибирской плиты.

Всхолмленная денудационно-аккумулятивная равнина в шеркалинское время занимала наиболее обширную территорию Западно-Сибирской плиты. Она протягивалась от восточного склона Полярного и Приполярного Урала, охватывала Березово-Уватскую зону, центральную и юго-восточную части равнины, Омское Прииртышье и Васюганское Приобье. На этой территории в погруженных участках рельефа накапливались озерно-аллювиальные и болотные песчано-глинистые осадки.

Низменная денудационно-аккумулятивная и низменная аккумулятивная равнины примыкали к морскому бассейну. Их распределение контролировалось распространением отложений тампейской серии. В зонах развития последней шло накопление мелкозернистых песчаников, алевролитов и глин в условиях низменной аккумулятивной равнины. Часть этой равнины периодически заливалась морем. Там, где прибрежная зона слагалась породами фундамента, осадконакопление происходило в обстановке низменной денудационно-аккумулятивной равнины.

Палеофитоценозы шеркалинского времени не отличались большим разнообразием. На большей части Западно-Сибирской равнины росли гинкгово-хвойные леса с подлеском из беннетитовых и цикадофитовых. В Чулымо-Енисейском районе последние местами образовывали самостоятельные заросли. На северо-восток по направлению к Усть-Енисейскому району уменьшается роль цикадовых. На северо-западе в районах, примыкающих к Уралу, преобладали папоротниковые заросли с широким развитием древних Dipteridaceae. В плинсбахском веке от этого района ареал распространения папоротниковых расширяется в восточном направлении вплоть до районов широтного Приобья.

Среди гинкгово-хвойных лесов и папоротниковых зарослей часто встречались сфагновые болота. Особенно много их было в Чулымо-Енисейском районе и на северо-западе равнины.

Для палеофитоценозов шеркалинского времени характерно почти повсеместное распространение теплолюбивых папоротников: Dipteridaceae, Matoniaceae, Marattiaceae и семенных Bennettitales.

В период накопления пород шеркалинского горизонта мелководный морской бассейн существовал на северо-востоке Западной Сибири и в Усть-Енисейском районе. Площадь морского бассейна примерно охватывала территорию осевой зоны Усть-Енисейской впадины, часть Гыданского полуострова и крайние северные районы Западной Сибири. Скважинами вскрыты отложения, накапливавшиеся в обстановке прибрежного опресненного морского бассейна. Об этом свидетельствует наличие в осадках обедненных угнетенных комплексов фораминифер и эвригалинных двустворок. В Усть-Енисейском районе вскрытые скважинами отложения представлены неоднородным чередованием

песчаников и алевролитов с прослоями глин. Количество последних местами достигает 50—60%.

В конце плинсбахского века площадь распространения мелководного моря несколько расширилась, произошло углубление его, изменилось соотношение накапливающихся песчаных и глинистых отложений, количество последних увеличилось до 80%. От арктических морей это море было отделено сушей, располагавшейся в районе Новой Земли.

В шеркалинский этап развития на территории Западно-Сибирской равнины существовал гумидный умеренно-теплый климат.

Отложения шеркалинского горизонта входят в состав нижне-среднеюрского нефтегазоносного горизонта.

В период накопления джангодского горизонта (тоарский век) существовали те же палеогеографические области, что и в конце плинсбахского века, но происходило углубление морского бассейна на северо-востоке в первой половине века. В конце тоарского времени вновь отмечаются некоторое его обмеление и опреснение. Тоарское море отделялось от арктического бассейна полосой суши, располагавшейся в районе Новой Земли. Соединение с бореальными морями происходило через Хатангско-Ленский пролив. Области распространения всхолмленной денудационной, всхолмленной денудационно-аккумулятивной, низменной денудационно-аккумулятивной, низменной аккумулятивной и прибрежной равнин оставались примерно в тех же границах, что и в конце плинсбахского века. Зона мелководного опресненного бассейна сократилась. Появилась область мелкого открытого моря. В условиях последнего получили развитие палеобиоценозы агглютинированных фораминифер с грубозернистой стенкой раковин. Палеофитоценозы тоарского века хотя и носят унаследованный характер от палеофитоценозов плинсбахского века, но имеют и свои характерные особенности. Главной из этих особенностей является широкое развитие во всех типах палеогеографических областей гинкгово-хвойных лесов с преобладанием *Coniferales*. Заметно уменьшилась роль Protoconiferus и Paleoconiferus. Подлесок хвойных лесов состоял из зарослей мелких кониоптерисовых и осмундовых папоротников. В составе подлеска сократилась роль беннетитовых.

Сфагново-плауновые болота в тоарский век были широко развиты по всей территории Западно-Сибирской равнины, но особенно их много было на северо-западе ее. На месте современных Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин, в западной части Среднего Приобья более широко развиты крупные пресноводные водоемы, в которых было много микрофитопланктона. Отложения этих водоемов представлены темными битуминозными преимущественно глинистыми отложениями. По берегам этих озер иногда встречались заросли древовидных папоротников семейств диксониевых и птеридиевых.

Обилие папоротников, особенно в западной и южной частях равнины, а среди них теплолюбивых форм семейств диптеридиевых, матониевых и марантиевых указывает на существование в тоарский век теплого и влажного климата. С приближением к морскому бассейну отмечается некоторое похолодание, что отражается на палеофитоценозах. В Усть-Енисейском районе в породах тоарского яруса пыльца голосеменных преобладает над спорами папоротника, а в составе последних почти не отмечается спор теплолюбивых видов. Отложения джангодского горизонта входят в состав нижне-среднеюрского нефтегазоносного горизонта.

Во время накопления отложений лайдинско-вымского горизонта (ааленский век) по-прежнему на большей части территории Западно-

Сибирской равнины сохраняются континентальные условия. Изолированный от арктического бассейна морской водоем существовал на севере равнины. В зонах аккумуляции на континенте резко преобладало накопление песчано-алевролитовых пород, что свидетельствует об усилении тектонических движений в областях сноса. По сравнению с нижнеюрской эпохой значительно расширились области аккумуляции. Области всхолмленной денудационной равнины сохранились на юге и в отдельных участках западных районов равнины. Значительно сократилась площадь распространения всхолмленной денудационно-аккумулятивной равнины, которая сохранилась на северо-западе и в виде узкой полосы на юге Западно-Сибирской равнины. В районах Тарского Прииртышья, Колпашево-Васюганского Приобья, Среднего Приобья на месте всхолмленных денудационно-аккумулятивных равнин нижней юры развивались низменные аккумулятивные равнины, в пределах которых районы денудации сохранились лишь в некоторых участках, приуроченных к сводовым частям некоторых локальных поднятий.

Прибрежные аккумулятивные равнины в ааленский век занимали обширные области севернее Среднего Приобья и к западу от морского водоема. Эти равнины периодически заливались морем.

Морской водоем на севере в ааленский век несмотря на расширение его в западном направлении по сравнению с тоарским был более мелководным и опресненным. В ааленских осадках найдены угнетенные эвригалинные ассоциации фораминифер, в основном представленные примитивными аммодисцидами. Соединение его с арктическими морями происходило через Хатангско-Ленский пролив.

Палеофитоценозы ааленского века не отличались большим разнообразием. На всей территории Западно-Сибирской равнины были распространены гинкгово-хвойные леса с преобладанием сосновых. Подлесок этих лесов состоял из папоротников, главным образом рода *Coniopteris*. Последние в Усть-Енисейском районе составляли самостоятельные заросли, среди которых леса *Coniferales* занимали подчиненное положение. Характерной особенностью палеофитоценозов северо-востока равнины было появление зарослей хейролепидиевых, которые устанавливаются по находкам в отложениях ааленского яруса пыльцы Classopollis.

Почти во всех палеофитоценозах ааленского века сокращается количество беннетитовых. Теплолюбивые матониевые и мараттиевые папоротники встречаются реже. Они сохраняются лишь в палеофитоценозах северо-запада и юга равнины. В древесине древних гинкговых отмечаются сезонные кольца, свидетельствующие о периодических похолоданиях климата. Широкое развитие влаголюбивых осмундовых и других папоротников указывает на гумидный климат ааленского века. Рассматриваемые отложения входят в состав нижне-среднеюрского нефтегазоносного горизонта.

В период накопления отложений леонтьевского горизонта (байосский век) отмечается затухание процессов денудации, что отражается на составе осадков седиментационного бассейна этого времени, среди которых преобладают глинистые отложения.

На юге и частично на западе Западно-Сибирской плиты была развита область слабовсхолмленной денудационной и денудационно-аккумулятивной равнин. Остальную бо́льшую часть занимали области низменных аккумулятивных и прибрежных равнин. Последние периодически заливались морскими водами. В районах Среднего Приобья широкое развитие получили крупные озерные

водоемы с застойным режимом водообмена, в которых накапливались преимущественно глинистые, часто битуминозные осадки.

По сравнению с ааленским веком в байосское время существенно меняются палеофитоценозы. Господствующее положение занимали папоротники в основном рода *Coniopteris*, заросли которых занимали бо́льшие пространства, чем леса из *Ginkgoales* и *Coniferales*. В составе этих лесов было много Pinaceae (Picea и др.), особенно в Среднем Приобье и на востоке Западной Сибири. В байосском веке намечается некоторое различие в климатической зональности. В западной и северо-восточной частях равнины существовало много влаголюбивых осмундовых. В центральных, южных и юго-восточных районах их количество значительно меньше, но появляются хейролепидиевые, указывающие на некоторую аридизацию климата. В целом климат байосского века на территории Западно-Сибирской равнины был умеренно теплым.

На севере Западно-Сибирской равнины существовал мелководный морской бассейн с соленостью, близкой к нормальной. В составе палеобиоценозов преобладали агглютинирующие фораминиферы со сравнительно мелкозернистыми раковинами.

Этот бассейн занимал территорию Усть-Енисейской мегавпадины, часть Гыданского, юг Ямальского полуостровов. В районе Новой Земли находилась суша.

В период накопления отложений малышевского горизонта (батский, частично келловейский века) вновь усилились процессы эрозии и денудации в областях сноса. В седиментационном бассейне увеличивается роль песчано-алевролитовых пород. Вследствие углубления бассейна седиментации существенно расширились области распространения низменной аккумулятивной и прибрежной равнин. Практически исчезают низменные денудационно-аккумулятивные равнины. На северо-западе Западной Сибири сохраняется обстановке всхолмленной денудационно-аккумулятивной равнины, на юге почти не изменилась площадь распространения всхолмленной денудационной равнины. Территория прибрежной равнины расширилась наиболее существенно. Южные ее участки достигли районов Васюганского Приобья. На эту территорию с севера периодически проникали воды мелководного морского бассейна.

Палеофитоценозы центральной и западной частей Западно-Сибирской равнины сохраняются близкими к байосским. Здесь по-прежнему преобладают заросли папоротников, в основном состоящие из Coniopteris. Лишь расширяется в западном направлении распространение Classopollis и в некоторых участках появляются влаголюбивые травянистые Gleichenia. В восточных районах заросли папоротников сменяются хвойными лесами с преобладанием Pinaceae и *Coniferales*, хотя папоротники *Coniopteris* также имели существенное площадное распространение. Хейролепидиевые проникают далеко на север вплоть до Усть-Енисейского района. На северо-западе в некоторых участках появляются хвойные Sciadopitys, а в Чулымо-Енисейском районе — теплолюбивые маратиевые папоротники. По-прежнему во всех палеофитоценозах много осмундовых, а на северо-западе и юго-востоке широко развиты сфагновые болота. В целом аридизация и потепление климата, начавшиеся в байосе, в батское и нижнекелловейское время продолжаются.

В малышевское время несмотря на общее обмеление морского бассейна площадь его расширилась в южном и западном направлениях.

Общее потепление климата отразилось и на палеобиоценозах фораминифер. В прибрежных водах морского бассейна широкое развитие получили

секреционные виды надозаридиевого сообщества. Малышевский морской бассейн отделялся от арктических морей полосой суши, занимавшей современную территорию Новой Земли. Соединение его с северными морями происходило через Хатангско-Ленский пролив. Возможно, существовало несколько Уральских проливов, соединявших Малышевское море с теплыми морями Русской платформы.

Период накопления отложений нижневасюганского горизонта (средний, верхний келловей, нижний оксфорд) характеризуется крупной трансгрессией моря. В начале среднего келловея площадь морского бассейна увеличилась от 0,3 до 1,5 млн. км^2 и составила 80% от всей площади Западно-Сибирского седиментационного бассейна в это время. В нижневасюганское время континентальный режим сохранялся в узкой полосе вдоль Урала и Казахстана и Приенисейской части Западно-Сибирской равнины. Наиболее широкая область континентального режима существовала в пределах Кулундинских и частично Барабинских степей. Здесь существовала зона низменной денудационной равнины. Континентальные отложения, входящие в состав нижневасюганского горизонта, сохранились лишь в отдельных мелких изолированных впадинах вдоль Урала. На остальной территории они, по-видимому, не накапливались. Исходя из состава пород в прибрежных частях морского бассейна, можно предполагать, что береговые зоны нижневасюганского моря в пределах современной территории Западно-Сибирской равнины представляли собой слабовсхолмленную низменную денудационно-аккумулятивную равнину на западе и денудационную низменную равнину на северо-западе, юго-западе, юге и востоке. В полосе распространения наунакской свиты, протягивающейся от Елогуйского выступа на северо-востоке до Барабинска на юге, выделяется прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем. Эта прибрежная равнина граничила с аккумулятивной низменной равниной Чулымо-Енисейского района (тяжинская свита).

В большинстве случаев восстановление палеофитоценозов производилось по спорово-пыльцевым комплексам, захороненным в морских отложениях.

В северо-западных районах побережья моря преобладали заросли папоротников Dicksonia, *Coniopteris*, Gleicheniaceae и Osmundaceae с небольшой примесью Marattiaceae и др. Участками были развиты гинкгово-хвойные леса с преобладанием *Coniferales* и *Sciadopitys*. Прибрежные зоны и многочисленные острова вдоль западного побережья нижневасюганского моря были покрыты зарослями хейролепидиевых, количество которых увеличивалось в южном направлении, где последние (*Classopollis*) совместно с папоротниками *Coniopteris* составляли основной палеофитоценоз.

На восточном берегу нижневасюганского моря преобладали хвойные леса с *Coniferales* и Pinaceae. Увлажненные пониженные участки занимали папоротники *Coniopteris* с участием осмундовых. Прибрежные зоны были покрыты зарослями хейролепидиевых ксероморфного облика (пыльца *Classopollis*).

Климат нижневасюганского времени был умеренно теплым, гумидным на севере и аридным на юге. На наличие сухого и теплого климата на юге указывает и широкое развитие пестроцветных осадков в этих районах.

В южной и юго-восточной частях Западной Сибири существовали две крупные области аккумулятивных низменных равнин, отделенные от моря полосой прибрежной равнины.

Южная область располагалась на территории Омского Прииртышья и отдельными зонами протягивалась на запад до Петропавловска и Заводоуковской площади. На ее территории накапливались преимущественно глинистые пестро-

цветные отложения татарской свиты. Юго-восточная область находилась в пределах Чулымо-Енисейского района. На ее территории накапливались пестроцветные и зеленовато-голубоватые глинистые и песчано-алевролитовые отложения тяжинской свиты.

Морской бассейн в нижневасюганское время занимал бóльшую часть территории Западно-Сибирской равнины. В его пределах выделяется восемь фациальных зон.

1. Вдоль северо-западного побережья моря, в области распространения моурыньинской и частично марьяновской свит, выделяется зона опресненного мелководья с характерным сообществом фораминифер, состоящих в основном из агглютинированных, бентосных, эвригалинных аммодисцид. Тонкая стенка раковин аммодисцид, состоящая из мелкоагрегатного кварца, указывает на сравнительно спокойный гидродинамический режим.

2. Южнее протягивается зона мелководья с соленостью, приближающейся к нормальной. Эта зона охватывает территорию распространения марьяновской свиты на юго-западе и частично на юге равнины. Палеобиоценоз бентосных фораминифер характеризуется появлением наряду с аммодисцидами представителей стеногалинных родов *Haplophragmoides*, *Recurvoides* и *Lenticulina*.

3. К северо-востоку от этой зоны вдоль границы перехода отложений васюганской свиты в татарскую и наунакскую, вдоль побережья прибрежной равнины вновь выделяется зона опресненного мелководного побережья, в которой распространен палеобиоценоз бентосных фораминифер, состоящий в основном из представителей эвригалинных родов с преобладанием *Glomospirella galinae* и *Ammodiscus uglicus*. Стенки раковин, в особенности гломоспирелл, состоят из грубозернистого материала. Встречается много обломков раковин. Все это указывает на сравнительно активный волновой режим, существовавший в этой зоне.

4. Параллельно описанной зоне в сторону открытого моря выделяется зона мелководного морского бассейна с неустойчивым солевым режимом, в которой был распространен палеобиоценоз, состоящий в основном из секреционных бентосных фораминифер *Globulina paalzowi* и в меньшей степени нодозариид.

Наличие первых указывает на неустойчивый солевой режим, вторых — на мелководную обстановку.

В раннеоксфордское время происходит некоторое обмеление морского бассейна на юге и юго-востоке нижневасюганского моря при одновременном затухании процессов денудации в областях сноса. Это обусловило появление в описанных зонах своеобразного палеобиоценоза секреционных бентосных фораминифер, состоящих в основном из разнообразных нодозарид, количество которых в отдельных приподнятых участках дна достигает 80—100%. В более глубоких участках дна наряду с секреционными видами появляются агглютинирующие формы с грубозернистой стенкой. Наличие нодозарид указывает на нормальную соленость прибрежных вод в это время.

5. В северо-восточной части Западно-Сибирской равнины, в основном на территории распространения отложений точинской свиты, выделяется зона прибрежного мелководья нормальной солености с активной волновой деятельностью. Палеобиоценоз представлен здесь в основном агглютинирующими бентосными фораминиферами представителей семейства литуалид, количество которых достигает 80—90%. Грубозернистый состав раковин, их окатанность, наличие большого количества обломков раковин, присутствие в небольшом количестве прикрепляющихся толипамин свидетельствуют о мелководной обстановке. О нормальной солености вод говорит наличие в палеобиоценозе секреционных

фораминифер, состоящих из нодозариид, количество которых местами составляет 10—15%.

6. В Приуральской части Западно-Сибирской равнины параллельно первой и второй фациальным зонам, в полосе, протягивающейся от Березовского района на севере до Покровской и Заводоуковской площадей на юге, на территории распространения абалакской, шаимской и частично марьяновской свит выделяется островная зона с резкими колебаниями глубин моря (рис. 18). В палеобиоценозе этой фациальной зоны присутствуют стеногалинные, агглютинирующие бентосные фораминиферы с небольшим участием секреционных. Количество последних составляет 10—15%. По берегам островов, где отлагались грубозернистые осадки вогулкинской толщи, были распространены аммобакулитесы и трохамминиды с грубозернистой стенкой раковин, нодозариды и толипамины. На небольшом удалении от берега, иногда всего на расстоянии 2—3 км, состав фораминифер меняется в сторону резкого преобладания более холоднолюбивых видов *Recurvoides* и *Dorothia* с тонкозернистой раковиной, что свидетельствует о существенном перепаде глубин дна моря вблизи берегов островов и на некотором удалении от них. Приведенные выше сообщества фораминифер указывают на существование здесь морского бассейна с нормальной соленостью. Температура воды была умеренной, но в отдельные периоды повышалась, о чем свидетельствует появление в небольшом количестве теплолюбивых секреционных эпистоминид, обитавших вблизи берегов островов.

7. Западнее четвертой зоны, в центральной части Западно-Сибирской равнины, в основном на территории развития васюганской свиты до границ ее с отложениями абалакской свиты существовал мелководный бассейн открытого моря с нормальной соленостью. Палеобиоценозы бентосных фораминифер состояли здесь в основном из представителей литуолид и трохамминид. В понижениях дна моря преобладали рекурвоидесы (до 70%), на приподнятых участках — трохаммины, аммобакулитесы, гаплофрагмоидесы и прикрепляющиеся толипамины. Количество последних на некоторых площадях Сургутского и Нижневартовского сводов достигает 30%. Это свидетельствует о мелководной обстановке и довольно активной волновой деятельности.

8. На территории большей части Надымской и Ханты-Мансийской мегавпадин в пределах развития абалакской свиты существовала обстановка сравнительно глубокого открытого морского бассейна с нормальной соленостью. Палеобиоценоз бентосных фораминифер характеризуется здесь преобладанием *Recurvoides* и Dorothia с мелкозернистыми стенками раковин. В небольшом количестве обычно присутствует тонкостенный секреционный бентос.

В ранневасюганское время морской бассейн по глубине положения дна имел асимметричное строение по отношению к седиментационному бассейну. Наиболее глубокие участки моря были смещены в западном направлении. На большей его части существовал нормальный солевой режим. В конце ранневасюганского времени (ранний оксфорд) произошло слабое общее обмеление моря.

Ранневасюганское море соединялось с арктическими морями через Хатангско-Ленский пролив. Прямой связи его с бореальными морями не существовало из-за наличия суши на территории Новой Земли. В то же время можно предполагать соединение его с теплыми морями Русской платформы через проливы, рассекавшие Урал.

Начавшееся в раннем оксфорде обмеление моря продолжалось и в период накопления отложений верхневасюганского горизонта (верхний оксфорд). При этом площадь седиментационного бассейна, в том числе и морского, по сравнению с нижневасюганским несколько увеличилась. Палеогеографиче-

ские области на континенте сохранились такими же, как и в раннеоксфордский век. Практически не изменилась и площадь их распространения. Палеофитоценозы, как и в ранневасюганское время, можно восстановить только по спорово-пыльцевым комплексам из морских отложений прибрежных зон.

В северо-западных районах побережья сохранилось преобладание таких же папоротниковых зарослей, но с несколько меньшим содержанием осмундовых. Вдоль побережья и на прибрежных островах продолжался расцвет Classopollis. На восточном и южном берегах поздневасюганского моря палеофитоценозы сохранились такими же, как в келловей-раннеоксфордское время. Климат позднеоксфордского времени сохранился прежним, но стал более гумидным в южных районах.

В пределах поздневасюганского моря палеогеографическая зональность несколько изменилась вследствие некоторого обмеления моря, приведшего к повышению температуры его вод. Это отразилось на палеобиоценозах бентосных фораминифер, в составе которых возросла роль секреционных раковин, хотя по абсолютному количеству продолжал преобладать агглютинирующий бентос.

1. На северо-западе морского бассейна в районах распространения моурыньинской и марьяновской свит существовала мелководная прибрежная зона с нормальной морской соленостью и активной гидродинамической обстановкой. Палеобиоценоз бентосных фораминифер здесь состоит в основном из агглютинирующих литуалид, среди которых преобладают рекурвоидесы и аммодискусы. Существенная роль также принадлежала трохамминам (до 35%). Заметную роль играли прикрепляющиеся к дну толипамины, указывающие на активную гидродинамическую среду.

Аналогичная палеогеографическая зона существовала на северо-востоке, в области распространения сиговской свиты.

2. На юго-западе и частично на юге морского бассейна, в области распространения марьяновской свиты существовала полоса мелководья с нормальной морской соленостью. Небольшие глубины обусловили прогревание воды и повышенное содержание карбонатов. Палеобиоценоз бентосных фораминифер в этой фациальной зоне состоял из секреционных нодозариид (*Lenticulina*, *Planularia*, *Dentalina*) и эпистоминид (*Hoeglundina*). Первые составляют до 80—85%, вторые — до 15%.

3. Восточнее второй фациальной зоны, в области развития барабинской свиты температура воды была еще более высокой. Здесь палеобиоценоз состоял почти исключительно из эпистоминид (*Hoeglundina*) — теплолюбивых секреционных фораминифер, которые ведут временно прикрепленный образ жизни в условиях теплых мелководных бассейнов с нормальной соленостью.

4. В юго-восточной части позднеоксфордского моря, примыкающей к наунакской прибрежной равнине, наметившееся в раннем оксфорде обмеление продолжало развиваться. Здесь на всей площади распространения верхневасюганской свиты существовала опресненная прибрежная мелководная зона, в пределах которой накапливались преимущественно песчаные осадки, в которых палеобиоценозы фораминифер практически не сохранились, по-видимому, вследствие активной гидродинамической обстановки.

5. В Березово-Шаим-Покровской фациальной зоне сохранилась островная зона. Здесь вблизи островов расселялся нодозариидовый секреционный палеобиоценоз с преобладанием (до 90%) лентикулинид. Между островами на глинистых илах развивались агглютинирующие толипамины (20—80%) совместно с *Haplophragmoides*, *Spiroplectammina* и *Recurvoides* (до 45—60%). Наличие большого количества прикрепляющихся к субстрату толипамин указывает на мелководную

нормально морскую обстановку с активным гидродинамическим режимом. Таким образом, в позднем оксфорде произошло существенное обмеление и сглаживание глубин моря в этой зоне по сравнению с раннеоксфордским временем.

6. В пределах территории Надымской и Ханты-Мансийской мегавпадин находилась относительно глубоководная часть позднеоксфордского моря, хотя по сравнению с раннеоксфордским оно было существенно менее глубоким. В палеобиоценозе фораминифер здесь преобладали рекурвоидесы и спироплектаммины совместно с небольшим, но разнообразным в родовом и видовом составах сообществом секреционных нодозаринид. Стенки агглютинирующих фораминифер состоят из тонкозернистого материала.

Поздневасюганское море соединялось с арктическими морями через Хатангско-Ленский пролив, отделяясь на севере от них сушей. С западноевропейскими морями оно соединялось несколькими проливами через Урал.

Во время формирования пород георгиевского горизонта (кимериджский век) произошла новая трансгрессия моря. Площадь его увеличилась до 1,8 млн. км^2. При этом денудационные процессы в областях сноса почти затухают. Это обусловило появление в центральных частях морского седиментационного бассейна громадной области не компенсированного осадками прогибания. Континентальные отложения кимериджского века отдельными островными участками имеются лишь в западной части Западно-Сибирской равнины. Вследствие этого восстановление палеогеографической обстановки в континентальной зоне можно производить лишь по составу отложений прибрежных морских осадков.

Это же относится и к восстановлению палеофитоценозов растительного мира, которое можно сделать только по спорово-пыльцевым спектрам, захороненным в прибрежных морских осадках.

Наиболее обширные площади суши, как в келловей-оксфордское время, располагались на юге равнины в пределах Кулундинских и частично Барабинских степей, где существовала низменная денудационная равнина. Западные и юго-западные участки побережья также представляли собой низменную денудационную равнину. На востоке и юго-востоке можно предполагать существование в кимериджский век слабовсхолмленной денудационной равнины.

Растительные ассоциации кимериджского века сохранились почти такими же, как и в позднеоксфордское время. Большие пространства запада и юга равнины были покрыты зарослями папоротников Gleichenia и Dicksonia, среди которых часто встречались хвойные леса Pinacea и Sciadopitys. Вблизи побережья преобладали древовидные хвойные кустарники хейролепидиевых.

Обширные пространства наунакской прибрежной равнины были покрыты зарослями хейролепидиевых и папоротников с участием осмундовых и глейхениевых. На востоке, юго-востоке и северо-востоке побережье георгиевского моря было занято хвойными лесами Pinaceae и *Coniferales*, перемежающихся с зарослями папоротников *Coniopteris* и *Osmunda*. Береговые зоны, так же как на западе, были заняты кустарником *Classopollis*.

Климат кимериджского века сохранился аналогичным оксфордскому. Широкое развитие теплолюбивых хейролепидиевых, хорошо переносивших засушливые условия, наряду с влаголюбивыми папоротниками Osmundaceae, Dicksonia, плаунами и др., позволяет считать, что климат был теплым, ближе к гумидному.

На общее потепление климата указывают и палеобиоценозы морских отложений.

1. На северо-западе морского бассейна в районе развития лопсинской и частично марьяновской свит существовало мелкое теплое море с нормальной соленостью, в пределах которого в палеобиоценозе ведущая роль принадлежала бентосным секреционным нодозаридам. В раннем кимеридже среди них преобладали представители лентикулин (60—95%) с массивной, плотно свернутой раковиной. В позднем кимеридже произошло некоторое обмеление моря и ведущее место стали занимать секреционные псевдоламаркины (до 85%). Количество лентикулин снизилось до 10—15%. Расцвет псевдоламаркин отмечается в середине позднего кимериджа.

2. В северной части Березовского района выделяется фациальная зона мелкого моря нормальной солености с многочисленными островами. Вблизи островов массовое развитие получили лентикулины. К концу кимериджа это сообщество сменилось другим, в котором значительную роль играли прикрепленные агглютинирующие толипамины (до 45%), различные секреционные нодозариды (20—30%), спироплектаммины (20—25%).

В погруженных участках дна увеличилось количество агглютинирующих фораминифер *Recurvoides* и *Spiroplectammina*, сократилось количество нодозариид, в особенности лентикулин.

3. Вдоль восточной зоны севера Березовского района, в южной части его (Озерная, Шухтунгортская площади) и на большей части территории Шаимского района располагалась зона относительно глубокой части шельфа, открытого морского бассейна с нормальной соленостью, со спокойной гидродинамической обстановкой и сравнительно высокой температурой придонных вод. В этой зоне был развит палеобиоценоз бентосных фораминифер, в котором получили развитие как секреционные (Lenticulina), так и агглютинирующие (Lituolidae) формы. В пределах некоторых поднятий дна бассейна, приуроченных к локальным структурам, появились прикрепленные толипамины, возросла роль спироплектаммин. На некоторых площадях (Шухтунгортская, Картопьинская и др.) агглютинирующие формы резко преобладали над секреционными, а среди агглютинирующих почти половину составляли прикрепленные толипамины, указывающие на активную гидродинамическую обстановку придонных вод. В конце кимериджского века произошло резкое обмеление моря, некоторые участки были выведены из-под уровня моря и в последующем размыты. На ряде участков Шаимского мегавала наблюдается выпадение из разреза отдельных пластов вогулкинской толщи. В пределах Трехозерного месторождения нефти, в северо-западной части его фиксируется поле развития кварцевых песчаников и гравелитов пласта $П_3$, который перекрыт зеленовато-серыми с глауконитом гравелитами, содержащими нижне-средневолжскую макро- и микрофауну. В южной части залежи вогулкинская толща представлена всеми тремя пластами. Соответственно на севере фиксируется размыв пластов $П_1$ и $П_2$. Аналогичная картина наблюдается в районе скв. 28 на восточном крыле Мортымьинского поднятия. В разрезе этой скважины под нижне-средневолжскими песчаниками и алевролитами, охарактеризованными макро- и микрофауной, залегают кварцевые песчаники пласта $П_3$, вниз по падению последовательно появляются породы пласта $П_2$, а затем и $П_1$. Все три пласта перекрыты волжскими слоями.

Примерно такая же закономерность отмечается в восточной части Тетеревского поднятия, где в приподнятой части структуры в зоне выклинивания вогулкинской толщи залегают кварц-полевошпатовые породы пласта $П_3$, а в более погруженных участках появляются отложения пластов $П_2$ и $П_1$.

Из изложенного следует заключить, что в предволжское время отдельные части Шаимского мегавала испытывали подъем, который обусловил размыв

некоторых пластов вогулкинской толщи шаимской свиты, пород тюменской свиты и фундамента. Этот подъем был незначительным как по площади, так и по времени.

4. В южной и юго-западной частях георгиевского моря в полосе распространения пород марьяновской, абалакской (до районов Увата), георгиевской (до района Большеречья) и яновстанской (Колпашевский район) свит протягивалась полоса прибрежного мелководья со сравнительно высокими температурами придонных вод и неустойчивой соленостью за счет опреснения речными водами. В этой фациальной зоне был распространен палеобиоценоз фораминифер, состоящий из секреционных нодозариид (до 60—75%), количество которых увеличивается в западном направлении. Среди агглютинирующих форм постоянно присутствуют толипамины, трохаммины, милиаммины. Стенки раковин известковистых фораминифер хрупкие и тонкие, а агглютинирующих — грубозернистые. Наличие миллиаммин свидетельствует о неустойчивом солевом режиме, а толипамин — о гидродинамической активности придонных вод.

5. В северо-восточной части Западно-Сибирской равнины в пределах восточных районов развития яновстанской свиты была развита зона прибрежного маловодья с активной динамикой и повышенной температурой придонных вод. Палеобиоценоз этой зоны состоял из секреционных нодозариид (лентикулины) и агглютинирующих форм, представленных родами *Haplophragmoides*, *Recurvoides* и др. В позднем кимеридже вследствие обмеления моря появились псевдоламаркины. На юг, по направлению к Елогуйскому выступу, в сообществе фораминифер увеличивается роль милиаммин (до 10—15%), указывающих на неустойчивый солевой режим в этой части фациальной зоны.

6. Южнее Елогуйского выступа, к востоку от Колпашева выделяется фациальная зона, в которой происходило накопление грубозернистых пород максимоярской свиты. По находкам харовых водорослей, остракод, двустворок в этой свите можно предположить, что на территории этой фациальной зоны существовал опресненный мелководный морской водоем с активной гидродинамической обстановкой.

7. В западных районах развития яновстанской свиты, восточнее и севернее четвертой фациальной зоны (георгиевскея свита) протягивалась полоса относительно глубокой части шельфа со спокойной гидродинамической обстановкой придонных вод нормальной солености. Фауна этого палеобиоценоза характеризуется преобладанием бентосных фораминифер с агглютинированной стенкой раковин. Преобладающая роль в этом палеобиоценозе принадлежит представителям семейств Trochamminidae, затем — Ataxophragmiidae, Lituolidae.

8. В центральной части Западно-Сибирской равнины, охватывающей бóльшую часть территории распространения георгиевской свиты и восточные области развития абалакской свиты, существовал сравнительно глубоководный морской бассейн с нормальной морской соленостью и слабой гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз фораминифер на приподнятых участках дна здесь состоял из представителей лентикулин и псевдонодозарид с примесью агглютинирующих литуолид. Количество последних увеличивается в погруженных участках дна.

Георгиевское море на севере было отделено от арктического морского бассейна полосой суши. Соединение происходило только через Хатангско-Ленский пролив. На западе георгиевское море соединялось с морями Русской платформы проливами, проходившими через Урал. Отложения нижне-, верхневасюганского стратиграфических горизонтов объединяются в келловей-оксфордский нефтегазоносный горизонт.

В период накопления отложений баженовского горизонта (волжский век) произошло значительное расширение морского бассейна. Площадь его увеличилась до 2,2 млн. км². Волжский морской бассейн был одним из самых обширных в Западной Сибири. В районах денудации тектоническая активность была слабой, и в морской бассейн поступал в основном глинистый материал. На обширных территориях моря накапливались тонкоотмученные глинистые осадки, в которых отмечается повышенное (до 10%) содержание рассеянного органического вещества.

Континентальные отложения волжского яруса имеются на некоторых участках восточного склона Урала (лангурская свита), и восстановление палеофитоценозов континентальной части территории Западно-Сибирской равнины производилось по анализу спорово-пыльцевых спектров в прибрежных морских отложениях.

Палеогеографические области суши кимериджского века сохранились и в волжское время. На северо-западе, западе и юго-западе территории Кулундинских и частично Барабинских степей, на северо-востоке и востоке существовала низменная денудационная равнина. Лишь в некоторых небольших участках ее, примыкающих к восточному склону Урала, происходило накопление осадков лангурской свиты. На юго-востоке располагалась слабовсхолмленная денудационная равнина. Побережье запада и юга волжского моря было покрыто зарослями папоротников Gleicheniaceae и Dicksonia, среди которых располагались острова хвойных лесов, где было больше видов, приближающихся к настоящим сосновым. На юге береговые зоны были заняты хейролепидиевыми кустарниками, которые также покрывали многочисленные острова вдоль побережья. В северном направлении количество их уменьшается.

На востоке и северо-востоке Западной Сибири преобладали хвойные леса *Coniferales*, Pinacea с подлеском из папоротников *Coniopteris*. Заметную роль особенно в поздневолжское время начали играть схизейные рода *Lygodium*. На северо-западе заметно (с 15—20% в кимеридже до 4—5% в волжский век) снизилось количество хейролепидиевых (род *Classopollis*).

Климат волжского времени был умеренно теплым, но заметно холоднее кимериджского и келловейского, особенно на севере Западной Сибири. Существенное похолодание произошло в поздневолжское время.

Совместный анализ литологического состава пород и палеобиоценозов донных фораминифер позволяет в волжский век в морских зонах выделить следующие фациальные зоны.

1. На северо-западе морского бассейна в пределах развития лопсинской, федоровской и частично марьяновской свит было распространено мелководное теплое море с нормальной, а в отдельные периоды незначительно отклоняющейся в сторону опреснения соленостью вод. В этих условиях палеобиоценоз характеризовался преобладанием секреционных бентосных фораминифер семейства нодозарид (до 80—95%). В ранневолжское время были развиты псевдоламаркины и лентикулины. В средневолжское время массовое развитие получили лентикулины, что указывает на некоторое обмеление моря. В небольшом количестве присутствуют полиморфиниды (до 5%) — обитатели мелководья с пониженной соленостью. В поздневолжское время обстановка резко изменилась в сторону обмеления. Фораминифер в отложениях не встречено. В отложениях федоровской свиты фиксируется перерыв в осадконакоплении.

2. К югу от первой фациальной зоны в области распространения марьяновской свиты на западе (Еремино), юго-западе (Тюмень, Покровка) и в области распространения яновстанской свиты районов Пихтовки, Колпашева, Ларьяка

существовала полоса развития мелководья с относительно активной гидродинамикой и нормальной соленостью морских придонных вод. В западной и юго-западной частях этой фациальной зоны палеобиоценозы бентосных фораминифер были более разнообразными. В ранневолжское время повсеместно отмечается преобладание секреционных нодозарид, свидетельствующее об относительно высокой температуре придонных вод. На востоке в Колпашево-Ларьякском районе участками отмечалось резкое прогибание дна моря, и уже в это время ощущалось влияние холодных вод, отразившихся на увеличении количества агглютинирующих раковин в палеобиоценозе фораминифер и вызвавших массовую гибель теплолюбивой фауны и микрофауны, что привело к образованию битуминозных глинистых пород. В разрезах Ларьякской и Колпашевских скважин такие прослои битуминозных глин имеются в основании разреза яновстанской свиты.

В средневолжское время углубление морского бассейна и влияние холодных вод охватили всю северную часть рассматриваемой фациальной зоны. В соответствии с этим здесь резко снизилось количество секреционных фораминифер, возросла роль представителей родов *Saccammina*, *Proteonina*, *Hyperammina*, обычны среди сообществ фораминифер этой зоны *Spiroplectammina* и *Dorothia*. В южных и юго-восточных районах зоны отмечаются обеднение видового и родового составов, плохая сохранность раковин и появление уже в ранневолжское время представителей рода аммодискус. В поздневолжское время температура придонных вод еще более понизилась. В этих условиях сохранились сообщества, состоящие в основном из аммодискусов, трохаммин и хаплофрагмоидесов. Массовая гибель более теплолюбивых организмов и не компенсированное осадками прогибание обусловили появление битуминозных глинистых прослоев.

3. На северо-востоке Западно-Сибирской равнины в области распространения яновстанской свиты существовал мелководный морской бассейн с нормальной соленостью и со сравнительно активной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз донных фораминифер состоял в основном из агглютинирующих форм обедненного видового и родового составов, представленных в основном литуолидами и аммодисцидами. Секреционные фораминиферы встречаются в небольшом количестве. Они отличаются небольшими размерами и ограниченным числом генотаксонов. Стенки раковин агглютинирующих фораминифер сложены грубозернистым материалом. Температура придонных вод была несколько пониженной по сравнению с кимериджской.

4. На юго-востоке равнины существовал опресненный морской водоем, отделенный от третьей фациальной зоны Елогуйским выступом. Здесь накапливались преимущественно песчаные отложения, объединяемые в максимоярскую свиту. Глубина моря постепенно уменьшалась от раннего к позднему волжскому времени. В конце волжского века, возможно, на юго-востоке сохранились лишь отдельные остаточные лагуны, в которых происходило накопление пестроцветных осадков, свидетельствующих об аридизации климата в этой зоне.

5. На северо-западе Западно-Сибирской равнины, восточнее первой фациальной зоны в северной части Березовского района и в Уватском районе существовала полоса относительно глубоководного моря с многочисленными островами. Вблизи островов палеобиоценоз фораминифер состоял в основном из секреционных нодозарид, среди которых преобладали лентикулины с примесью маргинулин, лаген и др. На расстоянии 3—5 км от островов на погруженных участках дна морского бассейна сообщества фораминифер резко менялись.

Здесь уже преобладали агглютинирующие фораминиферы родов *Trochammina Spiroplectammina, Haplophragmoides* и др. Еще в более погруженных зонах между островами и в восточной части распространения тутлеймской свиты в сообществах фораминифер сохранились лишь виды, сумевшие приспособиться к холодным водам. Проникновение холодных вод с востока в наиболее глубокие межостровные прогибы Березовской фациальной зоны вызывало массовую гибель более теплолюбивых организмов, что приводило в условиях некомпенсированного прогибания к формированию битуминозных глинистых отложений тутлеймской свиты. В поздневолжское время отмечается дальнейшее углубление моря с одновременным его похолоданием. В сообществах фораминифер более широко развиваются аммодисциды.

6. На территории западной части Шаимского района выделяется зона мелкого теплого моря с плоскими островами. Рельеф дна здесь был менее дифференцирован, чем в более северной Березовской фациальной зоне. Фораминиферовые сообщества отличались богатством популяций и разнообразием видового и родового составов. На возвышенных участках дна количество раковин с секреционным скелетом достигало 50%, представлены они в основном нодозаридами. В ранневолжское время они еще более преобладали и были представлены псевдоламаркинами. В понижениях рельефа дна количество секреционных форм уменьшилось до 20—25%. Агглютинирующие фораминиферы представлены спироплектамминами, хаплофрагмоидесами и представителем семейства Ataxophragmiidae — родом *Dorothia*. Количество последних увеличивается по мере углубления морского дна. В отличие от ранее описанных зон в Шаимском районе в волжское время почти не ощущалось влияние холодных вод и только на востоке района отмечается обеднение фораминиферовых ассоциаций и появление битуминозных глин тутлеймской и баженовской свит.

7. Со стороны открытого моря широкой полосой, примыкающей к областям прибрежного моря в районах долины р. Таз, Васюганья, восточной части Нижневартовского свода, Омского Прииртышья, Увата, Салыма, Красноленинского свода и юго-западных склонов Надымской мегавпадины, протягивалась фациальная зона открытого сравнительно глубоководного моря с нормальной соленостью и холодными придонными водами. От этой зоны отдельными рукавами эти воды распространялись в смежные более южные и западные фациальные зоны. Один из таких заливов протягивался от районов юго-западной части Надымской впадины на запад в Верхнекондинский прогиб и Березовский район. Отложения в рассматриваемой фациальной зоне объединяются в баженовскую и частично тутлеймскую свиты.

Палеобиоценоз этой зоны состоит в основном из представителей рода *Trochammina*, редко встречаются *Haplophragmoides*. В более приподнятых участках дна получили массовое развитие спироплектаммины. В ранневолжских осадках описано сообщество фораминифер с псевдоламаркинами. В поздневолжское время появляются аммодисциды. Резко обедненный состав рассматриваемого палеобиоценоза бентосных фораминифер вызван условиями затрудненного доступа кислорода в придонные воды и влиянием холодных арктических вод, внедрение которых вызвало массовую гибель более теплолюбивых организмов, что обусловило накопление при не компенсированном осадками прогибания высокобитуминозных глинистых отложений баженовской свиты.

Существует мнение, что отсутствие или резко обедненный состав микрофауны в отложениях баженовской свиты обусловлены заражением придонных вод морского дна сероводородом. В то же время сероводорода нет ни в подземных водах, ни в газах, сорбированных породами. Битуминозные глины во многих

участках переполнены бентосными агглютинирующими фораминиферами плохой сохранности, стенки которых насыщены жидкими углеводородами.

Если бы придонные воды были заражены сероводородом, то вряд ли можно было ожидать широкое развитие донных организмов. Нам представляется, что формирование битуминозных глин баженовской и тутлеймской свит связано с условиями не компенсированного осадками прогибания и с периодическим прогибанием и проникновением холодных арктических вод, приводящим к массовой гибели теплолюбивых организмов. В периоды отсутствия такой связи море прогревалось, более теплолюбивая фауна расселялась из южных и западных прибрежных зон на больших пространствах открытого мелкого моря. В следующий этап с севера вновь проникали холодные воды и приводили к массовой гибели теплолюбивых форм. Такой механизм формирования битуминозных пород подтверждается микростроением пород тутлеймской свиты, развитой в западной части Западно-Сибирской равнины, которая представлена тонким плитчатым чередованием глин, более и менее обогащенных органическим веществом.

8. На территории Надымской и частично Юганской мегавпадин в Сургутском районе существовал глубоководный открытый морской бассейн с низкими температурами придонных вод. В пределах этой фациальной зоны палеобиоценозы бентосных фораминифер или не сохранились, или представлены редкими трохамминами, хаплофрагмоидами и аммодисцидами. Осадки в этой зоне представлены битуминозными глинами баженовской свиты.

В баженовское время впервые за юрский период море соединилось с арктическим водоемом через пролив между Новой Землей и Таймыром, продолжал существовать и Хатангско-Ленский пролив. Уральские проливы, соединявшие моря Западной Сибири с восточноевропейскими, существовали в ранневолжское время. В средневолжское время эта связь была периодической и, по-видимому, прекратилась в поздневолжское время. Соединение арктического бассейна с баженовским морем было периодическим. При этом продолжительность этих периодов увеличивалась от ранне- к поздневолжскому времени. Отложения баженовского стратиграфического горизонта составляют волжский нефтегазоносный горизонт.

Меловой период. В меловой период выделяется 14 основных этапов смены палеогеографических обстановок, влиявших на физико-географические условия и эволюцию растительного и животного мира. Каждый из этих этапов связан с определенным тектоническим режимом развития Западно-Сибирской плиты и смежных территорий, влиявшим на условия осадконакопления и литологический состав отложений, что позволяет выделить следующие стратиграфические горизонты, отличающиеся друг от друга особенностями литологического состава, флоры и фауны. В нижнемеловом отделе выделяется девять стратиграфических горизонтов: куломзинский, тарский, нижневартовский, черкашинский, нижнеалымский, кошайский, викуловский, нижнехантымансийский и верхнехантымансийский; в верхнемеловом — пять: уватский, кузнецовский, ипатовский, славгородский и ганькинский.

Каждый из стратиграфических горизонтов отвечает определенным палеогеографическим этапам, характеристика которых приводится ниже.

В период накопления отложений куломзинского горизонта (бериасский, частично нижневаланжинский века) бóльшая часть территории Западно-Сибирской равнины была покрыта морем. Площадь его примерно такая же, как в волжский век. Континентальные отложения этого времени имеются только на юго-востоке, поэтому на остальной территории реконструкция палео-

географии суши в основном сделана по литологическому составу морских отложений и спорово-пыльцевым комплексам в них.

В куломзинское время суша в пределах Западно-Сибирской равнины располагалась в виде узких полос вдоль современных границ равнины. Исключение составляла территория Кулундинских степей, которая представляла собой обширную низменную денудационную равнину. Такая же равнина существовала и вдоль западного, юго-западного, южного и восточного побережья куломзинского моря. В Чулымо-Енисейском районе существовала низменная аккумулятивная равнина.

Анализ спорово-пыльцевых спектров позволяет в пределах суши куломзинского времени выделить следующие палеофитоценозы.

На северо-западном побережье от широты Шаима на юге вдоль западного борта Ляпинской мегавпадины протягивалась низменная денудационная равнина, покрытая в основном папоротниковыми зарослями, среди которых преобладали представители Gleichenia и *Coniopteris* с небольшой (до 5%) примесью осмундовых. При удалении от берега моря на более возвышенных участках произрастали хвойные леса, состоящие из Pinaceae (до 30%), среди которых преобладали Picea и Protopicea (до 15%).

От широты Шаима на юг вдоль Среднего Урала низменная денудационная равнина была покрыта зарослями папоротников Gleichenia с подлеском из *Coniopteris* и *Osmunda*. На побережье в небольшом количестве встречались заросли хвойных кустарников, производивших пыльцу *Classopollis*. В северном направлении количество этой пыльцы меньше. Возвышенные участки были заняты сосново-еловыми лесами, состоящими из Pinaceae (до 40%), среди которых преобладали Picea (до 15%) и Pinus (до 5%).

Южная часть Западно-Сибирской равнины и территория Кулундинских степей по растительным ассоциациям довольно резко отличалась от западного побережья. Вдоль береговой полосы почти исчезли глейхениевые. Они сменились широкой полосой хейролепидиевых хвойных кустарников с пыльцой *Classopollis* (до 30—40%). В глубь континента эта растительность сменялась на хвойные леса из Pinaceae (до 50%) с преобладанием Picea (до 15%) и небольшой примесью древовидных и травянистых папоротников из циатеевых, диксониевых, птеридиевых, кониоптерис и схизейных.

Вдоль илекской низменной аккумулятивной равнины на юго-востоке Западной Сибири была развита зона, покрытая зарослями папоротников *Coniopteris*, *Ligodium* и *Osmunda*. Характерно незначительное количество пыльцы *Classopollis*. Более сухие и возвышенные участки были покрыты хвойными лесами Podocarpaceae и Pinacea с преобладанием Picea.

Северо-восточная низменная равнина характеризуется преобладанием гинкгово-хвойных лесов с *Coniferales* (до 40%), *Ginkgo* (до 15%), Pinacea (до 30%). В незначительных количествах вдоль побережья моря встречались заросли кустарников с пыльцой *Classopollis*. Папоротниковый подлесок состоял в основном из *Coniopteris* и Gleichenia.

В пределах Чулымо-Енисейского района в куломзинское время существовала низменная аккумулятивная равнина, в пределах которой накапливались преимущественно глинистые пестроцветные отложения илекской свиты. В породах часто встречаются пелециподы, в основном *Unio* и гастроподы (*Micromelania*). В низах илекской свиты найдены остатки динозавра *Psittacosaurus*.

Климат куломзинского времени на западном побережье был теплым и влажным, способствовавшим развитию тепло- и влаголюбивых папоротников, отдельные представители семейств которых в настоящее время произрастают

в субтропическом и умеренно-теплом климате. На южном и юго-восточном побережье климат был более засушливым. Северо-восточные районы характеризовались более холодным климатом.

Морской бассейн в берриас-ранневаланжинское время занимал бóльшую часть территории Западной Сибири. Площадь его была примерно равной волжскому морю.

1. В западной части куломзинского морского седиментационного бассейна довольно широкой полосой вдоль Урала, в области развития ярротинской, харосоимской и частично ахской свит существовала прибрежная мелководная зона с теплыми придонными водами. В этой зоне палеобиоценоз фораминифер состоял в основном из секреционных бентосных форм, в составе которых преобладающая роль принадлежала семействам Ceratobuliminidae и Nodosariidae (роды *Reinholdella*, *Lenticulina* и *Marginulina*).

Из агглютинирующих фораминифер присутствовали литуолиды и аммодисциды. Сохранность раковин, как правило, плохая.

2. Вдоль восточного побережья, в области распространения отложений нижнехетской и юрацкой свит существовала обстановка, близкая к той, которая была на западном побережье. В составе палеобиоценоза фораминифер также преобладали секреционные формы, в основном представленные рейнхолделлами и маргинулинами. В северном направлении увеличилась роль агглютинирующих литуолид.

3. Вблизи Елогуйского выступа и от него в юго-западном направлении по правобережью Оби протягивалась зона мелкого опресненного моря. Здесь накапливались осадки елогуйской и куломзинской свит. В палеобиоценозе фораминифер присутствовали как секреционные (*Marginulina*), так и агглютинирующие формы, в основном аммодисциды. Появились эвригалинные миллиомины, указывающие на опреснение придонных вод. Рассматриваемая фациальная зона отделяла участки открытого моря от аккумулятивной равнины, существовавшей в юго-восточной части Западной Сибири.

4. На севере Березовского района в куломзинское время сохранилась существовавшая ранее зона сравнительно глубоководного моря с многочисленными островами. Вблизи островов расселялась теплолюбивая фауна, что свидетельствует о сравнительно высокой температуре прибрежных вод. Палеобиоценоз фораминифер здесь в основном состоял из секреционных нодозарид и псевдоламаркин с примесью агглютинирующих аммодисцид и литуолид. Осадки, накапливавшиеся здесь, представлены известковистыми песчаниками, спонголитами, много глауконита. От островов дно моря быстро погружалось, и межостровные зоны представляли собой участки сравнительно глубокого моря, прогибание дна которого не компенсировалось осадками. Здесь накапливались тонкоотмученные битуминозные глинистые отложения тутлеймской свиты. В конце берриасского века произошло некоторое обмеление моря. Соответственно в составе осадков понизилась роль битуминозных пород. Палеобиоценоз фораминифер погруженных участков дна состоял в основном из агглютинирующих трохамминид и литуолид. В небольшом количестве присутствовали спироплектаммины, атаксофрагмоиды и секреционные нодозариды (Saracenaria). Характерно присутствие, особенно в западных участках зоны, известковистых планктонных водорослей из группы кокколитофорид.

5. В куломзинское время произошло погружение восточной части Шаимского района. Здесь выделяется зона относительно глубокого моря с некомпенсированным прогибанием. В пределах этой зоны накапливались тонкоотмученные битуминозные глинистые осадки, в которых определены агглютиниру-

ющие фораминиферы, состоящие из трохаммин и гаудриин, что указывает на существенное похолодание придонных вод по сравнению с волжскими.

6. К востоку и северо-востоку от зоны относительно глубоководного моря Березовского района в полосе развития ахской свиты Надымской мегавпадины существовала зона относительно глубокого моря с нормальной соленостью и сравнительно хорошей аэрацией придонных вод. В сообществах бентосных фораминифер здесь преобладали представители семейства трохамминид. Отложения низов ахской свиты рассматриваемой фациальной зоны накапливались в условиях некомпенсированного прогибания.

7. К востоку и югу от Уват-Тобольской зоны, в полосе, охватывающей западные разрезы ахской свиты и почти все южное поле развития куломзинской свиты, была развита зона сравнительно мелководного теплого моря с нормальным газообменом придонных вод и достаточно высоким содержанием растворенной углекислоты. Палеобиоценоз бентосных фораминифер состоял в основном из агглютинирующих (70—90%), реже секреционных (5—10%) форм. Среди агглютинирующих фораминифер преобладали представители семейств Ataxophragmoides (до 40%) — в основном род *Gaudryina* и Lituolidae (30—70%) — роды *Haplophragmiidae*, *Recurvoides* и *Ammobaculites*. Наличие в ряде участков полиморфинид и аммодисцид (*Glomospirella* и др.) указывает на некоторое опреснение морских вод.

8. В центральной части Западно-Сибирской равнины в области развития мегионской и частично ахской и куломзинской свит был развит открытый сравнительно глубоководный бассейн со спокойной гидродинамикой придонных вод. В отдельных участках моря придонные воды характеризовались ухудшенным газовым режимом.

Палеобиоценоз бентосных фораминифер представлен в основном агглютинирующими (до 95%) формами семейств Trochamminidae, Lituolidae, Ataxophragmiidae, Textulariidae и Ammodiscidae. Характерно среди атаксофрагмиид появление рода вернейлиноидес вместо гаудриин. Фораминиферы, как правило, тонкостенные. Преобладают мелкие формы. Отложения рассматриваемого стратиграфического горизонта объединяются в берриас-валанжинский нефтегазоносный горизонт.

В период накопления отложений т а р с к о г о горизонта (верхи нижнего — низы верхнего валанжина) произошло некоторое обмеление морского бассейна и усиление тектонической активности в областях сноса, что обусловило широкое развитие в южных и юго-восточных районах преимущественно песчаных отложений. Площадь морского бассейна при этом почти не изменилась по сравнению с площадью куломзинского времени и составляла 2,2 млн. км^2. Континентальных отложений тарского века не встречено, кроме Чулымо-Енисейского района на территории Западно-Сибирской равнины, в связи с чем восстановление палеогеографической обстановки суши в большинстве районов сделано на основании анализа литологического состава и спорово-пыльцевых спектров прибрежно-морских отложений.

Вдоль Урала, северного склона Казахстана и на востоке современной территории Западно-Сибирской равнины в тарское время в виде узких зон вдоль берега протягивались низменные денудационные равнины. В пределах Чулымо-Енисейского района частично сохраняется аккумулятивная равнина, среди которой, возможно, сохранились отдельные остаточные пресноводные водоемы, в которых происходило накопление пестроцветных отложений. На территории Кулундинских степей была область развития всхолмленной денудационной равнины, которая совместно с горными сооружениями Алтая служила

источником сноса обломочного материала тарской свиты. Другой крупный источник сноса располагался в пределах Таймырского и Новоземельского складчатых сооружений.

Западное побережье тарского моря было покрыто монодоминантными папоротниковыми зарослями глейхений с участием осмундовых. Вдали от побережья располагались папоротниково-хвойные леса древних Pinaceae, Protopiceae, Podocarpus с примесью древовидных теплолюбивых папоротников Cyathaceae и Dicksoniaceae с подлеском из мелких *Coniopteris*.

Климат западного побережья был теплым и влажным до субтропического.

Побережье южной окраины тарского моря было покрыто зарослями чешуелистных вечнозеленых хвойных кустарников *Classopollis*. В глубине суши на возвышенных участках были распространены хвойные леса, состоящие из *Coniferales*, Pinaceae и *Ginkgo* с подлеском из мелких папоротников *Coniopteris* и травянистым покровом селягинелл. Климат этой зоны был теплым и сравнительно сухим.

Юго-восточная низменная денудационно-аккумулятивная равнина, захватывающая территорию Чулымо-Енисейской впадины, была покрыта хвойно-гинкговыми лесами с подлесками из мелких *Coniopteris* с широким развитием лианоподобных схизейных (*Lygodium*). Заросли *Classopollis* почти исчезли. Климат в этой зоне был сухим и теплым.

В пределах северо-восточной низменной денудационной равнины хвойные леса состояли в основном из *Coniferales* и *Ginkgo*. Характерной чертой этих лесов являлось массовое развитие зарослей *Lygodium* и *Coniopteris*.

В целом климат тарского времени был теплым, приближающимся к субтропическому, на севере — влажным, на юге — более сухим, аридным. Восточное и особенно северо-восточное побережья были более холодными.

В морском бассейне палеогеографическая зональность по сравнению с зональностью куломзинского времени существенно изменилась на востоке южных районов и в центральных частях Западно-Сибирской равнины. На остальной территории палеогеографические зоны изменились незначительно, но отмечается общее обмеление моря.

Вследствие этого на севере морского водоема возникла суша, которая отделила Западно-Сибирский бассейн от арктических морей. Связь с этими морями происходила лишь через Хатангско-Ленский пролив. Это обусловило более холодный климат северо-восточных районов и более теплый западных и северо-западных.

1. В западной и юго-западной частях тарского морского бассейна в районах развития харосоимской и частично ахской и ярротинской свит выделяется зона мелкого прибрежного моря с довольно активной гидродинамикой придонных вод. Фораминиферовый бентосный палеобиоценоз характеризовался преобладанием теплолюбивых секреционных цератобулиминид, нодозарид и эпистоминид. Количество последних увеличилось на севере зоны. Представители агглютинирующих фораминифер представлены трохамминидами, реже литуолидами. Характерно присутствие рода *Glomospirella*, указывающего на некоторое опреснение придонных вод. По направлению на юг отмечаются некоторое углубление морского бассейна и увеличение роли в палеобиоценозе агглютинирующих фораминифер.

2. К востоку от первой фациальной зоны в виде сравнительно узкой полосы, охватывающей западную часть Шаимского района (шаимская и частично харосоимская свиты), Березовский район (деминская пачка алясовской свиты) и западную часть Надымской мегавпадины (ахская свита), протягивалась зона

сравнительно глубокого моря с нормальной соленостью и несколько затрудненным газообменом придонных вод. В этой зоне в условиях некомпенсированного прогибания происходило накопление существенно глинистых отложений. Палеобиоценоз бентосных фораминифер здесь характеризуется развитием агглютинирующих форм, среди которых преобладали мелкие плоские аммодискусы с хорошей сохранностью раковин. На севере Березовского района сохранились отдельные мелкие острова, вокруг шло накопление преимущественно песчаных и спонголитовых отложений. Мелководье вокруг островов было заселено в основном секреционными нодозаридами и ератобулиминидами.

3. В центральных частях Надымской и Ханты-Мансийской мегавпадин, в Малоатлымском и Салымском районах располагалась зона относительно глубоководного морского бассейна с нормальной соленостью и сравнительно холодной температурой придонных вод. Палеобиоценоз этой зоны характеризовался обедненными сообществами бентосных агглютинирующих фораминифер в основном семейства Ataxophragmiidae.

4. В пределах большей части Среднеобской области на территории распространения мегионской свиты было развито мелководное теплое море с соленостью ниже нормальной, с довольно активной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз бентосных фораминифер состоял в основном из представителей литуолид, среди которых преобладали роды *Haplophragmoides* и *Ammobaculites*. Повсеместно встречались атаксофрагмииды. В пределах Сургутского свода отмечается повышенное содержание нодозарид (до 10—30%) и полиморфинид (до 20%), указывающее на мелководье и опреснение придонных вод. Последнее, по-видимому, вызвано наличием здесь в тарское время донных течений со стороны Омского побережья. Район Нижневартовского свода по сравнению с Сургутским был более глубоководным. Здесь резко возросло количество литуолид (до 70—100%), существенно уменьшилось количество нодозарид и полиморфинид; значительно чаще развиты представители семейств Saccamminidae и Reophacidae. Рассматриваемая фациальная зона от районов Среднего Приобья, по-видимому, распространялась далеко на север.

5. К югу и частично к юго-востоку от Среднеобской зоны обширная площадь была занята прибрежным еще более мелким теплым и более опресненным морем, в пределах которого накапливались преимущественно песчаные отложения тарской свиты.

Палеобиоценоз фораминифер обеднен, раковины имеют плохую сохранность и представлены литуолидами (роды *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Ammobaculites*), нодозариидами и полиморфинидами. Количество нодозариид увеличивается к береговой зоне до 20—55%, становится более разнообразным и родовой состав их. Полиморфиниды, представленные в основном родом *Globulina*, являются показателем как опресненных, так и мелководных условий. Количество глобулин к югу увеличивается до 10—80%.

6. От тарского опресненного морского водоема из районов Колпашевского Приобья в сторону северных и северо-западных склонов Елогуйского выступа протягивалась прибрежная зона мелководного моря. В составе осадков этой зоны часто встречаются зеленоцветные и пестроцветные глинистые отложения. Палеобиоценоз фораминифер представлен нодозариидами и силицидами. Среди последних наличие эвригалинных миллиамин свидетельствует об опреснении придонных вод.

7. На северо-востоке Западно-Сибирской равнины в области развития юрацкой и суходудинской свит существовало сравнительно мелководное море с пониженной температурой придонных вод и нормальной соленостью. Палео-

биоценоз фораминифер состоял в основном из агглютинирующих форм, среди которых преобладали атаксофрагмииды (*Orientalia*). В меньшем количестве присутствовали литуолиды, трохаммииды и аммодисциды. Количество последних в некоторых участках резко вырастает. Они в основном представлены очень мелкими раковинами аммодискусов.

Нижневартовское время (верхи валанжина, нижний, частично верхний готерив) характеризовалось значительным обмелением морского бассейна на фоне углубления седиментационного бассейна. Вследствие этого площадь собственно морского бассейна сократилась более чем в 2 раза — до 1 млн. км^2. Территория суши также сократилась в 2 раза. Остальные пространства занимали прибрежные равнины, которые особенно широко были развиты на юге и юго-востоке Западно-Сибирской равнины.

Континентальные отложения нижневартовского горизонта представлены осадками киялинской и илекской свит. На остальной территории восстановление палеогеографии суши производилось по анализу состава пород и спорово-пыльцевых спектров лагунных и прибрежно-морских отложений.

В нижневартовское время на территории современной площади Западно-Сибирской равнины суша (кроме прибрежных равнин, временно заливавшихся морем) существовала только в виде очень узких (до 10—15 км) полос вдоль моря, которые протягивались вблизи современных границ Западно-Сибирского седиментационного бассейна. Континентальная денудационная равнина сменилась прибрежной и на территории Кулундинских степей, где на всем протяжении доготеривской истории развития Западной Сибири осадков практически не накапливалось. Континентальные условия на более обширной территории существовали на северо-востоке равнины.

Западное низменное побережье было покрыто зарослями папоротников. Непосредственно на побережье росли глейхениевые, выше располагались схизейно-кониоптерисовые заросли. Часто встречались берега, покрытые чешуелистными хвойными кустарниками классополлис. Большие пространства занимали сфагновые болота. Примыкающая к побережью Уральская возвышенная суша была покрыта хвойными лесами из представителей сосновых, среди которых значительные площади занимали еловые леса с часто встречающимися кедрами и подокарпусами. Крупные острова западнее Березовского района были, по-видимому, покрыты таксодиевыми зарослями.

На южном низменном побережье нижневартовского моря палеофитоценозы мало отличались от таковых западных районов. Здесь заметно возрастает роль зарослей *Classopollis*. Из папоротников более широко были развиты кониоптерисы, глейхениевые, схизийные. Значительные площади занимали папоротники Pelletieria, количество которых увеличивается в западном направлении.

Обширная низменная прибрежная равнина с остаточными пресными водоемами, охватывавшая Чулымо-Енисейский и Кулундинско-Тарский районы, была в основном покрыта зарослями папоротников, среди которых преобладали *Coniopteris*, *Lygodium*, *Osmunda*. Более возвышенные места низменной денудационной равнины, окаймлявшие прибрежную равнину, были покрыты хвойными лесами *Coniferales* и Pinaceae.

На северо-востоке Западной Сибири в пределах развития юрацкой и суходудинской свит существовала прибрежная аккумулятивная равнина, периодически заливавшаяся морем. В отложениях суходудинской свиты встречаются пласты бурых углей, породы переполнены обугленными растительными остатками. В прослоях морских пород встречаются редкие бухии, астарты, ауцеллы,

а из фораминифер — гаплофрагмоидесы. Теплолюбивые двустворчатые моллюски здесь отсутствуют.

Приенисейская прибрежная аккумулятивная равнина и примыкающая к ней с востока узкая полоса низменной денудационной равнины была покрыта хвойными лесами, среди которых чередовались участки, заселенные елями и кедрами и гинкговыми. На побережье местами отмечались заросли хвойных кустарников *Classopollis*. Папоротники были представлены родами *Selaginella*, *Lygodium* и *Pelletieria*.

Климат нижневартовского времени был теплым, приближающимся к субтропическому на юге и умеренно-теплому на севере. Северные районы были более влажными, чем южные.

Как уже отмечалось выше, нижневартовское время характеризуется резким обмелением морского бассейна и появлением, особенно на юге, большого количества лагун. Обмеление морского бассейна привело к расширению суши на севере, которая отделяла нижневартовское море от арктического. В отдельные периоды готеривского века связь с арктическими морями прерывалась и через Хатангско-Ленский пролив, что обусловило некоторое потепление климата и в северо-восточных районах. В целом отмечается смещение глубин морского бассейна в западном направлении.

1. На северо-западе нижневартовского моря в районах распространения ярротинской и ахской свит Надымской мегавпадины существовало мелкое теплое море с нормальной соленостью и спокойной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз бентосных фораминифер характеризовался резким преобладанием секреционных (до 90%) форм семейств Nodosariidae, Discorbidae, реже Polymorphinidae и Cornuspiridae. Количество особей рода *Discorbis* по направлению к границе распространения алясовской свиты увеличивается до 80%, что может указывать на некоторое углубление моря в этом направлении. Наличие теплолюбивых нодозариид указывает на сравнительно высокую температуру придонных вод. Газовый режим придонных вод был нормальным.

2. Вдоль Урала к югу от Щучинского выступа до Тавдинского района в зоне распространения уланысинской и харосоимской свит располагалась сравнительно глубоководная зона моря с пониженной соленостью. Палеобиоценоз фораминифер состоял преимущественно из агглютинирующих форм, среди которых практически отсутствовали стеногалинные особи. Преобладали литуолиды (*Haplophragmoides* — до 60%), которые вверх по разрезу сменялись саккаминидами (до 75%), среди которых преобладали критионины. В более погруженных участках дна расселялись трохаммины (до 45%) и критионины.

Следует отметить, что к концу нижневартовского времени здесь произошло некоторое углубление моря — отложения уланысинской свиты накапливались в более глубоководной обстановке, чем отложения харосоимской. В целом для рассматриваемой фациальной зоны общее обмеление моря отмечается в южном направлении. Рельеф дна был довольно дифференцированным, что свидетельствует об активизации тектонических движений. На это указывает состав сообществ фораминифер в зонах поднятий и зонах впадин. На опреснение придонных вод указывает отсутствие стеногалинных фораминифер и наличие критионин и гломоспирелл. Количество последних увеличивается в западном направлении до 10%.

3. Восточнее второй фациальной зоны в пределах Березовского и Шаимского районов находилась область сравнительно глубоководного морского бассейна с нормальной соленостью. В период накопления чуэльской пачки и верхней подсвиты шаимской свиты существовали условия некомпенсирован-

ного прогибания. Породы содержат повышенное содержание рассеянного органического вещества. В период накопления пород улансынской свиты и устремской пачки алясовской свиты произошло некоторое углубление моря и одновременно усилился привнос глинистого материала из источников сноса, указывающий на активизацию тектонических движений в этот этап нижневартовского времени. Палеобиоценоз бентосных фораминифер Березовско-Шаимской зоны состоял в основном из агглютинирующих *Haplophragmoides* и *Trochammina*. В северных участках зоны появляется род *Discorbis* (до 5%), а на юге — эвригалинные милиаммины.

4. Обширные участки юго-западных и центральных районов в Тюменском, Тобольско-Уватском, частично Салымском и Сургутском районах в области распространения ахской и западных разрезов вартовской свит было развито сравнительно глубокое море с периодическим опреснением придонных вод. Палеобиоценоз фораминифер состоял в основном из агглютинирующих форм, представленных литуолидами (до 80%), трохамминидами (до 80%), акрулиаминами (до 40%) и текстуляриидами (до 30%). В юго-западных и южных районах зоны отмечается появление гиперамминид и нодозариид (до 50%). В Сургутском районе, особенно в низах вартовской свиты отмечается наличие полиморфинид (до 10%) и саккаминид (*Crithionina*), указывающих на опреснение придонных вод. В конце нижневартовского времени произошло углубление морского бассейна. В сообществах бентосных фораминифер возросла роль трохамминид и стеногалинных фораминифер (*Acruliammina*).

5. В юго-восточных и восточных районах развития вартовской свиты (Нижневартовский, Александровский, Елогуйский районы) существовало мелкое опресненное море с активной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз бентосных фораминифер состоял из агглютинирующих форм с подчиненным количеством секреционных видов.

Сохранность раковин плохая, ассоциации обеднены как по видовому, так и по родовому составам. Преобладающим семейством были литулиолиды, местами — трохамминиды. В западных районах рассматриваемой фациальной зоны преобладали аммобакулитесы, на востоке — гаплофрагмоидесы, на северо-востоке — трохаммины.

Из секреционных фораминифер повсеместно были развиты полиморфиниды (*Globulina*), количество которых на отдельных участках возрастает до 50%. Наличие эвригалинных фораминифер свидетельствует как о мелководье, так и об опреснении придонных вод.

6. В пределах севера Ханты-Мансийской и юга Надымской мегавпадин в области развития фроловской свиты располагалось сравнительно глубоководное море с нормальной морской соленостью и затрудненным газообменом придонных вод. В этой зоне в обстановке некомпенсированного прогибания происходило накопление глинистых отложений. Палеобиоценоз фораминифер здесь характеризуется крайне обедненными видовым и родовым составами. В отложениях фроловской свиты, соответствующих нижневартовскому горизонту, определены редкие трохамминиды и литулиолиды.

Отложения тарского и нижневартовского стратиграфических горизонтов объединяются в валанжин-готеривский нефтегазоносный горизонт.

Отложения черкашинского горизонта (верхи готеривского, барремский ярус) накапливались в условиях дальнейшей регрессии морского водоема, который сохранился лишь на западе и в пределах Надымской и Ханты-Мансийской мегавпадин. Площадь его составляла около 0,5 млн. км^2.

На северо-западе в области распространения западных разрезов северососьвинской свиты существовала низменная аккумулятивная равнина, покрытая хвойно-папоротниковыми лесами, состоящими из Pinacea, Coniopteris, Gleicheniacea, Ginkgoaceae. Среди этих лесов большие пространства занимали сфагновые болота. Вдоль берега моря довольно большие площади (до 10%) покрывали заросли хвойных кустарников *Classopollis*.

Вдоль Среднего Урала и Казахстана протягивалась полоса денудационно-аккумулятивной всхолмленной равнины, покрытой хвойно-папоротниковыми лесами с большим количеством лианоподобных схизейных.

На северо-востоке, от Елогуйского выступа до Тазовского района, протягивалась обширная аккумулятивная всхолмленная равнина, в пределах которой накапливались преимущественно песчаные каолинизированные отложения малохетской свиты. Эта равнина была покрыта папоротниковыми зарослями с небольшой примесью хвойных лесов Pinaceae. Папоротники представлены кониоптерисами (до 15%), осмундовыми (до 15%) и схизейными (до 60%). Среди последних в начале века преобладали *Lygodium*, в конце — Pelletieria.

На юге и юго-востоке, на территории распространения илекской и киялинской свит, существовала низменная озерная аккумулятивная равнина, растительность которой не претерпела существенных изменений по сравнению с нижневартовской. В озерных водоемах палеобиоценоз состоял в основном из пресноводных остракод и харовых водорослей.

Обширные пространства южных, центральных и северных районов Западной Сибири от Тюмени и Омска на юге до Уренгоя на севере занимала прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем. В пределах ее шло накопление пестроцветных и зеленоцветных пород киялинской и карбанской свит на юге, зеленоцветных и сероцветных пород черкашинской свиты и верхневартовской подсвиты — в центральных районах и сероцветных песчано-глинистых отложений — на севере.

Эта территория была покрыта папоротниковыми зарослями, среди которых значительную площадь составляли хвойно-гинкговые леса. Папоротниковые заросли состояли из кониоптерисов и схизейных. Количество последних увеличилось в западном направлении.

Палеобиоценоз морских отложений был представлен бентосными секреционными фораминиферами, среди которых преобладали эвригалинные теплолюбивые, мелководные полиморфиниды и силициниды. Морские отложения тяготеют к низам черкашинского горизонта.

Морской бассейн в черкашинское время располагался в области развития фроловской и леушинской свит. Наиболее глубокая часть его была приурочена к Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадинам. Море было мелким замкнутым. Лишь периодически происходило его соединение по отдельным проливам с арктическим водоемом. Палеобиоценоз бентосных фораминифер носил угнетенный характер. В его составе преобладают литуолиды и нодозариды. Соленость морских вод была близкой к нормальной, за исключением береговых зон. На это указывает наличие двустворчатых траций, обитающих в условиях нормальной солености.

Климат черкашинского времени был влажным и теплым, субтропическим.

В период накопления отложений н и ж н е а л ы м с к о г о горизонта (низы аптского века) происходит расширение морского бассейна, в основном за счет затопления районов Среднего Приобья и частично Уватского района. При этом отмечается некоторое обмеление моря в западных районах развития леушинской свиты.

На суше палеогеографические зоны сохранились такими же, как и в предыдущий век, но растительные ассоциации несколько изменились.

На северо-западе в пределах северососьвинской аккумулятивной равнины были развиты хвойно-папоротниковые леса с некоторым преобладанием хвойных. Вдоль побережья росли влаголюбивые таксодиевые, которые далее в глубь побережья сменялись сфагновыми болотами с травянистыми глейхениевыми папоротниками. По окраинам болотистой зоны были распространены заросли схизейных (роды *Aneimia*, *Pelletieria*, *Lygodium* и др.). Более возвышенные участки покрыты лесами Pinaceа, среди которых преобладали ели (до 15%) и кедры (до 15%). На юге Ямальского полуострова вдоль пролива, соединявшего Западно-Сибирское море с арктическим, растительность была представлена в основном папоротниками, состоявшими из кониоптерисов и осмундовых.

Южнее Северо-Сосьвинской аккумулятивной равнины вдоль Уральской аккумулятивно-денудационной равнины росли сосново-таксодиевые леса с многочисленными зонами зарослей травянистых глейхениевых папоротников, с участием гинкговых, подокарпусовых, схизейных. На северо-востоке, в пределах Нижнехетской всхолмленной равнины преобладали хвойные леса Pinaceae (до 70%) с участием таксодиевых (до 5%), подокарпусовых (до 5%) и араукариевых. Папоротники имели подчиненное значение и были представлены птеридиевыми, схизейными, диксониевыми и осмундовыми.

На юге, юго-востоке и юго-западе в области развития синарской, киялинской и илекской свит, в условиях низменной озерно-аккумулятивной равнины росли хвойные таксодиевые леса с полиподиевыми, диксониевыми и схизейными папоротниками.

Вдоль восточного побережья моря от г. Тара на юге до Ямальского полуострова на севере располагалась прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем. В ее пределах были широко развиты сфагновые болота с травянистыми глейхениевыми и диксониево-схизейными папоротниками. Приподнятые участки равнины были покрыты хвойными лесами (Pinaceae, Taxodiaceae), количество которых увеличивалось в северном направлении.

Морской водоем в нижнеалымское время был замкнутым. Можно лишь предполагать периодическое соединение его в районе Ямальского полуострова с арктическим водоемом. Вдоль берегов этого моря протягивалась полоса опресненного мелководья, более широкая на востоке и узкая на западе и юге. В этой зоне накапливались глинистые и глинисто-песчаные отложения краевых разрезов алымской и леушинской свит.

В разрезах этих районов определены редкие эвригалинные, бентосные примитивные агглютинирующие фораминиферы и лингулы.

Более глубоководная зона нижнеалымского моря располагалась в пределах распространения фроловской, западных разрезов леушинской и восточных окраин (Сургутский, Салымский районы) алымской свит. Здесь накапливались преимущественно глинистые отложения с одиночными бентосными эвригалинными фораминиферами, радиоляриями и водорослями неясного систематического положения.

Климат нижнеалымского времени был влажным теплым до субтропического.

В период накопления отложений кошайского горизонта (верхи нижнего апта) произошло незначительное углубление и расширение морского бассейна. Палеогеографические зоны и палеофитоценозы в пределах их не претерпели какого-либо изменения по сравнению с нижнеалымскими. Климат в это время был влажным и теплым, приближающимся к субтропическому. На юго-западе, юге и юго-востоке климат был более сухим, что обусловило

накопление здесь красноцветных и пестроцветных отложений синарской, киялинской и илекской свит.

В морском водоеме резко сократилась зона прибрежного мелководья в восточной и западной частях моря. На остальной территории площадь его сохранилась. Более глубокая часть кошайского моря располагалась в Среднем Приобье в пределах Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин и в Шаимско-Березовской зоне. Здесь происходило накопление темно-серых и серых глинистых осадков. Местами встречаются прослои битуминозных глин. Палеобиоценоз фораминифер резко обеднен. Встречаются редкие бентосные агглютинирующие литуолиды и гипераминиды.

В период накопления отложений викуловского горизонта (верхний апт, нижний альб) происходит резкое обмеление морского водоема. Одновременно усилилась тектоническая активность в областях сноса, что обусловило накопление на большей части территории Западно-Сибирской равнины грубообломочных, преимущественно песчаных отложений.

В пределах суши выделяются следующие палеогеографические области. На северо-западе, в области распространения северососьвинской свиты, располагалась низменная аккумулятивная равнина, покрытая хвойными лесами (Picea, Cedrus, Taxodiacea), чередующимися с зарослями глейхениевых и схизейных папоротников.

Южнее, вдоль Урала до северных склонов Казахстана, вдоль берега моря протягивалась узкая полоса низменной денудационной равнины, в пределах которой были широко развиты гинкговые и подозамиты, а среди папоротников — полиподиевые и осмундовые.

В пределах северо-восточных склонов Казахстана, Кулундинской и частично Барабинской степей накапливались пестроцветные отложения линьковской свиты в условиях низменной аккумулятивной равнины. Характерной особенностью палеофитоценоза этой зоны было преобладание папоротниковых зарослей (до 90%), среди которых наиболее распространенными являлись глейхениевые, кониоптерисы, схизейные и др. Голосеменные растения состояли из представителей Pinacea, Ginkgo, Cycadaceae, Podosamites.

Бóльшая часть восточной половины викуловского седиментационного бассейна была занята низменной, местами всхолмленной аккумулятивной равниной шириной до 500 км, вытянутой с юга на север от Омска через Нижневартовский район до Новой Земли. На севере эта равнина занимала почти все Заполярье и только вблизи п-ва Ямал она сменялась прибрежной равниной. Эта обширная территория была покрыта хвойно-папоротниковыми лесами. Количество хвойных увеличивалось в северном направлении. В целом растительность этой зоны мало отличалась от растительности кошайского времени.

В Салымском и Сургутском районах и далее на север узкой полосой вдоль восточного побережья моря протягивалась зона прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. В аптское время здесь больше преобладала мелководная морская обстановка, в условиях которой накапливались преимущественно глинистые отложения чернореченской пачки покурской свиты. В раннеальбское время на этой территории возникла континентальная обстановка. Палеофитоценозы прибрежной равнины мало отличались от растительных ассоциаций описанной выше зоны низменной аккумулятивной равнины.

Морской водоем викуловского времени занимал территорию запада Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин, Березово-Шаимскую зону и протягивался на юг до районов Тюмени и Петропавловска. В пределах этого замкнутого

водоема, отшнурованного от арктического бассейна, накапливались алевритовые отложения с редкими прослоями глин. Вдоль южных и западных берегов количество глинистого материала увеличилось, на основании чего можно предполагать смещение более глубоких зон моря к этим береговым районам.

Викуловское море было очень мелким с обедненным составом палеобиоценозов фораминифер. Последние представлены редкими агглютинирующими формами литуолид и атаксофрагмиид. В верхних частях разреза встречены одиночные планктонные фораминиферы семейства Globigerinidae.

Климат викуловского времени был теплым до субтропического, влажным на севере и в центральных районах и более аридным в южных и юго-западных.

В период накопления нижнехантымансийского горизонта (средний альб) происходило существенное погружение западных и частично северо-восточных районов Западно-Сибирской равнины, что обусловило проникновение бореальных морских вод с севера. Площадь морского бассейна по сравнению с позднеаптским и раннеальбским почти не увеличилась, но мелководная опресненная обстановка сменилась условиями нормального открытого морского водоема.

В пределах суши вдоль всего Урала и северо-западных склонов Казахстана протягивалась узкая полоса денудационной равнины, покрытая хвойно-папоротниковыми лесами такого же состава, как и в раннеальбское время. В пределах Кулундинских и частично Барабинских степей существовала низменная аккумулятивная равнина, покрытая папоротниковыми зарослями, напоминающими современную лесостепную зону. Такая же лесостепь существовала и в позднеаптское и раннеальбское время.

Вдоль всего восточного обрамления Западно-Сибирской равнины в области развития симоновской и частично покурской свит, а также в узкой Приенисейской полосе севернее Чулымо-Енисейского района протягивалась всхолмленная аккумулятивная равнина, покрытая папоротниковыми зарослями, среди которых встречались острова хвойных лесов, состоящих из сосны, ели, кедра и таксодиевых. Споровые растения представлены глейхениевыми, схизейными, полиподиевыми папоротниками. Встречались сфагновые болота.

Вдоль восточного побережья моря широкой полосой протягивалась прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем. Восточная граница этой полосы протягивалась от Барабинска на юге до Туруханск-Ермаковского и Усть-Енисейского районов на севере. Растительность этой равнины была такой же, как и в более восточных районах, но увеличилась роль сфагновых болот (до 20%). Среди голосеменных растений уменьшилось количество сосновых, еловых и особенно кедровых, появились представители хвойных рода Keteleeria. В этапы морских трансгрессий, затоплявших прибрежную равнину, сюда проникали агглютинирующие бентосные фораминиферы, способные переносить опресненные условия, — угнетенные саккаминиды, атаксофрагмииды, лилуолиды и эвригалинные силициниды.

Морской нижнехантымансийский бассейн располагался вдоль Урала, захватывая на востоке западные и частично центральные участки Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин. В западной и южной частях моря выделяется мелководная полоса с активной гидродинамикой придонных вод и соленостью, часто отклоняющейся от нормальной в сторону опреснения. Палеобиоценоз бентосных фораминифер состоял здесь из представителей как агглютинирующих, так и секреционных форм. Микрофауна часто имеет угнетенный характер, раковины мелкие, разрушенные. Из агглютинирующих форм преобладали литуолиды (до 85%), атаксофрагмииды (до 30%), силициниды (до 10%), текстуля-

рииды (до 10%). В северном направлении сократилось количество литуолид, улучшилась сохранность раковин. Секреционные бентосные фораминиферы этой фациальной зоны состояли из нодозарид, дискорбид, полиморфинид. Количество секреционного бентоса увеличивается в северном направлении.

Наличие полиморфинид, силицинид, примитивных саккаминид указывает на сравнительно высокую температуру и опреснение морских вод.

Сравнительно более глубокая часть среднеальбского моря располагалась в пределах Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин. Палеобиоценоз фораминифер состоял здесь из бентосных фораминифер, среди которых преобладали агглютинирующие литуолиды (до 85%), представленные в основном родами *Ammobaculites* и *Haplophragmoides*, которые в современных морских водоемах часто расселяются в мелководных опресненных зонах с пониженной температурой придонных вод. Существенную роль в палеобиоценозе играли атаксофрагмииды (до 20%). В небольшом количестве присутствовали эвригалинные милиамины, реофациды.

Секреционные фораминиферы представлены в основном нодозаридами. Характерно увеличение секреционных форм в пределах отдельных приподнятых участков дна, где их количество резко преобладает над агглютинирующими формами.

Состав приведенных выше палеобиоценозов указывает на то, что центральная часть среднеальбского моря была неглубокой и местами опресненной.

В период накопления отложений верхнехантымансийского горизонта (верхний альб) произошло обмеление морского водоема и отделение его в северных районах от арктического водоема. Площадь моря при этом сохранилась в тех же границах, что и в среднеальбское время. На суше существенных изменений границ палеогеографических зон и палеофитоценозов в их пределах также не отмечается. Сократилась лишь площадь восточной прибрежной равнины, в пределы которой морские воды проникали мало и на ограниченную территорию. Климат позднеальбского времени был теплым до субтропического, влажным на севере и более аридным на юге.

В морском водоеме верхнехантымансийского времени вдоль западного и южного побережья выделялась зона сильно опресненного мелководья. Палеобиоценоз бентосных фораминифер состоял здесь из вернейлиноидесов (до 90%), милиамин (до 80%), реофаксов (до 20%). Последние обитали в опресненных морских водах, часто вблизи устьев крупных рек, в эстуариях. Местами основную часть сообществ бентосных фораминифер составляли атаксофрагмииды (*Gaudryina*).

В центральной части моря также были небольшие глубины и часто происходило опреснение придонных вод. В составе палеобиоценоза этой зоны преобладали бентосные агглютинирующие фораминиферы: вернейлиноидесы (до 70%), гаплофрагмоидесы (до 30%), гаудриины (до 25%). Почти повсеместно присутствовали бентосные секреционные фораминиферы — нодозариды, дискорбиды, полиморфиниды. Последние указывают на обмеление, опреснение и сравнительно повышенную температуру придонных вод.

В период накопления отложений уватского горизонта (сеноман) морская обстановка сохранилась только в западной части. Морской бассейн представлял собой мелководный опресненный водоем, который практически был изолирован от открытого моря. Остальная бóльшая часть современной территории Западно-Сибирской равнины в том числе и на севере представляла собой низменную равнину.

На западе между Уралом и побережьем опресненного водоема в виде узкой полосы протягивалась низменная денудационно-аккумулятивная равнина, в пределах которой накапливались глинистые и глинисто-алевролитовые отложения мысовской и частично уватской свит.

Северная часть этой равнины вблизи побережья была покрыта лесами, состоящими из теплолюбивых Taxodiaceae и Cupressaceae с зарослями глейхениевых и схизейных папоротников. На более возвышенных местах росли смешанные хвойные леса с преобладанием кедровых. Южнее, в пределах Среднего Зауралья, таксодиевые леса сменились зарослями папоротников Gleicheniaceae и лианоподобных Lygodium. Повсюду встречались участки суши, занятые покрытосеменными растениями. Местами сохранились таксодиевые леса. Уральская возвышенная суша была покрыта хвойными лесами, состоящими из сосны, ели и кедра.

Юго-западная часть Приуральской равнины, Тургай и северные склоны Казахстана были покрыты зарослями глейхениевых папоротников и покрытосеменных растений. На возвышенных участках росли кедровые леса с примесью сосны и кедра, на побережье небольшие участки занимали таксодиевые леса.

В пределах Кулундинских и Барабинских степей и на значительной территории Чулымо-Енисейского района протягивалась низменная аккумулятивная равнина с крупными пресноводными водоемами, в пределах которых накапливались пестроцветные отложения. В Чулымо-Енисейском районе такие условия появились в позднесеноманское время. В раннесеноманский этап здесь располагалась озерно-аллювиальная равнина, в пределах которой происходило накопление сероцветных грубообломочных пород и каолинизированных светло-серых и белых глин нижнекийской подсвиты. Обширные пространства этой равнины были покрыты лиственно-хвойными лесами, состоящими из платанов, сосны и кедра. В спорово-пыльцевых спектрах покрытосеменные составляют 10—15%. Папоротниковые заросли состояли из глейхениевых, пеллетиериевых. В спорово-пыльцевых спектрах появляются споры папоротников Stenozonotriletes, не имеющие аналогов среди современной флоры. Значительную территорию юго-восточной равнины занимали сфагновые болота.

К северу от Елогуйского выступа вдоль Енисея протягивалась полоса низменной аккумулятивной равнины, покрытая хвойно-папоротниковыми лесами, состоящими из Pinaceae (до 60%), Cedrus, Taxodiaceae, Cupressaceae (до 30%), Gleichenia (до 15%), Pelletieria (до 10%). Покрытосеменные встречались редко. Среди лесов были развиты сфагновые болота, количество которых увеличивалось в северном направлении.

Между восточным и юго-восточным побережьями уватского моря и аккумулятивными равнинами Приенисейской части, Чулымо-Енисейского и Кулундинского районов была развита область прибрежной равнины, которая периодически заливалась опресненными морскими водами. Обширные пространства этой равнины были покрыты преимущественно хвойными лесами из Pinacea (до 40%), Pinus (до 10%) и Taxodiaceae (до 50%). Папоротниковые заросли состояли из *Selaginella*, *Lygodium*, *Pelletieria*. На юге присутствовали покрытосеменные. В северном направлении резко возросла роль таксодиевых — аналогов современных болотных кипарисов. Среди таксодиевых лесов заросли глейхениевых сменились сфагновыми болотами. Из схизейных увеличивается роль Pelletieria.

Климат уватского времени на территории Западно-Сибирской равнины был теплым, приближающимся к субтропическому, влажным на севере и аридным — на юге.

Морской сеноманский водоем располагался на западе в пределах развития уватской свиты. Палеобиоценоз фораминифер очень обеднен. В отложениях уватской свиты встречаются редкие агглютинирующие гаплофрагмоидесы и клавулины. Секреционные фораминиферы представлены единичными находками *Cibicides*, *Eponides* и *Nodosaria*. Встречаются радиолярии Spongodiscus и Cenosphaera. Стенки агглютинирующих фораминифер грубозернисты, раковины плохой сохранности. Резко обедненный состав микрофауны, отсутствие среди них стеногалинных форм, морских моллюсков, наличие обугленной древесины указывают, что в уватское время морской водоем был мелководным и опресненным. Существование морской обстановки с нормальной соленостью можно предполагать на северо-востоке современной акватории Карского моря. Это предположение основывается на единичных находках сеноманских моллюсков *Inoceramus pictus* Jon. в валунах Усть-Енисейского района.

Кузнецовское время (нижний, бóльшая часть верхнего турона) характеризуется крупной трансгрессией моря. За короткий отрезок времени на границе сеноманского и туронского веков море распространилось на бóльшую часть территории Западно-Сибирской равнины. Площадь его составляла около 2,2 млн. км^2. Суша в кузнецовское время в пределах современной территории Западно-Сибирской равнины занимала сравнительно узкие зоны вдоль побережья. Более широкая полоса суши существовала в юго-восточной части равнины.

Вдоль Урала и по северным склонам Казахстанского побережья существовала низменная денудационная равнина, ширина которой менялась от 10—20 до 50—60 км.

К северу от широты г. Серова в пределах этой равнины в низинах росли таксодиевые леса, которые выше сменялись хвойными, состоящими в основном из кедра с небольшой примесью лиственных деревьев. Папоротниковые заросли были представлены глейхениевыми.

В южной части Приуральской и на территории Северо-Казахстанской равнины в таксодиевых лесах увеличилась роль покрытосеменных, вместо кедра появились Pinacea (до 50%).

В юго-восточной части Западно-Сибирской равнины на значительной территории Кулундинских степей и в Чулымо-Енисейском районе почти до правобережья Оби протягивалась область прибрежной аккумулятивной равнины, временами заливавшейся морем.

Основные пространства этой территории были покрыты хвойными лесами (Pinacea — до 60%, Cedrus — до 20%) с примесью таксодиевых. В южных районах заметно (до 40%) возросла роль покрытосеменных растений. Папоротники были представлены разнообразными ликоподиумами и схизейными.

К северу от Елогуйского выступа протягивалась полоса низменной аккумулятивной равнины, сужающейся в северном направлении. Равнина была покрыта хвойными лесами, состоящими из сосны и таксодиевых. Покрытосеменные растения почти исчезли. Папоротники представлены глейхениевыми, диксониевыми. В хвойных лесах часто встречались сфагновые болота.

Климат кузнецовского времени был теплым, на юго-востоке более сухим, чем на остальной территории. По сравнению с сеноманским веком отмечается некоторое похолодание, вызванное, очевидно, влиянием холодных арктических вод, свободно проникавших через южный и северный Новоземельские проливы. В конце кузнецовского времени в западной части наступило потепление вследствие проникновения южноевропейских теплых морских вод через Тургай и проливы, образовавшиеся в пределах Северного Урала.

В морском кузнецовском бассейне на основании анализа литологического состава пород и палеобиоценозов фораминифер выделяется несколько фациальных зон.

1. В западной части, охватывающей Березовский, Средне-Южно-Уральский, Кузнецовский, Ныдинский и Медвежий районы, существовало сравнительно глубокое море с довольно активной гидродинамикой и холодной температурой придонных вод. Палеобиоценоз фораминифер состоял здесь в основном из агглютинирующих (до 100%) литуолид, саккаминид, атаксофрагмиид. В сторону открытого моря возросла роль трохамминид, особенно в северных и северо-западных районах, где количество их достигало 20—30%. Из секреционных фораминифер встречены нодозариды, эпистоминиды и дискорбиды. В береговой Приуральской полосе в некоторых заливах накапливались осадки, обогащенные железом, которые образовали оолитовые и шамозитовые руды.

В конце кузнецовского времени в этой зоне наступило значительное потепление придонных вод, что привело к увеличению секреционных фораминифер — на юге нодозариид и дискорбид с преобладанием рода Discorbis (до 60—90%), на севере — дискорбид с преобладанием рода Eponides. Присутствовали аномалиниды до 10% на севере и до 20% — на юге. Из агглютинирующих фораминифер сохранились вернейлины и гаплофрагмоидесы, количество которых увеличивалось в северном направлении. Местами отмечались скопления полиморфинид (до 10%), указывающие на опреснение. В небольшом количестве отмечается наличие планктонных фораминифер Globigerinidae. Глубина кузнецовского моря увеличивалась в северном направлении.

2. В пределах обширной площади от Покурской опорной скважины на западе до восточного побережья моря выделяется зона прибрежного мелководья с нормальной соленостью. Палеобиоценоз фораминифер состоит как из агглютинирующих, так и из известковистых форм. Наряду с бентосными фораминиферами в небольшом количестве присутствуют планктонные Globigerinidae. Относительное количество секреционных бентосных видов увеличивается вверх по разрезу. Одновременно с изменением сообществ фораминифер меняется и литологический состав пород — вверх по разрезу глины постепенно сменяются глинисто-кремнистыми отложениями.

3. В центральных частях Западно-Сибирской равнины, охватывающих Сургутский, Ханты-Мансийский районы и территорию к северу от них, располагалась зона открытого сравнительно глубокого моря с нормальной соленостью. В составе палеобиоценоза фораминифер преобладают хорошей сохранности литуолиды (30—50%) и атаксофрагмииды (20—60%). Снижается роль трохамминид. Характерно присутствие текстуляриид с тонкой секреционно-агглютинирующей раковиной (род *Bimonilina*).

В отдельных участках рассматриваемой зоны отмечается присутствие эвригалинных силицинид (до 7%) и реофацид, указывающих на небольшие глубины и возможное опреснение придонных вод.

В целом для кузнецовского моря характерна резкая асимметрия глубин дна по сравнению с седиментационным бассейном. Наиболее глубокие зоны располагались в Приуральской зоне.

В период накопления отложений и п а т о в с к о г о горизонта (конец туронского, коньякский и сантонский века) произошло значительное углубление моря в западных районах и обмеление его — в восточных. Море занимало площадь около 2,4 млн. км². Суша на западе и юге современной территории Западно-Сибирской равнины сохранилась в виде узких прибрежных полос,

расширялась в Кулундинском районе и довольно широкой полосой протягивалась вдоль р. Енисея.

Северная часть Урала вверх от широты г. Туринска представляла собой всхолмленную равнину с многочисленными заливами, соединявшими Западно-Сибирское море с Восточно-Европейскими. Южнее вдоль Среднего и Южного Урала протягивалась узкая полоса низменной денудационной равнины.

Палеофитоценоз Приуральского побережья состоял в основном из покрытосеменных растений с участием папоротников и хвойных. Среди покрытосеменных характерны монодоминантные заросли *Normapolles* с участием субтропических каштанов, дубов, масличных и др. В береговых зонах были развиты заросли тропических и субтропических древовидных папоротников из семейств диксониевых, циатеевых, маттониевых с лианоподобными схизейными лигодиумами. Возвышенные участки Южного Урала были покрыты кедрово-сосновыми лесами, в которых к северу появлялись таксодиевые. Среди зарослей последних часто встречались сфагновые болота.

В пределах Приказахстанской и Приалтайской зон Кулундинского района существовала низменная всхолмленная равнина, покрытая хвойно-лиственными лесами, состоящими из вымерших *Gothanipollis* (до 30%), Myrtaceae (до 15%), буковых (Quercites), а также широколиственных представителей субтропической и тропической растительности (ильмовые, каштановые, ореховые, восковниковые, протейные и др.). Возвышенные участки суши занимали сосново-кедровые леса. В Предалтайской зоне — много многоплодниковых. Папоротниковые растения имели подчиненное значение.

В Чулымо-Енисейской низменной аккумулятивной равнине палеофитоценоз представлен зарослями покрытосеменных *Gothanipollis* с участием субтропических широколиственных растений и хвойных, состоящих из сосны и кедра.

В Приенисейской низменной денудационно-аккумулятивной равнине, протягивавшейся сравнительно узкой полосой вдоль побережья, преобладали голосеменные растения. Увеличилось количество папоротников и снизилось количество покрытосеменных. Среди хвойных преобладали таксодиевые, сосновые и кедровые леса. Покрытосеменные представлены Gothanipollis, Myricaceae, Quercites, Triprojectacites, Betulaceae и др. Папоротниковые заросли состояли из глейхениевых и селягинелл. Встречались диксониевые и эквизититовые.

От районов Туруханска на северо-востоке вдоль р. Енисея и Чулумо-Енисейской аккумулятивной равнины протягивалась полоса прибрежной равнины, периодически заливавшейся морем. Эта территория была покрыта сосновыми лесами с участием широколиственных дубов, платанов, ореховых и др. В северо-восточном направлении возросла роль таксодиевых лесов.

Климат ипатовского времени был теплым, субтропическим до тропического, особенно в западных, южных и юго-восточных районах.

Ипатовский морской бассейн сохранил асимметрию глубин дна моря от предыдущего века. Наиболее глубоководные зоны располагались в западной и центральной частях Западно-Сибирской равнины. Зона мелководья существовала на востоке, северо-востоке и севере.

1. В Усть-Енисейском районе и вдоль восточного берега в области развития мессояхской и ипатовской свит протягивалась зона мелкого моря с нормальной соленостью и довольно активной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз фораминифер состоял в основном из агглютинирующих форм

с примесью секреционных. Количество последних увеличивается вверх по разрезу.

В ассоциациях фораминифер много литуолид, аммодисцид, крупных лагенид. В верхах разреза начинают преобладать секреционные *Anomalina* и *Cibicides*.

2. В северной части Западно-Сибирской равнины существовало сравнительно мелкое море с нормальной соленостью и повышенной температурой придонных вод. В составе фораминифер преобладали секреционные дискорбиды (*Eponides*), аномалиниды (*Anomalina*) и булиминиды (*Neobulimina* и *Bulimina*).

3. В юго-западной части Западно-Сибирской равнины вдоль Урала протягивалась полоса прибрежного теплого местами опресненного мелководья с довольно активной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз фораминифер состоял в основном из секреционных дискорбид (*Discorbis*), местами аномалинид и нодозариид. На некоторых участках отмечается повышенное содержание милиолид (до 40%) и полиморфинид (до 15%), что указывает на опреснение придонных вод.

В северном и восточном направлениях глубина моря увеличивается. Появляются планктонные фораминиферы (до 15%) семейств Globigerinidae и Heterohelicidae.

4. Обширные пространства центральных и северо-восточных районов Западно-Сибирской равнины в пределах распространения нижнеберезовской подсвиты и устьманьинской свиты занимал открытый, сравнительно глубоководный морской бассейн с нормальной соленостью. Отдельными проливами через Приполярный Урал он соединялся с западноевропейскими морями. Пониженная температура придонных вод обусловила обедненный палеоценоз бентосных фораминифер, представленных агглютинирующими литуолидами (до 30—60%), атаксофрагмиидами (до 70%) и текстуляриидами. Среди этих семейств преобладают роды *Haplophragmoides*, *Pseudoclavulina* и *Spiroplectammina*.

В славгородское время (кампанский век) морской бассейн сохранился почти в тех же границах, что и в ипатовское время. Лишь несколько расширилась площадь суши на юго-востоке. Площадь морского бассейна составляла около 2,2 млн. км^2. В северо-западной зоне море подходило непосредственно к Уралу и отдельными заливами соединялось с восточноевропейским морским бассейном. Острова между заливами были покрыты сосново-таксодиевыми лесами. Из покрытосеменных преобладали *Normapolles* с участием субтропических миртовых, каштанов, дубов и др. Папоротники были представлены в основном полиподиевыми.

Вдоль Среднего и Южного Урала, северных склонов Казахстана и Алтая в виде узкой зоны располагалась низменная денудационная равнина, покрытая лиственными лесами с преобладанием Quercites, Fagacea, Myricaceae. Представители широколиственной тропической и субтропической растительности сохранились в том же составе, что и в ипатовское время. Возвышенные участки вдали от берега были покрыты сосновыми лесами с участием кедра. В пределах северной части Приуральской суши местами встречались папоротниковые заросли из лигодиевых, глейхениевых, среди которых были развиты сфагновые болота. К югу роль папоротников заметно снижалась.

В пределах Чулымо-Енисейской аккумулятивной равнины палеофитоценоз состоял в основном из покрытосеменных (до 70%) и голосеменных (до 50%) растений. Папоротники занимали подчиненное положение. Хвойно-лиственные

леса занимали обширные пространства. В них доминирующее положение занимали Pinaceae, Myricaceae, Betulaceae, Proteaceae и др. По сравнению с ипатовским веком резко снизилась роль *Gothanipollis*, но появляются лиственные растения, продуцирующие пыльцу *Triprojectacites*. По направлению на запад к береговой полосе увеличилась роль хвойных таксодиевых.

На северо-востоке Западно-Сибирской равнины по сравнению с более южными районами сократилась роль покрытосеменных (до 30%), увеличилось количество голосеменных (до 55%) и споровых (до 25%) растений. Преобладающими были хвойные леса, состоящие из сосновых и таксодиевых. Покрытосеменные были представлены Myricaceae, Triprojectacites, Betulaceae, Gothanipollis и др. Среди папоротников получили широкое развитие глейхениевые, полиподиевые, эквизетиты, диксониевые. Местами встречались сфагновые болота.

Климат славгородского времени был теплым и влажным, отмечается некоторое похолодание.

В пределах морского бассейна наиболее глубоководные зоны сохранились в центральных и северо-западных районах. На востоке, северо-востоке и юго-востоке существенно расширились зоны мелководья.

1. На северо-востоке, востоке и юго-востоке в районах развития средне- и верхнемессояхской подсвит, костровской и частично славгородской свит протягивалась зона мелкого моря с нормальной соленостью. Палеобиоценоз фораминифер состоял в основном из агглютинирующих форм литуолид и атаксофрагмиид с небольшой примесью секреционных видов (*Cibicides*) плохой сохранности. В северном направлении глубина моря уменьшалась, и к концу славгородского времени здесь преобладала суша.

2. Вдоль восточных склонов Среднего и Южного Урала, в Березовском и Тюменско-Покровском районах, Тарско-Омском Прииртышье и в Ларьяке протягивалась зона мелкого моря, местами опресненного, с активной гидродинамикой придонных вод. В палеобиоценозах фораминифер этой зоны преобладают секреционные формы литуолид и саккаминид. Секреционные фораминиферы составляют 5—10%, и количество их увеличивается вверх по разрезу. Местами встречаются (до 20%) эвригалинные реофациды, которые, так же как и саккамины, указывают на мелководье. В южной и восточной зонах присутствуют ризамминиды (до 20%) и аммодисциды (до 15%). Повсеместно в рассматриваемой зоне были развиты теплолюбивые текстуляриниды, количество которых увеличивается к северо-западным районам до 20%. Раковины агглютинирующих фораминифер имеют грубую скульптуру, часто окатаны.

3. В центральных и частично северных районах Западно-Сибирской равнины и в районах Увата и Леушей была развита область сравнительно глубоководного моря с нормальной соленостью и спокойной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз фораминифер состоял исключительно из агглютинирующих форм литуолид, атаксофрагмиид, текстуляриид и аммодисцид. По сравнению с зоной мелководья изменился родовой состав этих семейств. Среди литуолид фораминиферы с развернутой раковиной (*Ammobaculites*) вытесняются плотносвернутыми, компактными, с более сложным внутренним строением представителями родов *Cribrostomoides*, *Barkerina*, *Cyclammina*. В северном направлении (район Ныды) увеличивается роль атаксофрагмиид (до 45%), среди которых появляются гетеростомеллы и марсонеллы. Резко уменьшается количество Saccamminidae, Reophacidae и Rhizamminidae. Секреционных фораминифер в данной зоне не встречено. Планктонных фораминифер нет, но широко развиты радиолярии и диатомеи. Раковины фораминифер

в рассматриваемой зоне сложены тонкозернистым материалом, сцементированным известково-кремнистым цементом. Некоторые виды литуолид (*Cyclammina*) имеют фарфоровидный облик.

4. В северо-западной части Западной Сибири в области развития леплинской свиты существовал сравнительно глубоководный морской бассейн с нормальной соленостью. От основной зоны центрального моря он был отделен полосой мелководья Березовского района. Северо-западный бассейн был соединен проливами через Приполярный Урал с восточноевропейским морем.

Палеобиоценоз здесь состоял в основном из агглютинирующих фораминифер и кремнистого планктона (радиолярии и диатомеи). Среди фораминифер преобладают теплолюбивые текстуляриды, которые вверх по разрезу сменяются радиоляриями и силикофлагеллатами.

В период накопления отложений ганькинского горизонта (верхи кампанского, маастрихтский и датский века) площадь морского бассейна увеличилась до 2,25 млн. км^2. В то же время в позднем маастрихте и особенно в датском веке на востоке и северо-востоке существенно увеличилась площадь суши.

На западе вдоль Урала протягивалась узкая полоса слабовсхолмленной низменной денудационной равнины, покрытой хвойно-лиственными лесами. Хвойные представлены таксодиевыми и соснами. Лиственные растения состояли в основном из *Normapolles* с примесью теплолюбивых буковых платанов и др. Споровые растения встречались редко, но среди них были развиты такие субтропические семейства, как схизейные, диксониевые, циатеевые и матониевые. В северном направлении возросла роль полиподиевых.

Южное побережье ганькинского моря было покрыто лиственными лесами, состоящими из буковых (*Quercites*) и ныне вымерших растений, продуцировавших пыльцу Triprojectacites. Возросла роль субтропических и тропических древесных и кустарниковых ильмовых, миртовых, платанов и др.

Чулымо-Енисейская низменная аккумулятивная равнина была покрыта хвойно-лиственными лесами, среди которых преобладали покрытосеменные растения (до 70%). Голосеменные (до 40%) и споровые (до 25%) растения были развиты в меньшем количестве. Покрытосеменные представлены в основном различными тропическими Proteaceae и широколиственными и кустарниковыми Zoranthaceae, Platanaceae, Symplococeae и др. Заметную роль играли растения Triprojectacites (до 25%). В датский век возросла роль Betulaceae, Quercus, Castanea. Хвойные состояли из сосновых, а в конце маастрихта и в датское время заметную роль играли таксодиевые. В составе лесов постоянно присутствовали полиподиевые папоротники и схизейные.

К северу от Чулымо-Енисейского района в пределах низменной аккумулятивной равнины состав растительности начал меняться. Снизилась роль покрытосеменных и увеличилось количество голосеменных и споровых растений. Основной фон лиственных лесов составляли растения, продуцирующие пыльцу *Triprojectacites* и *Orbiculapollis* (до 65%). Среди этих лесов обычными компонентами были пальмы, платаны, тутовые, маслинные, самшитовые и др. Голосеменные представлены в основном представителями Pinaceae (до 25%) и Taxodiaceae (до 30%).

Северо-восточная низменная аккумулятивная равнина была покрыта своеобразной ныне вымершей покрытосеменной растительностью, продуцировавшей пыльцу *Pemphixipollenites* и *Duplosparis*, которая, по-видимому, была тепло- и влаголюбивой. В датское время эти растения вытеснились орбикулаполлисами. Хвойные состояли из сосновых и таксодиевых. Большие участки суши

в рассматриваемой зоне занимали сфагновые болота, количество которых увеличивалось по направлению к берегу моря.

Морской бассейн в маастрихтское время через Тургайский пролив соединялся с южными морями Тетиса. Асимметрия дна моря сохранилась такой же, как в славгородское время. Наиболее мелководные зоны существовали на востоке, глубоководные — на западе.

1. Вдоль восточного побережья протягивалась полоса мелководного моря с активной гидродинамикой придонных вод, местами опресненных. Палеобиоценоз состоял в основном из секреционных бентосных фораминифер, представленных дискорбидами, аномалинидами (*Cibicides*), нонионидами и эпистоминидами (*Hoeglundina*). Из агглютинирующих бентосных фораминифер присутствовали теплолюбивые текстуляриды (*Spiroplectammina*). Раковины имеют плохую сохранность.

2. Западнее первой фациальной зоны протягивалась полоса мелкого моря, охватывающая Александровский, Васюганский, Барабинский, Славгородский районы и южное побережье вдоль Казахстана. Палеобиоценоз здесь состоял в основном из бентосных секреционных фораминифер (60—80%) с участием планктонных (до 10%) и бентосных агглютинирующих (до 15%) форм.

Секреционные фораминиферы были представлены дискорбидами (до 40%) и аномалинидами (до 30%). Планктонные фораминиферы представлены мелкими раковинами глобигеринид и гетероцелицид. Агглютинирующие формы состояли из текстулярид. В Васюганском районе увеличилось до 90% количество секреционных фораминифер, в составе которых много булиминид, появились псевдогерины, нониониды и милиолиды.

3. В районах Среднего Приобья и Тарского Прииртышья располагалась зона относительно более глубоководная с нормальной соленостью и спокойной гидродинамикой придонных вод. В отдельных участках на юге рассматриваемой зоны отмечается опреснение вод. Палеобиоценоз состоял из известковистых бентосных (дискорбиды до 40%, аномалиниды до 30%), планктонных (роды *Globigerina* и *Guembelina* до 10%) и бентосных агглютинирующих (атаксофрагмииды до 25%) фораминифер. Присутствовали теплолюбивые планктонные известковистые коккалитофоридовые водоросли. Количество атаксофрагмиид (роды *Gaudryina*, *Heterostomella*, *Orbignyna*, *Beisselina* и др.) увеличивалось на юго-запад. На юге зоны встречались лагениды (до 10%), текстуляриды (до 10%) и эвригалинные полиморфиниды (до 5%). В районах широтного Приобья увеличилось количество секреционных бентосных фораминифер до 95% и планктонных до 15%. Сохранность раковин в большинстве случаев хорошая. Раковины имеют большие размеры, крупнопористые, скульптура их разнообразная. Секреционные формы часто фарфоровидны.

4. В юго-западной части Западно-Сибирской равнины на продолжении Тургайского пролива выделяется зона сравнительно глубокого теплого моря с нормальной соленостью и спокойной гидродинамикой придонных вод. Палеобиоценоз состоял в основном из бентосных секреционных (до 90%), планктонных (до 25%) и агглютинирующих (до 15%) фораминифер. В большом количестве присутствовали планктонные коккалитофоридовые водоросли. В сообществах бентосных фораминифер преобладали аномалиниды (до 35%), булиминиды (до 30%), дискорбиды (до 15%). Агглютинирующие формы представлены атаксофрагмиидами (роды *Plectina*, *Orbignyna*, *Beisselina* и др.), количество которых увеличивается в северном и северо-западном направлениях. Планктонные фораминиферы представлены родами *Biglobigerina*, *Hasterigerina*, *Globigerina*, *Guembelina*.

5. В районах Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин на продолжении четвертой фациальной зоны протягивалась полоса сравнительно глубокого моря с нормальной соленостью, пониженной температурой и спокойной гидродинамикой придонных вод. В палеобиоценозе фораминифер здесь существенно возросла роль бентосных агглютинирующих фораминифер (до 30%), представленных литуолидами, аммодисцидами и ризамминидами. Планктонные фораминиферы представлены мелкими раковинами родов *Guembelina* и *Globigerinella*. Среди бентосных известковистых форм преобладали эпистоминиды. В рассматриваемой фациальной зоне изменился и литологический состав пород — сократилось количество известковистых глин, составляющих основную массу пород в других зонах.

6. В северо-западной части Западно-Сибирской равнины вдоль Урала до пос. Березово на севере и до Леушей и Кузнецова на юге протягивалась зона глубокого моря с нормальной соленостью, холодной температурой и сравнительно активной гидродинамикой придонных вод. В глинистых отложениях этой зоны присутствуют прослои кремнистых пород, известковистые разности глин почти отсутствуют. Палеобиоценоз бентосных фораминифер состоял здесь в основном из агглютинирующих фораминифер — литуолид (до 50%), саккаминид (до 35%), ризамминид (до 30%) и текстуляриид (до 20%). Секреционные бентосные фораминиферы присутствовали в незначительном количестве (до 15%) и представлены дискорбидами и аномалинидами. Раковины агглютинирующих фораминифер имеют грубую скульптуру. Известковистые разности чаще всего сохранились только в виде ядер.

Глава V

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА, РАССЕЯННОГО В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В настоящее время подавляющим большинством исследователей признается, что источником нефти и газа в литосфере является рассеянное в осадочных породах органическое вещество. Установлено, что из числа геохимических параметров нефтегазопроизводящий потенциал пород определяется главным образом первоначальной его концентрацией в осадках, исходным типом и степенью диагенетической и катагенетической превращенности. Ниже с этих позиций кратко рассмотрены основные черты органической геохимии мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Более полному рассмотрению этих вопросов посвящен ряд специальных работ [69, 71, 73, 209, 219].

§ 1. Условия накопления и концентрация органического вещества в породах

Как известно, первоначально захороняемый в осадках органический углерод $C_{исх}$ в процессе своей последующей геохимической истории проходит четыре этапа и делится на: органический углерод, окислившийся за счет свободного кислорода в аэробный, окислительный этап диагенеза, $C_{д.\ аэр}$; органический углерод, израсходованный на редукцию гидроокисного железа, серы и других элементов с переменной валентностью в анаэробный, восстановительный этап диагенеза, $C_{д.\ ан}$; органический углерод, пошедший на новообразование летучих продуктов углефикации в катагенезе, $C_к$; остаточный углерод $C_{ост}$, фиксируемый в породе к моменту исследования. Тогда $C_{исх} = C_{д.\ аэр} + C_{д.\ ан} + C_к + C_{ост}$. Из этих величин вторая определяется по методике Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон, уточненной В. А. Успенским, третья — по методике, описанной А. Э. Конторовичем и Е. А. Рогозиной, последняя — непосредственно аналитически. Методика определения аэробных потерь углерода в древних осадках в настоящее время отсутствует. По мнению Н. М. Страхова, $C_{д.\ ан} \gg C_{д.\ аэр}$ и поэтому последней величиной можно пренебречь. В соответствии с этим допущением далее принято: $C_{исх} = C_{д.\ ан} + C_к + C_{ост}$.

При анализе закономерностей накопления органического вещества в древних осадках в пределах Западно-Сибирской плиты рассмотрено распределение концентраций и абсолютных масс $C_{исх}$ и $C_{ост}$.

Нижне-среднеюрские отложения накапливались преимущественно в континентальных озерно-болотных и озерно-аллювиальных условиях. Современные концентрации органического углерода в глинах этого возраста варьируют от десятых долей процента до 3—5% (рис. 19). Минимальные его концентрации (0,15—1,0%) отмечены на крайнем юго-востоке и в прибортовых южных районах плиты. На территории бóльших частей Омской и Нюрольской мегавпадин, в пределах Александровского, Васюганского и Пыль-Караминского мегавалов, а также на крайнем северо-востоке плиты современные содержания органического углерода в породах составляют 1—2%. На всей остальной территории

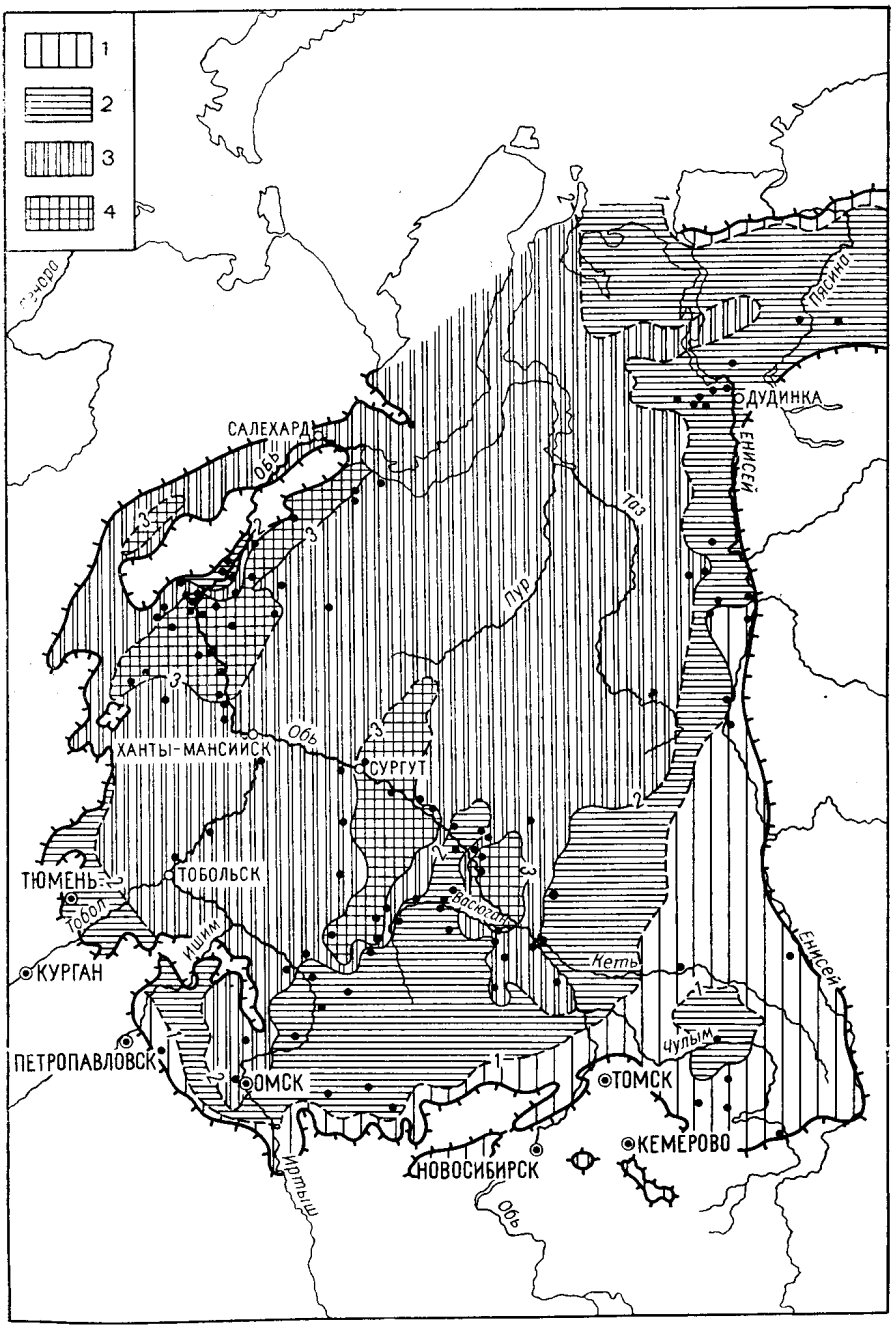


Рис. 19. Схема распределения органического углерода в аргиллитах и глинах нижней — средней юры. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев

Содержание, %: *1* — меньше 1; *2* — 1—2; *3* — 2—3; *4* — 3—5

концентрация органического углерода в породах превышает 2%. Максимальные его концентрации отмечены в западной части Надымской мегавпадины, в северной части Усть-Тымской мегавпадины, а также в Колтогорском мегапрогибе и примыкающих к нему с востока частях Нижневартовского и Каймысовского сводов. Среднее содержание органического углерода в нижне- и среднеюрской толще составляет 0,81% в песчаниках, 1,32% в алевролитах и 2,10% в глинах (табл. 16).

Таблица 16

Органический углерод в осадочных породах Западно-Сибирской плиты [71, 72, 209, 229]

Система	Отдел	Ярус	$C_{орг}$, %		
			Песчаники	Алевролиты	Глины
Юрская	Нижний и средний	Среднее	0,81	1,32	2,10
	Верхний	Келловей — оксфорд	0,82	0,97	1,53
		Кимеридж	—	—	2,85
		Волжский *	—	—	4,96
		Среднее	0,82	0,97	3,19
Меловая	Нижний	Берриас — валанжин **	0,48	0,52	0,66
		Готерив — баррем	0,29	0,47	0,49
		апт—альб—сеноман	1,22	1,43	1,31
	Верхний	Турон	0,73	0,91	1,29
		Коньяк — сантон — кампан	0,58	0,88	0,84
		Маастрихт — дат	0,35	0,89	0,24
Палеогеновая			0,51	0,43	0,93

* Совместно с битуминозными глинами берриаса.
** Без битуминозных глин берриаса.

Наибольшие скорости накопления и максимальные плотности абсолютных масс первоначально фоссилизированного в осадках органического вещества характерны для зон, находящихся на значительном удалении от областей питания и приуроченных к Ханты-Мансийской, Надымской, Юганской, Хадутейской и Большехетской мегавпадинам. Абсолютные массы органического вещества в осадках этих зон составляют 40—50 млн. т/км², а скорость накопления — 5—7 т/км² в год.

В континентальных ландшафтах среднеюрской эпохи органическое вещество захоронялось в концентрированной и рассеянной формах. Области преобладания различных форм накопления органического вещества в плане достаточно четко дифференцируются. Сравнительно выдержанные пласты угля средней и повышенной мощности сосредоточены в периферических частях плиты. Судя по Сосьвинско-Салехардскому району, основная масса угля сконцентрирована в пластах мощностью 1,3—3,5 м. К центру плиты угольные пласты расщепляются, становятся маломощными (десятки сантиметров и первые сантиметры).

В глубоких впадинах центральных районов, таких как Юганская, судя по имеющимся данным, они вовсе отсутствуют. Надо, впрочем, отметить, что на некоторых поднятиях, сформировавшихся при достаточно дифференцированном режиме тектонических движений, в частности на Парабельском своде и на Шаимском мегавалу, зафиксированы пласты угля мощностью 2—3 м, а в отдельных случаях до 10 м. В целом на территории плиты органическое вещество, захороненное в концентрированной форме, составляет около 12% от общей его массы.

В отличие от концентрированного органического вещества, основные узлы накопления которого были прижаты к краевым частям континентальных седиментационных бассейнов с дифференцированным характером тектонических движений, рассеянное органическое вещество в максимальных количествах накапливалось в зонах, наиболее удаленных от областей питания и испытавших устойчивое погружение.

В среднеюрских областях континентальной седиментации захоронялось в основном гумусовое органическое вещество. Оно представлено гумолитами, сапро-гумолитами и липоидолитами. В накоплениях зарастающих озер и болот отмечаются гумолито-сапропелиты и сапропелиты.

Всего на территории Западно-Сибирской плиты за ранне- и среднеюрскую эпохи накопилось 84,2 трлн. т органического вещества. Современные его количества в породах составляют только 36,4 трлн. т (табл. 17). Большой процент потерь органического вещества (67%) обусловлен высокой степенью его катагенетической превращенности.

Верхнеюрские отложения накапливались в пределах Западно-Сибирской плиты, главным образом в обширном морском бассейне [11, 68, 71]. В келловейском и оксфордском веках на крайнем юго-востоке плиты преобладали ландшафты озерно-аллювиальных равнин, сменявшихся в северо-восточном направлении прибрежными равнинами, периодически заливавшимися морем. Современное содержание органического углерода в этих породах 0,3—0,5% (рис. 20).

Северо-западнее этой зоны и вдоль бортов плиты в остальных районах распространены земли, в пределах которых в глинах содержится 0,5—0,7% органического углерода. В нее субконцентрически вписывается зона шириной 200—300 км, в пределах которой глины содержат 1—2% $C_{орг}$. Она несколько расширяется лишь в восточной части Ханты-Мансийской мегавпадины. В цент-

Таблица 17

Абсолютные массы органического вещества в осадочных породах Западно-Сибирской плиты [229]

Возраст осадочных толщ	Абсолютные массы органического вещества, трлн. т		
	в песчано-алевритовых породах	в глинах	всего
J_{1-2}	9,4	27,0	36,4
J_3v	—	7,30	7,30
J_3 (сумма)	3,4	20,0	23,4
K_1 br—v	0,7	6,0	6,7
K_1 h—b	2,0	8,0	10,0
K_1 ap+al+K_2cm	27,0	21,4	48,4
K_1 (сумма+K_2cm)	29,7	35,4	65,1
K_2 (сумма без K_2cm)	1,6	7,8	9,4

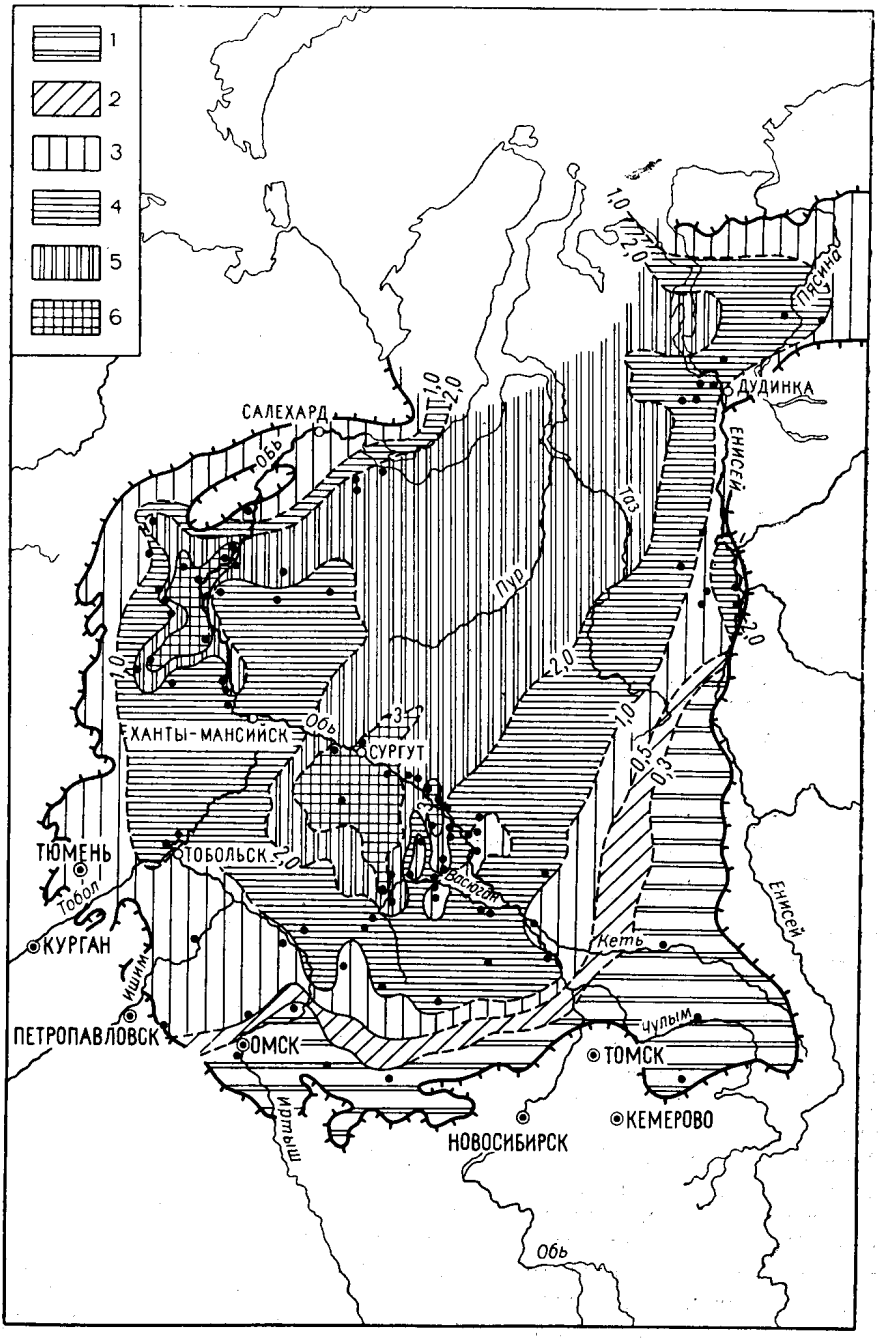


Рис. 20. Схема распределения органического углерода в глинах келловейского и оксфордского ярусов. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев

Содержание, %: *1* — меньше 0,3; *2* — 0,3—0,5; *3* — 0,5—1,0; *4* — 1—2; *5* — 2—3; *6* — 3—5

ральной части этой мегавпадины, в пределах Сургутского свода и Юганской мегавпадины, а также предположительно в северных районах плиты породы келловея — оксфорда содержат более 2%, а местами и более 3% органического углерода. Среднее его содержание в породах толщи 0,82% в песчаниках, 0,97% в алевролитах и 1,53% в глинах. Сходная схема изменения концентраций органического углерода сохраняется и в отложениях кимериджа. Среднее содержание органического углерода в них несколько выше — 2,85%.

В мезозойско-кайнозойском разрезе Западно-Сибирской плиты богаче всего органическим веществом отложения волжского яруса (рис. 21), за исключением полосы земель в периферических районах плиты шириной от 100—150 до 300—400 км. В центральных районах среднее содержание органического углерода в отложениях этого века превышает 5%, а в Ханты-Мансийской, Надымской и Юганской мегавпадинах, а также в Колтогорском прогибе и на примыкающих сводах даже 10%. Среднее содержание органического углерода в породах этого возраста — 4,96%.

Средняя скорость накопления органического вещества в верхнеюрскую эпоху составила 2,2 т/км² в год. В волжском веке она была несколько выше — 2,5 т/км² в год. Максимальная скорость фоссилизации органического вещества — более 8 т/км² в год — имела место в Надымской мегавпадине и на северо-востоке плиты в Приенисейской зоне. В центральных районах плиты первоначальная концентрация органического вещества в породах превышала 25%. Всего за позднеюрскую эпоху в осадках Западно-Сибирской плиты фоссилизировалось 63,8 трлн. т органического вещества. Из них в настоящее время в породах сохранилось 23,4 трлн. т. Органическое вещество в отложениях верхней юры почти нацело представлено сапропелевым материалом.

Морской бассейн берриасского и валанжинского веков в пределах Западно-Сибирской плиты по площади мало уступал позднеюрскому. Однако со средины валанжинского века он начал заметно мелеть и регрессировать. Отложения этого времени значительно беднее органическим веществом. Среднее содержание органического углерода в песчаниках равно 0,48%, в алевролитах — 0,52% и глинах — 0,66%. Особенно резко снизились концентрации органического углерода в восточной половине плиты (рис. 22). На крайнем юго-востоке содержание его в глинах 0,3 и даже 0,1%. Изменилась и сама ориентация зон с разными концентрациями органического углерода. Если в юрских отложениях зоны с постепенно увеличивающимися к центру плиты концентрациями органического углерода субконцентрически располагаются вдоль обрамления, то в отложениях валанжина простирание зон с различными концентрациями органического углерода субмеридиональное. Так, зона с концентрацией $C_{орг}$ меньше 0,5% располагается восточнее линии устье Пура — Сургут — Петропавловск.

Зона с концентрацией органического углерода в глинах более 1% также субмеридионально вытягивается вдоль Урала по всей западной части плиты почти вплотную к границе современного распространения отложений этого возраста. Зона максимальных концентраций органического углерода (более 2%) приурочена к центральным частям Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин. Лишь на крайнем северо-востоке плиты в Приенисейской зоне также наблюдается тенденция к некоторому увеличению концентрации органического углерода. Первоначальное содержание органического вещества в осадках валанжинского века было также невысокое и не превышало 6—7%. В центральной части Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин в осадках фоссилизировалось в год 5—6 т/км² органического вещества. Абсолютные массы

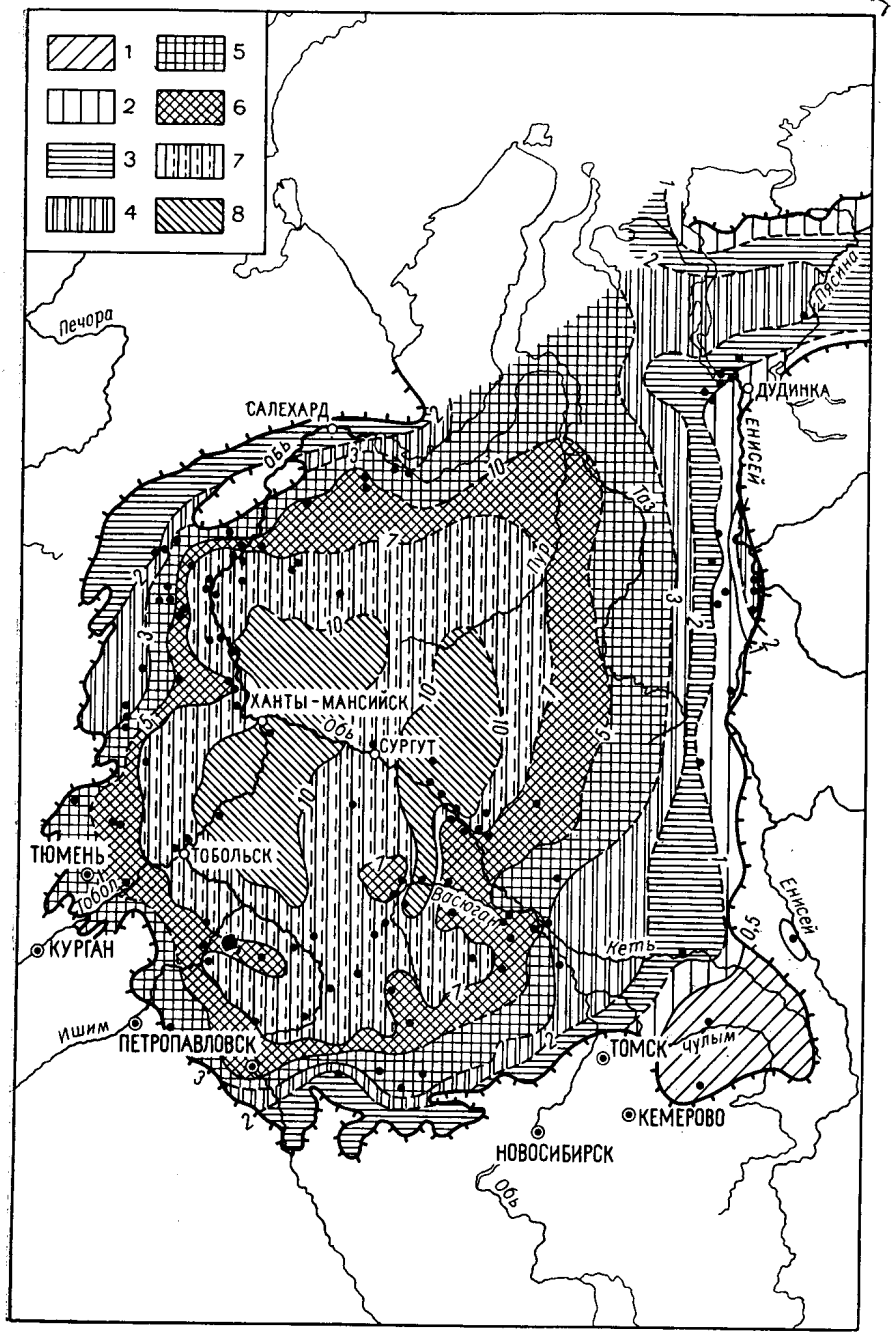


Рис. 21. Схема распределения органического углерода в глинах волжского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев

Содержание, %: *1* — меньше 0,5; *2* — 0,5—1,0; *3* — 1—2; *4* — 2—3; *5* — 3—5; *6* — 5—7; *7* — 7—10; *8* — больше 10

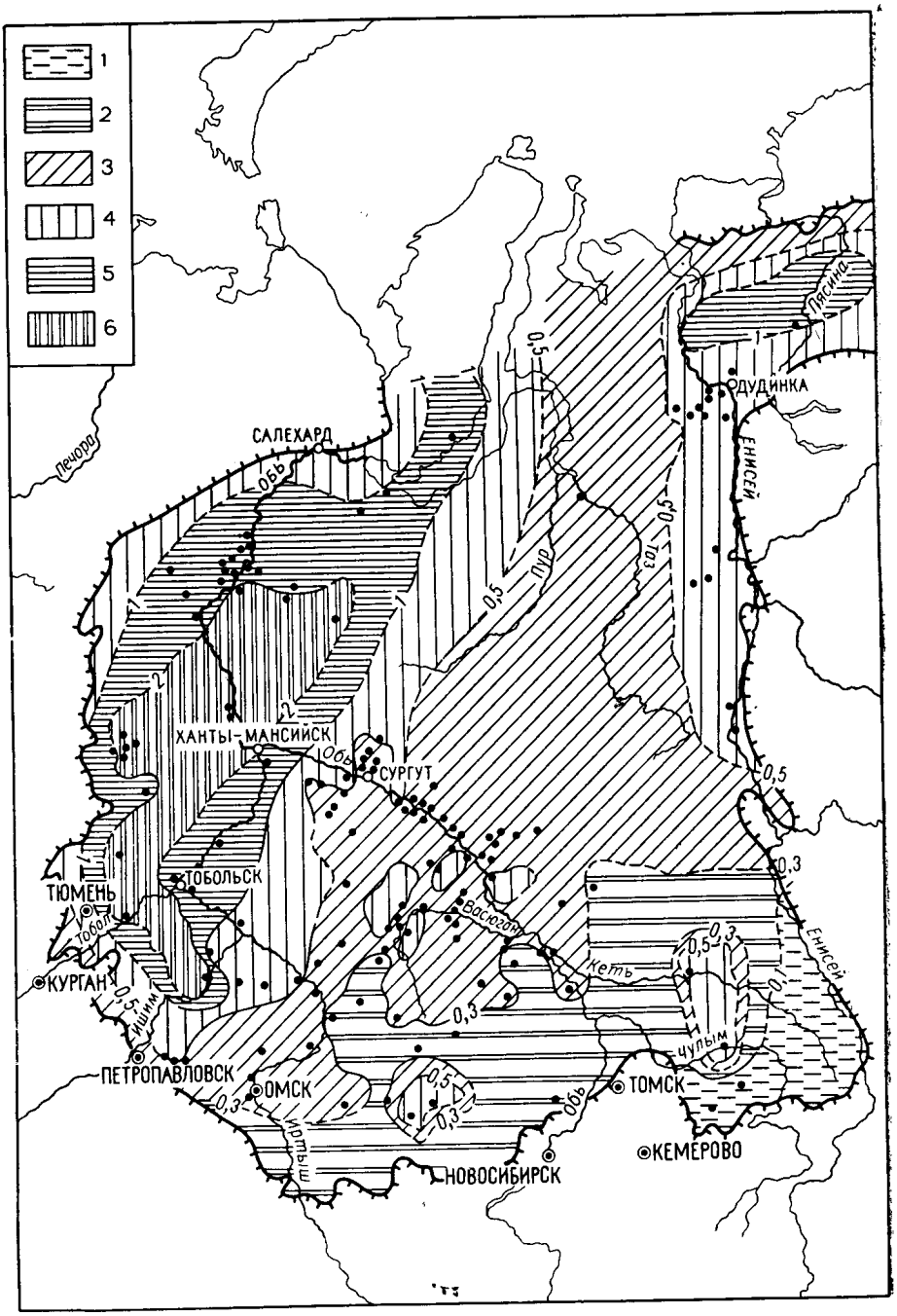


Рис. 22. Схема распределения органического углерода в глинах берриасского и валанжинского ярусов. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев, К. А. Шпильман

Содержание, %: *1* — меньше 0,1; *2* — 0,1—0,3; *3* — 0,3—0,5; *4* — 0,5—1,0; *5* — 1—2; *6* — 2—3

органического вещества, первоначально захороненного в отложениях валанжина, составляли 27 трлн. т. Из них в настоящее время сохранилось 6,7 трлн. т.

В отложениях регрессировавшего морского бассейна готеривского и барремского веков и обширных озерных и озерно-аллювиальных равнин содержание органического углерода еще ниже, чем в отложениях валанжина. Общая схема изменения концентраций $C_{орг}$ на площади остается той же (рис. 23). Однако даже в западных районах его содержание в породах не превышает 1—2%. Средние содержания органического углерода в этих отложениях составляют 0,29% в песчаниках, 0,47% — в алевролитах и 0,49% — в глинах.

Первоначальная масса органического вещества в осадках готеривского и барремского веков была 28,4 трлн. т. Скорость его накопления не превышала 2 т/км² в год. Современная масса органического вещества в породах — 10 трлн. т.

В отложениях валанжина, по крайней мере, в центральных и западных районах плиты органическое вещество представлено в основном сапропелевым материалом, в отложениях готерива — баррема наряду с сапропелевым органическим веществом значительную роль играет и гумусовый детритовый материал, особенно в северо-восточных районах плиты.

В отложениях апта — альба — сеномана сосредоточены громадные массы органического вещества (48,4 трлн. т), больше, чем в любой другой осадочной толще в разрезе Западно-Сибирской плиты. Средние содержания органического углерода в породах этого возраста также достаточно высоки — 1,22% в песчаниках, 1,43% в алевролитах и 1,31% в глинах. На площади концентрация органического вещества в глинах монотонно возрастает от 0,3—0,5%, на крайнем юго-востоке и 0,5—1,0% в остальных прибортовых частях плиты до 1,5—2,0% в центральных и северных районах плиты. В песчано-алевритовых породах содержание органического углерода на площади меняется мало.

В апт-альбском и сеноманском веках в пределах Ханты-Мансийской мегавпадины в зоне распространения хантымансийских свит накапливалось как сапропелевое, так и гумусовое органическое вещество. На остальной территории в отложениях преобладает гумусовое органическое вещество. Значительную роль в породах этого возраста играет углистый детрит. Имеются маломощные прослои углей. В общей массе органического вещества концентрированные разности играют незначительную роль — порядка 3—5%.

Распределение органического вещества в более молодых отложениях изучено менее детально. Сведения о средних его содержаниях и абсолютных массах приведены в табл. 16.

Из приведенных материалов видны некоторые общие закономерности накопления органического вещества в юрских и меловых осадках на территории Западно-Сибирской плиты.

Накопление органического вещества в осадочных породах контролируется тектоническим планом бассейна седиментации и его палеоландшафтом. Максимальные концентрации органического вещества в осадочных породах чехла приурочены к внутренней зоне Западно-Сибирской плиты. В пределах внешней зоны содержание органического вещества в породах всех возрастов сравнительно низкое. В свою очередь, во внутренней зоне плиты наиболее благоприятные условия для накопления органического вещества были на территории длительно и устойчиво погружавшихся Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин [68, 71, 72, 83, 209, 219, 229].

Так, содержание органического углерода в глинах в их пределах составляет 3—5% для нижне-среднеюрских и келловейских отложений, 10—

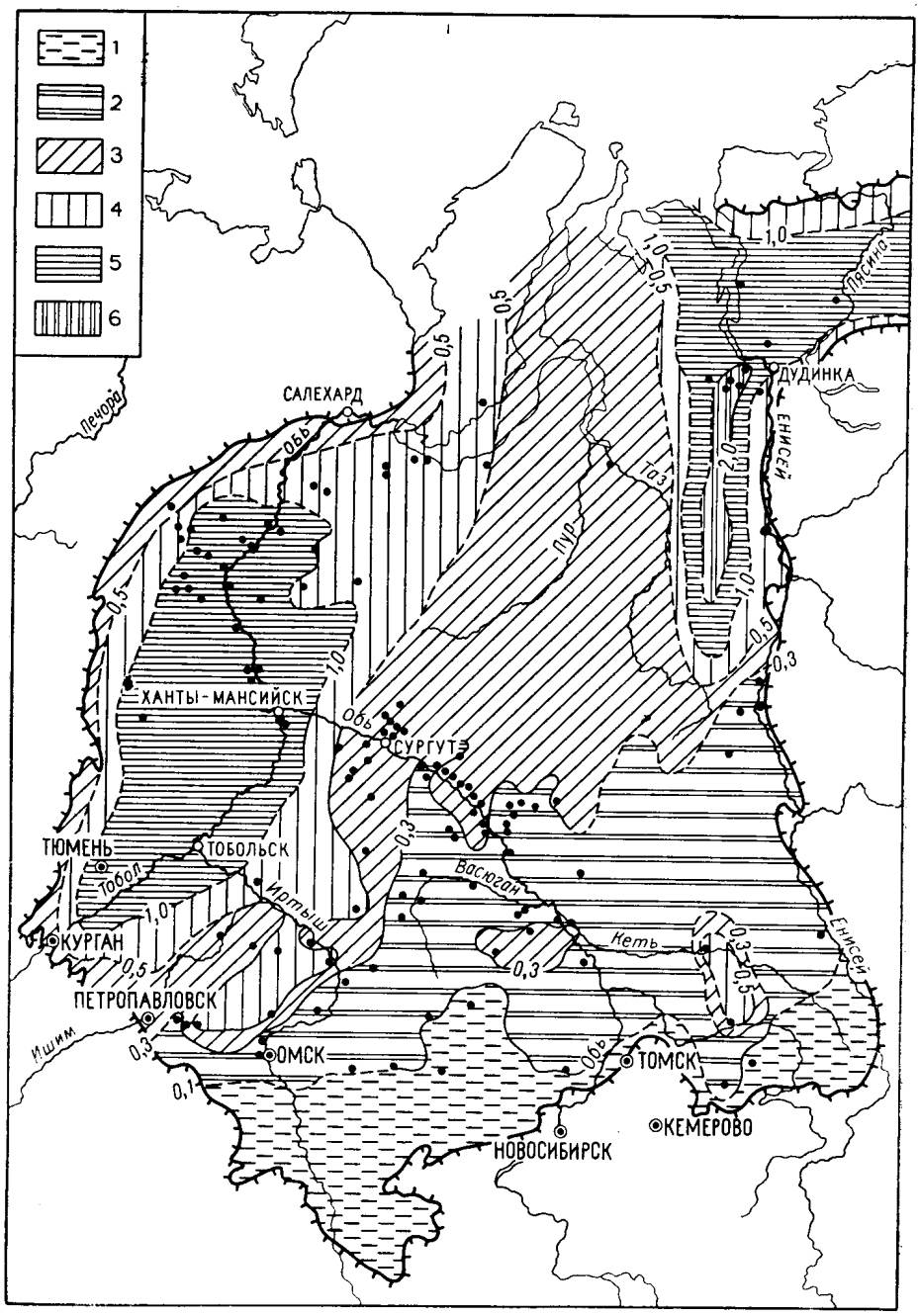


Рис. 23. Схема распределения органического углерода в глинах готеривского и барремского ярусов. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев, К. А. Шпильман

Содержание, %: *1* — меньше 0,1; *2* — 0,1—0,3; *3* — 0,3—0,5; *4* — 0,5—1,0; *5* — 1—2; *6* — 2—3

12% для волжских, 2—5% для валанжинских, 1—2% для готерив-барремских. Эти величины максимальны на Западно-Сибирской плите для соответствующих отложений.

В соответствии с перемещением в течение мезозоя и кайнозоя области максимального прогибания в пределах единой Западно-Сибирской депрессии с востока на запад тенденция к преимущественному накоплению органического вещества на территории Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин отмечается все более отчетливо от юрских отложений к меловым. Так, если в волжском веке зона повышенных содержаний органического углерода занимала всю центральную часть плиты до Колтогорского мегапрогиба на востоке и внешняя ее граница располагалась параллельно границе накопления осадков этого возраста, то в валанжинском, готеривском и барремском веках зона повышенных содержаний $C_{орг}$ не выходит за пределы западной части плиты, а восточная граница ее имеет субмеридиональное направление.

В палеогеографическом аспекте более благоприятные условия для накопления органического вещества характерны для морских палеоландшафтов. В условиях эпиконтинентальных морских бассейнов, которые были характерны для мезозоя Западной Сибири, особенно обогащены органическим веществом относительно глубоководные отложения.

На накопление органического вещества в условиях морских палеоландшафтов климат не оказывал существенного влияния. Так, в позднеюрскую эпоху некоторая аридизация климата в южных районах плиты [110, 229, 241] не сказалась на накоплении органического вещества в морском бассейне. В условиях континентальных палеоландшафтов климат был существенным фактором, контролировавшим биологическую продуктивность. Практически полное отсутствие органического вещества в континентальных и лагунных отложениях готерива — баррема на юге и юго-востоке плиты в значительной степени обусловлено низкой биологической продуктивностью. В это время южнее 62° с. ш. проявилась значительная аридизация климата.

На изменение концентрации органического вещества в отложениях разных веков оказывает влияние темп терригенного осадконакопления. При прочих равных условиях чем больше поступает терригенного материала в бассейн седиментации, тем беднее осадки органическим веществом [116, 149, 199, 229].

Палеоландшафт предопределяет в значительной степени состав накапливающегося в осадках органического вещества. Для концентрированных накоплений органического вещества (торфы, угли) этот факт давно доказан и является общепризнанным [107, 340]. В первом приближении накопление различных по исходному материалу классов рассеянного органического вещества контролируется теми же факторами, что и накопление концентрированных его форм. Вместе с тем совершенно очевидно, что полного тождества в этих процессах быть не может хотя бы уже потому, что спектр фациальных обстановок, в которых происходило накопление рассеянного органического вещества, значительно богаче, чем спектр обстановок накопления торфов и углей.

В континентальных озерно-болотных и озерно-аллювиальных отложениях преимущественно накапливается рассеянное органическое вещество класса гумитов, очень часто сапропелито-гумитов, реже гумито-сапропелитов. Именно такое соотношение различных типов органического вещества характерно для отложений тюменской свиты. Очень редко в крупных озерных водоемах накапливается органическое вещество класса сапропелитов. Примером могут служить породы тогурской пачки Нарым-Колпашевского района (нижнетюменская подсвита) и глинистые отложения шеркалинской пачки тюменской свиты на

западе плиты. В прибрежно-морских и мелководно-морских осадках накапливается органическое вещество гумусово-сапропелевого, сапропелево-гумусового и редко чисто гумусового состава. Органическое вещество этих классов характерно для отложений готерива — баррема широтного Приобья, для верхнеюрских отложений Приенисейской части плиты и т. п. В морских относительно глубоководных осадках при пенепленизированном рельефе континента накапливалось автохтонное органическое вещество класса сапропелитов. Классическим примером такого рода образований являются отложения баженовской и тутлеймской свит (волжский ярус — берриас).

§ 2. Диагенетические превращения рассеянного органического вещества

Роль диагенетических превращений органического вещества в нефтегазообразовании, особенно при реконструкции условий формирования залежей нефти и газа в древних осадочных толщах, многими исследователями недооценивается. Между тем последние результаты убедительно показывают, что, хотя непосредственное формирование месторождений нефти происходит не в осадках, а в погруженных на значительные глубины осадочных породах в зоне катагенеза, состав образующихся углеводородных флюидов, размеры их залежей в значительной степени предопределяются условиями седиментации и диагенеза [42, 43, 110, 209, 219, 229].

Еще бóльшую роль играет диагенетическая стадия превращения органического вещества в газообразовании. Хорошо известно, что при анаэробном биохимическом разложении органического вещества генерируется большое количество газов, в том числе углеводородных [47—49, 202, 229, 301]. До недавнего времени считалось, что весь этот газ диффундирует из осадков в наддонную воду и полностью рассеивается, а формирование промышленных скоплений газа, как и нефти, связывалось только со стадией катагенеза [42, 219, 229, 301]. Появляется, однако, все больше фактов, подтверждающих, что из образующихся на стадии диагенеза углеводородных газов при благоприятных условиях могут формироваться скопления, вероятно, даже крупные и уникальные [51, 294].

В настоящее время можно предполагать два типа скоплений газов биохимического генезиса.

Первый, видимо, главный — это залежи кристаллогидратов, которые могут образовывать метан, углекислый газ, сероводород в глубоководных осадках морских и пресноводных водоемов, в зонах, где температура на дне ниже 4—5 °С, а толщина слоя воды превышает 400—500 м. Возможность такой консервации углеводородных газов в осадках была теоретически предсказана В. Г. Васильевым, А. А. Трофимуком, Н. В. Черским и др. [294] и позднее подтверждена экспериментально [51]. При последующем погружении таких гидратосодержащих осадков в зону катагенеза при увеличении температур гидраты должны разрушаться, а выделяющийся свободный газ аккумулироваться на путях миграции в «обычные» морфологические ловушки, образовывать в зоне диагенеза вторичные гидратные залежи, либо рассеиваться [51].

В скоплениях второго типа «ловушкой» для газа при специфическом котловинном типе водоема и большой его глубине могут служить застойные глубинные слои водной массы. Примером такого газового месторождения может служить оз. Киву в Восточной Африке. Запасы метана в нем превышают 40 млрд. м³ [226, 395].

В связи с этим, наряду с реконструкцией условий накопления органического вещества в древних водоемах и его генетического типа, наряду с изуче-

нием геохимической истории органического вещества в зоне катагенеза важное значение приобретает изучение его диагенетических превращений.

При реконструкции условий нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты необходимо в первую очередь рассмотреть особенности диагенетических превращений органического вещества в основных нефтесодержащих морских толщах верхней юры и неокома.

Основным объектом таких исследований были отложения центральной и южной частей крупнейшего эпиконтинентального морского бассейна, занимавшего бóльшую часть Западно-Сибирской плиты в течение позднеюрской эпохи, берриасского и валанжинского веков меловой эпохи [11, 71, 241]. Территория его, начиная с кимериджского века, превышала 2 млн. км². В пределах бассейна накапливались преимущественно глинистые осадки, содержавшие от десятых долей процента и первых процентов до двух-трех десятков процентов органического вещества. Его источником были фитопланктон и в меньшей степени фитобентос. Вследствие уникальных размеров морского бассейна и слабого развития растительного покрова на суше, где господствовал семиаридный климат, занос аллохтонного органического вещества с суши, особенно в центральные части бассейна, был ничтожным. Геохимические фации осадков варьировали от нейтральных окисно-сидеритовых и сидеритовых до восстановительных, пиритовых и существенно пиритовых [210, 229]. Ряд исследователей предполагают, что для наддонных вод морского бассейна волжского и берриасского веков было характерно сероводородное заражение [83].

Аналитическое исследование каменного материала предусматривало петрографическое изучение органического вещества в тонких шлифах и в аншлифах брикетов концентратов органического вещества, выделенного разложением минеральной части породы в кислотах, определение содержания в породе форм железа и серы, органического углерода, хлороформенного битумоида, группового и углеводородного составов последнего, а также химического состава дебитуминизированного органического вещества. Подробно схема исследований и методика анализа описаны в работе [298].

Обратимся к методике анализа количественных и качественных превращений органического вещества в древних водоемах в анаэробный этап диагенеза.

Отношение количества органического углерода, израсходованного я анаэробной зоне диагенеза, к его количеству в верхних слоях этой зоны обозначим $a_{дп}$ и будем далее называть показателем диагенетической преобразованности органического вещества,

$$a_{дп} = \frac{C_{д.\ ан}}{C_{д.\ ан} + C_к + C_{ост}}.$$

При изучении качественных изменений, которые претерпевало органическое вещество в древних осадках в анаэробной зоне диагенеза, круг объектов исследования был сужен.

Для этой цели были выбраны участки, в пределах которых изучаемые осадочные толщи содержат органическое вещество только на длиннопламенной стадии, когда его первоначальный облик изменен катагенезом сравнительно мало. Для таких объектов графически анализировались зависимости различных характеристик состава органического вещества от величины показателя диагенетической превращенности.

Как известно, органическое вещество, захоронающееся в современных субаквальных морских и озерно-болотных осадках, подвергается разложению

и значительному преобразованию еще в процессе седиментации в водной среде. Чем глубже морской бассейн, тем более глубокими являются эти преобразования. Ни о каком «дожде трупов», как это писали всего несколько лет назад, не может быть и речи. Еще в водной среде органическое вещество глубоко перерабатывается.

По оценке В. А. Успенского, не разлагается и попадает в осадок органического вещества в среднем 0,8% от первичной продукции, в том числе 1,04% в шельфовой области океана, 0,37% на континентальном склоне и 0,06% в глубоководной области океана [339].

В известной мере органическое вещество осадков пополняется за счет донных организмов, а также донной растительности. Поэтому органическое вещество, поступающее в осадок, значительно отличается по составу от исходного живого вещества. О. К. Бордовский пишет [26, с. 47]: «Наряду с фрагментами живых организмов в нем присутствуют различные новообразования, возникшие в результате длительной переработки и воздействия разнообразных агентов на исходное живое вещество. Вследствие этого в осадках накапливается смешанное органическое вещество, в котором, по существу, нет компонентов исходного живого вещества, не затронутых теми или иными изменениями. В его составе встречаются различные пигменты (хлорофиллоподобные соединения и каратиноиды), липоидоподобные вещества, битумоиды, разнообразные углеводороды и ряд аминокислот. Таким образом, в составе органического вещества содержатся все основные группы веществ живых организмов. Однако названные соединения составляют лишь небольшую долю. Бóльшая часть органического вещества осадков представлена различными новообразованиями (гуминовыми кислотами и остаточным органическим веществом), возникшими на базе исходных веществ как результат реакции на новые условия».

В осадках органическое вещество подвергается последующим сначала аэробным, а затем анаэробным преобразованиям. Факторы, контролировавшие расход органического вещества на редукционные процессы в древних водоемах, изучены достаточно хорошо [72, 312, 313]. Установлено, что абсолютные потери органического вещества при прочих равных условиях тем выше, чем больше аутигенного железа в осадке, чем выше концентрация в нем органического вещества, чем ниже скорость терригенного осадконакопления. При концентрации органического углерода в осадке 8—10% и выше расход его на редукционные процессы стабилизируется и составляет 2—4% от веса осадка.

Относительные потери органического вещества или показатель диагенетической превращенности тем меньше, чем больше исходное содержание органического вещества в осадке. На профиле геохимических фаций максимальные значения показателя диагенетической превращенности органического вещества характерны для окисной геохимической фации, минимальные — для сидеритовой. Пиритовая геохимическая фация характеризуется преимущественными значениями этого показателя.

Рис. 24 иллюстрирует некоторые из зависимостей. Физико-химическая природа их рассмотрена ранее [72, 219].

Важно подчеркнуть, что при качественно сходных закономерностях изменения $C_{д.\,ан}$ и $a_{дп}$ в различных осадочных толщах в зависимости от перечисленных геолого-геохимических параметров абсолютные величины этих показателей существенно варьируют.

Обратимся к анализу тех качественных изменений, которые претерпевает органическое вещество в зависимости от глубины диагенетической его переработки.

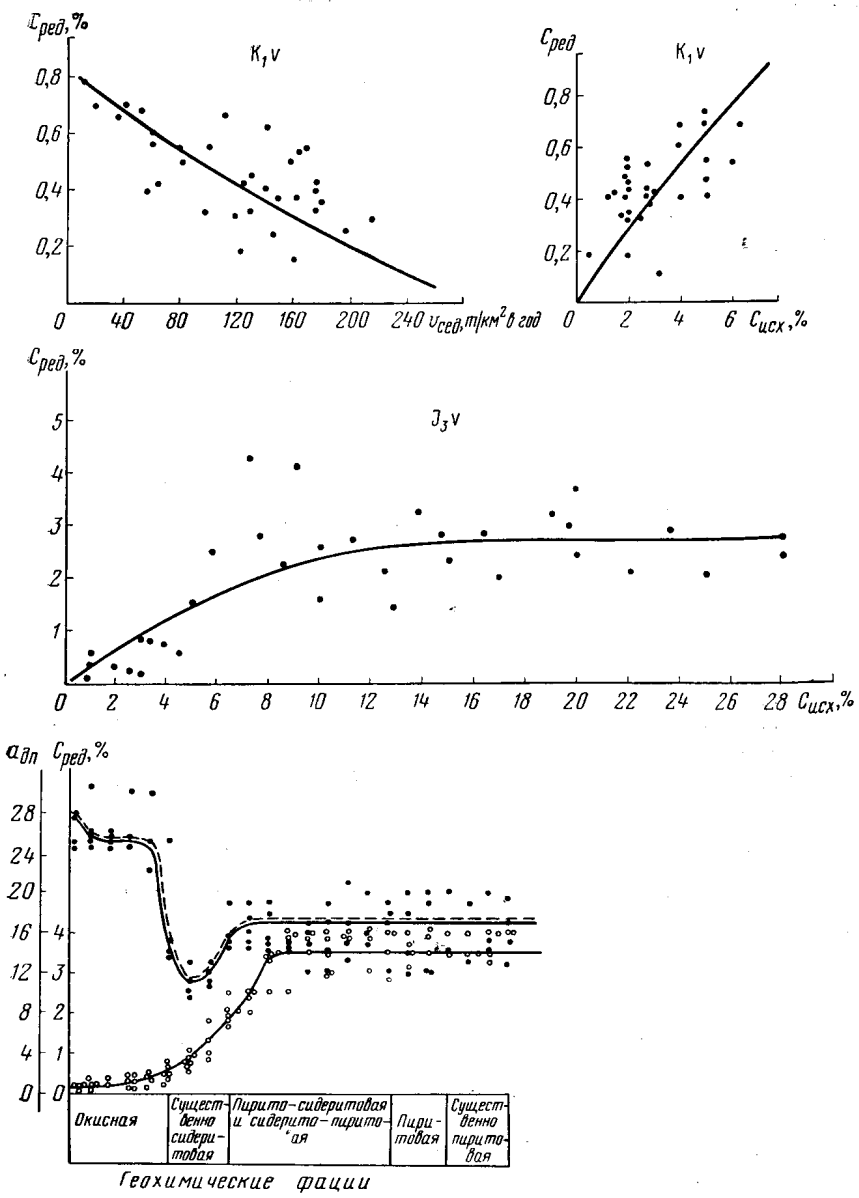


Рис. 24. Зависимость диагенетических потерь органического вещества в анаэробную стадию и показателя диагенетической превращенности органического вещества от условий седиментогенеза и диагенеза (по А. Э. Конторовичу, И. Д. Поляковой)

Петрографическое изучение рассеянного органического вещества морских толщ, в которых заведомо преобладает сапропелевое органическое вещество, показало, что в нем наряду с микрокомпонентами группы альгинита присутствуют микрокомпоненты, значительно отличающиеся по оптическим свойствам. Вещество, образующее эти микрокомпоненты, однородное, бесструктурное,

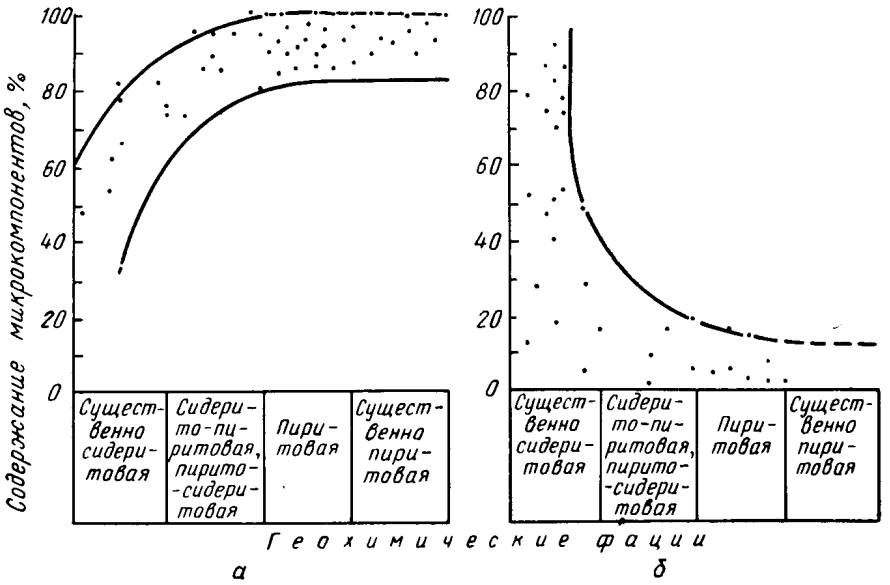


Рис. 25. Зависимость вещественного состава рассеянного органического вещества морских толщ от физико-химической обстановки в осадках (по П. А. Трушкову)

а — микстинит и микстинитоподобные микрокомпоненты желтых и оранжево-желтых с серым оттенком тонов; *б* — микстинит и микстинитоподобные микрокомпоненты желто-коричневых и светло-коричневых с серым оттенком тонов

в проходящем свете имеет буровато-коричневую или желто-коричневую окраску, в отраженном свете цвет микрокомпонентов этой группы серый, рельеф низкий. По внешнему виду они напоминают в одних случаях микстинит, в других — гумо- или сапромикстинит. Характерной особенностью рассеянного органического вещества описываемого петрографического состава является низкое содержание в нем водорода (4,0—5,5%).

Проведенный ранее анализ показал, что такое сапропелевое по природе органическое вещество, но с микстинитоподобным микрокомпонентным составом и низким содержанием водорода в керогене рассеяно в толщах, накапливавшихся в слабовосстановительных либо окислительных условиях [142]. Концентрация его в породах составляет сотые и десятые доли процента.

Новые материалы подтверждают правильность такой трактовки. Как видно из рис. 25, построенного по материалам П. А. Трушкова, на профиле геохимических фаций от существенно сидеритовой до существенно пиритовой в морских отложениях в органическом веществе монотонно уменьшается содержание микстинитоподобных микрокомпонентов желтовато-коричневых, светло-коричневых и коричневых с серым оттенком тонов и увеличивается роль микрокомпо-

нентов группы альгинита, а также микстинитоподобных микрокомпонентов желтых и оранжево-желтых с серым оттенком тонов.

Одновременно с изменением оптических свойств глубокие превращения в анаэробный этап диагенеза претерпевает и химический состав органического вещества (рис. 26).

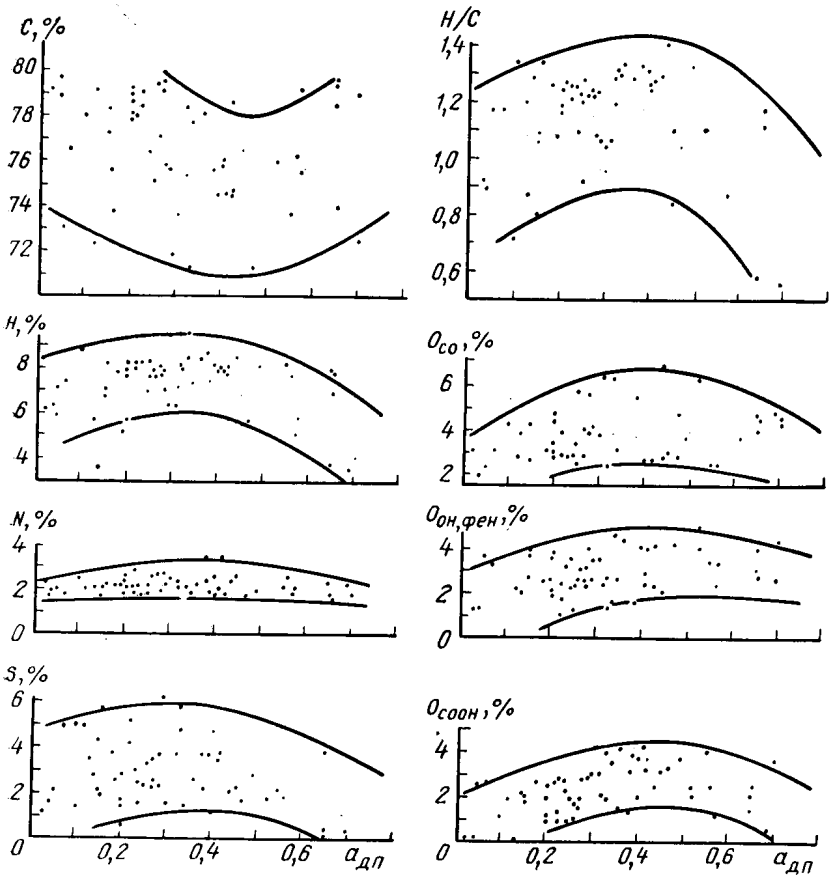


Рис. 26. Зависимость элементного состава сапропелевого рассеянного органического вещества от потерь органического вещества в анаэробный этап диагенеза. Составили Л. И. Богородская, А. Э. Конторович

В дебитуминизированной, нерастворимой в хлороформе части органического вещества (НОВ) содержания углерода максимальны (73—80%) при низких (0,03—0,10) и высоких (0,6—0,7) значениях показателя диагенетической превращенности рассеянного органического вещества и минимальны (70—77%) при значениях этого показателя в интервале 0,3—0,5.

По-иному меняется концентрация водорода [142, 219, 346]. При малых потерях органического вещества на редукционные процессы содержание водорода в НОВ несколько возрастает. Однако затем эта тенденция сменяется на обратную при значениях $a_{дп} = 0{,}2—0{,}3$. Чем меньшая доля первоначально

захороненного органического вещества переживает диагенез, тем больше оно теряет водорода. С ростом показателя диагенетической превращенности рассеянного органического вещества от 0,2—0,3 до 0,7 концентрация водорода в нем падает от 7—10 до 3—5%.

Особенно четко изменения в химической структуре НОВ в анаэробную стадию диагенеза фиксируются по величине атомарного отношения H/C (см. рис. 26). Максимальные значения H/C характерны для $a_{дп}$ в интервале 0,3—0,5, минимальные — при низких ($< 0{,}2$) и высоких ($> 0{,}5$) значениях этого показателя.

Концентрация гетероатомов в НОВ в зависимости от $a_{дп}$ изменяется по той же схеме, что и концентрация водорода.

Азот в максимальных количествах (1,8—2,6%) содержится в органическом веществе средней степени преобразованности. В органическом веществе, слабо затронутом диагенезом ($a_{дп} < 0{,}1$) и глубоко переработанном в эту стадию ($a_{дп} > 0{,}6$), концентрация азота не превышает 2%.

Кислород в органическом веществе, захоронящемся в разных геохимических фациях, распределен подобно азоту. При $a_{дп} < 0{,}1$ его концентрация в НОВ 6—10%, при $a_{дп}$, равном 0,3—0,4, концентрация кислорода 8—15% и, наконец, при бóльших значениях показателя диагенетической превращенности она вновь снижается. Подобно общему кислороду изменяются и его концентрации в составе карбонильных, карбоксильных и фенольных гидроксильных групп (см. рис. 26).

С ростом доли органического вещества, теряемой в диагенезе в интервале значений $a_{дп} = 0—0{,}4$, содержание серы в органическом веществе растет, достигая во многих случаях 6—7%. Эта сера, безусловно, имеет минеральную природу и внедряется в органическое вещество в диагенезе. Ранее уже неоднократно отмечалось, что в морских осадках, наддонные воды которых обогащены сульфат-ионом, этот процесс идет более энергично, чем в пресноводных бассейнах [72, 142, 340]. Вероятно, параллельно в осадках протекает процесс пиритообразования. Во всяком случае исходный источник серы и при внедрении ее в органическое вещество, и при пиритообразовании один и тот же — сульфат-ион иловых вод. Процесс этот происходит при активном участии микроорганизмов.

П. Смит предлагает следующую его схему:

$$SO_4^{=} \xrightarrow{\text{бактерии}} H_2S \pm \text{метаболические продукты};$$

$$H_2S + SO_4^{=} \rightarrow S + H_2O \text{ [297]}.$$

И сера, и сероводород, образующиеся при этих реакциях, могут вступать в реакции с органическим веществом.

Для значений $a_{дп} > 0{,}5$ содержание серы в НОВ вновь снижается.

Завершая это рассмотрение, уместно отметить, что несмотря на большое рассеивание точек на графиках в описанные корреляционные зависимости хорошо укладываются данные не только по мезозойским отложениям Западно-Сибирской плиты, но и по Вилюйской синеклизе, а также имеющиеся единичные данные по венду и кембрию Сибирской платформы.

В зависимости от глубины диагенетических преобразований органического вещества изменяется в весьма широких пределах и состав битумоидов в древних толщах (рис. 27).

Как показали исследования, в морских верхнеюрских и валанжинских толщах Западно-Сибирской плиты содержание углеводородов в сапропелевом

органическом веществе растет от 1—2 до 5—6%, пока показатель диагенетической преобразованности органического вещества не достигнет 0,3—0,4%, а затем падает до величины 1—2% в зонах, где анаэробные потери органического вещества в диагенезе доводят показатель диагенетической превращенности до 0,5—0,6 [219].

Одновременно меняется углеводородный состав битумоидов. В них по мере возрастания глубины преобразования органического вещества в диагенезе

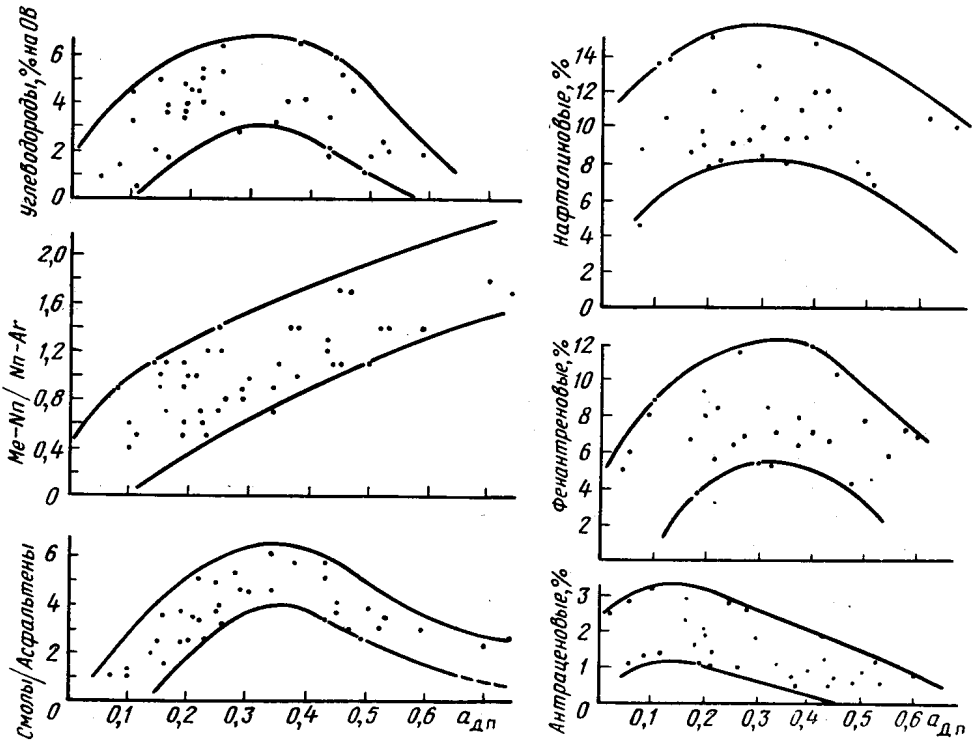


Рис. 27. Зависимость углеводородного группового состава рассеянного органического вещества от глубины его преобразования в анаэробный этап диагенеза. Составили А. Э. Конторович, В. М. Мельникова

монотонно растет соотношение метаново-нафтеновых и нафтеново-ароматических углеводородов от 0,5—0,8 до 1,2—1,7. Изменение концентрации в битумоиде нафтеново-ароматических углеводородов сопровождается изменением состава последних. Вначале при возрастании доли редуцированного углерода содержание би- и трициклических углеводородов в нафтеново-ароматической фракции растет: антраценов до значений показателя диагенетической превращенности, равного 0,10—0,15, нафталинов и фенантренов до 0,30—0,40. В максимуме их суммарное количество варьирует от 13 до 27%. При большем расходе органического вещества конденсированность ароматических углеводородов вновь падает.

Подобно концентрации углеводородов в битумоиде и конденсированных ароматических структур в нафтеново-ароматической фракции меняется

соотношение смол и асфальтенов. Оно достигает максимума (4—6) при $a_{дп}$, равном 0,3—0,4.

В мезозойских отложениях Вилюйской синеклизы имеют место аналогичные закономерности, однако углеводородов в битумоидах этого региона меньше, а степень их алифатичности выше [219].

Интересно сравнить описанные закономерности диагенетических превращений органического вещества в отложениях древних водоемов с закономерностями, установленными для современных осадков.

В современных осадках лучше изучены битумоиды. Установлено, что при наличии восстановительной среды в осадке их состав существенно меняется. В них уменьшается содержание гетероэлементов [26]. В групповом составе битумоидов растет количество масел [26, 47]. В составе асфальтово-смолистых соединений битумоидов в диагенезе убывает, по данным одних авторов, количество смол [47], по данным других — количество асфальтенов [26].

Ранее отмечалось А. Э. Конторовичем и М. М. Колгановой, что в древних осадках сколько-нибудь значительные концентрации порфиринов фиксируются лишь в отложениях пиритовой и существенно пиритовой геохимических фаций [137, 219, 229]. Исследование современных осадков также показывает, что пигменты сохраняются лишь в восстановительной среде. В осадках, которые отлагаются при наличии кислорода в иловых растворах, хлорофилла и его производных мало [104].

Таким образом, некоторые тенденции превращений органического вещества в осадках современных и древних мезозойских водоемов, бесспорно, близки.

Представляется, что описанные выше закономерности диагенетических преобразований сапропелевого органического вещества в морских осадочных толщах объясняются следующим образом.

В условиях, когда анаэробные диагенетические потери органического вещества невелики и составляют менее 10—15% от его исходной массы, в осадках фиксируются все структурные элементы живого вещества.

В осадках, в которых к концу стадии диагенеза потери органического вещества составляют 30—50%, селективное накопление отдельных его фракций фиксируется вполне отчетливо. Вероятно, в этих фациях деструкции подвергаются в первую очередь углеводные и в меньшей степени белковые структурные элементы. При этом в НОВ происходит остаточное накопление структурных элементов липидно-липоидной фракции, образующих полимер-липидные комплексы, и менее четко выраженное — аминокислот. Как следствие, роль алифатических структур в НОВ растет, что проявляется в увеличении отношения H/C, росте содержаний водорода, азота, снижении содержаний углерода. Одновременно фоссилизируемое органическое вещество частично окисляется с образованием главным образом по периферии молекул, карбоксильных, карбонильных и гидроксильных групп, происходит внедрение в него серы. Следовательно, не весь кислород, освобождающийся при редукции окисного железа и сульфатной серы, расходуется на окисление органического вещества до углекислоты и воды. Часть его внедряется в органическое вещество.

В осадках, где анаэробные потери органического вещества составляют 60—70%, окислению подвергаются все его структурные элементы. При этом остаточные фоссилизируемые продукты приобретают ароматическую, вероятно, сильно конденсированную, псевдогумусовую структуру. Одновременно меняются оптические параметры органического вещества.

С этих позиций объясняются и особенности состава битумоидов.

В условиях относительно умеренного разрушения органического вещества в диагенезе, когда углеводно-белковая его часть подвергается преимущественному разложению ($a_{дп} = 0{,}3—0{,}5$), происходит относительное увеличение в органическом веществе доли липоидной фракции — битумоидов, а в их составе наиболее устойчивых компонентов — углеводородов. При общей алифатизации углеводородной фракции нафтеново-ароматическая их часть обогащается новообразованными би- и трициклическими углеводородами, а в асфальтово-смолистой части битумоидов смолы в 4—6 раз преобладают над асфальтенами.

В обстановке очень глубокого диагенетического разрушения органического вещества и при высоком (> 60) проценте его потерь анаэробное разрушение затрагивает и липоидную фракцию. В нем сохраняются лишь наиболее инертные компоненты, падает концентрация углеводородов, а соотношение смол и асфальтенов снижается до 1—2.

В ходе этого процесса битумоид все более обогащается устойчивыми алифатическими углеводородами, би- и трициклические компоненты конденсируются, вероятно, окисляются и переходят в асфальтово-смолистую часть битумоида. Роль конденсированных ароматических углеводородов в нафтеново-ароматической фракции снижается.

Таким образом, к началу катагенетической стадии состав сапропелевого по природе органического вещества будет существенно различаться в зависимости от глубины диагенетических превращений, соответственно будет различаться и состав новообразующихся в катагенезе продуктов, соотношение жидких и газообразных углеводородов и т. д., что существенно отразится на условиях формирования месторождений нефти и газа.

К сожалению, для угленосных континентальных осадочных толщ, таких как тюменская свита и устьтазовская серия, провести аналогичный анализ пока не представляется возможным.

§ 3. Катагенетические превращения рассеянного органического вещества

Всего 8—12 лет назад лишь в единичных работах признавалась особо важная роль катагенетического этапа в геохимической истории фоссилизированного органического вещества для нефтеобразования [41, 164, 229, 235, 237, 300]. Сейчас это признается всеми. По современным представлениям, процессы миграции углеводородов начинаются по достижении органическим веществом поздней буроугольной — ранней длиннопламенной стадии катагенеза.

При последующих изменениях органического вещества, отвечающих длиннопламенной и газовой стадиям, наступает главная фаза нефтеобразования, т. е. происходят интенсивное новообразование микронефти и ее эмиграция. Параметры, характеризующие катагенетическую зрелость органического вещества, очень важны при количественном и качественном прогнозах нефтегазоносности [44, 141, 142, 147, 205, 206, 209].

Первые исследования метаморфизма органического вещества в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты относятся к середине 50-х годов, когда А. Б. Травин (1955) и В. А. Успенский (1956) изучили угли и рассеянное органическое вещество в разрезах ряда опорных скважин. С начала 60-х годов эти исследования систематически проводятся в СНИИГГИМСе, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ и ИГиРГИ. И. И. Аммосовым, В. И. Горшковым, А. Э. Конторовичем, И. И. Нестеровым, Г. М. Парпаровой, П. А. Трушковым, А. С. Фомичевым и другими опубликован ряд мелкомасштабных схем и карт. В 1971 г. вышел Атлас цветных геохимических карт для

мезозоя Сибири (редактор А. Э. Конторович) [71]. В него вошел набор карт метаморфизма органического вещества. В последнее время, однако, появилось много новых материалов по метаморфизму органического вещества в отложениях впадин, а также в отложениях неокома и юры северных районов плиты.

Ниже дается описание карт, построенных с учетом всех новейших определений отражательной способности и показателя преломления витрена, а также углехимических анализов углей и керогена рассеянного органического вещества. Такие сведения получены не по всем разрезам, поэтому при интерполяции и экстраполяции аналитических данных очень важно было знать факторы, контролирующие катагенетические превращения рассеянного органического вещества [148, 209, 229].

Большинство исследователей считает, что метаморфизм органического вещества контролируется преимущественно возрастанием температур в осадочных толщах с ростом мощности перекрывающих отложений. Другие не меньшее значение придают роли таких факторов, как давление, время, обстановка захоронения органического вещества, литология вмещающих пород и т. п., либо сочетанию некоторых из них.

Понятно, что однозначное выяснение факторов, обусловливающих метаморфизм органического вещества, представляет значительный интерес.

Западно-Сибирская плита является чрезвычайно удобным объектом для решения этого вопроса. Здесь широко распространены песчано-алевритовые и глинистые отложения, содержащие органическое вещество как в концентрированной, так и в рассеянной формах. Накопление осадков в течение мезозоя и кайнозоя происходило, особенно в центральных районах, непрерывно, и сколько-нибудь значительные перерывы в осадконакоплении и размывы фактически отсутствуют, что позволяет считать современные мощности отложений и давления, которым они подвергаются, максимальными. И наконец, в полном соответствии с современными представлениями о природе теплового поля Земли естественно считать, что вследствие непрерывного погружения современные температуры в нижней части осадочного чехла, по крайней мере в южной и центральной частях плиты, наибольшие за всю ее геологическую историю.

В первую очередь целесообразно рассмотреть вопрос о влиянии на метаморфизм органического вещества таких факторов, как температура и давление. С этой целью изучены корреляционные связи между показателями преломления витринита и метаморфизмом органического вещества, с одной стороны, и температурой и глубиной погружения вмещающих пород, с другой [148, 209, 229]. Для установления связей между стадиями метаморфизма, являющимися качественным показателем, и температурой и давлением условно принимались следующие численные характеристики для подстадий: $Б_1$ — 1, $Б_2$ — 2, $Б_3$ — 3, $Д_1$ — 4, $Д_2$ — 5, $Д_3$ — 6, $Г_1$ — 7, $Г_2$ — 8, $Г_3$ — 9 и т. д. Оценивались парные и частные коэффициенты корреляции. Гипотеза об отличии величины коэффициентов корреляции от нуля проверялась с помощью критерия Стьюдента при уровне значимости 0,01, т. е. с доверительной вероятностью 0,99.

Результаты вычислений приведены в табл. 18.

Из табл. 18 видно, что как показатели преломления витринита, так и выделенные по ним стадии метаморфизма органического вещества обнаруживают сильную корреляционную связь как с температурой вмещающих пород, так и с глубиной их погружения, т. е. с давлением, причем с температурой связь более сильная. Катагенетические превращения органического вещества происходят параллельно с уплотнением глин. Связи между характеристиками мета-

Таблица 18

Корреляционные связи между метаморфизмом органического вещества, показателем преломления ($N_в$) и отражательной способностью ($R_а$) витринита, абсолютной пористостью глинистых пород (m), глубиной погружения и температурой вмещающих толщ

Параметр	Парная корреляция			Частная корреляция	
				при H=const	при T=const
	T	H	m	T	H
M	0,83	0,67	—0,76	0,68	0,27
$N_в$	0,81	0,65	—0,75	0,67	0,22
$R_а$	0,81	0,69	—0,72	0,69	0,25

морфизма органического вещества и абсолютной пористостью глин отрицательные.

Оценка частных коэффициентов корреляции показывает, что между показателем преломления витринита и температурой при постоянной глубине погружения осадочных толщ сохраняется, хотя и несколько ослабляется, сильная положительная связь. При постоянной температуре значение частного коэффициента корреляции между показателем преломления витринита и глубиной мало, и гипотеза о наличии связи между ними при уровне значимости 0,01 должна быть отвергнута.

Таким образом, можно считать доказанным, что в условиях Западно-Сибирской плиты решающим фактором метаморфизма органического вещества является температура [148].

С физико-химических позиций очевидно, что характер преобразований органического вещества при определенных температурах должен существенно зависеть и от давления, при котором идет этот процесс. В частности, лабораторными опытами установлено, что для достижения одного и того же показателя преломления витринита без давления уголь надо карбонизовать при бóльших температурах, чем под давлением [71]. Однако в природных условиях связь геостатических давлений и температуры пород характеризуется весьма высокими коэффициентами корреляции. Поэтому дисперсия геостатических давлений при определенных температурах, обусловленная вариациями геотермических градиентов в пределах одного и того же региона, видимо, не влияет существенно на ход и глубину катагенеза органического вещества [71]. Во всяком случае, статистический анализ не фиксирует корреляционных связей между показателями степени метаморфизма органического вещества и мощностью перекрывающих отложений при элиминировании температуры (см. табл. 18).

Определенное влияние на характер катагенных преобразований органического вещества оказывает, по-видимому, и время, в течение которого оно находилось в условиях тех или иных температур [77]. При низких температурах (20—50° С) такое влияние мало либо вообще не имеет места [400], но с ростом температур до 100—120° С оно становится, как показали М. Тайхмюллер и Р. Тайхмюллер [400], а позднее Н. В. Лопатин [178, 179], значительным. Такая роль времени в углефикации органического вещества еще в 1956 г. была изображена в виде номограммы И. Карвейлом [71].

Ряд исследователей (В. С. Вышемирский, С. Г. Неручев, Г. М. Парпарова) считают роль времени несущественной [55, 204].

Анализ материалов по мезозойским отложениям Западно-Сибирской плиты, в которых фиксируемые ныне температуры в нижней части чехла являются максимальными за всю его геологическую историю, показывает, что органическое вещество находится на буроугольной стадии примерно до 50° С, длиннопламенной — до 90° С, газовой — до 135° С и жирной — до 180° С [148, 219]. Близкие величины называет и М. Л. Левенштейн [174]. По его данным, переход от длиннопламенной стадии к газовой происходит при температуре 70—90° С, от газовой к жирной — при 100—120° С, от жирной к коксовой — при 150—180° С.

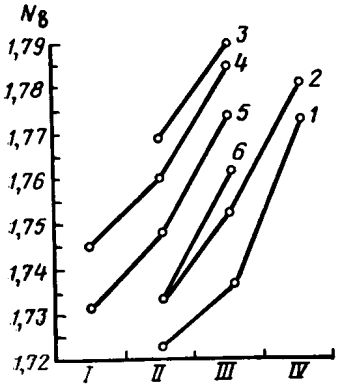


Рис. 28. Зависимость показателя преломления витринита от литологии пород и степени дисперсности органического вещества [148]

1 — углистый детрит в песчаниках известковистых; *II* — углистый детрит в песчаниках; *III* — углистый детрит в глинах; *IV* — дисперсно-рассеянное органическое вещество в глинах.

1 — Усть-Балыкская площадь, интервал 1865—2060 м; *2* — Сургутская площадь, интервал 2260—2500 м; Амнинская площадь: *3* — интервал 2600—2620 м, *4* — интервал 2500—2550 м, *5* — интервал 2390—2420 м, *6* — интервал 2280—2310 м

Следует сразу отметить, что в настоящее время при изучении метаморфизма органического вещества в северных районах плиты установлены существенные отклонения от этих предельных температур. В частности, на Губкинской площади в кровле отложений заводоуковской серии зафиксировано органическое вещество на переходной от газовой к жирной стадии катагенеза при температуре около 90° С. Это связано со значительным снижением температур в осадочном чехле северных районов Западно-Сибирской плиты под влиянием новейших воздыманий, инфильтрации вод и многолетнемерзлых пород [110, 232].

Наряду с температурным режимом недр, который определяет основную линию преобразования органического вещества в зоне катагенеза, на скорость этого процесса оказывают определенное влияние, ускоряя или замедляя действие температуры, и другие факторы. Одним из них является литологический состав вмещающих пород. Впервые неодинаковая скорость нарастания степени углефикации микрокомпонентов группы витринита, образовавшихся из одного и того же исходного материала и находившихся в одинаковой последовательности термодинамических обстановок, отмечена П. Ф. Тимофеевым, Л. И. Боголюбовой, И. С. Софиевым, И. А. Горленко, Б. К. Чичуа. По данным этих исследователей, темп нарастания углефикации органического вещества пород увеличивается в ряду: песчаник, аргиллит, уголь.

Этот вывод подтверждается и материалами по Западно-Сибирской плите [148, 219]. На рис. 28 приведены графики изменения показателей преломления витринита в ряду: углистый детрит в песчаниках известковистых — углистый детрит в глинах — рассеянное органическое вещество в глинах для образцов, отобранных на близких глубинах. На рисунке отчетливо видно возрастание при прочих равных условиях показателя преломления витринита от песчаников известковистых к рассеянному органическому веществу в аргиллитах. Описанные выше корреляционные зависимости позволяют построить уравнение регрессии для прогноза метаморфизма органического вещества по геологическим данным [148].

Расчет уравнения регрессии между показателем преломления витринита, установленным по нему стадиями метаморфизма углей и углистого детрита в глинах и температурой дал следующие соотношения: $N_в = 1{,}641 + 0{,}0014T$; $M = 0{,}19 + 0{,}07T$ [219]. Справедливость этих эмпирических формул установлена для интервала температур от 40—50 до 150—170° С. Они могут быть использованы для прогнозирования стадий метаморфизма органического вещества по результатам исследований пластовых температур.

Представляет интерес оценить точность такого прогноза. С доверительной вероятностью 0,95 можно утверждать, что истинные значения параметров $N_в$ и M будут находиться в следующих пределах: $N_в^* - 0{,}04 \leqslant N_в \leqslant N_в^* + 0{,}04$; $M^* - 2{,}16 \leqslant M \leqslant M^* + 2{,}16$, где N^* и M^* — значения параметров, оцененные по уравнениям регрессии.

Таким образом, при выбранной доверительной вероятности степень метаморфизма органического вещества может быть определена по температуре пород с точностью до двух подстадий. Как видим, ошибка прогноза стадии метаморфизма органического вещества по температуре весьма значительна.

Можно также пользоваться числовой характеристикой степени метаморфизма, выраженной через величину, равную произведению глубины залегания глин и температуры на данной глубине, деленному на значение абсолютной пористости глин [209]. Удобнее применять не абсолютное значение этой величины, а логарифм ее

$$M = \alpha \frac{Ht}{m} \text{ или } M = \alpha \lg \frac{Ht}{m},$$

где M — степень метаморфизма; H — глубина в м; t — температура на данной глубине в °С; m — абсолютная пористость глин в долях единицы; α — коэффициент пропорциональности, определяемый по эмпирическим данным [209].

Такое выражение степени метаморфизма вытекает из того, что в любом разрезе этот параметр растет с глубиной. А так как с увеличением последней температура всегда возрастает и абсолютная пористость глин уменьшается, то принятое выражение, объединяя данные параметры, объективно отражает величину степени метаморфизма.

Обратимся к рассмотрению региональных закономерностей метаморфизма органического вещества (рис. 29—34).

На карте метаморфизма органического вещества в отложениях базальных горизонтов осадочного чехла видно, что от периферии к центру плиты и к северной ее половине располагаются зоны со все более преобразованным органическим веществом (рис. 29). Наименее углефицированное органическое вещество, находящееся на буроугольной стадии, распространено на незначительной территории в Приуральской части плиты, в основном в пределах Саранпаульско-Сынинской моноклинали. На востоке буроугольная зона углефикации органического вещества неширокой полосой тянется от Северного полярного круга на юг, вдоль обрамления. В восточной части плиты она захватывает Южно-Енисейскую моноклиналь, Миндерлыкскую мульду, юго-восточную половину Кемчугского незамкнутого вала, восточные окраины Киселевской и Тегульдетской впадин, юго-восток Приаргинской моноклинали и Назаровскую впадину.

Органическое вещество, достигшее переходной от буроугольной к длиннопламенной стадии углефикации, установлено на незначительной территории в Припахойской региональной зоне незамкнутых поднятий, в Ляминском

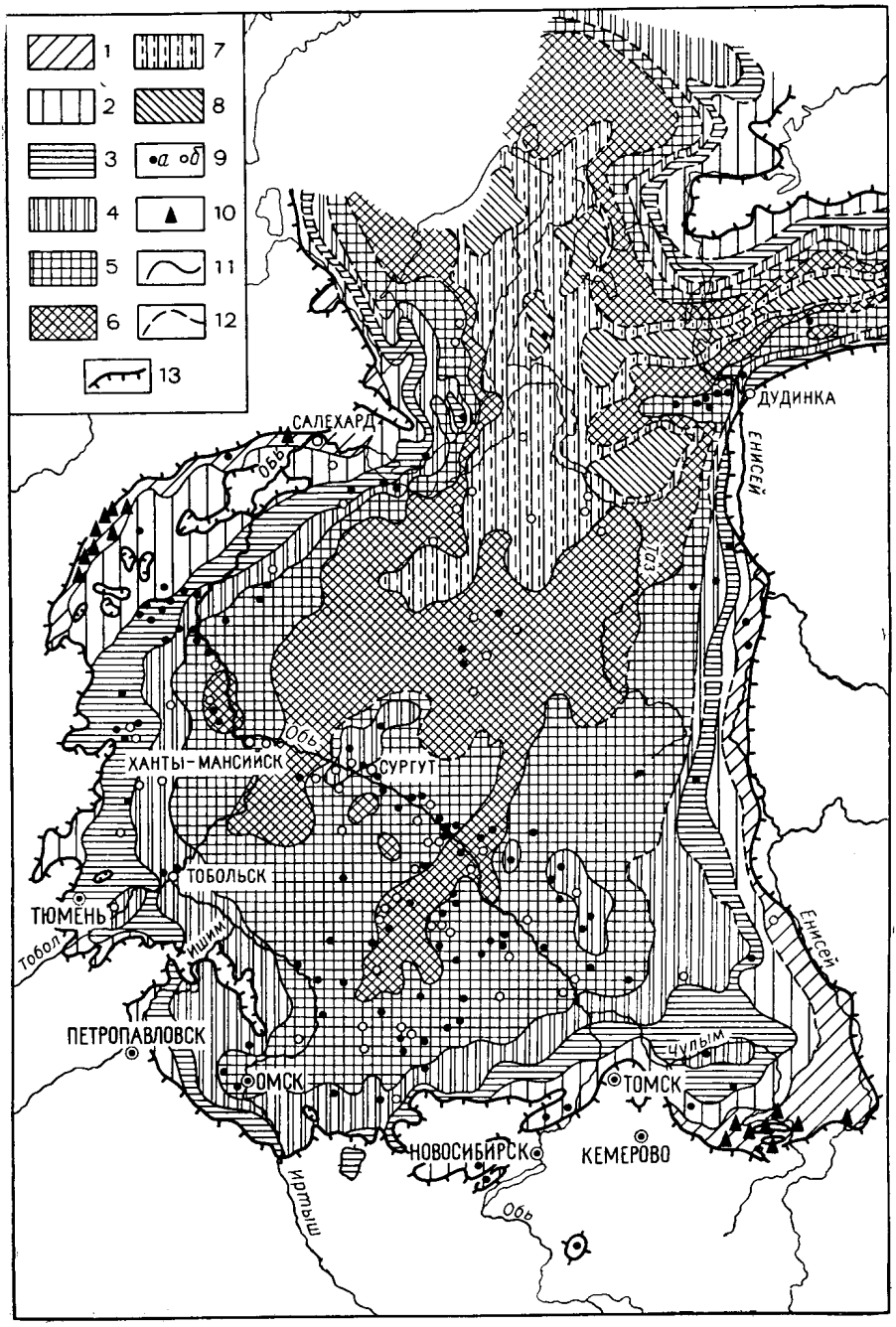


Рис. 29. Схема метаморфизма органического вещества в базальных слоях нижней — средней юры. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, П. А. Трушков, А. С. Фомичев

Стадии углефикации органического вещества.

1 — буроугольная, *2* — переходная от буроугольной к длиннопламенной, *3* — длиннопламенная, *4* — переходная от длиннопламенной к газовой, *5* — газовая, *6* — переходная от газовой к жирной, *7* — жирная, *8* — переходная от жирной к коксовой и коксовая; *9* — скважины и группы скважин, метаморфизм определен в перекрывающих или подстилающих (*б*) и в данных (*а*) отложениях; *10* — месторождения угля; границы зон углефикации органического вещества: *11* — установленные, *12* — предполагаемые, *13* — граница распространения отложений

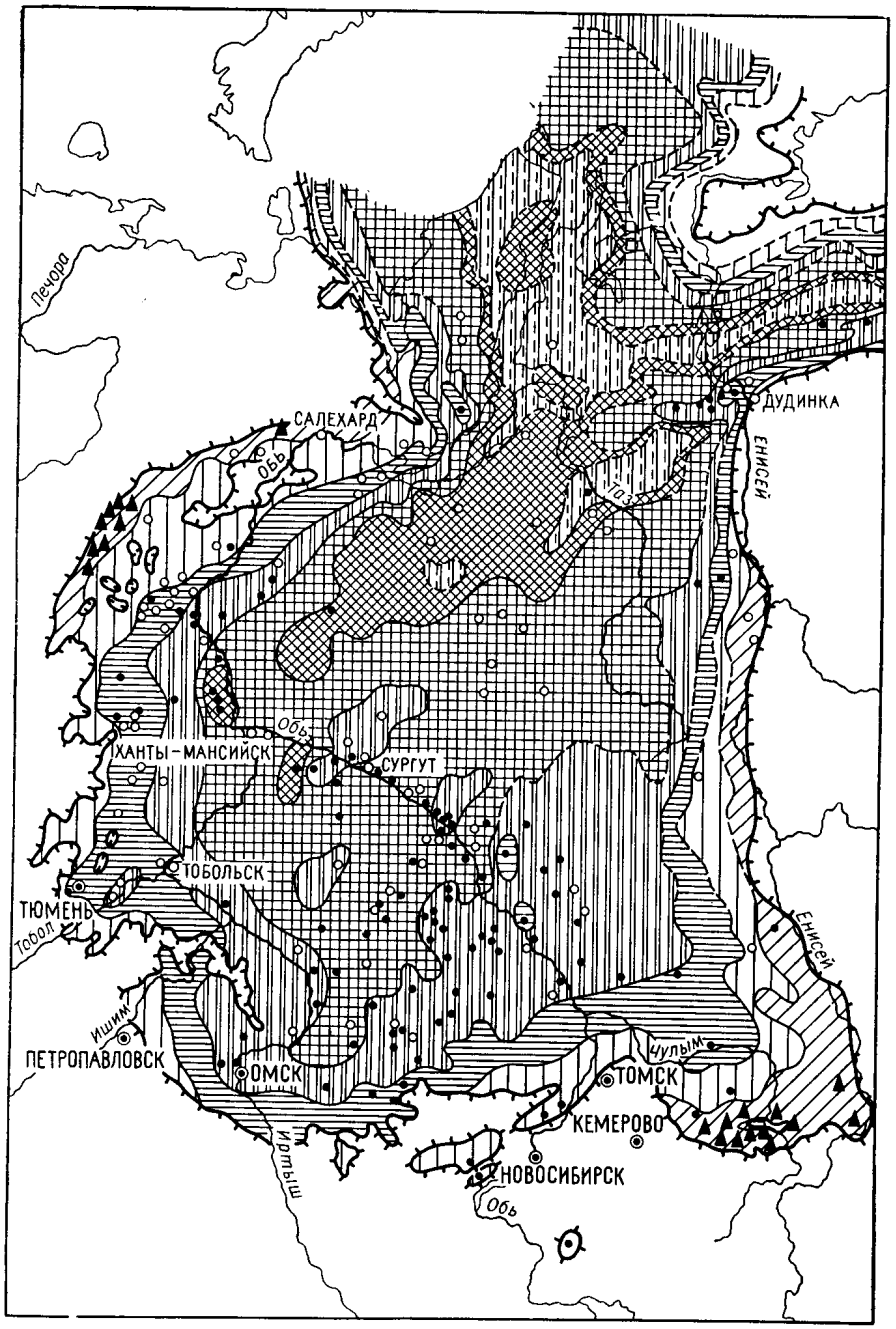


Рис. 30. Схема метаморфизма органического вещества в среднеюрских отложениях (верхняя часть). Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, П. А. Трушков, А. С. Фомичев

Условные обозначения см. на рис. 29

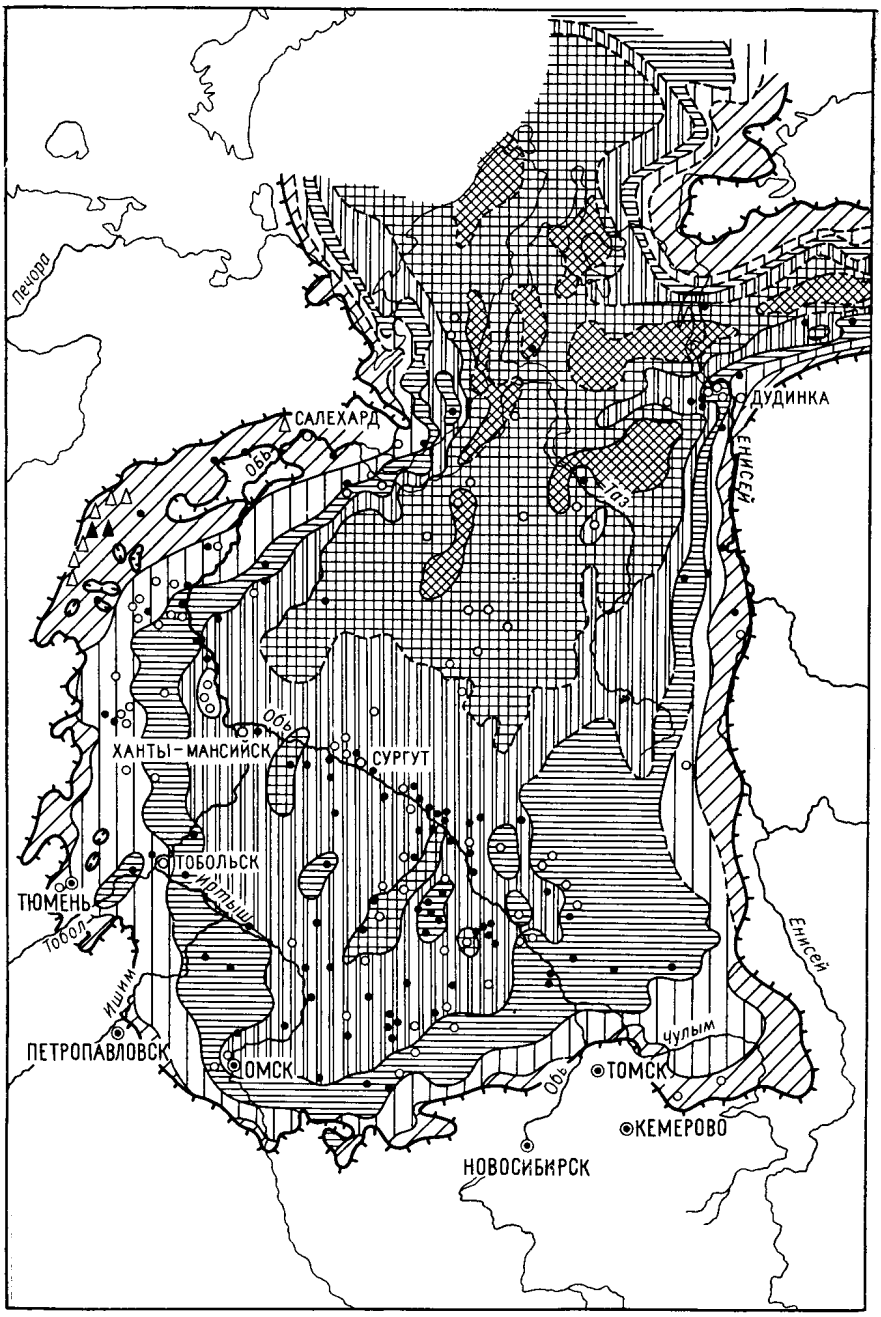


Рис. 31. Схема метаморфизма органического вещества в отложениях волжского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, П. А. Трушков, А. С. Фомичев

Условные обозначения см. на рис. 29

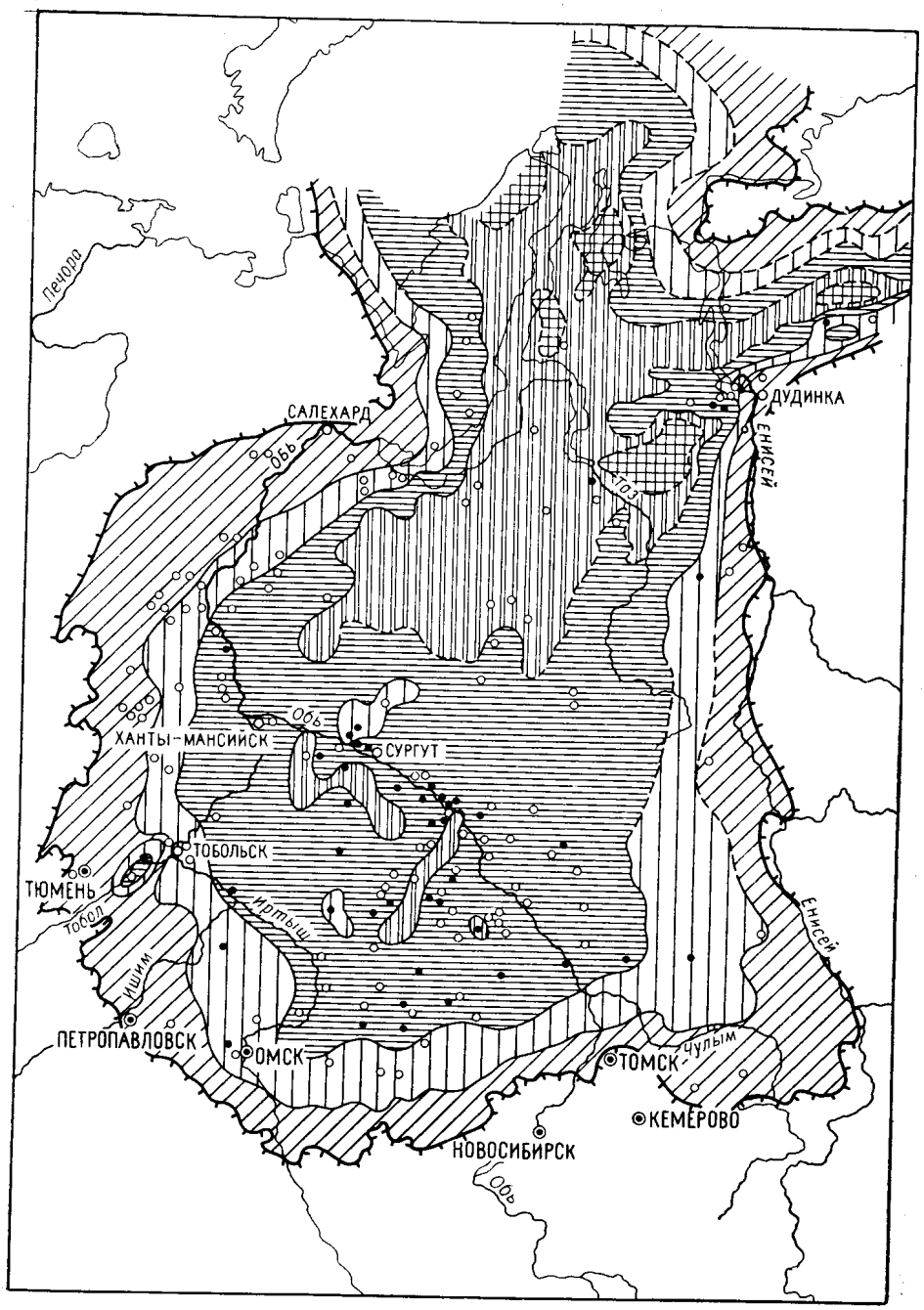


Рис. 32. Схема метаморфизма органического вещества в отложениях валанжинского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, П. А. Трушков, А. С. Фомичев

Условные обозначения см. на рис. 29

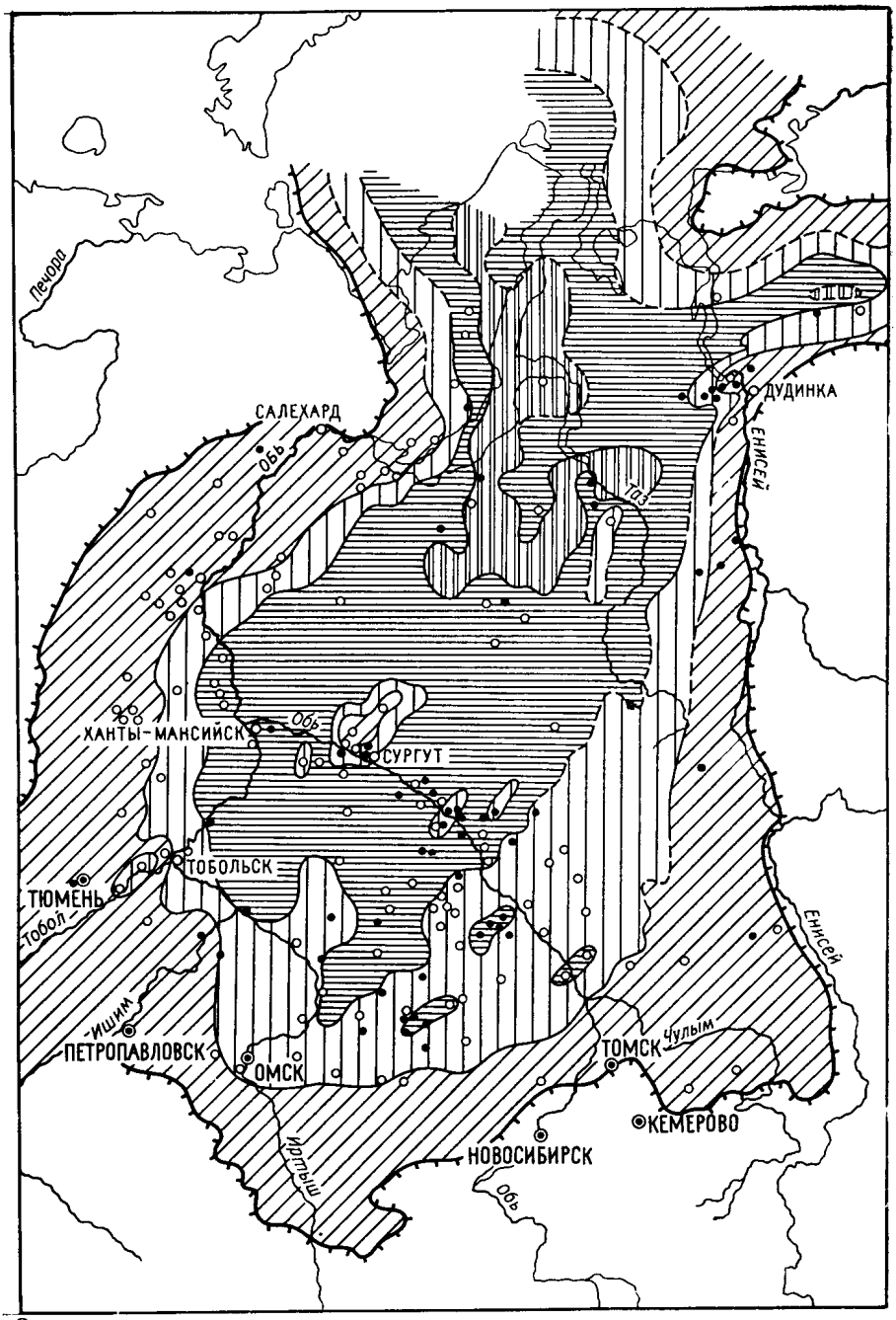


Рис. 33. Схема метаморфизма органического вещества в отложениях аптского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, П. А. Трушков, А. С. Фомичев

Условные обозначения см. на рис. 29

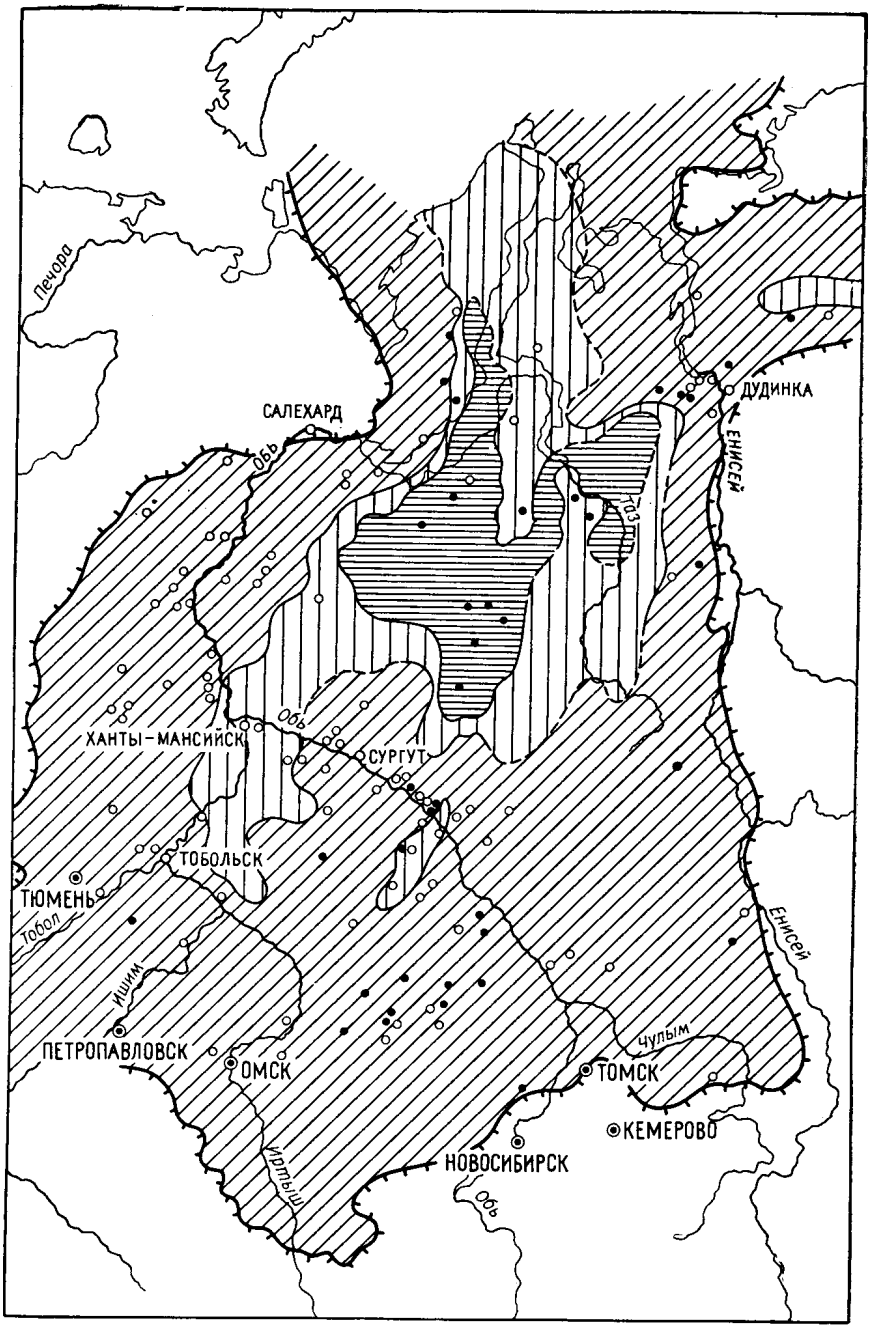


Рис. 34. Схема метаморфизма органического вещества в отложениях сеноманского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, П. А. Трушков, А. С. Фомичев

Условные обозначения см. на рис. 29

мегапрогибе, на большей части Северо-Сосьвинской гряды. На востоке и юго-востоке плиты органическое вещество переходной от буроугольной к длиннопламенной стадии углефикации в виде узкой полосы прослеживается в пределах Приенисейской моноклинали: в восточных частях Киселевской и Тегульдетской впадин, в северо-западной части Барабинско-Пихтовской моноклинали. На юге плиты, в Базойской, Ужанихинской и Глушинской мульдах, органическое вещество не превышает переходной от буроугольной к длиннопламенной стадии углефикации. В юго-западной части плиты, в зоне выклинивания нижне-среднеюрских отложений, органическое вещество этой стадии углефикации имеет весьма незначительное распространение в виде отдельных участков в Туринo-Тобольской региональной зоне незамкнутых поднятий и Северо-Казахстанской региональной зоне моноклиналей. Предполагается распространение органического вещества переходной от буроугольной к длиннопламенной стадии углефикации в Припайхойской региональной зоне незамкнутых поднятий в направлении на северо-запад, вдоль обрамления, до 72° с. ш., а затем продолжение на северо-восток. Аналогичная степень преобразования органического вещества предполагается в восточной половине Западно-Таймырской моноклинали и Таймырского выступа, а также в северной части Южно-Таймырской моноклинали, вдоль обрамления.

От периферии к центру плиты субконцентрически расположены зоны с более высокой степенью углефикации органического вещества. В центральных районах плиты на значительной территории метаморфизм органического вещества достигает газовой и переходной от газовой к жирной стадий. В пределах наиболее контрастных положительных структур первого и второго порядков степень метаморфизма органического вещества в сводовых частях значительно ниже, чем на крыльях и окружающих эти структуры прогибах и впадинах. Так, на Сургутском, Пайдугинском сводах и Окуневском куполовидном поднятии органическое вещество преобразовано лишь до переходной от длиннопламенной к газовой стадии, в то время как в наиболее погруженных участках (восточные части Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин, Едъяхинская, северные участки Юганской и Нюрольской мегавпадин, Колтогорский и Пурский мегапрогибы и другие отрицательные структуры первого и второго порядков) метаморфизм органического вещества достигает переходной от газовой к жирной стадии. Исключение составляет Красноленинский свод, в пределах которого органическое вещество, как и в некоторых впадинах, достигло переходной от газовой к жирной и жирной стадий.

Метаморфизм органического вещества постепенно нарастает в северном направлении. Предполагается, что в северной половине плиты, в наиболее погруженных ее участках (северные части Нейтинского мегапрогиба и Среднеямальского свода, южная часть Гыданского мегавала, значительные площади Юрибейской, Антипаютинской и Большехетской мегавпадин, осевая часть Усть-Енисейского мегапрогиба) органическое вещество преобразовано до переходной от жирной к коксовой и коксовой стадий метаморфизма. В этой части плиты по геофизическим данным фиксируются наибольшие глубины погружения базальных слоев нижне-среднеюрских отложений. Кровля нижне-среднеюрских отложений отмечается здесь на глубинах 4—5 км.

В более молодых отложениях общая схема изменения метаморфизма органического вещества на площади остается такой же при постепенном расширении зон с низким уровнем катагенетических превращений органического вещества и снижении величины максимального метаморфизма. Так, в кровле отложений заводоуковской серии (рис. 30) в южной половине плиты практически пол-

ностью отсутствуют зоны, в которых метаморфизм органического вещества превышает газовую стадию, сократилась зона пониженного метаморфизма органического вещества в центре плиты. Она фиксируется лишь в наиболее приподнятых участках Сургутского и Нижневартовского сводов. Предполагается, что на севере плиты метаморфизм органического вещества в этих отложениях не превышает жирной стадии. Эта же тенденция, только еще более отчетливо, видна и на рисунках, на которых показан метаморфизм органического вещества в отложениях волжского века и валанжина.

В аптской нефтегазоносной толще метаморфизм органического вещества в центральных районах плиты не превышает длиннопламенной стадии, а в центральной части Сургутского свода еще ниже (рис. 33). Здесь органическое вещество в отложениях алымской свиты метаморфизовано лишь до буроугольной стадии. В наиболее прогнутых впадинах на севере плиты предполагается переходная от длиннопламенной к газовой стадия метаморфизма органического вещества.

Впервые построена карта метаморфизма органического вещества в отложениях сеномана (рис. 34). Метаморфизм органического вещества сеноманских отложений значительно отличается от такового в аптских отложениях. На большей части территории плиты органическое вещество преобразовано лишь до буроугольной стадии. В северных районах плиты метаморфизм органического вещества несколько увеличивается, но не превышает длиннопламенной стадии. Зона углефикации органического вещества до длиннопламенной стадии распространена в юго-восточной части Нейтинского мегапрогиба, в западной половине Хадуттейской, в восточной половине Надымской и на севере Едъяхинской мегавпадин, на Ненецком и Северном сводах, Вэнгапурском куполовидном поднятии, Вэнга-Яхинском и Айваседо-Пуровском валах, на значительной территории Пурского и Пякипурского мегапрогибов, в Большехетской мегавпадине и в северной части Среднетазовского мегапрогиба.

§ 4. Изменение рассеянного органического вещества в процессе погружения вмещающих пород

Количество и состав органического вещества в отложениях, находящихся в зоне катагенеза, непрерывно меняются. Сложные превращения, которые претерпевает керогенная его часть, ведут к новообразованию битумоидов и газообразных продуктов. Количество и состав битумоидов не остаются неизменными как вследствие преобразования битумоидов и продуктов новообразования, так и в не меньшей мере вследствие эмиграции наиболее подвижных газообразных и жидких продуктов.

В настоящее время, бесспорно, нельзя считать самыми главными в катагенезе органического вещества (и пород) только те изменения, которые оно претерпевает в контакте с породой под воздействием температур и давлений. Не менее существенной чертой катагенеза являются громадные масштабы миграции вещества, в том числе и продуктов катагенетических преобразований захороненного органического материала. В этом смысле первичная миграция углеводородов и других продуктов катагенеза органического вещества (CO_2, NH_3, H_2S, H_2) — обязательная, неотъемлемая черта катагенеза осадочных пород, а формирование скоплений нефти и газа — неизбежный при благоприятных геологических условиях результат этого процесса.

Рассмотрим превращения основных компонентов рассеянного органического вещества в зоне катагенеза.

Катагенетические превращения дебитуминизированного органического вещества (керогена)

Изучению изменения элементного состава углей в зоне катагенеза посвящено большое число работ. В части керогена рассеянного органического вещества таких работ много меньше. Первое крупное обобщение такого рода было выполнено еще в 1958 г. В. А. Успенским, Ф. Б. Инденбомом и др. [164]. Эта работа положила начало и теоретически обосновала современные подходы к классификации рассеянного органического вещества. В последнее время эта область исследований привлекла внимание у нас и за рубежом. На примере сибирских материалов анализ изменения состава керогена рассеянного органического вещества в зоне катагенеза выполнялся А. Э. Конторовичем, Л. И. Богородской, М. М. Колгановой и др. [219, 229], И. И. Нестеровым [209], Г. М. Парпаровой [243], А. Э. Конторовичем и Е. А. Рогозиной [151]. В этих работах принималось, что подобно углям кероген рассеянного органического вещества обуглероживается и теряет гетероэлементы. В последнее время С. Г. Неручевым обосновывается идея, что в главной зоне нефтеобразования в сапропелевом органическом веществе имеет место обратная картина — за счет массового новообразования углеводородов в керогене вновь уменьшается концентрация углерода и увеличивается содержание гетероэлементов [205, 206].

Имеющиеся данные приведены на рис. 35 и в табл. 19. Из рис. 35 видно, что на Западно-Сибирской плите в сапропелевом органическом веществе (баженовская свита и ее аналоги) действительно с глубиной содержание углерода и водорода до 2000 м сначала растет, затем падает, достигая минимума на глубине 2300 м, а дальше вновь увеличивается. Сера и кислород ведут себя противоположным образом — на глубинах 2100—2500 м содержание серы и особенно кислорода в дебитуминизированном органическом веществе резко увеличивается. На графиках изменения тех же параметров с температурой этих инверсий для углерода и кислорода не наблюдается, а какой-либо закономерности в изменении содержания серы с ростом температуры не фиксируется (см. рис. 35). Явной зависимости содержания азота в керогене сапропелевого органического вещества ни от глубины, ни от температуры не обнаруживается.

В гумусовом рассеянном органическом веществе элементный состав керогена изменяется с нарастанием катагенетических преобразований подобно углям (см. табл. 19).

Таблица 19

Элементный состав рассеянного органического вещества в зоне катагенеза

Стадия катагенеза	Тип ОВ															
	Гумусовое								Сапропелевое							
	C	H	N	S	$O_{общ}$	O_{COOH}	$O_{OH, фен}$	O_{CO}	C	H	N	S	$O_{общ}$	O_{COOH}	$O_{OH, фен}$	O_{CO}
Б	76,50	5,22	2,10	1,47	15,86	1,44	3,26	3,73	74,16	7,49	2,03	5,66	10,63	3,00	3,28	3,52
Д	79,08	5,49	1,59	0,50	13,33	0,27	1,51	4,02	77,81	7,82	1,92	4,43	8,03	2,40	2,52	2,88
Г	83,11	5,17	1,37	0,92	9,55	0,10	0,33	2,85	84,41	6,26	2,15	1,11	5,07	0,65	0,65	2,93
Ж	84,20	5,25	1,42	1,20	7,94	0,10	0,20	3,03	—	—	—	—	—	—	—	—

Сапропелевое рассеянное органическое вещество морских толщ отличается от континентального рассеянного органического вещества гумусового генезиса более высоким содержанием водорода, азота и особенно серы и пониженным — кислорода (см. табл. 19). Эти различия отмечались и ранее [151].

Значительно менее изученным является вопрос о содержании кислорода в рассеянном органическом веществе в виде различных функциональных групп.

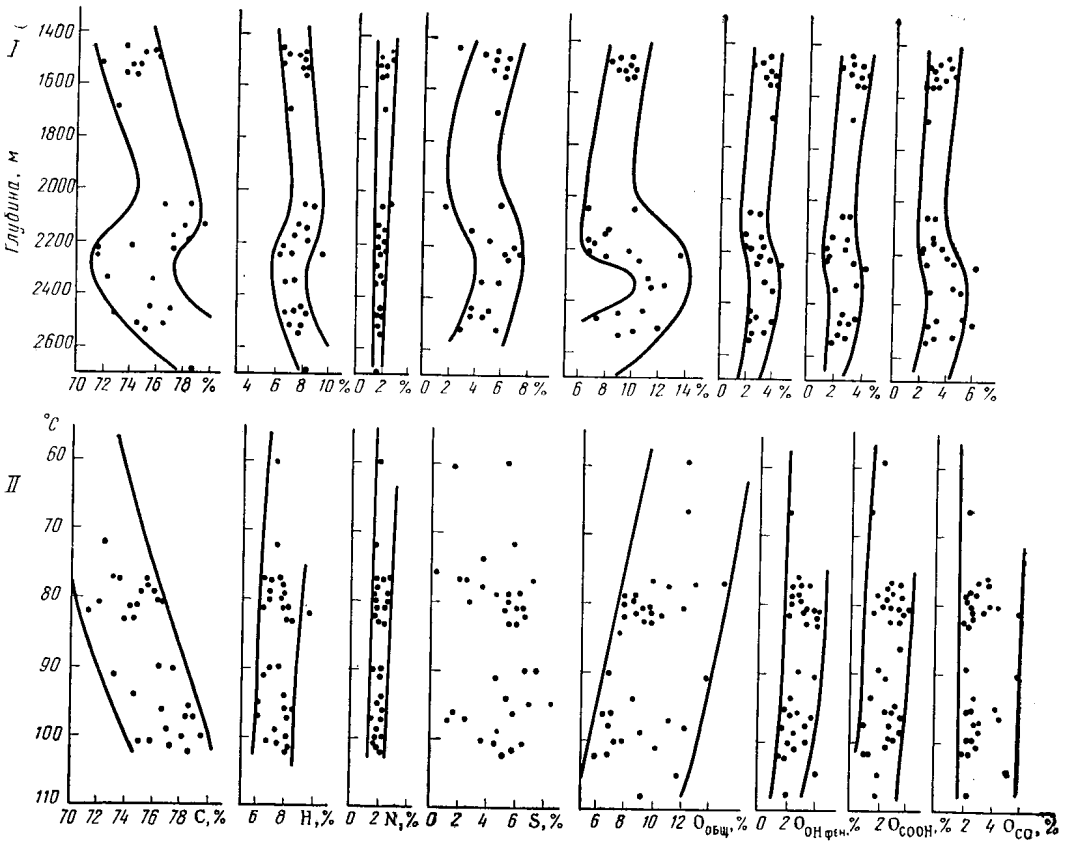


Рис. 35. Зависимость элементного состава и форм кислорода в сапропелевом органическом веществе от мощности перекрывающих отложений (*I*) и температуры (*II*). Составили Л. И. Богородская, А. Э. Конторович

Имеются данные об изменении этих характеристик при метаморфизме в углях [39]. Для рассеянного органического вещества ранее были выполнены лишь единичные определения.

На рис. 36 по результатам исследований Л. И. Богородской по Западно-Сибирской плите показано изменение содержания в органическом веществе кислорода в карбоксильных, фенольных, гидроксильных и карбонильных группах с погружением осадочных толщ и увеличением температуры. Из рис. 36 видно, что и в гумусовом, и в сапропелевом рассеянном органическом веществе с глубиной и температурой содержание различных форм кислорода в общем меняется подобно общему кислороду.

Известно, что раньше всего гумусовое органическое вещество углей теряет кислород карбоксильных групп — к середине длиннопламенной стадии, несколько позже, к концу газовой стадии, — кислород фенольных гидроксильных групп [39, 96]. На более высоких стадиях катагенеза в углях из числа изученных реакционно-способных функциональных групп кислорода сохраняются лишь карбонильные [39, 96]. Эта же тенденция имеет место в сапропелевом и гумусовом рассеянном органическом веществе, но в них потеря карбониль-

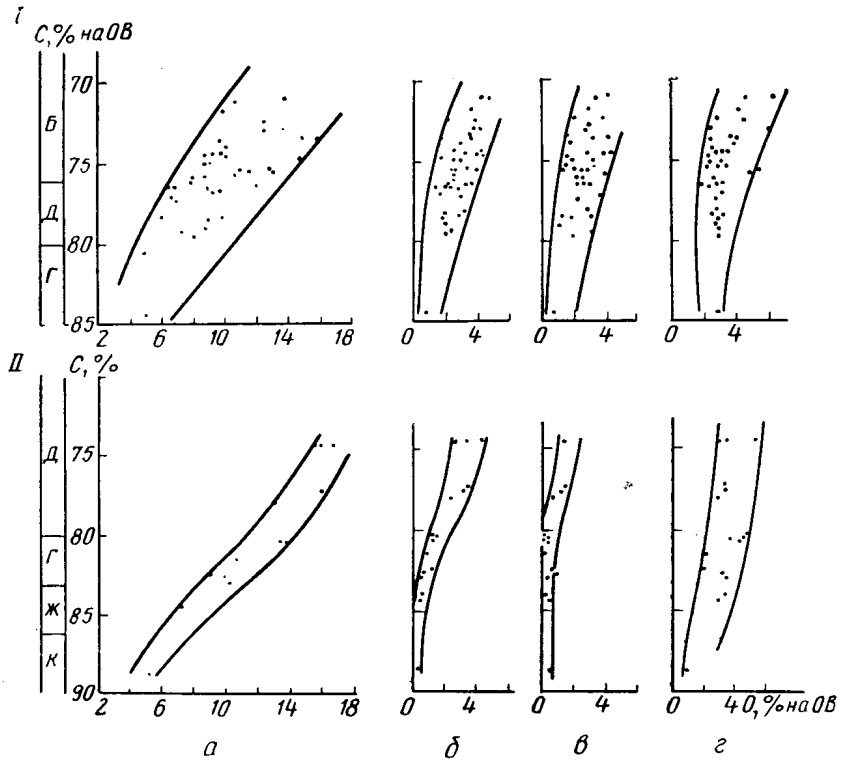


Рис. 36. Распределение кислорода в рассеянном органическом веществе в зоне катагенеза. Составили Л. И. Богородская, А. Э. Конторович

I — сапропелевое РОВ; *II* — гумусовое РОВ; *а* — кислород общий; *б* — кислород фенольных гидроксилов; *в* — кислород карбоксильный; *г* — кислород карбонильный

ных групп и фенольных гидроксилов протекает медленнее. Особенно это характерно для сапропелевого органического вещества.

На рис. 36—37 на материалах как по Западной, так частично и по Восточной Сибири показано изменение содержания общего кислорода и кислорода, входящего в различные функциональные группы в органическом веществе в зависимости от содержания углерода. Зависимости рассмотрены для гумусового и сапропелевого рассеянного органического вещества. Из рис. 37 видно, что при общей одинаковой схеме изменения отдельные функциональные кислородсодержащие группы ведут себя в органическом веществе разного генезиса по-разному. В частности, до газовой стадии углефикации в гумусовом рассеян-

ном органическом веществе кислород различных функциональных групп распределен следующим образом: $O_{CO} > O_{OH,фен} > O_{COOH}$. В сапропелевом органическом веществе концентрации всех трех этих химических форм кислорода примерно равны, причем $O_{CO} > O_{COOH} > O_{OH,фен}$.

По концентрации в сапропелевом и гумусовом органическом веществе эти химические формы кислорода также различаются. В сапропелевом органическом веществе резко повышена роль карбоксильного кислорода. Фенольный и карбонильный кислород на буроугольной стадии катагенеза и сапропелевое, и гумусовое органическое вещество содержат примерно в равных количествах. На более высоких стадиях метаморфизма в первом несколько преобладает фенольный кислород, а во втором (на длиннопламенной стадии) — карбонильный.

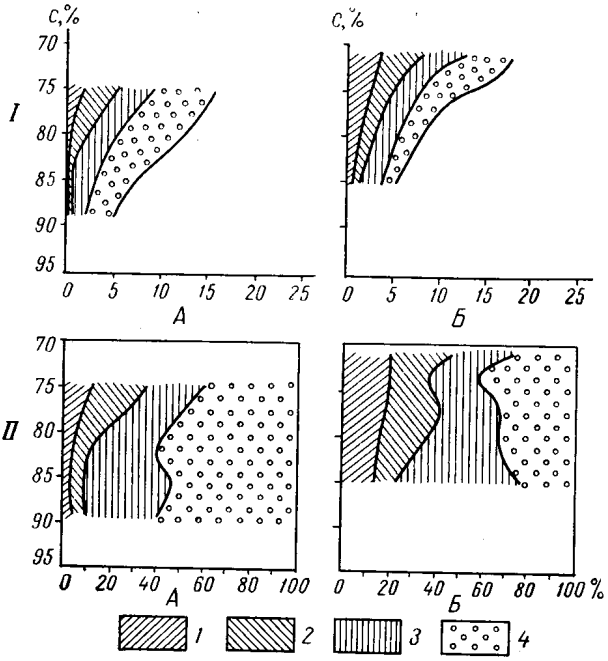


Рис. 37. Баланс кислорода в рассеянном органическом веществе в зоне катагенеза (составили Л. И. Богородская, А. Э. Конторович):

I — в % на органическое вещество; *II* — в % на кислород; *А* — гумусовое РОВ; *Б* — сапропелевое РОВ. *1* — кислород карбоксильных групп; *2* — кислород фенольных гидроксилов; *3* — кислород карбонильных групп; *4* — кислород невыявленных форм

Из приведенных данных видно, что в сапропелевом органическом веществе бóльшая часть кислорода (60—70%) представлена изученными реакционно-способными формами, в гумусовом органическом веществе доля кислорода в изученных реакционно-способных формах относительно невелика.

Параллельно с изменением химического состава органического вещества в катагенезе меняются и физические его свойства — увеличивается отражательная способность, изменяются парамагнитные свойства. В связи со слабой изученностью парамагнитных свойств рассеянного органического вещества остановимся на этом вопросе более подробно по материалам исследований СНИИГГИМСа [144, 229].

Спектры исследованных образцов керогена рассеянного органического вещества представляют собой синглетные сигналы, лишенные тонкой структуры. Линии ЭПР спектров имеют g-фактор 2,0024—2,0054. Количество парамагнитных центров в них для образцов от бурой до жирной стадии катагенеза включительно изменяется от $0{,}6 \cdot 10^{19}$ до $3{,}2 \cdot 10^{19}$ пмц/г. В сапропелевом рассеянном органическом веществе количество парамагнитных центров невелико — от $0{,}3 \cdot 10^{19}$ до $1 \cdot 10^{19}$ пмц/г. От буроугольной к газовой стадии их количество в органическом веществе несколько возрастает (рис. 38). Аналогичная картина имеет место в гумусово-сапропелевом органическом веществе, только диапазон

изменений количества парамагнитных центров в 1 г органического вещества здесь больше — до $1{,}8 \cdot 10^{19}$ пмц/г на газовой стадии.

Сапропелево-гумусовое и гумусовое органическое вещество изучено на западносибирском материале в большем диапазоне подэтапов катагенеза, до жирной стадии. В них, так же как и в сапропелевых и гумусово-сапропелевых разностях органического вещества, от буроугольной к газовой стадии количество парамагнитных центров в органическом веществе растет до 2,8—3,2 $\times$

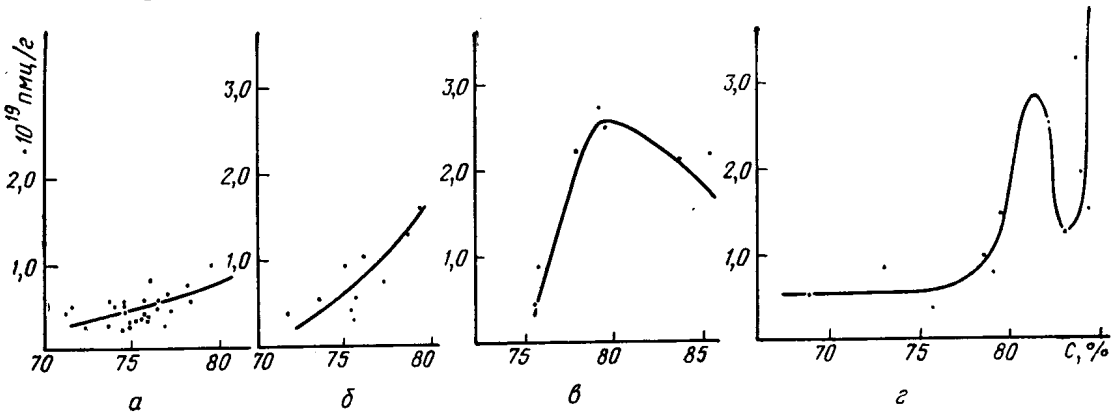


Рис. 38. Изменение парамагнитных свойств керогена рассеянного органического вещества в зоне катагенеза:

а — сапропелиты; *б* — гумито-сапропелиты; *в* — сапропелито-гумиты; *г* — гумиты

$\times 10^{19}$ пмц/г. Однако на жирной стадии их количество резко изменяется (см. рис. 38). Аналогичная картина имеет место в гумусовых углях.

В связи с тем, что в нижне-среднеюрских отложениях на севере Западно-Сибирской плиты могут быть встречены зоны, где органическое вещество достигло коксовой стадии катагенеза, представляет интерес поведение гумусового рассеянного органического вещества на этой стадии. Такое исследование на примере угленосных толщ Кузбасса было выполнено В. П. Даниловой и А. Э. Конторовичем [143, 144]. Оно показало, что и далее после жирной стадии возрастание парамагнитных свойств керогена гумусового рассеянного органического вещества идет неравномерно. На кривой имеется еще один максимум — на коксовой стадии при С порядка 85—86% и один минимум при С порядка 87—88%.

Изложенные результаты позволяют высказать некоторые соображения, касающиеся состава и структурно-химических изменений сапропелевого и гумусового органического вещества в катагенезе.

Различия в составах кислородсодержащих реакционно-способных групп в сапропелевом и гумусовом органическом веществе предопределены составом исходного живого вещества. В частности, повышенное количество карбоксильных групп в сапропелевом органическом веществе и низкое содержание невыявленных форм кислорода связаны, скорее всего, с большей ролью в составе керогена заполимеризованных карбоновых и в первую очередь жирных кислот, чем в гумусовом органическом веществе, и иным характером связей входящих в состав керогена структурных групп.

Катагенетические однонаправленные изменения гумусового рассеянного органического вещества в зоне катагенеза особенно четко проявляются в его

карбонизации, в снижении количества кислорода и, как следствие, отдельных содержащих его периферических функциональных групп.

Более сложно решается вопрос с сапропелевым органическим веществом. Имеются данные, впервые подмеченные С. Г. Неручевым [205, 206], что на глубинах 2100—2500 м картина монотонной карбонизации сапропелевого органического вещества нарушается, и оно далее обогащается кислородом. С. Г. Неручев связывает это с усиленным отщеплением углеводородов от сапропелевого органического вещества в этом интервале глубин и относительным накапливанием кислорода.

Приведенные выше данные (см. рис. 35) как будто бы подтверждают эту схему, причем они показывают, что процесс отщепления углеводородов идет так, что возрастает роль (в процентах на оставшееся дебитуминизированное сапропелевое органическое вещество) даже периферических реакционно-способных кислородсодержащих групп.

В противоречии с этими данными находится факт отсутствия такой инверсии при рассмотрении зависимости содержания углерода в керогене сапропелевого рассеянного органического вещества от температуры. Не исключено, что эта инверсия «кажущаяся» и что связана она с непостоянством геотермического градиента в разных частях плиты и, возможно, с ошибками анализа зольных концентратов рассеянного органического вещества. Вопрос требует дальнейшего изучения.

Более важным является другой факт. На фоне плавной (или неплавной?) карбонизации гумусового и сапропелевого органического вещества ряд его характеристик на отдельных этапах катагенеза изменяется ритмично и имеет несколько максимумов и минимумов.

Существует точка зрения, что парамагнитные свойства органического вещества связаны с дефектами в конденсированной ароматической структуре [227]. При таком объяснении понятны причины большего парамагнетизма гумусового органического вещества по сравнению с сапропелевым. В структуре первого преобладают все более конденсируемые в процессе катагенеза ароматические структуры, а второго — заполимеризованные алифатические. Однако конденсация ароматических структур гумусового органического вещества идет неравномерно. На жирной и отощенно-спекающейся стадиях происходят частичное разрыхление, деконденсация структуры. Применительно к жирной стадии гумусовых углей этот факт был уже ранее по химическим данным отмечен О. И. Гавриловой [60].

Битумоиды. Основные закономерности их распределения

Распределение битумоидов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты изучалось Ф. Г. Гурари, Н. П. Запиваловым, А. Э. Конторовичем, И. И. Нестеровым, А. С. Фомичевым, К. А. Черниковым и др. Средние содержания битумоидов в породах осадочного чехла с учетом всех новейших данных приведены в табл. 20. В табл. 21 дана оценка абсолютных масс битумоидов в породах осадочного чехла. Рис. 39—42 иллюстрируют распределение битумоидов на площади в отдельных толщах. В общих чертах изменение концентрации битумоидов в разрезе и на площади сходно с изменением концентраций органического углерода.

До последнего времени катагенетические преобразования рассеянного органического вещества сколько-нибудь значительно были изучены лишь

Таблица 20

Битумоиды в осадочных породах Западно-Сибирской плиты

Система	Отдел	Ярус	$b_{хл}$, %	
			Песчано-алевритовые породы	Глины
Юрская	Нижний — средний	Среднее	0,071	0,20
	Верхний	Келловей — оксфорд	—	0,24
		Кимеридж	—	0,18
		Волжский [1]	—	0,48
		Среднее	—	0,40
Меловая	Нижний — верхний	Берриас — валанжин [2]	0,022	0,042
		Готерив — баррем	0,016	0,039
		Апт — альб — сеноман	0,039	0,045

[1] Совместно с битуминозными аргиллитами берриаса.
[2] Без битуминозных аргиллитов берриаса.

Таблица 21

Абсолютные массы битумоидов в осадочных породах Западно-Сибирской плиты

Возраст осадочных толщ	Абсолютные массы битумоидов, трлн. т								
	в песчано-алевритовых породах			в глинах			всего		
	$b_{хл}$	$b_{сб}$	b_{Σ}	$b_{хл}$	$b_{сб}$	b_{Σ}	$b_{хл}$	$b_{сб}$	b_{Σ}
J_{1-2}	0,47	0,56	1,03	2,06	0,75	2,81	2,53	1,31	3,84
J_3v	—	—	—	0,49	0,14	0,63	0,49	0,14	0,63
J_3 (сумма)	0,15	0,17	0,32	1,20	0,38	1,58	1,35	0,55	1,90
K_1br — v	0,024	0,021	0,045	0,17	0,30	0,47	0,19	0,32	0,51
K_1h — b	0,028	0,036	0,064	0,16	0,27	0,43	0,19	0,31	0,50
$K_1ap + al + K_2cm$	0,31	0,89	1,20	0,36	0,82	1,18	0,67	1,71	2,38
K_1 (сумма + K_2cm)	0,36	0,94	1,31	0,69	1,39	2,08	1,05	2,34	3,39
K_2 (сумма без K_2cm)	0,03	0,06	0,09	0,11	0,31	0,42	0,14	0,37	0,51

до газовой, в лучшем случае до начала жирной стадии. Для этой части зоны катагенеза было достоверно установлено возрастание битуминозности рассеянного органического вещества с глубиной. Ф. Г. Гурари, Н. П. Запиваловым, И. И. Нестеровым [86], А. Э. Конторовичем [72, 140] оно было установлено для Западно-Сибирской плиты, В. В. Казариновым (1968) и С. С. Филатовым

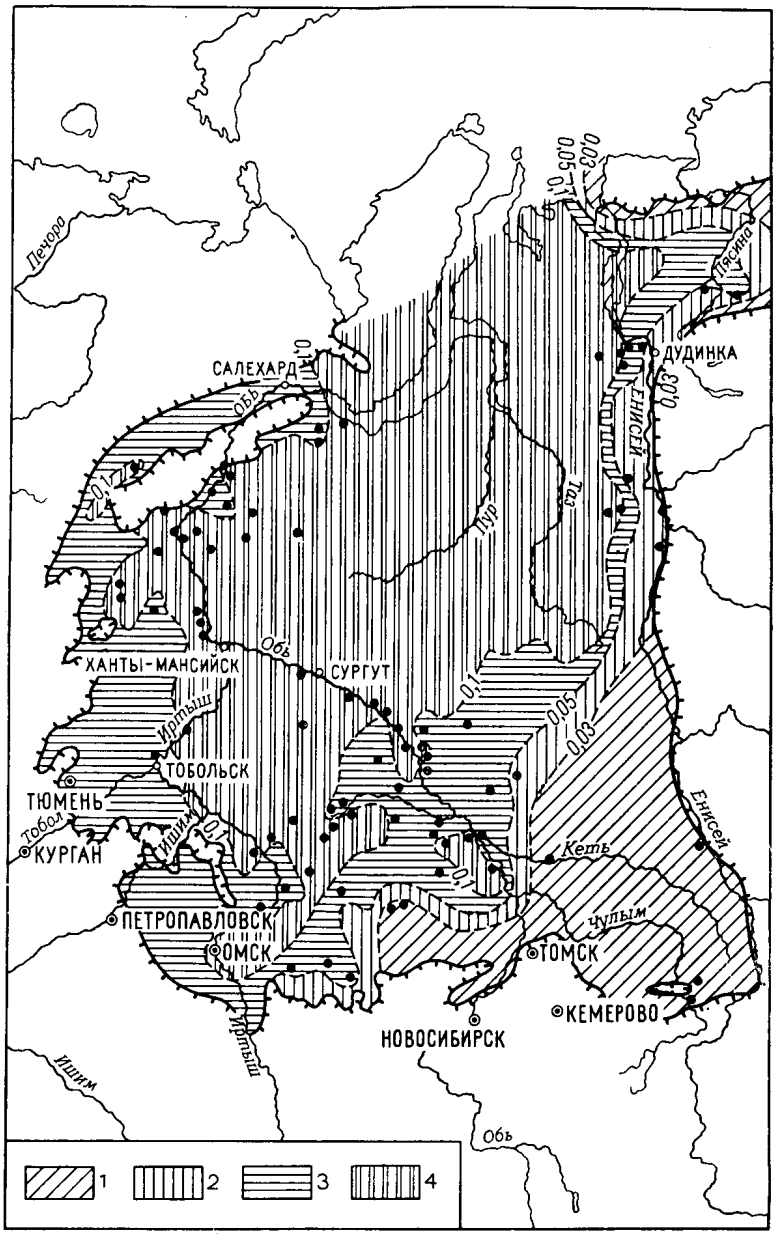


Рис. 39. Схема распределения хлороформенного битумоида в глинах нижней и средней юры. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев

Содержание, %: *1* — меньше 0,03; *2* — 0,03 — 0,05; *3* — 0,05 — 0,1; *4* — больше 0,1

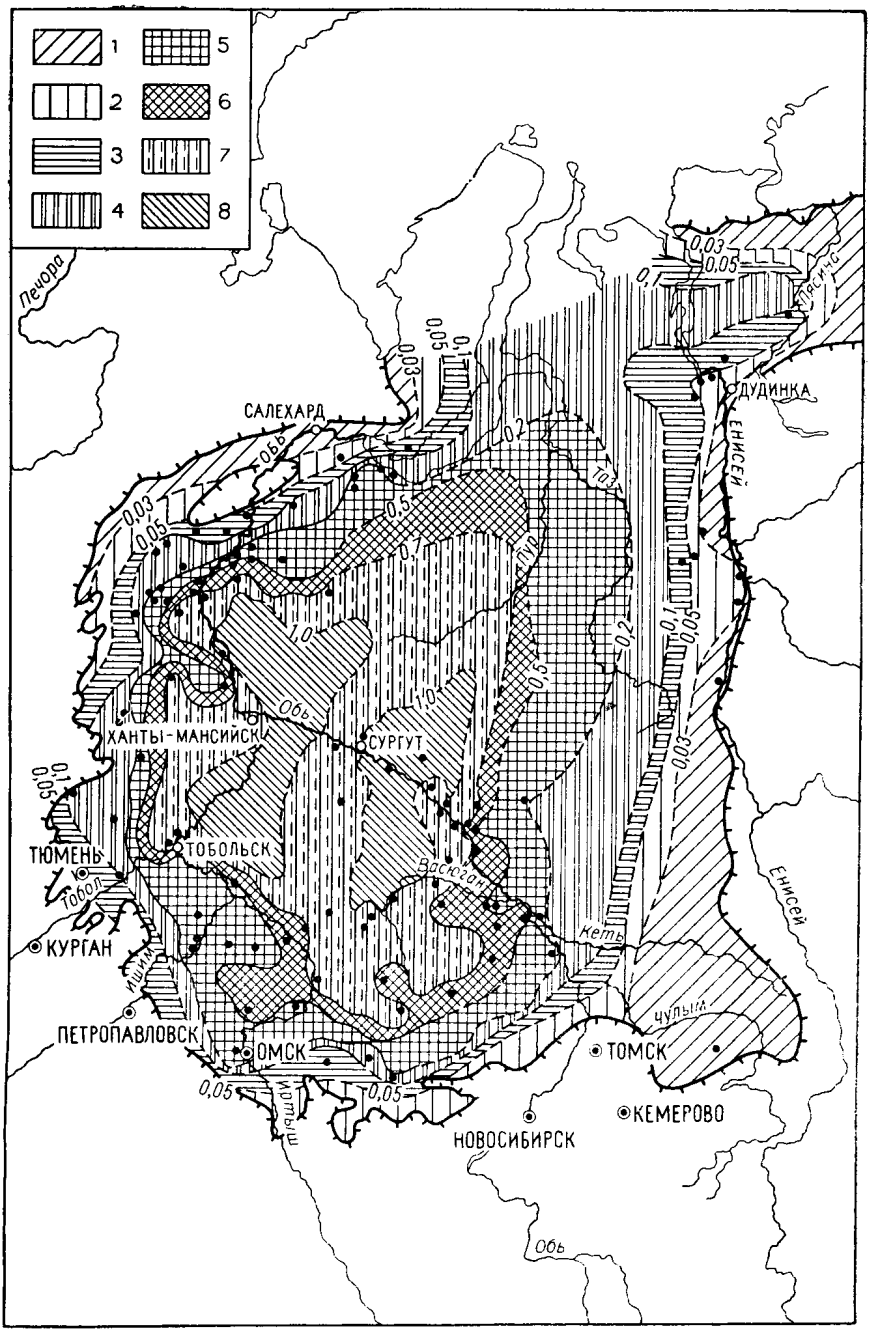


Рис. 40. Схема распределения хлороформенного битумоида в глинах волжского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев

Содержание, %: *1* — меньше 0,03; *2* — 0,03—0,05; *3* — 0,05—0,10; *4* — 0,1—0,2; *5* — 0,2—0,5; *6* — 0,5—0,7; *7* — 0,7—1,0, *8* — больше 1,0

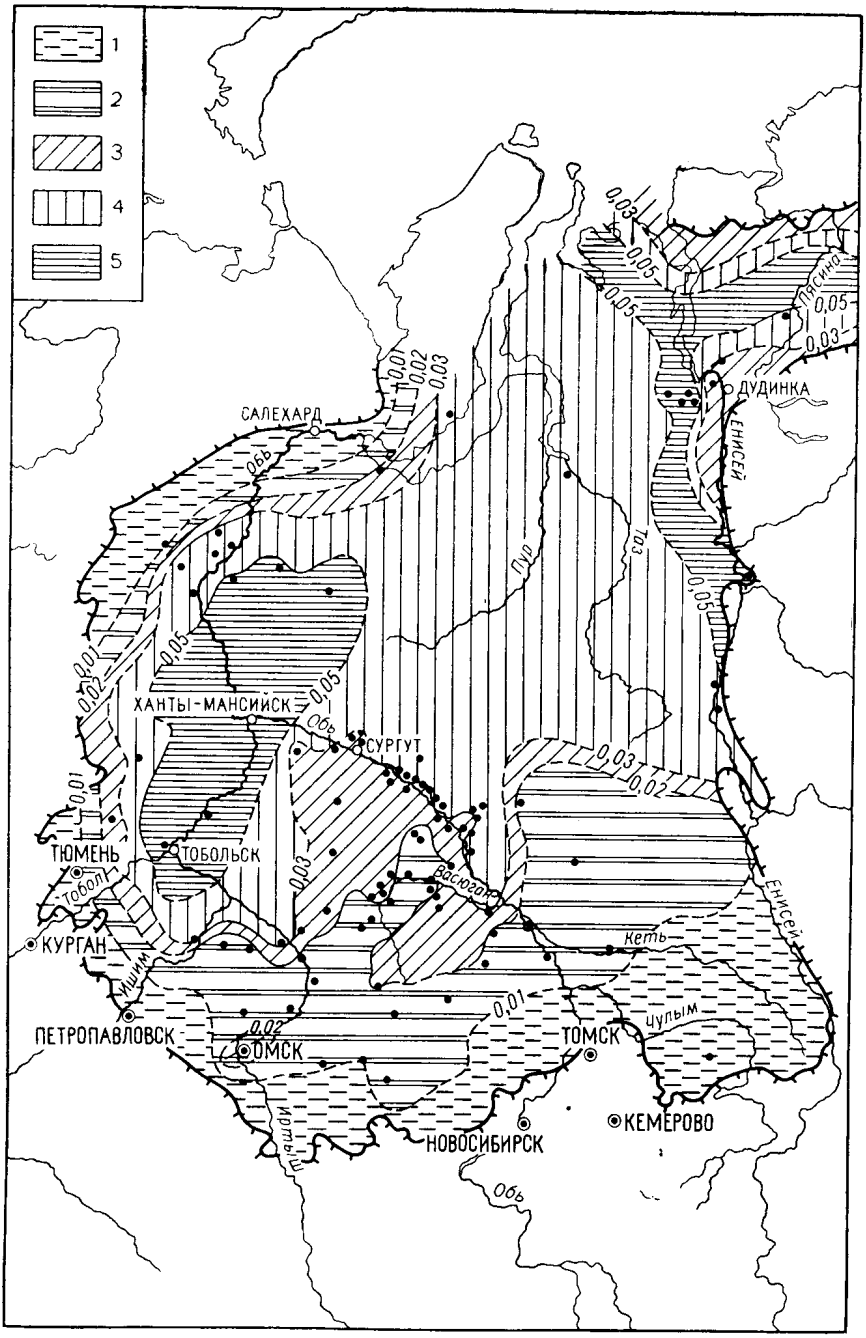


Рис. 41. Схема распределения хлороформенного битумоида в глинах валанжинского яруса. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев, К. А. Шпильман

Содержание, %: *1* — меньше 0,01; *2* — 0,01—0,02; *3* — 0,02—0,03; *4* — 0,03—0,05; *5* — больше 0,05

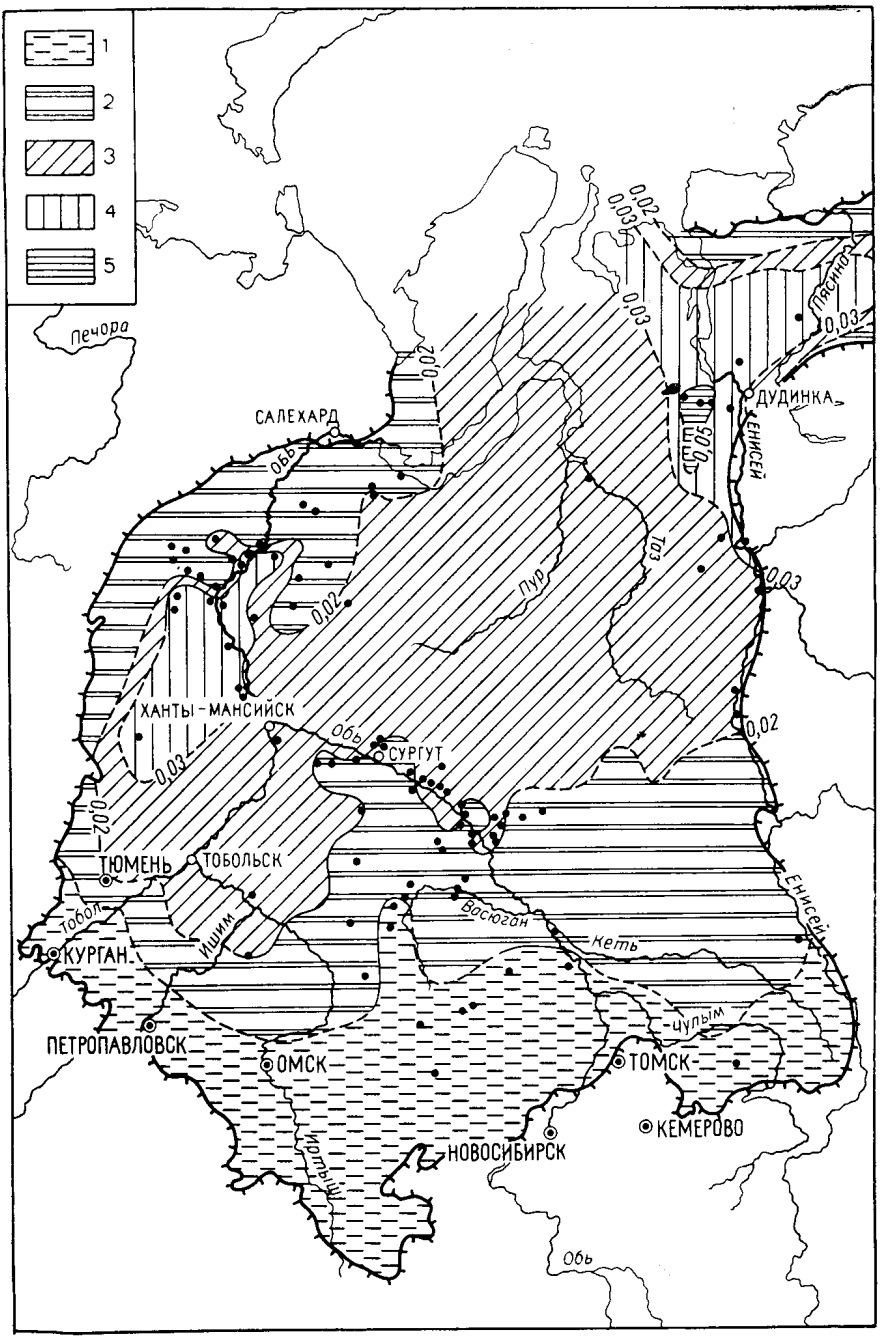


Рис. 42. Схема распределения хлороформенного битумоида в глинах готеривского и барремского ярусов. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, А. С. Фомичев, К. А. Шпильман

Содержание, %: *1* — меньше 0,01; *2* — 0,01—0,02; *3* — 0,02—0,03; *4* — 0,03—0,05; *5* — больше 0,05

(1969) — для Вилюйской синеклизы. Для ряда районов СССР увеличение битумоидного коэффициента с глубиной было показано С. Г. Неручевым [204]. Из числа зарубежных исследователей наиболее убедительные данные на этот счет опубликовали Филлипи [391], Луи и Тиссо [401].

Выше отмечалось, что если новообразование и первичная миграция битумоидов реально имеют место в природе, то содержание битумоидов в породах есть результирующая двух этих процессов.

Рассмотрим соотношение между количеством новообразованных в некоторой точке и эмигрирующих из нее битумоидов [58, 142]. Пусть в точке M, находящейся в момент времени t на глубине h, содержится N_h органического вещества, его битумоидный коэффициент равен β_h. За время Δt точка погрузится на глубину Δh. При этом произойдет новообразование битумоидов в количестве, пропорциональном первоначальному содержанию керогена в органическом веществе и величине погружения

$$\Delta b_{\text{н}} = k_{\text{н}} (1 - \beta) N \Delta h.$$

За это же время часть битумоидов эмигрирует

$$\Delta b_{\text{эм}} = k_{\text{эм}} \beta N \Delta h.$$

Если на глубине h в точке M было $b_h = \beta_h N_h$ битумоида, то на глубине $h + \Delta h$ его стало

$$b_h + \Delta b_{\text{н}} = \beta_h N_h + k_{\text{н}} (1 - \beta_h) N_h \Delta h - k_{\text{эм}} \beta_h N_h \Delta h.$$

Легко показать, что

$$\frac{d\beta}{dh} = k_{\text{н}} (1 - \beta_h) - k_{\text{эм}} \beta_h.$$

Из последнего выражения следует, что битумоидный коэффициент растет с глубиной, когда

$$\frac{d\beta}{dh} > 0, \quad k_{\text{н}} (1 - \beta_h) > k_{\text{эм}} \beta_h,$$

и падает, когда

$$\frac{d\beta}{dh} < 0, \quad k_{\text{н}} (1 - \beta_h) < k_{\text{эм}} \beta_h.$$

На некоторой небольшой глубине, когда ни новообразование, ни эмиграция битумоидов практически не протекают в однородном глинистом пласте, органическое вещество будет иметь средний битумоидный коэффициент β_h с дисперсией σ_{β_h}, обусловленной рассеянием значений β за счет процессов седиментации и диагенеза. При погружении пласта коэффициент $k_{\text{н}}$ будет для всех его частей примерно одинаков. И, наоборот, коэффициент $k_{\text{эм}}$ будет варьировать от очень малых величин в центральных частях мощных глинистых пластов до достаточно высоких в частях пластов, прилегающих к коллектору [142]. В интервале глубин, в которых в центральных частях пластов $k_{\text{н}} (1 - \beta) > k_{\text{эм}} \beta$, β_{max} с глубиной будет расти, а β_{min} оставаться постоянно очень низким, а в ряде случаев даже снижаться. Соответственно β и σ_β с глубиной будут увеличиваться. Понятно, что если даже для центральных частей пластов $k_{\text{н}} (1 - \beta) < k_{\text{эм}} \beta$, то в соответствующих интервалах глубин β и σ_β будут падать.

Эту динамичность состава органического вещества особенно важно учитывать при анализе превращений, которые претерпевают битумоиды [229].

Рассмотрим сначала изменение количества битумоидов в рассеянном органическом веществе (β_0) со снятым влиянием процессов первичной миграции (табл. 22). Методика таких построений описана ранее [142].

Таблица 22

Изменение битумоидного коэффициента (β_0) [1] и скорости его возрастания (a) с глубиной и метаморфизмом органического вещества (со снятым влиянием процессов эмиграции)

Метаморфизм	Глубина	Гумолиты $C_{орг} = 1—5\%$		Сапропелиты			
				$C_{орг} = 0{,}3—0{,}7\%$		$C_{орг} = 5—10\%$	
		β_0	a	β_0	a	β_0	a
Б	200	—	—	0,44	0,15	—	—
	500	—	—	0,78	0,15	—	—
	1000	—	—	1,40	0,15	0,98	0
	1250	0,98	0	1,58	0,20	1,00	0,13
	1500	0,98	0,15	2,19	0,25	1,60	0,60
Д	1600	1,10	0,20	2,42	0,30	2,21	0,62
	1700	1,41	0,40	2,71	0,30	2,88	0,65
	1800	1,87	0,55	3,03	0,35	3,58	0,70
	1900	2,46	0,70	3,53	0,55	4,26	0,71
	2000	3,21	0,85	4,23	0,80	4,98	0,75
	2100	4,15	0,90	4,99	0,82	5,76	0,80
	2200	5,19	1,00	5,80	0,85	6,59	0,80
Г	2300	6,27	1,05	6,70	0,90	7,33	0,75
	2400	7,42	2,15	7,73	0,98	8,06	0,70
	2500	8,50	1,20	8,34	0,70	8,70	0,60
	2600	9,82	1,00	9,30	0,68	9,30	0,55
	2700	10,21	0,82	9,63	0,60	9,85	0,30
	2800	11,05	0,63	9,94	—	10,03	0,15

[1] Имеется в виду количество битумоидов, входящих в состав масел, асфальтенов и смол; бензиновые и керосиновые фракции не учтены.

Из табл. 22 выясняются интересные особенности изменения количества битумоидов в рассеянном органическом веществе. Сапропелевое органическое вещество, захоронявшееся в восстановительной и резко восстановительной обстановках ($C_{орг} = 5—10\%$), обладает на всех стадиях катагенеза (до газовой стадии включительно) бóльшим изначальным битумоидным коэффициентом по сравнению с органическим веществом, захоронявшимся в обстановках сидеритовой и пирито-сидеритовой геохимических фаций ($C_{орг} = 0{,}3—0{,}7\%$), хотя содержание первого в породах в 10 раз больше.

В гумусовом и сапропелево-гумусовом органическом веществе битумоидный коэффициент на всех глубинах меньше, чем в сапропелевом, но в конце газовой стадии превосходит его. Факт этот, однако, требует проверки, так как в центральных и особенно в западных районах Западно-Сибирской плиты в отложениях тюменской свиты очень велика роль сапропелевого материала.

Ранее расчетами А. Э. Конторовича и Е. А. Рогозиной [151] было показано, что объяснить увеличение битумоидного коэффициента уменьшением

общей массы органического вещества в породах за счет образования и эмиграции воды и газообразных продуктов нельзя. В зоне катагенеза, бесспорно, имеет место новообразование продуктов. Динамику этого новообразования характеризует величина $a = d\beta_0/dh$. На средней буроугольной стадии этот параметр во всех типах органического вещества равен нулю. Раньше всего новообразование ощущается в сапропелевом органическом веществе, захоронявшемся в неблагоприятных условиях диагенеза. В конце буроугольной стадии этот процесс начинается в толщах с сапропелевым органическим веществом, относительно слабо измененным диагенезом, причем скорость новообразования сразу становится значительной. Позже всего он начинается в гумусовом органическом веществе. Максимальной скорости новообразование битумоидов достигает в сапропелевом органическом веществе (пиритовая и существенно пиритовая геохимические фации) в конце длиннопламенной стадии (глубина 2100—2200 м), затем в сапропелевом органическом веществе, существенно переработанном в диагенезе (сидеритовая и сидерито-пиритовая геохимические фации). В нем максимум приходится на начало газовой стадии (2200—2300 м). Позже всего максимум новообразования битумоидов достигается в гумусовом органическом веществе (середина газовой стадии, глубина 2400—2500 м).

Анализ истинных содержаний битумоидов в породах показывает, что сильное влияние на битуминозность органического вещества могут оказать процессы эмиграции углеводородов, если их скорость превысит скорость их новообразования. Рис. 43 подробно иллюстрирует это положение. Из него видно, что во всех толщах с глубиной средний битумоидный коэффициент и разброс значений β растут. Однако на определенных глубинах (они варьируют от 2400 до 3000 м), когда эмиграция углеводородов начинает преобладать над новообразованием, битумоидный коэффициент снижается. Исключением являются сапропелитовые глины баженовской свиты. В них вследствие затрудненности эмиграции углеводородов на изученных глубинах перегиб в значениях битумоидного коэффициента не фиксируется.

Возникает вопрос, как изменяется битуминозность органического вещества на стадиях катагенеза, превышающих газовую.

Для гумусового рассеянного органического вещества и гумусовых углей угленосных бассейнов юга Западной и Средней Сибири такое исследование проведено [144]. Было установлено, что в гумусовом рассеянном органическом веществе количество битумоидов под действием факторов катагенеза монотонно растет от 0,9—1,0% в начале длиннопламенной до 2,72% в середине газовой стадии, а затем снижается до 0,55% на антрацитовой стадии. Нисходящая ветвь этой кривой осложняется двумя менее значительными, чем первый, максимумами в середине жирной ($\beta \doteq 1{,}65\%$) и конце коксовой ($\beta = 1{,}42\%$) стадий. Легко видеть, что и первый максимум в значениях битумоидного коэффициента, и снижение последнего к концу газовой стадии полностью совпадает с аналогичной картиной, имеющей место в угленосных толщах Западно-Сибирской плиты. Отличием гумусового органического вещества этого региона является более высокий в среднем битумоидный коэффициент каждой из стадий, что, скорее всего, связано со значительной примесью сапропелевого материала.

Наличие нескольких максимумов на кривых изменения количества битумоидов в зоне катагенеза позволяет считать, что в катагенной истории органического вещества существует по крайней мере два этапа, когда эмиграция битумоидов начинает преобладать над новообразованием — в конце газовой и в конце жирной — начале коксовой стадий. Вместе с тем приведенные материалы показывают, что новообразование битумоидов в органическом веществе гумусовой

природы имеет место по крайней мере до конца коксовой стадии. Последний спад битумоидного коэффициента связан, скорее всего, с метаморфическими изменениями битумоида.

Интересные данные дает сравнение изменения парамагнитных свойств керогена рассеянного органического вещества и битумоидного коэффициента с ростом катагенетической превращенности [142, 143]. Максимум битумоидного коэффициента в гумусовом органическом веществе в середине газовой стадии

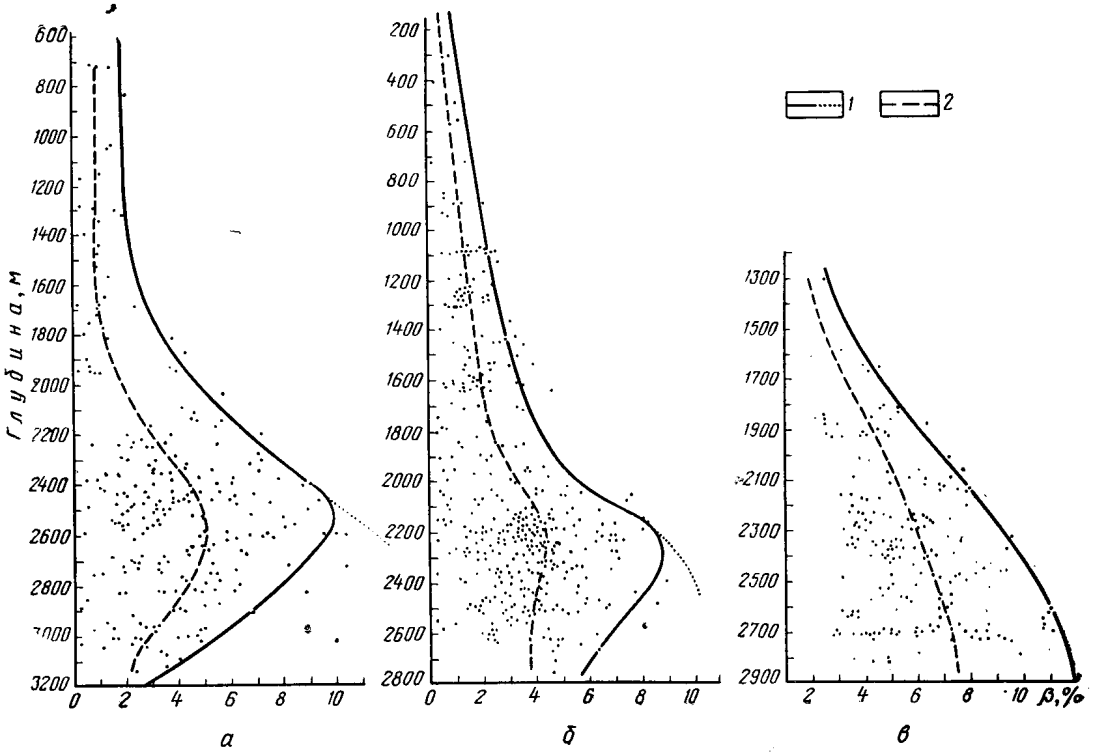


Рис. 43. Схема изменения битумоидного коэффициента в органическом веществе разных типов с глубиной:

1 — кривая максимальных значений; *2* — кривая медианных значений.
а — гумусовое РОВ; *б* — органическое вещество, сложенное микстинитом и микстинитоподобными микрокомпонентами; *в* — сапропелевое РОВ

и максимум количества парамагнитных центров в нем совпадают. Совпадает и минимум в конце газовой — начале жирной стадий. Однако следующие два максимума парамагнитных свойств — на коксовой и тощей стадиях совпадают с минимумами битумоидного коэффициента, т. е. картина меняется на обратную.

Смена параллельного хода кривых битумоидного коэффициента и количества парамагнитных центров в гумусовом органическом веществе в середине жирной стадии на зеркальный позволяет считать, что характер процессов новообразования битумоидов в конце жирной и на коксовой стадиях меняется.

Химический состав битумоидов в зоне катагенеза

Характер превращений, которые претерпевает органическое вещество в зоне катагенеза, состав новообразующихся продуктов, абсолютное количество отдельных классов соединений и соотношение между ними в очень сильной степени зависят от состава органического вещества, поступающего при погружении осадочной толщи из зоны диагенеза в зону катагенеза [147, 219]. Последний, как было показано выше, предопределяется палеоландшафтом бассейна седиментации (тип органического вещества) и средой диагенеза.

Средний состав битумоидов начала зоны мезокатагенеза в зависимости от исходного типа органического вещества и условий его захоронения приведен в табл. 23. В толщах, богатых органическим веществом, где оно относительно слабо переработано диагенезом, различия между битумоидами сапропелевого и гумусового органического вещества проступают вполне отчетливо. Сапропелевое органическое вещество значительно богаче алифатическими фракциями битумоидов при примерно равном количестве углеводородов нафтеново-ароматических. Вследствие этого соотношение (Me — Nn)/(Nn — Ar) в первых порядках 1,5, а во вторых — меньше 1,0. В сапропелевом органическом веществе несколько больше, чем в гумусовом, смол, но значительно меньше асфальтенов. Поэтому сапропелевое и гумусовое органическое вещество резко различаются по отношению асфальтенов и смол. Оно равно 4—6 и 1,0—1,5 соответственно.

В осадках, бедных органическим веществом, где бóльшая его часть подвергается анаэробному разложению, количество нафтеново-ароматических углеводородов в единице массы органического вещества уменьшается быстрее, чем метаново-нафтеновых. Первых к началу мезокатагенеза меньше более чем в 4 раза, а вторых — всего примерно в 2 раза. Соответственно соотношение (Me — Nn)/(Nn — Ar), как это следует и из рассмотренных выше данных по диагенетическим превращениям органического вещества, увеличивается примерно до трех.

Таблица 23

Групповой и углеводородный составы органического вещества (в % на органическое вещество) в верхних горизонтах зоны мезокатагенеза (60—70° С) Западно-Сибирской плиты

Тип органического вещества	Геохимическая фация	Углеводороды		$\frac{Me-Nn}{Nn-Ar}$	Смолы	Асфальтены	Смолы	$C_{орг}$, % на породу
		Me—Nn	Nn—Ar				Асфальтены	
Сапропелевый	Пиритовая	1,30	0,90	1,5	2,10	0,41	5,1	5—7
	Сидеритовая, пирито-сидеритовая	0,60	0,20	3,0	0,75	0,43	1,7	0,5—0,7
Сапропелево-гумусовый Гумусовый	Существенно сидеритовая	0,65	0,80	0,80	1,30	1,12	1,1	3—5

В части асфальтово-смолистых компонентов картина обратная. В сапропелевом органическом веществе толщ, бедных органическим углеродом к началу мезокатагенеза, асфальтенов содержится примерно столько же, а смол — в 2—3 раза меньше, чем в богатых органическим веществом толщах. Поэтому отношение смол к асфальтенам в морских отложениях сидеритовой геохимической фации много ниже, чем в осадках, накапливавшихся в пиритовой и существенно пиритовой геохимических фациях (см. табл. 23).

Рассмотрим закономерности преобразования всех этих фракций органического вещества в зоне катагенеза.

Углеводороды масляных фракций

Алканы и циклоалканы. Изменение количества и состава насыщенных углеводородов органического вещества в зоне катагенеза изучено весьма подробно [25, 73, 95, 209, 229].

В сапропелевом рассеянном органическом веществе на Западно-Сибирской плите с глубиной их количество растет от 0,5—1,0% на глубине около 1700 м до 0,5—4,0% на глубине 2000—2700 м (рис. 44). Показательно, что минимальные значения с глубиной меняются мало, а максимальные и медианные достаточно быстро растут до глубины порядка 2500 м и затем также меняются мало. Зависимость от температуры более сложная (см. рис. 44). Максимальное содержание алканов и циклоалканов в органическом веществе имеет место при температурах 70—72 и 94—100° С. При более высоких и более низких температурах, а также, что особенно интересно, при температуре 84—90° С содержание насыщенных углеводородов в сапропелевом органическом веществе снижается.

В гумусовом органическом веществе, так же как и в сапропелевом, в условиях Западно-Сибирской плиты установлены два максимума на кривой зависимости содержания метано-нафтеновых углеводородов от температуры — при температурах 76—78 и 102—106° С (рис. 45). При рассмотрении зависимости их содержания от глубины выявляется лишь один максимум — на глубинах 2300—2500 м.

Изучение рассеянного органического вещества угленосных толщ юга Западной и Средней Сибири показало, что наряду с первым четко выраженным максимумом содержания насыщенных углеводородов в органическом веществе на газовой стадии катагенеза имеется и второй, правда, значительно меньший — на коксовой стадии [143].

Уменьшение роли алифатических углеводородов в органическом веществе в конце газовой и на коксовой стадиях катагенеза, бесспорно, связано с преобладанием в термодинамических условиях этих зон эмиграции насыщенных углеводородов над их новообразованием. Нельзя исключить, что минимум их концентрации при температурах 84—90° С также не случаен, а объясняется действием тех же механизмов.

Рассмотрим состав углеводородов более подробно. Состав н-алканов сапропелевого органического вещества изучен на примере глин баженовской свиты. Органическое вещество в них метаморфизовано до длиннопламенной и газовой стадий. В масляной фракции битумоидов этой толщи количество н-алканов варьирует от 3,1 до 7,0% на сумму насыщенных углеводородов, среднее — 5,3%. Общее количество твердых углеводородов в этих фракциях также невелико — 3,4% в среднем. В н-алканах этих толщ преобладают углеводороды с длиной цепи C_{18} — C_{19} (рис. 46), а отношение нечетных углеводородов к четным близко к 1,0 и варьирует от 0,91 до 1,06. Сапропелевое органическое

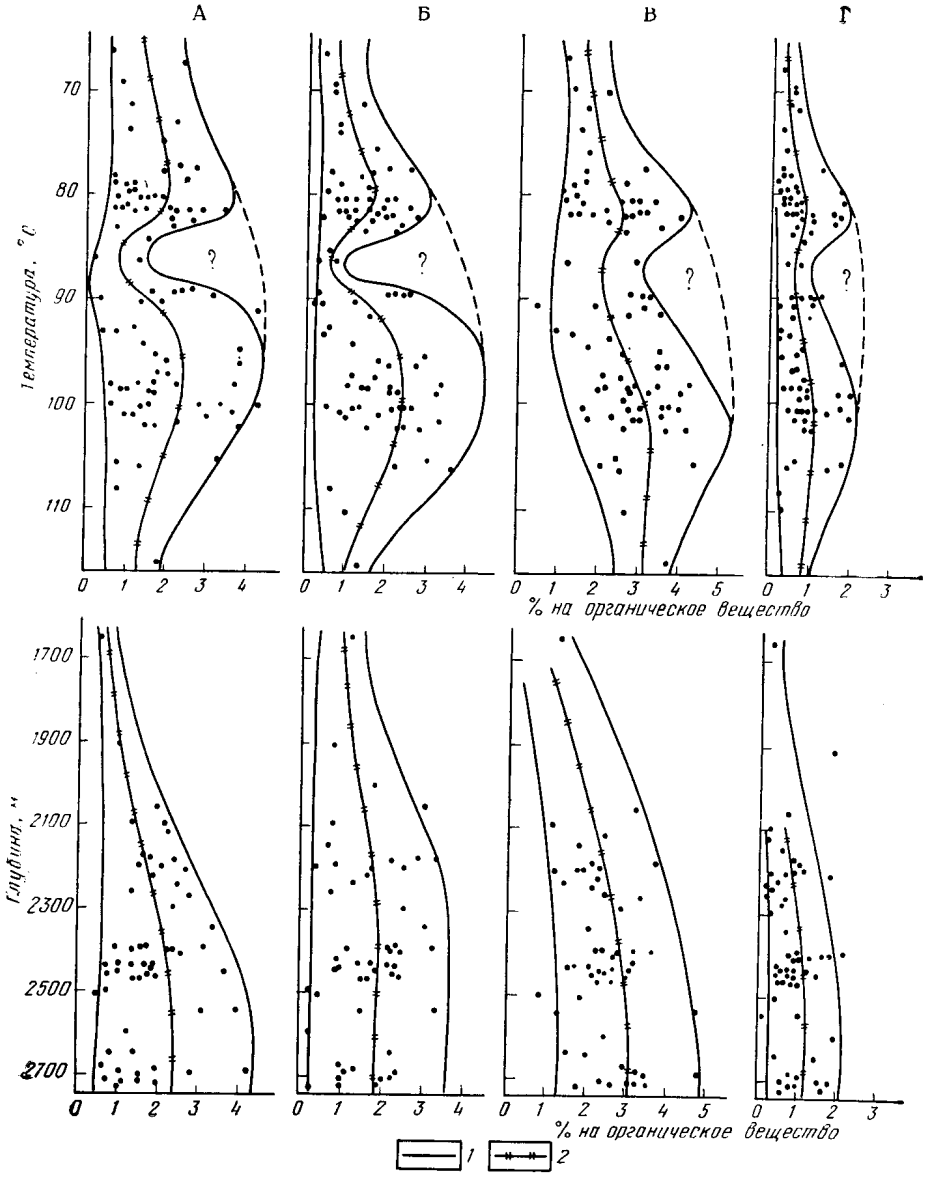


Рис. 44. Изменение углеводородного и группового составов сапропелевого рассеянного органического вещества в зоне катагенеза:

А — метаново-нафтеновые углеводороды; *Б* — нафтеново-ароматические углеводороды; *В* — смолы, *Г* — асфальтены.
1 — линии минимальных и максимальных значений; *2* — линии медианных значений

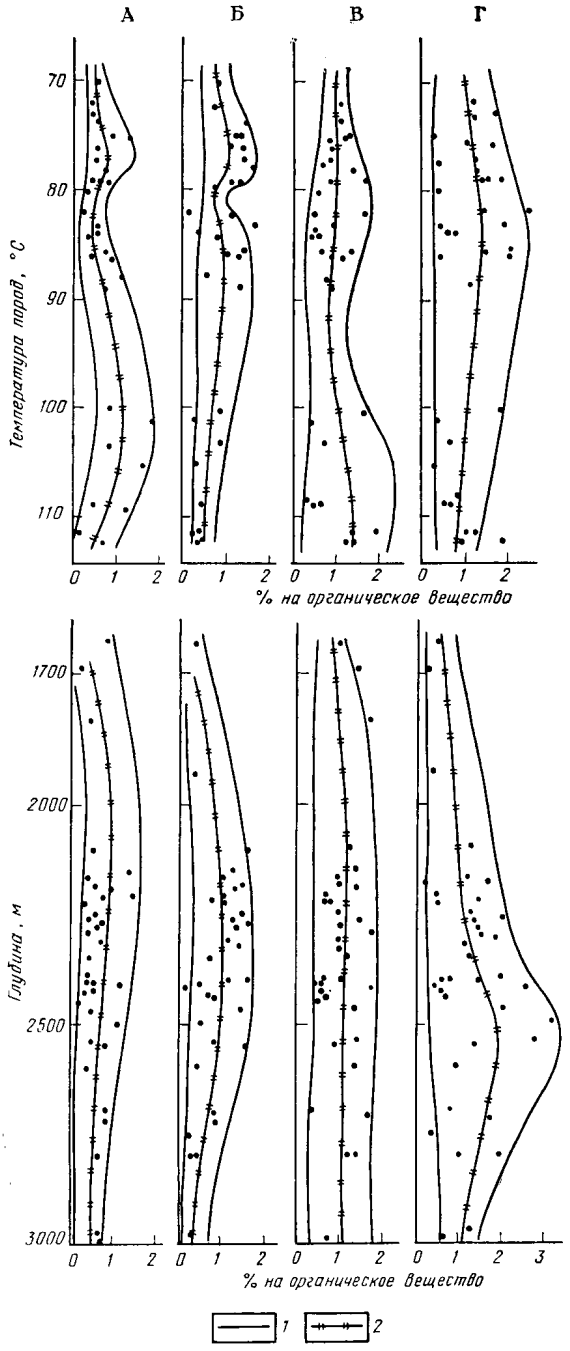


Рис. 45. Изменение углеводородного и группового составов гумусового рассеянного органического вещества в зоне катагенеза:

А — метаново-нафтеновые углеводороды; *Б* — нафтеново-ароматические углеводороды; *В*—смолы; *Г*—асфальтены. *1* — линии минимальных и максимальных значений, *2* — линии медианных значений

вещество ранних стадий катагенеза изучено на примере пресноводных сапропелитов и гумито-сапропелитов Иркутского угольного бассейна. В них содержится от 15 до 45% метаново-нафтеновых углеводородов. В составе н-алканов на переходной от буроугольной к длиннопламенной и в начале длиннопламенной стадии катагенеза в сапропелевом органическом веществе нечетные н-алканы резко преобладают над четными. Коэффициент нечетности в них варьирует от 1,3 до 1,5. В максимальных концентрациях содержатся алканы C_{21}, C_{23}.

Факт преобладания нечетных н-алканов над четными в современных осадках и породах, находящихся в зоне протокатагенеза, хорошо известен [30, 44, 382, 390, 391]. Подтверждается он и на сибирских, в частности западносибирских материалах.

В гумусовом рассеянном органическом веществе н-алканов больше — от 9 до 45% на метаново-нафтеновую фракцию масел. Количество их по разрезу неодинаково: в составе холодного хлороформенного экстракта в начале длиннопламенной стадии — порядка 0,04—0,05% на органическое вещество, на бо́льших глубинах оно несколько снижается, а затем, начиная с середины длиннопламенной стадии, растет, достигая к середине газовой стадии 0,06%. Далее к середине коксовой стадии оно снижается до 0,01% на органическое вещество и в дальнейшем остается на этом уровне, лишь незначительно возрастая в конце коксовой стадии катагенеза [143, 219].

Имеющиеся данные показывают, что не остается неизменным и состав н-алканов. В начале длиннопламенной стадии катагенеза в них, как и в сапропелевом

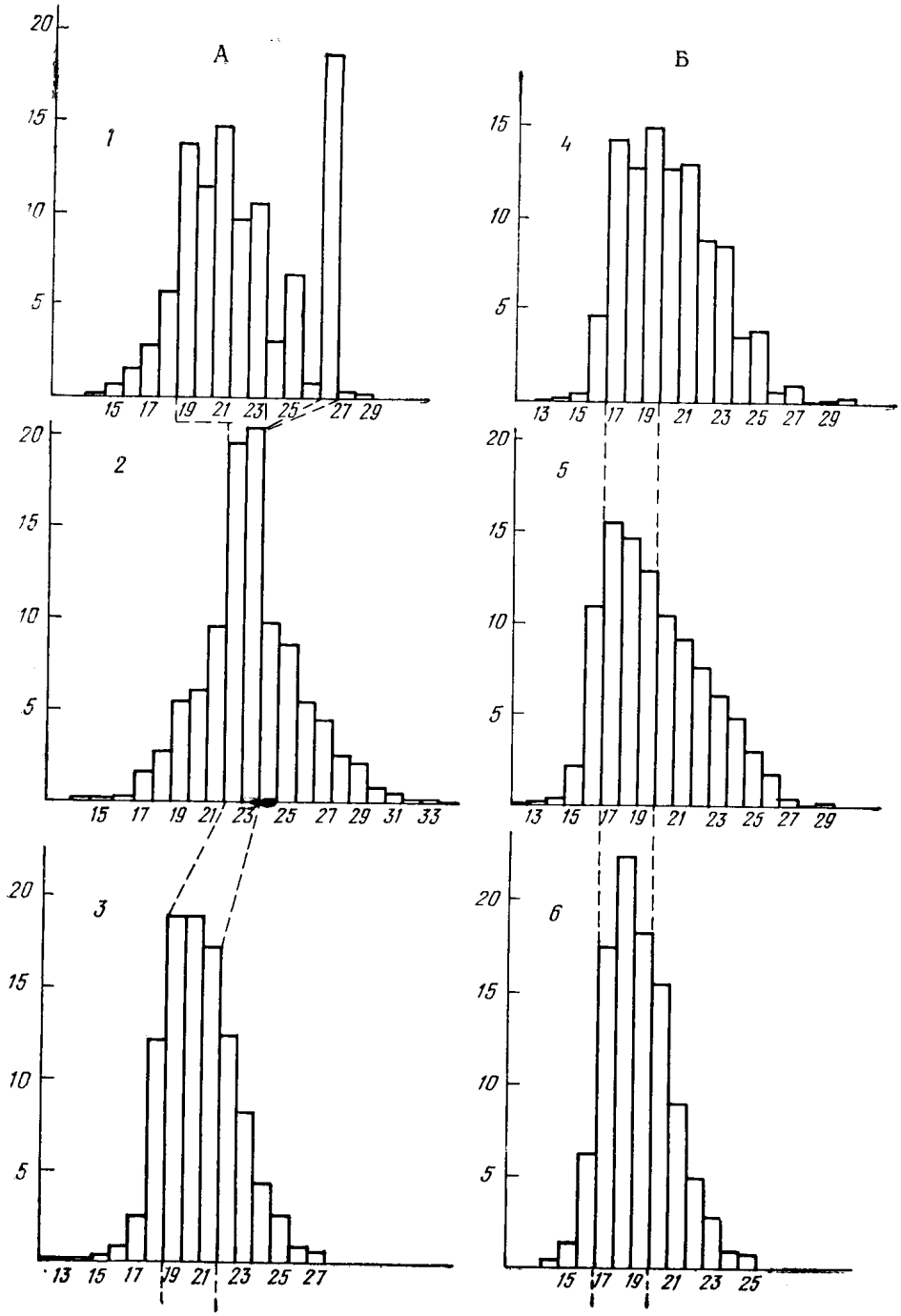


Рис. 46. Нормальные алканы гумусового (*А*) и сапропелевого (*Б*) РОВ в зоне катагенеза

Стадии метаморфизма: *1*, *4* — переходная от буроугольной к длиннопламенной; *2*, *5* — длиннопламенная; *3*, *6* — газовая

органическом веществе, преобладают углеводороды с нечетным числом атомов углерода в цепи. Коэффициент нечетности в этой части зоны катагенеза порядка 4,5. К газовой стадии катагенеза соотношение нечетных и четных н-алканов в гумусовом рассеянном органическом веществе выравнивается и далее остается на уровне 0,92—1,13. Одновременно увеличивается в составе н-алканов роль углеводородов с короткой длиной цепи (C_{16} — C_{20}).

При сходстве общих тенденций в изменении состава н-алканов в гумусовом и сапропелевом рассеянном органическом веществе имеются и явные отличия. Главное из них — различие в длине цепи углеводородов, встречающихся в максимальных концентрациях. Если в сапропелевом органическом веществе максимум в середине зоны катагенеза (стадии ДГ, Г, Ж) приходится на углеводороды C_{18}, C_{19}, реже C_{20}, C_{21} (см. рис. 46), то в гумусовом рассеянном органическом веществе он приходится, как правило, на углеводороды C_{21} — C_{23}, C_{22} — C_{24} и даже C_{24} — C_{26} и C_{27}.

Состав изо- и циклоалканов рассеянного органического вещества изучен менее обстоятельно. В сапропелевом органическом веществе их больше всего на газовой стадии катагенеза. Сведений об органическом веществе этого типа, метаморфизованном более чем до переходной от газовой к жирной стадии, пока нет.

В 1966—1967 гг. Л. И. Богородская и А. Э. Конторович, изучая состав этих фракций в битумоидах из богатых сапропелевым органическим веществом глин баженовской свиты, показали, что на длиннопламенной и газовой стадиях катагенеза изо-циклоалканы обладают значительной цикличностью. Доля углерода в нафтеновых структурах равна 51,3% (размах выборки от 38 до 72%). Содержание нафтеновых колец на одну молекулу меняется от 1,3 до 2,8, среднее — 1,8. Число атомов углерода в нафтеновых кольцах в средней молекуле колеблется от 7,8 до 14,3, а число атомов углерода на одно нафтеновое кольцо — от 5,3 до 5,9 и в среднем составляет 5,6. В парафиновых цепях содержится от 5,4 до 14,7 атомов углерода, среднее — 10,0 [25, 219].

С глубиной состав депарафинизированной метаново-нафтеновой фракции претерпевает направленные изменения (рис. 47). В ней весовой процент атомов углерода уменьшается в нафтеновых и увеличивается в алифатических структурах, одновременно уменьшается число атомов углерода, входящих в состав нафтеновых колец в молекуле, и увеличивается (правда, медленно) число атомов углерода в одном нафтеновом кольце. Не остается неизменным и состав алифатических структур: среднее число атомов в парафиновых структурах с глубиной возрастает (табл. 24).

Такая схема превращений фракции изо-циклоалканов подтверждается и данными инфракрасной спектроскопии. По данным Л. Ф. Липницкой и В. М. Мельниковой (табл. 25), в сапропелевом органическом веществе в интервале катагенных изменений от буроугольной до газовой стадии во фракции изо-циклоалканов количество метильных групп (CH_3) и соотношение в них изолированных и геминальных меняется мало. Изолированных метильных групп примерно в 4 раза больше, чем геминальных. Весовой процент метиленовых групп в алифатических цепях $(CH_2)_{Me}$ с ростом катагенетической превращенности органического вещества увеличивается от 28,5% в среднем в конце буроугольной до 35% на газовой стадии.

Количество метиленовых групп в цикланових кольцах с начала до конца длиннопламенной стадии убывает, а затем на газовой стадии вновь увеличивается. Однако для расшифровки поведения нафтенов в зоне катагенеза этих данных недостаточно. Нужна информация о концентрации метильных (CH)

групп и полностью замещенных (С) атомов углерода. Вследствие слабой разветвленности изоалканов эти группы в основном входят в конденсированные нафтеновые структуры. Из табл. 25 видно, что с ростом катагенетических превращений органического вещества до газовой стадии количество С- и СН-групп во фракциях изо-циклоалканов битумоидов непрерывно убывает. Это означает, что при повышенной роли нафтеновых структур в изо-циклоалканах битумоидов зоны

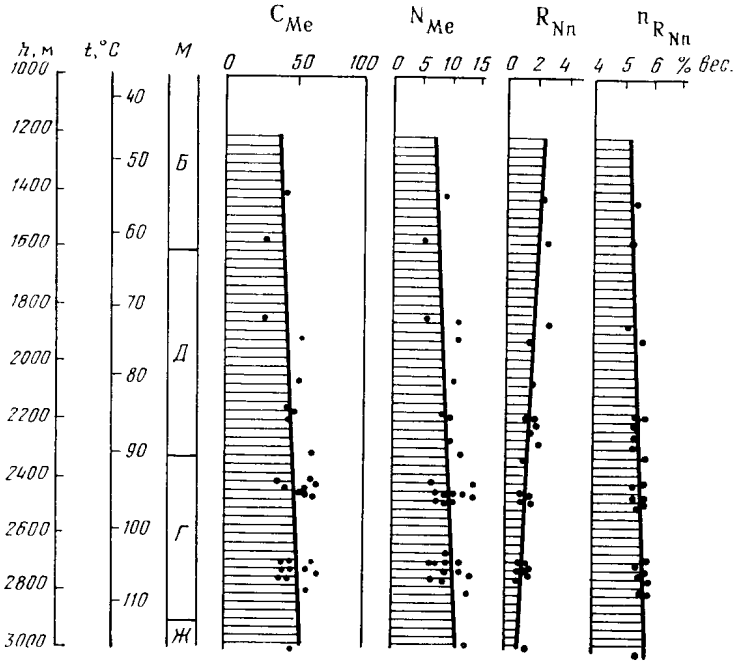


Рис. 47. Изменение структурно-кольцевого состава изоалифатических и нафтеновых углеводородов (температура кипения выше 300 °С) сапропелевого РОВ в зоне катагенеза [219]

протокатагенеза в них одновременно преобладают конденсированные нафтеновые структуры.

Г. Ф. Григорьева, А. В. Рыльков и другие установили, что аналогичные закономерности имеют место и в толщах, бедных органическим веществом [73]. Так, в отложениях алымской, вартовской и мегионской свит на Сургутском своде, в которых органическое вещество находится на буроугольной и переходной от буроугольной к длиннопламенной стадиях катагенеза, в составе фракций изо-циклоалканов на долю углерода в нафтеновых структурах приходится 45—75% от общего его количества во фракции, причем на молекулу приходится 1,5—2,0 нафтеновых колец. Для сравнения укажем, что на той же стадии катагенеза во фракции изо-циклоалканов из битумоидов баженовской свиты в нафтеновые структуры входит примерно 60% углерода и на среднюю молекулу приходится два нафтеновых кольца.

Резкое преобладание нафтеновых углеводородов над изоалифатическими на начальных стадиях катагенеза в составе высокомолекулярных углеводородов рассеянного органического вещества хорошо согласуется с аналогичной закономерностью в современных осадках. Так, по данным Г. Т. Филиппи [39],

Таблица 24

Корреляционно-регрессивные связи углеводородного состава масляной фракции битумоидов с глубиной погружения [219]

Параметр	Сапропелево-гумусовое ОВ		Сапропелевое ОВ	
	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии
Содержание метаново-нафтеновых углеводородов, % на углеводороды	—0,11 (21) ****	—	—0,36 (40) *	97,3—0,0186 h
Содержание твердых углеводородов, % на углеводороды	—0,40 (22) **	—	—0,14 (39) ****	—
Весовой % атомов углерода в нафтеновых кольцах	—0,78 (19) ***	109,1—0,024 h	—0,38 (36) **	74,2—0,0096 h
Число нафтеновых колец на молекулу	—0,81 (19) ***	4,2—0,001 h	—0,36 (36) **	2,7—0,0004 h
Число атомов углерода в кольцах на молекулу	—0,72 (19) ***	20,7—0,0044 h	—0,39 (36) **	14,7—0,0018 h
Число атомов углерода на нафтеновое кольцо	+0,69 (19) ***	3,9+0,0007 h	+0,38 (36) **	4,7+0,0003 h
Число атомов углерода в парафиновых цепях	+0,69 (19) ***	—2,6+0,0054 h	+0,34 (36) **	3,9+0,0025 h
Сумма полициклических ароматических колец в ароматической фракции, % вес.	—0,68 (9) *	83,3—0,019 h	—0,82 (14) **	97,8—0,03 h

* Корреляционная связь существует с вероятностью не ниже 0,90.
** Корреляционная связь существует с вероятностью не ниже 0,95.
*** Корреляционная связь существует с вероятностью не ниже 0,99.
**** При уровне значимости 0,1 корреляционная связь отсутствует.

Таблица 25

Структурный состав изо- и циклоалканов битумоидов сапропелевого органического вещества Западно-Сибирской плиты (фракция выше 350° С)

Стадия метаморфизма	CH_3	$\frac{(CH_3)_{изолир}}{(CH_3)_{гемин}}$	$(CH_2)_{Me}$	$\frac{(CH_2)_{n\geqslant 6}}{(CH_2)_{n<6}}$	$(CH_2)_{Nn}$	С и СН
БД	$\frac{23,2—23,7}{23,4}$	$\frac{3,8—4,0}{3,9}$	$\frac{26,2—30,9}{28,5}$	$\frac{3,1—3,2}{3,1}$	$\frac{20,7—21,6}{21,1}$	$\frac{25,2—28,5}{26,8}$
Д	$\frac{22,6—24,0}{23,1}$	$\frac{3,0—4,4}{3,8}$	$\frac{27,6—41,9}{32,7}$	$\frac{1,8—5,3}{3,1}$	$\frac{14,2—26,6}{20,9}$	$\frac{20,6—28,4}{23,1}$
ДГ	$\frac{19,6—24,7}{22,0}$	$\frac{3,6—4,4}{3,9}$	$\frac{28,5—38,6}{32,9}$	$\frac{1,9—4,5}{3,8}$	$\frac{10,6—23,0}{18,6}$	$\frac{23,4—28,1}{22,5}$
Г	23,6	3,9	35,1	2,3	23,0	19,3

Примечание. В числителе — пределы изменения величин, в знаменателе — среднее значение.

изоалифатические и нафтеновые углеводороды современных осадков содержат всего от 6 до 30% изоалифатических углеводородов во фракции, кипящей в интервале температур 325—370° С, от 1 до 14% — во фракции, кипящей при 370—420° С, и от 2 до 16% — во фракции, кипящей при 420—470° С. Этим исследователем детально изучены пять образцов: три из нормально-морских осадков, один из прибрежной солоноватоводной лагуны и один из дельты Миссисипи. К сожалению, данные об исходном органическом веществе образцов

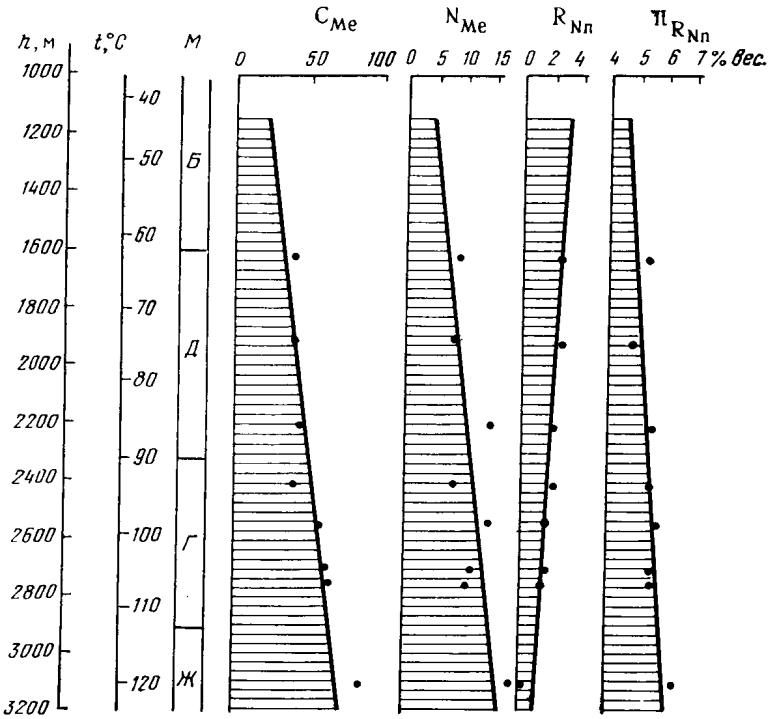


Рис. 48. Изменение структурно-кольцевого состава изоалифатических и нафтеновых углеводородов (температура кипения 300 °С) гумусового РОВ в зоне катагенеза [219]

не приводятся. Можно предполагать, однако, что по крайней мере в морских осадках преобладает сапропелевое органическое вещество.

Аналогичные превращения претерпевают изо-циклоалканы и в гумусовом органическом веществе [25, 219], причем на ранних стадиях метаморфизма (глубины 1200—1500 м) рассеянное органическое вещество гумусовой природы содержит в составе изо- и циклоалканов больше нафтеновых структур, большее число нафтеновых колец в одной молекуле и меньшее количество атомов в алифатических структурах, чем сапропелевое. С ростом метаморфизма органического вещества картина, однако, резко меняется (рис. 48). В зоне катагенеза при превращениях органического вещества от длиннопламенной до газовой стадии уменьшение роли циклоалкановых структур в гумусовом органическом веществе происходит быстрее, чем в сапропелевом. В результате на глубинах 2500—3000 м в составе высокомолекулярных изо- и циклоалканов

из гумусового органического вещества резко преобладают алифатические структуры, в то время как в сапропелевом органическом веществе роль нафтеновых структур по-прежнему остается значительной.

Таким образом, содержание насыщенных углеводородов в рассеянном органическом веществе не остается постоянным в ходе его катагенных превращений. Больше всего их на газовой и в конце жирной — начале коксовой стадии. При вариациях количества насыщенных углеводородов одни их характеристики меняются также циклично, другие монотонно, однонаправленно. В н-алканах уменьшается от 4—5 примерно до единицы соотношение углеводородов с нечетным и четным числом атомов в цепи, возрастает количество углеводородов с короткой цепью. Первая из этих закономерностей хорошо изучена многими зарубежными исследователями [30, 31, 36, 327, 367, 386, 391 и др.], вторая ранее, насколько нам известно, не отмечалась, хотя из общих теоретических соображений ее следовало предполагать.

Имеющиеся недостаточно уверенные данные позволяют считать, что роль циклоалканов, в частности полиядерных, снижаясь от буроугольной стадии к газовой, в конце жирной стадии вновь несколько возрастает [229].

Важно подчеркнуть, что зоны осадочного разреза, с которыми связано увеличение содержания алканов и циклоалканов в органическом веществе, совпадают с зонами увеличения общего количества битумоидов, с зонами перестройки состава керогена.

Составы насыщенных углеводородов сапропелевого и гумусового рассеянного органического вещества достаточно сильно различаются. В первых много меньше н-алканов, причем до газовой стадии включительно в наибольших концентрациях встречаются углеводороды C_{18} — C_{19}, в гумусовом органическом веществе в составе насыщенных углеводородов н-алканов значительно больше, а в максимальных концентрациях, по крайней мере до газовой стадии включительно, встречаются углеводороды C_{21} — C_{24}.

Это находится в соответствии с известными в биохимии данными, что в составе наземной растительности выше концентрация алканов и насыщенных жирных кислот, а средняя длина их цепи несколько выше [237, 388].

В составе циклоалканов гумусового органического вещества на ранних стадиях катагенеза полиядерных структур много больше, чем в сапропелевом, но в ходе катагенных превращений их алифатизация происходит быстрее.

Новообразование значительного количества нафтеновых углеводородов при катагенезе гумусового органического вещества показывает, что при захоронении в его состав входят в значительных количествах липидные и липоидные компоненты, в частности жирные кислоты.

Арены. Схема изменения количества нафтеново-ароматических углеводородов в сапропелевом и гумусовом органическом веществе Западно-Сибирской плиты в зоне начального катагенеза подобна таковой для насыщенных углеводородов (см. рис. 44, 45) — до середины газовой стадии углефикации их количество растет, а затем к началу позднего мезокатагенеза снижается. Одновременно уменьшается количество конденсированных ароматических структур. Особенно отчетливо это фиксируется в интервале от 80 до 100° С.

На фоне этих изменений состава нафтеново-ароматической фракции углеводородов гумусового органического вещества отчетливо фиксируется в мезокатагенезе возрастание в них конденсированных ароматических структур [229]. В гумусовом рассеянном органическом веществе увеличивается среднее число ароматических колец в молекуле нафтеново-ароматических углеводородов от 1—2 до 3—4. Одновременно уменьшается гибридность молекул — доля угле-

рода в нафтеновых кольцах убывает с некоторыми флуктуациями от 30—35 до 10—15%, а на тощей стадии даже до 2—5%. При этом уменьшается и степень замещенности ароматических углеводородов. Количество углерода в алифатических структурах уменьшается от 30—35 до 2—6% [25, 156, 229, 255].

Рассмотрим более подробно некоторые черты геохимии полиядерных аренов.

Данные о среднем содержании полиядерных ароматических углеводородов и некоторых простейших конденсированных ядер в нафтеново-ароматических фракциях рассеянного органического вещества приведены в табл. 26. Из нее видно, что в составе рассеянного органического вещества присутствует большое число ката-аннеллированных и периконденсированных полиядерных ароматических углеводородов. Из числа первых это углеводороды с двумя линейно-аннеллированными бензольными кольцами — нафталин и его алкилгомологи, фенантрен и его алкилгомологи, хризен и его алкилгомологи, углеводороды с тремя линейно-аннеллированными кольцами: антрацен и его алкилгомологи, 1,2-бензантрацен и 1,2,5,6-дибензантрацен. Из числа периконденсированных углеводородов в составе рассеянного органического вещества идентифицированы углеводороды ряда дифенила (дифенил), пирена (пирен и его алкилгомологи, 1,2-бензпирен, 3,4-бензпирен), перилена (перилен, 1,12-бензперилен, коронен).

Из числа ката-аннеллированных в составе рассеянного органического вещества преобладают углеводороды с двумя линейно-аннеллированными кольцами. По среднему содержанию в гумусовом и сапропелево-гумусовом органи-

Таблица 26

Среднее содержание полиядерных ароматических углеводородов в нафтеново-ароматической фракции рассеянного органического вещества [229]

Порода	Тип органического вещества	Содержание ароматических ядер, %					отдельных углеводородов, баллы								
		нафталино-вые	фенантрено-вые	антраценo-вые	хризеновые	пиреновые	дифенил	1,2-бенз-антрацен	1,2,5,6-ди-бензантра-цен	1,2-бенз-пирен	3,4-бенз-пирен	перилен	1,12-бензпе-рилен	коронен	неидентифи-цированный углеводород (н. у.)
Аргиллит	Сапропелевое	10,69	8,53	1,39 *	Не опр.	Не опр.	0,36	2,36 *	0,68	4,00	2,41 *	1,41	2,91 *	2,27	0,23 *
Аргиллит	Гумусовое, сапропелево-гумусовое	11,54	7,81 **	6,60 **	11,33	4,83	0,56	2,50	2,13 **	3,69	3,56	2,25	4,44 **	3,13 **	0,81
Песчаник и алевролит	Гумусовое	12,60	14,50	1,90	Не опр.	Не опр.	0,60	1,70	0,30	3,10	2,80	1,20	2,30	1,20	0,20

* Средние содержания углеводородов в аргиллитах с сапропелевым и гумусовым органическим веществом значимо различимы.
** Средние содержания углеводородов в глинистых и песчано-алевритовых породах с гумусовым органическим веществом значимо различимы.

ческом веществе они располагаются в ряд: C_{Ar} нафталиновые $\cong C_{Ar}$ хризеновые $> C_{Ar}$ фенантреновые $> C_{Ar}$ антраценовые.

В сапропелевом органическом веществе хризеновые ядра в нафтеново-ароматической фракции на завершенной стадии исследования не определялись. Однако общая тенденция в нем та же, причем выражена она даже более четко: C_{Ar} нафталиновые $> C_{Ar}$ фенантреновые $\gg C_{Ar}$ антраценовые. Периконденсированных полиядерных ароматических углеводородов в составе рассеянного органического вещества значительно меньше, чем линейно-аннеллированных.

В битумоидах из аргиллитов отчетливо фиксируется различие в составе ароматических углеводородов в зависимости от генетического типа рассеянного в них органического вещества. Ароматические углеводороды сапропелевого органического вещества, фоссилизированного в морских относительно глубоководных осадках, содержат почти в 5 раз меньше антраценовых ядер, в них значительно меньше 1,2,5,6-дибензантрацена, 3,4-бензпирена, углеводородов ряда перилена (перилен, 1,12-бензперилен, коронен).

Ароматические углеводороды гумусового органического вещества в глинистых и песчано-алевритовых породах существенно различаются между собой. Последние содержат больше фенантрена и его гомологов, но обеднены углеводородами с антраценовыми ядрами, 1,2,5,6-дибензантраценом, 1,12-бензпериленом, короненом и приближаются по содержанию большинства полиядерных ароматических углеводородов к сапропелевому органическому веществу аргиллитов.

Значительный интерес представляет характер корреляционных связей между отдельными полиядерными ароматическими углеводородами и группами углеводородов.

В сапропелевом органическом веществе значимых корреляционных связей ($r \neq 0$ при $r > 0{,}40$ с доверительной вероятностью 0,95 и $r > 0{,}34$ с доверительной вероятностью 0,90) относительно немного: 1,2-бензантрацен связан положительно с 1,2-бензпиреном; перилен связан положительно с 3,4-бензпиреном и 1,2,5,6-дибензантраценом; 1,12-бензперилен — с короненом. Из других зависимостей интересно отметить сильные положительные корреляционные связи между би- и трициклическими ароматическими углеводородами ($r_{нф} = 0{,}66$; $r_{на} = 0{,}59$; $r_{фа} = 0{,}71$), а также положительную связь 3,4-бензпирена с концентрацией в нафтеново-ароматической фракции фенантреновых ($r = 0{,}39$) и антраценовых ($r = 0{,}35$) ядер.

В ароматическом веществе гумусовой природы количество корреляционных связей между отдельными углеводородами значительно больше (рис. 49). Пирен и его алкилгомологи накапливаются в углеводородной фракции рассеянного органического вещества гумусового типа вместе с 1,2-бензпиреном ($r = 0{,}51$) и короненом ($r = 0{,}41$). Параллельно с 1,2-бензпиреном в органическом веществе этого типа накапливается 1,12-бензперилен ($r = 0{,}57$). Связь перилена с пиреном и 3,4-бензпиреном характеризуется коэффициентами корреляции 0,67 и 0,56 соответственно. Для ароматических углеводородов органического вещества этого типа характерна также сильная корреляционная связь дифенила с 1,12-бензпериленом ($r = 0{,}57$).

Для органического вещества, генетически связанного с высшей наземной растительностью, характерны сильные корреляционные связи углеводородов с антраценовыми ядрами с хризеновыми ($r = 0{,}55$) и пиреновыми ($r = 0{,}54$) углеводородами.

Состав полиядерных ароматических углеводородов в нафтеново-ароматической фракции в сильной степени контролируется составом и количеством всего

битумоида. Так, в сапропелевом органическом веществе с ростом битумоидного коэффициента уменьшается количество 1,2-бензантрацена ($r = -0{,}54$), с ростом количества углеводородов в битумоиде падает содержание 1,2,5,6-дибензантрацена ($r = -0{,}56$), оба эти углеводорода положительно связаны со смолистыми соединениями ($r = 0{,}34$ и $r = 0{,}56$ соответственно). Параллельно с асфальтенами в битумоиде в нафтеново-ароматической фракции накапливаются нафталиновые ($r = 0{,}49$), фенантреновые ($r = 0{,}53$) и антраценовые ($r = 0{,}47$) углеводороды, перилен ($r = 0{,}38$), 3,4-бензпирен ($r = 0{,}42$).

В гумусовом органическом веществе с ростом битумоидного коэффициента уменьшается доля в нафтеново-ароматической фракции пиреновых углеводородов ($r = -0{,}56$) перилена ($r = -0{,}55$), 1,12-бензперилена ($r = -0{,}43$), 1,2-бензпирена ($r = -0{,}73$), 1,2-бензантрацена ($r = -0{,}67$), 1,2,5,6-дибензантрацена ($r = -0{,}50$). По мере возрастания доли ароматических углеводородов в битумоиде одновременно растет и степень их конденсированности. В составе нафтеново-ароматической фракции растет количество антраценовых ($r = 0{,}50$) и пиреновых ($r = 0{,}51$) углеводородов, перилена ($r = 0{,}45$), 1,2-бензпирена ($r = 0{,}46$), 1,2,5,6-дибензантрацена ($r = 0{,}49$).

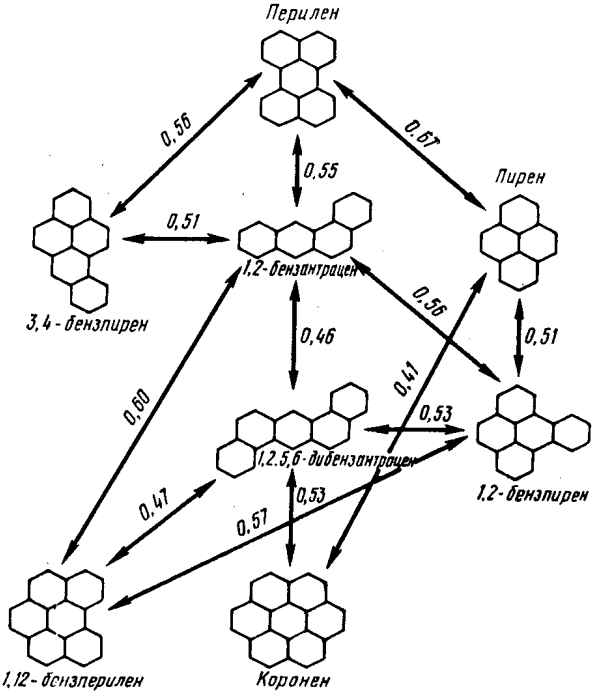


Рис. 49. Корреляционные связи между концентрацией полиядерных ароматических углеводородов в нафтеново-ароматических фракциях сапропелево-гумусового и гумусового РОВ (по Н. М. Бабиной и А. Э. Конторовичу)

Приведенные данные показывают, что соединения, входящие в состав рассеянного органического вещества, представляют собой не случайную, а вполне закономерную ассоциацию, единую, целостную, генетически связанную систему, в которой все компоненты пригнаны друг к другу, тесно связаны и взаимообусловлены.

Состав битумоидов, как это уже подчеркивалось и выше, определяется значительным числом факторов (особенности палеоландшафта, в котором происходило накопление органического вещества, диагенез, катагенез, механизм и масштабы первичной миграции углеводородов и т. п.). Бесспорно, однако, что главные, наиболее существенные особенности рассеянного органического вещества, по крайней мере в начальном мезокатагенезе, предопределяются составом исходного живого вещества. Именно с химической структурой живого вещества, определенным образом унаследованной при его фоссилизации, следует связывать как соотношение между отдельными классами ароматических углеводородов рассеянного органического вещества (например, между фенантреновыми и антраценовыми углеводородами из числа линейно-аннеллированных, между углеводородами пиренового и периленового рядов из числа

периконденсированных и т. п.), так и более тонкие особенности (такие, как состав индивидуальных ароматических углеводородов рассеянного органического вещества). Показательно, что в гумусовом рассеянном органическом веществе накапливаются углеводороды, имеющие пиреновое ядро или три линейно-аннеллированных бензольных кольца. Единая генетическая природа полиядерных ароматических углеводородов в рассеянном органическом веществе подчеркивается также сильными корреляционными связями между ними.

Химизм образования полиядерных ароматических углеводородов в составе рассеянного органического вещества систематически не изучался. Очевидно, что этот процесс начинается еще в диагенезе. Исходными для полициклических аренов могут быть соединения, имеющие соответствующий скелет. Так, для нафталиновых углеводородов исходными могут быть производные нафтахинонов и некоторые бициклические дитерпеноиды, для фенантреновых — стероиды, некоторые терпеноиды и алкалоиды, для антраценов — производные антрахинонов [22, 135, 191, 197, 237, 255].

Химической структурой исходного живого вещества, бесспорно, предопределяется отмеченное выше преобладание в рассеянном органическом веществе углеводородов с двумя линейно-аннеллированными кольцами над углеводородами с тремя линейно-аннеллированными кольцами. В этом же направлении должна действовать бóльшая термодинамическая устойчивость фенантреновых углеводородов по сравнению с антраценовыми.

В природных объектах образуются углеводородные скелеты и более сложных полиядерных аренов: перилена в низших растениях, бензперилена в остатках иглокожих и т. п. Рядом исследователей установлено присутствие перилена в пигментах различных организмов, в частности в плесневых грибках, разрушающих сосновые побеги. Таким образом, источником накопления периленовых структур в гумусе могут быть некоторые виды грибков, участвующих в гумификации растительного материала. М. Блумер и Д. Томас [297] показали, что источником полиядерных углеводородов могут быть полиоксихиноновые пигменты (фрингелиты).

Однако наличие в живом веществе исходного углеродного скелета того или иного полиядерного углеводорода не является обязательным условием его образования в битумоиде. Так, при дегидрировании стероидов может образоваться хризен, при дегидрировании холевой кислоты — хризен и пицен [135]. В одной из работ последнего времени показано, что при высоких температурах дегидроциклизация алкилпроизводных нафталина идет с новообразованием фенантреновых углеводородов как основного продукта и углеводородов ряда антрацена в виде примеси. Продуктами этих реакций при некоторых условиях являются и полиядерные углеводороды, такие как перилен и трибензпирен [106].

Таким образом, четкие различия в составе ароматических углеводородов рассеянного сапропелевого органического вещества, накапливавшегося в морских относительно глубоководных эпиконтинентальных бассейнах и связанного генетически с планктоном и водорослевыми образованиями, и органического вещества класса гумолитов, связанного генетически с высшей наземной растительностью, — главная особенность их распределения. Бесспорно также, что вместе с новообразованием битумоидов образуются и полиядерные ароматические углеводороды.

Углеводороды бензиновых и керосиновых фракций

В битумоидах баженовской свиты повсеместно установлено присутствие углеводородов бензиновой и керосиновой фракций [229, 272]. Выход фракций, выкипающих до 200° С, составляет от 4—5 до 15—25%, а выкипающих до 300° С — от 14 до 40%. Бензиновые фракции дистиллятов имеют нафтеново-метановый углеводородный состав. Содержание нафтеново-ароматических углеводородов в них колеблется от 6—7 до 25%. В составе ароматических углеводородов идентифицированы бензол, метаксилол, параксилол и этилбензол. Состав

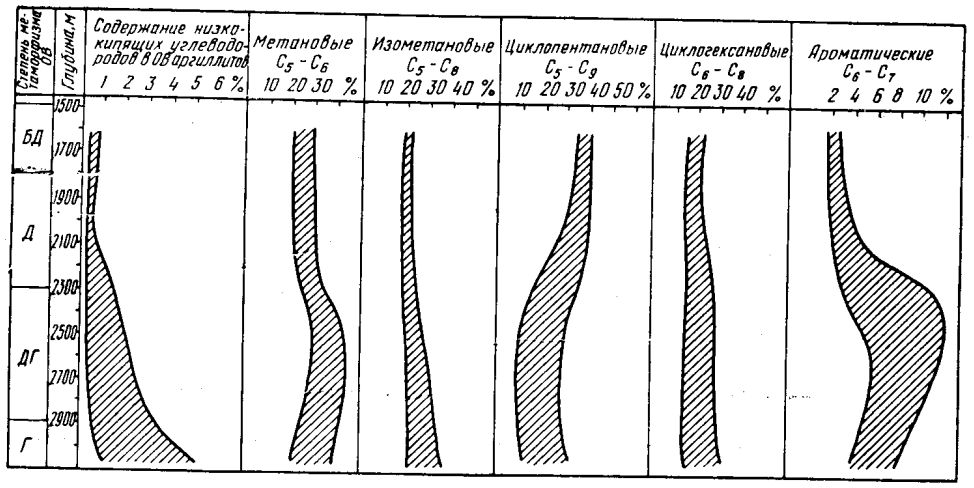


Рис. 50. Изменение группового состава углеводородов (н. к. — 125 °С) сапропелевого органического вещества в зависимости от степени его метаморфизма и глубины погружения отложений (по А. И. Шапиро, с изменениями)

метановых и нафтеновых углеводородов бензиновых фракций был изучен методами газожидкостной хроматографии. В составе метаново-нафтеновой фракции низкокипящих углеводородов, выделенных из глин баженовской свиты (Александровская скв. 3-Р), идентифицированы н-октан, 2,3-диметилбутан, 2-метилпентан, н-гексан, метилциклопентан, 3,3-диметилпентан, 2,3-диметилпентан, 2-метилгексан, 3-этилпентан, н-пентан и этилциклопентан.

В битумоидах гумусового органического вещества (тюменская свита) из маломощных пластов глин, а также в образцах с низким метаморфизмом органического вещества углеводороды бензиновых и керосиновых фракций отсутствуют [272].

Более обстоятельные исследования низкомолекулярных углеводородов рассеянного органического вещества выполнены Дантоном и Хантом [378]. Проанализировав 21 пробу современных осадков, они ни в одной не обнаружили углеводороды $C_4 — C_8$. В древних осадках эти углеводороды повсеместно присутствуют. Дантон и Хант отметили наличие корреляционной связи между содержанием в породе углеводородов $C_4 — C_8$ и органического вещества, а также тенденцию к увеличению содержания углеводородов с глубиной.

Проведенные пересчеты анализов Дантона и Ханта по каменному материалу, отобранному в скважинах, показали, кроме того, что низкокипящие

углеводороды в органическом веществе появляются примерно с глубины 1000—1200 м, а с глубины 1600—1700 м их количество в органическом веществе быстро нарастает по закону, близкому к экспоненциальному. Не намечается какой-либо определенной закономерности в поведении отдельных углеводородов в интервале глубин от 1500 до 3000 м.

В последнее время исследование низкокипящих углеводородов органического вещества баженовской свиты проводилось во ВНИГРИ В. В. Иванцовой и А. И. Шапиро. В. В. Иванцовой подтверждено, что на глубинах до 1500 м низкокипящие углеводороды в органическом веществе практически отсутствуют; в интервале глубин 1,5—2,1 км их концентрация составляет 0,4—0,5% от органического вещества; на глубинах 2,1—2,7 км она возрастает до 1,5—5,0%. А. И. Шапиро показала (рис. 50), что в составе бензиновых фракций битумоидов (до 125° С) метановые углеводороды составляют 40—60%. Количество как нормальных, так и изоалифатических углеводородов возрастает с глубиной, соотношение между ними равно примерно единице. Нафтеновые углеводороды представлены циклопентанами и циклогексанами, с глубиной их количество и отношение циклопентанов к циклогексанам снижается. Ароматические углеводороды содержатся в максимальных количествах на глубине 2,3—2,5 км, на меньших и бóльших глубинах их количество в бензиновых фракциях битумоидов убывает.

Таким образом, групповой состав углеводородов в бензиновых и масляных фракциях изменяется по одинаковой схеме.

Газовые компоненты рассеянного органического вещества

Газовая фаза рассеянного органического вещества детально изучена Е. А. Рогозиной. Эти материалы обобщались также А. Э. Конторовичем [229] и И. И. Нестеровым [209].

Е. А. Рогозина установила, что рассеянному органическому веществу класса сапропелитов свойственна газовая фаза, в углеводородной части которой преобладают гомологи метана. Метан не является характерным компонентом и в десорбированных углеводородных газах занимает менее 30%. Для рассеянного органического вещества класса сапропелито-гумитов из углеводородов характерен метан, который составляет до 80% от суммы всех углеводородов.

Сведения о составе газовой фазы рассеянного органического вещества ряда толщ осадочного чехла Западно-Сибирской плиты приведены в табл. 27.

В составе газовой фазы гумусового рассеянного органического вещества (тюменская свита) установлены следующие компоненты: метан, этан, пропан, бутан, пентан, азот, двуокись углерода, водород, окись углерода. Преобладающим компонентом газов является азот. Его количество варьирует от 33 до 92%, среднее — 63,9%. Содержание углекислого газа в большинстве образцов незначительное: от нуля до 4%, среднее — 2,8%.

Количество водорода в составе газовой фазы гумусового органического вещества меняется от нуля до 6%, а окиси углерода — от нуля до 0,9%. Их средние содержания равны 2,1 и 0,4 соответственно. Углеводородные газы являются вторым по значению компонентом газовой фазы. На их долю приходится в среднем 30,8% от объема газа. В составе углеводородов преобладает метан (65,4% от суммы углеводородов). Устанавливается тенденция к понижению процентного содержания в ряду метан — пентан. Содержание каждого последующего гомолога меньше, чем предыдущего. Отношение этана к сумме остальных тяжелых углеводородов равно 0,82.

Таблица 27

Газовая фаза рассеянного органического вещества

Свита	Содержание, % объем. на весь газ										Содержание, % объем. на сумму углеводородов				
	CO_2	CO	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	H_2	N_2+i	Сумма углеводородов	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}
Тюменская	2,8	0,4	20,0	4,8	4,2	1,6	0,2	2,1	63,9	30,8	65,4	15,5	10,4	5,1	0,6
Баженовская	8,3	0,3	5,2	6,7	16,5	11,8	3,6	2,7	44,9	43,8	1,9	15,3	37,7	26,9	8,2
Куломзинская	4,2	0,7	0	0	0	0	0	0,7	92,4	0	—	—	—	—	—
Тарская	7,8	0	0	0	0	0	0	0,5	94,7	0	—	—	—	—	—
Алымская	15,8	0	0	0	0	0	0	1,1	83,1	0	—	—	—	—	—
Покурская	27,4	0	0	0	0	0	0	2,1	71,5	0	—	—	—	—	—
Кузнецовская	6,9	2,4	Следы	0,7	0,4	0,7	0,4	1,0	87,5	2,2	Следы	32,0	18,0	32,0	18,0

Большинство изученных образцов отобрано на глубинах 2500—3100 м, органическое вещество в них находится на газовой стадии. Поэтому достоверные суждения об изменении состава газовой фазы с ростом метаморфизма гумусового органического вещества высказать трудно. Имеется тенденция к уменьшению с глубиной доли углекислого газа и увеличению доли углеводородов в составе газовой фазы. Не очень сильная корреляционная зависимость установлена и в возрастании количества газов в составе гумусового органического вещества с увеличением степени его метаморфизма.

В составе газовой фазы сапропелевого рассеянного в глинах органического вещества установлены те же компоненты. Однако соотношение между отдельными компонентами в газовой фазе органического вещества класса сапропелитов существенно иное. Установлено значительно большее содержание углекислого газа (от 1 до 54%, среднее — 8,3%), несколько меньшее азота (от 16 до 63%, среднее — 44,9%). Содержание окиси углерода изменяется от нуля до 1,1%, среднее — 0,3%. Отличительной чертой газовой фазы сапропелевого органического вещества является высокое содержание углеводородов, в первую очередь гомологов метана. Не только увеличивается общее содержание углеводородов, но и изменяется соотношение между гомологами. В наибольших количествах среди них присутствуют пропан и бутан (37,7 и 26,9% от суммы углеводородов соответственно). Пентан (8,2%) и этан (15,3%) присутствуют в меньших количествах. Метан не является характерным компонентом среди углеводородов и в среднем составляет 11,9% от их суммы.

Рис. 51 иллюстрирует распределение сорбированных углеводородных газов в волжских глинах на Западно-Сибирской плите. Из карты видно, что от периферии к центральным районам плиты, где породы баженовской свиты содержат повышенные концентрации органического вещества и претерпели более глубокие катагенетические преобразования, содержание углеводородных газов в породах баженовской свиты возрастает от 1—5 до 100—150 млн. $м^3/км^2$. Были изучены факторы, контролирующие накопление углеводородных газов в породах, богатых сапропелевым органическим веществом (табл. 28). Газонасыщенность пород, как видно из табл. 28, возрастает с увеличением содержания в породе органического вещества.

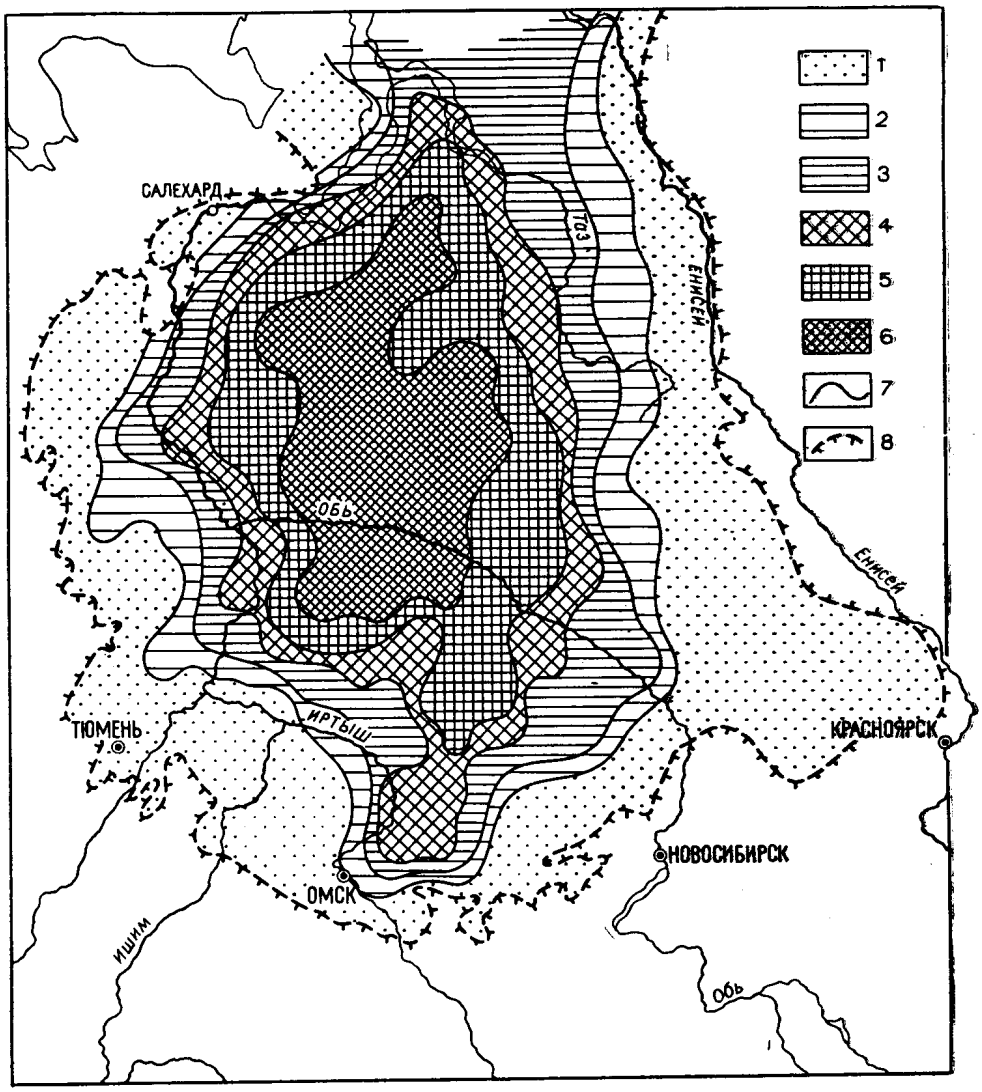


Рис. 51. Схема распределения углеводородных газов в глинах баженовской свиты и ее аналогов. Составили А. Э. Конторович, Е. А. Рогозина [219]

Содержание, млн. м³/км²: *1* — меньше 5; *2* — 5—10; *3* — 10—25; *4* — 25—50; *5* — 50—100; *6* — 100—150; *7* — изолинии газосодержания; *8* — граница современного распространения отложений

Эта зависимость характеризуется коэффициентом корреляции 0,56. Зависимость современной газонасыщенности от глубины погружения пород, их температуры и метаморфизма органического вещества отсутствует. С глубиной до конца длиннопламенной и начала газовой стадий среднее содержание метана и его гомологов в органическом веществе растет, а затем падает. Причем для этана и более тяжелых газообразных углеводородов снижение их содержания в сапропелевом органическом веществе на глубинах более 2500 м контрастнее,

Таблица 28

Корреляционные связи между компонентами газовой фазы сапропелевого органического вещества, его содержанием в породе и метаморфизмом, газонасыщенностью, глубиной погружения и температурой пород (баженовская и тутлеймская свиты)

Параметры	Метаморфизм	Температура, °С	ОВ, % на породу	Газонасыщенность, мл на 1 кг породы: Общая	CO_2	CO	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	H_2	N_2	Сумма тяжелых углеводородов	Сумма углеводородов
Глубина, м	0,40	0,68	0,06	0,09	—0,49	0,20	0,16	0,10	0,27	0,29	0,14	—0,20	0,17	0,27	0,26
Метаморфизм, усл. ед.		0,57	—0,29	—0,24	—0,28	0,03	—0,15	0,20	0,15	—0,01	—0,14	—0,40	—0,29	0,10	0,01
Температура, °С			0,003	—0,03	—0,42	0,14	—0,02	0,11	0,20	0,14	—0,06	—0,32	—0,09	0,18	0,12
Органическое вещество, % на породу				0,56	0,04	0,43	0,36	0,15	0,51	0,61	0,54	0,30	0,42	0,55	0,55
Газонасыщенность, мл на 1 кг породы:															
Общая					0,37	0,48	0,59	0,38	0,69	0,79	0,65	0,44	0,70	0,75	0,78
CO_2						—0,04	—0,01	—0,13	—0,02	—0,01	0,09	0,41	0,11	—0,008	—0,01
CO							0,27	0,23	0,62	0,60	0,48	0,12	0,23	0,62	0,56
CH_4								0,25	0,51	0,51	0,33	0,31	0,18	0,53	0,77
C_2H_6									0,52	0,35	0,21	0,08	0,10	0,47	0,44
C_3H_8										0,89	0,59	0,16	0,23	0,97	0,91
C_4H_{10}											0,78	0,25	0,42	0,94	0,89
C_5H_{12}												0,33	0,40	0,68	0,63
H_2													0,17	0,21	0,28
N_2														0,28	0,28
Сумма тяжелых углеводородов															0,93

Примечание. При уровне значимости 0,05 гипотеза о равенстве коэффициента корреляции нулю принимается при $r < 0,26$.

чем для метана (рис. 52). Это ведет к возрастанию роли тяжелых углеводородов в газовой фазе на глубинах более 2500 м. Последнее уже было отмечено ранее [229]. Это снижение газонасыщенности органического вещества, равно как и изменение состава газовой фазы, связано с эмиграцией значительной части газов [229]. Возрастание газонасыщенности пород сопровождается увеличением концентрации всех газов в породах. По характеру связей друг с другом все газы объединяются в две группы. Одну группу образуют углекислый газ и водород, связанные друг с другом положительно, другую — углеводороды. Некоторым своеобразием в этой второй группе отличается этан, обнаруживающий положительные связи лишь с пропаном и бутаном. Отмечается также положительная связь водорода с метаном и пентаном.

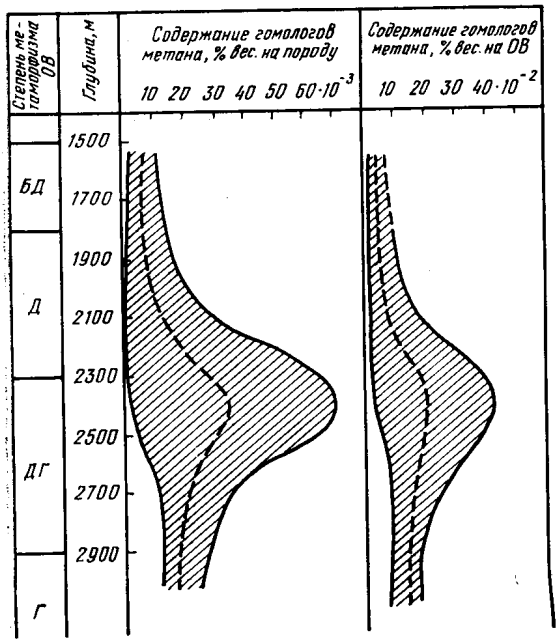


Рис. 52. Изменение содержания гомологов метана в сапропелевом органическом веществе в зависимости от степени его метаморфизма и глубины погружения отложений (по Е. А. Рогозиной [272], с изменениями)

С погружением отложений в составе газов убывает количество двуокиси углерода. Аналогично, только несколько слабее, содержание углекислого газа в породах зависит от температуры пород и метаморфизма органического вещества.

Более своеобразно ведут себя пропан, бутан и водород. Содержание первых возрастает с глубиной и не зависит от температуры и метаморфизма органического вещества, содержание водорода убывает с метаморфизмом и температурой и не зависит от глубины.

Все приведенные материалы убедительно свидетельствуют о генетической связи газовой фазы глинистых пород с рассеянным органическим веществом, с его исходным типом. Отдельные составляющие газовой фазы связаны друг с другом определенными зависимостями, причем по мере роста метаморфизма органического вещества состав образующихся в условиях повышения температур и давления газов закономерно меняется: в них возрастает роль углеводородов и убывает роль углекислого газа. Эта же тенденция более наглядно видна и из табл. 29.

В толщах, бедных органическим веществом, типа куломзинской, тарской, вартовской, газонасыщенность пород очень низка, а углеводороды в составе газовой фазы практически отсутствуют. Это объясняется низкой сорбционной способностью таких глин, а также преобладанием в их составе открытых пор над закрытыми [110, 190].

Приведенные материалы показывают, что состав битуминозных компонентов рассеянного органического вещества не остается неизменным в течение всего периода существования породы. При погружении осадочной толщи происходит постепенное преобразование органического вещества, в ходе которого суще-

Таблица 29

Зависимость состава газовой фазы сапропелевого рассеянного органического вещества ($C_{орг}$ = 5—7%) от мощности перекрывающих отложений

Интервал, м	Содержание, % объем. на газовую фазу										Содержание, % объем. на сумму углеводородов				
	CO_2	CO	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	H_2	N_2	Сумма углеводородов	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}
1500—2000	39,4	0,4	0,7	2,6	8,3	7,6	4,0	5,3	32,0	23,2	3,0	11,2	35,8	32,0	17,3
2000—2300	14,9	0,2	4,2	4,7	12,9	12,0	3,9	3,5	43,7	37,7	11,1	12,5	34,5	31,6	10,3
2300—2500	8,2	0,2	8,3	10,3	22,2	12,2	2,8	1,2	35,4	55,8	14,8	18,5	39,8	21,8	5,2
2500—3000	6,0	0,4	0,0	3,8	12,4	11,1	4,3	2,8	59,2	31,6	0,0	2,0	39,2	35,1	13,7

ственное изменение претерпевают высокомолекулярные компоненты битумоидов, вновь образуются углеводороды бензиновых и керосиновых фракций и углеводородные газы.

В зоне прото- и раннего мезокатагенеза до жирной стадии включительно во фракции н-алканов происходит постепенное выравнивание концентрации углеводородов с четным и нечетным числом атомов углерода в цепи, снижается средняя длина цепи.

Во фракции изо- и циклоалканов растет средняя длина алифатической цепи, снижается роль нафтеновых структур, в первую очередь, конденсированных. Во фракции аренов снижается роль конденсированных ароматических углеводородов. Одновременно глубокие превращения претерпевает состав керогена и асфальтово-смолистых компонентов битумоидов.

Начиная с длиннопламенной и особенно на газовой и жирной стадиях катагенеза органического вещества на количестве и составе битумоидов в органическом веществе существенно сказываются процессы первичной миграции, ведущие к снижению концентрации битумоидов и углеводородных газов в органическом веществе, к обогащению их менее мигрантноспособными компонентами.

Интенсивность этих процессов контролируется типом органического вещества и его концентрацией в породе.

§ 5. Интенсивность генерации жидких и газообразных углеводородов в зоне катагенеза

Изложенные в §§ 3, 4 данные о катагенетических превращениях органического вещества в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты дают достаточно полную качественную картину процесса. Они показывают, что в ходе катагенеза в органическом веществе образуется весь комплекс углеводородных и неуглеводородных соединений, свойственных нефти [42, 58].

Одна часть этих соединений (высокомолекулярные н-алканы, изопреноиды, полициклические цикланы и арены, порфирины и др.) имеет химическую структуру, в значительной степени унаследованную от липидов и липоидов живого вещества и претерпевшую лишь бóльшие или меньшие трансформации

в соответствии с новыми термодинамическими условиями [42, 118, 140, 142, 164, 203, 209, 229, 233, 274, 300, 327, 338, 378, 391 и др.].

Другая, не менее значительная часть гидрофобных компонентов органического вещества, таких как углеводородные газы, углеводороды бензиновых и керосиновых фракций, смолы, асфальтены, является новообразованной, хотя, как видно из § 4, состав и соотношение между этими продуктами катагенеза также в значительной степени предопределены составом исходного живого вещества. Продуктами катагенеза органического вещества являются также углекислый газ, вода, аммиак, сероводород и свободный водород.

Известная унаследованность химического состава битуминозных компонентов рассеянного органического вещества и как следствие — нефтей от исходного живого вещества, устойчивость, консерватизм в диагенезе и катагенезе основных химических структур липидов и липоидов проявляется, в частности, в том, что, несмотря на достаточно жесткие термодинамические условия недр, воздействующие на фоссилизированное органическое вещество и нефти в течение многих миллионов, десятков, сотен миллионов лет, система углеводородов нефтей так и не становится равновесной [22, 233].

Приведенные материалы позволяют уточнить механизм образования в составе рассеянного органического вещества всего комплекса соединений, свойственных нефти, и построить физико-химическую модель этих процессов. Анализ реально наблюдаемых закономерностей в изменении состава рассеянного органического вещества и термодинамических условий, имеющих место в зоне катагенеза, заставляют считать, что естественнее всего моделировать катагенетические преобразования органического вещества как процесс, направленный в сторону снижения уровня свободной энергии исходных веществ, близкий по форме к низкотемпературному катализу.

Роль температуры, давления и некоторых других факторов катагенеза органического вещества была рассмотрена в § 3. В качестве катализаторов в реакциях катагенетических превращений рассеянного органического вещества выступают вмещающие его породы, в первую очередь глинистая их составляющая. Среди глинистых пород наибольшей каталитической активностью обладают монтмориллониты и смешаннослойные образования [91, 192, 160, 161, 245]. Глины Западно-Сибирской плиты весьма обстоятельно изучены Т. Ф. Антоновой, Т. И. Гуровой, Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозоровичем, Т. Т. Клубовой, И. Н. Ушатинским, Р. С. Сахибгареевым и др. Наиболее полные сведения по их минералогии имеются в работах И. Н. Ушатинского [192, 342, 343]. Сведения о минералогии и генезисе глинистых минералов в нефтегазоносных породах Западно-Сибирской плиты приведены в табл. 30.

Как видно из табл. 30, в глинах Западно-Сибирской плиты преобладают аллотигенные минералы: монтмориллонит, смешаннослойные образования ряда гидрослюда — монтмориллонит и гидрослюда. В континентальных образованиях значительна роль каолинита.

Состав глинистых минералов определяется петрографическим составом материнских пород на водосборных площадях, палеоландшафтом бассейнов седиментации и катагенетическими превращениями. Последние выражаются в трансформации монтмориллонита и смешаннослойных минералов, приводящей к их гидрослюдизации [192].

На рис. 53 приведены в относительных величинах современные абсолютные массы монтмориллонитовых образований в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты и исходные их массы в осадках до проявления процессов гидрослюдизации. Максимальные исходные количества монтмориллонитовых

Таблица 30

Минералогия и генезис глинистого материала (фракция $<0{,}01$ мм) нефтегазоносных отложений Западной Сибири (по И. Н. Ушатинскому [192])

Породы	Минеральный состав пород: основные минералы	Минеральный состав пород: второстепенные минералы	Минеральный состав пород: минералы-примеси	Количество набухающих слоев в образованиях ряда Г/М, %	Генезис минералов
Северный преимущественно газоносный район (область)					
Сеноман-туронские морские отложения, глубины 700—1300 м					
Глины	М	Г/М	$Г_{2+1}$; $Х_1$; $К_1$; С/Х	60—90	А; [Д]
Песчаники гн	$К'_2$	(К—ГМ;	$Г_{1+2}$; $Х_{2+1}$; М; Г/М;		
		К/М)	К/М; К—Г/М; С/Х; $К_1$	20—60	Э; [А—Д]
Песчаники вн	$К'_2 — К_2$	(К—Г/М)	То же	20—50	Э; [А—Д]
Сургутский преимущественно нефтеносный район					
Неокомские морские отложения, глубины 1800—2500 м					
Глины	Г/М	Г; $Х_1$; (М)	М; $К_1$; (С/Х)	30—80	А; [Д]
Песчаники нф	$К'_2 — К_2$	$Х_{2+1}$	$Г_{1+2}$; Г/М: С/Х	20—60	Э; [А—Д]
Песчаники вн	$К_2$	$К'_2$; $(Х_{2+1})$	$Г_{1+2}$; $Х_{2+1}$; Г/М; С/Х	20—40	Э; [А—Д]
Нижневартовский нефтеносный район					
1 — готерив-аптские, 2 — валанжинские морские отложения, глубины 1600—2300 м					

	1	2	1	2	1 и 2	1 и 2	
Глины	Г/М—(М)	$Х_1$	М	$Г_{2+1}$	$Х_1$; $Г_{2+1}$; С; Л; С/Х; $К_1$	20—70	А; [Д]
Песчаники нф	$К'_2$	$Х_2$	$(Х_2)$	$(Г_{2+1})$	$Г_{2+1}$; Г/М; С/Х; Л; С	20—50	Э; [А—Д]
Песчаники вн	$К_2 — К'_2$	$Х_2$	$(Х_2)$	$(Г_{2+1})$	$Х_2$; $Г_{2+1}$; Г/М; $К'_2$; Л; С	20—40	Э; [А—Д]
Шаимско-Березовский нефтегазоносный район							
Верхнеюрские морские отложения, глубины 1400—1700 м							
Глины	$Г_{2+1}$; Г/М	$К_1 — К'_1$			М; $Х_1$; Гл; Сл; Сц	30—60	А; [Д]
Песчаники нф	$К'_2 — К_2$	$(К_2)$			$Г_{2+1}$; $К'_1$; Сц; Г/М; $Х_{2+1}$; Гл; Сл	20—50	Э; [А—Д]
Песчаники вн	$К_2 — К'_2$	$(К'_2)$				20—40	Э; [А—Д]
Сургутский, Нижневартовский, Шаимский районы							
Нижне-среднеюрские континентальные отложения, глубины 1500—3000 м							
Глины	$К'_1$	$Г_{2+1}$; $Х_1$; Г/М			Сц; М; С/Х	20—50	А; [Д]
Песчаники	$К_2 — К'_2$	$Г_{2+1}$; $Х_{2+1}$; $К'_1$			Сц; Г/М; Л; С/Х	20—40	Э; [А—Д]

Примечание. Песчаники: гн — газонасыщенные, вн — водонасыщенные, нф — нефтенасыщенные; в скобках указаны минералы, присутствующие в отдельных случаях. Обозначение минералов: каолиниты: $К_1$ — псевдомоноклинная ячейка, период «с» нестрогий (аллотигенный, развит в морских фациях); $К_1$ — триклинно-моноклинная ячейка, период «с» строгий, не совсем строгий, нестрогий (аллотигенный, развит в континентальных глинах); — $К'_2$ — триклинная ячейка, период «с» не совсем строгий (эпигенетический, развит в нефтенасыщенных песчаниках); $К_2$ — триклинная ячейка, период «с» строгий (эпигенетический, развит в водонасыщенных песчаниках); С — серпентин; $Г_1$ — гидрослюда (2 : 1); $Г_2$ — гидрослюда 2 (2 : 1); Сц — серицит 2 (2 : 1); Гл — глауконит (2 : 1); Сл — селадонит (2 : 1); М — монтмориллонит; $Х_1$ — хлорит (2 : 2); $Х_2$ — хлорит (2 : 2). Генезис: А — аллотигенный (терригенный, обломочный), Д — диагенетический (осадочно-диагенетический), Э — эпигенетический, в квадратных скобках — подчиненное или частичное или возможное происхождение минералов.

образований характерны для отложений неокома, меньшие — для туронских и особенно верхнеюрских глин. Намечается при прочих равных условиях тенденция к положительной корреляции между запасами нефти в пределах нефтегазоносного бассейна и первоначальными количествами монтмориллонитовых образований в глинах [342].

Таким образом, в недрах Западно-Сибирской плиты имелись все условия для термокаталитического преобразования органического вещества. Построение количественной модели такого процесса из-за сложности и слабой изученности состава и структуры исходного органического вещества и минералов-катализаторов и различного соотношения в породах таких минералов является в настоящее время задачей практически неразрешимой. Однако общая направленность процесса может быть на основании законов термодинамики предсказана достаточно точно. Такая качественная модель уже была рассмотрена в общих чертах Н. Ф. Андреевым, А. И. Богомоловым, Н. Б. Вассоевичем, А. Ф. Добрянским, В. А. Соколовым [41, 42, 103, 303] и др.

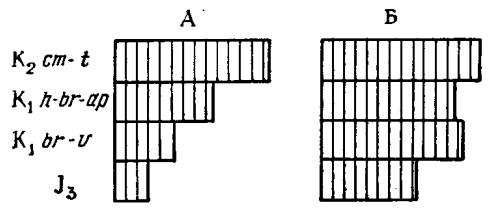


Рис. 53. Современные (*А*) и исходные (*Б*) относительные содержания монтмориллонитовых образований в нефтегазоносных отложениях. Современные содержания по И. Н. Ушатинскому [192]

Для анализа условий нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты такой качественной модели недостаточно. Необходима количественная оценка абсолютных масс жидких и газообразных углеводородов, которые генерировало органическое вещество, захороненное в этом бассейне, за всю его геохимическую историю и на отдельных этапах катагенеза.

Такие количественные оценки возможны на основе развитых выше представлений о термокаталитических превращениях органического вещества в катагенезе и вытекающего из них баланса органического вещества в породах и продуктах его превращений.

Примем в соответствии с реально наблюдаемой в природе картиной и основанными на ней модельными представлениями, что катагенетические превращения органического вещества происходят с новообразованием значительного количества жидких и газообразных продуктов. Примем далее как известный состав этих продуктов на отдельных стадиях катагенеза и попытаемся на основе баланса продуктов катагенетических превращений рассеянного органического вещества оценить количественную сторону этих процессов [110].

Применительно к газообразным продуктам катагенеза органического вещества такие попытки предпринимались неоднократно. В 1926 г. К. Паттейский на основании средних аналитических данных об элементном составе австрийских углей разной степени метаморфизма рассчитал количество двуокиси углерода, метана и воды, образующихся при углефикации, в предположении, что отношение двуокиси углерода к метану равно 2 : 1. Позднее расчеты количества образующихся при углефикации газов были осуществлены Р. Моттом.

В 1954 г. В. А. Успенский разработал метод расчета количества продуктов углефикации органического вещества углей при переходе от одной стадии метаморфизма к другой [341]. При расчете были использованы данные об элементном составе исходного и конечного органического вещества. Потеря исходного органического вещества в ходе процесса углефикации приравнивалась к количеству образовавшихся летучих продуктов углефикации. Принималось, что

при углефикации образуются вода, двуокись углерода, метан, сероводород и аммиак. Ему удалось построить систему из десяти уравнений с одиннадцатью неизвестными. Она была неявным образом дополнена группой неравенств. По существу в работе В. А. Успенского решалась система из 11 неравенств с 11 неизвестными [341]. При конкретных значениях элементного состава углей на разных стадиях метаморфизма решение этой системы неравенств оказывается ограниченным сверху и снизу в сравнительно небольшом диапазоне значений. Это обстоятельство позволяет принять в качестве решения середины интервалов для соответствующих параметров.

Е. А. Рогозина [110], учитывая, что углеводороды газовой фазы сапропелевого органического вещества представлены в основном не метаном, а пропаном и бутаном, ввела соответствующие поправки в методику В. А. Успенского. Ею же был проведен расчет летучих продуктов углефикации для углей различных генетических классов на разных стадиях метаморфизма. Сопоставление количества летучих продуктов углефикации с такими основными характеристиками углей, как С/Н, V^r и (С/Н)/V^r, позволило установить, что сапропелевые разности углей при метаморфизме ведут себя иначе, чем гумусовые. В гумусовых разностях углей обогащение твердого остатка углеродом происходит более интенсивно, чем в сапропелевых.

В. Ф. Линецкий дополнил систему уравнений В. А. Успенского одиннадцатым уравнением. Он взял в качестве нового исходного параметра величину выхода летучих продуктов углефикации при техническом анализе углей. Аналогичную методику применил А. Э. Конторович [140] и позднее С. Г. Неручев [207]. При этом удалось получить точные решения системы из 11 уравнений с 11 неизвестными. Нельзя, однако, не согласиться с В. А. Успенским, Е. А. Рогозиной и Л. В. Токаревым в том, что вряд ли правильно полностью приравнивать количество летучих продуктов углефикации, образующихся при переходе рассеянного органического вещества от одной стадии метаморфизма к другой, к разности количества летучих на горючую массу при техническом анализе углей разных марок.

Методика расчета образующихся продуктов углефикации была описана А. К. Каримовым [126]. Вслед за В. Ф. Линецким он оценил количество летучих продуктов углефикации, образующихся при метаморфизме органического вещества, по величине, замеряемой при техническом анализе углей. Далее он принял, что при углефикации органическое вещество теряет одновременно одинаковую долю углерода, водорода и гетероэлементов. Слабость первой посылки отмечалась выше. Ошибочной является и вторая. Если бы выполнялось допущение А. К. Каримова, то состав угля на всех стадиях метаморфизма оставался бы один и тот же. В природе этого, как известно, не наблюдается. Вместе с тем А. К. Каримов, насколько нам известно, первым указал на необходимость учета в материальном балансе количества вещества, идущего на новообразование битумоидов.

Х. Юнтген и Дж. Карвейл применили методику, аналогичную методике В. Ф. Линецкого. Эти авторы не учли потерю органическим веществом при метаморфизме серы и азота и приняли в качестве продуктов углефикации воду, двуокись углерода и метан. Результаты своих расчетов Х. Юнтген и Дж. Карвейл сопоставили с данными В. А. Успенского, К. Паттейского и Р. Мотта.

Сравнительный анализ различных методик расчета образующихся при метаморфизме органического вещества летучих продуктов углефикации показывает, что наиболее обоснованной и строгой является методика В. А. Успенского. Самым существенным ее дефектом является предположение о том, что

за исключением метана (или других газообразных углеводородов) углеводородные и неуглеводородные соединения, входящие в состав битумоидов, не образуются [151]. Такое допущение не искажает существенно результатов оценки абсолютных масс и состава летучих продуктов углефикации углей, особенно в прото- и начале мезокатагенеза, но совершенно неприемлемо для РОВ, особенно сапропелевого. А. Э. Конторовичем выполнены расчеты количества образующихся летучих продуктов углефикации для класса сапропелитов по схеме В. А. Успенского. Предполагалось, что из углеводородных газов образуется пропан. Это соответствует примерно среднему составу газовой фазы рассеянного сапропелевого органического вещества. Оказалось, что при переходе, например, от стадии $Б_2$ к ГЖ сапропелевое органическое вещество теряет 33% своей первоначальной массы. На этих же стадиях метаморфизма битумоидный коэффициент увеличивается от 3 до 11%. Легко показать, что за счет остаточного накопления битумоидов битуминозность органического вещества могла возрасти лишь до 4,47%. Остается предположить, что при метаморфизме органического вещества происходит новообразование битумоидов за счет керогенной его части.

Построим схему баланса продуктов катагенетических превращений органического вещества, учитывающую новообразование битумоидов [151].

Пусть на стадии 1 имеем некоторое количество M_1 органического вещества, содержащего β_1 (%) битумоида b_1, т. е. $b_1 = \beta_1 M_1$. Битумоид имеет элементный состав C_{b_1}, H_{b_1}, N_{b_1}, S_{b_1}, O_{b_1}. Количество керогена органического вещества равно

$$q_1 = (1 - \beta_1) M_1.$$

Он имеет элементный состав C_1, H_1, N_1, S_1, O_1.

На стадии 2 количество органического вещества равно M_2, его битуминозность — β_2; состав битумоида — C_{b2}, H_{b2}, N_{b2}, S_{b2}, O_{b2} и керогена — C_2, H_2, N_2, S_2, O_2.

Примем следующее:

1) при углефикации рассеянного органического вещества образуются вода, углеводородные газы [1], углекислый газ, сероводород, аммиак и битумоиды;

2) состав битумоида, имевшегося в органическом веществе на стадии 1, в ходе метаморфизма органического вещества существенных изменений не претерпевает.

Обозначим количество образующейся воды через α, углекислого газа — β, углеводородных газов — γ, сероводорода — ν и аммиака — ω, а количество входящих в эти продукты углефикации углерода через x, водорода — y, азота — z, серы — t и кислорода — u.

Тогда можно записать следующую систему уравнений материального баланса:

$$\begin{aligned}
M_1(1-\beta_1)C_1 &= M_2(1-\beta_2)C_2 + \beta_2 M_2 C_{b2} - \beta_1 M_1 C_{b1} + x;\\
M_1(1-\beta_1)H_1 &= M_2(1-\beta_2)H_2 + \beta_2 M_2 H_{b2} - \beta_1 M_1 H_{b1} + y;\\
M_1(1-\beta_1)N_1 &= M_2(1-\beta_2)N_2 + \beta_2 M_2 N_{b2} - \beta_1 M_1 N_{b1} + z;\\
M_1(1-\beta_1)S_1 &= M_2(1-\beta_2)S_2 + \beta_2 M_2 S_{b2} - \beta_1 M_1 S_{b1} + t;\\
M_1(1-\beta_1)O_1 &= M_2(1-\beta_2)O_2 + \beta_2 M_2 O_{b2} - \beta_1 M_1 O_{b1} + u.
\end{aligned} \qquad \text{(V.1a)}$$

[1] Состав образующегося при метаморфизме органического вещества следует менять в зависимости от типа органического вещества. Лучше всего вести расчет по метану для гумитов и пропану для сапропелитов.

Кроме того, может быть составлено еще пять уравнений, отражающих взаимоотношение воды, углекислого газа и других летучих продуктов углефикации в составе новообразований:

$$\begin{gathered} x = a_1\beta + a_3\gamma; \\ y = a_2\alpha + a_4\nu + \gamma + \omega - a_3\gamma - a_3\omega; \\ z = a_5\omega; \\ t = \nu - a_4\nu; \\ u = \beta + \gamma - a_1\beta - a_2\alpha, \end{gathered} \tag{V.1б}$$

где a_1 — доля углерода в углекислом газе; a_2 — доля водорода в воде; a_3 — доля углерода в углеводородных газах; a_4 — доля водорода в сероводороде; a_5 — доля азота в аммиаке.

Системы (V.1а) и (V.1б) образуют единую систему (V.1) из 10 уравнений с 11 неизвестными. Неизвестными в ней являются x, y, z, t, u, α, β, γ, ν, ω и M_1 (или M_2).

Такая система имеет бесчисленное множество решений. Дополним ее неравенствами $\alpha > 0$, $\beta > 0$, $\gamma > 0$, $\nu > 0$, $\omega > 0$. Они означают лишь реально наблюдаемый в природе (см. § 4) и подтверждаемый лабораторными экспериментами факт, что все эти соединения образуются при катагенезе органического вещества.

В этих предположениях при конкретных значениях состава органического вещества и битумоидов, которые наблюдаются в природе, можно, решая эту систему относительно M_2 (или M_1), получить

$$BM_1 < M_2 < AM_1, \tag{V.2}$$

где A и B — некоторые постоянные величины, причем $A - B \ll A, B$. Поэтому для оценочных расчетов можно принять

$$M_2 = \frac{A+B}{2} M_1 = \varkappa M_1. \tag{V.3}$$

При известных M_1 и M_2 система решается как обычная система из десяти уравнений с десятью неизвестными. Для решения систему удобно упростить, приведя ее к виду, который имеет система управлений В. А. Успенского.

Введем обозначения:

$$\begin{aligned} \mathrm{H}_1' &= \mathrm{H}_1 + \beta_1(\mathrm{H}_{b1} - \mathrm{H}_1); \\ \mathrm{N}_1' &= \mathrm{N}_1 + \beta_1(\mathrm{N}_{b1} - \mathrm{N}_1); \\ \mathrm{S}_1' &= \mathrm{S}_1 + \beta_1(\mathrm{S}_{b1} - \mathrm{S}_1); \\ \mathrm{O}_1' &= \mathrm{O}_1 + \beta_1(\mathrm{O}_{b1} - \mathrm{O}_1); \\ \mathrm{C}_2' &= \mathrm{C}_2 + \beta_2(\mathrm{C}_{b2} - \mathrm{C}_2); \\ \mathrm{H}_2' &= \mathrm{H}_2 + \beta_2(\mathrm{H}_{b2} - \mathrm{H}_2); \\ \mathrm{N}_2' &= \mathrm{N}_2 + \beta_2(\mathrm{N}_{b2} - \mathrm{N}_2); \\ \mathrm{S}_2' &= \mathrm{S}_2 + \beta_2(\mathrm{S}_{b2} - \mathrm{S}_2); \\ \mathrm{O}_2' &= \mathrm{O}_2 + \beta_2(\mathrm{O}_{b2} - \mathrm{O}_2). \end{aligned} \tag{V.4}$$

Тогда после несложных преобразований система (V.1) примет следующий вид:

$$\begin{gathered}
M_1C_1' = M_2C_2' + x;\\
M_1H_1' = M_2H_2' + y;\\
M_1N_1' = M_2N_2' + z;\\
M_1S_1' = M_2S_2' + t;\\
M_1O_1' = M_2O_2' + u;\\
x = a_1\beta + a_3\gamma;\\
y = a_2\alpha + a_4\nu + \gamma + \omega - a_3\gamma - a_5\omega;\\
z = a_5\omega;\\
u = \beta + \gamma - a_1\beta - a_2\gamma;\\
\alpha,\ \beta,\ \gamma,\ \nu,\ \omega > 0.
\end{gathered} \tag{V.5}$$

Описанная методика расчета может служить основой для оценки масштабов образования углеводородных газов при катагенетическом преобразовании органического вещества.

Общее количество летучих продуктов углефикации, образующихся при метаморфизме органического вещества от стадии 1 до стадии 2, равно

$$\Delta M_{1\text{-}2} = M_1 - M_2. \tag{V.6}$$

Из (3) следует, что

$$M_1 = \frac{M_2}{\varkappa_{1\text{-}2}}.$$

Тогда

$$\Delta M_{1\text{-}2} = \frac{1-\varkappa_{1\text{-}2}}{\varkappa_{1\text{-}2}} M_2.$$

Пусть интересующий нас объем породы имеет площадь S, мощность H и плотность ρ. Содержание в нем органического углерода на стадии 2 равно $C_{орг}$, содержание углерода в органическом веществе C_2, тогда

$$M_2 = \rho SH \frac{C_{орг}}{C_2}, \tag{V.7}$$

$$\Delta M_{1\text{-}2} = \frac{1-\varkappa}{\varkappa} \rho SH \frac{C_{орг}}{C_2}. \tag{V.8}$$

Если количество углеводородных газов (в % на сумму летучих продуктов), образующихся при углефикации органического вещества от стадии 1 до стадии 2, равно $\gamma_{1\text{-}2}$, то

$$\Delta M_{\text{ув } 1\text{-}2} = \frac{1-\varkappa_{1\text{-}2}}{\varkappa_{1\text{-}2}} \cdot \frac{\bar{\gamma}_{1\text{-}2}}{100} \rho SH \frac{C_{орг}}{C_2}. \tag{V.9}$$

Понятно, что по формуле (V.9) могут быть рассчитаны количества и остальных соединений (CO_2, H_2S, NH_3, H_2O), образующихся при углефикации органического вещества.

Зная β_1, β_2, M_2 и определив из уравнения (V.3) M_1, можно найти количество новообразованных при переходе от стадии 1 к стадии 2 битумоидов

$$\Delta b_{1\text{-}2} = \beta_2 M_2 - \beta_1 M_1.$$

В соответствии с описанной схемой был проведен расчет состава и количества продуктов, образующихся при углефикации рассеянного органического вещества, для двух классов органического вещества: сапропелитов и сапропелито-гумитов [110, 151]. В качестве исходных для расчетов были взяты данные об элементном составе рассеянного органического вещества и автохтонных синбитумоидов. Основные результаты вычислений сведены в табл. 31—36.

В табл. 31, 32 приведены расчетные данные о количестве органического вещества, которое остается после его углефикации между двумя любыми стадиями. Эта величина выше обозначена $\varkappa$. Например, если количество сапропелево-гумусового органического вещества на стадии $Б_2$ принято за 1,0, то

Таблица 31

Значения величин $\varkappa$ и возможные пределы их изменения на разных стадиях углефикации рассеянного органического вещества класса сапропелито-гумитов (углеводородные газы представлены метаном)

Начальная стадия углефикации	Конечная стадия углефикации			
	БД	ДГ	ГЖ	ЖК
$Б_2$	0,90 0,88—0,91	0,80 0,77—0,83	0,76 0,73—0,78	0,72 0,69—0,75
БД	—	0,89 0,83—0,90	0,84 0,83—0,86	0,81 0,79—0,82
ДГ	—	—	0,95 0,94—0,96	0,90 0,90—0,91
ГЖ	—	—	—	0,96 0,95—0,96

Примечание. В числителе — среднее значение величины, в знаменателе — пределы изменения.

Таблица 32

Значения величин $\varkappa$ и возможные пределы их изменения на разных стадиях углефикации рассеянного органического вещества класса сапропелитов (углеводородные газы представлены пропаном)

Начальная стадия углефикации	Конечная стадия углефикации			
	ВД	ДГ	ГЖ	ЖК
$Б_2$	0,86 0,81—0,90	0,80 0,74—0,85	0,73 0,67—0,80	0,70 0,62—0,77
БД	—	0,98 0,91—0,94	0,86 0,82—0,89	0,81 0,77—0,85
ДГ	—	—	0,92 0,90—0,94	0,87 0,84—0,90
ГЖ	—	—	—	0,95 0,93—0,96

Таблица 33

Состав и количество летучих продуктов, образующихся на разных стадиях углефикации рассеянного органического вещества класса сапропелито-гумитов, % от органического вещества на средней буроугольной стадии

Летучие продукты углефикации	Количество летучих продуктов, выделившихся на стадии			
	$Б_2$—$Б_3$	Д	Г	Ж
H_2O	1,5	1,0	0,1	0,4
CO_2	7,1	7,0	3,3	2,4
C_nH_{2n+2}	1,0	0,7	0,1	0,3
H_2S	0,5	0,7	0,4	0,4
NH_3	0,3	0,3	0,1	0,1
Сумма летучих продуктов	10,4	9,7	4,0	3,6

Примечание. Принято, что углеводородный газ представлен метаном.

Таблица 34

Состав и количество летучих продуктов, образующихся на разных стадиях углефикации рассеянного органического вещества класса сапропелито-гумитов, % от суммы летучих на данной стадии углефикации (за исходную стадию углефикации принята средняя буроугольная)

Летучие продукты углефикации	Количество летучих продуктов, выделившихся на стадии			
	$Б_2$—$Б_3$	Д	Г	Ж
H_2O	14,4	10,3	2,5	11,1
CO_2	68,3	72,1	82,5	66,7
C_nH_{2n+2}	9,6	7,2	2,5	8,3
H_2S	4,8	7,2	10,0	11,1
NH_3	2,9	3,2	2,5	2,8

Примечание. Принято, что углеводородный газ представлен метаном.

к длиннопламенной стадии за счет потери летучих продуктов углефикации оно уменьшается до 0,90, к газовой — до 0,80 и т. д.

В табл. 33—36 приведены данные о процентном составе летучих продуктов углефикации на той или иной стадии.

Из табл. 33 видно, что из 10,4% органического вещества, которое преобразовалось в летучие продукты к длиннопламенной стадии, 1,5% приходится на воду, 7,1% — на углекислоту и т. д.

Состав продуктов, образующихся при углефикации сапропелевого и гумусового органического вещества, также существенно различен. Морские сапропелиты, образовавшиеся в бассейне с резко восстановительной обстановкой в диагенезе и обогащенные в результате биохимических процессов серой, генерируют значительное количество сероводорода. Доля его в продуктах углефикации возрастает от 20,1% на буроугольной до 35,7% на длиннопламенной стадиях, а затем падает до 25,0% на газовой и 10,5% на жирной стадиях. В продуктах углефикации прибрежно-морских и континентальных сапропелито-

Таблица 35

Состав и количество летучих продуктов, образующихся на разных стадиях углефикации рассеянного органического вещества класса сапропелитов, % от органического вещества на средней буроугольной стадии

Летучие продукты углефикации	Количество летучих продуктов, выделившихся на стадии			
	$Б_2$—$Б_3$	Д	Г	Ж
H_2O	2,3	0,7	0,9	0,7
CO_2	6,1	1,9	2,5	1,7
C_nH_{2n+2}	3,2	0,9	1,2	0,9
H_2S	3,0	2,0	1,6	0,4
NH_3	0,3	0,1	0,2	0,1
Сумма летучих продуктов	14,9	5,6	6,4	3,8

Примечание. Принято, что средний состав углеводородного газа отвечает пропану.

Таблица 36

Состав и количество летучих продуктов, образующихся на разных стадиях углефикации рассеянного органического вещества класса сапропелитов, % от суммы летучих на данной стадии углефикации (за исходную стадию углефикации принята средняя буроугольная)

Летучие продукты углефикации	Количество летучих продуктов, выделившихся на стадии			
	$Б_2$—$Б_3$	Д	Г	Ж
H_2O	15,4	12,5	14,1	18,4
CO_2	40,9	33,5	39,1	44,7
C_nH_{2n+2}	21,5	16,0	18,7	23,7
H_2S	20,1	35,7	25,0	10,5
NH_3	1,1	1,9	3,1	2,7

Примечание. Принято, что средний состав углеводородного газа отвечает пропану.

гумитов сероводорода значительно меньше, однако его количество монотонно возрастает от 4,8% на буроугольной до 11,1% на жирной стадиях.

Гумусовое органическое вещество генерирует значительно меньше углеводородных газов, чем сапропелевое. Доля метана в продуктах его углефикации убывает от 9,6% на буроугольной до 2,5% на газовой стадиях, а затем вновь возрастает до 8,3% на жирной стадии. В сапропелитах минимум (расчет велся на пропан) приходится не на газовую, а на длиннопламенную стадию (16,0%). Максимальную роль в продуктах углефикации углеводородные газы играют на жирной стадии (23,7%).

Примем сумму приведенных к нормальным условиям объемов образующихся углеводородных газов и двуокиси углерода за 100%. Тогда в гумитах количество углекислого газа возрастет от буроугольной стадии к длиннопламенной от 73,2 до 92,6%, а в сапропелитах — от 66,1 до 69,3%. Преобладание углекислого газа в летучих продуктах углефикации сапропелито-гумитов (67—28%) является также специфической их особенностью. В сапропелитах количество углекислого газа не превышает 44,7%. Вода играет существенную роль в балансе продуктов углефикации. В сапропелитах количество воды в летучих

продуктах углефикации минимально на длиннопламенной стадии, а в сапропелито-гумитах — на жирной. При метаморфизме органического вещества образуется меньше всего аммиака (1,9—3,1% от общего количества образующихся продуктов). По мере усиления метаморфизма роль его в продуктах углефикации сначала растет, а потом падает. Максимум в сапропелито-гумитах отмечается на длиннопламенной, а в сапропелитах — на жирной стадиях метаморфизма. Расчет велся для сапропелевого органического вещества, слабоизмененного анаэробными диагенетическими превращениями.

При рассмотрении данных о составе продуктов, образующихся при углефикации органического вещества, возникает ряд вопросов. Судя по расчетам, эти процессы приводят к образованию большого количества сероводорода. Между тем в водах Западно-Сибирской плиты сероводород практически отсутствует. Надо, впрочем, иметь в виду, что формы серы в водах этого артезианского бассейна изучены еще крайне слабо. Интересное в этом отношении исследование было выполнено В. М. Матусевичем и А. В. Рыльковым [188]. Они установили, что в ряде районов широтного Приобья pH пластовых вод продуктивных отложений в среднем равняется 8,8. В этих условиях сероводород является неустойчивым, и основной формой соединения серы с водородом должен быть гидросульфид-ион. Уже первые исследования подтвердили присутствие гидросульфид-иона в водах [188].

В то же время в составе газовой фазы рассеянного органического вещества присутствует водород, а его образование при метаморфизме органического вещества балансовой схемой не учитывается. В тесной связи с этим несоответствием схемы расчета и реально наблюдаемого состава газов, вероятно, находится еще один факт, до сих пор мало привлекавший внимание исследователей. Богатые сапропелевым органическим веществом отложения баженовской и тутлеймской свит содержат значительное количество элементарной серы. Непосредственных определений элементарной серы в породах этих толщ, к сожалению, нет. Однако повсеместное ее присутствие в значительных концентрациях отчетливо фиксируется при битуминологических исследованиях. В этой связи уместно заметить, что повышенное содержание элементарной серы характерно также для отложений куонамской свиты кембрия Сибирской платформы [236].

Наконец, в составе газовой фазы органического вещества пород и газов, растворенных в подземных водах, в значительных количествах присутствует азот, часть из которого имеет биогенную природу [129, 130, 215].

Проанализируем причины этих несоответствий. Возможны два объяснения.

Одно объяснение такое [110]. Естественно допустить, что все перечисленные факты: отсутствие в водах сероводорода, наличие водорода и азота в газах и элементарной серы в породах — парагенетически связаны. В частности, можно предположить, что при образовании сероводород диссоциирует в силу каких-то причин по схеме

$$H_2S \rightarrow H_2 + S.$$

Из числа соединений, образующихся при углефикации органического вещества и содержащих водород, сероводород является самым неустойчивым. Для разложения его на элементы требуется затратить 5 ккал/моль против 22 ккал/моль для аммиака и 137 ккал/моль для воды. Однако реакция разложения сероводорода смещена вправо лишь при температурах выше 350° С.

В природе существует еще один процесс, который может вести к разложению таких соединений, как вода, аммиак, сероводород и другие, — это радиолиз [110]. Роль радиолиза воды, ведущего к образованию водорода, гидро-

ксил-радикала, кислорода и перекиси водорода, в процессах нефтеобразования неоднократно обсуждалась в литературе [299, 300 и др.]. Однако наряду с радиолизом воды может протекать и даже более энергично радиолиз аммиака и сероводорода. При этом для разрыва связей необходимо затратить следующие энергии (в ккал/моль):

$H_2O \rightarrow H + OH$	117,5
$OH \rightarrow H + O$	101,5
$H_2 \rightarrow H + H$	90,0
$H_3 \rightarrow H_2 + H$	102,0

При радиолизе аммиака образуются азот, водород, гидрозин (N_2H_4). Радиолиз сероводорода подобен радиолизу воды. В результате разложения сероводорода образуются водород, сера, гидросульфид-ионы. Таким образом, процессами радиолиза могут быть объяснены кажущиеся противоречия с фактическим материалом изложенной выше схемы.

В немалой степени радиолизу способствовала повышенная радиоактивность пород баженовской свиты. По данным каротажных исследований давно известна повышенная гамма-активность битуминозных глин баженовской и тутлеймской свит. Н. А. Туезова [132] на основе более чем 10 000 определений гамма-активности пород Западно-Сибирской плиты установила, что она меняется от $2{,}3 \cdot 10^{-4}$% в опоках и опоковидных глинах люлинворской, славгородской и ипатовской свит до $10—150 \cdot 10^{-4}$% в битуминозных глинах верхней юры.

Таким образом, энергичной реакции радиолиза в верхнеюрских битуминозных глинах способствовало сочетание благоприятных обстоятельств: содержание в толще радиоактивных элементов и большие масштабы образования сероводорода — соединения, наиболее легко поддающегося разложению. Эти же процессы, но в меньших масштабах, протекали, несомненно, и в других толщах осадочного чехла.

Необходимо отметить еще два следствия рассмотренной выше схемы, чрезвычайно важные для правильного понимания процессов нефтеобразования.

1. Значительные масштабы образования водорода в отложениях осадочного чехла, особенно в верхнеюрской толще, должны были способствовать интенсивной гидрогенизации рассеянного органического вещества по схемам, детально обоснованным Г. И. Стадниковым, Л. В. Хмелевским, В. А. Соколовым.

2. Повышенное содержание урана и повышенная радиоактивность пород баженовской свиты должны были способствовать преобразованию органического вещества. В частности, реакции радиолиза ведут к разложению углеводородов, особенно алифатических, с образованием как более простых, так и более высокомолекулярных, чем исходные, углеводородов.

Возможно и второе объяснение [209]. Разумно предположить, что сделанные выше при балансовых расчетах катагенетических превращений рассеянного органического вещества допущения не вполне точны и что в ходе катагенетических превращений часть водорода и азота не входит в состав новообразующихся продуктов (битумоидов, углеводородов, газов, воды, аммиака, сероводорода), а выделяется в свободном виде. Такое допущение означает, что при катагенезе органического вещества идут два параллельных процесса перераспределения водорода. Водород перераспределяется внутри органического вещества с образованием битумоидов, наиболее подвижные компоненты которых затем могут мигрировать в ловушки. Одновременно часть водорода в молеку-

лярном виде отщепляется от исходного органического вещества и в растворенном состоянии диффундирует от участков большей концентрации к зонам пониженной концентрации. Часть его расходуется на образование сорбированных углеводородных газов. При благоприятных тектонических условиях в наиболее приподнятых участках молекулярный водород выделяется из растворенного в свободное состояние. При этом сразу же начинаются реакции гидрогенизации свободным водородом рассеянного органического вещества с образованием нефти. В обоих случаях рассеянное органическое вещество, из которого часть углеводородов эмигрировала, отличается от исходного пониженным содержанием водорода.

В таких реакциях гидрогенизации может участвовать, кроме того, водород, выделяющийся при радиолизе сероводорода и ионов аммония, а также водород, высвобождающийся при гидрослюдизации монтмориллонита и смешаннослойных образований [110, 173, 392].

Как оценить количество водорода, которое может участвовать в процессах гидрогенизации органического вещества? В схеме балансовых расчетов, описанной выше, такая возможность не учитывается. Если при построении подсистемы уравнений (V.1б) допустить образование в катагенезе свободного водорода непосредственно из органического вещества, то получится, что число неизвестных увеличится на одно и система будет иметь бесчисленное множество решений.

Возможно, однако, видоизменить схему расчетов.

Рассмотрим систему уравнений (V.1а). Дополним ее геологически вполне оправданным допущением, что

$$x>0,\ y>0,\ z>0,\ t>0,\ u>0.$$

Такую систему можно также решать относительно M_1 и получить

$$B'M<M_2<A'M_1$$

и по аналогии с решением системы (V.1) решить систему (V.1а), т. е. определить, в частности, количество водорода (y), идущего в процессе катагенеза на образование из органического вещества воды (H_{H_2O}), углеводородных газов (H_{CH_4}), сорбированных ($H^c_{CH_4}$) и воднорастворенных ($H^в_{CH_4}$), сероводорода (H_{H_2S}), аммиака (H_{NH_3}) и свободного или «избыточного» водорода (H_{H_2}).

Величину y обозначим $H_{акт}$ и в дальнейшем условно будем называть «активный водород»

$$H_{акт}=H_{H_2O}+H^c_{CH_4}+H^в_{CH_4}+H_{H_2S}+H_{NH_3}+H_{H_2}. \qquad (V.10)$$

Сумму первых пяти слагаемых в последнем выражении обозначим $H_{св}$ и будем условно называть «связанный водород»

$$H_{св}=H_{H_2O}+H^c_{CH_4}+H^в_{CH_4}+H_{H_2S}+H_{NH_3}. \qquad (V.11)$$

Величиной H_{H_2S} в конкретных условиях недр Западно-Сибирской плиты можно пренебречь. Величины $H^в_{CH_4}$ и H_{NH_3} можно определить, зная массы воды в недрах, ее состав и состав воднорастворенных газов. Величину $H^c_{CH_4}$ можно определить, зная массу пород, их газонасыщенность и состав сорбированных газов. Наконец, в соответствии с расчетами можно принять $H_{H_2O}=0{,}15H_{акт}$. Тогда по разности можно определить H_{H_2}.

Если в рассматриваемой нефтегазоносной толще в данном районе или условно выделенном квадрате количество активного водорода больше связан-

ного, то избыток его рассматривается как пошедший на образование нефти. Чем больше «избыточного» водорода, тем более перспективен район для поисков нефтяных залежей. Под «избыточным» водородом понимается разность количеств активного и суммарного связанного водорода [209].

В районах, где процессы нефтеобразования не происходили, количества активного и связанного водорода должны совпадать. Практически же расчеты, произведенные для территории Западно-Сибирской плиты, показали, что в неперспективных районах количество связанного водорода больше, главным образом за счет водорода, содержавшегося в хлороформенных битумоидах. Это обусловлено тем, что в неперспективных районах степень метаморфизма органического вещества, как правило, невысокая, и исключение из расчетов водорода, участвовавшего в реакциях перераспределения в дораннебуроугольную стадию, приводит к двойному занижению количества избыточного водорода, так как в битумоидах его количество учитывается и при распределении общего избыточного водорода вычитается из общей расчетной величины активного водорода.

Конкретный расчет по схеме, суммированной уравнением (V.11), затруднен, так как помимо современного количества углеводородных газов и иона аммония в водах необходимо учитывать их рассеивание с элизионными и возрожденными водами в древние циклы водообмена, потери газа за счет диффузии в атмосферу и т. п.

Естественно, возникает вопрос, какая из схем баланса более объективно отражает реально протекающие в природе процессы? Вероятнее всего, в природе имеют место и процессы диспропорционирования водорода, и реакции «самогидрогенизации» органического вещества за счет свободного водорода, выделяющегося при катагенезе органического вещества. По вопросу о соотношении абсолютных масс углеводородов, генерируемых в процессе диспропорционирования водорода в органическом веществе и в процессе «самогидрогенизации» органического вещества, единого мнения пока нет.

Более важно, однако, то обстоятельство, что, как легко видеть, обе схемы расчета при надежной исходной информации должны давать количественно одинаковые результаты, так как «избыточный» водород все равно расходуется на «самогидрогенизацию» органического вещества. Разница состоит лишь в следующем. В первом случае весь комплекс компонентов нефти генерируется в нефтепроизводящей породе, а затем они поступают в пути первичной и вторичной миграции и частично аккумулируются в ловушки. Во втором случае наряду с таким процессом происходит миграция выделяющегося «избыточного» водорода и поэтому образование нефти и газа возможно, например, в ловушке, где водород выделяется в свободную фазу и происходит гидрогенизация органического вещества в песчано-алевритовых породах продуктивных пластов. Именно такая схема описана, например, И. И. Нестеровым [209]. Повторим еще раз, что в части количества образующихся углеводородов (жидких и газообразных) и неуглеводородных компонентов битумоидов обе схемы расчета должны давать близкие величины.

На основании данных табл. 31—36 легко подсчитать, что в 100 г рассеянного органического вещества класса гумитов новообразуется на буроугольной стадии (подстадии $Б_2$ и $Б_3$) 0,3 г высокомолекулярных углеводородов (с температурой кипения выше 300° С), асфальтенов и смол, на длиннопламенной — 1,2 г, на газовой — 1,25 г, на жирной — 1,03. Из 100 г сапропелитов на тех же стадиях образуется 1,3, 2,1, 1,6, и 0,4 г этих компонентов битумоидов. Из каждых 100 г органического вещества образуется (в пересчете на нормальные

условия) 1,4, 1,0, 0,14 и 0,43 г углеводородных газов в органическом веществе класса гумитов и 1,60, 0,45, 0,60 и 0,45 г в органическом веществе класса сапропелитов на тех же стадиях углефикации. Кроме того, доказано, что происходит новообразование низкокипящих углеводородов в отложениях баженовской свиты — от 20 до 40% от веса битумоида.

На рис. 54 на основе обобщения этих данных показана динамика новообразования жидких и газообразных углеводородов в зоне катагенеза, в прото-

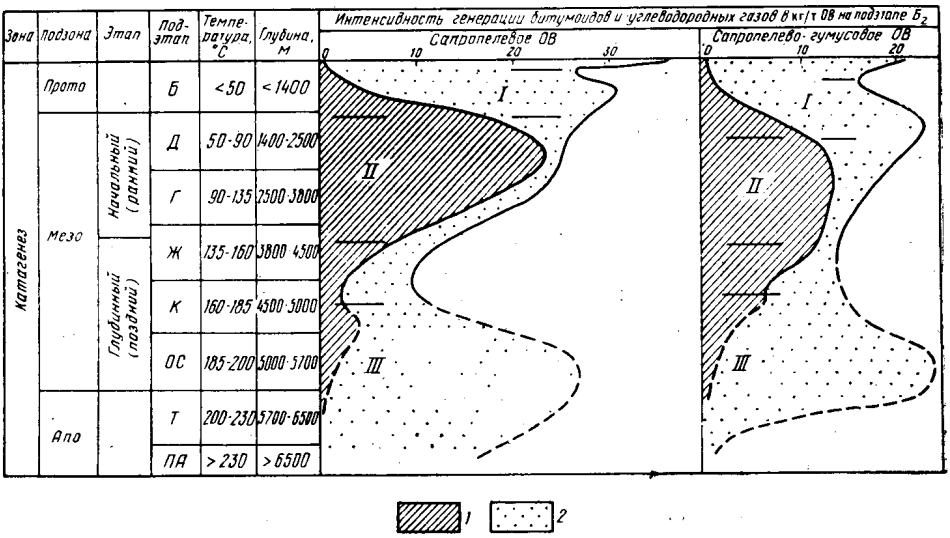


Рис. 54. Интенсивность генерации битумоидов и углеводородных газов органическим веществом в зоне катагенеза.

I — протораннемезокатагенная (верхняя) зона интенсивного газообразования; *II* — главная зона нефтеобразования; *III* — позднемезоапокатагенная (глубинная) зона интенсивного газообразования. Интенсивность: *1* — нефтеобразования, *2* — газообразования

катагенезе и раннем метакатагенезе. Здесь же показан предположительный (поскольку материалы по Западно-Сибирской плите не дают исходных данных для подсчета) ход процесса после жирной стадии.

Из рис. 54 видно, что и в сапропелевом, и в сапропелево-гумусовом органическом веществе новообразование битумоидов наиболее интенсивно происходит в конце длиннопламенной и на газовой стадиях катагенеза. Главные зоны новообразования углеводородных газов и битумоидов в разрезе зоны катагенеза пространственно разобщены — максимум газообразования охватывает прото- и самое начало мезокатагенеза. Расчеты по другим регионам и теоретические соображения позволяют считать, что глубже 3500—4000 км, когда органическое вещество претерпевает катагенетические превращения, отвечающие коксовой и отощенно-спекающейся стадиям, интенсивность газообразования вновь возрастает.

В едином цикле нефтеобразования в осадочной толще принято выделять следующий ряд фаз: фаза созревания потенциально нефтепроизводящих отложений; фаза начала и прогрессивного развития процессов нефтеобразования, главная фаза процессов нефтеобразования, фаза затухания процессов нефтеобразования и фаза существования нефтепроизводивших отложений [147].

В разрезах осадочных бассейнов выделяются зоны, соответствующие каждой из этих фаз [147]. Они носят те же названия, что и фазы.

Вероятно, следует выделять аналогичные зоны и по динамике процессов газообразования. Представляется целесообразным выделять протораннемезокатагенную (верхнюю) и позднемезоапокатагенную (глубинную) зоны интенсивного газообразования [143]. Протораннемезокатагенной зоне интенсивного газообразования отвечают первые две зоны процессов нефтеобразования. Позднемезоапокатагенной зоне интенсивного газообразования отвечает зона затухания процессов нефтеобразования и, возможно, верхняя часть зоны распространения нефтепроизводивших отложений.

Из рис. 54 видно, что сапропелевое органическое вещество генерирует и нефтяных углеводородов, и газов значительно меньше, чем сапропелево-гумусовое. Для чисто гумусового органического вещества эта разница еще значительнее [110].

Показанная на рис. 54 вертикальная зональность процессов нефтегазообразования ранее описывалась Н. Б. Вассоевичем [42], В. С. Вышемирским [55, 58], И. В. Высоцким [52, 53], А. Э. Конторовичем [38, 142, 145, 219], И. И. Нестеровым [209], А. А. Трофимуком [58] и др.

Большая роль протораннемезокатагенного этапа интенсивного газообразования обоснована в работах В. Г. Васильева, В. И. Ермакова и др. [15], мезоапокатагенного — в работах В. А. Соколова [299, 300, 303], Тиссо и Пеле [327], С. Г. Неручева [207], А. М. Акрамходжаева [2, 3], Г. Э. Прозоровича [262] и др.

Важно подчеркнуть, что, исходя из очень быстрой потери водорода сапропелевым органическим веществом после жирной стадии, есть все основания считать, что в нем позднемезоапокатагенный этап интенсивного газообразования дает значительно бóльшие массы углеводородных газов, чем в гумусовом [110, 207].

§ 6. Первичная миграция углеводородов

В § 4 при рассмотрении катагенетических превращений рассеянного органического вещества была описана динамическая модель соотношения между скоростями новообразования и эмиграции битумоидов в предположении, что эти процессы действительно имеют место в погружающихся осадочных толщах [58], и показано, что реально наблюдаемые закономерности изменения количества и состава битумоидов в отложениях Западно-Сибирской плиты находятся в хорошем соответствии с этой схемой.

Далее в § 5 было показано, что наряду с эмиграцией битумоидов и углеводородных газов в погруженных на значительные глубины осадочных породах может иметь место эмиграция образующегося в ходе катагенеза в тех или иных количествах водорода, который вступает в реакции гидрогенизации органического вещества как в глинах, так и в проницаемых породах, в частности, в пределах ловушек углеводородов с образованием последних [229].

Рассмотрим эти процессы более подробно.

Понятие о первичной миграции углеводородов было введено в литературу по нефтяной геологии В. Иллингом. Под первичной миграцией он предложил понимать процесс миграции углеводородов из материнской породы в коллектор. Такое определение было логичным до тех пор, пока принималось, что нефтепроизводящими породами могут быть лишь глины и аргиллиты. Со времени работ В. А. Соколова [299] все большее число исследователей (Н. Б. Вассоевич, В. С. Вышемирский, М. Ф. Двали, С. Г. Неручев, А. А. Трофимук,

Ф. Г. Гурари, А. Э. Конторович, К. А. Черников, И. А. Юркевич и др.) считают, что нефтепроизводящими могут быть не только глины и аргиллиты, но и песчано-алевритовые и карбонатные породы. Более того, ряд исследователей (В. В. Вебер, И. И. Нестеров, Н. Н. Ростовцев и др.) высказали гипотезу, что песчано-алевритовые и карбонатные породы являются основными нефтепроизводящими [47, 209, 278]. К этим осадочным породам, служащим одновременно и коллекторами нефти и газа, понятие первичной миграции в формулировке Иллинга неприменимо. Мы сочли нужным, однако, сохранить это понятие, учитывая преобладание глинистых пород в осадочной оболочке Земли (50% по Н. Б. Вассоевичу [46]). Под первичной миграцией следует понимать процесс десорбции углеводородов и уход их из точек первоначального захоронения рассеянного органического вещества.

Выше показана генетическая связь состава рассеянных битумоидов с органическим веществом пород, рассмотрены закономерности изменения их состава на различных стадиях катагенеза. Надо, однако, иметь в виду, что битумоиды представляют собой сложные смеси различных по молекулярному весу, химической структуре и составу, сорбционной способности, растворимости соединений. Если первичная миграция рассеянных битумоидов действительно имеет место в природе, то этот процесс должен приводить к направленным изменениям в составе битумоидов. Та их часть, которая не участвует в первичной миграции, должна обогащаться компонентами с низкой миграционной способностью. Битумоиды, претерпевшие перемещение, должны содержать больше легкоподвижных мигрантноспособных соединений. В общем виде такая идея неоднократно высказывалась Н. Б. Вассоевичем [41], В. А. Успенским [235, 237], С. Я. Вайнбаумом [142], В. С. Вышемирским [58], А. Э. Конторовичем [58, 219, 333], И. И. Нестеровым [209], С. Г. Неручевым [203, 204], А. А. Трофимуком [58, 330, 333] и др.

Развивая представления о рассеянных битумоидах, Н. Б. Вассоевич, а позднее К. А. Черников и С. Г. Неручев предложили различать несколько типов рассеянных битумоидов. Перечислим наиболее важные для дальнейшего изложения и достаточно уверенно диагностируемые типы.

1. Сингенетичный битумоид (СБ) не претерпел никаких перемещений либо из-за недостаточной зрелости органического вещества, либо из-за неблагоприятных геологических условий, поэтому количественная и качественная его связь с исходным органическим веществом, его типом проявляется весьма отчетливо.

2. Сингенетичный остаточный битум (СОБ) имеет более кислый состав, чем сингенетичный битумоид, вследствие потери части мигрантноспособных компонентов.

3. Эпигенетичный битумоид (ЭБ) — битумоид, испытавший значительные перемещения, обогащен наиболее подвижными компонентами синбитумоидов.

4. Смешанный битумоид (СмБ) представляет собой смесь сингенетичного или остаточного сингенетичного и эпигенетичного битумоидов. Исходя из наличия какого-то количества органического вещества и сингенетичных рассеянных битумоидов в каждой осадочной породе, чисто эпигенетичных битумоидов, строго говоря, нет. При каких соотношениях ЭБ, СБ и СОБ битумоид следует относить к ЭБ, а при каких — к СмБ, Н. Б. Вассоевич и С. Г. Неручев не указывают.

В § 4 при анализе катагенетических превращений органического вещества речь шла о сингенетичных и сингенетичных остаточных битумоидах.

Рассмотрим модель первичной миграции углеводородов из глин [333].

Пусть:

1) имеется некоторое геологическое тело a — однородный пласт глин мощностью L, ограниченный сверху и снизу пластами песчаников;

2) в каждой его точке (x, y, z) содержится некоторое количество органического вещества, причем

$$c(x, y, z, t) = q(x, y, z, t) + b(x, y, z, t),$$

где $c(x, y, z, t)$ — общее содержание органического вещества в породе; $q(x, y, z, t)$ — содержание керогена; $b(x, y, z, t)$ — содержание битумоида. Последний, в свою очередь, представляет собой сложную смесь углеводородов различного молекулярного веса и состава, смол и асфальтенов, сорбированных на керогене, и минеральной части породы;

3) в некоторый момент времени $t = t_0$ во всех точках (x, y, z) пласта битумоиды совершенно идентичны по составу;

4) в каждой единице объема тела a имеется некоторое количество (m) поровой воды с растворенными в ней газами, которые образуют поток флюида из внутренних частей пласта через его верхнюю и нижнюю границы (за счет процессов выжимания поровой воды при уплотнении пород и диффузии образующихся при метаморфизме газов).

В результате десорбции из пород и растворения в воде и газах компонентов битумоида последние приобретают известную миграционную способность. Необходимо выяснить, к каким изменениям по разрезу пласта (по оси z) в соотношении отдельных компонентов органического вещества вообще и битумоидов в частности приведут эти процессы.

Легко видеть, что мы имеем процесс, модельно очень близкий к хроматографии жидкостей на адсорбенте (в случае, когда подвижная фаза — вода) или газоадсорбционной хроматографии (в случае, когда подвижная фаза — газ). Представление о том, что миграцию углеводородов в толще горных пород можно рассматривать как их движение в огромной хроматографической колонке, неоднократно высказывалось и раньше В. А. Соколовым [300] и рядом зарубежных исследователей. Строгое описание процесса хроматографии средствами математики сложно и удается лишь для простейших систем при некоторых упрощениях (так называемая идеальная хроматография). Интересующий нас случай к простейшим задачам идеальной хроматографии не сводится.

Особенностью хроматографического процесса в рассматриваемом случае по сравнению с идеальной хроматографией является то, что само геологическое тело L — глинистый пласт есть источник подвижной фазы. Вследствие этого через внешние (по оси z) части пласта пройдет больше подвижной фазы, чем через центральные. На языке хроматографии это означает, что число промываний внутренних зон пласта будет много меньше, чем внешних. Как следствие, хроматографическое разделение компонентов битумоида, условия для эмиграции углеводородов будут ухудшаться от границ пласта к его центральной части. Пусть, например, мы замерим по разрезу пласта глин (вдоль оси z), например, λ_1 и λ_2 — содержания двух каких-либо компонентов в битумоиде, из которых λ_1 мигрантноспособнее, чем λ_2. Соотношение между ними в начальный момент

$$\nu_0 = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)_{t=t_0} = K_0$$

постоянно во всех точках пласта. Тогда в процессе первичной миграции ν станет минимальным в кровле и подошве пласта (плоскости $z = \pm L/2$) и менее всего

изменится (будет ближе всего к K_0) в средней части пласта (плоскость $z_1 = 0$), т. е.

$$\begin{aligned} \nu'(z) &> 0 \quad \text{при } z < 0, \\ \nu'(z) &= 0 \quad \text{при } z = 0, \\ \nu'(z) &< 0 \quad \text{при } z > 0. \end{aligned} \tag{V.11a}$$

Понятно, что если λ_2 мигрантноспособнее, чем λ_1, зависимость будет обратная.

Все сказанное позволяет рассматривать (V.1) как экспериментальное правило для установления нефтепроизводящих пластов аргиллитов и глин.

Из рассмотренной модели следует, что чем больше мощность пласта ($L \to \infty$), тем больше затруднена эмиграция углеводородов из его центральных частей, и битумоиды в них будут по составу ближе всего к первичным, автохтонным. Мысль о том, что наиболее жесткие условия для начальной миграции нефти необходимы в тех случаях, когда породы-коллекторы далеко отстоят от нефтепроизводящих пород, еще в 1955 г. высказал Н. Б. Вассоевич [41]. В дальнейшем она была детально обоснована А. Э. Конторовичем, С. Г. Неручевым, А. А. Трофимуком [205, 219, 333].

При проверке описанной модели удобнее рассматривать зависимость между параметром ν_t и удаленностью точек от границ пласта

$$\nu_t = f\left(\frac{L}{2} - |z|\right)^1 \tag{V.12}$$

для которой, в соответствии с (V.1), будем иметь

$$\nu_t' = f'(|z|) \leqslant 0. \tag{V.13}$$

Легко понять, что уравнение (3) может быть использовано для выделения нефтепроизводящих пластов.

Если измерения сделаны для серии пластов, находящихся в близких условиях (глубина погружения, литология, условия захоронения, содержание и тип органического вещества и т. п.), и степень изученности каждого пласта в отдельности не позволяет исследовать, выполняется ли условие (V.1), зависимость (V.2) можно рассматривать как статистическую для многих пластов и проверить, выполняется ли условие (V.3). В этом случае дается оценка нефтепроизводящих свойств как всей толщи сразу (статистически выполняется или не выполняется (V.3), так и отдельных пластов (следуют или нет с определенной доверительной вероятностью замеры на отдельных пластах общей зависимости). Очевидно, такая статистическая оценка пригодна, в отличие от (V.1), и для пластов аргиллитов и глин малой мощности, и для пластов песчаников. В пластах аргиллитов и глин малой мощности и в пластах песчаников ν_t должно принимать значения, замеряемые на пластах большей мощности при достаточно малых значениях h.

Таким образом, для отнесения той или иной толщи, в соответствии с (V.1) или (V.3), к нефтепроизводящей или нефтенепроизводящей необходимо изучение отдельных пластов с детальной характеристикой элементного, компонентного и углеводородного составов битумоидов.

Развитые представления позволяют получить данные о составе сингенетичных и сингенетичных остаточных битумоидов для толщ с различными типами органического вещества, геохимической и фациальной обстановкой его захоронения, стадией катагенеза.

---

[1] Для простоты $L/2 - |z| = h$.

Действительно, при $h \to \infty$ можно, рассматривая различные параметры, получить характеристики сингенетичных битумоидов. Тогда в реальных пластах глинистых и песчано-алевритовых пород, в которых битумоиды содержат больше гетероэлементов, асфальтово-смолистых соединений и т. п., чем в предельном случае, эти битумоиды следует диагностировать как остаточные, причем чем более кислый состав они имеют, тем больше компонентов из них эмигрировало.

Описанная модель была впервые проверена на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты [219, 333]. В качестве объекта для проверки ее правильности взяли отложения юры и неокома. Они залегают на глубинах от 1000—1500 до 2500—3000 м, характеризуются температурами от 30—40 до 150—160° С, метаморфизмом органического вещества от буроугольной стадии до жирной. Органическое вещество представлено в этих отложениях гумолитовым, гумолито-сапропелитовым и сапропелитовым типами. Оно захоронялось как в континентальных, так и в морских бассейнах седиментации, с обстановками в диагенезе от окислительной до резко восстановительной. Мощность отдельных пластов аргиллитов колеблется в юрско-неокомской осадочной толще от десятков сантиметров до десятков и даже сотен метров. Таким образом, рассматриваемые отложения характеризуются широким и разнообразным спектром признаков. При выделении в их составе нефтепроизводящих отложений вся плита была разбита на ряд участков с примерно одинаковым метаморфизмом органического вещества, одинаковым литологическим составом пород, условиями их накопления и т. п. Имеющийся фактический материал позволил рассмотреть зависимость между содержанием гетероэлементов в хлороформенных экстрактах из образцов аргиллитов и расстоянием точки их отбора до ближайших границ пластов

$$(\mathrm{N} + \mathrm{S} + \mathrm{O}) = f(h).$$

Согласно рассмотренной модели, если из аргиллитов происходила эмиграция углеводородов в пласты-коллекторы, то содержание гетероэлементов в хлороформенных экстрактах из образцов аргиллитов должно быть максимально при h, равном нулю, и убывает с ростом h. Кроме того, в ряде случаев удалось проследить влияние процессов эмиграции на углеводородный и групповой составы битумоидов.

Изменение среднего состава битумоидов в глинах в зависимости от расстояния до коллектора для ряда районов и толщ Западно-Сибирской плиты приведено в табл. 37.

Из табл. 37 видно, что первичная миграция углеводородов действительно имела место во всех толщах юры и неокома на Западно-Сибирской плите. Об этом свидетельствовали, как отмечалось выше, и материалы, приведенные в § 4.

Интересный пример влияния процессов эмиграции углеводородов на групповой состав битумоидов зафиксирован в Александровской скв. 3. Здесь в отложениях баженовской свиты детально изучен углеводородный состав двух образцов, один из которых расположен в 3 м, а другой — в 34 м до ближайшего коллектора. Во фракции 300—350° С первый образец содержит 50%, а второй 56,9% метаново-нафтеновых углеводородов, а во фракции 250—300° С — 56,3 и 79,8% соответственно. В составе углеводородов с температурой кипения выше 350° С в первом битумоиде 14,4%, а во втором — 29,3% метаново-нафтеновых углеводородов. Метаново-нафтеновая фракция этих углеводородов содержит в первом случае 4,95%, а во втором — 12,0% нормальных углеводородов,

Таблица 37

Изменение средних содержаний гетероэлементов в битумоидах (%) из глинистых пород Западно-Сибирской плиты в зависимости от расстояния до коллектора [1]

Район	Возраст	Расстояние до коллектора, м					Стадия катагенеза
		0—2	2—4	4—6	8—10	15—20	
Игрим-Нарыкаевский	J_{1-2}	18,39	13,21	11,10	9,23	7,83	Д
Саргатский	J_{1-2}	10,78	9,40	8,74	8,08	7,55	ДГ
Сургутско-Нижневартовский	J_{1-2}	9,50	7,54	6,59	5,66	4,91	Г
Каймысовский	J_3v	9,56	8,79	8,25	7,52	6,72	ДГ
Шаимский	J_3v	11,96	11,25	10,69	9,90	8,91	БД
Сургутско-Нижневартовский	K_1v	9,19	8,40	7,97	7,51	7,10	БД — Д

[1] Каждое значение—среднее из 10—12 определений.

зато в распределении нафталиновых, фенантреновых и антраценовых структур в нафтеново-ароматических фракциях картина обратная. Образцы, расположенные близко к коллектору, содержат их в количестве 23,2%, а далеко — 19,7%. Таким образом, углеводородный состав этих битумоидов в зависимости от расстояния до коллектора изменяется в полном соответствии с рассмотренной выше моделью [219].

Вместе с тем известны многочисленные случаи, когда состав битумоидов в вертикальном разрезе глинистых пластов практически не меняется.

Анализ показал, что зависимость $(N + S + O) = f(h)$ удобно искать в виде

$$(N+S+O)=\frac{\alpha}{\beta+h}+\gamma, \qquad (V.14)$$

где h — расстояние от точки в глинистом пласте до ближайшего коллектора; α, β и γ — некоторые постоянные, определяемые для каждого конкретного случая по эмпирическим данным.

Близкая модель была описана С. Г. Неручевым [204]. С. Г. Неручев и Й. С. Ковачева [204] рассмотрели характер изменения состава битумоидов на примере палеозойских толщ Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. По их данным, в породах живетского яруса Шкаповского района при уменьшении расстояния до коллектора от 14—16 до 0,1 м содержание гетероэлементов возрастает от 8—9 до 13—14%, а углерода падает от 81—82 до 75—77%. В этом же направлении уменьшается и битумоидный коэффициент. Такая же закономерность наблюдается в пашийских и кыновских глинах Шкаповского и эйфельских и живетских Туймазинского районов.

Изложенная методика была впервые опубликована в 1965 г. [333]. Она сразу получила признание со стороны Н. Б. Вассоевича [42]. В ГДР Р. Майнгольд в 1966 г. опубликовал развернутое описание методики, согласившись с ее теоретическими установками, и назвал ее весьма интересной [387]. Этот исследователь, правда, выразил сомнение, сохранится ли тот же механизм эмиграции в очень тонких пластах.

В 1967 г. И. А. Юркевич [367], анализируя возможность эмиграции жидких углеводородов из пластов аргиллитов, также пришел к выводам, полностью тождественным точке зрения А. Э. Конторовича, С. Г. Неручева,

А. А. Трофимука. Он писал: «Сложное по своему составу, свойствам и взаимосвязи с породами вещество битумов не может мигрировать целиком, одновременно с одинаковой для всех компонентов интенсивностью и независимо от характера среды. Отдельные компоненты и соединения из его состава вовлекаются в этот процесс последовательно в соответствии с их подвижностью, зависящей от характера данного соединения и сопутствующей ему обстановки.

Относительно простые углеводородные компоненты битума более подвижны, чем высокомолекулярные. Миграционная способность метановых углеводородов выше, чем ароматических. В каждой углеводородной группе миграционная способность углеводородов понижается по мере усложнения состава и строения молекул. Среда предполагаемой первичной миграции представляет собой сложную и грандиозную по объему хроматографическую систему» (стр. 24).

И далее: «В нефтематеринских породах проявление процесса первичной миграции должно сопровождаться понижением величины $\beta_{хл}$ и соотношения $\beta_{хл}/\beta_{сб}$, уменьшением доли углеводородов в составе остаточного битума, доли метаново-нафтеновых углеводородов в составе масляной фракции битума, доли углеводородов относительно простого строения и состава в каждой углеводородной группе, понижением содержания водорода в элементарном составе остаточного битумоида и величины отношения углерода к сумме гетероатомов в составе битумоида и т. д.» (стр. 25).

Из этих модельных представлений И. А. Юркевич делает вывод, что при таких обстоятельствах процесс первичной миграции битума непременно должен сопровождаться процессом дифференциации его вещества, порождающим определенные по своему характеру сопряженные изменения количественных показателей состава рассеянных битумов и битуминизированности органического вещества, закономерно развивающимся от нефтематеринских пород к породам-коллекторам.

В другом месте, говоря о достаточно объективных доказательствах эмиграции углеводородов из глинистых пород, этот исследователь пишет, что «...убедительными на этот счет могли бы быть сведения о закономерности сдвигов в характеристике рассеянных битумов и битуминизированности органического вещества в связи с избирательной сорбцией различными компонентами битумоида по мере перемещения его по пелитоморфной (нефтематеринской) породе в сторону залегания пород-коллекторов» (стр. 12).

Из приведенных цитат легко видеть, что в этом вопросе точка зрения И. А. Юркевича полностью совпадает с нашей. К сожалению, И. А. Юркевичу, видимо, остались неизвестными аналогичные выводы, опубликованные еще в 1965 г. А. Э. Конторовичем, С. Г. Неручевым, А. А. Трофимуком и в дальнейшем обстоятельно развитые в работах [204, 219]. Сам он не нашел фактических данных, подтверждающих теоретически предполагаемые закономерности изменения состава битумоидов в пластах аргиллитов. Поэтому И. А. Юркевич пришел к выводу о невозможности эмиграции углеводородов из аргиллитов в зоне катагенеза.

Вместе с тем имеется ряд замечаний по предложенной методике. В. А. Соколов [302] считал, что неправильно говорить о миграции битумоидов без уточнения, о каких углеводородах идет речь. «Все это, — пишет он, — ведет к малообоснованным предположениям о том, сколько углеводородов мигрировало из пласта. Так, например, в одной из работ утверждается [1], что из пласта

[1] Речь идет о работе А. А. Трофимука и А. Э. Конторовича [333]. — *Прим. авт.*

мощностью 100 м мигрирует 4% от первоначального количества битумоидов. Возникает вопрос, о каких углеводородах и битумоидах идет речь. Если здесь имеются в виду газообразные и легкие жидкие углеводороды нефти, то приведенные величины явно сомнительны. За счет одной диффузии за длительное геологическое время из пласта мощностью 1 м уйдет почти все образовавшееся количество углеводородов. Даже пласт мощностью 100 м потеряет бо́льшую часть газообразных и жидких углеводородов» (стр. 131). Анализ работ [302] показывает, что эта критика в значительной степени основана на недоразумениях.

В работе [333], на которую ссылался В. А. Соколов, прямо сказано (стр. 12, примечание), что из-за принятой методики определения битумоидов речь идет лишь об углеводородах с температурой кипения выше 250—300° С. Что же касается газообразных углеводородов и в значительной степени углеводородов, кипящих до 200—250° С, то еще в 1964 г. один из авторов писал, что подавляющая их часть (до 99%) эмигрирует из материнских пород [140]. В дальнейшем это вновь многократно подчеркивалось.

Таким образом, в данном вопросе точка зрения В. А. Соколова и наша, по существу, полностью совпадали.

Хроматографическую модель эмиграции битумоидов из глинистых пород не разделяет И. И. Нестеров. Он объясняет различие в составе битумоидов по разрезу глинистых пластов разной мощности условиями седиментогенеза.

В последние годы появились новые доказательства того, что процесс эмиграции битумоидов из глинистых пород можно моделировать как хроматографический. В. В. Казаринов показа́л это на примере верхнелейасовых аргиллитов в Вилюйской синеклизе [58]. Д. И. Дробот также отмечает, что в центральных частях мощных глинистых пачек в ушаковской свите венда Иркутского амфитеатра битумоид более восстановленный, чем в их периферических частях и маломощных пластах.

Весьма интересные результаты, подтверждающие эту модель, опубликованы французскими геохимиками. Б. Тиссо и Р. Пеле изучили изменение состава битумоидов в пластах глин по направлению к коллектору на примере девонских отложений Алжира [327]. Они показали, что на расстоянии 14 м от коллектора битумоид содержит 64% углеводородов и 5,8% асфальтенов, что по направлению к коллектору состав битумоида монотонно меняется и в 2 м от коллектора битумоид содержит 54% углеводородов, 12,2% асфальтенов. Этот факт Б. Тиссо и Р. Пеле объясняют различной сорбционной способностью асфальтенов и углеводородов. Они пишут: «можно считать, что перемещение молекул из материнской породы в пласт-коллектор касалось преимущественно углеводородов и, следовательно, обогатило остающуюся смесь асфальтенами там, где миграция углеводородов была наиболее значительной» (стр. 84).

Ванденбрук также показала на примере тоарских глин Парижского бассейна, залегающих на глубинах 2030—2050 м, что по направлению к коллектору падает битумоидный коэффициент органического вещества, увеличивается доля тяжелых молекул, уменьшается содержание насыщенных углеводородов [402]. В этом исследовании образцы в пласте глин были отобраны через 1 м. Автор отмечает, что по направлению к коллектору возрастает «промытость» глин.

Описанная модель позволила разработать метод оценки количества битумоидов, эмигрирующих из нефтепроизводящих пород [333].

Пусть имеем пласт глин, плотность которого всюду одинакова и равна ρ. Содержание остаточного битумоида в породах задано функцией

$b(x, y, z)$, а ν — содержание в нем любого компонента, например углерода. Прежде всего нужно подсчитать, какая доля углеводородов эмигрирует из материнских пород. Принципиальный путь решения этой задачи был указан С. Г. Неручевым [203]. Он предложил использовать для этой цели уравнения материального баланса.

Предположим, что в момент времени t_0 в геологическом теле находилось некоторое количество q_0 битумоидов, содержащих $C_0\%$ углерода, и в момент времени t в рассматриваемом теле осталось $q_{t\ \text{ост}}$ битумоидов, а $q_{t\ \text{эм}}$ эмигрировало, причем первые содержат $C_{t\ \text{ост}}$ % углерода, а вторые — $C_{t\ \text{эм}}\%$.

Тогда можно записать очевидные соотношения:

$$q_0 = q_{t\ \text{ост}} + q_{t\ \text{эм}},$$

$$q_0 C_0 = q_{t\ \text{ост}} C_{t\ \text{ост}} + q_{t\ \text{эм}} C_{t\ \text{эм}}.$$

Решая их, найдем, что

$$q_{t\ \text{эм}} = \frac{q_{t\ \text{ост}}(C_0 - C_{t\ \text{ост}})}{C_{t\ \text{эм}} - C_0}. \tag{V.15}$$

Легко понять, что аналогичные соотношения могут быть получены и для содержания гетероэлементов, масел, углеводородов и т. п. в битумоидах. Таким образом, для определения количества углеводородов, эмигрировавших из нефтепроизводящих пород, необходимо знать состав автохтонных битумоидов до и после эмиграции из них части компонентов, состав аллохтонных битумоидов и количество оставшихся в породах битумоидов.

Тогда количество битумоидов, эмигрировавших из элементарного объема $dv = dx\,dy\,dz$,

$$\Delta q = \rho b_t(x, y, z)\frac{\nu_0 - \nu t_{\text{ост}}}{\nu_{t\ \text{эм}} - \nu_0}\,dx\,dy\,dz.$$

Если размеры пласта X_i, Y_i, L_i, то для всего пласта в целом будем иметь

$$q(X, Y, L) = \frac{\rho}{\nu_{t\ \text{эм}} - \nu_0}\iiint\limits_{V_i} b_i(x, y, z)[\nu_0 - \nu_{t\ \text{ост}}(z)]\,dx\,dy\,dz. \tag{V.16}$$

Обозначим плотность вероятности трехмерной случайной величины размеров множества пластов $A_\varphi(X, Y, L)$. Если $\varphi(X, Y, L)$ задана в рассматриваемом сложном геологическом теле с числом пластов N, то общее количество эмигрировавших из них битумоидов

$$Q = N\int_0^\infty\int_0^\infty\int_0^\infty q(X, Y, L)\varphi(X, Y, L)\,dx\,dy\,dz. \tag{V.17}$$

В конкретных случаях формулы (V.6) и (V.7) могут быть упрощены. Пусть для этого случая площадь пласта a равна S, а содержание остаточного битумоида во всех точках одинаково и равно b, тогда, используя (4), (6), (7), получим

$$q(L, S) = \frac{2\alpha b S\rho}{\gamma - \gamma_{t\ \text{эм}}}\ln\left(1 + \frac{L}{2\beta}\right), \tag{V.18}$$

$$Q = \frac{2\alpha\rho b N}{\gamma - \nu_{t\ \text{эм}}}\int_0^\infty\int_0^\infty \ln\left(1 + \frac{L}{2\beta}\right)\varphi(L, S)\,dL\,dS. \tag{V.19}$$

их места не имела. Методика определения этих величин описана ранее [142]. Изменение этого показателя при погружении бедных (1) и богатых (2) $C_{орг}$ осадочных толщ для сапропелевого органического вещества приведено на рис. 56.

На рис. 56 показана скорость изменения этого параметра с глубиной. Разумеется, это цифры средние и действительная картина много сложнее, однако из рис. 56 видно, что максимальных величин скорость эмиграции

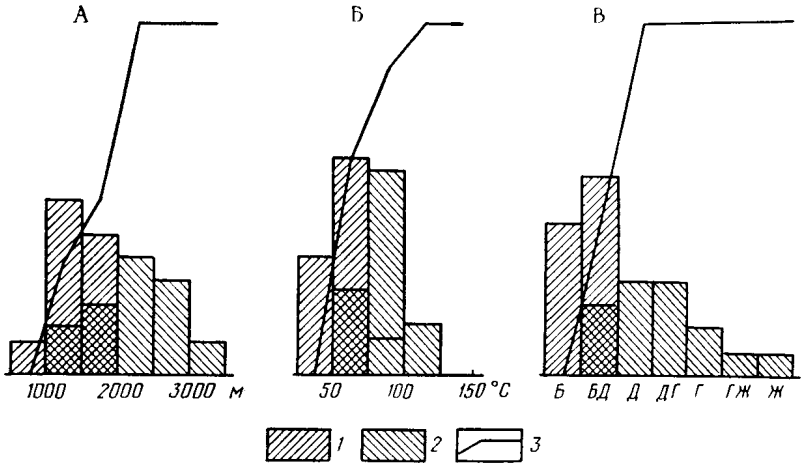


Рис. 55. Гистограммы распределения глубин погружения (*А*), температуры (*Б*) и стадий метаморфизма органического вещества (*В*) в нефтепроизводящих и нефтенепроизводящих отложениях [219]:

1 — нефтенепроизводящие отложения; *2* — нефтепроизводящие; *3* — кривая условных частот встречаемости нефтепроизводящих отложений

битумоидов в условиях Западно-Сибирской плиты достигает на глубинах 2100—2400 м, т. е. в конце длиннопламенной — начале газовой стадии катагенеза. При дальнейшем погружении эмиграция битумоидов замедляется. В условиях юга Сибирской платформы в отложениях кембрия максимум интенсивности эмиграции битумоидов достигается на той же стадии катагенеза, но на значительно бóльших глубинах — 2800—3000 м, что связано, вероятно, с разными геотермическими режимами недр и разным действием фактора времени [186]. Имеются данные, что в конце жирной — начале коксовой стадий катагенеза эмиграция битумоидов вновь несколько усиливается, хотя и менее значительно [144].

Коэффициент эмиграции газообразных углеводородов можно оценить непосредственно, рассчитав количество газов, которое генерировала 1 т органического вещества за свою историю и современное содержание в ней сорбированных углеводородных газов и газов закрытых пор [142, 151]. Такие оценки были выполнены. Они показали, что в толщах, бедных органическим веществом, газ эмигрирует практически полностью, а в толщах, богатых органическим веществом типа баженовской свиты, — на 80—90%.

Можно грубо оценить состав и количество высокомолекулярных углеводородов, смол и асфальтенов, эмигрирующих из рассеянного органического вещества [143, 229].

В конце прото- — начале мезокатагенеза и из сапропелевого, и из гумусового органического вещества эмигрирует до 1 кг битумоидов на 1 т органического вещества. В них в составе фракции насыщенных углеводородов преобладают цикланы, особенно конденсированные. В нафтеново-ароматической фракции углеводороды по преимуществу гибридные, конденсированность аренов значительная.

В главной зоне нефтеобразования из 1 т гумусового рассеянного органического вещества эмигрирует 10—12 кг битумоидов, из которых примерно 50% представлено насыщенными углеводородами, 41% — нафтеново-ароматическими, 8,5% — смолами и 0,5% — асфальтенами, н-алканы составляют 14% от всех эмигрировавших соединений, полиядерные арены — 25% от нафтеново-ароматической фракции. Преобладают среди них нафталиновые и фенантреновые углеводороды. Каждая тонна сапропелевого органического вещества в главной зоне нефтеобразования генерирует около 37 кг нефти, в которой 28—29% — насыщенные углеводороды, 31—32% — нафтеново - ароматические. Нормальные алканы составляют первые проценты от общего количества эмигрировавших продуктов.

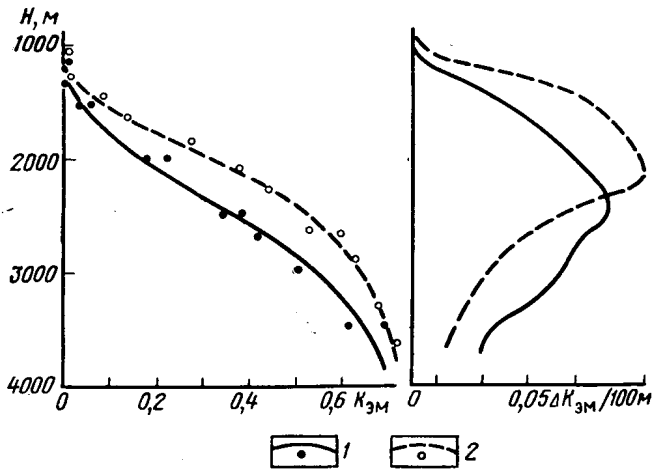


Рис. 56. Зависимость коэффициента эмиграции ($K_{эм}$) и скорости его изменения ($\Delta K_{эм}$/100 м) от глубины погружения

1 — сапропелевое органическое вещество, захороненное в восстановительной обстановке диагенеза; *2* — сапропелевое органическое вещество, захороненное в нейтральной обстановке диагенеза

Следовательно, процессы нефтеобразования в сапропелевом органическом веществе протекают в главной зоне нефтеобразования несравненно более энергично, чем в гумусовом. Этот контраст еще более значителен с учетом низкокипящих углеводородов (до 300° С) и углеводородных газов. Составы эмигрирующих продуктов также очень сильно различаются.

В позднем мезокатагенезе из каждой тонны гумусового рассеянного органического вещества дополнительно мигрирует 6—7 кг битумоидов, из них примерно 20% эмигрировавших высокомолекулярных углеводородов — насыщенные и около 60% — нафтеново-ароматические, н-алканов эмигрирует очень мало — 300—400 г из 1 т органического вещества [229]. Из этого следует, что гумусовое органическое вещество генерирует парафинистые нефти на газовой и жирной стадиях — в главный цикл нефтеобразования. Новые порции высокомолекулярных углеводородов, которые поступают в ловушки в позднемезокатагенный этап, представлены в основном изоалканами и циклическими углеводородами.

Для оценки масштабов эмиграции жидких углеводородов из толщ, сложенных сапропелевым органическим веществом, данных пока нет.

В начале этого параграфа, рассматривая механизм эмиграции углеводородов и других компонентов битумоидов из нефтепроизводящих пород, мы лишь в самом общем виде коснулись вопроса о формах такой миграции. Такой подход позволил выявить, какие особенности в распределении битуминозных компонентов рассеянного органического вещества могут служить реальным доказательством первичной миграции углеводородов, установить наличие таких следов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты, изучить динамику процессов первичной миграции, оценить количество и состав продуктов, эмигрирующих на разных этапах катагенеза. Завершая анализ условий первичной миграции углеводородов в недрах Западно-Сибирской плиты, выясним, в каких формах она имела место.

По современным представлениям, первичная миграция углеводородов могла осуществляться в следующих состояниях:

1) в виде раствора (истинного или коллоидного) образующихся жидких углеводородов в водах, отжимаемых из глин и аргиллитов при уплотнении;

2) в виде ретроградного раствора образующихся жидких углеводородов в газах, генерируемых органическим веществом в ходе его катагенетических превращений;

3) в виде раствора находящейся в газообразном состоянии однофазной газонефтяной системы в водах, отжимаемых из глин и аргиллитов.

Динамику процессов газообразования в зоне катагенеза мы рассмотрели выше. Вторым флюидом, играющим громадную роль в процессах миграции углеводородов (наряду с газами), являются воды, отжимаемые из глин. В этой связи необходимо оценить масштабы этого процесса на разных стадиях катагенеза при уплотнении пород.

Как известно, под абсолютной, или полной пористостью породы понимается наличие в ней пустот (пор), не заполненных твердым веществом. Полная пористость включает абсолютно все поры (открытые и закрытые) независимо от их формы, величины, взаимного расположения. Абсолютная и открытая пористость пород характеризуется коэффициентами абсолютной и открытой пористости, которые выражают отношения объема всех или открытых пор к видимому объему породы.

Закономерности изменения абсолютной и открытой пористости и плотности глин и аргиллитов в процессе литогенеза хорошо изучены. С увеличением глубины залегания пород величины абсолютной и открытой пористости уменьшаются [41, 110, 122, 209 и др.]. Так, пористость глинистых осадков в процессе литогенеза снижается от 60—85 до 1% и менее. Установлено, что уменьшение пористости происходит вследствие уплотнения пород и основным фактором уплотнения является вес перекрывающих отложений, возрастающий по мере увеличения их мощности [41, 110, 122, 213].

Исследованию пористости аргиллитов Западно-Сибирской плиты посвящены работы Н. А. Туезовой [122], В. В. Булатова, И. И. Нестерова [209, 213]. Эти исследования показали, что с увеличением глубины погружения абсолютная и открытая пористость глин уменьшается.

И. И. Нестеров [209] показал, что на глубинах до 800 м зависимость абсолютной пористости $m_{абс}$ от мощности перекрывающих отложений h описывается уравнением

$$m_{абс} = 0{,}40 - \frac{1}{6450} h, \tag{V.22}$$

а на глубинах от 800 до 3000 м — уравнением

$$m_{абс} = 665 - 0{,}203 \ \ln h. \tag{V.23}$$

Для оценки количества воды, отжатой из глин и аргиллитов на разных стадиях катагенеза, из результатов, полученных этим исследователем, легко вывести, что при погружении параллелепипеда, вырезанного из пласта аргиллитов и имеющего площадь основания 1 км^2 и высоту 1 м, с глубины h_1 до глубины h_2 из него будет отжато воды (в м^3)

$$Q = 10^6 \left(\frac{1 - m_c)(m_1 - m_2)}{(1 - m_1)(1 - m_2)} \right). \qquad (V.24)$$

В этой формуле m_1, m_2 и m_c — абсолютная пористость глинистых пород на глубинах h_1, h_2 и их современная абсолютная пористость. Величины m_1 и m_2 можно вычислить с помощью уравнений регрессии, приведенных выше.

Рабей и Хаберт искали эти же зависимости в виде иного уравнения регрессии. По их построениям

$$m_{абс} = m_0 e^{-cbh},$$

где $m_0 = 0{,}48$; $c = 1{,}42 \cdot 10^{-3}$ 1/м; b — некоторая безразмерная величина, характеризующая геологические условия вытеснения жидкостей из глин. Тогда количество воды Q, вытесненной из единицы первоначального объема глин, при изменении их пористости от m_0 до m будет равно [394]

$$Q = \frac{m_0 (1 - e^{-cbh})}{1 - m_0 e^{-cbh}}. \qquad (V.25)$$

При расчете количества поровой воды, отжимаемой на разных стадиях катагенеза, было принято, что средней буроугольной стадии органическое вещество достигает на глубине 1200 м, длиннопламенной — на глубине 1600 м, газовой — 2300 м и жирной — 2900 м. В разных регионах и даже в разных районах Западно-Сибирской плиты в зависимости от геотермического режима эти глубины будут меняться. Их можно принять в качестве средних в целом для Западно-Сибирской плиты.

Результаты соответствующих расчетов приведены в табл. 38. Из нее видно, что из пласта глин, имеющего к концу соответствующей стадии мощность 1 м и площадь 1 км^2, будет отжато при переходе от средней буроугольной до длиннопламенной стадии 92 тыс. м^3, при переходе от длиннопламенной до газовой — 79 тыс. м^3 и от газовой до жирной — 66 тыс. м^3 воды.

Из формул (V.22) и (V.25) очевидно, что основная масса поровых вод отжимается из глин в диагенезе и в начале протокатагенеза, т. е. в зоне созревания потенциально нефтепроизводящих отложений. Между тем, как было показано выше, формирование всего комплекса компонентов, свойственных нефти, и их

Таблица 38

Количество воды, отжимаемой из глин при уплотнении на разных стадиях катагенеза с 1 км^2 площади (в расчете на 1 м мощности к концу стадии), тыс. м^3

Начальная стадия углефикации	Конечная стадия углефикации		
	БД	ДГ	ГЖ
$Б_2$	92	171	237
БД	—	79	145
ДГ	—	—	66

первичная миграция происходят много глубже, в основном в главной зоне нефтеобразования. Это обстоятельство многим исследователям казалось серьезным аргументом в пользу нереальности процессов первичной миграции углеводородов.

За последнее время, однако, появились принципиально новые данные, позволяющие снять это возражение.

Обычно при расчетах по формулам (V.24) или (V.25) принимается, что все глины уплотняются равномерно. Между тем это не так. Еще в 1966 г. П. Ф. Тесленко и Б. С. Коротков обратили внимание на то, что уплотнение глин в периферических и центральных частях мощных глинистых пластов и толщ, а также в маломощных глинистых пластах происходит неравномерно. В мощных глинистых толщах, особенно в их центральных частях, глины уплотняются медленнее, в связи с чем резко замедляется и смещается на бóльшие глубины удаление из них поровых вод.

Позднее Ричард Е. Чепмен [375] и А. Т. Дурмышьян [105] подтвердили такое замедленное уплотнение глин в мощных пластах новыми данными и дали принципиальное объяснение причин этого явления. Эти исследователи показали, что в центральных частях мощных глинистых пластов вследствие изолированности глин от областей разгрузки отток поровой воды значительно отстает от темпа и глубины погружения глин. В результате этого уплотнение глин замедляется и в порах создается аномально высокое пластовое давление, близкое к геостатическому или даже превышающее его. Как следствие, значительные массы поровых вод отжимаются из глин не на глубинах порядка первых сотен метров, а значительно бóльших.

На характер уплотнения глин помимо строения песчано-алеврито-глинистых толщ значительное влияние оказывает еще один фактор, впервые отмеченный А. Э. Конторовичем и Е. А. Рогозиной на материалах Западно-Сибирской плиты [110]. Обычно в работах, посвященных уплотнению глин при погружении, рассматривается изменение их плотности и абсолютной пористости. Во всех этих работах закономерности изменения закрытой пористости глин и аргиллитов, факторы, их контролирующие, соотношения на разных стадиях катагенеза открытых и закрытых пор и т. д. оставались вне внимания исследователей. Решение этих вопросов имеет важное значение для нефтяной геологии, в частности для выяснения форм, в которых находятся газообразные и жидкие углеводороды в горных породах, и механизма их первичной миграции, для оценки нефте- и газопроизводящих свойств пород и т. п. Кроме того, величина закрытой пористости и доля закрытых пор в суммарной пористости в значительной степени определяют свойства аргиллитов как покрышек.

В этой связи было проведено исследование абсолютной, открытой и закрытой пористости пород и соотношений между ними [110]. Полученные данные сведены в табл. 39.

Из табл. 39 видно, что величины абсолютной и открытой пористости пород с глубиной уменьшаются. Коэффициенты корреляции, характеризующие соответствующие связи, равны —0,55 и —0,45 соответственно. В отличие от абсолютной и открытой пористости, закрытая пористость не связана с мощностью перекрывающих отложений. Из табл. 39 видно, что пористость аргиллитов и глин в очень сильной степени зависит от содержания в них органического вещества. Абсолютная и относительная пористость связана с содержанием в породах органического углерода отрицательно. Закрытая пористость пород тем выше, чем богаче образец органическим углеродом. Особенно сильная положительная связь имеется между отношением закрытой и открытой

Таблица 39

Корреляционные связи между пористостью аргиллитов m, глубиной их залегания и содержанием органического вещества $C_{орг}$

Параметры	$C_{орг}$	$m_{абс}$	$m_{откр}$	$m_{закр}$	$\frac{m_{закр}}{m_{абс}}$
Глубина	0,08	—0,55	—0,45	—0,04	0,26
$C_{орг}$		—0,34	—0,54	0,48	0,60
$m_{абс}$			0,85	0,005	—0,44
$m_{откр}$				—0,48	—0,78
$m_{закр}$					0,78

пористости и содержанием органического углерода (0,66). Как следствие, обогащенные органическим веществом среднеюрские и особенно верхнеюрские аргиллиты обладают значительно более высокой закрытой пористостью, чем значительно менее уплотненные, но бедные органическим веществом нижнемеловые глины. В глинах покурской свиты закрытые поры составляют всего 7,9% от общего количества пор, в глинах тарской — 12,5%, куломзинской и мегионской — 14,5%, в то время как в баженовской свите и ее аналогах на долю закрытых пор приходится 57,3% и в тюменской — 45,6% от общего объема пор. Таким образом, наряду с мощностью глинистых пластов на уплотнение глин оказывает влияние и содержание в них органического вещества, так как с ростом концентрации органического вещества резко возрастает роль закрытых пор и улучшаются условия для создания в поровом пространстве глин аномально высоких пластовых давлений.

Ричард Е. Чепмен рассчитал, что при некоторых условиях из глин, в которых при уплотнении создается аномально высокое пластовое давление, до глубины 1000 м отжимается примерно в 2 раза меньше воды, чем в маломощных пластах. Эта «задержанная» вода отжимается главным образом на глубинах более 2000 м [374, 375].

Из приведенных данных вытекает ряд чрезвычайно важных для теории первичной миграции углеводородов и понимания особенностей этого процесса в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты следствий.

Во-первых, в обогащенных органическим веществом толщах, где преобладают достаточно мощные глинистые пласты, значительная часть поровых вод отжимается не в прото-, а в мезокатагенезе, на глубинах более 2 км, что создает благоприятные условия для первичной миграции образующихся в главной зоне нефтеобразования битумоидов [58, 77, 219].

Во-вторых, в мощных и достаточно обогащенных органическим веществом пластах отжимание из глин основной массы поровых вод происходит более синфазно, чем в маломощных глинистых пластах. Как следствие, в мощных глинистых пластах процессы первичной миграции углеводородов начинаются позже, но протекают, по крайней мере, в их периферических частях в бóльших масштабах, чем в пластах маломощных.

Из сказанного следует, что на Западно-Сибирской плите в отложениях верхней юры и неокома, где широко распространены достаточно мощные глинистые пласты, имели место весьма благоприятные условия для процессов

первичной миграции углеводородов, когда эти отложения погружались в главную зону нефтеобразования. Из данных, приведенных на рис. 43 (см. § 4), видно, что в глинах баженовской свиты эмиграция углеводородов до настоящего времени в среднем не преобладала над их новообразованием, в отличие от отложений подстилающих и перекрывающих. Скорее всего, это связано с тем, что в силу значительной мощности и обогащенности органическим веществом в этой толще еще не достигнуты оптимальные условия для выжимания вод, находящихся в порах под высоким пластовым давлением.

При рассмотрении геологических условий и факторов первичной миграции углеводородов до последнего времени недостаточно учитывался еще один фактор.

Работами советских и зарубежных геологов показано, что в ходе катагенеза происходит гидрослюдизация монтмориллонитовых образований с выделением межплоскостных вод [160, 173, 302, 340, 375, 390]. Эту воду принято называть «возрожденной» [130]. А. Г. Коссовская, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутов [160], а позднее американские исследователи (Паурс, Берст, Перри, Хавер) изучили количественную сторону и механизм этого процесса. Они показали, что выделение возрожденной воды из монтмориллонитовых образований происходит неравномерно [375, 390, 392]. В первоначально захороненном осадке и в начале протокатагенеза разбухающие глинистые минералы содержат в межплоскостном пространстве более двух мономолекулярных слоев воды. В протокатагенезе, примерно до глубины 1 км, параллельно с выжиманием из глин поровых вод происходят дегидратация смешанно-слойных образований и сокращение межплоскостных слоев молекул воды до двух. Два последних слоя воды, которые непосредственно примыкают к глинистым решеткам, связаны с ними достаточно прочно, и для дальнейшей дегидратации смешанно-слойных образований необходимы определенные термодинамические условия. Определяющим при этом является уже не давление, а температура. При геотермических градиентах порядка 3,5—4,0 °С/100 м она достигается на глубинах 2000—2500 м. В интервале глубин от 1000 до 2000—2500 м дегидратация монтмориллонитовых образований не происходит.

По поводу механизма дегидратации сильно разбухающих образований в мезокатагенезе единого мнения нет. Дж. Берст [373] полагает, что при погружении на глубину 2,0—2,5 км под действием температуры монтмориллонитовые образования теряют один из двух оставшихся (предпоследний) слоев межплоскостной воды. Этот процесс завершается на глубинах 3,5—4,0 км в зависимости от геотермического градиента. Потеря монтмориллонитовыми образованиями последнего слоя воды происходит крайне медленно.

Э. А. Перри и Д. Хавер [390] первую стадию дегидратации монтмориллонитовых образований (до 1000 м) объясняют аналогично. Затем следует этап низкой водоотдачи межплоскостной воды. На глубинах 2,0—2,7 км скорость дегидратации вновь резко увеличивается. В зоне интенсивной дегидратации монтмориллонитовых образований на больших глубинах, по мнению Перри и Хавера, процесс, в свою очередь, распадается на две стадии. На первой из них происходит произвольная (в смысле взаимного расположения) трансформация монтмориллонитовых слоев до тех пор, пока примерно 65% от их первоначального количества не превратится в плитовые. На второй стадии происходит упорядочение расположения монтмориллонитовых слоев в смешанно-слойных образованиях. При этом скорость дегидратации вновь возрастает. К концу этой стадии в сохранившихся монтмориллонитовых образованиях остается всего лишь 5% от первоначальной межплоскостной воды. Она постепенно

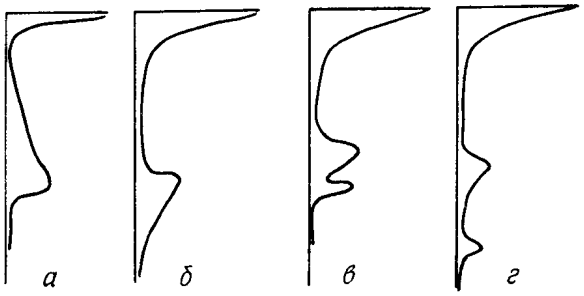


Рис. 57. Интенсивность выделения поровых и возрожденных вод из глин

а — по Пауэрсу [392]; *б* — по Берсту [373]; *в*, *г* — по Перри и Хаверу [390] при геотермических градиентах 3,1° С/100 м, 2,4° С/100 м соответственно

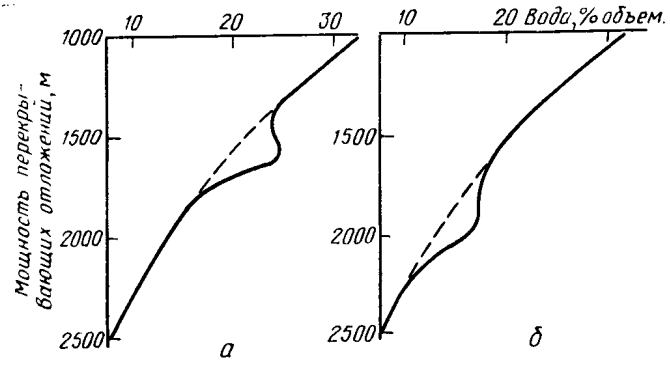


Рис. 58. Потери воды из глинистых пород неокомских отложений Центрального Приобья (по Г. А. Лебедевой и К. А. Черникову [173], с изменениями)

а — Нижневартовский свод; *б* — Сургутский свод

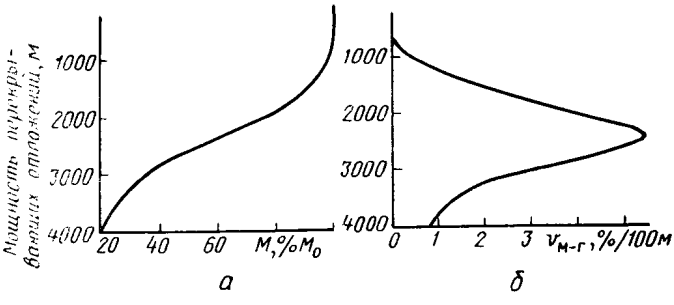


Рис. 59. Изменение содержания монтмориллонитовых слоев M (в % от начального M_0) и скорости $v_{м-г}$ их гидрослюдизации $\Delta M/100$ м при погружении осадочной толщи. Геотермический градиент 3—4 °С/100 м

а — по И. Н. Ушатинскому [192]; *б* — подсчитано по материалам И. Н. Ушатинского

теряется на больших глубинах. Интенсивность процессов выделения межслоевой воды из монтмориллонитовых образований по Пауэрсу, Берсту, Перри и Хаверу показана на рис. 57.

При анализе условий нефтеобразования мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты первыми на роль гидрослюдизации монтмориллонитовых образований в первичной миграции углеводородов обратили внимание Г. В. Лебедева и К. А. Черников [173, 267]. По их данным, в неокомских отложениях Западно-Сибирской плиты наиболее интенсивно дегидратация монтмориллонитовых образований происходит в интервале глубин 1500—1800 м на Нижневартовском и 2000—2300 м на Сургутском сводах (рис. 58). И. Н. Ушатинский [192] также подробно изучил количественную сторону процесса гидрослюдизации монтмориллонитовых образований в глинах той или иной толщи. Будем характеризовать скорость гидрослюдизации монтмориллонитовых образований величиной ΔM, численно равной величине уменьшения их количества (в % от первоначального M_0) при погружении осадочной толщи на 100 м. Обозначим эту величину

$$v_{м \to г} = \frac{\Delta M}{M_0}.$$

Тогда, как видно из кривой *б* на рис. 59, по-

строенной по данным И. Н. Ушатинского, максимальная скорость гидрослюдизации монтмориллонитовых образований на Западно-Сибирской плите имеет место на глубинах 2200—2600 м.

Можно оценить количество воды, выжимаемой при этом из глин. Методика таких расчетов опубликована [173]. Необходимые исходные данные можно найти в работах [192, 342]. Интервал глубин максимально интенсивной дегидратации монтмориллонитовых образований в условиях Западно-Сибирской плиты примерно отвечает концу длиннопламенной — началу газовой стадии. Из приведенной ранее табл. 38 видно, что из пласта глин, имеющего к середине газовой стадии мощность 1 м и площадь 1 км^2, выделится вследствие уплотнения за этот этап около 70 тыс. м^3 воды. Расчет показывает, что за счет гидрослюдизации монтмориллонитовых образований из отложений верхнеюрско-валанжинской морской толщи из того же объема пород должно было дополнительно выделиться 20—25 тыс. м^3 возрожденных вод. К этому надо добавить, что за счет неравномерного уплотнения глин в мощных глинистых пластах на малых глубинах в рассматриваемом интервале глубин дополнительно выделится еще 15—20 тыс. м^3 воды.

В каких же формах осуществляется первичная миграция жидких и газообразных углеводородов?

Сопоставляя количество газов, образующихся при метаморфизме органического вещества на разных стадиях катагенеза, и количество вод, отжимаемых на тех же стадиях из глин и аргиллитов, можно оценить соотношение между ними (газовый фактор отжимаемых вод). Понятно, что в зависимости от содержания в породе органического вещества соотношения эти будут разные. Результаты соответствующих расчетов для углеводородных газов показаны на рис. 60 [58, 110, 142]. Они выполнены отдельно для органического вещества класса сапропелитов при содержании органического углерода в породах 5; 4; 3; 2; 1 и 0,5% без учета «возрожденных» и «задержанных вод».

Из рис. 60 видно, что для гумусового органического вещества газовый фактор отжимаемых вод возрастает от поздней буроугольной стадии углефикации к длиннопламенной и резко падает на газовой. Величины газового фактора весьма высокие. Так, на длиннопламенной стадии они достигают 5—6 м^3/м^3 при содержании органического углерода в породе 1%, 10—12 м^3/м^3 при содержании углерода 2%, 14—18 м^3/м^3 — при 3%, 20—24 м^3/м^3 — при 4% и 25—30 м^3/м^3 — при 5%. На газовой стадии газовый фактор отжимаемых вод не превышает 5—6 м^3/м^3.

Для сапропелевого органического вещества кривые газонасыщенности отжимаемых вод имеют зеркальный характер: минимум отмечается на длиннопламенной стадии при значительном возрастании на поздней буроугольной и газовой. Отношения газ — вода для сапропелевого органического вещества также высокие. Так, на газовой стадии углефикации они равны 20—25, 16—18, 12—14, 8—9 и 4—5 при содержании органического углерода в породах 5, 4, 3, 2 и 1 соответственно. Кривые изменения соотношений углекислый газ — вода подобны рассмотренным. Только газовый фактор по углекислому газу в них значительно выше, особенно для органического вещества класса гумолитов.

В действительности значения отношений газ — вода в конце длиннопламенной и на газовой стадиях в толщах, обогащенных разбухающими глинистыми минералами, и в мощных глинистых толщах в 1,5—3,0 раза ниже, чем это показано на рис. 60.

Все обсуждаемые выше расчеты (см. рис. 60) сделаны, исходя из предположения, что геотермический градиент равен 4° С/100 м. В районах, где

геотермический градиент ниже, органическое вещество при погружении осадочной толщи будет метаморфизоваться медленнее, а отжатие седиментационных вод из аргиллитов будет происходить с той же интенсивностью. Как следствие, газонасыщенность вод, по крайней мере на глубинах до 2000—3000 м, будет меньше и роль водных растворов в первичной миграции газов возрастет.

В отложениях заводоуковской серии средние содержания органического углерода в глинах превышают 1% почти на всей территории их распро-

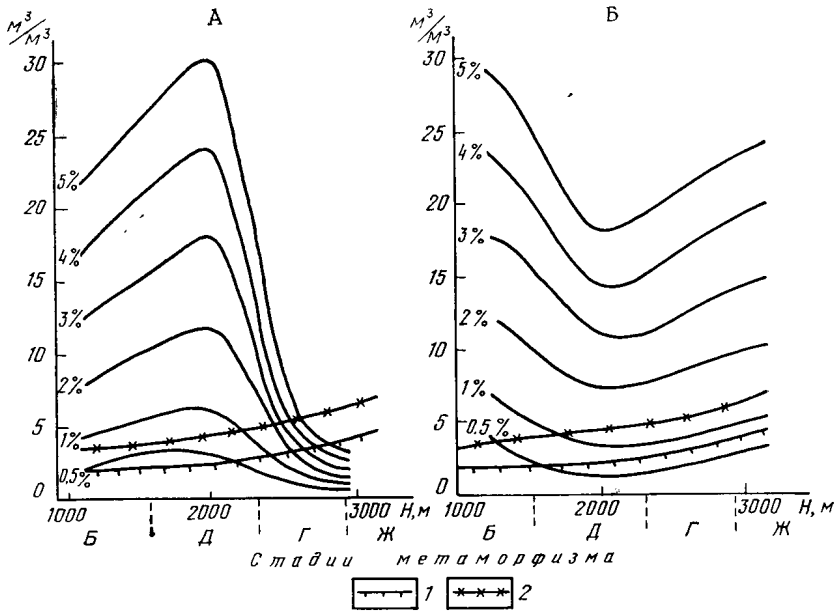


Рис. 60. Соотношение между количеством генерируемых органическим веществом углеводородных газов и отжимаемых из аргиллитов вод (в м³/м³) в зоне катагенеза для пород с различным содержанием органического углерода для органического вещества класса гумолитов (*А*) и класса сапропелитов (*Б*)

Кривые предельной растворимости метана в воде на разных стадиях катагенеза в условиях:

1 — гидростатического давления, *2* — геостатического давления. Условно принят геотермический градиент 4° С/100 м

странения, за исключением юго-восточных районов и сравнительно узкой полосы земель шириной 50—200 км вдоль восточной границы современного распространения этой толщи. Максимальные содержания органического углерода (3—5%) приурочены к Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадинам и смежным с ними положительным структурам первого порядка.

Из этого следует, что в течение большей части мелового периода преобладающей формой первичной миграции углеводородных газов из нижне-среднеюрской толщи было свободное состояние. В свободном состоянии находилось не менее 50% эмигрировавших из глинистых пород газов.

В кайнозое, когда на большей части территории органическое вещество в отложениях заводоуковской серии достигло газовой и переходной от газовой к жирной стадии, в процессах первичной миграции резко возросла роль водных растворов углеводородных газов. В зонах, где отложения заводоуковской серии

погрузились на глубину 2500—3000 м, эта форма миграции стала преобладающей, а очень часто и единственной.

Аналогичным было изменение соотношения между формами первичной миграции углеводородов во времени и для углекислого газа. Однако для него роль растворов на всех этапах геологической истории была значительно выше, а площадь земель, где происходила первичная миграция в свободном состоянии, намного меньше.

В глинах баженовской свиты и ее аналогов на большей части территории центральных районов плиты содержание органического углерода составляет 5—12%. В пределах земель, на которых органическое вещество достигло поздней буроугольной стадии углефикации, концентрация $C_{орг}$ не ниже 1%. Органическое вещество относится к классу сапропелитов. На большей части территорий углеводородные газы эмигрировали из этих отложений преимущественно в свободном состоянии. Углекислый газ эмигрировал примерно в равных количествах в виде растворов и в свободном состоянии.

В неокомских отложениях органический углерод в количестве более 1% встречается только в отложениях фроловской свиты и ее аналогов, тяготеющих к Надымской и Ханты-Мансийской мегавпадинам. В пределах этих земель первичная миграция газов в свободном состоянии происходила, хотя вряд ли играла значительную роль. На всей остальной территории первичная миграция углеводородных газов осуществлялась в воднорастворенном состоянии.

Таким образом, благодаря обогащенности юрских отложений Западно-Сибирской плиты органическим веществом углеводородные газы эмигрировали из них преимущественно в свободном состоянии. В других мезозойских нефтегазоносных бассейнах СССР эти отложения во много раз беднее органическим веществом [3, 71, 152, 276]. В них первичная эмиграция углеводородов осуществлялась преимущественно в воднорастворенном состоянии.

В неокомских отложениях углеводородные газы эмигрировали из глин также главным образом в состоянии водного раствора. Лишь в районах развития фроловской свиты процессы первичной миграции углеводородных газов в свободном состоянии играли определенную роль.

Из рис. 60 видно, что в толщах, содержащих как сапропелевое, так и сапропелево-гумусовое органическое вещество, при концентрации органического углерода 2% и более значительная часть газов, образующихся на поздней буроугольной и длиннопламенной стадиях, эмигрирует из породы в свободном состоянии. В толщах, содержащих сапропелевое органическое вещество, такое соотношение между формами первичной миграции углеводородных газов возможно в случае, если эти толщи на стадии диагенеза были сложены разбухающими минералами и в них преобладают мощные пласты и пачки глин. На газовой стадии катагенеза миграция значительных масс углеводородных газов в свободном состоянии возможна лишь в случае, если породы содержат более 3—4% органического углерода. Это обстоятельство существенно уточняет выполненные ранее расчеты [58, 110, 142]. В толщах с гумусовым органическим веществом на газовой стадии углефикации газы эмигрируют из материнских пород преимущественно, а иногда и полностью в воднорастворенном состоянии. При содержании органического углерода в породах около 1% и особенно 0,5% преобладающей, а часто и единственной формой первичной миграции углеводородных газов является водный раствор.

Для углекислого газа первичная миграция в свободном состоянии начинает играть сколько-нибудь значительную роль при концентрации органического углерода в породах 3—4% и более. Особенно малую роль играет

эмиграция углекислого газа в свободном состоянии для толщ с сапропелевым органическим веществом при концентрации органического углерода менее 5%.

Формы первичной миграции углеводородных газов определяются содержанием органического вещества в породах. Чем богаче породы органическим веществом, тем бо́льшую роль при прочих равных условиях играет первичная миграция в свободном состоянии.

По данным Н. Б. Вассоевича [46], в породах континентального сектора осадочной оболочки земли содержится в среднем 0,62% органического углерода, в том числе в глинистых породах 0,96%, а в алевролитах и алевритах 0,45%, в песках и песчаниках 0,20% и в карбонатных породах 0,20%. Сравнение этих величин с зависимостями, изображенными на рис. 60, показывает, что преобладающей формой первичной миграции углеводородов являются водные растворы [58, 110, 142, 204, 254].

В предыдущих разделах этой главы неоднократно обращалось внимание на существенное влияние типов органического вещества на направленность процессов нефтеобразования. Приведенные в этом разделе материалы показывают, что тип органического вещества оказывает определенное влияние, особенно при малых содержаниях органического вещества в породах, и на формы первичной миграции углеводородных газов.

Поскольку при уплотнении глин из них должна выделяться не только седиментационная вода, но и вода, образовавшаяся в ходе углефикации органического вещества, была оценена роль последней. Оказалось, что при содержании органического углерода в породе 5% количество образующейся при метаморфизме «органической» воды составляет на поздней буроугольной стадии 2,5%, на длиннопламенной 3,0%, на газовой 0,65% от отжимаемых седиментационных вод для органического вещества класса гумолитов и соответственно 4,0; 2,7 и 3,4% для органического вещества класса сапропелитов. Эти количества органической воды практически не сказываются на соотношении газ — вода в отжимаемых из глин флюидах.

Отношение между количеством уходящих из пород при погружении газов и вод должно быть меньше, чем это показано на рис. 60, потому что часть образующихся газов сорбируется материнской породой. Однако, учитывая приведенные выше данные, согласно которым из глин, бедных органическим веществом, эмигрировало 95—99% образовавшегося в них газа, вряд ли учет сорбционных процессов может существенно изменить результаты расчетов, использованных при построении рис. 60.

Имеется значительное число работ, в которых рассматривается растворимость метана и его гомологов в водах [299, 300].

Наиболее полно результаты всех исследований суммированы А. Ю. Намиотом и М. М. Бондаревой. Они приводят данные о растворимости углеводородных газов в водах в широком интервале температур и давлений. К сожалению, все данные относятся к дистиллированной воде. Известно, однако, что в минерализованных водах растворимость углеводородных газов снижается. В какой мере минерализация вод на Западно-Сибирской плите сказывается на растворимости углеводородных газов, определить трудно, но вряд ли эффект этот будет значительным. Обстоятельные исследования по газонасыщенности подземных вод Предкавказья, проведенные в последние годы В. П. Корценштейном, показывают, что на глубинах 3—5 км при температурах 120—100° С газонасыщенность вод достигает 4,3 л газа на 1 л воды, причем воды недонасыщены газом. По данным А. Ю. Намиота и М. М. Бондаревой, при этих условиях в 1 л дистиллированной воды растворяется от 4 до 5 л метана. Величины

эти достаточно близки. Поэтому нами приняты за основу данные о растворимости углеводородных газов, приведенные М. С. Корневым и А. Ю. Намиотом [156].

На рис. 60 показаны кривые предельной растворимости метана в воде в природных условиях при геотермическом градиенте 4° С/100 м, одна для случая гидростатического, а вторая для случая геостатического давления. Можно думать, что первая кривая будет характеризовать растворимость метана в водах в толщах пород-коллекторов, а вторая — растворимость в поровых водах в глинах.

Аналогичные кривые построены для углекислого газа [142]. При этом использованы данные С. Д. Малинина [181] для системы углекислота — вода. Они дают хорошие результаты для растворов с минерализацией до 20 г/л. В растворах хлоридов кальция и натрия с минерализацией 50—150 г/л растворимость углекислого газа понижается в 1,5—2,5 раза. Однако воды с минерализацией около 50 г/л имеют в недрах Западно-Сибирской плиты крайне ограниченное распространение, так что для подавляющего большинства случаев опубликованные ранее [142] кривые растворимости углекислоты в воде должны давать правильные результаты.

Приведенные данные о формах первичной миграции газообразных углеводородов позволяют выяснить и формы миграции жидких углеводородов при формировании месторождений нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты.

Возможные формы первичной миграции углеводородов перечислены выше.

Экспериментальное изучение растворимости жидких углеводородов в сжатых газах при повышенных температурах было начато в 1956 г. М. А. Капелюшниковым, С. Л. Заксом и М. П. Соколовой и продолжено затем М. И. Гербер, Т. П. Жузе, М. Ф. Двали, С. Н. Белецкой, Н. М. Соколовой [74, 117] и др.

В результате этих исследований установлено следующее.

1. Природные газы (метан, пропан, углекислый газ) при прохождении через породы способны экстрагировать из них как углеводородные, так и неуглеводородные (смолы, асфальтены, порфирины) компоненты битумоидов, причем чем меньше скорость фильтрации газа, тем больше он при прочих равных условиях извлекает битумоида.

2. Абсолютное количество битумоидов, извлекаемых из пород фильтрующимися через них газами, возрастает с ростом содержания битумоидов в породе. Степень извлечения битумоида (по отношению к хлороформенному экстракту) при этом, однако, уменьшается.

3. Количество извлекаемых газом битумоидов возрастает с ростом температуры и давления газа. Известно, что переход углеводородов в газовую фазу в двухфазной системе не зависит от температуры. Поэтому С. Н. Белецкая связывает влияние температурных условий на результаты газовой экстракции с ослаблением сорбционной связи битумоидов и породы с ростом температуры.

4. Решающее влияние на количество и состав битумоидов, извлекаемых из пород, оказывает состав фильтрующегося газа. Максимальной экстракционной способностью обладает пропан, минимальной — метан. Углекислый газ занимает по экстрагирующей способности промежуточное положение. Так, пропаном из верхнеэоценового известняка, отобранного Н. Б. Вассоевичем на р. Аргун (Северный Кавказ), было извлечено примерно в 10 раз больше битумоида, чем метаном.

5. Увлажнение пород до 8—10% увеличивает выход газового экстракта примерно в 2 раза, при этом увеличивается выход асфальтеново-смолистых соединений и ароматических углеводородов.

6. Углеводороды экстрагируются газами из пород последовательно. Вначале газами извлекаются преимущественно метаново-нафтеновые соединения, а затем в продуктах экстракции возрастает роль ароматических и смолистых веществ.

7. Фильтрация газов с растворенными в них жидкими углеводородами показала, что с течением времени (после насыщения сорбционной емкости породы) газ начинает переносить все растворенные в нем углеводороды.

Изучению растворимости нефтяных углеводородов в водах посвящены работы М. Ф. Двали, М. И. Гербер, В. Г. Бейкер, А. Н. Гусевой, Е. И. Парнова и др. Результаты их суммировал М. Ф. Двали. Он отмечает следующие закономерности.

1. Растворимость всех жидких углеводородов возрастает с увеличением температуры.

2. Минеральные соли, как правило, снижают растворимость углеводородов в воде, а органические соединения повышают, поскольку они понижают поверхностное натяжение на границе раздела углеводород — вода.

3. Особенно сильно повышают растворимость жидких углеводородов в воде добавки второго рода — органические соединения, образующие с водой коллоидный раствор. К ним относятся соли высших аминов с минеральными или органическими кислотами, соли жирных кислот, полимеры, в структуре которых имеются молекулы солей жирных кислот, различные сложные эфиры и т. п. При этом, кроме обычной растворимости, отмечается во много раз бóльшая коллоидная растворимость.

Последнее обстоятельство дало основание В. Г. Бейкеру предположить, что основной формой первичной миграции нефтяных углеводородов являются коллоидные растворы. А. Н. Гусева и Е. И. Парнов считают, однако, что этот процесс, безусловно, происходящий в природе, играет подчиненную роль. Они полагают, что бóльшую роль в процессах первичной миграции играет перенос вещества в состоянии истинного раствора. К сожалению, влияние различных примесей на увеличение растворимости углеводородов в сложном растворе изучено недостаточно. Также отсутствуют систематические данные о растворимости в воде жидких углеводородов, когда в ней уже растворены углеводородные и другие газы, а также о растворимости в воде однофазной газонефтяной системы, находящейся в состоянии ретроградной конденсации. Имеющиеся первые данные показывают, что присутствие в воде растворенного в ней газа снижает растворимость жидких углеводородов.

Таким образом, экспериментальные работы убедительно доказывают, что все три перечисленные выше формы первичной миграции жидких углеводородов могут существовать в природе. В частности, в юрских отложениях Западно-Сибирской плиты имелись условия для первичной миграции жидких углеводородов в воднорастворенном состоянии и в форме ретроградного газонефтяного раствора. В неокомских отложениях преобладающей формой первичной миграции нефтяных углеводородов должны были быть водные растворы. Не исключено, что частично нефтяные углеводороды извлекались из материнских пород и газами, мигрировавшими в свободном состоянии из юрских отложений. Надо иметь в виду, что эмиграции углеводородов из материнских пород в виде газонефтяного ретроградного раствора должно было способствовать образование в юрских толщах в больших масштабах этана, пропана, бутана и углекислого газа. Эти газы являются хорошими растворителями нефтяных углеводородов.

Есть основания считать, что на разных этапах катагенеза преобладают различные формы первичной миграции углеводородов.

В протораннемезокатагенной зоне интенсивного газообразования углеводородные газы мигрируют преимущественно в воднорастворенном состоянии. Лишь в олщах, резко обогащенных органическим веществом, имеет место и свободная миграция углеводородных газов. В нижней части этой зоны — в зоне возникновения и прогрессивного развития нефтепроизводящих отложений жидкие углеводороды в силу специфики своего состава мигрируют, вероятно, преимущественно в воднорастворенном состоянии.

В главной зоне нефтеобразования и жидкие, и газообразные углеводороды мигрируют преимущественно в виде водных растворов. Широкому развитию первичной миграции жидких углеводородов в этой зоне способствует благоприятное сочетание целого ряда важных для нефтеобразования факторов.

1. В больших масштабах происходит новообразование битумоидов, содержащих весь комплекс углеводородных фракций, смолы, асфальтены.

2. Из глин, сложенных в значительной части разбухающими минералами, выделяются большие массы «возрожденной» воды за счет гидрослюдизации монтмориллонитовых образований, а также в мощных глинистых толщах массы «задержанных» поровых вод.

3. Пластовые воды в зонах, где органическое вещество достигло длиннопламенной и газовой стадий, обогащены органическим веществом, в частности солями жирных кислот, что способствует растворению в этих водах углеводородов. Особо также следует подчеркнуть химическую активность, агрессивность выделяющихся в больших количествах «возрожденных» вод, что также способствует интенсивному растворению в них и жидких углеводородов, и других органических соединений. В том же направлении действует отмеченное выше снижение газонасыщенности вод, отжимаемых из глин в главной зоне нефтеобразования.

4. За счет гидрослюдизации монтмориллонитовых образований увеличивается поровое пространство в глинах и уменьшается их сорбционная емкость, что также благоприятствует эмиграции битумоидов. На это последнее обстоятельство ранее неоднократно уже обращал внимание И. Д. Зхус.

5. В § 4 было показано, что в газовой и в начале жирной стадий меняется структура органического вещества в целом, она разрыхляется, в молекулах керогена резко уменьшается количество периферических кислородсодержащих функциональных групп (см. рис. 36—37). Как следствие, уменьшается сорбционная связь битумоидов не только с глинистой матрицей породы, но и с рассеянной в ней массой органического вещества.

Сочетание всей этой совокупности факторов и обеспечивает проявление главной фазы нефтеобразования. Именно такое благоприятное сочетание имело место в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты. Рис. 54 в обобщенном виде иллюстрирует это. Естественно, в полной мере все эти факторы сочетаются не всегда. Тогда соответственно и главная фаза нефтеобразования проявляется не в полной мере.

В зоне затухания процессов нефтеобразования или, что то же самое, в позднемезоапокатагенной зоне интенсивного газообразования из глин удаляются очень малые количества воды. Как следствие, образующиеся в больших количествах углеводородные газы эмигрируют преимущественно в свободной фазе. Вместе с ними в состоянии обратного растворения мигрируют и образующиеся в небольших количествах жидкие углеводороды. Они представлены преимущественно углеводородами бензиновых и керосиновых фракций.

Из всего изложенного выше со всей очевидностью следует, что условия катагенетических превращений рассеянного органического вещества, равно

как и масштабы и условия первичной миграции углеводородов, условия проявления главной фазы нефтеобразования, в значительной степени предопределяются палеоландшафтами бассейнов седиментации, которые контролировали литологическое строение толщ, состав глинистых минералов в них, состав и количество захороненного органического вещества. Не меньшее влияние на катагенетическую историю органического вещества оказывают геологическая история осадочного бассейна и геотермический режим недр.

В этом параграфе мы совершенно не касались вопросов миграции свободного водорода, образующегося при катагенезе органического вещества и участвующего на путях своей миграции в «самогидрогенизации» органического вещества. Реальность в тех или иных масштабах этого процесса сомнений не вызывает, так же как не вызывает сомнений, что для свободного водорода условия первичной миграции максимально благоприятны.

Если такой свободный водород гидрогенизирует органическое вещество, мигрируя по пластам глин или проницаемых пород вне ловушек нефти и газа, то образующиеся углеводороды будут участвовать в первичной миграции по описанным выше механизмам. Если же, как полагают некоторые исследователи [209], свободный водород аккумулируется на путях миграции в ловушки и непосредственно в них гидрогенизирует органическое вещество песчаников, то в этом случае проблемы первичной миграции жидких и газообразных углеводородов практически не существует. Возможные механизмы и геологические условия такого процесса проанализированы при рассмотрении условий и истории формирования месторождений нефти и газа.

§ 7. Геохимические критерии прогноза нефтегазоносности

Из предыдущего изложения очевидно, что из числа геохимических параметров нефтегазоносность недр того или иного осадочного бассейна должна контролироваться следующими характеристиками рассеянного органического вещества:

1) концентрацией и абсолютными массами его в осадочных толщах, слагающих бассейн;

2) его исходным типом и условиями диагенетических превращений;

3) историей катагенетических превращений и современным уровнем катагенеза.

Проанализируем эти зависимости на материалах Западно-Сибирской плиты. Рассмотрим первоначально качественную картину. Связь нефтегазоносности недр Западно-Сибирской плиты с условиями захоронения и исходным типом органического вещества нефтепроизводящих толщ иллюстрирует рис. 61. На нем внизу показано изменение абсолютных масс органического вещества в тыс. т/км^2 на идеальном фациальном профиле от областей денудации, через зоны континентального седиментогенеза к прибрежно-морским и морским ландшафтам. Из рис. 61 видно, что абсолютные массы органического вещества, захоронающиеся в осадках на этом фациальном профиле, меняются мало, зато тип их меняется существенно.

В условиях гумидного климата в пределах предгорных впадин и прогибов, в зонах, близких к областям денудации, гумусовое органическое вещество захоронялось преимущественно в концентрированной форме. По мере удаления от областей денудации в пределах низменных аккумулятивных, озерно-аллювиальных и прибрежных равнин роль гумусового концентрированного органического вещества в осадках резко убывает и преобладающей становится

рассеянная форма органического вещества того же типа. В отложениях этих фаций известное развитие получает и сапропелевое органическое вещество, отлагавшееся в пресноводных водоемах. В отложениях морских фаций преобладающим типом органического вещества становится сапропелевое.

В тесной увязке с этими изменениями органического вещества меняется на рассматриваемом идеальном профиле и состав углеводородных флюидов

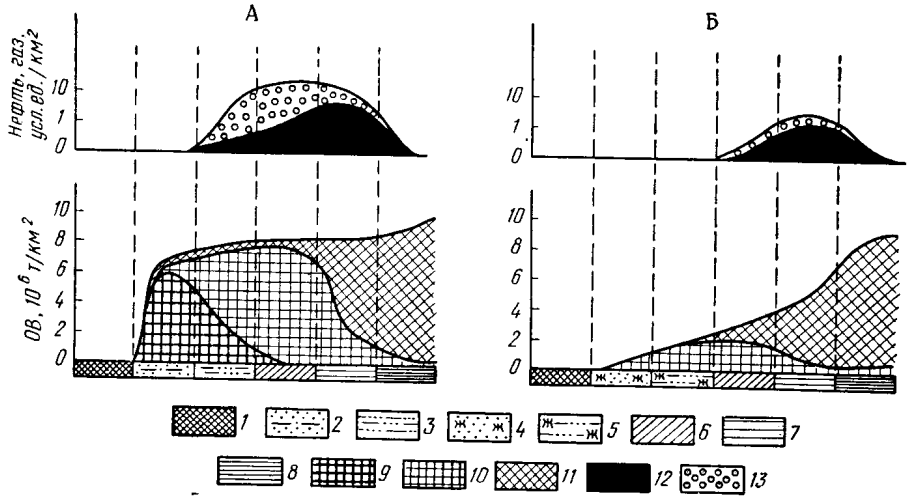


Рис. 61. Закономерности накопления органического вещества и их связь с горючими полезными ископаемыми. Составили А. Э. Конторович, И. Д. Полякова

А — гумидный литогенез; *Б* — семиаридный литогенез.
Палеогеографические области: *1* — зона денудации, *2* — предгорные впадины и прогибы с аллювиальными и болотными фациями (осадки песчано-алевритовые, углистые), *3* — низменные аккумулятивные равнины с озерно-аллювиальными и озерно-болотными фациями (осадки песчано-алеврито-глинистые), *4* — низменные аккумулятивные равнины с аллювиальными и эоловыми фациями (осадки песчано-алевритовые пестроцветные), *5* — лагуны пресноводные (осадки алеврито-глинистые красноцветные), *6* — прибрежные подводные равнины, периодически заливавшиеся морем (осадки песчано-алевритовые), *7* — прибрежные подводные равнины эпиконтинентального морского бассейна нормальной солености (осадки песчано-алевритоглинистые), *8* — подводные равнины открытой относительно глубоководной части эпиконтинентального морского бассейна нормальной солености (осадки преимущественно глинистые); органическое вещество: *9* — гумусовое концентрированное, *10* — гумусовое рассеянное, *11* — сапропелевое; горючие полезные ископаемые: *12* — нефть, *13* — газ

в залежах. В континентальных отложениях формируются в основном скопления углеводородных газов, в морских и прибрежно-морских — скопления нефти.

Разумеется, формирование залежей нефти и газа определяется не только условиями генерации, но и условиями аккумуляции углеводородов. Оптимальные условия для формирования скоплений углеводородов за счет нефтегазообразования в континентальных толщах складываются в трансгрессивных сериях отложений, когда мощные континентальные угленосные толщи перекрыты надежным глинистым или хемогенным экраном.

Примеров такого рода много. В Западной Сибири — это угленосные отложения апта — альба — сеномана на севере плиты, перекрытые экраном туронских глин [15, 71, 124, 125]. В Лено-Вилюйском нефтегазоносном бассейне — это угленосные толщи верхней перми, перекрытые достаточно надежными экранами в отложениях нижнего триаса [75]. На Туранской плите скопление газа под солями гуардакской свиты имеют своим источником гумусовое

органическое вещество угленосных прибрежно-морских и континентальных отложений средней юры [6, 336]. В Западной Европе гигантские скопления газа под эвапоритами цехштейна генетически связаны с угленосными толщами карбона. Число таких примеров можно увеличить [221, 222].

Морские толщи, в которых накапливалось в больших количествах сапропелевое органическое вещество, содержат преимущественно скопления нефти [71, 219, 221, 222]. Уже приводился такой пример [71]. При сходстве разрезов Западно-Сибирской и Туранской плит в первой из них отложения верхней юры и неокома содержат громадные массы сапропелевого органического вещества, а во второй — весьма незначительные. Нижне-среднеюрские отложения в обоих бассейнах содержат большие массы гумусового органического вещества. Как следствие, мезозойские отложения Туранской плиты преимущественно газоносны, а Западно-Сибирской содержат запасы нефти и газа. М. Хэлбути, А. Маерхофф, Р. Кинг и другие также отмечают, что большинство нефтяных месторождений-гигантов расположено в бассейнах, сложенных преимущественно морскими осадками [221]. В качестве яркого примера они приводят район Персидского залива, где весь разрез осадочного чехла, за исключением триасовых отложений, сложен морскими образованиями.

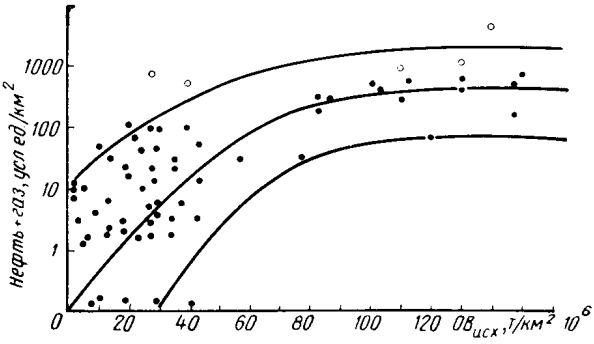


Рис. 62. Зависимость плотности запасов углеводородов (нефть и газ совместно) в нефтегазоносном комплексе от абсолютных масс исходного органического вещества [229].

Существует достаточно четкая связь между абсолютными массами органического вещества в нефтегазогенерирующих толщах и запасами образовавшихся скоплений углеводородов. В пределах Западно-Сибирской плиты в каждом нефтегазоносном комплексе были выбраны участки, в пределах которых запасы нефти и газа оценены по категориям $A + B + C_1$. Было показано, что для исключения случайных флюктуаций запасов такие участки целесообразно выделять площадью около 2 тыс. км² [252, 363]. Затем для каждого такого участка была оконтурена нефтегазосборная площадь по наиболее прогнутым частям ближайших смежных впадин и прогибов и в ее пределах подсчитана средняя плотность массы органического вещества в данном нефтегазоносном комплексе. Связь между плотностью запасов углеводородов в нефтегазоносном комплексе в пределах эталонного участка и плотностью исходных масс органического вещества в них показана на рис. 62.

Из рис. 62 видно, что при росте плотности органического вещества примерно до 80 млн. т/км² одновременно растет плотность запасов углеводородов в комплексе. Участки с плотностями органического вещества более 80 млн. т/км² не обнаруживают зависимости с запасами углеводородов. Они относятся к усть-тазовской серии с залежами газа в сеноманской части разреза. Надо, однако, иметь в виду, что туронский экран над сеноманскими ловушками появился и стал достаточно надежным, когда нижние горизонты этой толщи уже вошли в главную зону нефтеобразования и все газы, образовавшиеся до этого, рас-

сеялись в атмосфере. Как следствие, в силу специфики конкретных геологических условий значительная масса исходного органического вещества, рассеянного в отложениях нижнего мела на севере Западно-Сибирской плиты, в нефтегазообразовании не участвовала. Кроме того, часть образовавшихся и аккумулировавшихся в залежи газов могла диффундировать через туронский экран [219]. Если внести поправку на эту «бесполезно работавшую» часть орга-

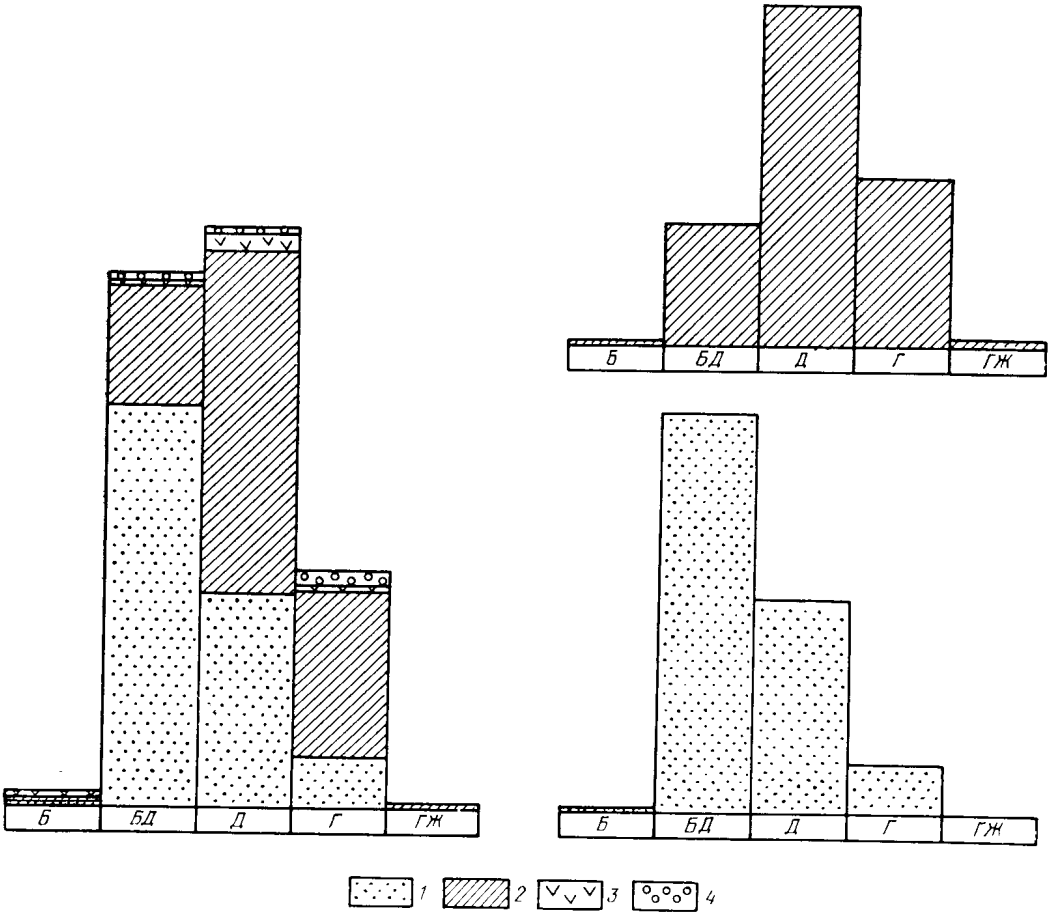


Рис. 63. Распределение разведанных запасов углеводородов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты по стадиям катагенеза:

1 — газ газовых залежей; *2* — нефть; *3* — газ газоконденсатных залежей; *4* — конденсат

нического вещества, а также учесть утечку газа из залежей, то зависимость, показанная на рис. 62, будет достаточно четкой и для зон с бóльшими плотностями масс органического вещества.

Впервые четкая дифференциация метаморфизма органического вещества на Западно-Сибирской плите в пределах замель перспективных и бесперспективных была отмечена в 1966 г. Ф. Г. Гурари, А. Э. Конторовичем, И. И. Нестеровым и Н. Н. Ростовцевым [128]. В дальнейшем связь нефтегазоносности

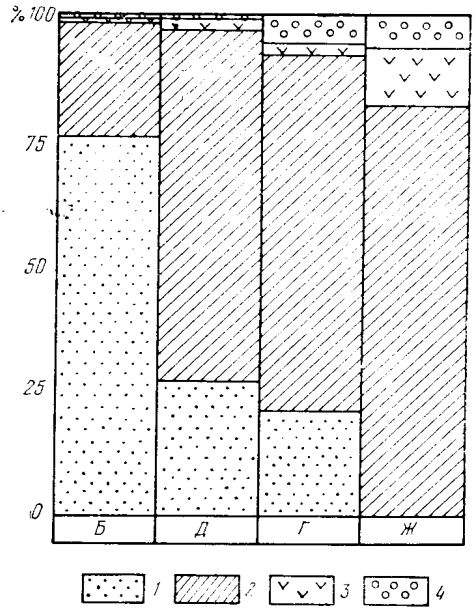


Рис. 64. Распределение разведанных запасов углеводородов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты по стадиям катагенеза:

1 — газ газовых залежей; *2* — нефть; *3* — газ газоконденсатных залежей; *4* — конденсат

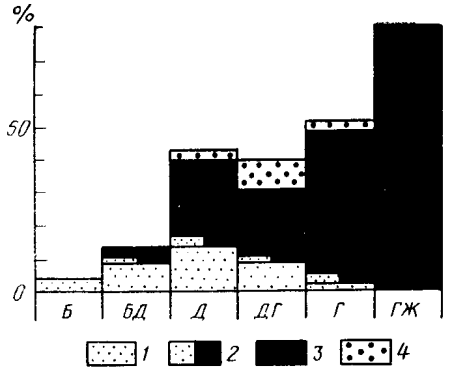


Рис. 65. Зависимость вероятной продуктивности ловушек от метаморфизма органического вещества

1 — газовые залежи; *2* — нефтяные залежи с газовыми шапками; *3* — нефтяные залежи; *4* — газоконденсатные залежи

и метаморфизма органического вещества была подтверждена новыми данными. В настоящее время имеется возможность проанализировать ее более полно.

На рис. 63—64 показано распределение запасов нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты в зависимости от метаморфизма органического вещества во вмещающих отложениях. Из рис. 63—64 видно, что при современном уровне разведанности максимальные запасы углеводородов открыты на землях, находящихся на длиннопламенной стадии катагенеза, несколько меньше их в отложениях, находящихся в зонах, где органическое вещество достигло переходной от буроугольной к длиннопламенной стадии. Запасы нефти и газа в зоне протокатагенеза, в отложениях с органическим веществом, достигшим буроугольной стадии, ничтожны. От длиннопламенной к газовой и особенно к жирной стадии катагенеза запасы нефти и газа в недрах Западно-Сибирской плиты снижаются. Не исключено, однако, что снижение запасов на газовой и жирной стадиях является следствием недостаточной изученности нижних горизонтов осадочного чехла. В пользу последнего косвенно свидетельствует непрерывный рост вероятной продуктивности структурных ловушек от буроугольной стадии к жирной (рис. 65).

Весьма интересно рассмотреть распределение отдельно запасов нефти и запасов газа (см. рис. 63). Для нефти максимум запасов приходится на длиннопламенную, а для газа — на переходную от буроугольной к длиннопламенной стадии. Максимум вероятной газоносности приходится на длиннопламенную, а вероятной нефтеносности — на газовую и жирную стадии. Такие распределения запасов углеводородов и вероятной продуктивности структур хорошо сообразуется с положением в разрезе протораннемезокатагенной зоны интенсивного газообразования и главной зоны нефтеобразования (сравни рис. 54 и рис. 64). С расположением этих зон хорошо совпадает и соотношение запасов жидких и газообразных углеводородов в прото- и раннем мезокатагенезе (см. рис. 64).

Таблица 40

Информативность геохимических критериев прогноза нефтегазоносности

Геохимический параметр	χ^2
Отношение количества эмигрировавших жидких и газообразных углеводородов в пределах нефтегазосборной площади ко всей нефтегазосборной площади	74,9
Метаморфизм органического вещества в подошве НГК в пределах участка	70,7
Отношение количества $C_{орг}$ в пределах нефтегазосборной площади ко всей нефтегазосборной площади	45,8
Отношение количества $b_{хл}$ в пределах нефтегазосборной площади ко всей нефтегазосборной площади	45,8
Содержание $b_{хл}$ в глинах в пределах участка	41,0
Содержание $C_{орг}$ в песчано-алевритовых разностях пород в ближайшей впадине	35,4
Температура пород в подошве НГК	22,9
Содержание $b_{хл}$ в песчано-алевритовых разностях пород в пределах участка	12,5

Примечание. Все параметры информативны с вероятностью не ниже, чем 0,95. Чем больше значение χ^2, тем выше информативность параметра.

Таким образом, между абсолютными массами, исходным составом и закономерностями катагенетических превращений органического вещества и распределением запасов нефти и газа в пределах Западно-Сибирского бассейна имеются четкие корреляционные связи [71]. Это позволяет использовать геохимические показатели в качестве критериев нефтегазоносности.

Информативность большего числа геохимических признаков при прогнозе нефтегазоносности была оценена с помощью критерия χ^2 [258]. Наиболее информативные из них приведены в табл. 40.

Исследование показало, что геохимические параметры полезны и при прогнозе нефтегазоносности структурных ловушек [260], раздельном прогнозе нефте- и газоносности [142, 219, 228], прогнозе качества нефти [146], что лишний раз подтверждает правильность моделей, рассмотренных в этой главе.

Глава VI

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В пределах Западно-Сибирской плиты расположен крупный артезианский бассейн [65, 75 и др.]. Объем подземных вод в его водоносных горизонтах превышает 475 тыс. км^3. Мощной толщей глин туронижнеолигоценового возраста бассейн разделен на два гидрогеологических этажа. Нижний гидрогеологический этаж, представляющий основной с точки зрения нефтегазоносности интерес, в свою очередь, делится на ряд гидрогеологических комплексов. На значительной части территории плиты большинство исследователей выделяют в составе дотуронских отложений чехла три водоносных комплекса: юрский, неокомский и апт-альб-сеноманский. Каждый из них имеет специфические черты геохимии и гидродинамики подземных вод.

§ 1. Химический состав подземных вод

Изучение геохимии подземных вод нижнего этажа Западно-Сибирского артезианского бассейна было начато в середине пятидесятых годов М. С. Гуревичем, Н. Н. Ростовцевым, А. А. Розиным, О. В. Равдоникас. В дальнейшем этой проблемой занимались Г. П. Богомяков, С. В. Егоров, Г. Д. Гинзбург, Ю. Г. Зимин, Л. М. Зорькин, А. Э. Конторович, Н. М. Кругликов, В. М. Матусевич, И. И. Нестеров, В. Ф. Никонов, Б. П. Ставицкий, Л. Г. Учителева, Н. М. Бабина, Г. А. Иванова, В. Г. Иванов, М. А. Садиков, Г. А. Толстиков и др. В результате этих исследований весьма обстоятельно изучены химический состав подземных вод бассейна и геохимия отдельных элементов в них, выявлены вертикальная и латеральная геохимические зональности.

Ниже кратко суммированы основные результаты этих работ.

Юрский водоносный комплекс включает в себя проницаемые горизонты выветрелой, трещиноватой и кавернозной поверхности фундамента и водоносные горизонты в отложениях юры. По химическому составу воды комплекса разделяются на три основных типа: гидрокарбонатные (по В. А. Сулину) с минерализацией 1—5 г/л, азотным и азотно-метановым составом растворенных газов; хлоркальциевые, метановые и углекислые воды с минерализацией 5—80 г/л; гидрокарбонатнонатриевые воды центральной области плиты с минерализацией 10—20 г/л, метановым и углекислометановым составом растворенных газов. Помимо этих трех основных типов вод, на очень небольшой площади встречаются хлормагниевые воды [75, 110, 336].

Во внешнем поясе плиты отмечается равномерное увеличение минерализации вод от 1—2 до 20—30 г/л по мере погружения пород комплекса. Одновременно происходит смена солевого состава вод, а их тип меняется с гидрокарбонатнонатриевого на хлоркальциевый.

Гидрокарбонатнонатриевые воды окраинных областей бассейна распространены в основном на глубинах до 1000—1500 м и лишь в отдельных зонах до 2500 м. Анионный состав варьирует в широких пределах: гидрокарбонат-

иона от 5 до 85, хлора от 10 до 90, сульфатного от нуля до 10%-экв. Состав катионов более стабилен: Na 70—95, Ca 0—30, Mg 1—5%-экв.

Хлоркальциевые воды внешнего пояса плиты распространены в наиболее погруженных участках. Их минерализация с глубиной увеличивается от 5—10 до 20—30 г/л при очень малых вариациях катионно-анионного состава. Из катионов Na присутствует в количестве до 95%-экв, Ca 5—10%-экв и Mg менее 1%-экв. Среди анионов доминирует Cl 98—100 %-экв, гидрокарбонат-ион содержится в количестве не более 2%-экв, сульфат-ион — в ничтожных количествах.

В центральной области плиты выделяются три субмеридиональные зоны. Первая распространяется от Колтогорского мегапрогиба на западе до Усть-Тымской мегавпадины на востоке. Вторая зона занимает территорию Нижневартовского, Каймысовского, восточной части Сургутского сводов, Верхнедемьянского мегавала, Юганской метавпадины. Третья зона располагается в пределах Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин и прилегающих к ним с запада и востока склонов крупных положительных структур. В первой и третьей зонах воды относятся к хлоркальциевому, а во второй — к гидрокарбонатнонатриевому типам.

В первой зоне широким распространением пользуются слабые рассолы с минерализацией до 80 г/л. Территория развития максимально минерализованных вод четко контролируется Колтогорским мегапрогибом. Вверх по разрезу комплекса минерализация вод снижается до 40—45 г/л. Одновременно резко, примерно в 2 раза, сокращается площадь развития вод повышенной минерализации. Во второй зоне минерализация вод в западном направлении монотонно падает от 30 до 25—20 г/л, а концентрация гидрокарбонат-иона несколько возрастает. Для третьей зоны характерны воды с минимальной минерализацией (10—20 г/л) и максимальным (1,5—2,5 г/л, 5—8%-экв) содержанием гидрокарбонат-иона.

Для вод второй зоны был изучен характер корреляционных связей между содержаниями (в мг/л) отдельных элементов (табл. 41 [145]). Наблюдаются сильные положительные связи хлора и брома с натрием, калием, кальцием, магнием и хлора с бромом. Содержание всех этих элементов в водах растет параллельно повышению их минерализации. При уровне значимости 0,05 может быть принята, кроме того, гипотеза о положительной связи суммы щелочей ($N^+ + K^+$) кальция и магния между собой. Иод связан отрицательно с натрием, хлором и минерализацией вод. При уровне значимости 0,1 фиксируется также отрицательная связь йода с бромом. Из остальных компонентов вод отрицательно связаны друг с другом кальций и гидрокарбонат-ион ($r_{Ca^{2+}HCO_3^-} = -0{,}66$).

На фоне этих региональных закономерностей в двух районах — Шаимском и Межовском выявляются четкие локальные гидрохимические аномалии, обусловленные поступлением ювенильного углекислого газа из фундамента в чехол.

Впервые факт поступления углекислого газа из фундамента в чехол был описан Г. А. Толстиковым на примере Трехозерной площади [329]. Позднее предположили, что параллельно оси Шаимского мегавала, на котором оно расположено, находится крупный глубинный разлом [112]. Новейшие данные показывают, что аномально высокие содержания углекислого газа, растворенного в водах и нефтях, а в отдельных случаях и залежи свободной углекислоты (Семивидовское месторождение) фиксируются на всем протяжении, этого разлома, углекислотные аномалии установлены также на Тетеревском, Восточно-Тетеревском, Толумском, Убинском и в меньшей степени на Потанайском поднятиях [112].

Таблица 41

Корреляционные связи между основными компонентами вод, их минерализацией, температурой и глубиной залегания в пластах группы Ю («а»), Б («б») и А («в») широтного Приобья (Сургутский, Нижневартовский своды, Александровский мегавал и Салымское куполовидное поднятие)*

	Na	Ca	Mg	NH_4	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3	Br	I	*M*	$T°_{пл}$
						«а»						
h	—0,28	—0,59	—0,54	—0,50	—0,41	—0,31	—0,29	—0,76	—0,35	—0,32	—0,36	0,16
Na		0,64	0,62	—0,29	0,92	—0,30	0,13	—0,26	0,85	—0,68	0,92	0,13
Ca			0,56	—0,27	0,72	—0,04	0,38	—0,66	0,72	—0,43	0,71	0,09
Mg				—0,25	0,68	—0,12	—0,15	—0,22	0,71	—0,39	0,66	—0,21
NH_4					—0,33	—0 24	—0,13	0,38	—0,22	0,39	—0,31	0,11
Cl						—0,24	—0,18	—0,37	0,88	—0,65	0,93	0,10
SO_4							—0,12	—0,37	—0,38	—0,02	—0,26	—0,02
CO_3								—0,47	0,18	0,00	0,17	0,48
HCO_3									—0,28	0,33	—0,34	—0,72
Br										—0,49	0,88	0,07
I											—0,65	0,07
M												0,12
						«б»						
h	—0,26	—0,42	—0,05	—0,02	—0,39	0,13	—0,06	0,65	—0,17	0,15	—0,15	0,20
Na		0,41	0,30	0,02	0,93	—0,28	—0,11	—0,28	0,17	0,21	0,15	—0,26
Ca			—0,01	—0,04	0,65	—0,07	—0,08	—0,48	0,12	—0,41	0,43	0,07
Mg				—0,06	0,27	—0,07	—0,10	—0,06	—0,07	—0,04	0,13	—0,36
NH_4					—0,03	—0,08	0,01	0,06	—0,08	—0,05	0,00	0,05
Cl						0,26	—0,04	—0,45	0,20	—0,31	0,28	—0,21
SO_4							—0,06	0,14	—0,15	—0,03	0,17	—0,18
CO_3								—0,16	—0,00	0,01	—0,62	—0,09
HCO_3									—0,26	0,09	—0,35	0,21
Br										0,72	—0,10	—0,26
I											0,33	0,20
M												0,12
						«в»						
h	—0,52	—0,49	—0,48	0,06	—0,63	0,12	0,22	0,72	—0,08	0,12	—0,13	0,72
Na		0,42	0,45	0,22	0,87	—0,18	—0,10	—0,43	0,11	—0,05	0,19	—0,46
Ca			0,16	—0,13	0,71	—0,17	—0,17	—0,60	0,07	—0,19	0,22	—0,24
Mg				—0,05	0,29	0,01	—0,17	—0,20	0,01	—0,00	—0,02	—0,57
NH_4					—0,29	0,19	—0,14	0,25	—0,25	—0,18	—0,05	0,27
Cl						—0,20	—0,15	—0,64	0,13	—0,11	0,22	—0,51
SO_4							0,52	—0,03	—0,10	0,01	0,03	0,08
CO_3								—0,01	—0,16	—0,04	—0,09	0,21
HCO_3									—0,28	—0,06	—0,08	0,68
Br										0,88	—0,08	—0,35
I											—0,09	0,17
M												—0,02

* При уровне значимости 0,01 гипотеза о равенстве коэффициента корреляции 0 принимается для «а» *r* меньше 0,66; для «б» *r* меньше 0,22; для «в» *r* меньше 0,35.

Неокомский водоносный комплекс включает в себя проницаемые пласты группы А и группы Б. В пределах комплекса наблюдается принципиально та же схема латеральной гидрохимической зональности, что и в подстилающих отложениях. В краевых частях бассейна развиты воды с минерализацией 1—3 г/л, которые затем сменяются по мере погружения отложений и роста минерализации водами хлоркальциевыми. Последние достигают максимальной минерализации (20—25 г/л) в зоне Колтогорского мегапрогиба, Нюрольской и Омской мегавпадин и на прилегающих положительных структурах I порядка. Западнее этой зоны, по направлению к области полного выклинивания песчаных горизонтов неокома, в пределах Ханты-Мансийской мегавпадины воды вновь становятся гидрокарбонатнонатриевыми, а их минерализация монотонно падает до 10—12 г/л.

В этой зоне характер корреляционных связей между отдельными компонентами вод иной, чем в юрских отложениях (см. табл. 41). Хлор по-прежнему связан положительно с натрием и кальцием. Связь с магнием также значима (в пластах группы А при уровне значимости 0,05), но очень слабая (r равно 0,27 в пластах группы Б и 0,29 в пластах группы А). Бром не обнаруживает корреляционной связи ни с одним из этих компонентов, но связан очень сильной положительной связью с иодом. В водах пластов группы Б иод связан отрицательно с кальцием и хлором. Гидрокарбонатный ион связан отрицательно не только с кальцием, как в юрских отложениях, но и с натрием. Особенно сильны эти связи в водах пластов группы А.

Представляет интерес более детальное рассмотрение особенности трансформации химического состава подземных вод в зоне смены хлоркальциевых вод гидрокарбонатнонатриевыми. Средний состав вод комплекса в пределах некоторых крупных положительных структур в этой зоне приведен в табл. 42.

Из табл. 42 видно, что с запада на восток от Салымского куполовидного поднятия к Александровскому мегавалу возрастают содержания в водах щелочных и щелочноземельных элементов, хлора и их минерализация. Важно

Таблица 42

Распределение основных компонентов в подземных водах неокома широтного Приобья Западно-Сибирской плиты

Компоненты	Салымское куполовидное поднятие		Сургутский свод		Нижневартовский свод		Александровский мегавал	
	среднее содержание, мг/л	V, %	среднее содержание, мг/л	V, %	среднее содержание, мг/л	V, %	среднее содержание, мг/л	V, %
$Na^+ + K^+$	3 900,0	27,49	5 640,0	13,48	6 349,0	18,78	8 410,0	50,50
$Ca^{+2} + Br^{+2}$	86,1	60,44	261,9	33,52	1 410,6	35,17	1 633,0	51,40
Mg^{+2}	18,7	62,61	36,8	75,67	30,9	195,40	53,4	160,70
NH_4^+	21,5	37,66	19,7	182,12	18,5	66,44	15,1	61,40
Cl^-	5 400,0	30,64	9 078,0	9,36	12 268,0	18,21	16 190,0	40,00
BO_4^{-2}	19,7	120,91	8,3	171,88	8,9	215,85	6,3	124,45
CO_3^{-2}	24,3	320,86	6,4	336,40	4,0	428,74	5,0	339,00
HCO_3^{-2}	1 314,6	29,32	581,7	67,34	259,0	37,58	245,6	91,90
Br^-	36,1	40,16	64,4	53,10	58,2	26,98	59,6	21,20
I^-	16,7	40,35	28,9	93,35	13,7	42,25	8,2	32,76
M	14 100,0	—	15 642,0		20 462,0	—	26 730,0	—

Таблица 43

Корреляционные связи между основными компонентами вод, их минерализацией, температурой и глубиной залегания в неокомских отложениях Сургутского («а») Нижневартовского сводов («б»), Александровского мегавала («в») и Салымского куполовидного поднятия («г»)*

	Na	Ca	Mg	NH_4	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3	Br	I	*M*	$T°_{пл}$
						«а»						
h	0,04	—0,23	—0,16	—0,02	—0,15	—0,12	0,03	0,65	—0,27	—0,24	0,10	0,68
Na		0,20	0,04	0,00	0,66	—0,30	—0,34	0,09	—0,09	—0,08	0,67	0,10
Ca			—0,27	0,05	0,43	—0,14	0,10	0,21	—0,07	—0,04	0,29	—0,23
Mg				—0,02	0,04	—0,01	—0,15	—0,05	—0,02	—0,05	—0,01	—0,01
NH_4					0,01	0,05	—0,08	0,09	—0,10	—0,08	0,03	0,20
Cl						—0,34	—0,06	—0,18	—0,11	—0,10	0,87	—0,02
SO_4							0,18	—0,14	—0,13	0,08	—0,30	—0,32
CO_3								—0,18	—0,01	0,00	0,10	—0,23
HCO_3									—0,20	—0,01	0,05	0,42
Br										0,92	—0,04	—0,34
I											0,11	—0,31
M												0,11
						«б»						
h	0,09	0,39	—0,03	0,01	0,28	—0,01	0,04	0,40	0,29	0,00	0,30	0,66
Na		0,51	—0,35	0,27	0,86	—0,18	—0,03	0,01	0,23	0,03	0,85	0,10
Ca			—0,36	—0,10	0,76	—0,02	—0,16	—0,1	0,29	—0,03	0,78	0,07
Mg				—0,17	—0,39	0 08	—0,06	0,01	0,01	0,05	—0,39	—0,21
NH_4					0,18	—0,17	0,35	0,20	—0,15	—0,15	—0,13	0,23
Cl						0,16	0,01	—0,10	0,32	—0,01	—0,97	0,14
SO_4							—0,1	0,03	—0,22	—0,11	—0,16	0,01
CO_3								—0,11	0,22	0,16	—0,04	0,06
HCO_3									—0,07	0,11	—0,08	0,52
Br										0,69	0,34	0,06
I											0,01	—0,09
M												0,16
						«в»						
h	0,38	0,27	0,21	—0,45	0,45	0,17	—0,01	0,09	0,19	0,31	0,44	0,86
Na		—0,12	0,68	—0,27	0,93	—0,29	—0,16	0,27	0,07	—0,47	0,93	0,19
Ca			0,04	0,05	0,01	0,04	—0,10	—0,22	0,30	0,28	0,02	0,32
Mg				—0,15	0,71	—0,30	—0,17	0,21	0,024	—0,40	—0,71	0,05
NH_4					—0,29	—0,43	0,17	—0,60	0,04	0,07	—0,29	—0,26
Cl						0,26	—0,18	0,21	0,13	—0,44	0,34	0,28
SO_4							0,18	0,27	—0,04	0,25	0,28	0,15
CO_3								—0,25	—0,25	—0,08	—0,18	—0,01
HCO_3									—0,33	—0,15	0,23	—0,14
Br										0,16	0,12	0,42
I											—0,44	0,50
M												0,27
						«г»						
h	—0,80	—0,47	—0,48	—0,31	—0,23	0,27	—0,12	0,61	0,05	0,30	—0,16	0,70
Na		0,20	0,18	0,24	0,93	—0,34	0,24	0,10	0,66	0,56	—0,03	—0,15

Продолжение табл. 43

	Na	Ca	Mg	NH_4	Cl	SO_4	CO_3	HCO_3	Br	I	*M*	$T°_{пл}$
Ca			0,71	0,55	0,31	—0,36	—0,13	—0,23	0,34	—0,16	0,18	—0,61
Mg				0,56	0,29	—0,42	—0,21	—0,23	0,35	—0,22	—0,16	—0,73
NH_4					0,27	—0,52	—0,30	0,10	0,36	0,29	0,28	—0,25
Cl						—0,34	0,28	—0,10	0,64	0,50	—0,01	—0,26
SO_4							0,54	—0,34	—0,60	—0,41	0,01	0,31
CO_3								—0,58	—0,32	—0,31	—0,02	—0,07
HCO_3									0,37	0,50	—0,04	0,46
Br										0,84	—0,07	—0,12
I											—0,01	0,07
M												—0,01

* При уровне значимости 0,01 гипотеза о равенстве коэффициента корреляции 0 принимается: для «а» *r* менее 0,29; для «б» *r* менее 0,35; для «в» *r* менее 0,53; для «г» *r* менее 0,53.

отметить, что градиент этих изменений у разных ионов различен. Максимален он у кальция, концентрация которого возрастает в 19 раз. Много меньший градиент у магния, его концентрация возрастает в 3,2 раза. Минимальные градиенты у хлора и минерализации. Эти параметры убывают в 1,9 и 3 раза соответственно. Диаметрально противоположно ведут себя карбонатный, гидрокарбонатный и сульфатный ионы и ион аммония. Их концентрация в восточном направлении убывает — у иона аммония в 1,4 раза, у гидрокарбонат-иона в 5,4 раза, у сульфат-иона в 3,1 раза и у карбонат-иона в 4,9 раза. В изменении по рассматриваемому профилю концентрации в водах брома и йода определенных закономерностей не фиксируется. Можно лишь отметить, что максимальные количества обоих элементов отмечены в водах Сургутского свода.

В пределах каждого из этих районов наблюдается определенная специфика в характере корреляционных связей между отдельными компонентами неокомских вод и условиями их нахождения (табл. 43). Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие в подавляющем большинстве случаев зависимости состава вод от глубины залегания водоносных пластов. Исключение составляет гидрокарбонат-ион. Его количество в неокомских водах повсеместно возрастает вниз по разрезу с коэффициентами корреляции 0,40—0,65. Кроме того, в неокомских отложениях Салымского куполовидного поднятия с глубиной убывает содержание натрия, а на Нижневартовском своде возрастает содержание кальция. Минерализация вод с глубиной не меняется.

Был рассмотрен также вопрос о связи состава вод с их температурой. Определенных закономерностей, свойственных всем районам, не намечается, хотя в ряде случаев связь содержаний отдельных компонентов в водах с температурой несомненна. Так, на Салымском куполовидном поднятии подмечена сильная отрицательная связь между температурой и содержаниями кальция и магния, которая сохраняется и при элиминировании влияния глубины. Корреляционная связь содержаний кальция и магния с глубиной значительно ниже (значима лишь при уровне 0,05), и при фиксации температуры гипотеза о ее наличии должна быть забракована. На других структурах I порядка такие связи с температурой отсутствуют.

На Сургутском своде и Салымском куполовидном поднятии наблюдаются положительные связи содержания гидрокарбонат-иона с температурой, но они слабее, чем связи с глубиной, и становятся незначимы при элиминировании роли последней. На Нижневартовском своде фиксируется обратная картина.

Наблюдается своеобразие и в корреляционных связях между отдельными компонентами. В водах Салымского куполовидного поднятия ион аммония обнаруживает сильные положительные связи с кальцием и магнием и отрицательную — с сульфат-ионом. На остальных структурах такие связи в водах отсутствуют. В водах Салымского куполовидного поднятия кальций и магний связаны положительно, на Сургутском своде связь между этими величинами отсутствует, а на Нижневартовском они связаны отрицательно. Этот же элемент в неокомских водах на Нижневартовском своде связан отрицательно с хлором. На Салымском куполовидном поднятии имеет место сильная отрицательная связь между содержанием в водах карбонатного и гидрокарбонатного ионов. На других структурах эти связи незначимы.

Из приведенных данных видно, что важнейшая особенность неокомских вод широтного Приобья — своеобразие связей между катионами и анионами, определяющими характер карбонатного равновесия в водах. Отчетливо устанавливается повсеместное возрастание содержания гидрокарбонат-иона вниз по разрезу и с востока на запад, по направлению к зоне выклинивания песчано-алевритовых пластов в неокомских отложениях и замещения их глинами фроловской свиты. Накопление в водах гидрокарбонат-иона сопровождается уменьшением в нем концентрации иона кальция. Этой закономерностью, вероятно, и обусловлены возрастание в неокомских водах концентрации кальция и убывание гидрокарбонат-иона на восток от Ханты-Мансийской впадины. Закономерно изменяющейся картиной карбонатного равновесия объясняется, по-видимому, и изменение характера связей кальция и магния друг с другом и с некоторыми другими компонентами вод, а также Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, с температурой и глубиной в этом же направлении.

В поведении брома и йода проявляются черты как сходства, так и различия. Содержание первого из них возрастает, а второго убывает от более молодых водоносных горизонтов к более древним. Такая закономерность является общей и установлена во многих других артезианских бассейнах [124, 130]. Бром и йод в водах ведут себя по-разному, содержание первого возрастает, а второго убывает вниз по разрезу. Их концентрации равны: брома 56,1; 58,7; 82,0 мг/л, йода 21,3; 29,4; 7,0 мг/л в готерив-барремских, валанжинских и юрских водах соответственно. В юрских водах бром накапливался вместе со щелочными и щелочноземельными элементами и хлором. Эти процессы не только не способствовали накоплению йода, но даже тормозили его. Поэтому йод связан отрицательно с суммой щелочей и хлором.

Интересно, что при элиминировании роли натрия и хлора связь иода с бромом в юрских отложениях становится положительной. В неокомских отложениях бром не связан с основными компонентами вод, но зато наблюдается очень сильная положительная связь с иодом (r_{BrI} равен 0,72 в пластах группы Б и 0,89 в пластах группы А). В водах пластов группы Б иод связан отрицательно с хлором и кальцием. Условия, благоприятствующие накоплению в водах щелочей и хлора, видимо, не всегда препятствуют накоплению в них иода. По крайней мере, в неокомских отложениях Салымского куполовидного поднятия йод связан положительно с натрием и хлором.

В северных районах плиты воды этого комплекса из-за отсутствия надежного экрана (комплекс выделяется для этой территории в значительной мере

условно, лишь по стратиграфическому принципу) изучены слабо. Определенный материал имеется только для крайнего северо-востока региона. Он обобщен Г. Д. Гинсбургом и Г. А. Ивановой [76]. Этими исследователями показано, что воды суходудинской свиты имеют среднюю минерализацию 5,6 г/л и относятся к гидрокарбонатнонатриевому типу. Наиболее интересной чертой геохимии вод района является своеобразие вертикальной геохимической зональности. В интервале глубин 1900—2400 м минерализация вод и содержание в ней многих компонентов резко, скачком меняются, снижаются минерализация вод, содержание в них хлора, увеличивается содержание гидрокарбонатиона. Одновременно меняется содержание большинства катионов и анионов (табл. 44).

Важно подчеркнуть, что градиент изменения состава вод различается для отдельных элементов. Так, содержание щелочных элементов (Na, K, Li, Rb, Cs) в водах уменьшается в 1,5—2 раза. Для щелочноземельных элементов градиент этих измерений значительно больше. Содержание магния при снижении минерализации вод уменьшается в 3 раза, кальция — в 13 раз и стронция — в 24 раза. Одновременно в водах увеличивается содержание гидрокарбонатиона в 12 раз, сульфат-иона — в 1,5 раза и иона кремниевой кислоты — в 2 раза.

Хорошо видно, что эта вертикальная гидрохимическая зональность во всех своих основных чертах сходна с латеральной гидрохимической зональностью, установленной для отложений неокомского комплекса в центральных районах плиты.

Воды апт-альб-сеноманского водоносного комплекса изучены крайне слабо. К внешнему поясу плиты в этом комплексе приурочены пресные и слабосолоноватые воды гидрокарбонатнонатриевого типа. В Приуралье такого типа воды сменяются хлоркальциевыми на расстоянии 200—300 км от границы палеозой-

Таблица 44

Средний химический состав вод суходудинской свиты выше и ниже границы зоны опреснения (по Г. А. Ивановой, 1973)

Компоненты	Выше границы		Ниже границы	
	среднее содержание	количество анализов	среднее содержание	количество анализов
Li, мг/л	0,59	7	0,26	33
Na, г/л	2,95	16	1,44	50
K, мг/л	39,9	13	29,2	45
Rb, мг/л	0,53	2	0,13	3
Mg, мг/л	18,0	16	5,7	49
Ca, мг/л	356,1	16	27,7	49
Sr, мг/л	60,3	6	2,4	25
H_2SiO_3, мг/л	14,1	15	30,7	49
B, мг/л	3,7	15	4,4	48
Br, мг/л	23,9	16	8,2	49
I, мг/л	11,2	16	6,1	49
S, мг/л	6,3	5	9,6	21
Органические кислоты, мг-экв/л	0,44	8	3,03	24
Хлороформенный битумоид, мг/л	2,4	4	3,3	19
Би- и трициклические ароматические ядра, мг/л	0,0075	2	0,13	16
Бензол, мг/л	0,034	4	0,093	30

ского обрамления, в южной и юго-восточной частях плиты область распространения вод этого типа значительно больше — она протягивается до Нюрольской впадины на юге и восточных бортов Александровского и Средневасюганского мегавалов на востоке. Среди анионов большую роль играют гидрокарбонат-ион

Таблица 45

Химический состав подземных вод Западно-Сибирской плиты (нижний гидрогеологический этаж)

						H	He +	
Li мг/л 2,7	Be ?	B мг/л 13,4	C	N	O	F мг/л 14,5		
Na г/л 6,2	Mg мг/л 170,1	Al ?	Si мг/л 13,9	P +	S мг/л 4,9	Cl г/л 9,4	Ar +	
K мг/л 125,0	Ca г/л 1,2	Sc +	Ti мкг/л 14,2	V мкг/л 8,5	Cr мкг/л 17,2	Mn мг/л 1,1	Fe мг/л 17,3	Co мкг/л 8,7	Ni мкг/л 37,2
Cu мкг/л 11,5	Zn мкг/л 513,6	Ga мкг/л 0,39	Ge мкг/л 0,12	As мкг/л 13,3	Se +	Br мг/л 51,6		
Rb мг/л 0,38	Sr мг/л 183,2	Y +	Zr мкг/л 2,8	Nb ?	Mo мкг/л 5,3	Tc ?		
Ag мкг/л 1,9	Cd ?	Jn ?	Sn мкг/л 4,1	Sb мкг/л 5,1	Te +	I мг/л 12,3		
Cs мг/л 0,13	Ba мг/л 695,0	La мкг/л 2,5	Hf +	Ta +	W ?	Re ?	Os ?	Jr +
Au мкг/л 0,10	Hg мкг/л 21,6	Tl мкг/л 5,0	Pb мкг/л 8,1	Bi мкг/л 0,19				

Цифры в таблице — концентрация элемента в воде; две черты над цифрой означают, что концентрация элемента (*K*) по сравнению с морской водой (для хлора дается по морской воде, для остальных элементов — относительно хлора по морской воде, аналогичной степени разбавления) весьма низкая ($K \leqslant 0{,}1$); одна черта над цифрой — концентрация низкая ($0{,}1 < K < 0{,}8$); цифры не подчеркнуты — концентрация близкая ($0{,}8 \leqslant K \leqslant 1{,}2$); одна черта под цифрой — концентрация повышенная ($1{,}2 < K \leqslant 5$); две черты под цифрой — концентрация высокая ($5 \leqslant K < 25$); три черты под цифрой — концентрация весьма высокая ($K > 25$); + — элемент установлен, количественных данных нет; знак вопроса — данных о присутствии элемента в водах нет. Из инертных газов изучены He и Ar; C присутствует в виде гидрокарбонат- и карбонат-ионов, углекислого газа, углеводородных газов, воднорастворенных органических веществ, суммарное количество не оценивалось; N присутствует в виде иона аммония, свободного азота, в составе воднорастворенных органических веществ; количественные оценки концентрации P по данным разных исследователей сильно различаются

(25—40%-экв) и сульфат-ион (8—9%-экв). Минерализация этих вод не превышает 3—4 г/л.

В центральной части плиты в апт-альб-сеноманских отложениях развиты воды хлоркальциевого типа. Их минерализация закономерно возрастает от 5—6 до 20 г/л. В районе Ханты-Мансийской впадины в песчаниках викуловской свиты минерализация аптских вод падает до 6—7 г/л, а тип воды становится гидрокарбонатнонатриевым.

В северных районах плиты непосредственно под туронским экраном воды имеют минерализацию 15—16 г/л и относятся к хлоркальциевому типу.

Рассмотрим более подробно геохимию некоторых элементов в подземных водах плиты. В них в настоящее время установлены почти все элементы периодической системы элементов Д. И. Менделеева, причем большинство элементов

находится в концентрациях, намного превышающих таковую в морских водах (табл. 45).

Щелочные и щелочноземельные элементы [13]. Наиболее распространенный в подземных водах Западно-Сибирской плиты катион — натрий. Максимальные его концентрации характерны для вод тюменской свиты, минимальные — для вод покурской свиты (табл. 46). Подземные воды Западно-Сибирской плиты по сравнению с водами Мирового океана обеднены натрием в 1,5—2,3 раза. Лишь в центральных районах плиты в низах тюменской свиты встречены воды повышенной минерализации (50 г/л и более), в которых содержание натрия достигает 20 г/л. Юрские воды по сравнению с нижнемеловыми характеризуются бóльшей неоднородностью состава. Коэффициенты вариации концентрации натрия в водах отдельных толщ юрского водоносного комплекса равны 67,6—78,6% против 19,4—24,3% в нижнемеловых.

Калий встречается в подземных водах Западно-Сибирской плиты в значительно меньших концентрациях, чем натрий. Его содержание колеблется от 22 до 362 мг/л. Концентрация калия в водах возрастает вниз по разрезу от 53 мг/л в водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса до 116 мг/л в отложениях верхней юры и 181 мг/л в отложениях нижней — средней юры. В куломзинской свите калия несколько больше, чем в васюганской (128 мг/л). Калием подземные воды плиты по сравнению с морской водой обеднены еще более, чем натрием. Отношение Na/K в них меняется в пределах 30—100 против 27,8 в морской воде (см. табл. 46).

Важная особенность геохимии калия — его накопление в водах более древних водоносных комплексов с большей скоростью, чем натрия. Соответственно среднее отношение Na/K убывает от 90,5 в покурской свите до 39,4 в тюменской, постепенно приближаясь к величине, характерной для морской воды.

Среди редких щелочей рубидий и литий ведут себя подобно калию. Концентрации этих элементов возрастают от нижнемеловых отложений к юрским (см. табл. 46). Литий содержится в водах апт-альб-сеномана в концентрации ~0,1 мг/л, в водах тюменской свиты — 3,32 мг/л, а рубидий — соответственно 0,11 и 0,47 мг/л. Подобно калию оба эти элемента накапливаются в водах вниз по разрезу быстрее, чем натрий. Так, отношение Na/Rb возрастает от $1{,}4 \cdot 10^4$ до $4{,}4 \cdot 10^4$, а Na/Li — от $2{,}2 \cdot 10^3$ до $48 \cdot 10^3$ от нижне-среднеюрских к апт-альб-

Таблица 46

Распределение щелочных и щелочноземельных элементов в подземных водах Западно-Сибирской плиты

Свита	Число анализов	Средняя концентрация, мг/л							Отношение концентраций элементов				
		Na	K	Li	Rb	Cs	Ca	Sr	$\frac{Na}{K}$	$\frac{Na}{Li}$	$\frac{Na}{Rb}$	$\frac{Na}{Cs}$	$\frac{Ca}{Sr}$
Тюменская . .	49	7 129	181	3,32	0,47	0,24	520	148	39,4	$2{,}2 \cdot 10^3$	$1{,}4 \cdot 10^4$	$2{,}8 \cdot 10^4$	3,5
Васюганская .	41	6 437	116	1,74	0,36	0,16	468	131	55,5	$3{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}8 \cdot 10^4$	$4{,}0 \cdot 10^4$	3,6
Куломзинская	13	6 239	128	1,45	0,30	0,14	920	209	48,7	$4{,}1 \cdot 10^3$	$2{,}1 \cdot 10^4$	$4{,}4 \cdot 10^4$	4,4
Тарская . . .	32	6 190	107	1,33	0,24	0,07	1094	223	57,8	$4{,}3 \cdot 10^3$	$2{,}6 \cdot 10^4$	$8{,}8 \cdot 10^4$	4,9
Вартовская . .	57	5 632	64	0,41	0,15	0,14	672	76	86,6	$14{,}1 \cdot 10^3$	$3{,}6 \cdot 10^4$	$4{,}0 \cdot 10^4$	8,8
Покурская . .	35	4 799	53	0,10	0,11	0,09	335	33	90,5	$48{,}0 \cdot 10^3$	$4{,}4 \cdot 10^4$	$5{,}3 \cdot 10^4$	10,1
Морская вода		11 100	400	0,16	0,21	0,002	430	13,7	27,8	$69{,}0 \cdot 10^3$	$\sim 5{,}6 \cdot 10^4$	$\sim 555{,}0 \cdot 10^4$	31,3

сеноманским отложениям (см. табл. 46). Для первой пары оно уменьшается вниз по разрезу более чем в 3 раза, а для второй — почти в 22 раза.

Цезий распределен в водах иначе, чем другие щелочные элементы. Минимальные его концентрации (0,07 мг/л) характерны для тарской, максимальные (0,24 мг/л) — для тюменской свит. В разрезе содержание этого элемента в водах падает от тюменской свиты к тарской. Воды вартовской свиты богаче

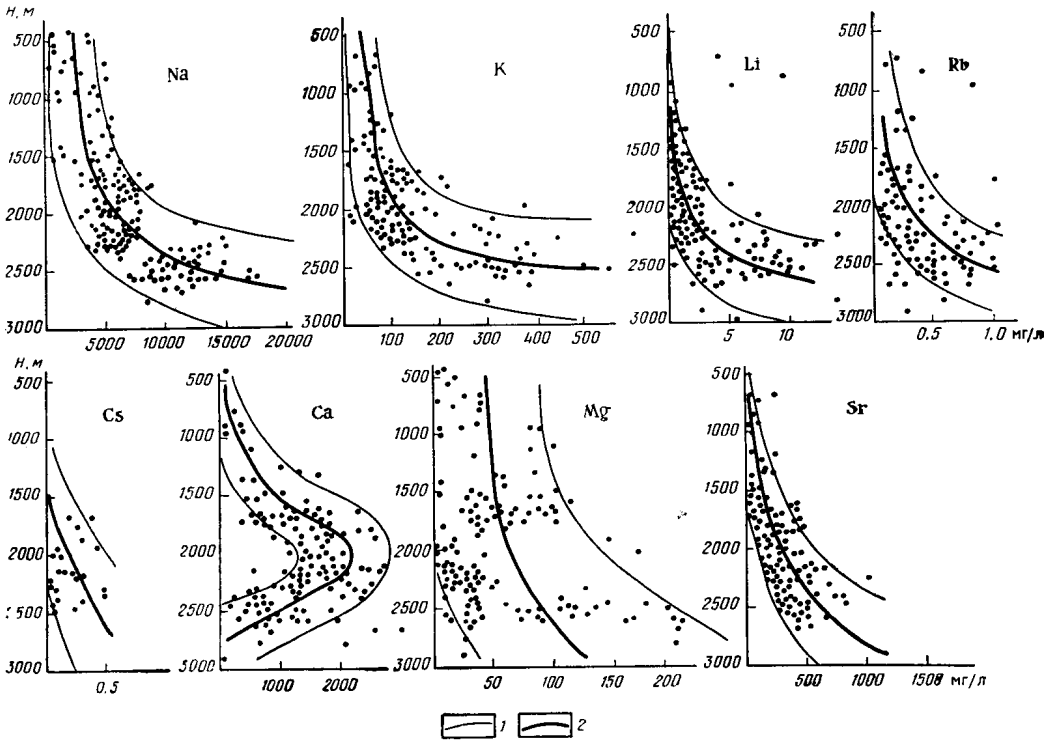


Рис. 66. Распределение щелочных и щелочноземельных элементов в подземных водах Западно-Сибирской плиты в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович

1 — линии максимальных и минимальных значений; *2* — линия медианных значений

цезием, чем тарской. В водах покурской свиты его вновь меньше (0,09 мг/л). Аналогично изменяется отношение концентраций Na/K (см. табл. 46).

Отличительной особенностью распределения рубидия, лития и особенно цезия в водах юры и нижнего мела Западно-Сибирской плиты является повышенная концентрация этих элементов по сравнению с концентрацией их в морской воде. По мере погружения отложений концентрации всех элементов в водах растут сначала медленно, а затем, начиная с глубин 2100—2200 м, очень быстро (рис. 66).

Распределение в водах щелочноземельных элементов: магния, кальция, стронция и бария — отличается от распределения щелочных элементов. Кальций, стронций и барий содержатся в максимальных количествах в водах неокома. Концентрация магния в водах этого комплекса, особенно в валанжин-готеривских отложениях, минимальна (см. рис. 66).

Следующей характерной чертой этих элементов является рост степени их концентрирования в подземных водах по отношению к морской воде по мере увеличения атомного номера (см. табл. 46). Так, магнием воды Западно-Сибирской плиты обеднены, степень концентрирования кальция высокая, а стронция и бария — весьма высокая. Отношение Ca/Sr в морской воде в 3—9 раз выше, чем в подземных водах Западно-Сибирской плиты, причем обогащенность вод стронцием по сравнению с кальцием прогрессивно возрастает вниз по разрезу. Отношение Ca/Sr убывает от 10,1 в покурской свите до 3,5 в тюменской. Эта особенность в поведении стронция и кальция в водах уже описана ранее [139].

Еще более контрастно это соотношение для Sr/Ba. В водах Мирового океана оно около 270, а в водах Западно-Сибирской плиты — всего около 0,25.

Анализ корреляционных связей между концентрациями рассматриваемых элементов позволяет уточнить и детализировать особенности их геохимии в водах. В самом первом приближении характер корреляционных связей между содержанием щелочных и щелочно-земельных элементов в водах дотуронских отложений в целом и слагающих их отдельных гидрогеологических комплексов очень сходен (табл. 47). Вместе с тем каждый гидрогеологический комплекс имеет свои особенности.

В водах юрского комплекса все щелочные элементы связаны друг с другом и с минерализацией вод (M) сильными положительными связями ($r_{NaCa} = 0{,}73$; $r_{NaSr} = 0{,}64$; $r_{CaM} = 0{,}78$; $r_{SrM} = 0{,}64$). Связь стронция с кальцием в водах юрского водоносного комплекса не очень сильная ($r_{CaSr} = 0{,}38$).

Анализ частных коэффициентов корреляции позволяет дополнительно установить ряд интересных моментов в поведении рассматриваемой группы элементов в водах.

Так, при постоянном содержании натрия в водах выделяются весьма сильные отрицательные связи калия и лития с кальцием ($r_{KCa \cdot Na} = -0{,}44$; $r_{LiCa \cdot Na} = -0{,}48$). Отрицательные связи этих элементов и рубидия с кальцием имеют место и при элиминировании минерализации вод ($r_{KCa \cdot M} = -0{,}51$; $r_{LiCa \cdot M} = -0{,}55$; $r_{RbCa \cdot M} = -0{,}35$). Отражением той же особенности химизма юрских вод является усиление корреляционных связей калия, лития и рубидия с натрием при нивелировании роли кальция: $r_{NaK \cdot Ca} = 0{,}56 > r_{NaK} = 0{,}38$; $r_{NaLi \cdot Ca} = 0{,}74 > r_{NaLi} = 0{,}66$; $r_{RbNa \cdot Ca} = 0{,}43 > r_{RbNa} = 0{,}40$.

Более сильные связи лития, рубидия и цезия с калием, а не с натрием выявляются уже при рассмотрении парных коэффициентов корреляции (см. табл. 47). Особенно отчетливо вторичный наложенный характер связи натрия с редкими щелочами виден при анализе частных коэффициентов корреляции. Так, при постоянном содержании натрия для рубидия и цезия, а при постоянной минерализации вод — для всех редких щелочей должна быть отвергнута гипотеза о наличии их связи с натрием, в то время как связи этих элементов с калием по-прежнему очень сильны ($r_{LiK \cdot M} = 0{,}64$; $r_{RbK \cdot M} = 0{,}74$; $r_{CaK \cdot M} = 0{,}57$; $r_{LiNa \cdot M} = 0{,}25$; $r_{RbNa \cdot M} = 0{,}01$; $r_{CaNa \cdot M} = 0{,}07$).

Обращает на себя внимание сильная связь лития и стронция, которая сохраняется при элиминировании роли любого из рассматриваемых компонентов вод ($r_{SrLi} = 0{,}75$; $r_{SrLi \cdot Na} = 0{,}57$; $r_{SrLi \cdot K} = 0{,}79$; $r_{SrLi \cdot Ca} = 0{,}74$; $r_{SrLi \cdot Rb} = 0{,}75$; $r_{SrLi \cdot Cs} = 0{,}74$; $r_{SrLi \cdot M} = 0{,}58$). Лишь фиксация натрия и минерализации вод несколько ослабляет эту связь. Довольно сильно связан стронций и с натрием. При постоянном содержании натрия связь кальция и стронция незначима и даже имеет отрицательный знак ($r_{SrCa \cdot Na} = -0{,}17$), а при постоянном содержании кальция коэффициент корреляции между натрием и стронцием значимо отличен от нуля $r_{SrNa \cdot Ca} = 0{,}58$).

Таблица 47

Корреляционные связи между концентрациями щелочных и щелочноземельных элементов в водах юры и нижнего мела Западно-Сибирской плиты

А

	K	Ca	Sr	Li	Rb	Ca	M
Na	0,48	0,49	0,58	0,64	0,39	0,30	0,91
K		0,27	0,46	0,76	0,69	0,35	0,51
Ca			0,64	0,23	0,26	0,03 *	0,60
Sr				0,68	0,39	0,10 *	0,64
Li					0,63	0,30	0,65
Rb						0,53	0,45
Ca							0,32

Б

	K	Ca	Sr	Li	Rb	Ca	M
Na	0,38	0,73	0,64	0,66	0,40	0,37	0,91
K		—0,005 *	0,30 *	0,70	0,78	0,56	0,37
Ca			0,38	0,23 *	0,14 *	0,25 *	0,78
Sr				0,75	0,33 *	0,21 *	0,64
Li					0,64	0,40	0,64
Rb						0,74	0,43
Ca							0,44

В

	K	Ca	Sr	Li	Rb	Ca	M
Na	0,62	0,42	0,44	0,51	0,26	0,13 *	0,87
K		0,73	0,77	0,81	0,42	—0,05 *	0,73
Ca			0,93	0,66	0,47	—0,08 *	0,68
Sr				0,76	0,48	—0,06 *	0,68
Li					0,47	—0,08 *	0,60
Rb						0,21 *	0,39
Ca							0,06 *

Г

	K	Ca	Sr	Li	Rb	Ca	M
Na	0,56	0,44 *	0,45 *	0,20 *	—0,10 *	0,04 *	0,86
K		0,51	0,63	0,49 *	0,07 *	—0,08 *	0,38 *
Ca			0,88	0,86	0,20 *	—0,22 *	0,07 *
Sr				0,92	0,24 *	—0,10 *	0,11 *
Li					0,28 *	—0,14 *	—0,17 *
Rb						—0,06 *	—0,20 *
Ca							0,002 *

Примечание. Воды: А—юрские и меловые, Б—юрские, В—неокомские, Г—апт-альб-сеноманские. * При уровне значимости 0,01 гипотеза о наличии корреляционной зависимости должна быть отвергнута; во всех остальных случаях связь значима.

Между кальцием и магнием в водах юрского комплекса существует достаточно сильная корреляционная связь ($r_{CaMg} = 0{,}56$).

В неокомских отложениях характер корреляционных связей несколько иной (см. табл. 47). Важнейшие изменения сводятся к следующему. Отсутствуют связи цезия с остальными щелочными и щелочноземельными элементами, а кальций и стронций оказываются связанными не только с натрием, но и с другими элементами вод. Между содержанием Ba и минерализацией имеют место сильные корреляционные связи ($r_{Ba\,M} = 0{,}72$). Отрицательных связей калия и кальция в водах этого возраста нет. Более того, при постоянном содержании натрия в водах связи кальция и стронция с калием весьма сильны ($r_{KCa\cdot Na} = 0{,}66$; $r_{KSr\cdot Na} = 0{,}71$), а при постоянном содержании калия связь этих элементов с натрием отсутствует ($r_{CaNa\cdot K} = -0{,}06$; $r_{SrNa\cdot K} = -0{,}07$). Еще более любопытный факт устанавливается при элиминировании роли минерализации вод. В этом случае отчетливо выражена положительная связь кальция и стронция с калием ($r_{CaK\cdot M} = 0{,}45$; $r_{SrK\cdot M} = 0{,}55$) и отрицательная с натрием ($r_{CaNa\cdot M} = -0{,}50$; $r_{SrNa\cdot M} = -0{,}42$). В неокомских отложениях резко усиливается связь стронция и кальция ($r_{SrCa} = 0{,}93$ в неокомских водах против 0,38 в юрских). Как и в юрских отложениях, имеет место сильная связь стронция с литием. Выше отмечалась сильная связь стронция с натрием в юрских водах. В неокомских водах эта связь резко ослаблена, а при элиминировании роли минерализации вод она становится даже отрицательной, но имеется сильная связь стронция с калием. Связь стронция с литием и калием остается значимой при элиминировании роли любого из компонентов вод. Связь редких щелочей — рубидия и лития — преимущественно с калием, а не с натрием устанавливается из анализа частных коэффициентов корреляции для неокомских вод еще более отличетливо, чем для юрских ($r_{LiK\cdot Na} = 0{,}74$; $r_{RbK\cdot Na} = 0{,}34$; $r_{LiNa\cdot K} = 0{,}008$; $r_{RbNa\cdot K} = 0{,}006$).

В отличие от юрского комплекса связь между концентрацией Ca и Mg в неокомских отложениях очень слабая. Лишь в Шаимском нефтеносном районе $r_{CaMg} = 0{,}71$. Для вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса характерно ослабление корреляционных связей почти между всеми щелочными и щелочноземельными элементами (см. табл. 47).

Следует отметить сильную положительную связь стронция с кальцием ($r_{CaSr} = 0{,}88$) и более сильную, чем в водах остальных горизонтов, связь лития с кальцием и стронцием ($r_{CaLi} = 0{,}86$ и $r_{SrLi} = 0{,}92$), которая остается такой же сильной при элиминировании роли любого из компонентов вод. Для вод данного горизонта характерно отсутствие связи всех элементов, кроме натрия, с минерализацией вод, что также отличает апт-альб-сеноманские воды от остальных рассматриваемых водоносных комплексов. При принятом уровне значимости (0,01) гипотеза о связи содержаний рубидия и цезия в водах с концентрациями остальных рассматриваемых элементов должна быть отвергнута.

При постоянной минерализации связи всех элементов друг с другом сохраняют тот же характер, но по величине становятся больше. Интересно отметить тот факт, что при элиминировании роли натрия появляется сильная отрицательная связь кальция, стронция и лития с минерализацией ($r_{CaM\cdot Na} = -0{,}68$; $r_{SrM\cdot Na} = -0{,}61$; $r_{LiM\cdot Na} = -0{,}69$). При постоянном содержании стронция проявляется сильная отрицательная связь лития с минерализацией ($r_{Li\,M\cdot Sr} = -0{,}67$), а при элиминировании роли лития выявляется сильная положительная связь стронция с минерализацией ($r_{SrM\cdot Li} = 0{,}66$).

Как известно, для большинства закрытых артезианских бассейнов характерны увеличение минерализации вод и изменение состава сверху вниз по

разрезу от гидрокарбонатного до хлоридного. В водах юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской плиты, находящихся в зоне катагенеза и характеризующихся температурами от 40—50 до 150—160° С, накапливаются щелочные и щелочноземельные элементы.

Этот процесс обладает рядом особенностей. Отметим важнейшие из них.

1. Калий, литий и рубидий накапливаются в водах быстрее, чем натрий, причем подземные воды по сравнению с морскими обогащены литием и рубидием. Абсолютные количества натрия и калия в подземных водах меньше, чем в морской воде. Исключение составляют лишь слабые рассолы, встреченные в зоне, тяготеющей к Нюрольской мегавпадине и Колтогорскому мегапрогибу в низах тюменской свиты.

2. Кальций и стронций накапливаются по несколько иной схеме. Абсолютные их концентрации максимальны не в наиболее древних юрских отложениях, а в неокомских. Подземные воды юрского и нижнемеловых водоносных комплексов богаче стронцием и кальцием, чем морская вода. Влияние процессов катагенеза проявляется на этих элементах вполне отчетливо. Оно выражается в монотонном убывании отношения Ca/Sr вниз по разрезу и в росте концентрации этих элементов в водах параллельно с ее минерализацией. Неокомские воды, особенно богатые кальцием и стронцием, магнием обеднены.

3. Химизм процессов, ведущих к изменению состава вод, достаточно сложен. Самая общая из закономерностей — накопление этих элементов в воде параллельно с ростом ее минерализации. При этом: а) комплексы условий, благоприятствующие накоплению натрия и калия, близки между собой; б) накопление редких щелочей контролируется преимущественно накоплением калия, а не натрия; в) накопление натрия, калия и кальция происходит параллельно с ростом минерализации вод, однако в одних случаях комплексы условий, благоприятствующие накоплению этих элементов в водах, сходны; в других — накопление натрия тормозит накопление кальция и наоборот, а с калием оба элемента связаны положительно; в третьих — калий и кальций мешают накапливаться один другому; и оба эти элемента связаны с натрием положительно; г) накоплению стронция в водах благоприятствует накопление как щелочных элементов (Na, K, Li), так и, в неменьшей степени, кальция. Геохимия Ca и Mg в юрском и неокомском комплексах существенно различается.

Бор присутствует в водах Западно-Сибирской плиты в невысоких концентрациях. Среднее его содержание — 4,8 мг/л. Наиболее обогащены этим элементом воды неокомского комплекса. Они содержат в среднем около 18 мг/л бора. В водах юрского комплекса бора содержится порядка 12 мг/л, а аптальб-сеноманского — 9 мг/л. Разумеется, это лишь средние цифры, а реальная картина распределения элемента значительно сложнее. В общем, его концентрации возрастают от внешнего пояса к внутренней зоне плиты. Максимальны концентрации бора в зоне, тяготеющей к Ханты-Мансийской мегавпадине.

В юрском комплексе имеют место сильные положительные связи между содержанием бора и глубиной залегания водоносных горизонтов ($r_{BH} = 0{,}43$), причем бор накапливается в водах параллельно с ионом аммония ($r_{B\,NH_4} = 0{,}58$). В неокомском комплексе таких же четких связей не фиксируется. Лишь в пластах группы А имеет место сильная положительная связь между бором и карбонат-ионом ($r_{B\cdot CO_3} = 0{,}62$).

Кремний содержится в водах нижнего гидрогеологического этажа в концентрации 13,9 мг/л в среднем, что значительно выше, чем в водах Мирового океана. Концентрации кремния в водах нарастают по разрезу и достигают максимума на глубине 2000—2200 м (рис. 67). В водах юрского комплекса

отмечаются сильные связи концентрации SiO_2 с температурой ($r = 0{,}62$). Накопление кремнезема в водах идет параллельно с ростом содержания в водах карбонат-иона ($r_{Si \cdot CO_2} = 0{,}49$).

Сера. Геохимия серы в подземных водах Западно-Сибирской плиты наиболее обстоятельно изучена В. М. Матусевичем, А. В. Рыльковым, Б. П. Ставицким [188]. Они показали, что при очень большом рассеивании в целом в бассейне намечается тенденция к росту содержания в водах серы от периферии к внутренним районам плиты. В вертикальном разрезе концентрация серы в водах возрастает до глубины 2000—2500 м от 2—2,5 мг/л в среднем до 7—8 мг/л, а затем вновь снижается (рис. 68).

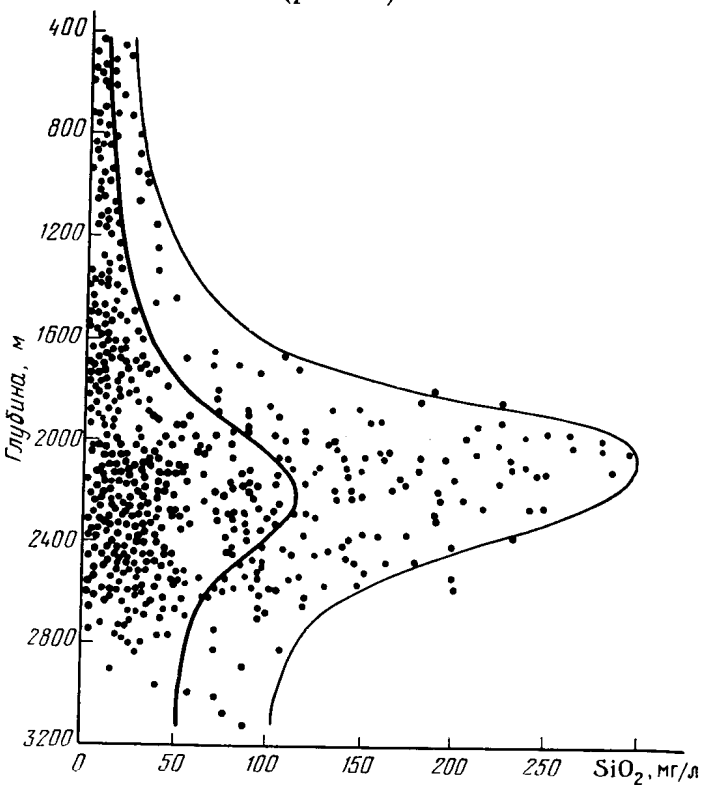


Рис. 67. Распределение кремния в подземных водах Западно-Сибирской плиты в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов (по Ю. Г. Зимину, А. Э. Конторовичу, Г. Н. Перозио)

Воды внутренних районов плиты практически бессульфатные, и их pH находится в пределах 7—9. В этих условиях устойчив гидросульфид-ион, который и зафиксирован повсеместно в водах [188]. Последнее обстоятельство обусловливает парагенезис в водах серы с некоторыми элементами — барием, серебром, германием (рис. 69). Часть серы мигрирует в водах в виде органических соединений. Так, при среднем содержании битумоидов в водах 10—12 мг/л они содержат порядка 2% серы, т. е. в составе битумоидов в водах находится 0,05—1 мг/л, в среднем 0,2 мг/л серы.

Элементы группы железа. Систематическое изучение геохимии элементов

группы железа в подземных водах Западно-Сибирской плиты было начато А. Э. Конторовичем [139], а в последующие годы продолжено Ю. Г. Зиминым, В. М. Матусевичем, Б. П. Ставицким, И. Н. Ушатинским, С. Л. Шварцевым [187, 75, 192 и др.]. Сведения о средних их содержаниях приведены в табл. 45, из которой видно, что концентрация этих элементов в подземных водах Западно-Сибирской плиты по сравнению с водами Мирового океана весьма высокая. Особенно обогащены элементами этой группы воды внутренних районов плиты, хотя корреляция между содержанием этих элементов и минерализацией вод отсутствует. А. Э. Конторович, а позднее В. М. Матусевич и И. Н. Ушатинский отметили, что накопление элементов группы железа в водах идет параллельно и находится в парагенетической связи с процессами нефтегазообразования и катагенетическими превращениями органического вещества. Так, коэффициенты корреляции между содержанием в водах меди, никеля и молибдена равны соответственно 0,70, 0,76 и 0,91. Достаточно сильные корреляционные связи отмечаются между содержанием в водах ванадия, кобальта и хрома.



Рис. 68. Распределение серы в подземных водах Западно-Сибирской плиты в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов (по В. М. Матусевичу, А. Э. Конторовичу, с дополнениями)

Весьма четко фиксируется связь концентрации элементов группы железа, а также ряда других редких и рассеянных элементов (Cu, Zn, Rb, Mo, Ge, Sn) с температурой вод (коэффициенты корреляции 0,40—0,68) и содержанием в них гидрокарбонат-иона ($r = 0{,}52$—$0{,}74$) [192]. Определенная часть микроэлементов находится в водах в виде органоминеральных соединений, таких как порфирины, в составе асфальтенов и т. д. [229]. По оценке И. Н. Ушатинского, в виде металлоорганических компонентов в водах находится до 30—50% никеля, 6—10% меди и 25—50% ртути [192].

Галогены. Минерализация основной массы подземных вод Западно-Сибирской плиты и, как следствие, содержание в них хлора ниже, чем в водах Мирового океана. Что касается остальных галогенов, то относительно хлора все они, а иод и фтор и в абсолютных концентрациях, содержатся в водах нижнего гидрогеологического этажа этого артезианского бассейна в повышенных, высоких и весьма высоких концентрациях (см. табл. 45).

В юрском водоносном комплексе во внутренней области плиты максимальные концентрации брома (более 100 мг/л) имеют место в зоне Колтогорского мегапрогиба и Нюрольской мегавпадины, а также на примыкающих к ним с востока крупных положительных структурах. В остальных районах его концентрация варьирует от 50 до 75 мг/л. Максимальные концентрации йода, наоборот, тяготеют к зоне Ханты-Мансийской мегавпадины (20—25 мг/л). Соответственно между концентрацией брома и основных катионов и анионов вод наблюдаются сильные положительные связи, например, $r_{BrCl} = 0{,}88$, а между иодом и теми же компонентами — отрицательные. Так, $r_{Cl} = -0{,}65$.

В этих водах иод накапливается вместе с бором.

В неокомском водоносном комплексе концентрация брома ниже. Больше всего его (60—80 мг/л), так же как и в юрских отложениях, в зоне Колтогорского мегапрогиба. К периферии плиты концентрация брома падает до 15—25 мг/л. Концентрация йода в водах этого комплекса вдоль Ханты-Мансийской мегавпадины 20—25 мг/л, в восточном направлении к Колтогорскому мегапрогибу его содержание снижается до 10—12 мг/л, а еще восточнее до 1—2 мг/л. В более узких стратиграфических интервалах (пласты группы А, пласты группы Б) в центре плиты между бромом и йодом имеет место сильная положительная связь.

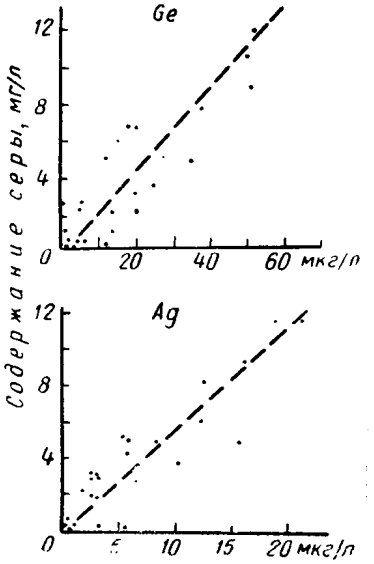


Рис. 69. Зависимость содержания германия и серебра в подземных водах от содержания в них серы (по В. М. Матусевичу)

§ 2. Газы, растворенные в подземных водах

Газонасыщенность подземных вод и состав газов закономерно меняются от окраинных к внутренним районам плиты (рис. 70—74). В каждом из горизонтов газонасыщенность вод возрастает от долей литра газа на литр воды до 2—3 г/л в центральных и северных районах плиты. Одновременно состав растворенных газов закономерно меняется от метаново-азотного и азотно-метанового до метанового. По мере удаления от окраинных зон в составе растворенных газов постепенно возрастает роль более высокомолекулярных газообразных гомологов метана. Содержание углеводородов C_2—C_5 в газе возрастает не только с погружением водоносных горизонтов, но и от относительно молодых отложений к более древним (табл. 48).

Растворенные в подземных водах углеводородные газы распространены почти повсеместно. Запасы их в десятки раз превышают запасы свободного газа. В мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты суммарные запасы растворенных углеводородных газов равны 440 трлн. м³. Содержание и состав растворенных газов по нефтегазоносным толщам приведены в табл. 48 и 49. Подсчет запасов растворенных газов производился следующим образом. По каждой нефтегазоносной толще были построены карты изопахит, песчанистости, открытой пористости, изменения газонасыщенности и содержания суммы C_2—C_3. Для каждой области подсчитывался среднеарифметический состав газа в объемных процентах. По этим картам были вычислены объем порового пространства проницаемых пород и содержание в нем растворенных газов. Для севера плиты,

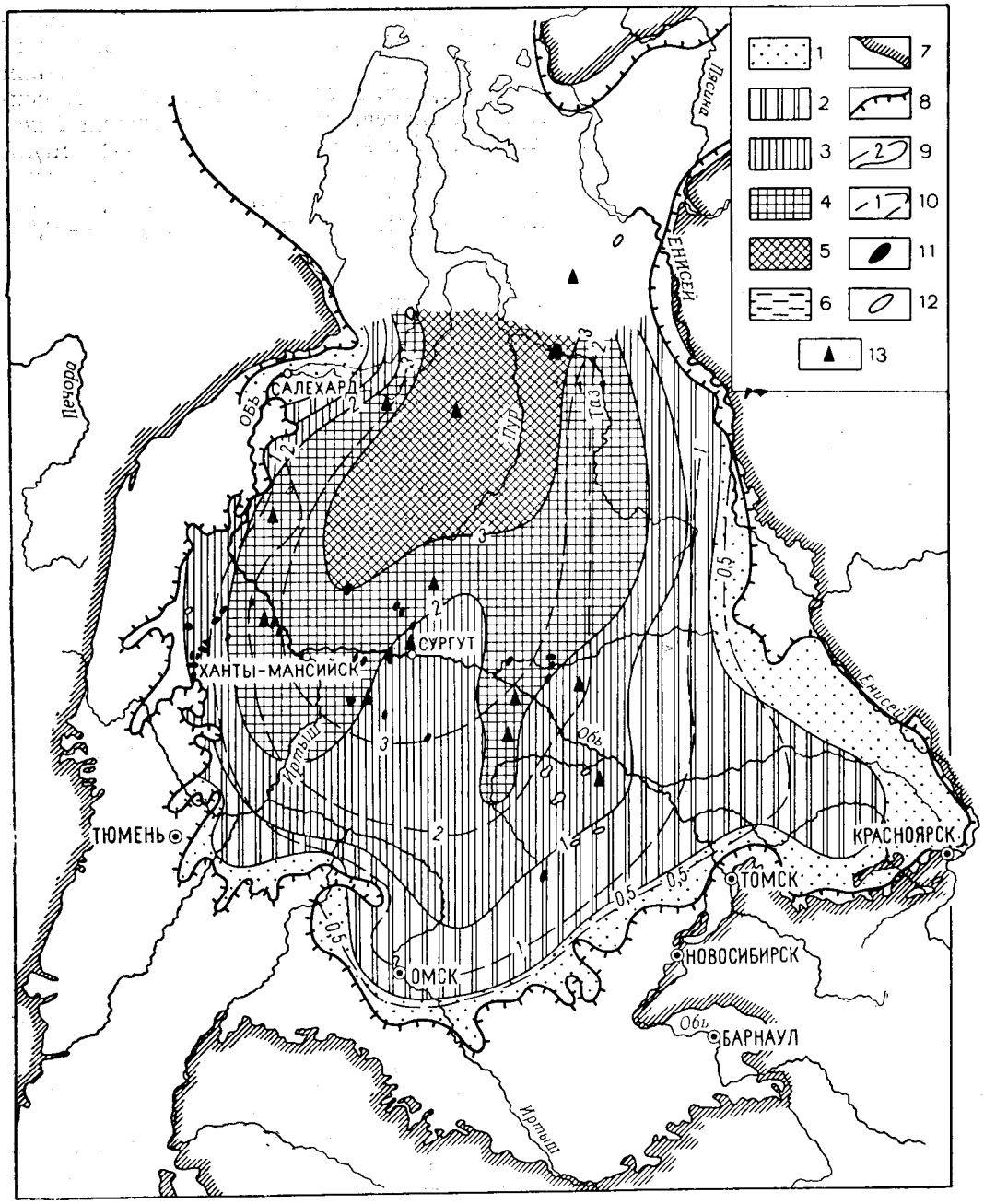


Рис. 70. Схема газонасыщенности подземных вод и содержания тяжелых углеводородов в воднорастворенных газах нижне-среднеюрского горизонта. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Б. П. Ставицкий

Газонасыщенность подземных вод, м³/м³: *1* — меньше 0,5; *2* — 0,5—1,0; *3* — 1—2; *4* — 2—3; *5* — больше 3; *6* — зона отсутствия поровых коллекторов; границы: *7* — Западно-Сибирского седиментационного бассейна, *8* — распространения отложений рассматриваемого горизонта; изолинии: *9* — газонасыщенность подземных вод, л/м³; *10* — содержание тяжелых углеводородов в газах, % объем.; залежи: *11* — нефтяные, *12* — газовые и газоконденсатные; *13* — нефтепроявления

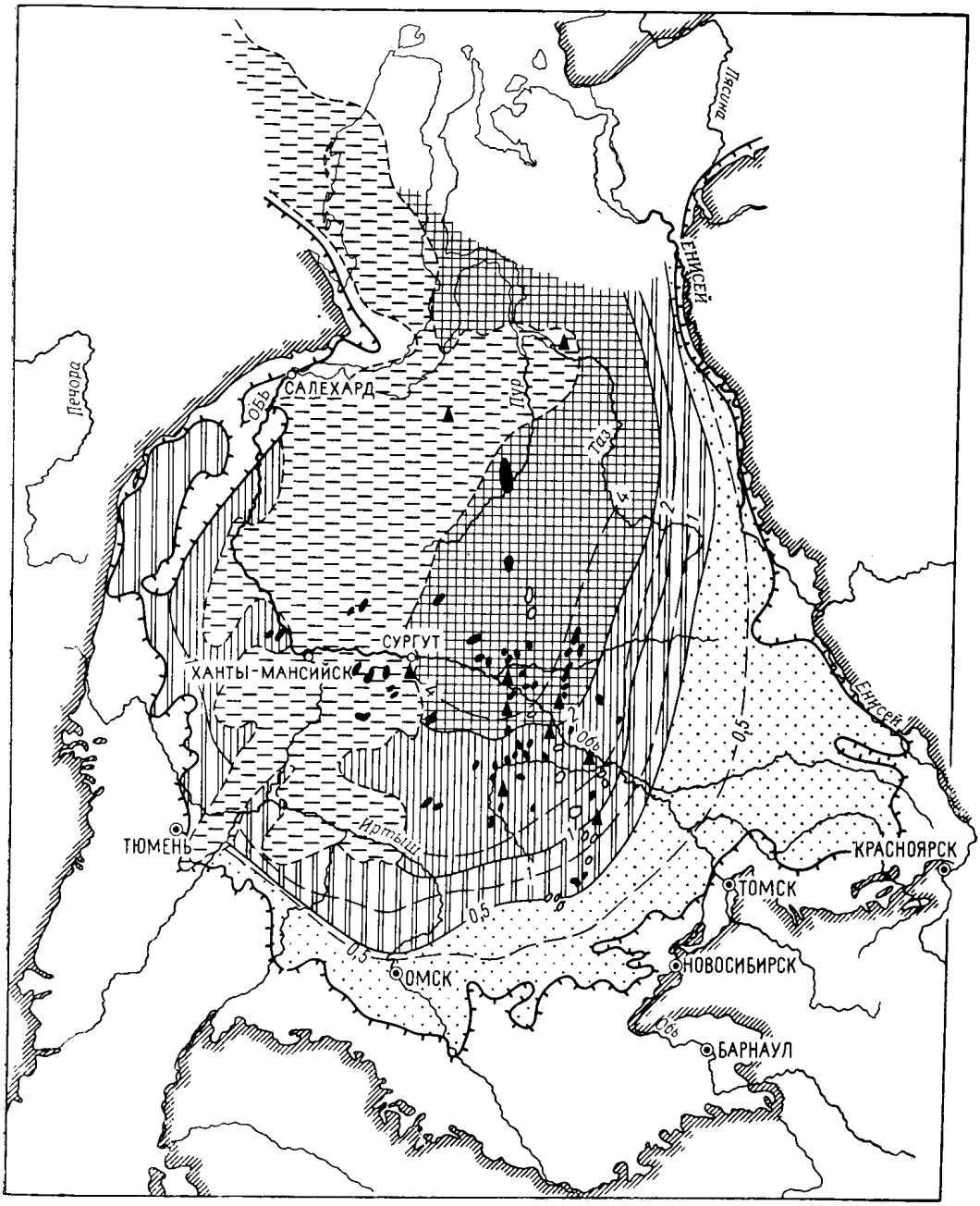


Рис. 71. Схема газонасыщенности подземных вод и содержание тяжелых углеводородов в воднорастворенных газах верхнеюрского горизонта. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Б. П. Ставицкий

Условные обозначения см. на рис. 70

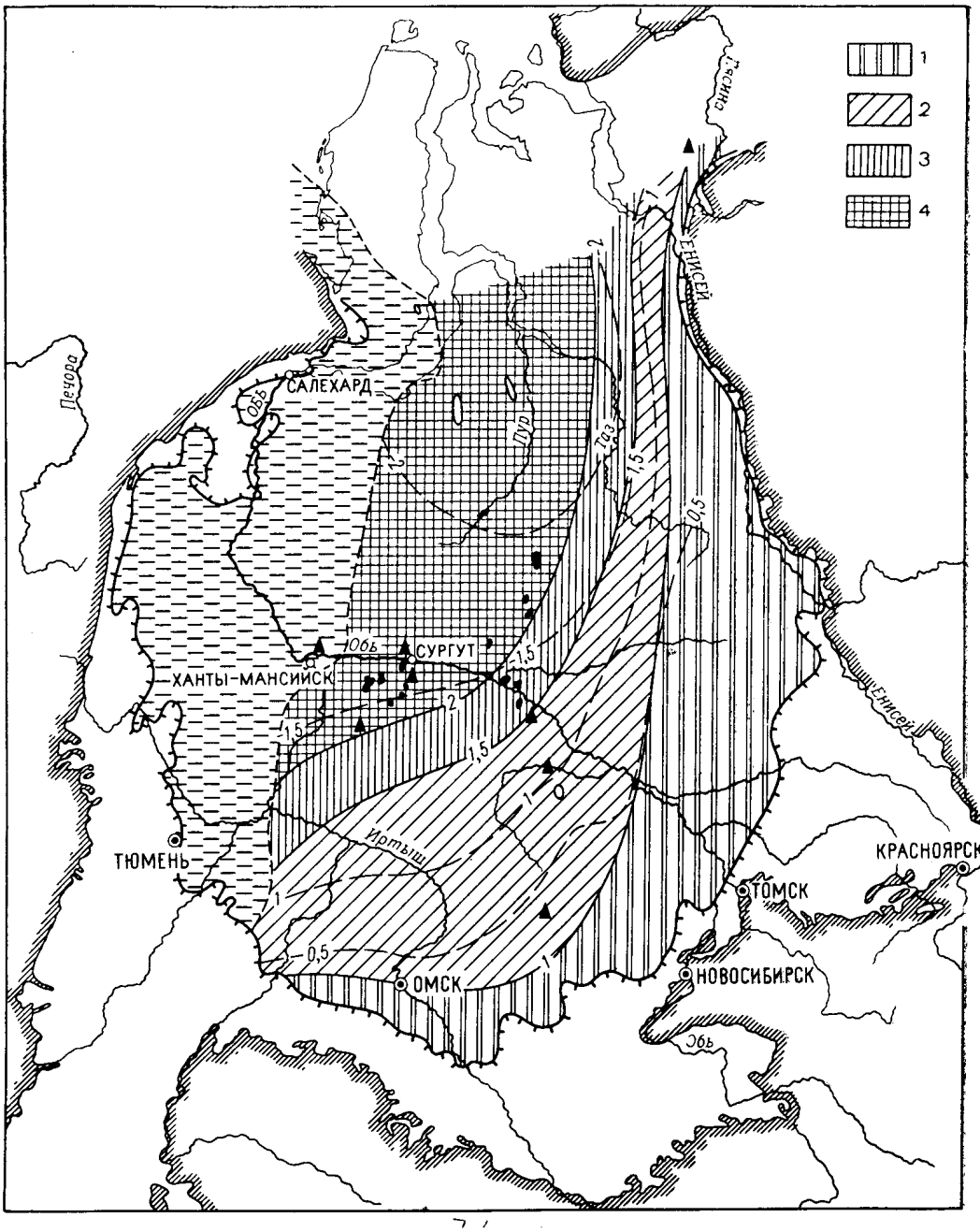


Рис. 72. Схема газонасыщенности подземных вод и содержание тяжелых углеводородов в воднорастворенных газах берриас-валанжинского горизонта. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Б. П. Ставицкий

Газонасыщенность подземных вод, м³/м³: *1* — меньше 1; *2* — 1—1,5; *3* — 1,5—2; *4* — > 2. Остальные условные обозначения см. на рис. 70

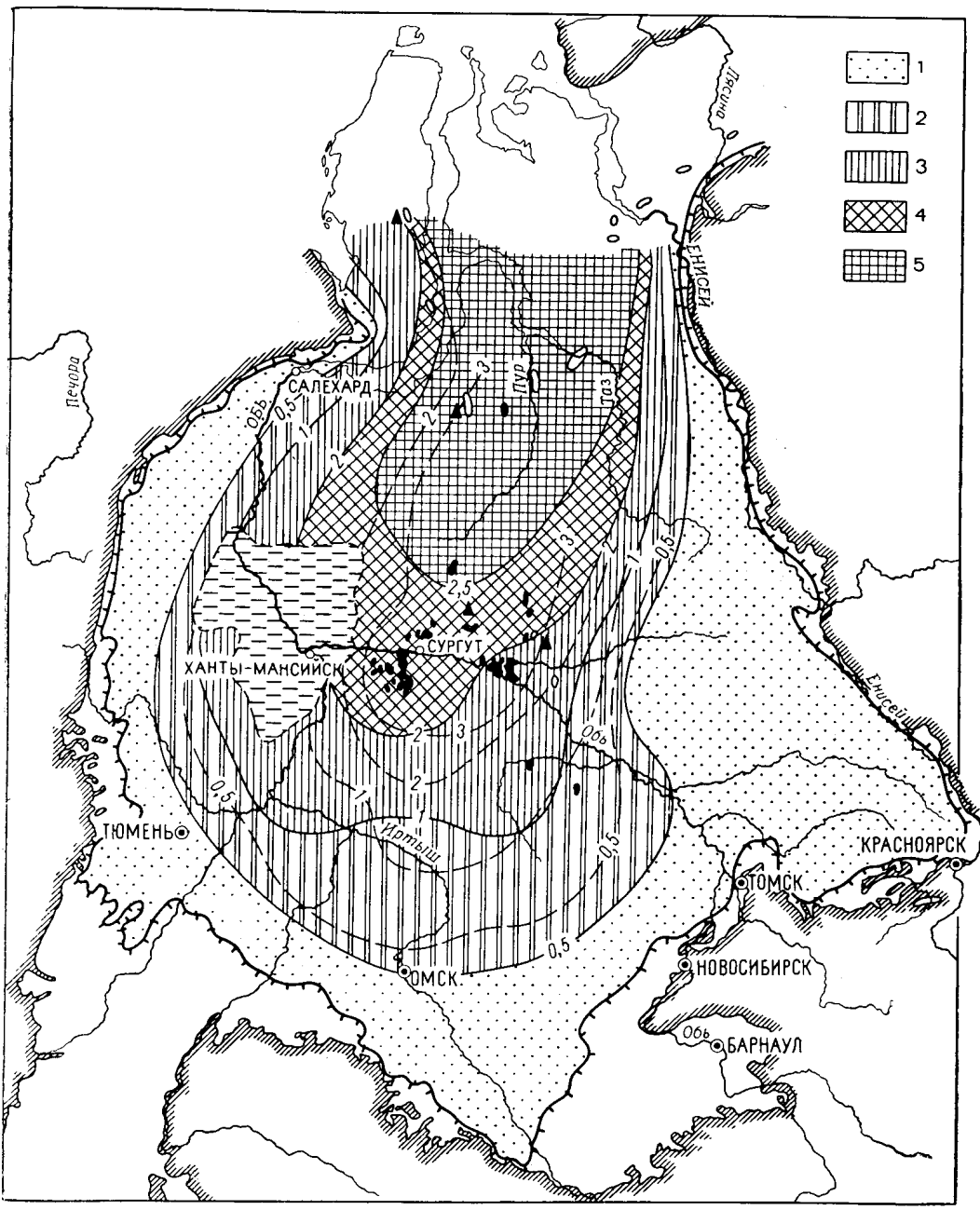


Рис. 73. Схема газонасыщенности подземных вод и содержание тяжелых углеводородов в воднорастворенных газах валанжин-готеривского горизонта. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Б. П. Ставицкий

Газонасыщенность подземных вод, м³/м³: *1* — менее 0,5; *2* — 0,5—1,0; *3* — 1—2; *4* — 2—2,5; *5* — больше 2,5. Остальные условные обозначения см. на рис. 70

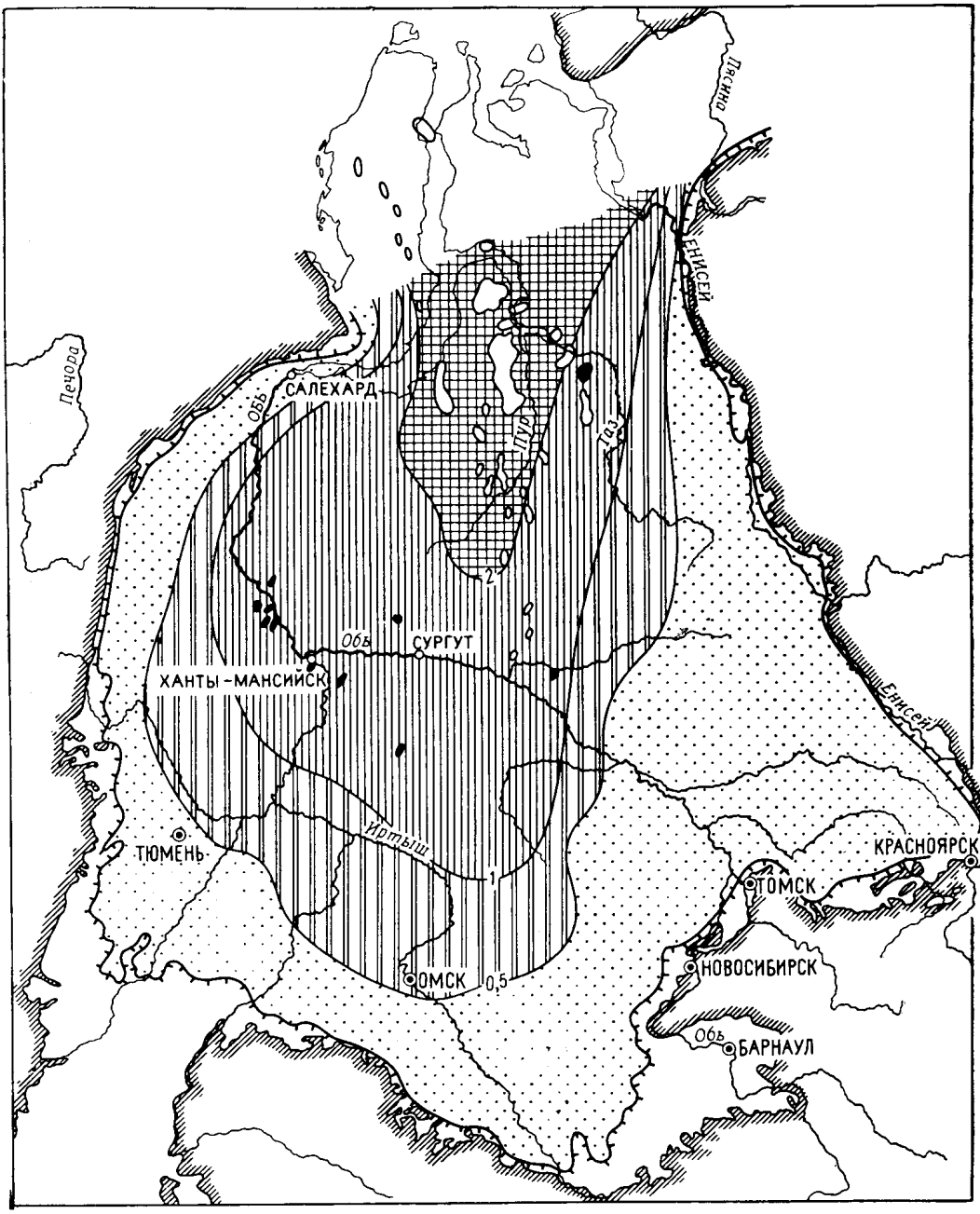


Рис. 74. Схема газонасыщенности подземных вод апт-сеноманского горизонта. **Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Б. П. Ставицкий**

Условные обозначения см. на рис. 70

Таблица 48

Среднее относительное содержание растворенных углеводородных газов в подземных водах мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты

Параметр	J_{1-2}	J_3	K_1br+v	$K_1v—h$	$K_1h+в$, частично K_1ap	$K_1ap—al$ K_2cm	K_1 (без cm)	P_{1-2}	P_3+N
Средняя мощность, м	360	175	215	120	450	580	275	200	100
Средняя газонасыщенность, $м^3/м^3$.	2,0	2,0	0,95	0,71	1,10	1,0	0,15	0,05	0,01
Среднее содержание CH_4 и газа, % . .	82	85	92	99	95	90	88	13	10
Среднее содержание суммы $C_2—C_5$ в газе, %	2,6	2,5	2,1	1,5	1,2	0,31	0,13	0,01	—

Таблица 49

Содержание растворенных углеводородных газов в подземных водах мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты

Параметр	J_{1-2}	J_3	$K_1br—v$	$K_1v—h$	K_1h+b, частично K_1ap	K_1ap+al K_2cm	K_2 (без cm)	P_{1-2}	P_3+N	Итого
Площадь распространения пород, тыс. $км^2$	2096	2287	2010	2250	2527	2656	2668	2520	2800	—
Объем пород, тыс. $км^3$	752	400	430	267	1130	1523	734	504	280	6020
В том числе объем песчаников, тыс. $км^3$.	382	87	95	125	460	898	156	15	150	2368
Объем пор песчаников, тыс. $км^3$	58,8	16,5	18,9	26,2	89,7	199,8	32,9	3,0	30,0	475,8
Объем растворенных газов, 10^{12} $м^3$	116,2	33,0	17,9	18,5	98,6	199,5	5,1	0,15	0,3	489,3
В том числе объем метана, 10^{12} $м^3$ . . .	94,7	27,8	16,6	18,3	93,8	179,2	4,5	0,02	0,03	434,9
Объем суммы $C_2—C_5$, млрд. $м^3$	2995	814	378	278	1190	622	6,6	0,015	—	6283,6
Масса метана, млрд. $м^3$	68,1	20,0	11,9	13,2	67,5	128,9	3,2	0,144	0,022	312,8
Масса суммы $C_2—C_5$, млн. т	5404	1470	683	502	2150	1124	12,0	0,272	—	11 345

где фактические данные недостаточны, все подсчеты произведены условно, исходя из наметившихся закономерностей изменения литологии, песчанистости и газонасыщенности от окраинных и центральных частей бассейна в направлении к этой области.

Особо следует остановиться на содержании в подземных водах растворенных кислорода и водорода. В большинстве случаев наличие кислорода рассматривается как результат некачественного отбора проб газа и он исключается из состава газа. Однако иногда в таких пробах отношение азота к кислороду меньше, чем это можно допустить при попадании воздуха в пробу газа. В таких пробах следует предполагать наличие кислорода. Количество проб, в которых

можно допустить наличие кислорода в подземных водах, возрастает на Западно-Сибирской плите к ее окраинам.

Водород в растворенных газах, по данным В. А. Соколова и А. И. Фридман [301], встречается довольно широко. Эти исследователи отмечают следующую зависимость. В водах, окружающих нефтяные месторождения, содержание водорода меняется от 0,5 до 28—49%; в водах, окружающих газовые месторождения, — всего до 1,5—4,0%, а в подземных водах «пустых» структур еще меньше.

В условиях Западно-Сибирской плиты отмечается аналогичная картина: содержание водорода в растворенных водах возрастает по разрезу сверху вниз, а по площади — к зонам распространения нефтяных месторождений.

Возможные источники водорода в водах рассмотрены в гл. V.

§ 3. Органическое вещество подземных вод

Познание органической геохимии подземных вод чрезвычайно важно для решения широкого круга теоретических и прикладных вопросов нефтяной геологии. Применительно к подземным водам нижнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирского артезианского бассейна изучение этого вопроса было начато около десяти лет назад Е. А. Барс, Л. Н. Носовой, В. М. Швецом и др. и в дальнейшем продолжено В. М. Матусевичем [187, 189], а для северо-востока плиты Г. Д. Гинсбургом и Г. А. Ивановой. В результате этих работ в подземных водах Западно-Сибирской плиты весьма полно изучено распределение органических кислот, фенолов, а из углеводородов — низкокипящих аренов, главным образом бензола и толуола. Сведения о высококипящих компонентах воднорастворенного органического вещества, в частности о групповом и углеводородном составах битумоидов, крайне скудны и опираются лишь на данные капиллярно-люминесцентного анализа и тонкослойной хроматографии. Между тем детальное на современном уровне изучение именно этих фракций воднорастворенных битумоидов особенно важно. Такие исследования в течение ряда лет проводятся в СНИИГГИМСе В. П. Даниловой и А. Э. Конторовичем и отчасти в СЕВМОРГЕО Г. А. Ивановой.

Ниже кратко изложены имеющиеся на сегодняшний день сведения об органическом веществе в подземных водах Западно-Сибирской плиты.

Общие сведения о битумоидах

Содержание битумоидов в водах юрского комплекса варьирует от 9 до 30 мг/л, причем выход хлороформенного экстракта в несколько (2—17) раз преобладает над изобутиловым. По элементному составу битумоиды различаются весьма сильно, содержание углерода меняется от 55 до 79%, водорода — от 9,5 до 12,0%, серы — от 0,75 до 2,0% и остальных гетероэлементов (N + O) — от 8 до 33%.

В законтурных водах, изученных на примере пласта $Ю_1$ на Западно-Назинской площади, содержание битумоидов аномально высокое — 340 мг/л, причем соотношение выхода хлороформенного и изобутилового экстрактов равно 21,7. Этот битумоид характеризуется очень высоким содержанием углерода (85,56%) и водорода (13,14%) и низким — гетероэлементов (S = 0,36%, N = 0,93%).

В водах неокомского комплекса на юго-востоке плиты битумоиды содержатся в количестве 6—24 мг/л. Более низким является в них и соотношение хлороформенного и изобутилового экстрактов. Оно меняется от 0,5 до 5,5.

По элементному составу битумоиды вод юрского и неокомского комплексов подобны.

На общем фоне резко выделяется битумоид из водоносного горизонта в кровле киялинской свиты на Северо-Сильгинской площади (скв. 5, интервал 1566,8—1493,3 м). При аномально высоком содержании битумоида в воде (57,5 мг/л) он отличается самым низким соотношением хлороформенного и изобутилового экстрактов. Оно равно 0,34. Интересно, что при этом изобутиловый экстракт содержит больше углерода и водорода и меньше гетероэлементов, чем хлороформенный. В целом битумоид содержит 82,3% углерода, 12,08% водорода, 0,48% серы и 4,64% кислорода и азота. Нельзя исключать, что содержащая такие битумоиды вода поступает из приконтурной части газоконденсатной залежи в юрском комплексе в неокомский.

Углеводороды

Насыщенные углеводороды. В юрском комплексе в составе битумоидов на долю насыщенных углеводородов приходится от 20 до 48%. В углеводородной фракции они составляют 56—77%. В составе самой фракции на углерод в алифатических структурах приходится 50—60% и 40—50% —в нафтеновых. В средней молекуле 1,5—2,0 нафтеновых кольца, в алифатических цепях 13—15 атомов углерода.

Состав битумоидов из законтурных вод (Западно-Назинская площадь) изучен более детально. В нем углеводороды составляют 77,96%, из них 46,15% приходится на метаново-нафтеновые. В средней молекуле фракции насыщенных углеводородов 67% составляет углерод в алифатических структурах. Процент углерода в нафтеновых кольцах невелик. В средней молекуле преобладают малоциклические нафтены, содержащие в кольце шесть атомов углерода.

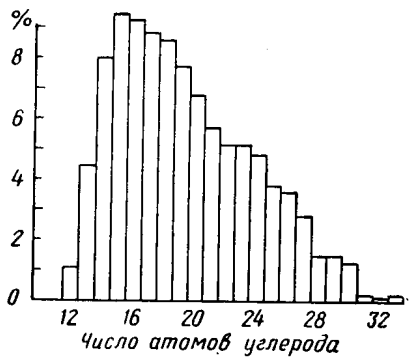


Рис. 75. Распределение алканов нормального строения в хлороформенном битумоиде воднорастворенного органического вещества в зависимости от числа атомов углерода в молекуле (Западно-Назинская площадь, скв. 95)

В составе насыщенных углеводородов 35,4% составляют нормальные алканы. В хлороформенном экстракте на их долю приходится 16,3%. Среди нормальных алканов идентифицированы все углеводороды от C_{12} до C_{33} (рис. 75). Из них в максимальной концентрации присутствует углеводород C_{15}. Углеводороды C_{14}—C_{18} составляют 8—9,5% от суммы н-алканов каждый. Углеводороды с числом атомов в цепи более 25 содержатся в сумме в количестве около 11%.

Среди изоалифатических углеводородов преобладают соединения с длинными алифатическими цепями. Разветвленность изоалканов небольшая. Среди цикланов гексаметиленовые резко преобладают над пентаметиленовыми.

В водах неокомского водоносного комплекса роль алифатических структур во фракции насыщенных углеводородов битумоидов подземных вод уменьшается. На их долю приходится всего 30—42%. В этих битумоидах преобладают малозамещенные цикланновые структуры.

Арены. В составе нафтеново-ароматических углеводородов битумоидов в юрском комплексе соотношение ароматических и нафтеновых структур варьирует. В битумоиде из тюменской свиты преобладают ареновые структуры (59%), в пласте $Ю_1$ — цикланновые (40—48%). В неокомском комплексе роль ареновых структур падает (29—38%) — во всех изученных пробах преобладают структуры циклоалифатические (46—54%).

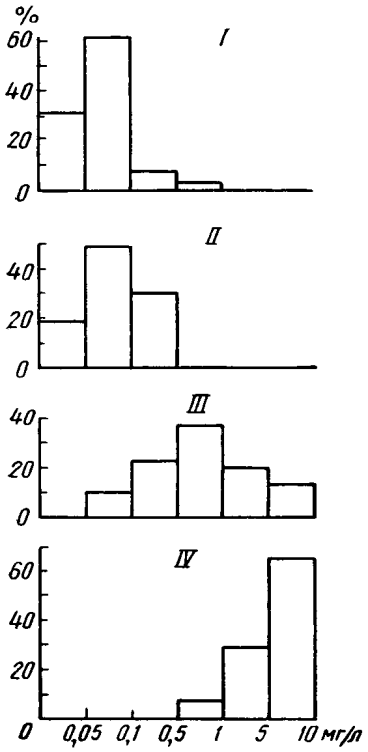


Рис. 76. Гистограммы распределения бензола в подземных водах (по В. М. Матусевичу с изменениями):

I — воды пустых структур и горизонтов; воды, контактирующие с залежами: *II* — газовыми, *III* — нефтяными, *IV* — газоконденсатными

В битумоидах из вод неокомских отложений на северо-востоке плиты изучено распределение би- и трициклических ароматических ядер. Нафталиновые, фенантреновые и антраценовые ядра в углеводородной фракции составляют в среднем 2,9% на битумоиды из вод. В воде их концентрации равны 0,06 мг/л, 0,041 мг/л и 0,0025 мг/л соответственно.

В. М. Матусевичем изучено распределение бензола и толуола в подземных водах юрского и неокомского комплексов. Среднее содержание бензола — около 0,04—0,05 мг/л (рис. 76). В водах неокома на северо-востоке плиты бензола, по данным Г. А. Ивановой, несколько больше — около 0,07 мг/л. Толуол в этих водах содержится в концентрации 0,48 мг/л, ксилолы — 0,35 мг/л, этил-бензол — 0,004 мг/л.

В изученном битумоиде из законтурных вод (Западно-Назинская площадь) углерод в ареновых структурах (44%) несколько преобладает над углеродом в нафтеновых структурах. Среди аренов зафиксировано большое количество ката-аннеллированных и пери-конденсированных полиядерных ароматических углеводородов. Из числа ката-аннеллированных полиядерных ароматических углеводородов присутствуют углеводороды с двумя (ряды нафталина, фенантрена и хризена) и тремя линейно-аннеллированными кольцами (антрацен и его алкил — гомологи 1,2-бензантрацен, 1,2,5,6-дибензантрацен).

Пери-конденсированных аренов в битумоидах много меньше. Среди них зафиксированы пирен, 1,2-бензпирен, 3,4-бензпирен.

Законтурные и приконтурные воды нефтяных и газоконденсатных месторождений центральных районов плиты, по данным В. М. Матусевича, обогащены бензолом (см. рис. 76). На северо-востоке плиты это не фиксируется.

Гетеросодержащие соединения

В водах нижнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна присутствуют в больших количествах гетеросодержащие органические соединения. Из их числа наиболее изучены органические кислоты и фенолы [187, 189]. В. П. Даниловой начато изучение асфальтенов и смол

Органические кислоты. Соли органических кислот широко распространены в подземных водах бассейна. Преобладают среди них летучие органические кислоты (до $C_9H_{19}COOH$). Их концентрация меняется от следов до 2—3 г/л. По данным В. М. Матусевича и В. М. Швеца [189], содержание летучих органических кислот возрастает в водах вниз по разрезу (табл. 50). Больше всего их в водах верхнеюрского горизонта. В водах нижне-среднеюрского горизонта содержание летучих карбоновых кислот снижается. В. М. Матусевичем отмечено, что одновременно в этих водах резко возрастает доля высокомолекулярных (нелетучих) органических кислот (C_{15}—C_{19}) с молекулярной массой 256—284. Если в водах нижнемеловых горизонтов они составляют не более 20% от общего содержания органических кислот в водах, то в юрском горизонте на долю нелетучих карбоновых кислот приходится 30—50%. В плане в юрских и нижнемеловых отложениях фиксируется увеличение содержания карбоновых кислот в водах от периферии к центральным районам плиты (рис. 77). Отмечено [189], что концентрация летучих карбоновых кислот в водах внутренних районов плиты растет с увеличением их щелочности (рис. 78).

Таблица 50

Распределение содержания летучих органических кислот в подземных водах (по В. М. Матусевичу и В. М. Швецу)

Возраст водовмещающих отложений	Количество определений	Содержание органических кислот, г/л		
		минимальное	максимальное	среднее
Нижний и верхний мел				
апт—альб—сеноман	58	Не обн.	0,23	0,05
готерив—баррем	40	0,003	1,20	0,30
валанжин	74	0,014	1,70	0,42
Верхняя юра	56	0,260	3,10	1,30
Средняя и нижняя юра	16	0,030	0,70	0,30

Фенолы распределены в водах подобно органическим кислотам [187]. Их концентрация возрастает от периферии к центральным районам бассейна и от молодых водоносных комплексов к древним от 0,10—0,20 мг/л до 4—6 мг/л. Между содержанием фенолов и гидрокарбонат-иона в седиментогенных водах имеется достаточно сильная положительная связь. Соответствующий коэффициент корреляции (0,79) значимо отличен от нуля с доверительной вероятностью 0,99.

Смолы и асфальтены составляют 30—60% от общей массы воднорастворенных битумоидов. Среди смол повсеместно преобладают спиртобензольные. Отношение смол к асфальтенам варьирует от 0,90 до 3,3. Имеется тенденция к увеличению этого параметра вниз по разрезу.

Бензольные смолы содержат сравнительно мало гетероэлементов. В бензольных смолах нижне-среднеюрского и неокомского водоносных горизонтов серы мало (0,30—0,60%), а воднорастворенные битумоиды пласта $Ю_1$ обогащены этим элементом. Они содержат серу в количестве 1,9—3,5%. Азота и кислорода (N + O) в битумоидах неокомских вод мало, до 1,0—1,2%. Битумоиды, растворенные в юрских водах, содержат эти элементы в несравненно более высоких концентрациях — 9—10%.

Спиртобензольные смолы мало отличаются от бензольных. Они более ароматичные и более кислые, чем бензольные, содержат 64—79% углерода, 10—12% водорода, 1—3% серы и 15—20% азота и кислорода.

Очень специфичен состав воднорастворенных асфальтенов. Они содержат в концентрации 3,0—6,5% серу и очень много азота и кислорода (25—40%).

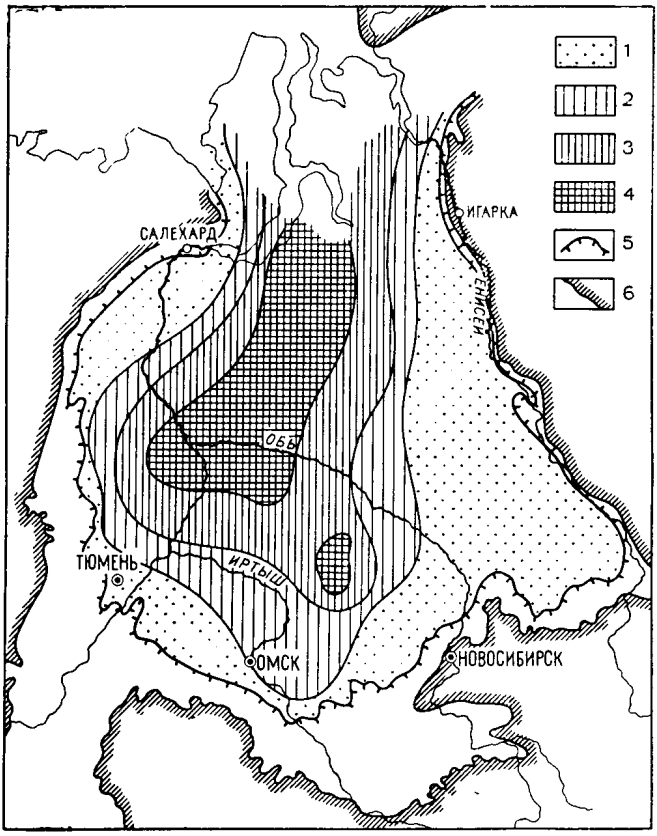


Рис. 77. Схема распределения органических кислот в подземных водах юрских и нижнемеловых отложений (по В. М. Матусевичу и В. М. Швецу, с изменениями)

Содержание, г/л: *1* — менее 0,1; *2* — 0,1—0,5; *3* — 0,5—1,0; *4* — более 1,0; границы: *5* — современного распространения отложений, *6* — Западно-Сибирского седиментационного бассейна

Таким образом, в подземных водах Западно-Сибирской плиты растворен широкий спектр органических веществ, в том числе и весь комплекс высокомолекулярных углеводородных и гетеросодержащих соединений, свойственный битумоидам рассеянного органического вещества и нефтям. В них присутствуют и низкокипящие соединения (все углеводородные газы, бензол, толуол, низкокипящие органические кислоты и фенолы). Не приходится сомневаться, что при надлежащей методике анализа и отбора проб в этих водах будет зафиксирована вся совокупность соединений бензиновых и керосиновых фракций нефтей.

Особенно обогащены органическими соединениями гидрокарбонатно-натриевые воды центральных районов плиты. Выше мы подчеркивали специфический состав этих вод и показали, что такого же типа воды распространены в отложениях неокома на северо-востоке плиты на глубинах более 2000 м, где минерализация вод падает. Ниже этой границы опреснения вод, по данным Г. А. Ивановой, меняется не только состав вод, но и содержание в них растворенных органических веществ. Воды обогащаются во много раз битумоидами и отдельными входящими в их состав компонентами, в частности моно-, би- и трициклическими аренами и органическими кислотами.

Источником этих органических веществ в водах является органическое вещество осадочных пород, в первую очередь глин. Это доказывается пространственным совпадением зон повышенного содержания органического вещества

в породах и водах, а также обогащенностью органическим веществом заглинизированных водоносных горизонтов (рис. 79). Соответствующий коэффициент корреляции, по данным Г. А. Ивановой, равен 0,69.

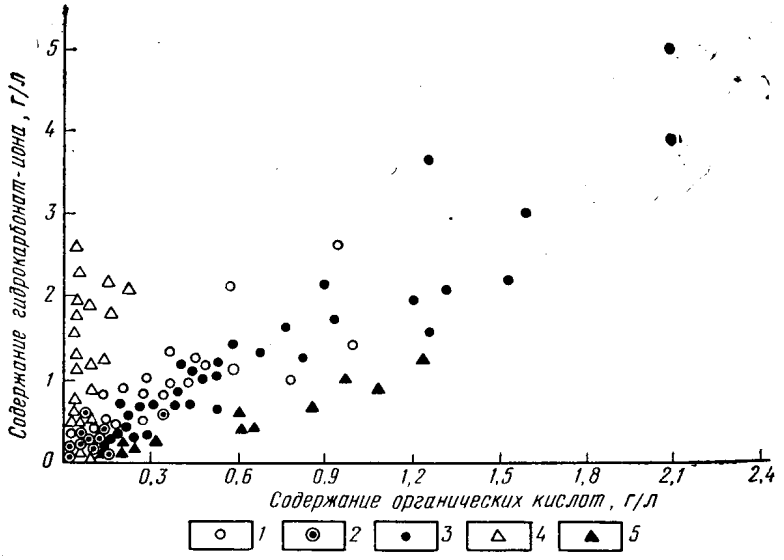


Рис. 78. Зависимость между содержаниями органических кислот и гидрокарбонат-иона в водах (по В. М. Матусевичу)

Воды пустых структур: *1* — центрального и северных районов, *2* — юго-восточных районов; воды, контактирующие с залежами: *3* — нефтяными, *4* —газовыми, *5* — газоконденсатными

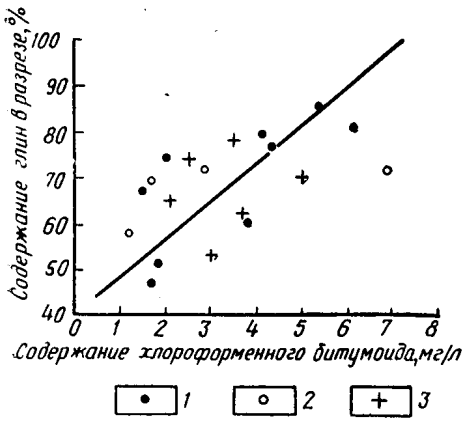


Рис. 79. Связь между содержанием хлороформенного битумоида в водах и глинистостью разреза (по Г. А. Ивановой, с изменениями)

1 — воды непродуктивных горизонтов; *2* — подошвенные воды газоконденсатных залежей; *3*—законтурные воды газоконденсатных залежей

§ 4. Геогидродинамическая система Западно-Сибирского артезианского бассейна

Первые исследования по гидродинамике подземных вод Западно-Сибирской плиты были выполнены в конце пятидесятых годов С. В. Егоровым, А. А. Розиным, Н. Н. Ростовцевым, О. В. Равдоникас, В. Б. Торгововой, Н. В. Дубровой, Н. М. Кругликовым и др. [65, 67, 165 и др.]. В последующем эти вопросы рассматривались в работах С. С. Бондаренко, И. В. Гармонова, С. В. Егорова, Ю. Г. Зимина, А. Э. Конторовича, Н. М. Кругликова, Б. П. Ставицкого и др.

В юрском водоносном комплексе максимальные значения гидростатических напоров имеют место в Чулымо-Енисейской впадине (рис. 80). Здесь статические уровни устанавливаются на отметках 150—170 м. Поток вод направлен в северо-западном направлении. В южных и юго-западных районах бассейна пьезометрические уровни фиксируются на отметках 120—130 м и снижаются в северном и северо-восточном направлениях. К районам широтного Приобья статические уровни характеризуются величинами 80—90 м.

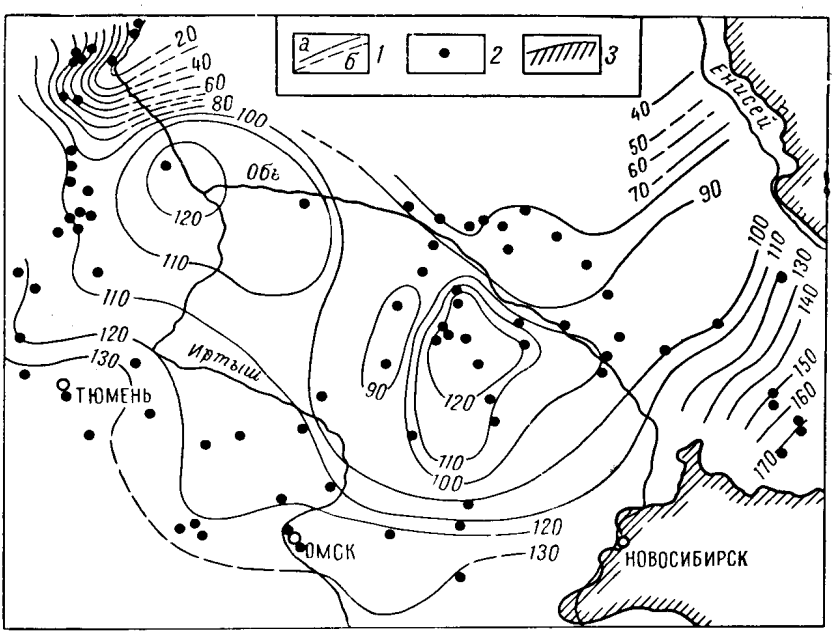


Рис. 80. Карта гидроизопьез юрского водоносного комплекса (по Ю. Г. Зимину)

1 — гидроизопьезы, м: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *2* — скважины и группы скважин; *3* — граница Западно-Сибирского седиментационного бассейна

На фоне этого общего снижения уровней в северном направлении отмечаются две аномалии повышенных статических уровней [113]. Одна из них приурочена к Средневасюганскому мегавалу и Пудинскому своду. В зоне этой аномалии гидростатические уровни возрастают до отметок 120—125 м. Вторая, также положительная аномалия, приурочена к Красноленинскому своду.

В пределах Колтогорского мегапрогиба и склонов прилегающих сводов и мегавалов Ю. Г. Зиминым и Г. Р. Новиковым установлена субмеридиональная зона, в пределах которой гидростатические напоры снижаются до 85—90 м [113].

Для неокомского водоносного комплекса была построена карта пластовых давлений, приведенных к плоскости сравнения — 2000 м (рис. 81) [145].

При построении карты приведенных пластовых давлений в отложениях неокома Западно-Сибирской плиты использованы результаты замеров глубин-

ными манометрами и данные по положению статических уровней в скважинах. Расчет пластовых давлений по данным пьезометрических напоров в скважинах производился по формуле А. И. Силина-Бекчурина. При этом объемный вес воды в скважинах определялся с учетом ее минерализации, теплового расширения и объемного сжатия. На карте видно, что приведенные пластовые давления повсеместно падают от прибортовых районов плиты к ее центру. Особенно высокие градиенты пластовых давлений наблюдаются по направле-

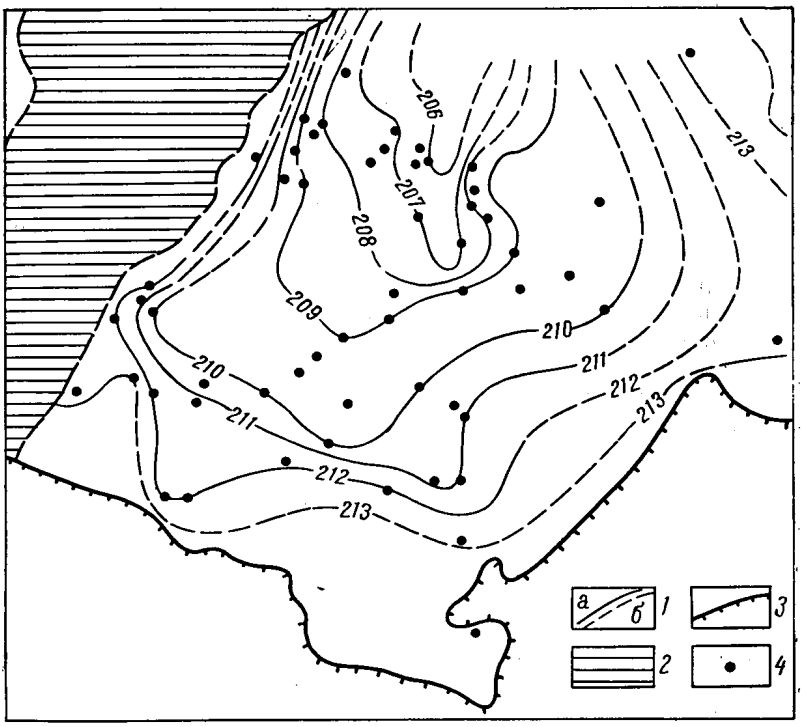


Рис. 81. Схематическая карта пластовых давлений, приведенных к плоскости сравнения —2000 м в неокомском водоносном комплексе (по Ю. Г. Зимину и А. Э. Конторовичу):

1 — изолинии пластовых давлений, кгс/см²: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *2* — зона отсутствия поровых коллекторов; *3* — современная граница распространения отложений комплекса; *4* — скважины и группы скважин

нию от Барабинско-Пихтовской моноклинали на северо-северо-запад и со стороны Тургайского прогиба по направлению к устью р. Тобол.

Наряду с этими неоднократно описанными направлениями снижения пластовых давлений отчетливо выделяется еще одно — с запада, от зоны развития глин и аргиллитов фроловской свиты на восток, в сторону Сургутского и Нижневартовского сводов [145]. Приведенные пластовые давления в этом направлении падают от 212 до 206 кгс/см², причем градиент пластовых давлений на линии Ханты-Мансийск — Нижневартовское даже выше, чем в направлении от периферии к центру плиты. Значит, в настоящее время в неокомских отложениях Западно-Сибирской плиты имеют место два основных направления движения

вод — от периферии к центру плиты и от зоны развития глинистых отложений фроловской свиты на восток. Оба эти потока вод, встречаясь в зоне Колтогорского мегапрогиба, создают единый поток, направленный на север.

В апт-альб-сеноманском водоносном комплексе схема распределения гидростатических напоров, по данным Ю. Г. Зимина [113], резко меняется. Статические уровни водоносных горизонтов в периферийных районах бассейна устанавливаются на отметках 120—140 м, в центральных — на отметках 60—70 м, а в северных снижаются до 10 м и менее. Гидродинамический уклон подземного потока верхнемеловых вод на большей части территории бассейна колеблется в узком интервале величин (от 0,00015 до 0,00017), что свидетельствует о примерно одинаковой скорости их движения. Наиболее сложная конфигурация гидроизопьез наблюдается в южной части региона. По линии Татарск — Омск отмечаются движение подземных вод на запад и разгрузка их в бессточных котловинах Приказахстанья [113].

В западной части Омской мегавпадины выделяются два сравнительно маломощных потока вод, направленных в стороны Заводоуковск — Викулово и Омск — Завьялово. В районе Челноковской и Малиновской структур эти потоки разделены зоной пьезометрических минимумов [113].

На периферии бассейна гидростатические напоры апт-альб-сеноманского комплекса превышают неокомские и юрские. В зоне с осевой линией, проходящей через Согринскую, Завьяловскую и Тымскую площади, статические уровни меловых водоносных горизонтов устанавливаются примерно на одинаковых отметках. Севернее этой зоны гидростатические напоры в апт-альб-сеноманских отложениях становятся меньшими, чем в неокомских. Такая схема распределения напоров нарушается небольшой положительной гидродинамической аномалией, приуроченной к песчаникам викуловской свиты (апт), и зоной пониженных гидростатических напоров в районе Колпашевского Приобья.

Современный гидродинамический режим Западно-Сибирского артезианского бассейна обусловлен действием двух ведущих факторов. Первый из них — это напор инфильтрогенных вод. Отчетливее всего он проявляется в апт-альб-сеноманском комплексе, а в юрском и особенно в неокомском комплексах ощущается лишь во внешнем поясе плиты.

Вторым, не менее важным фактором, в особенности определяющим схему движения вод в неокомских отложениях, является напор отжимаемых из глин седиментогенных и возрожденных вод [41, 131, 145]. Этот фактор создает напор вод на восток от глинистых отложений фроловской свиты. На территории с внешней границей по линии Советское — Черемшанка — Лонтыньях — Тобольск присутствуют только седиментогенные и возрожденные воды, отжатые из аргиллитов и глин. Эта территория окаймляется полосой шириной 300—500 м, в которой встречаются оба эти потока вод, вследствие чего скорость их движения резко замедляется. Песчано-алевритовые толщи этой зоны содержат как седиментогенные, так и инфильтрационные воды при резком преобладании первых. Наконец, внешнее кольцо образует земли, в пределах которых движение вод определяется инфильтрационными потоками. Здесь также коллекторы наполнены как инфильтрационными, так и седиментационными водами, но преобладают, вероятно, первые, особенно в участках, непосредственно примыкающих к обрамлению. Интересно отметить, что земли, в пределах которых коллекторы наполнены седиментационными водами, полностью совпадают с аномальной гидрохимической зоной.

Такой же представляется природа положительных гидродинамических аномалий в пределах Ханты-Мансийской мегавпадины.

В зоне Средневасюганского и Пудинского мегавалов нельзя исключать такие подпоры, которые могут создавать флюиды, поступающие из фундамента. Таким образом, природная водонапорная геогидродинамическая система Западно-Сибирского артезианского бассейна является чрезвычайно сложной, в одних своих частях она элизионная, в других — инфильтрационная.

§ 5. Геотермический режим

Анализ изменения температур в отложениях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты показал, что в первую очередь они контролируются особенностями тектонического строения отдельных частей этого региона [75, 111, 219, 346, 356]. Основными факторами, определяющими региональные закономерности изменения температур в отложениях осадочного чехла, являются тепловой поток фундамента, зависящий от времени консолидации отдельных его блоков, и мощность перекрывающих отложений. На распределение температур в разрезе осадочного чехла определенное влияние оказывают литологический состав пород мезозойских отложений, а в краевых частях плиты — охлаждающее действие инфильтрогенных вод.

Величина теплового потока в платформенном чехле меняется от 0,73 до 1,45 мккал/(см^2·с) (табл. 51) [111, 346]. Низкие значения теплового потока (0,87 мккал/(см^2·с)) отмечаются над зонами фундамента ранней консолидации (например, Белоярская площадь, где фундамент имеет салаирский возраст). Более высокие значения теплового потока наблюдаются в Иртышском краевом прогибе, разделяющем каледонские и раннегерцинские складчатые системы Центрального Казахстана. Средняя величина теплового потока здесь не превышает 0,94 мккал/(см^2·с) (Омская и Саргатская площади). Более сложно меняется тепловой поток над блоками фундамента с герцинским возрастом консолидации. Пониженными значениями теплового потока (до 1,01 мккал/(см^2·с)) характеризуются зоны фундамента герцинского возраста, представленные унаследованными синклинориями, межгорными прогибами и внутренними палеозойскими впадинами. Эти структурные зоны выполнены средне-верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими осадочными и эффузивными образованиями большой мощности. В рельефе поверхности складчатого фундамента они выражены глубокими прогибами, над которыми в платформенном чехле также развиты прогибы. Например, относительно малые значения теплового потока отмечены на Верхнекондинской площади (1,01 мккал/(см^2·с)), расположенной в пределах Шеркалинского синклинория; на Тарской (1,01 мккал/(см^2·с)), Завьяловской (0,94 мккал/(см^2·с)), Новологиновской (0,88 мккал/(см^2·с)) и Татарской (0,76 мккал/(см^2·с)) площадях в Муромцевском синклинории; на Ларьякской и Тымской площадях (0,94 и 0,74 мккал/(см^2·с)) в пределах Ларьякского межгорного прогиба и Нарымско-Колпашевской внутренней впадины; на Тебисской площади (0,73 мккал/(см^2·с)) в Кыштовском межгорном прогибе.

В пределах площадей, расположенных над герцинскими антиклинориями инверсионного или унаследованного типа, величина теплового потока резко повышается (1,00—1,45 мккал/(см^2·с)). В рельефе поверхности складчатого фундамента, как неоднократно указывалось, антиклинории отражены крупными зонами поднятий, над которыми в платформенном чехле развиты такие же крупные зоны поднятий. Особенностью их строения является широкое развитие гранитных батолитов. Почти на всех площадях, где в платформенном чехле отмечаются повышенные значения теплового потока, в фундаменте глубокими

Таблица 51

Результаты определения плотности теплового потока в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты (по материалам Э. Э. Фотиади, В. И. Роменко и др.)

Площадь	№ скважины	Интервал залегания опорного пласта, м	Геотермический градиент, градус/100м	Плотность теплового потока		Сведения о присутствии крупных гранитных массивов в фундаменте
				мкал/см²·с	ккал/м²·ч	
Александровская	1	754—804	4,97	1,22	0,0438	Есть
				1,23	0,0442	
Белоярская	1	—	—	0,87	0,0314	Нет
Большереченская	1	862—935	4,18	1,02	0,0368	Есть
Бочкаревская	1	648—700	4,33	1,06	0,0381	»
				1,09	0,0392	»
Верхнекондинская	28	520—560	3,56	1,01	0,0313	Нет
Верхнесалатская	33	546—590	5,19	1,27	0,0456	Есть
Горбуновская	1	506—528	5,00	1,22	0,0440	»
Горелоярская	1	260—280	3,75	0,92	0,0330	»
Завьяловская	1	—	—	0,94	0,0338	Нет
Западно-Сургутская	161	796—840	4,35	1,06	0,0383	Есть
	45	790—836	4,19	1,02	0,0369	»
Казанская	7	320—350	4,45	1,09	0,0892	»
Ларьякская	1	748—792	3,86	0,94	0,0340	Нет
Леушинская	1	580—650	3,57	0,87	0,0314	»
Локосовская	31	830—884	4,93	1,20	0,0434	»
Малореченская	121	811—881	5,74	1,40	0,0506	Есть
Малоатлымская	1	671—800	4,92	1,20	0,0433	»
Медвежья	21	910—960	5,96	1,45	0,0525	»
Михайловская	1	717—758	4,94	1,21	0,0435	»
				1,22	0,0439	
Мыльджинская	7	490—532	5,12	1,25	0,0450	»
Нововасильевская	1	757—806	4,90	1,19	0,0431	»
Нововасюганская	51	684—730	4,65	1,14	0,0410	»
Новологиновская				0,88	0,0317	»
Оленья	121	775—826	5,50	1,34	0,0484	»
Омская	1-О	854—934	3,70	0,91	0,0326	Нет
				0,94	0,0338	
Омская	1-Т	867—945	3,84	0,94	0,0338	»
Парабельская	3	315—339	4,37	1,06	0,0384	Есть
Пудинская	1-О	365—410	4,00	0,98	0,0352	»
Самотлорская	8	795—845	5,50	1,34	0,0484	»
Саргатская	1	802—904	3,78	0,92	0,0833	Нет
Северо-Васюганская	5	484—523	4,25	1,04	0,0374	Есть
Советская	19	778—853	5,27	1,29	0,0464	»
	22	790—866	4,94	1,21	0,0435	»
Тарская	1-О	720—770	4,10	1,01	0,0362	Нет
Тебисская	2	658—725	2,98	0,73	0,0262	»
Тобольская	4	688—760	5,55	1,36	0,0490	Есть
Туйская	1	688—732	4,80	1,17	0,0422	»
				1,13	0,0407	
Тымская	1-О	390—454	3,05	0,74	0,0268	Нет
Уватская	1-О	820—850	3,30	0,80	0,0290	»
Усть-Сильгинская	16	381—435	4,53	1,10	0,0398	Есть
	4	394—452	4,03	0,98	0,0354	»
	1	362—392	4,17	1,02	0,0367	»
	15	360—407	4,25	1,04	0,0374	»
	540	810—840	5,09	1,24	0,0445	»
				1,12	0,0403	»
Уренгойская	1	960—1016	5,10	1,25	0,0449	»

Продолжение табл. 51

Площадь	№ скважины	Интервал залегания опорного пласта, м	Геотермический градиент, град/100 м	Плотность теплового потока		Сведения о присутствии крупных гранитных массивов в фундаменте
				мккал/см²·с	ккал/м²·ч	
Ханты-Мансийская . .	1-О	860—910	4,20	1,03	0,0370	Нет
Челноковская	6	690—758	4,40	1,07	0,0388	Есть
				1,12	0,0403	
Чебурлинская	1	751—792	4,58	1,12	0,0403	»

скважинами вскрываются граниты. Высокие значения теплового потока отмечены также над выступами фундамента в пределах Уват-Ханты-Мансийского срединного массива байкальского возраста (Красноленинский свод), который приурочен к гранитным массивам герцинского возраста.

Таким образом, анализ региональных закономерностей изменения теплового потока подтверждает, что на его величину существенно влияет вещественный состав пород структурных зон, слагающих фундамент Западно-Сибирской плиты [219]. Причем площади, на которых вскрыты гранитные массивы, характеризуются резко повышенными величинами теплового потока. Средняя величина этого параметра составляет 1,15 мккал/(см²·с). Площади, где отсутствуют гранитные массивы, а в фундаменте развиты осадочные и вулканогенные образования, характеризуются пониженными величинами теплового потока. Средняя его величина в этих зонах равна 0,91 мккал/(см²·с).

За последние годы уточнились данные о температурном поле в отложениях осадочного чехла. На рис. 82, 83 приведены схемы изменения температур в кровле верхнеюрских и сеноманских отложений.

В кровле верхнеюрских отложений наблюдается возрастание температур от внешнего пояса к внутренней зоне плиты. Зоны максимальных температур приурочены к Ханты-Мансийской и Надымской впадинам, Красноленинскому и Ляминскому сводам и Колтогорскому мегапрогибу (до 120° С). В центре низменности в пределах Сургутского и Нижневартовского сводов и лежащей южнее обширной субмеридиональной зоны температуры снижаются до 80° С. Территории Средневасюганского, Парабельского и Пудинского мегавалов характеризуются температурами 85—100° С, причем повышенные значения этих величин приурочены к зонам разломов палеозойского фундамента. Восточнее меридиана г. Колпашево наблюдается равномерное падение температур от 90 до 20° С в сторону границы обрамления.

В юго-западной части Западно-Сибирской плиты схема изменения температур юрских пород очень сложна. Здесь на сравнительно небольшой территории наблюдается частое чередование положительных и отрицательных температурных аномалий. При региональных построениях отчетливо выделяется положительная аномалия Шаимского мегавала, совпадающая с глубинным разломом, проходящим вдоль оси этой структуры, и менее выраженная аномалия, приуроченная к Леушинскому валу и протягивающаяся на юго-запад. Зоны пониженных температур в этом районе располагаются параллельно положительным аномалиям и имеют вид полос северо-восточного простирания. Наиболее четко выраженная зона пониженных температур приурочена к зоне Тюменского мегапрогиба. Меньшее падение температур отмечается в прогибе

между Шаимским мегавалом и Леушинским валом. Понижение температуры в этой зоне, возможно, объясняется двумя причинами — меньшим тепловым потоком из фундамента и охлаждающим влиянием направленных потоков инфильтрационных подземных вод. Последнее и раньше отмечалось многими исследователями.

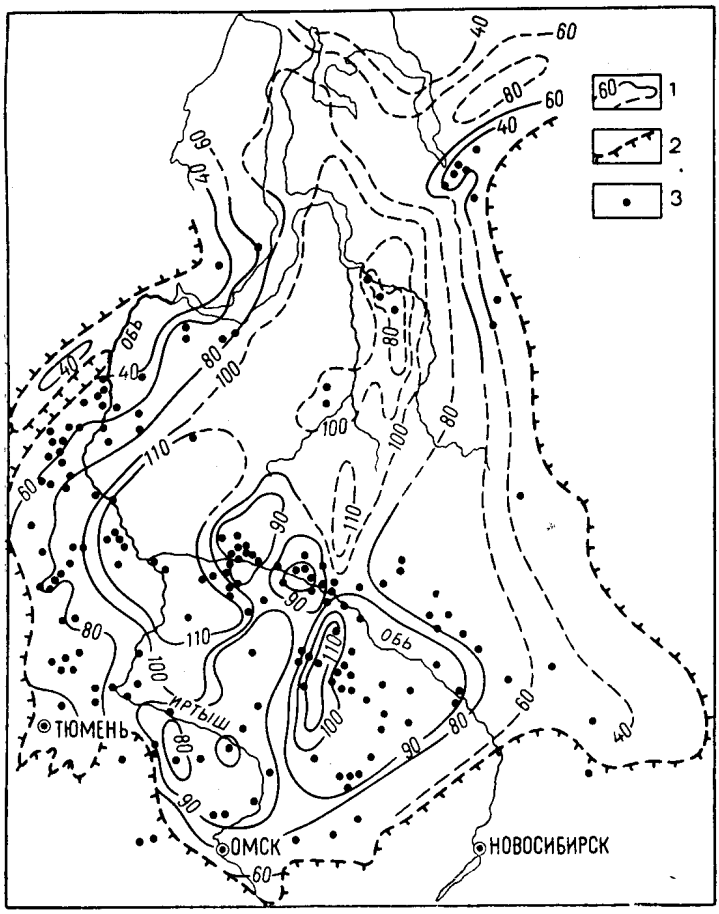


Рис. 82. Схема изотерм по кровле верхнеюрских отложений. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович

1 — изотермы, °С; *2* — граница распространения отложений; *3* — скважины и группы скважин

Первые геотермические данные по северным районам низменности позволяют считать, что температура верхнеюрских пород в них не превышает 100—110° С. Это на 20—30° С ниже, чем предполагалось раньше.

В ряде случаев (Омский разлом, разлом вдоль оси Шаимского вала) на региональную составляющую поля геотермических градиентов и температур оказывает определенное влияние возрастание тепловых потоков вдоль отдельных региональных разломов.

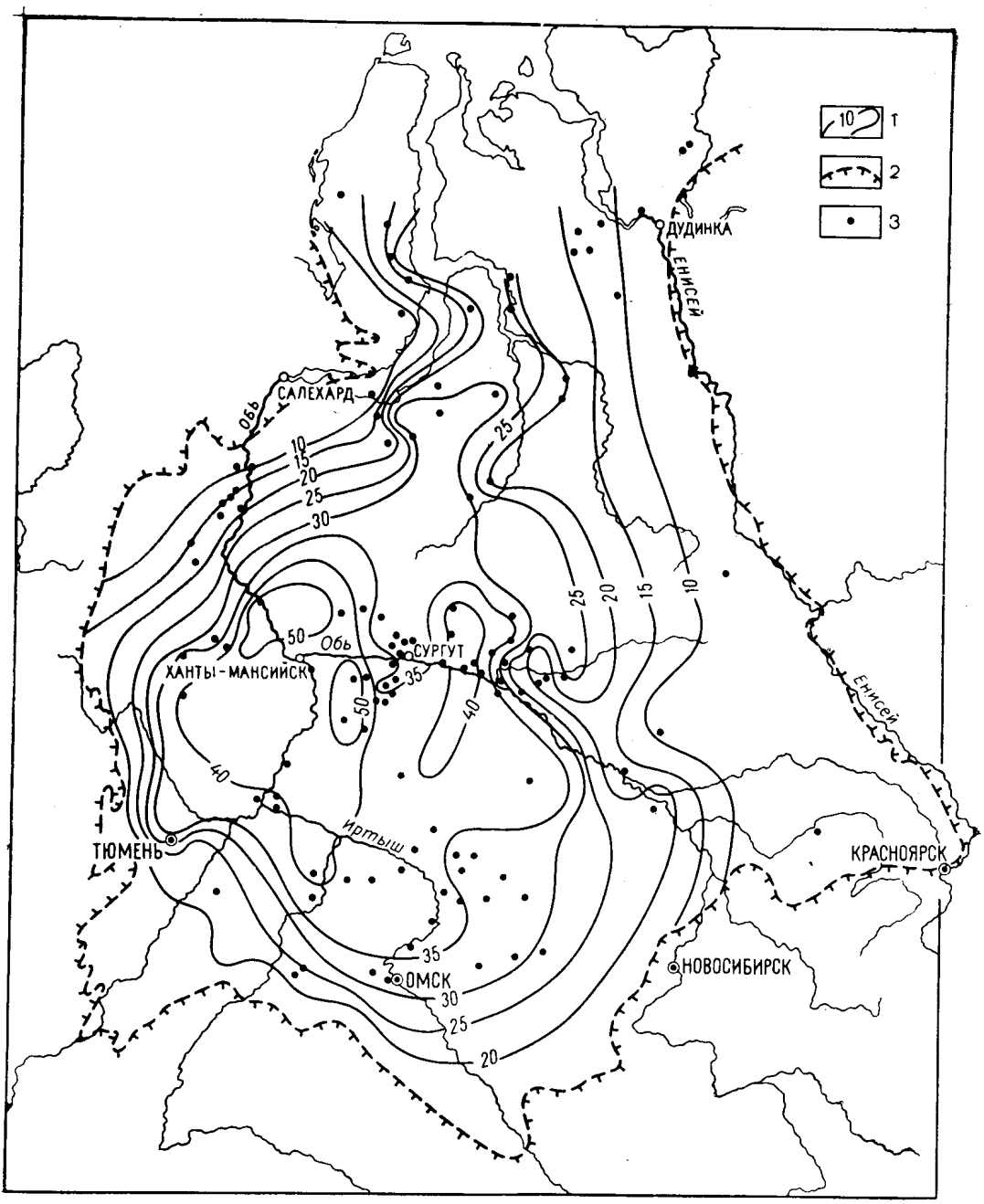


Рис. 83. Схема изотерм по кровле сеноманских отложений. Составили Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович, Б. П. Ставицкий

1 — изотермы, °С; *2* — граница распространения отложений; *3* — скважины и группы скважин

В сеноманских отложениях сохраняется сходная схема изменения региональной составляющей температурного поля (см. рис. 83). Максимальные температуры пород (более 40° С) в этих отложениях характерны для Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин, а в их пределах — для зоны Красноленинского свода и субмеридиональной положительной температурной аномалии в Салымском нефтеносном районе.

Сравнительный анализ данных по метаморфизму органического вещества и современных температур позволяет считать, что в северных районах плиты палеотемпературы в сеноманских отложениях были такими же, как в Ханты-Мансийской мегавпадине, т. е. на 15—25° С выше современных, в кровле верхнеюрских отложений палеотемпературы были выше на 25—30° С [111, 232]. Снижению температур недр способствовали, вероятно, неоген-четвертичный размыв, имевший место в северных районах, а также климатический фактор, приведший к образованию мощной толщи многолетнемерзлых пород.

Таковы основные закономерности изменения региональной составляющей температурного поля. Локальная его составляющая меняется более сложно. На нее существенное влияние оказывает возрастание тепловых потоков в зоне гранитных массивов в фундаменте, а также вдоль некоторых глубинных разломов [111, 113, 275, 311].

§ 6. Формирование химического состава подземных вод

Выше были рассмотрены основные черты геохимии и гидродинамики подземных вод нижнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирского артезианского бассейна. Было показано, что наполняющие ныне этот этаж воды имеют двойственную природу [111, 145, 215]. Одна их часть — это седиментогенные и возрожденные воды, отжимаемые из глин при уплотнении. Эти воды являются основными в юрских и неокомских отложениях внутренних районов плиты. Другая часть вод Западно-Сибирского артезианского бассейна — это воды инфильтрогенные. Они преобладают во внешних районах плиты, а также, вероятно, в апт-альб-сеноманском комплексе.

Обратимся к анализу процессов, сформировавших их состав. Начнем с вод седиментогенных.

Первым фактором, определяющим состав седиментогенных вод, является, естественно, состав отжимаемых поровых и возрожденных вод. В центральных районах плиты в силу существенной глинизации разреза особенно вблизи Ханты-Мансийской мегавпадины роль поровых задержанных вод должна быть весьма значительна, поскольку мощность глинистых толщ и пачек здесь исчисляется сотнями метров, а содержание органического вещества в них исключительно велико (см. гл. V, § 1). Поровые воды, как известно, обладают пониженной минерализацией [14, 37, 169]. Возрожденные воды в момент выделения их в поровое пространство глин являются практически пресными [169, 390, 392]. В условиях Западно-Сибирской плиты возрожденные воды особенно энергично выделяются в интервале глубин 2200—2600 м. При прочих равных условиях абсолютное их количество тем больше, чем больше роль глин в разрезе. В силу специфики своего состава и химической структуры возрожденные воды в химическом отношении являются чрезвычайно агрессивными. В центральных районах плиты роль возрожденных вод также должна увеличиваться по направлению к Ханты-Мансийской мегавпадине.

Следовательно, принятие гипотезы о седиментогенной природе вод в юрских и неокомских отложениях центральных районов плиты позволяет объяснить

пониженную минерализацию этих подземных вод по сравнению с морскими, причины снижения минерализации вод в зоне, тяготеющей к глинистому литологическому барьеру фроловской свиты, особенности современной геогидродинамической системы.

Однако установленными в лабораторных условиях закономерностями изменения химизма поровых вод [169], отжимаемых из глин на разных стадиях уплотнения, нельзя объяснить все особенности гидрохимии вод юрского и неокомского водоносных комплексов. При таком предположении остаются неясными причины возрастания концентрации в водах карбонатного, гидрокарбонатного, сульфатного и аммонийного ионов по направлению от Александровского к Салымскому куполовидному поднятию, причины различной скорости возрастания концентрации в водах натрия и кальция в широтном Приобье с запада на восток, причины убывания отношения Ca/Br вниз по разрезу, особенности корреляционных связей между Na, K и Ca, особенности вертикальной гидрохимической зональности, причины обогащенности вод многими малыми, редкими и рассеянными элементами и т. п., т. е. основная масса особенностей химизма вод.

Вторым по значимости фактором (после процесса отжатия седиментогенных и возрожденных вод из глин), оказывающим решающее влияние на химизм подземных вод, является процесс метаморфизма органического вещества, ведущий к образованию растворяющихся в воде углекислого газа и аммиака. В обогащенных органическим веществом юрских и неокомских отложениях Западно-Сибирской плиты роль этого фактора особенно велика. Так, в проницаемых породах неокомского возраста, в которые поступали воды, отжимаемые из одновозрастных аргиллитов и глинистых верхнеюрских пород, закономерное возрастание концентрации карбонатного, гидрокарбонатного и аммонийного ионов в водах по направлению от Александровского свода к Салымскому куполовидному поднятию полностью согласуется с масштабами образования аммиака и углекислого газа при метаморфизме органического вещества [111, 151]. Таким образом, получает естественное объяснение факт возрастания ионов HCO_3^-, CO_3^{2-} и NH_4^+ по направлению к Ханты-Мансийской мегавпадине. Показательно, что концентрация ионов, генезис которых связан с органическим веществом, возрастает с востока на запад в зоне гидрохимической аномалии. При таком генезисе углекислоты в неокомских водах естественно было ожидать, что концентрация гидрокарбонатного иона будет возрастать вниз по разрезу, по направлению к аргиллитам верхней юры, обогащенным органическим веществом и генерировавшим в абсолютных количествах значительно больше газов, чем органическое вещество неокома. Именно такая корреляционная связь, как было отмечено выше, наблюдается между концентрацией в водах гидрокарбонатного иона и мощностью перекрывающих отложений в пределах каждой из рассмотренных положительных структур I порядка.

С процессами катагенетических превращений органического вещества связана и обогащенность вод серой на глубинах 2200—2500 м. Именно в этом интервале глубин сапропелевое органическое вещество баженовской свиты генерирует основную массу сероводорода [111]. Последующая его геохимическая история весьма сложна [111, 151]. Одна часть его, особенно в отложениях баженовской свиты, подвергается радиолизу с образованием элементарной серы и молекулярного водорода. Последний может участвовать, как мы отмечали в гл. V, в процессах гидрогенизации органического вещества. Другая часть образующегося сероводорода растворяется в седиментогенных водах.

В результате одновременного образования значительного количества углекислоты элизионные воды центральных районов плиты обогащаются ионами HCO_3^- и CO_3^{2-} и приобретают щелочной характер [188]. При таком характере среды сероводород диссоциирует с образованием гидросульфат-иона HS^-. Последнее было подтверждено прямыми исследованиями юрских и неокомских вод В. М. Матусевичем, А. В. Рыльковым и Б. П. Ставицким [188].

Органическое вещество является также основным источником брома и особенно йода в подземных водах. Не случайно наиболее высокие концентрации последнего характерны для вод в районах, тяготеющих к Ханты-Мансийской мегавпадине.

Поступление в проницаемые горизонты значительных масс седиментогенных и химически агрессивных возрожденных вод контролирует и все остальные черты геохимии подземных вод элизионной геогидродинамической системы Западно-Сибирской плиты.

Важно подчеркнуть, что все эти процессы происходят в условиях повышенных температур и давлений, которые определяют и процессы трансформации и уплотнения глин, и процессы катагенетических превращений органического вещества, и взаимодействие седиментогенных пород с вмещающими породами. Поэтому наряду с литологией и минералогией пород, определяющими количество и динамику дренажа из них седиментогенных и возрожденных вод, наряду с концентрацией и типом органического вещества, рассеянного в породах, на формирование элизионных вод как ведущие факторы катагенеза исключительное влияние оказывают температура и давление. В этом смысле элизионные воды, как и нефть, — поистине детище литогенеза. Их состав определяется всеми его этапами.

Накопление в водах катионов щелочных и щелочноземельных металлов, иона хлора, кремниевой кислоты естественнее всего связывать с процессом растворения горных пород, с которыми взаимодействуют воды. С огромной растворяющей силой возрожденных вод связано резкое скачкообразное обогащение вод Na, K, Li, Pb, SiO_2, Ca, Mg на глубинах больше 2100—2200 м (см. рис. 66, 67).

Обогащение вод растворенными компонентами происходит на всем пути движения вод, что приводит к постепенному возрастанию их минерализации и содержания в них перечисленных элементов в восточном направлении от фроловского глинистого барьера. Процессы эти, как показывают лабораторные опыты, при высоких давлениях и температурах идут весьма интенсивно, причем, чем больше время контакта воды с породой, тем в большей степени она обогащается такими элементами, как Na, K, Ca, Cl, Br и др. [37].

Особенно интенсивно процессы растворения идут в присутствии углекислоты. По данным Ю. А. Будзинского [37], из песчаников при наличии углекислоты в раствор переходит хлора в 11,8 раза, Na в 9,2 раза, K в 4,7 раза больше, чем без нее. Именно эти процессы, длительность которых возрастала по мере движения вод от Ханты-Мансийской мегавпадины на восток и которые, как было показано выше, протекали на Западно-Сибирской плите при повышенных температурах и давлениях в присутствии углекислоты, обусловили возрастание минерализации вод по направлению от Салымского куполовидного поднятия к Александровскому мегавалу. Таким же был механизм метаморфизации инфильтрационных вод при движении их от периферии к центру плиты. Следствием этих процессов являются сильные положительные корреляционные связи между Na, K, Ca, Cl и другими ионами.

Действием этих же факторов объясняется накопление в водах, обогащенных гидрокарбонат-ионом и серой, и большого комплекса других металлов (см. § 1). Источником их являются глины и глинистый цемент песчано-алевритовых пород [192]. Показательно, что именно в центральных районах плиты глины обогащены многими микроэлементами [72].

Трансформация глинистых минералов и катагенетические превращения органического вещества не только определяют геохимический облик подземных вод, но и обусловливают поступление в воды огромных количеств водорастворимых органических соединений. Выше было показано, что особенно обогащены последними опресненные гидрокарбонатные элизионные воды. Факторы, благоприятствующие миграции битумоидных компонентов в этих водах, подробно рассмотрены в гл. V.

Состав пород того или иного водоносного комплекса, вероятно, оказывает известное влияние на интенсивность накопления отдельных элементов в водах. Так, отложения валанжина, обогащенные калием и кальцием, содержат эти элементы в повышенных количествах и в водах [13]. Как показали результаты исследований, редкие щелочи в осадочных породах связаны преимущественно с калием, а не с натрием. Это предопределяет их поступление в воды совместно с калием и обусловливает особенности связей между щелочными элементами в подземных водах [72].

Помимо процессов растворения отдельных минералов, важное влияние на состав вод оказывают и реакции катионного обмена. Под воздействием обменных реакций уменьшается количество натрия и калия в водах и увеличивается количество кальция. В одних случаях в обменных реакциях участвует преимущественно натрий, в других — калий. Этими процессами в какой-то мере объясняется обогащенность юрских и нижнемеловых вод кальцием и обедненность их натрием и калием по сравнению с морской водой, а также отрицательные при постоянной минерализации связи калия и кальция в юрских, натрия и кальция в неокомских водах. Важная роль обменных реакций в формировании состава вод в условиях повышенных температур и давлений подтверждается и данными лабораторных исследований [37]. Однако обменные реакции лишь усложняют процессы метаморфизма вод, не определяя их главной линии. Именно поэтому отрицательные связи щелочных элементов с кальцием фиксируются лишь при постоянной метаморфизации вод.

Взаимодействие вод и осадочных пород осуществляется не только путем растворения отдельных минералов и катионного обмена, но и посредством новообразования различных минералов в катагенезе [245, 246]. Из множества подобных процессов едва ли не наиболее важными по масштабам являются процессы катагенетического образования карбонатов и аутигенного кварца [145, 246, 250].

Таким образом, поступившие из вмещающих пород в элизионных водах элементы и соединения по своей дальнейшей геохимической истории делятся на две группы. Одни из них (Ca, Mg, Sr, Si, битумоиды, углеводородные газы) выходят из путей миграции, давая начало аутигенным минералам (Ca, Sr, Si, отчасти Mg), иногда подобно битумоидам и углеводородным газам аккумулируясь в ловушки. Другие (Na, K, Li, Rb, Cs, Cl и др.) непрерывно накапливаются в водах. С эффектом катагенетического минералообразования следует, на наш взгляд, связывать снижение концентрации Ca, Sr и SiO_2 ниже зоны поступления в элизионную геогидродинамическую систему возрожденных вод. Неслучайно также, что именно к этим глубинам приурочено наиболее энергичное образование аутигенных кальцита, доломита, кварца [246].

Остановимся подробнее на катагенетическом карбонатообразовании.

Особенностью этих процессов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты является то обстоятельство, что в течение большей части геологической истории они протекали при насыщении вод углекислотой [110]. Особенности карбонатных равновесий в углекислой среде при повышенных температурах и давлениях до последнего времени изучались крайне мало, причем данные исследователей часто противоречивы. Наиболее существенные из полученных результатов сводятся к следующему: 1) растворимость кальцита растет с давлением и падает с температурой [181]; 2) с повышением давления и температуры резко снижается растворимость гидрокарбонатов кальция [181]. При этом, как показывают расчеты, выполненные С. Д. Малининым [181, стр. 59], «механизм образования кальцита путем переноса его компонентов в воде и последующего отложения в результате падения температуры и давления кажется маловероятным, во всяком случае для глубинных высокотемпературных условий. Только в близповерхностных условиях, когда происходит резкая отдача растворенной углекислоты в атмосферу при незначительном изменении температуры, может происходить выпадение кальцита вследствие уменьшения его растворимости».

Таким образом, данные по карбонатным равновесиям при высоких температурах и давлениях как будто бы делают невозможным образование кальцита в катагенезе. Это положение находится в кажущемся противоречии с установленным многочисленными исследователями фактом интенсивного карбонатообразования в катагенезе. По-видимому, существует несколько механизмов, приводящих к образованию карбонатов в этих условиях. Остановимся на некоторых из них. Первоначальное обогащение вод кальцием происходит, вероятно, еще в процессе фильтрации их из глинистой породы в коллектор при уплотнении аргиллитов. В зоне катагенеза отжимаемые воды, как было показано выше, насыщены углекислотой. В аргиллитах они находятся под геостатическим давлением. В этих условиях должно происходить интенсивное растворение кальцита в отжимаемых поровых водах. При попадании воды в коллектор давление резко падает до гидростатического, а температура вод остается практически той же. Падение давления должно сопровождаться интенсивным выделением углекислоты в свободную фазу и выпадением кальцита из раствора.

Наиболее интенсивно эти процессы могут протекать при отжатии поровых вод из толщ аргиллитов, обогащенных седиментационным кальцитом. В юрских и нижнемеловых образованиях Западно-Сибирской плиты такими толщами являются марьяновская, куломзинская и их аналоги. В этой связи становится понятной интенсивная кальцитизация песчаников ачимовской, барабинской пачек и пласта $Ю_1$, непосредственно контактирующих с марьяновскими глинами, а также песчаных пластов куломзинской и тарской свит и их аналогов. Кальцитизация пластов-коллекторов должна быть более интенсивной в районах большей глинизации разреза. В частности, для неокомских отложений она должна возрастать от Александровского свода к Сургутскому. Важно подчеркнуть, что, как показывают петрографические исследования, основная масса этого кальцита образовалась в катагенезе. К образованию карбонатов в зоне катагенеза должны также приводить явления, сопровождающие фильтрацию вод через горные породы. Сущность этих явлений рассмотрена Д. С. Коржинским [157]. Важное значение процессов фильтрации в образовании аутигенных минералов в зоне катагенеза отметил впервые С. А. Фозергилл.

Согласно теории фильтрационного эффекта, при движении подземных вод по пластам-коллекторам концентрация их под воздействием фильтрационного

эффекта должна возрастать в зонах ухудшения качества коллектора. В неокомских отложениях Западно-Сибирской плиты отчетливо фиксируется приуроченность лучших по коллекторским свойствам песчаников к структурам I порядка, а в их пределах — к сводам локальных структур III порядка [184, 261, 306]; на крыльях структур песчано-алевритовый материал становится более тонкозернистым, в нем возрастает количество глинистого цемента — ухудшаются фильтрационные свойства пород. При движении вод в крыльевых, наиболее погруженных, частях структур концентрация растворов должна возрастать, что может приводить к выпадению карбонатов. Литологическими исследованиями [246] установлено, что больше всего карбонатного цемента содержат проницаемые пласты в крыльевых частях структур, причем этот карбонатный материал образовался на этапе катагенеза [246, 247].

То обстоятельство, что образование катагенетических карбонатов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты в определенной мере связано с фильтрационными процессами, подтверждается многочисленными фактами, когда трещины в породах осадочного чехла выполнены кальцитом [238]. Такие трещины встречаются в отложениях от юры до альба включительно. Анализ экспериментальных данных по карбонатным равновесиям и термодинамические расчеты не позволяют объяснить выпадение кальцита в трещинах снижением температуры и давлений [181]. В то же время учитывая фильтрационный эффект, можно легко объяснить механизм выпадения карбонатов [157].

Не исключено, что роль фильтрационного эффекта в формировании химического состава подземных вод Западно-Сибирской плиты еще большая. В последнее время Н. М. Кругликовым [336] высказана идея о широком развитии процессов рассредоточенной вертикальной миграции вод из юрского водоносного комплекса в неокомский посредством фильтрации через верхнеюрско-валанжинские глины. По его подсчетам, в центральных районах низменности, в районе Юганской мегавпадины, Сургутского и Нижневартовского сводов количество воды, поступившей посредством фильтрации через аргиллиты баженовской и куломзинской свит из юрского водоносного комплекса в отложения неокома, значительно большее, чем количество воды, ушедшей из этих районов в результате латеральной миграции. Лишь в районе Ханты-Мансийской и Надымской мегавпадин, в зоне развития мощной глинистой покрышки юры и некома, роль процессов рассредоточенной вертикальной миграции вод была, по мнению Н. М. Кругликова, невелика.

Если роль рассредоточенной разгрузки подземных вод юрского водоносного комплекса действительно так велика, как это полагает Н. М. Кругликов, то фильтрационный эффект должен привести при этом к увеличению минерализации юрских вод по сравнению с неокомскими, к дополнительному осаждению из вод под региональной верхнеюрско-валанжинской покрышкой карбонатов и т. д. Наряду с этим в подошве баженовской свиты широко распространены карбонатные породы осадочного происхождения. Фильтрационный эффект в этом случае должен привести, кроме того, к выделению в свободную фазу жидких углеводородов и образованию их скоплений.

Во всяком случае, в зонах повышенной проницаемости региональных покрышек вследствие их опесчанивания или трещиноватости эти процессы, несомненно, должны иметь место.

Анализ процессов карбонатообразования в катагенезе позволяет понять еще одну особенность геохимии вод Западно-Сибирской плиты — причины большего накопления в водах стронция относительно кальция. Дело в том, что стронций по большинству своих геохимических свойств чрезвычайно близок

к кальцию, что приводит к сильным корреляционным связям между ними как в породах, так и в водах. Однако карбонаты стронция при высоких температурах и давлениях обладают несравненно лучшей растворимостью, чем карбонаты кальция [181]. При катагенетическом кальцитообразовании стронций выделяется в твердую фазу в значительно меньших количествах. Он лишь изоморфно входит в аутигенный кальцит [313]. Как следствие, происходит относительное обогащение вод стронцием по сравнению с кальцием.

Естественно, в период длительной геохимической истории Западно-Сибирского артезианского бассейна состав и динамика наполняющих его подземных вод не оставались постоянными. Проведенное рассмотрение относится к последнему этапу его истории, когда в юрских и неокомских отложениях сформировалась современная геогидродинамическая система и были достигнуты температуры, при которых началось выделение в дренажную систему бассейна возрожденных вод, а органическое вещество на значительной территории центральных районов плиты достигло главной фазы нефтеобразования.

Надо также иметь в виду, что выше был рассмотрен характер процессов, которые протекают в осадочной толще в условиях устойчивого прогибания. В эпохи, когда плита или отдельные ее части воздымались или темп прогибания существенно замедлялся, резко замедлялись процессы метаморфизма органического вещества, отжатия вод, менялся масштаб процессов газообразования в осадочной толще. В этих условиях направленность процессов была существенно иной.

Наконец, существенным фактором, формирующим многие сегодняшние черты геохимии подземных вод нижнего гидрогеологического этажа Западно-Сибирской плиты, является наличие в этих отложениях скоплений нефти и газа. Последние оказывают влияние на среду и характер катагенетических процессов в ней, создают вокруг себя специфические по геохимии ареалы. Выше рассмотрены, так сказать, региональный гидрогеохимический фон и механизм его формирования. Осложняющие его аномалии, создаваемые взаимодействием залежей нефти и газа с вмещающими их породами и подпирающими водами, рассмотрены ниже в связи с рассмотрением локальных гидрохимических показателей нефтегазоносности.

§ 7. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности

Гидрогеологическим показателям при оценке перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты всегда придавалось большое значение. Еще в 1961 г. Н. Н. Ростовцев, обобщая опыт построения прогнозных на нефть и газ карт этого региона, отмечал, что состав воднорастворенных газов, содержание в них метана и тяжелых углеводородов, минерализация и солевой состав подземных вод являются важными показателями при оценке перспектив нефтегазоносности [273].

Важность гидрогеологических показателей нефтегазоносности подтверждается и новейшими исследованиями [139, 187, 258].

А. Э. Конторович, В. Б. Леонтович, Э. Э. Фотиади и другие показали, что газовый фактор пластовых вод, содержание в водах йода, брома, метаборной кислоты и современная температура вод являются в условиях Западно-Сибирской плиты весьма информативными показателями при разделении территории осадочного бассейна в пределах отдельных нефтегазоносных комплексов на земли перспективные и бесперспективные [258]. Информативность этих пока-

зателей по критерию χ^2 равна 104,0; 42,0; 27,0; 20,4 и 22,9 соответственно. Использование этого набора признаков при делении земель на перспективные и бесперспективные с применением алгоритмов распознавания обеспечило надежность прогноза 90,9%, в том числе в юрском комплексе 87,9%, в неокомском — 91,2% и в апт-альб-сеноманском — 92,8%. При использовании меньшего списка признаков надежность прогноза ниже.

Этот же набор признаков при разделении перспективных земель на зоны с плотностью запасов более и менее 100 тыс. т/км^2 обеспечил надежность прогноза 89,7%. Зона высокоперспективных земель четко оконтуривается и по геохимическим и гидродинамическим показателям распространения элизионных вод.

Не меньшую роль играют гидрохимические показатели при решении задач детального прогноза нефтегазоносности. Выше на ряде примеров подчеркивалось, что вокруг залежей нефти и газа обычно образуются ареалы, в пределах которых воды обогащены углеводородными газами, битумоидами, в том числе отдельными их компонентами, такими как бензол, фенол и др. Так, в частности, В. М. Матусевич и А. В. Рыльков показали, что в юрских и неокомских отложениях Сургутского свода по составу воднорастворенных газов с надежностью 87% можно опознать, является пласт водоносным или нефтеносным [187]. В качестве показателей были взяты содержание в воднорастворенном газе метана, тяжелых углеводородов (т. у.), неуглеводородных газов ($N_2 + O_2$) и отношение C_2/C_3. С помощью метода линейной решающей функции был дан следующий критерий: $0{,}46\ CH_4 + 0{,}08$ т. у. $- 0{,}64\ (N_2 + O_2) - 0{,}38\ C_2/C_3 - 46{,}20 > 0$ для нефтегазоносных структур.

Аналогичные критерии могут быть построены для содержания в водах бензола, фенолов и т. п. Надо только иметь в виду, что конкретные виды соответствующего критерия, равно как и наборы информативных признаков, в разных районах различаются.

В 1963 г. А. Э. Конторович впервые отметил, что законтурные воды нефтяных и газовых месторождений центральных и юго-восточных районов плиты обогащены многими микроэлементами по сравнению с водами пустых структур [139]. Для характеристики возрастания концентрации элементов в нефтяных водах по сравнению с ненефтяными было рассмотрено соотношение их содержаний в тех и других. По возрастанию этого отношения элементы располагаются в следующий ряд: Ge → Zn → Li → Bi → Mn → Pb → Sr → Ni → → Sb → Sn → Mo → Zr → Co → Cu → V → Ti → P → Ga.

Следовательно, наибольшее возрастание концентраций элементов в нефтяных водах характерно для Ti, Co, V, Cu, Ga, P, Zr, Mo и др.

«Приведенные факты, — отметил А. Э. Конторович, — представляют принципиальный интерес, так как позволяют надеяться, что высокие содержания и большой спектр микроэлементов в водах определенной структуры, даже если первые скважины не вскрывают залежи нефти и газа, могут служить указанием на ее нефтегазоносность» [139, стр. 286].

Эти исследования были продолжены В. М. Матусевичем и А. В. Рыльковым [187]. На большом и тщательно подобранном материале они подтвердили, что содержание элементов в водах может служить поисковым критерием. Они также показали, что спектр элементов, которые можно использовать при детальном прогнозе, шире. Законтурные воды нефтяных залежей, помимо перечисленных элементов, обогащены серой, свинцом, барием. Важно также, что конкретные значения концентраций отдельных элементов, характерные для нефтяных и ненефтяных вод, свои для каждого района (табл. 52).

Таблица 52

Среднее содержание микроэлементов в водах ареальной зоны нефтяных залежей (R_1) и непродуктивных пластов (R_2) в отложениях неокома (по В. М. Матусевичу и А. В. Рылькову [187])

Район	Класс вод	S, мг/л	Ni, мкг/л	V, мкг/л	Cu мкг/л	Rb, мкг/л	Ba, мг/л
Сургутский и Нижневартовский	R_1	5,8	38,7	3,8	9,0	4,8	12,8
	R_2	4,1	7,3	0,4	2,9	1,2	28,2
Салымский	R_1	6,8	44,6 *	—	40,2	7,9	3,1
	R_2	1,6	33,4 *	—	20,3	0,4	8,3
Васюганский и Каймысовский	R_1	7,1	65,8	33,5	12,2	7,7	9,9
	R_2	3,5	33,5	6,6	4,5	4,4	26,7

* Концентрации в R_1 и R_2 значимо различимы с вероятностью более 0,90, во всех остальных случаях—более 0,95.

Таким образом, гидрогеологические показатели играют существенную роль как при региональном, так и при детальном прогнозе нефтегазоносности. Последнее будет играть особую роль при поисках литологических и стратиграфических залежей нефти и газа.

Глава VII

НЕФТЯНЫЕ И ГАЗОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ТИПЫ

§ 1. Классификация залежей и месторождений углеводородов

Вопросам классификации залежей углеводородов посвящены многочисленные работы [1, 35, 68, 81, 84, 85, 175, 180, 208, 216, 264, 287, 326 и др.]. Классификация же месторождений практически не разработана. Первая попытка создать такую классификацию имеется в работе Ф. К. Салманова [287].

Авторы упомянутых работ подходят к классификации залежей и месторождений углеводородов как с генетических, так и с морфологических позиций. При этом большинство исследователей стремится создать единую классификацию, отражающую все возможные типы залежей и месторождений, описанные в литературе. По-видимому, такую классификацию принципиально можно создать, но она получится настолько громоздкой, что практическое использование ее будет нецелесообразным. Все зависит от целей, масштаба исследований и как следствие этого — от количества признаков. Последних может быть несколько сотен, а количество их сочетаний в классификационной матрице достигать величин 10^{10}—10^{12}. Вследствие этого наиболее рациональной является классификация по главным признакам с возможностью последующего выделения более дробных подклассов в зависимости от целей и масштабов исследований.

Прежде всего необходимо дать общую формулировку понятия «месторождение углеводородов». Месторождение углеводородов — это одна залежь или группа залежей, контролируемых одной структурой или группой тектонических и других природных структур (или их отдельными элементами), так что проекции этих залежей полностью или частично совмещаются между собой, что позволяет использовать пробуренные скважины для одновременной, одновременно-раздельной или возвратной эксплуатации их.

В зависимости от местной конъюнктуры и состояния технической базы на определенный отрезок времени месторождения углеводородов в первую очередь разделяются на промышленные и непромышленные (нефтегазопроявления). К промышленным в настоящее время в условиях Западно-Сибирской провинции рекомендуется относить месторождения, в пределах которых получены притоки нефти с начальными дебитами не менее 2 м³/сут (газа — не менее 20 000 м³/сут). Все месторождения с меньшими начальными дебитами следует относить к категории непромышленных.

В свою очередь, промышленные месторождения подразделяются на балансовые и забалансовые. В зависимости от степени изученности к забалансовым относятся месторождения, в пределах которых имеется оценка запасов только категории C_2. При наличии оценки запасов более высоких категорий к забалансовым также могут быть отнесены месторождения с определенными особенностями геологического строения, физико-химических свойств углеводородов залежей, запасов их и т. д. В каждом конкретном случае и районе этот вопрос должен решаться в индивидуальном порядке.

Таблица 53

Классификация залежей углеводородов

Классифицируемые признаки	Классы залежей
I. Запасы	1. Супергигантские 2. Гигантские 3. Крупные 4. Средние 5. Мелкие 6. Непромышленные
II. Фазовое состояние	1. Нефтяные (Н) 2. Газовые (Г) 3. Газоконденсатные (ГК) 4. Эмульсионные (Э) 5. Нефтяные с газовой шапкой (НГ) 6. Нефтяные с газоконденсатной шапкой (НГК) 7. Газовые с нефтяной оторочкой (ГН) 8. Газовые с эмульсионной оторочкой (ГЭ) 9. Газоконденсатные с нефтяной оторочкой (ГКН) 10. Газоконденсатные с эмульсионной оторочкой (ГКЭ) 11. Эмульсионные с газовой шапкой (ЭГ) 12. Эмульсионные с газоконденсатной шапкой (ЭГК)
III. Строение коллектора в ловушке	1. Пластовые 2. Массивные
IV. Тип экрана в ловушке	1. Сводовые 2. Литологически экранированные 3. Стратиграфически экранированные 4. Тектонически экранированные 5. Экранированные соляным или глинистым штоком 6. Экранированные водой
V. Значения рабочих дебитов	1. Высокодебитные 2. Среднедебитные 3. Малодебитные 4. Непромышленные
VI. Тип коллектора	1. Поровый 2. Трещинный 3. Кавернозный

Признаки, по которым может производиться классификация залежей и месторождений углеводородов, могут быть самыми разнообразными. В предлагаемой классификации залежей учтены шесть главных признаков (табл. 53).

Все залежи группируются в два основных ряда — структурные и внеструктурные. К структурным относятся залежи, приуроченные к локальным или группе смежных локальных поднятий. Системы заложения поисковых и разведочных скважин на такого типа залежах определяются амплитудой и формой структурных ловушек. Все остальные залежи относятся к внеструктурным.

Как структурные, так и внеструктурные залежи подразделяются на группы простых и сложных. Залежь простого строения контролируется одним структурным элементом. В большинстве случаев в ряду структурных залежей таким элементом является локальное поднятие, в ряду неструктурных — литологический залив.

Залежь сложного строения контролируется несколькими структурными элементами. В большинстве случаев в ряду структурных залежей контролиру-

Таблица 54

Классификация месторождений нефти и газа по величине их геологических запасов (нефть — млн. т, газ — млрд. м³)

Классы	Подклассы	Пределы величин запасов в классе	
		нефть	газ
Мелкие	1	До 10	До 5
Средние	2	10—60	5—30
	3	60—200	30—100
Крупные	4	200—500	100—250
	5	500—1000	250—500
	6	1000—1500	500—750
Гиганты	7	1500—3000	750—1500
	8	3000—5000	1500—2500
	9	5000—7000	2500—3500
	10	7000—10 000	3500—5000
Супергиганты	11	Более 10 000	Более 5000

ющими элементами являются два или несколько смежных локальных поднятий, в пределах которых высота залежи больше амплитуды впадины, разделяющей эти поднятия; в ряду внеструктурных — система литологических заливов.

По признаку величины запасов залежей за основу классификации взяты имеющиеся закономерности между количеством месторождений и их суммарными запасами в изученных нефтегазоносных провинциях мира. В табл. 54 приведена классификация месторождений по величине запасов.

Границы классов и подклассов в табл. 54 проведены таким образом, чтобы суммарные запасы месторождений провинции в каждом классе убывали в определенной пропорции. В каждой нефтегазоносной провинции с увеличением запасов месторождений количество их убывает. Соответственно к классу супергигантских относятся месторождения и залежи нефти (газа) с геологическими запасами более 10 000 млн. т (более 5000 млрд. м³); гигантских — 1500—10 000 млн. т (750—5000 млрд. м³); крупных — 200—1500 млн. т (100—750 млрд. м³); средних — 10—200 млн. т (5—100 млрд. м³); мелких — до 10 млн. т (до 5 млрд. м³).

По фазовому состоянию залежи подразделяются на 12 классов. К нефтяным относятся залежи, содержащие в пластовых условиях нефть с растворенным в ней газом. К газовым относятся залежи, содержащие менее 20 см³/м³ конденсата. Газоконденсатные залежи содержат в пластовых условиях растворенный в газе конденсат в количестве более 20 см³/м³. К эмульсионным относятся залежи, в пределах которых нефть в пласте находится в виде устойчивой водонефтяной эмульсии, в которой содержание воды достигает 50% и более. В таких же физических условиях находится нефть в так называемых переходных зонах от нефти к воде.

Описанные четыре класса относятся к категории однородных по составу залежей, в пределах которых в любой точке нефтегазосодержащего пласта физико-химические свойства углеводородов примерно одинаковы. В остальных восьми классах классификационной таблицы углеводороды в пластовых условиях находятся одновременно в жидком и газообразном состояниях. Эти классы

залежей имеют двойное наименование. При этом на первое место ставится название комплекса углеводородных соединений, геологические запасы которых более 50% от общих запасов углеводородов в залежи. В грубом приближении 1000 м³ газа приравнивается к 1 т нефти. Для получения более точных результатов следует вести расчеты по весовому соотношению жидких и свободных газообразных углеводородов в пластовых условиях.

По типу ловушки выделяются два класса: пластовых и массивных залежей. При необходимости в классе пластовых залежей может быть выделен подкласс пластово-массивных, в пределах которого высота залежи меньше мощности пласта. В классе массивных могут быть выделены подклассы, связанные с биогермными выступами, с выступами фундамента и др. В определенных случаях массивно-пластовые залежи сходны с массивными. Если залежь приурочена к одному пласту, то она относится к классу массивно-пластовых, если к группе гидродинамически связанных пластов — то к классу массивных. Следует подчеркнуть, что наличие одного водонефтяного или газоводяного контакта для группы смежных пластов не следует считать признаком массивной ловушки. Необходимо доказать, что разделяющие непроницаемые для нефти и газа породы не являются надежными экранами, т. е. в них имеются литологические окна, зоны повышенной трещиноватости или проводящие разрывные дизъюнктивы.

Классификация залежей по типу экрана приведена в табл. 55. В предлагаемой классификации кроме типа экрана учитывается и положение этого экрана относительно залежи углеводородов. В классификации не учтены факторы, вызывающие наклонное или выпукло-вогнутое состояние поверхности водонефтяного или газоводяного контактов. Такие случаи объединены в графу сложных. Сюда не относятся залежи, нарушенные дизъюнктивными зонами, которые не являются экранами. Несмотря на наличие таких зон все участки залежи гидродинамически связаны между собой.

По значениям рабочих дебитов выделяются четыре класса залежей (табл. 56). В предлагаемой классификации пределы значений дебитов нефтяных и газовых залежей разнятся на один порядок. Это обусловлено тем, что газовые залежи обычно разведуются и эксплуатируются более редкой сеткой скважин,

Таблица 55

Классификация залежей по типу экрана

Тип экрана	Положение экранов относительно лоушки							
	по простиранию	по падению	по восстанию	со всех сторон	по простиранию и падению	по простиранию и восстанию	по падению и восстанию	сложные
1. Литологический	+	+	+	+	+	+	+	+
2. Литолого-стратиграфический	+	+	+	+	+	+	+	+
3. Тектонический	+	+	+	+	+	+	+	+
4. Литолого-денудационный	+	+	+	+	+	+	+	+
5. Соляной шток	—	—	—	—	—	—	+	+
6. Глинистый шток	—	—	+	—	—	—	+	+
7. Экранирование водой	+	+	+	+	+	+	+	+
8. Смешанный	+	+	+	+	+	+	+	+

Таблица 56

Классификация залежей по значениям рабочих дебитов

Класс	Залежь	Дебиты	
		нефти, т/сут	газа, м³/сут
1	Высокодебитная	100	1 000 000
2	Среднедебитная	10—100	100 000—1 000 000
3	Малодебитная	2—10	20 000—100 000
4	Непромышленная	Менее 2	Менее 20 000

Для того чтобы извлечь из пласта одинаковое количество углеводородов из одинакового количества скважин за определенное время, дебиты газовых скважин должны быть примерно на порядок выше при приравнивании 1000 м³ газа к 1 т нефти.

Предложенная классификация залежей, бесспорно, не является полной, но мы считаем, что она учитывает наиболее важные параметры, необходимые для выбора методики разведки и оптимальной технологической схемы эксплуатации. Следует особо остановиться на четвертом классе. Величина предела непромышленных притоков является условной и зависит от района и времени.

По типу коллектора выделяются три класса: поровый, трещинный и кавернозный. При необходимости могут быть выделены промежуточные классы — порово-трещинный, порово-кавернозный, порово-кавернозно-трещинный и трещинно-кавернозный. Кроме того, для трещинных коллекторов могут быть выделены подклассы с горизонтальной, вертикальной, направленной и бессистемной ориентировкой трещин.

Если классификациям залежей нефти и газа посвящено значительное количество исследований, то вопросы классификации месторождений остаются в тени. Нами делается одна из попыток создать такую классификацию (табл. 57).

Таблица 57

Классификация месторождений углеводородов

Классифицируемые признаки	Классы месторождений
I. Количество залежей	1. Однозалежные 2. Многозалежные
II. Фазовое состояние залежей	1. Нефтяные 2. Газовые 3. Нефтегазовые
III. Соотношение контуров структур и залежей	1. Внутриконтурные 2. Законтурные 3. Смешанные
IV. Соотношение контуров залежей	1. Одноконтурные 2. Многоконтурные
V. Запасы	1. Супергигантские 2. Гигантские 3. Крупные 4. Средние 5. Мелкие 6. Непромышленные
VI. Количество базисных горизонтов	1. Однобазисные 2. Многобазисные

Все месторождения подразделяются на три ряда: структурный, неструктурный и смешанный в зависимости от наличия залежей соответствующих рядов. В каждом ряду выделяются две группы месторождений. К группе простых относятся месторождения, в пределах которых во всех нефтегазосодержащих комплексах высоты залежей меньше высот амплитуд ловушек и залежи контролируются структурными формами ловушек. К группе сложных относятся месторождения, в пределах которых в одном или нескольких нефтегазосодержащих комплексах высота залежи больше амплитуды ловушки и залежь распространяется в пределы смежных ловушек, заполняя структурные понижения между ними.

По количеству залежей месторождения группируются в однозалежные (первый класс) и многозалежные (второй класс). Количество залежей различного состава определяет индекс месторождения. Индекс состоит из цифр, обозначающих количество залежей определенного состава, и букв, характеризующих состав залежей. Индекс однозалежного газоконденсатного месторождения — 1ГК и т. д. Индекс месторождения, состоящего из двух нефтяных, трех газовых и двух газоконденсатных с нефтяными оторочками залежей, записывается в виде 2Н, 3Г, 2ГКН.

По фазовому состоянию выделяются три класса. К классу нефтяных относятся месторождения, содержащие в любом сочетании только нефтяные, нефтяные с газовой или газоконденсатной шапками, эмульсионные и эмульсионные с газовыми или газоконденсатными шапками; к классу газовых — месторождения с газовыми, газоконденсатными залежами (включая эти залежи с оторочками); к классу нефтегазовых — месторождения, имеющие как нефтяные, так и газовые (газоконденсатные) залежи (как с оторочками, так и без них).

По соотношению контуров структур и залежей выделяются три класса. К классу внутриконтурных относятся месторождения, все залежи которых не распространяются за пределы контуров структур, их контролирующих; к классу законтурных — месторождения с залежами, часть площади которых распространяется за пределы замкнутых изолиний структурной ловушки.

По соотношению контуров залежей выделяется класс месторождений, в пределах которых проекции площадей всех залежей примерно одинаковы (одноконтурные), и класс месторождений, где проекции площадей залежей не совпадают между собой (многоконтурные).

По величине запасов месторождения классифицируются так же, как и залежи.

По количеству базисных горизонтов для разработки выделяются класс месторождений с одним базисным горизонтом или одной основной группой сближенных продуктивных пластов, в которых сосредоточены основные запасы углеводородов месторождения (однобазисные), и класс месторождений с несколькими такими горизонтами (многобазисные).

Кроме рассмотренных выше классов месторождений, в зависимости от целей исследований могут быть использованы дополнительные классификационные признаки с соответствующими классами.

Из 240 выявленных в Западно-Сибирской провинции месторождений углеводородов 22 относятся к внеструктурным, остальные — к структурным. Из 22 внеструктурных месторождений два (Большой Салым, Южный Сургут) расположены в Среднеобской нефтегазоносной области — остальные — в Шаимском районе Приуральской области. Месторождений смешанного ряда не встречено. Как в пределах структурных, так и внеструктурных месторождений имеются группы простых и сложных.

Из 33 классов залежей, приведенных в табл. 53—57, не встречено восемь. По признаку фазового состояния не обнаружено залежей: газовых и газоконденсатных с эмульсионными оторочками, эмульсионных с газовой и газоконденсатной шапками; по признаку типа экрана не известны залежи, экранированные соляным (глинистым) штоком и водой; по признаку типа коллектора нет выявленных залежей в кавернозных коллекторах.

§ 2. Нефтяные и газовые месторождения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции

Описание месторождений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции имеется в работах [21, 61, 68, 70, 110, 208, 287, 316 и др.], поэтому в настоящей монографии приводится лишь таблица (табл. 58) с основными сведениями по всем выявленным месторождениям и залежам по состоянию на 1/VI 1974 г. и дано описание (см. Приложение «Карта прогноза нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты») основных типов месторождений по нефтегазоносным областям.

Приуральская нефтегазоносная область

В Березовском и Карабашском газоносных районах Приуральской нефтегазоносной области все месторождения относятся к структурному ряду простого строения, однозалежным, реже — многозалежным, газовым, однобазисным. Многозалежные месторождения внутриконтурные и многоконтурные. Залежи газа выявлены в юрских и неокомских отложениях. В юрских отложениях залежи газа пластовые, стратиграфически экранированные, в большинстве случаев — высокодебитные, с коллекторами порового типа. В тех случаях, когда юрский продуктивный горизонт залегает на породах фундамента, выше отметки газоводяного контакта часто отмечается насыщение газом трещиноватых пород фундамента и образование его коры выветривания.

Наиболее типичные представители месторождений Березовского и Карабашского нефтегазоносных районов — Березовское, Деминское и Пунгинское.

Березовское газовое месторождение. Расположено в долине р. Северная Сосьва, непосредственно к северо-востоку от пос. Березово. Оно приурочено к одноименной локальной структуре, выявленной сейсморазведочными работами МОВ в 1954 г. в западной части Алясовского вала Березовской моноклинали. Березовская локальная структура по кровле продуктивной вогулкинской толщи (верхняя юра) оконтуривается изолинией —1275 м. Размер ее 6,0 × × 7,5 км, простирание северо-западное, амплитуда 28 м. Вверх по разрезу амплитуда уменьшается, и по кровле ганькинской свиты (кампан — маастрихт — дат) поднятие преобразуется в структурный нос, раскрывающийся в северо-западном направлении. Амплитуда по юго-восточному крылу структурного носа составляет 15 м.

Глубокое бурение на Березовском локальном поднятии начато в 1952 г. Месторождение открыто в 1953 г. опорной скв. 1.

Фундамент вскрыт всеми скважинами. Представлен он биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами, инъецированными гранитным расплавом. Тонкое пропитывание гранитным расплавом вдоль полосчатости гнейсов сопровождалось инъекцией гранитов по трещинам, секущим полосчатость почти в перпендикулярном направлении. Мигматизация сопровождалась интенсивным

Таблица 58

Основные сведения по месторождениям нефти и газа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
I. Приуральская нефтегазоносная область												
1. Березовский район												
1. Березовское, 1953	$П_{1-3}$	Г	ПЛС	117	АС	—	7	2500	129	54	1275	33
2. Деминское, 1955	$Н_1$	Г	ПМ	86	АС	—	—	40	108	38	1077	9
	$П_{1-3}$	Г	ПЛС	93	АС	—	10	3200	125	53	1275	71
3. Южно-Алясовское, 1956	$Н_1$	Г	ПМ	80	АС	—	—	63	112	44	1088	6
	$П_{1-3}$ (Ф)	Г	ПЛС	52	АС	—	4	1570	128	50	1244	54
4. Северо-Алясовское, 1956	$Н_1$	Г	ПМ	80	АС	—	—	17,8	111	44	1001	2,2
	$Н_2$	Г	ПМ	6	АС	—	—	31,6	113	44	1101	4,0
	$П_{1-3}$ (Ф)	Г	ПЛС	54	АС	—	3	900	128	48	1275	80
5. Похромское, 1960	$П_{1-3}$	Г	ПЛС	100	АС	—	27	5400	146	50	1424	129
6. Чуэльское, 1958	$П_{1-3}$	Г	ПЛС	340	АС	—	15	1500	166	64	1632	57
7. Тугиянское, 1960	$П_3$	Г	ПЛС	420	АС	—	1,5	60	175	91	1736	6
8. Северо-Игримское, 1959	$П_{1-3}$ (Ф)	Г	ПЛС	250	АС	—	60	5900	169	60	1620	68
9. Южно-Игримское, 1961	$П_{1-3}$ (Ф)	Г	ПЛС	240	АС	—	15	1400	169	59	1620	70
10. Пауль-Турское, 1960	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	275	АС	—	5	497	162	46	1610	47
11. Нулин-Турское, 1961	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	240	АС	—	5	450	162	48	1620	17
12. Западно-Сысконсыньинское, 1962	$П_1$ (Ф)	Г	ПЛС	27	АС	—	6	813	159	56	1500	50
13. Восточно-Сысконсыньинское, 1961	$П_1$ (Ф)	Г	ПЛС	23	АС	—	8	1000	165	58	1528	78
14. Южно-Сысконсыньинское, 1963	$П_1$ (Ф)	Г	ПЛС	22	АС	—	4	547	158	58	1510	60
15. Пунгинское, 1961	$П_{1-3}Ю_2$	Г	ПЛС	390	АС	—	48	3900	184	64	1784	225
16. Горное, 1962	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	300	АС	—	1,5	250	160	65	1590	40
17. Западно-Озерное, 1965	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	340	АС	—	0,8	112	168	62	1560	35
18. Восточно-Озерное, 1963	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	320	АС	—	3,0	392	156	64	1595	40
19. Западно-Шухтунгортское (Узюмское), 1962	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	180	АС	—	3,8	380	174	65	1660	40

20.	Восточно-Шухтунгортское, 1963	$П_3$ (Ф)	Г	ПЛС	180	АС	—	23	2300	173	64	1683	85
21.	Верхнекондинское, 1963	$П_3$—$Ю_2$	Г	ПЛС	400	АС	—	20	2000	178	70	1786	76
				2. Шаимский район									
22.	Мулымьинское, 1960	$П_{1-3}$ (Ф)	Н	ПЛС	160	6	16,0	—	1,3	147	76	1425	70
23.	Трехозерное, 1960	$П_{1-3}$—$Ю_2$	Н	ПЛС	160	8	200	—	20	150	80	1470	40
24.	Северо-Трехозерное, 1969	$П_{1-3}$	Н	ПЛС	180	8	100	—	10	153	80	1512	15
25	Южно-Мортымьинское, 1962	$П_{1-3}$	Н	ПЛС	200	8	112	—	12	155	80	1501	25
26.	Западно-Мортымьинское, 1964	$П_{1-3}$ (С)	Н	ПЛС	200	9	20	—	—	158	82	1517	37
		$П_{1-3}$ (Ю)	Н	ПЛС	200	9	20	—	—	—	80	1532	65
27.	Северо-Мортымьинское, 1962	$П_{1-3}$ (С)	Н	ПЛС	250	8	139	—	14	166	86	1545	80
		$П_{1-3}$ (Ю)	Н	ПЛС	250	—	—	—	—	164	79	1545	50
28.	Мортымья-Тетеревское, 1961	$П_{1-3}$—$Ю_2$	НГ	ПЛС	170	8	1400	—	105	169	83	1551	80
29.	Северо-Тетеревское, 1966	$П_{1-2}$	Н	ПЛС	200	—	—	—	—	—	85	1578	48
30.	Восточно-Тетеревское, 1964	$П_{1-3}$—$Ю_2$	Н	ПЛС	400	7	60	—	—	179	82	1625	60
		$П_{1-3}$—$Ю_2$	Н	ПЛС	420	7	60	—	1,6	161	79	1625	45
31.	Южно-Тетеревское, 1963	$П_1$	НГ	ПЛС	450	8	119	—	—	156	77	1420/1515	55
32.	Южно-Толумское, 1966	$П_{1-2}$—$Ю_2$	Н	ПЛС	187	7	45	—	—	166	86	1702	30
33.	Северо-Толумское, 1966	$П_{1-2}$	Н	ПЛС	186	7	53	—	—	172	86	1702	52
34.	Восточно-Толумское, 1968	$П_3$—$Ю_2$	Н	ПЛС	470	3	7,3	—	0,15	171	93	1760	40
35.	Толумско-Семивидовское, 1967	$П_{1-2}$	НГК	ПЛС	200	—	—	5	100	—	—	1745/1800	125
36.	Восточно-Семивидовское, 1972	$П_{1-3}$	ГКН	ПЛС	500	32	—	—	508	188	—	1825/1830	60
37.	Каюмовское, 1971	$П_{1-2}$	Н	ПЛС	500	8	57,6	—	6,9	151	85	1830	30
38.	Южно-Потанайское, 1966	$П_3$—$Ю_2$	Н	ПЛС	510	7	46,1	—	—	208		2130	130
39.	Северо-Потанайское, 1965	$П_3$—$Ю_2$	Н	ПЛС	510	7	147	—	—	215	97	2160	80
40.	Картопья-Оханское, 1967	$П_3$—$Ю_2$	Н	ПЛС	535	3	6,3	—	0,5	189	103	2100	125
41.	Западно-Картопьинское, 1967	$П_3$—$Ю_2$	Н	ПЛС	630	7	40	—	2,7	203	92	2032	70
42.	Яхлинское, 1971	$Ю_{2-5}$	Н	ПЛ	700	(518)	3,7	—	0,06	210	85	2250	100
		$Ю_{6-7}$	Н	М	15	8	61,7	—	7,5	215	98	2230	45
43.	Ловинское, 1973	$Ю_{2-4}$	Н	М	640	8	69	—	8,4	208	81	2140	95
44.	Филипповское, 1968	$П_{2-3}$—$Ю_2$	Н	ПЛС	500	7	30	—	—	209	—	1895	90
45	Северо-Убинское, 1964	$П_3$—$Ю_2$	Н	ПЛ	510	7	57	—	—	187	85	1820	45
46.	Западно-Убинское, 1966	$Ю_2$	Н	М	490	7	145	—	—	—	—	1840	8
47.	Малоубинское, 1965	$П_3$—$Ю_2$	Н	М	500	7	47	—	—	—	—	1822	30
48.	Южно-Убинское, 1965	$Ю_2$	Н	М	490	8	36	—	—	—	—	1840	35
49.	Среднемулымьинское, 1963	$П_3$—$Ю_2$	П	ПЛС	450	2	7,5	—	—	—	—	1725	45

Продолжение табл. 58

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
50. Даниловское, 1966	$П_{1-3}$—$Ю_2$	НГ	ПЛС	60	10	204	—	—	172	75	1720 1740	110
51. Лемьинское, 1964	$Ю_2$	Н	ПЛС	150	6	12,8	—	—	181	74	1708	60
52. Верхнелемьинское, 1966	$Ю_2$	Н	М	122	(1075)	4,8	—	0,03	183	83	1820	100
3. Карабашский район												
53. Карабашское, 1964	$П_3$—$Ю_2$	Г	ПЛСМ	280	—	—	—	500	—	—	1680	—
II. Фроловская нефтегазоносная область												
4. Казымский район												
54. Северо-Казымское, 1965	$Ю_{6-7}$	Г	ПЛ	10	АС	—	—	1000	—	—	2170	—
55. Северо-Сотэ-Юганское, 1963	$Ю_{2-3}$	Г	М	530	АС	—	2,1	70	—	—	1985	—
	$Ю_{11-12}$	Г	М	16	АС	—	1,9	64	—	—	2040	—
56. Южно-Сотэ-Юганское, 1964	$Ю_{2-3}$	Г	М	498	АС	—	18	600	—	80	1978	—
5. Красноленинский район												
57. Каменное, 1962	$ПК_{21}$	Н	М	130	50	12,0	—	0,14	147	77	1460	60
	$П_3$—$Ю_{2-5}$	Н	М	600	8	150	—	—	240	124	2450	190
58. Елизаровское, 1963	$Ю_2$	Н	МЛ	635	(1839)	4,9	—	—	—	—	2450	20
59. Лорбинское, 1966	$ПК_{21}$	Н	ПС	137	—	20	—	—	—	—	1460	40
60. Емъеганское, 1971	$ПК_{21}$	Н	ПС	130	(150)	8,5	—	—	140	65	1420	30
	$Ю_{2-3}$	Н	МЛ	610	6	150	—	1,05	270	98	2450	—
61. Пальяновское, 1972	$ПК_{21}$	Н	ПС	135	(310)	4,3	—	0,15	143	65	1408	10
	$Ю_{2-3}$	Н	МЛ	63	8	192	—	37,8	253	106	2450	175

6. Тобольский район

62. Тевризское, 1971	$БС_{22}$ (С)	Г	МЛ	100	—	—	—	—	—	—	—	—	
	$БС_{22}$ (Ю)	Г	МЛ	100	12,8	—	1,3	143,4	—	—	—	—	

III. Каймысовская нефтегазоносная область

7. Демьянский район

63. Тайлаковское, 1964	$Ю_2$	Н	М	33	(85)	4,2	—	—	—	—	—	—
64. Ай-Яунское, 1968	$ПК_1$	Н	М	640	—	8,5	—	—	—	—	916	20
65. Усановское, 1971	$Ю_1$	Н	ПЛС	630	ИП	25	—	—	—	—	2280	30
66. Урненское, 1970	$Ю_1$	Н	ПМ	630	6	34	—	—	—	—	2295	17
67. Мултановское, 1971	$Ю_0$	Н	ПЛ	100	8	2,5	—	—	308	88	2785	60

8. Каймысовский район

68. Ларломкинское, 1972	$Ю_1$	Н	ПМ	20	(1300)	3,5	—	—	—	—	2315	10
69. Крапивинское, 1969	$Ю_1$	Н	ПМЛ	120	(1300)	12,8	—	—	—	—	2572	24
70. Моисеевское, 1964	$Ю_2$	Н	ПМЛ	130	(1911)	22,3	—	—	—	—	2516	102
71. Катыльгинское, 1965	$Ю_1$	Н	ПМ	50	10	45,8	—	2,3	252	92	2392	32
	$Ю_2$	Н	М	25	12,1	2,2	—	—	—	—	—	—
72. Лонтыньяхское, 1964	$Ю_1$	Н	ПМ	35	(2534)	9,5	—	—	—	—	2415	50
73. Оленье, 1967	$Ю_1$ (В)	Н	ПМЛ	60	12,1	84	—	10,7	260	98	2480	37
	$Ю_1$ (З)	Н	ПМЛ	60	12,1	100,8	—	4,98	265	97	2510	60
74. Первомайское, 1969	$Ю_1$	Н	ПМ	40	8	57,5	—	3,7	252	91	2420	74
75. Весеннее, 1973	$Ю_1$	Н	ПМ	40	8	68,2	—	3,5	250	86	2428	23
76. Озерное, 1970	$Ю_1$	Н	ПМ	40	8	135,4	—	13,3	—	97	2506	30

9. Межовский район

77. Межовское, 1962	$ТМ_1$	Н	ПМ	3	(1000)	2	—	—	—	—	1844	—
	$Ю_1$	Н	ПМЛ	60	(1000)	2,8	—	—	—	—	1922	—
78. Восточно-Межовское, 1966	$Ю_1$	Н	ПМЛ	80	8	34	—	—	—	—	2180	—
79. Веселовское, 1965	$Ю_1$	ГК	ПЛС	80	32	—	16,0	60,2	—	—	2189	—
80. Маловеселовское, 1964	$Ю_1$	НГ	М	80	121	16	—	200	—	—	2180	—
81. Верхтарское, 1970	$Ю_1$	Н	М	50	30	300	—	25	247	—	—	—
	$Ю_{5-6}$	Н	ПСЛ	10	—	—	—	—	—	—	—	—
82. Малоичское, 1974	ЮМ	Н	ПМ	10	ИП (30)	8,0	—	—	—	—	—	—
83. Ракитинское, 1971	$Ю_1$	Н	ПМ	10	12,1	40	—	—	—	—	—	—
84. Казанское, 1967	$Ю_1$	ГКН	ПЛ	170	15	3,5	19,1	276	253	82	2364 / 2346	68

Продолжение табл. 58

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки, м	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты: нефть, м³/сут	Дебиты: конденсат, м³/сут	Дебиты: газ, тыс. м³/сут	Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
	$Ю_1$	ГК	ПЛ	7	10	—	16	200	253	80	2346	50
	$Ю_1$	ГК	ПСЛ	25	10	—	16	200	250	83	2369	44
	$Ю_2$	ГК	ПЛ	30	22,2	—	4,2	38,6	250	84	2385	14
	$Ю_3$	ГК	ПЛ	20	22,2	—	1,9	31,1	250	86	2420	13
85. Калиновское, 1973	$Ю_1$	Н	М	180	8	105	—	23,6	254	82	2436	54
IV. Пайдугинская нефтегазоносная область												
10. Пайдугинский район												
86. Киев-Еганское, 1969	$Ю_1$	Н	ПМ	100	121	8,3	—	—	258	—	2531	20
11. Сильгинский район												
87. Усть-Сильгинское, 1962	$Ю_1$	ГК	ПЛ	120	22,2	—	11,0	106	—	—	2221	59
88. Сильгинское, 1961	$Ю_1$	ГЛ	ПЛ	100	8	—	0,003	9,2	—	110	2200	30
	$Ю_3$	Г	ПМЛ	5	4,7	—	0,07	12,0	—	112	2251	20
89. Среднесильгинское, 1965	$Ю_1$	ГК	МЛ	90	11,3	—	—	84,2	—	—	2210	20
90. Белоярское, 1962	$Ю_3$	ГК	ПЛ	10	121	—	1,27	17,3	—	—	2200	20
91. Северо-Сильгинское, 1971	$Ю_1$	ГК	МЛ	100	10	—	23,0	115	242	82	2313	60
92. Соболиное, 1967	$БП_1$	Н	ПС	8	8	103,2	—	3,3	223	—	—	—
V. Васюганская нефтегазоносная область												
12. Пудинский район												
93. Верхнекамбарское, 1971	Ю	ГК	ПМЛ	7	7,8	—	13,2	33,3	281	118	2699	—
94. Мирное, 1970	$Ю_1$	НГК	МЛ	180	12,5	4,4	18,0	28,4	255	109	2384 / 2395	45
95. Останинское, 1970	$Ю_1$	ГК	ПМЛ	180	12,8	—	13,9	46,7	—	87	2348	30
	$Ю_2$	Н	ПЛ	5	—	—	—	—	—	93	—	—
	$Ю_3$	ГК	ПЛ	10	9,1	—	—	55,9	—	98	—	—

96. Западно-Останинское, 1972	$Ю_р$	ГК	ПЛ	15	12,1	—	—	63,9	—	101	—	—
97. Нижнетабаганское, 1973	$Ю_1$	Н	ПМ	200	121	50,6	—	5,1	252	88	2372	14
	$Ю_1$	ГКН	ПЛ	80	—	—	—	—	—	—	—	—
	$Ю_3$	Н	МЛ	54	6	21,6	—	1,95	259	82	2585	15
98. Лугинецкое, 1967	$Ю_1$	ГКН	ПС	180	15,5	0,34	37,1	420	244	81	2225	107
											2244	—
	$Ю_2$	ГК	МЛ	10	12,8	—	39,3	344	245	—	2244	

13. Васюганский район

99. Шингинское, 1971	$Ю_1$	Н	МЛ	150	8	28,9	—	2,7	264	103	2543	17
100. Фестивальное (Ай-Каголь-ское), 1971	$Ю_ф$	Н	ПЛ	10	4	21,5	—	1,0	353	120	3000	40
101. Южно-Фестивальное, 1969	$Ю_1$	ГКН	ПМЛ	50	(1750)	1,5	—	28,8	—	—	—	—
102. Южно-Черемшанское, 1969	$АВ_2$	Н	ПЛ	30	ИП	3,0	—	—	—	—	—	—
	$БВ_1$	Н	ПЛ	10	8	140,0	—	2,9	223	82	—	—
103. Ломовое, 1970	$Ю_1$	Н	ПМЛ	50	8	60,0	—	25,1	—	—	2621	100
104. Северо-Васюганское, 1964	$Ю_1$	ГК	ПМЛ	220	22,2	—	27,8	145,3	244	82	2245	70
	$Ю_2$	ГК	МЛ	10	12,1	—	—	250	244	82	2245	—
105. Средневасюганское	$БВ_{8-9}$	Н	ПМ	4	(1400)	10	—	—	—	—	1865	3
106. Западно-Красноярское, 1965	$Ю_1$	Н	ПМ	180	9,5	132,5	—	5,1	241	87	2252	41
107. Средненюрольское, 1965	$Ю_1$	Н	ПМЛ	190	8	91,5	—	2,	242	89	2340	33
108. Мыльджинское, 1964	$БВ_{10}$	ГК	ПМЛ	12	12,5	—	38,4	864	208	68	2005	—
	$БВ_{16}$	ГК	ПМЛ	40	12,7	—	68,5	366	225	72	2141	—
	$БВ_{19}$	ГК	ПМЛ	80	7,2	—	6,1	58,5	226	82	2181	
	$Ю_1$	ГКН	ПЛ	70	22	2,7	37,2	464	258	82	2330	94
	$Ю_2$	ГК	МЛ	5	18,7	—	10,0	128	242	80	2220	—
109. Южно-Мыльджинское, 1967	$БВ_{8-9}$	Н	ПМ	11	8	56	—	—	213	74	—	—
110. Ключевское, 1968	$Ю_1$	Н	ПМЛ	160	8	63,4	—	4,84	252	92	2390	28
111. Верхнесалатное, 1967	$Ю_1$	Н	ПЛ	210	8,4	32,8	—	15,4	254	85	2410	67
	$Ю_1$	Н	ПМЛ	2	8,4	32,8	—	15,4	254	85	2410	60
	$Ю_2$	ГКН	МЛ	15	15,2	48,4	—	102,4	257	87	2400	30
112. Пуглалымское, 1971	$Ю_1$	Н	ПМ	200	3	8,2	—	4,6	242	86	2361	5

14. Александровский район

113. Полуденное, 1968	$Ю_1$	Н	ПМЛ	80	28	3,2	—	0,1	198	94	2200	30
114. Никольское, 1970	$Ю_1$	Н	МЛ	50	5	7,8	—	0,53	240	86	2344	17
115. Чебачье, 1966	$Ю_ф$	Н	ПЛС	220	8	17,3	—	14,0	—	—	2086	—

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты: нефть, м³/сут	Дебиты: конденсат, м³/сут	Дебиты: газ, тыс. м³/сут	Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота, залежи, м
116. Северное, 1962	$И_{2-3}$	Г	МЛ	180	121	—	—	10,0	—	—	384	40
	$ПК_{15}$	ГН	ПЛ	19	121	11,0	—	18,0	107	—	995 1000	50
	$АВ_{4-5}$	Г	ПЛ	15	11,1	—	—	171,4	—	—	1300	80
	$БВ_5$	Г	ПЛ	4	121	—	—	280,0	—	—	1510	80
	$БВ_6$	Н	ПМ	1	121	18,0	—	—	—	60	1510	50
	$БВ_7$	Н	ПЛ	4	12,7	308	—	—	164	63	1642	100
	$БВ_{10-11}$	Н	ПС	20	20,0	38,0	—	0,22	160	68	1713	60
	$БВ_{16}$	Н	ПЛ	40	8	30,7	—	1,85	183	73	1794	—
117. Северо-Вахское, 1967	$Ю_1$	Н	ПС	230	8	144	—	—	—	—	2214	—
	$Ю_4$	Н	ПЛ	30	6	24,7	—	—	—	—	2280	—
118. Вахское, 1965	$БВ_7$	Н	ПЛ	5	20	183,4	—	—	163	72	1633	6
	$Ю_1$	Н	ПС	100	8	78,2	—	2,99	228	90	2208	115
	$Ю_1$	Н	ПС	2	8	117	—	5,2	236	90	2197	90
119. Южно-Вахское, 1968	$Ю_1$	Н	ПС	200	8	58,6	—	—	—	—	2145	20
120. Вартовское, 1968	$Ю_6$	Н	ПЛ	10	8	103,0	—	48,1	—	92	2500	—
121. Линейное, 1972	$Ю_1$	Н	ПМ	200	8	42,0	—	1,4	254	93	2411	20
122. Хохряковское, 1971	$Ю_1$	Н	МЛ	300	8	60	—	4,1	241	80	2392	80
123. Пермяковское, 1972	$Ю_1$	Н	МЛ	200	8	70	—	2,5	246	79	2410	70
124. Коликъеганское, 1971	$Ю_1$	Н	МЛ	180	8	37	—	—	235	97	2350	50
VI. Среднеобская нефтегазоносная область												
15. Салымский район												
125. Туканское, 1969	$Ю_{6-7}$	Н	ПЛ	12	(480)	14	—	—	—	—	—	—
126. Чупальское, 1971	$БС_8$	Н	ПЛ	10	6	3,9	—	—	—	78	2339	10
127. Верхнешапшинское, 1972	$Ю_0$	Н	Л	35	8	5,5	—	—	421	100	—	—
128. Верхнесалымское, 1966	$АС_{10}$	Н	ПЛ	2	6	20,4	—	—	205	95	2116	15
	$АС_{11}$	Н	ПЛ	4	121	13,0	—	—	207	96	2137	20

	$Ю_0$	Н	Л	40	121	150	—	—	429	129	—	—
	$Ю_5$	Н	МЛ	5	(640)	6,9	—	—	—	—	—	—
129. Салымское, 1965	$АС_{10}$	Н	ПЛ	8	6	48	—	—	223	102	—	—
	$АС_{11}$	Н	ПЛ	8	(620)	6,1	—	—	219	102	—	—
	$БС_{4-5}$	Н	ПЛ	30	4	18,7	—	—	240	98	2375	70
	$БС_6$ (С)	Н	Л	40	(455)	2,3	—	—	—	—	—	—
	$БС_6$ (10)	Н	Л	40	121	25	—	0,33	248	109	2400	—
	$БС_{16}$	Н	МЛ	230	(626)	3	—	—	—	118	—	—
	$БС_{21}$	Н	ПЛ	54	(645)	4,0	—	—	—	118	—	—
	$Ю_0$	Н	Л	15	121	850	—	150	421	128	—	—
	$Ю_{2-3}$	Н	МЛ	30	121	4,0	—	10	—	118	1810	—
130. Западно-Лемпинское, 1964	$Ю_{2-5}$	Н	МЛ	20	(686)	2,49	—	0,87	—	124	—	—
131. Правдинское, 1964	$АС_{11}$	Н	ПЛ	3	8	18	—	—	220	76	2097	7
	$БС_4$	Н	ПЛ	35	8	53,3	—	0,47	225	84	2257	19
	$БС_6$	Н	ПС	6	8	158	—	10	—	86	2330	70
	$БС_7$	Н	ПЛ	5	8	120	—	14	252	92	2410	75
	$БС_{10}$	Н	ПЛ	40	8	77	—	—	239	83	2430	50
	$БС_{11}$	Н	ПЛ	19	(1232)	10	—	—	243	84	2436	—
	$БС_{19}$	Н	ПЛ	5	(1160)	3,9	—	—	—	97	—	—
	$БС_{20-21}$	Н	ПЛ	40	(691)	4,1	—	—	—	87	—	—
	$Ю_0$	Н	Л	10	(1168)	18,9	—	—	—	103	—	—
132. Среднесалымское, 1967	$БС_6$	Н	ПС	10	8	20	—	—	232	82	2308	13

17. Сургутский район

133. Малобалыкское, 1966	$АС_4$	Н	ПЛ	130	8	41	—	—	203	74	—	—
	$АС_{5-6}$	Н	ПС	5	8	41	—	1,6	206	75	1968	60
	$БС_{14}$	Н	ПЛ	150	(1070)	9	—	—	—	—	—	—
	$БС_{17}$	Н	ПЛ	200	63,5	18,8	—	2,0	262	96	—	—
	$Ю_0$	Н	Л	15	(1189)	16	—	—	—	—	—	—
134. Среднебалыкское, 1965	$БС_{10}$	Н	ПС	30	8	144	—	10	250	84	2419	30
	$БС_{16}$	Н	ПЛ	200	(1195)	20,4	—	—	—	—	—	—
	$Ю_{18}$	Н	ПЛ	—	(1250)	2,8	—	—	—	103	—	—
135. Тепловское, 1967	$БС_6$	Н	ПС	18	8	150	—	7,5	232	74	2242	25
	$БС_8$	Н	ПМ	45	8	70	—	3,5	240	79	2298	20
	$Ю_2$	Н	МЛ	250	(1570)	4,3	—	—	—	93	—	—
136. Южно-Балыкское, 1961	$АС_{5-6}$	Н	ПС	10	8	54	—	—	199	67	1947	40
	$БС_1$	НЭ	ПМ	30	8	75,6	—	—	—	—	2105	10
	$БС_{10}$	Н	ПС	25	8	155	—	10	250	81	2399	76
	$БС_{11}$	Н	ПЛ	10	8	104	—	7,5	252	81	2399	45
	$БС_{16}$	Н	ПМЛ	180	(934)	5,3	—	—	—	—	—	—

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
137. Мамонтовское, 1965	$АС_4$	Н	ПЛ	120	8	107	—	3,6	198	63	1900	25
	$АС_{5-6}$	Н	ПМ	120	8	69	—	2,5	—	—	1904	30
	$БС_8$	Н	ПМ	22	8	55	—	1,7	230	79	2256	17
	$БС_{10}$	Н	ПС	26	8	150	—	6,5	243	81	2395	85
	$БС_{11}$	Н	ПЛ	10	8	120	—	5,2	243	81	2395	70
138. Усть-Балыкское, 1961	$АС_7$	Н	ПЛ	3	6	44	—	—	—	61	1900	10
	$БС_1$	Н	ПС	35	8	200	—	9,0	217	68	2076	85
	$БС_{2-3}$	Н	ПС	2	8	200	—	8,0	217	68	2079	73
	$БС_4$	Н	ПС	10	8	200	—	8,0	216	66	2073	28
	$БС_4$	Н	ПЛ	3	8	200	—	—	—	—	—	—
	$БС_4$	Н	ПЛ	3	8	200	—	—	—	—	2080	20
	$БС_5$	Н	ПМ	5	10	220	—	—	214	70	2073	10
	$БС_8$	Н	ПМ	20	121	2,4	—	—	—	—	2193	10
	$БС_9$	Н	ПМ	20	9	48	—	5,5	229	71	2196	12
	$БС_{10}$ (З)	Н	ПЛ	30	121	2	—	—	—	—	2300	15
	$БС_{10}$ (СЗ)	Н	ПЛ	30	121	2	—	—	—	—	2300	120
	$БС_{10}$	Н	ПЛ	30	8	65	—	—	243	78	2395	160
	$БС_{19}$	Н	ПЛ	140	(1240)	16	—	—	—	—	2500	75
	$Ю_2$	Н	МЛ	80	(700)	15	—	—	—	—	—	—
139. Сайгатинское, 1966	$БС_1$	Н	ПМ	30	6	18,9	—	0,8	—	—	2042	7
140. Западно-Сургутское, 1962	$БС_1$	Н	ПС	30	8	136	—	5,4	224	60	2014	40
	$БС_{2-3}$	Н	ПС	2	8	103	—	4,0	211	60	2014	25
	$БС_4$	Н	ПМ	2	—	—	—	—	—	—	2010	—
	$БС_{10}$	Н	ПЛ	45	8	46	—	2,2	229	66	2277	83
	$БС_{11}$ (З)	Н	ПЛ	3	4	6	—	—	—	—	2282	20
	$БС_{11}$ (ЮЗ)	Н	ПЛ	3	(60)	12	—	—	207	67	2276	115
141. Южно-Сургутское, 1973	$БС_{10}$	Н	ПЛ	25	8	128	—	3,9	231	68	2347	25
142. Федоровское, 1963	$АС_4$	ГН	ПС	100	11,3	42,0	—	285	189	52	1790 1815	45
	$АС_{5-6}$	НГ	ПМ	10	11,3	16	17,5	405	189	55	1790 1815	40

	$АС_7$	Н	ПС	5	12	16	—	—	189	56	1822	8
	$БС_1$ (СС)	Н	ПС	25	8	33,0	—	—	214	60	2002	25
	$БС_1$	Н	ПС	25	8	82	—	—	—	—	1980	25
	$БС_{10}$ (ЗФ)	Н	ПС	80	8	42	—	—	—	—	2250	55
	$БС_{10}$ (ВФ)	Н	ПС	80	8	166	—	8,3	229	68	2250	75
	$БС_{10}$ (М)	Н	ПС	35	8	155	—	8,1	229	67	2250	35
	$Ю_2$	Н	МЛ	45	(1428)	4,0	—	—	—	78	2710	—
143. Тайлорское, 1973	$АС_4$	НГ	ПС	100	—	—	—	—	—	—	—	—
	$АС_5$	Н	ПС	10	—	—	—	—	—	—	—	—
144. Савуйское, 1972	$БС_{10}$	Н	ПС	100	8	125	—	3,8	232	68	2273	25
145. Вершинное, 1964	$БС_{10}$	Н	ПЛ	45	8	55	—	3,1	230	66	2296	—
146. Яунлорское, 1967	$БС_{10}$	Н	ПЛ	40	8	41	—	2,3	236	66	—	—
147. Быстринское, 1964	$АС_{7-8}$	НГ	ПС	3	7	70	—	700	195	55	1894 1905	69
	$АС_9$ (М)	Н	ПЛ	5	8	49	—	2,7	193	56	1915	15
	$АС_9$ (Б)	Н	ПС	6	8	49	—	2,7	196	56	1915	15
	$БС_1$ (Б)	Н	ПС	35	8	133	—	5,7	208	62	2045	20
	$БС_{2-3}$ (М)	Н	ПС	40	8	70	—	3,2	210	59	2048	30
	$БС_{2-3}$ (Б)	Н	ПС	5	8	80	—	0,8	214	58	2048	25
148. Северо-Минчимкинское, 1969	$АС_{7-8}$	Н	ПС	7	8	47	—	2,1	199	57	1908	35
149. Западно-Минчимкинское, 1969	$АС_{7-8}$	ГН	ПС	2	8	—	1,9	152	—	—	—	—
	$Ю_2$	Н	МЛ	30	(773)	2,0	—	—	—	—	—	—
150. Вачимское, 1970	$АС_{9-10}$	Н	ПМ	10	2	3,2	—	—	203	56	—	—
	$Ю_1$	Н	ПМ	55	10	9,5	—	—	—	—	—	—
151. Камарьинское, 1971	$АС_{9-10}$	Н	ПС	10	8	51,2	—	1,7	2	64	2035	10
152. Лянторское, 1966	$АС_{9-10}$	НГ	ПС	15	8	150	—	640	210	63	2035 2045	50
153. Тайбинское, 1968	$АС_9$	НГ	ПС	10	8	67	—	600	209	60	2012 2015	20
154. Танъяунское, 1966	$АС_9$	НГ	ПС	10	10	103	—	405	208	60	2015 2035	25
155. Тутлимское, 1971	$АС_9$	НГ	ПС	10	8	7,9	—	158	210	60	2005 2003	8
156. Алехинское, 1971	$АС_8$	Н	ПС	60	10	76	—	3,4	217	74	2130	40
157. Лобат-Юганское, 1971	$АС_9$	Н	ПС	15	10	67	—	3,4	219	74	2130	15
	$АС_{12}$	Н	ПЛ	35	(19)	10,2	—	0,5	—	—	—	—
	$БС_1$	Н	ПЛ	20	(915)	12,7	—	0,6	—	88	—	—
158. Ай-Пимское, 1968	$АС_{12}$	Н	ПЛ	30	30,8	2,25	—	—	—	—	—	—
159. Декабрьское, 1969	$Ю_0$	Н	Л	—	121	5,0	—	—	285	118	—	—
160. Верхнеляминское, 1970	$Ю_0$	Н	Л	—	121	4,0	—	0,4	—	119	—	—

Продолжение табл. 58

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
161. Тевлинское, 1971	$БС_{16}$	Н	ПЛ	120	2	5,74	—	—	—	—	2560	10
162. Коголымское, 1972	$БС_{16}$	Н	ПЛ	140	8	29	—	2,8	255	84	2528	28
	$БС_{14}$	Н	ПЛ	10	8	52	—	2,1	255	84	2630	35
	$Ю_1$	Н	МЛ	45	8	52	—	4,0	281	88	2725	30
163. Конитлорское, 1972	$БС_{16}$	Н	ПЛ	100	—	4,6	—	—	—	—	2575	—
	$БС_{17}$	Н	ПЛ	15	(641)	3,0	—	—	—	—	2600	—
	$БС_{22}$	Н	ПЛ	25	(1532)	3,0	—	—	—	—	—	—
164. Холмогорское, 1973	$БС_{10}$	Н	ПС	15	8	74	—	2,3	253	85	—	—
	$БС_{11}$	Н	ПС	10	8	132	—	5,9	258	87	—	—
165. Нижнесортымское, 1974	$АС_{12}$	Н	ПС	—	4	25	—	—	238	66	2280	—
165а. Тромъеганское	$АС_{12}$	Н	ПС	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18. Нижневартовский район												
166. Повховское, 1972	$БВ_8$	Н	ПС	60	8	83	—	5,0	—	—	2542	70
167. Ватьеганское, 1971	$АВ_{1-2}$	Н	ПЛ	25	4	17	—	0,7	195	62	1885	35
	$БВ_8$	Н	ПС	—	8	83	—	—	—	—	—	—
	$БВ_{20}$	Н	ПЛ	65	121	2,5	—	0,05	280	90	2735	10
	$Ю_1$	Н	МЛ	100	(1112)	2,2	—	0,05	—	90	—	—
168. Покачевское, 1971	$АВ_1$	Н	ПЛ	—	(990)	6,7	—	0,2	182	68	2810	45
	$АВ_2$	Н	ПЛ	—	8	63	—	3,5	189	69	2810	36
	$АВ_4$	Н	ПС	14	8	140	—	9,0	194	75	1890	23
	$БВ_6$ (С)	Н	ПС		6	2,0	—	—	—	—	2260	12
	$БВ_6$ (З)	Н	ПС		8	90,3	—	5,0	—	—	2250	10
	$БВ_6$ (Ц)	Н	ПС		8	108	—	5,1	—	—	2255	25
	$БВ_6$ (ЦВ)	Н	ПС		8	138	—	4,1	235	83	2250	40
	$БВ_6$ (В)	Н	ПС		8,3	130	—	6,6	—	—	2242	20
	$БВ_8$ (С)	Н	ПС		8	85	—	—	—	—	2360	12
	$БВ_8$	Н	ПЛ		6	153	—	8,5	253	88	2350	30
	$Ю_1$ (ЗЮ)	Н	ПМЛ	80	8	73	—	4,5	—	—	2650	8
	$Ю_1$ (ЗС)	Н	ПМЛ	80	6	151	—	—	—	—	2670	18
	Ю(ЦВ)	Н	ПЛ	80	8	43	—	—	—	—	2672	22
169. Покамасовское, 1972	$Ю_1$	Н	МЛ	50	10	105	—	4,2	283	89	2687	30
170. Урьевское, 1972	$АВ_{1-2}$	Н	ПЛ	40	8	111	—	4,5	179	73	1760	30

	$БВ_6$	Н	ПМ	20		115	—	—	216	78	2108	10
	$БВ_8$	Н	ПЛ	20	4	8,6	—	—	226	80	2180	—
	$Ю_1$	Н	МЛ	30	6	27,8	—	4,2	231	103	2560	30
171. Северо-Урьевское, 1973	$АВ_{1-2}$	Н	ПЛ	40	121	26,6	—	—	—	73	—	—
	$БВ_{21}$	Н	ПЛ	10	1000	2,2	—	—	—	99	2498	—
171а. Поточное, 1974	$БВ_8$	Н	ПС	15	8	116	—	—	232	91	2240	20
	$БВ_6$	Н	ПС	15	665	220	—	—	228	72	2160	20
172. Локосовское, 1963	$БВ_6$	Н	ПС	16	8	119	—	5,4	221	83	2161	35
	$БВ_7$	Н	ПЛ	10	8	90	—	5,0	231	85	2182	30
173. Северо-Покурское, 1964	$АВ_1$	Н	ПЛ	18	8	148	—	4,5	177	72	1697	67
	$АВ_2$	Н	ПЛ	2	8	172	—	6,0	177	75	1697	30
	$АВ_4$	НЭ	ПЛ	8	8	134	—	3,5	183	75	1759	10
	$БВ_0$	Н	ПЛ	8	8	36	—	1,1	198	77	1915	30
	$БВ_6$ (З)	Н	ПС	15	8	230	—	8,5	214	94	2101	25
	$БВ_1$	НЭ	ПЛ	3	8	111	—	1,2	198	85	1938	10
	$БВ_6$ (Ц)	Н	ПС	14	8	116	—	4,6	208	89	2095	15
	$БВ_6$ (В)	Н	ПС	15	8	147	—	7,4	216	89	2093	30
	$БВ_8$ (З)	Н	ПС	70	8	12	—	—	223	93	2215	45
	$БВ_8$ (В)	Н	ПС	70	8	170	—	—	—	—	2191	40
	$БВ_9$	Н	ПС	10	8	170	—	7,3	221	90	2191	20
174. Ватинское, 1963	$АВ_1$	Н	ПЛ	20	8	140	—	7,0	179	71	1693	42
	$АВ_2$	Н	ПС	3	8	140	—	7,5	181	72	1690	35
	$БВ_0$	Н	ПС	5	8	180	—	9,0	192	80	1859	25
	$БВ_1$	Н	ПС	4	8	185	—	7,4	194	82	1876	15
	$БВ_4$	Н	ПС	5	8	170	—	8,5	—	—	1950	17
	$БВ_6$ (Ц)	Н	ПС	10	8	75	—	5,3	203	84	2017	17
	$БВ_6$ (С)	Н	ПС	10	8	199	—	—	207	87	2050	25
	$БВ_7$	Н	ПС	5	8	130	—	9,1	—	—	2050	10
	$БВ_8$ (С)	Н	ПС	20	8	190	—	18,0	220	90	2125	22
	$БВ_8$ (Ю)	Н	ПС	25	8	250	—	18,0	222	90	2131	46
	$Ю_1$	Н	ПМ	22	8	56	—	4,5	—	—	2402	15
175. Мегионское, 1961	$АВ_1$	Н	ПЛ	20	8	288	—	—	173	70	1693	20
	$АВ_2$ (В)	Н	ПЛ	3	ИП (15)	0,2	—	—	—	—	1693	10
	$АВ_2$ (Ю)	Н	ПЛ	2	8	80	—	—	—	—	1693	15
	$БВ_8$ (С)	Н	ПМ	35	8	166	—	—	218	89	2109	10
	$БВ_8$ (Ю)	Н	ПС	35	8	250	—	19,0	216	89	2121	65
	$Ю_1$	Н	ПМЛ	40	20	47	—	1,3	240	98	2435	80
176. Аганское, 1965	$АВ_1$	Н	ПЛ	20	(930)	33,2	—	—	—	—	1693	—
	$Б_6$	Н	ПЛ	3	8	90	—	3,1	172	70	2055	35
	$БВ_8$	Н	ПС	90	8	201	—	22,0	221	79	2178	80
	$БВ_9$	Н	ПС	4	8	210	—	—	—	—	2178	50
	$БВ_{19}$	Н	ПЛ	70	(700)	2	—	—	—	—	2336	55
	$БВ_{22}$	Н	ПЛ	5	121	10,2	—	—	246	73	2345	10

Продолжение табл. 58

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
177. Мыхпайское, 1969	$Ю_1$	Н	ПМЛ	25	121	3,5	—	—	—	—	—	—
	$АВ_1$	Н	ПС	20	8	76	—	—	—	—	1683	33
	$АВ_2$	Н	ПС	5	8	134,4	—	—	—	—	1683	28
	$БВ_8$ (З)	Н	ПС	35	8	127	—	—	—	—	2110	20
	$БВ_8$ (В)	Н	ПС	30	8	182	—	6,5	210	83,5	2110	60
	$БВ_{10}$ (В)	Н	ПС	40	(897)	23	—	—	—	7,1	2200	60
178. Самотлорское, 1965	$ПК_1$	Г	М	700	121	—	—	200	—	—	—	16
	$АВ_1$	НГ	ПС	20	8	66	—	500	170		1610 1693	143
	$АВ_{2-3}$	Н	ПС	2	8	137	—	22	180	62	1693	108
	$АВ_{4-5}$	Н	ПС	20	8	163	—	26	182	62	1693	63
	$АВ_6$	Н	ПМ	5	8	58	—	—	182	62	1750	10
	$БВ_8$	Н	ПС	5	8	200	—	20	218	72	2076	115
	$БВ_{10}$	Н	ПС	15	8	47	—	1,9	215	75	2200	85
	$БВ_{10}$	Н	ПС	20	8	160	—	22	220	75	2157	100
	$БВ_{11}$	Н	ПС	5	—	—	—	—	—	—	2167	100
179. Большечерногорское, 1969	$АВ_1$	Н	ПС	26	8	82	—	—	173	56	1685	70
	$АВ_2$	Н	ПС	10	8	62,1	—	—	169	53	1685	20
	$БВ_8$	Н	ПЛ	8	8	131,8	—	—	216	80	2108	25
	$БВ_{10}$ (З)	Н	ПС	25	(618)	6,7	—	—	226	70	2200	10
	$БВ_{10}$ (В)	Н	ПС	30	6	16,5	—	—	223	75	2230	35
	$Ю_1$	Н	МЛ	13	8	82,3	—	3,6	245	87	2435	35
180. Малочерногорское, 1969	$Ю_1$	Н	ПМЛ	40	8	63	—	—	245	88	—	—
	$БВ_9$	Н	ПС	—	60	20	—	—	—	—	—	—
181. Сороминское, 1971	$Ю_1$	Н	ПМ	30	6	26	—	—	251	80	2505	20
182. Ермаковское, 1962	$АВ_2$	Н	ПЛ	65	63,5	2,8	—	—	—	—	1670	10
183. Стрежевое, 1968	$Ю_1$ (З)	Н	ПМ	40	8	83,5	—	5,6	254	21	2518	38
	$Ю_1$ (В)	Н	ПМ	40	8	70,1	—	4,9	256	26	2518	14
184. Вартовско-Соснинское, 1962	$АВ_1$	Н	ПС	14	8	160	—	10	172	57	1652	45
	$АВ_{2-3}$	Н	ПС	16	8	103	—	—	—	—	1671	19
	$АВ_4$	Н	ПЛ	9	8	23	—	0,2	183	—	1715	10
	$БВ_1$	Н	ПС	10	8	141	—	14,1	195	—	1870	10
	$БВ_2$	Н	ПМ	5	32	26	—	—	—	59	1903	10

	$БВ_{4-5}$	Н	ПЛ	6	8	111	—	7,2	203	—	1977	30
	$БВ_{7}$	Н	ПЛ	2	8	25	—	2,7	—	—	2000	15
	$БВ_{8}$	Н	ПС	6	8	125	—	11,3	209	74	2030	20
	$БВ_{10}$ (В)	Н	ПС	30	8	200	—	15,0	219	74	2115	45
	$БВ_{10}$ (Ю)	Н	ПМ	25	—	—	—	—	—	—	2140	7
	$БВ_{10}$ (З)	Н	ПС	45	8	102	—	4,1	218	82	2140	25
	$Ю_{1}$	Н	ПМ	35	8	72	—	10,8	254	—	2410	10
	$Ю_{2}$	Н	МЛ	30	(1300)	6,4	—	—	—	—	2486	7
	$Ю_{ф}$	Н	ПЛС	10	8	90,4	—	3,6	278	90	2675	30
185. Малореченское, 1965	$Ю_{1}$	Н	ПС	30	8	146	—	10	245	90	2427	40
186. Аленкинское, 1964	$БВ_{10}$	Н	ПМ	10	8	20	—	—	—	—	2073	8
187. Матюшкинское, 1969	$Ю_{1}$	Н	ПМЛ	80	121	13,4	—	0,77	—	—	—	—
188. Северо-Ледовое, 1972	$Ю_{1}$	Н	ПМЛ	80	121	3,0	—	—	—	—	2543	25
189. Южно-Ледовое, 1972	$Ю_{2}$	Н	ПМЛ	80	121	10,0	—	—	—	—	—	—
190. Тюменское, 1971	$ПК_{16}$	Г	ПМ	17	10	—	—	62,7	167	57	—	—
	$ПК_{19}$	Н	ПМ	13	121	17	—	—	176	65	—	—
	$АВ_{1}$	Г	ПЛ	10	18	—	1,0	420	182	57	—	—
	$АВ_{2}$	Г	ПЛ	2	8	—	7,0	152	184	61	—	—
	$АВ_{3}$	Г	ПЛ	6	8	—	0,9	150	189	61	—	—
	$АВ_{5}$	Н	ПЛ	7	8	12,3	—	—	198	65	—	—
	$АВ_{6}$	Н	ПЛ	4	8	111,7	—	6,25	201	65	—	—
	$АВ_{8}$	Н	ПЛ	12	8	9,4	—	2,9	209	70	2063	—
	$БВ_{1}$	Н	ПЛ	3	(153)	5,7	—	—	220	71	2090	—
	$БВ_{3}$	Н	ПЛ	4	8	63,7	—	1,0	223	73	2127	—
	$БВ_{4}$	Н	ПЛ	10	8	121	—	12,3	224	74	—	—
	$БВ_{6}$	Н	ПЛ	10	8	102	—	7,2	229	78	—	—
	$БВ_{5}$	Н	ПЛ	5	6	13,3	—	0,35	226	76	—	—
	$Ю_{1}$	Н	ПМЛ	40	8	158	—	6,3	268	83	—	—
191. Гунъеганское, 1973	$БВ_{8}$	Н	ПС	13	8	72,8	—	0,46	233	75	2270	20
192. Югорское, 1973	$БВ_{8}$	Н	ПС	10	(960)	2,1	—	—	—	69	—	—
193. Ваньеганское, 1974	$ПК_{1}$	Г	М									
	$Ю_{1}$	Н	ПС	30	8	165	—	—	267	78	2540	—
194. Варьеганское, 1970	$ПК_{1}$	Г	М	500	28,6	—	—	629	83	—	737	32
	$АВ_{6}$	Г	ПЛ	—	10	—	—	159	179	61	1719	—
	$АВ_{8}$	Г	ПЛ	—	14	—	—	126	182	61	1762	—
	$БВ_{3}$	ГК	ПЛ	20	16	—	71,2	415	202	62	—	—
	$БВ_{4}$	Н	ПЛ	15	6	23	—	—	7	66	1930	—
	$БВ_{5}$	НГ	ПЛ	6	12	162	—	303	199	68,0	—	—
	$БВ_{6}$	НГ	ПС	30	12	106	—	465	210	75	2021	—
	$БВ_{7}$	НГ	ПС	10	12	76,2	—	350	205	71	—	—
	$БВ_{8}$	НГ	ПС	40	14	131	—	560	210	73	—	—
	$БВ_{9}$	Н	ПС	15	8	152	—	37,6	210	72	—	—
	$БВ_{10}$	Н	ПС	55	10	149	—	72,5	220	80	—	—
	$БВ_{19}$	НГ	ПЛ	150	8	160	—	342,5	249	86	—	—

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты: нефть, м³/сут	Дебиты: конденсат, м³/сут	Дебиты: газ, тыс. м³/сут	Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
	$Ю_1$	ГК	ПС	30	8	—	2	98	—	83	2420	100
	$Ю_1$	ГК	ПМ	10	10	—	85,0	153	—	83	2420	90
195. Северо-Варьеганское, 1971	$БВ_8$	Н	ПС	50	10	202	—	1,1	240	77	2307	25
	$Ю_1^0$	Н	ПС	60	8	130	—	18,4	280	89	2745	145
	$Ю_1$	Н	ПСЛ	15	8	31,6	—	6,9	280	90	2745	130
196. Большекотухтинское, 1972	$Ю_1$	Н	МПА	45	(1770)	5,2	—	—	—	—	—	—
196а. Нонг-Еганское, 1974	$БВ_{5-6}$	Н	ПС	20								
	$БВ_9$	Н	ПЛ	50	(500)	1,2	—	—	—	—	—	—
VII. Надым-Пурская нефтегазоносная область												
19. Пурпейский район												
197. Вэнгапурское, 1968	$ПК_1$	Г	М	900	АС	—	—	7300	104	29	945	90
	$БВ_8$	Н	ПЛ	25	10	104,8	—	7,94	225,5	71	—	—
	$БВ_{10}$	Н	ПЛ	10	8,3	53,9	—	8,97	185	78	2550	120
	$Ю_1$	ГКН	ПЛ	100	6	117	—	86,0	—	—	2810	—
198. Ярайнерское, 1972	$БВ_{16}$	Н	ПЛ	100	8,3	21	—	8,4	263	74	2650	60
	$Ю_1$	НГК	ПЛ	80	8,4	25	—	11,0	402	85	2875	125
199. Вэнгаяхинское, 1968	$ПК_1$	Г	М	650	АС	—	—	1400	81	22	432	15
200. Айваседопурское, 1967	$ПК_1$	Г	М	720	АС	—	—	1430	95	30	900	30
201. Етыпурское, 1971	$ПК_1$	Г	М	450	АС	—	—	6088	84	30	770	80
	$БП_{16}$	Н	ПЛ	60	1396	ПЛ	—	—	—	91	—	—
202. Губкинское, 1965	$ПК_1$	Г	М	540	АС	—	—	5000	78	22	728	110
	$БУ_{14}$	Н	ПЛ	70	121	3,0	—	—	226	77	—	—
	$Ю_1$	Н	ПЛ	50	16	233	—	62,0	376	—	—	—
203. Восточно-Таркосалинское, 1970	$ПК_1$	Г	М	720	АС	—	—	2930	130	44	1232	35
204. Западно-Таркосалинское, 1972	$ПК_1$	Г	М	650	АС	—	—	3024	112	31	1063	86
	$БП_8$	Н	ПЛ	25	14,07	ПЛ	—	3,5	240	84	—	—
	$Ю_0$	ГК	МЛ	—	121	ПЛ	—	200	—	—	—	—
205. Комсомольское, 1966	$ПК_1$	Г	М	750	АС	—	—	6700	99	30	921	70
206. Северо-Комсомольское, 1969	$ПК_1$	ГН	М	800	АС (16)	24	—	2500	109	30	1026 1032	50

207. Ямсовейское, 1970	$ПК_1$	Г	М	650	АС	—	—	1500	—	—	—	—
208. Юбилейное, 1969	$ПК_1$	Г	М	550	АС	—	—	5200	113	32	1086	136
	АУ	ГК	ПС		14	—	н/з	389				
		ГК	ПС		14	—	н/з	184				
	$АУ_{11}$	ГК	ПС	7	АС (6)	—	154	1268	224	70	2175	90
208а. Ноябрьское	$БУ_{7-8}$	Н	ПЛ	16	12	40	—	—	—	—	2561	115
	$БВ_6$	Н	ПС	—	—	—						
	$Ю_1$	Н	ПС	—	—	—						
20. Надымский район												
209. Надымское, 1972	$БН_7$	ГК	ПС	90	6	—	21,6	21,1	286	24	2815	165
	$БН_{10}$	ГК	ПЛ	70	6	—	21,6	26,9	313	93	3080	100
210. Медвежье, 1966	$ПК_1$	Г	М	580	АС	—	—	11 000	118	32	1146	126
	$БМ_{11}$	ГК	ПЛ	70	6,5	—	2,9	70	303	86	2900	110
	$БМ_{14}$	ГК	ПЛ	—	21	—	36,0	180	—	—	—	—
21. Уренгойский район												
211. Уренгойское, 1966	$ПК_1$	Г	М	630	АС	—	—	7900	122	33	1193	213
	$ПК_{21}$	ГК	ПС		11,8	—	16	253,6	190	48	1754	37
	$АУ_9$	ГК	ПС		19,0	—	30	223,0	200	50	2051	33
	$БУ_1$ (С)	ГК	ПС	6	10,5	—	35	210	231	62	2293	44
	$БУ_5$ (С)	ГК	ПС	12	8		28,0	106,0	241		2422	38
	$БУ_8^9$	ГКН	ПЛ	16	16	1,7	20,5	145	274	76	2648 / 2710	160
	$БУ_8$	ГКН	ПС	4	АС	—	—	386	249	75	2680 / 2695	110
	$БУ_9$ (С)	ГКН	ПС	8	15	пл	120	400	270	—	2677 / 2687	60
	$БУ_9$ (Ю)	ГК	ПС	12	АС	—	180	1267	278	76	2687	35
	$БУ_{10}$	ГК	ПС	28	АС	—	277	1225	289	78	2780	100
	$БУ_{11}$ (С)	ГКН	ПС	5	10	6,0	27,1	161,3	287	79	2770 / 2790	60
	$БУ_{11}$ (Ю)	НГК	ПС	8	12,8	31,0	—	237	280	79	2800	35
	$БУ_{12}$ (С)	ГКН	ПС	33	10	0,003	35,0	182	296	81	2845 / 2855	40
	$БУ_{12}$ (Ю)	ГКН	ПЛ	70	12,5	—	153	353	295	79	2870	45
	$БУ_{14}$ (С)	ГКН	ПЛ	70	12,7	—	6,6	93	353	80	3080 / 3090	145

Продолжение табл. 58

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
	$БУ_{14}$ (Ю)	ГК	ПС	60	22	—	100,0	627	314	84	2990	70
	$БУ_{15}$ (Ю)	ГК	ПС	10	22	—	100	627	314	84	2990	60
212. Самбургское, 1974	$БУ_{6}$	Н	ПС	—	—	8,0	—	—	—	—	—	—
	$БУ_{8}$	Н	ПЛ	32	(1570)	9,5	—	—	—	78	3225	40
213. Северо-Уренгойское, 1970	$ПК_{1}$	Г	М	600	АС	—	—	3857	122	32	1200	100
214. Песцовое, 1974	$ПК_{1}$	Г	М	630	АС	—	—	1000	125	34	1198	88
	$БУ_{11}$	ГК	ПС	18	6	—	50	62	303	23	2958	—
VIII. Гыданская нефтегазоносная область												
22. Ямбургский район												
215. Ямбургское, 1969	$ПК_{1}$	Г	М	600	22	—	—	588	120	28	1160	190
	$БУ_{6}$	ГК	ПС	20	АС	—	143	5300	264	70	2600	112
	$БУ_{7}$	ГК	ПС	40	АС	—	51	281	267	73	2640	97
	$БУ_{12}$	ГК	ПС	30	АС	—	139	5900	322	99	3010	100
216. Юрхаровское, 1970	$ПК_{1}$	Г	М	600	АС	—	—	1500	115	24	1123	80
	АУ	ГК	ПС	21	АС	—	49	746	184	42	—	40
	$АУ_{7}$	ГК	ПС	12	АС	—	106	1436	212	52	2040	60
	$БУ_{1-4}$	ГК	ПС	63	АС	—	171	2109	256	57	2414	100
	$БУ_{5}$	ГК	ПС	22	АС	—	незам.	468	258	59	—	—
	$БУ_{6}$	ГК	ПС	15	АС	—	незам.	361	268	61	2607	40
	$БУ_{10}$	ГК	ПС	34	АС	—	5	290	283	65	—	65
	$БУ_{12}$	ГК	ПС	6	АС	—	324	2427	297	72	—	60
217. Находкинское, 1971	$ПК_{1}$	Г	М	400	АС	—	—	757	103	20	1045	75
23. Среднемессояхский район												
218. Семаковское, 1971	$ПК_{1}$	Г	М	400	АС	—	—	1400	89	20	906	55

24. Тамбейский район

219. Южно-Тамбейское, 1973	$ПК_1$	Г	М	300	—	—	—	—	94	18	945	50
	$ТП_{23-25}$	Н	ПС	7	7,6	ил	—	3	281	74	—	—

IX. Южно-Ямальская нефтегазоносная область

25. Нурминский район

220. Новопортовское, 1964		Г	ПС	20	121	—	—	23,8	87	24	870	30
											943	
	$ТП_1$	НГ	М	4	121	12,2	—	188	—	—	953	23
	$НП_1$	ГКН	ПЛ	120	121	—	25	1100	182	—	1800	95
	$НП_{2-3}$	ГКН	ПС	20	—	—	—	120	—	—	1919	170
	$НП_4$	ГКН	ПС	18	—	—	—	215	189	60	1850	100
	$НП_{5-6}$	ГКН	ПЛ	15	—	6,1	—	900	190	63	1860	50
	$НП_7$	ГКН	ПЛ	5	—	—	—	400	—	—	1920	—
	$НП_8$	ГКН	ПЛ	6	12	32,4	—	400	—	—	1940	—
	$НП_{9-10}$	ГКН	ПЛ	30	12	2,5	—	400	—	—	1960	—
	$Ю_2$	ГКН	МЛ	30	—	—	58	190	—	—	2000	70
	$Ю_{6-7}$	ГК	МЛ	16	—	—	—	205	—	—	2140	100
221. Нурминское, 1970	$ПК_1$	Г	М	500	АС	—	—	1800	81	21	780	15
	$ТП_1$	Г	ПС	7	АС	—	—	2132	151	43	1450	45
	$ТП_2$	Г	ПС	5	АС	—	—	797	148	41	1450	15
	$ТП_{11}$	ГК	ПМ	—	АС	—	—	769	183	56	1780	15
	$ТП_{13-14}$	ГК	ПС	8	АС	—	210	2398	192	60	1890	30
	$ТП_{16}$	ГКН	ПЛ	25	АС	пл	—	720	196	63	1963	20
	$ТП_{22}$	ГКН	ПМ	8	АС	1,5	—	613	220	69	2163	20
		Н	ПЛ	25	(1266)	2,5	—	—	229	72	2250	30
222. Среднеямальское, 1971	$ПК_1$	Г	М	500	АС	—	—	655	84	21	813	20
	$ТП_{23}$	ГКН	ПС	10	9,5	пл	—	121	232	76	2250	25
223. Арктическое, 1968	$ПК_1$	Г	М	420	АС	—	—	3968	75	19	—	52
	$ТП_{10}$	ГК	ПС	5	АС	—	—	2640	169	57	—	—
	$ТП_{13-14}$	ГКН	ПС	30	АС	1,2	130	2525	181	67	1945	140
	$ТП_{16-17}$	ГК	ПС	60	121	—	—	32	187	76	1930	50
	$ТП_{18}$	ГК	ПС	15	АС	—	34	1110	—	76	1965	20
	$ТП_{24}$	ГК	ПС	10	35	—	—	24	213	81	2130	10
	$НП_0$	ГКН	ПС	80	(1626)		7,5	55	257	82	—	—
224. Нейтинское, 1974	$ПК_1$	Г	М	400	—	—	—	—	—	—	—	—
225. Бованенковское, 1971	**$ПК_1$**	Г	М	300	АС	—	—	650	69	14	674	80
	$ТП_{1-3}$	Г	ПС	150	18	—	—	414	147	36	1525	300
	$ТП_{5-6}$	Г	ПС	10	18	—	—	455	150	42	1525	150
	$ТП_8$	Г	ПС	20	—	—	—	—	—	—	1525	60
226. Харасовэйское, 1974	$ПК_1$	Г	М	300							796	100
	$ТП_{1-4}$	Г	М	60	АС	—	—	3728	155	48	1531	170

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты: нефть, м³/сут	Дебиты: конденсат, м³/сут	Дебиты: газ, тыс. м³/сут	Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
	$ТП_{5-6}$	Г	ПС	37	АС	—	—	1722	163	52	1610	60
	апт-готер.	ГК	—	—	—	—	—	—	—	—	—	350
227. Малоямальское, 1974	$ПК_1$	Г	М	210	—	—	—	—	—	—	—	—

X. Пур-Тазовская нефтегазоносная область

26. Тазовский район

228. Тазовское, 1962	$ПК_1$	ГН	М	330	АС	15	—	2100	121	27	1147 1170	100
	$Ю_2$	ГК	МЛ	20	25	—	3,15	16,5	—	—	—	—
229. Заполярное, 1965	$Н_{1-2}$	Г	ПЛ	—	—	—	—	60	127	16	1143	130
	$ПК_1$	Г	М	40	АС	—	—	690	135	37	1316	228
	$АТ_3$	ГК	ПС	13	10,8	—	18,6	62	244	61	2515	70
	$БТ_{3-4}$	ГКН	ПС	10	15,8	5,7	18,5	412	271	68	2765 2795	145
	$БТ_5$	ГКН	ПС	7	15,8	пл	177	494	273	68	2815 2830	130
	$БТ_{6-7}$	ГКН	ПС	4	18,0	22,4	—	59,2	277	68	2775 2790	60
	$БТ_{8-9}$	ГКН	ПС	50	18,0	—	234	728	294	84	3015	170
	$БТ_{10\,(8)}$	ГКН	ПЛ	40	18,0	—	186	542	296	84	3100	160
230. Русское, 1968	$ПК_{1-2}$ (ССЗ)	НГ	МТ	40	АС	5,7	—	493	86	—	880 912	62
	$ПК_{1-6}$ (СЗ)	НГ	МТ	40	АС	—	—	205	105	23	920 935	135
	$ПК_{1-2}$ (З)	Н	МТ	40	(193)	43,9	—	—	—	21	911	50
	$ПК_{1-4}$ (ЮЗ)	НГ	МТ	40	АС (160)	8,1	—	408	—	19	845 855	85

	$ПК_{1-13}$ (В)	НГ	МТ	40	АС—8	82	—	3881	86	20	780/855	245
	$ПК_{1-4}$ (Ю)	НГ	МТ	40	АС	3,6	—	325	86	20	800/810	60
231. Южно-Русское, 1969	$ПК_1$	Г	ПС	—	АС	—	—	210	98	17	850	65
		Г	М	40	АС	—	—	4137	97	27	915	100

27. Сидоровский район

232. Сузунское, 1972	$СХ_6$	ГК	ПС	12	АС	—	—	1000	—	—	—	—
	$СХ_8$	ГК	ПС	15	АС	—	—	1000	—	—	—	—

XI. Усть-Енисейская нефтегазоносная область

28. Танамский район

233. Мессояхское, 1967	$ПК_1$	Г	МЛ	100	АС	—	—	1000	78	12	805	67
234. Южно-Соленинское, 1969	$СХ_8$	ГК	ПЛ	13	АС	—	—	2126	229	48	2280	30
	$СХ_9$	ГК	ПС	25	АС	—	—	1775	—	—	2330	25
	$СХ_{10}$	ГК	ПС	10	АС	—	—	208	—	—	2380	25
	$СХ_{11}$	ГК	ПС	5	АС	—	—	2194	243	50	2410	20
235. Соленинское, 1970	$ЯК_2$	Г	ПЛ	5	АС	—	—	717	—	—	—	—
	$СХ_2$	ГК	ПС	15	АС	—	—	283	—	—	—	—
	$СХ_3$	ГК	ПС	15	АС	—	—	364	—	—	—	—
	$СХ_8$	ГК	ПЛ	10	АС	—	—	175	—	—	—	—
	$СХ_9$	ГК	ПС	20	АС	—	—	907	—	—	2290	35
236. Пеляткинское, 1969	$СХ_3$	ГК	ПЛ	15	АС	—	—	364	239	—	2335	25
	$СХ_4^1$	ГК	ПС	10	АС	—	—	755	242	49	2400	50
	$СХ_4^2$	ГК	ПС	10	АС	—	—	430	245	51	2400	40
	$СХ_5^2$	ГК	ПЛ	5	АС	—	—	—	—	—	2425	10
	$СХ_6^1$	ГК	ПС	11	АС	—	—	739	248	53	2470	50
	$СХ_6$	ГК	ПС	4	АС	—	—	—	—	—	2470	45

Месторождение, год его открытия	Индекс продуктивного пласта	Индекс фазового состояния залежи	Индекс типа ловушки	Мощность покрышки, м	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, м)	Дебиты			Пластовое давление, кгс/см²	Пластовая температура, °С	Абсолютные отметки ВНК, ГВК (ГНК)	Высота залежи, м
						нефть, м³/сут	конденсат, м³/сут	газ, тыс. м³/сут				
	$СХ_8$	ГК	ПС	15	АС	—	—	407	250	—	2580	45
	$СХ_9$	ГК	ПС	20	АС	—	—	—	—	—	2615	20
	$СХ_{10}$	ГК	ПС	25	АС	—	—	—	—	—	2640	25
237. Казанцевское, 1969	$СХ_8$	ГК	ПС	16	АС	—	—	103	215	—	2275	35
	$СХ_{10}$	ГК	ПС	9	АС	—	—	450	233	52	2385	10
238. Зимнее, 1966	$НХ_3$	Г	ПЛ	20	5,5	—	—	6,2	—	—	1670	20
	$НХ_5$	Г	ПМ	30	АС	—	—	500	167	—	1720	25
	$Ю_2$	ГК	М	30	АС	—	—	220	208	44	1833	50
	$Ю_{19}$	ГК	ПЛ	210	9	—	—	7,0	—	—	—	—
	$Ю_{20}$	ГК	ПС	30	9	—	—	7,0	—	—	—	—
239. Нижнехетское, 1966	$НХ_3$	Г	ПС	50	—	—	—	—	—	—	770	15
	Ю	Г	ПМ	80	9,5	—	—	82	94	20	890	100
29. Дорофеевский район												
240. Озерное, 1969	$СХ_3$	ГК	ПС	70	—	—	—	—	—	—	2220	50
	$СХ_6$	ГК	ПС	15	—	—	—	—	—	—	2325	70
	$СХ_8$	ГК	ПС	15	—	—	—	—	—	—	2395	65
241. Джангодское, 1966	СХ	ГК	ПЛ									

Примечание. Залежи: Г—газовые; ГН—газовые с нефтяной оторочкой; ГК—газоконденсатные; ГКН—газоконденсатные с нефтяной оторочкой; Н—нефтяные; НГ—нефтяные с газовой шапкой; НГК—нефтяные с газоконденсатной шапкой; Э—эмульсионные. Типы ловушек: ПС—пластовые сводовые; ПСЛ—пластовые сводовые с литологическими экранами; ПЛС—пластовые литолого-стратиграфические; ПЛ—пластово-литологические; ПМ—пластово-массивные; ПМЛ—пластово-массивные с литологическими экранами; МЛ—массивно-литологические; Л—литологические; МТ—массивно-тектонические.

калиевым метасоматозом, в результате которого в гнейсах появились крупные порфиробластовые образования розового калиевого полевого шпата. Абсолютный возраст гнейсов, определенный Б. С. Погореловым методом сравнительной дисперсии двупреломления минералов по плагиоклазам, равен 1000—1250 млн. лет, что соответствует верхнему протерозою.

В лаборатории СО АН СССР Э. К. Герлингом возраст инъецированных в гнейсы гранитов установлен в 205 млн. лет, что соответствует триасу. Гнейсы рассечены дайками диабазов, возраст которых на смежной Деминской площади — 296 млн. лет (верхи каменноугольной системы).

По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 40 м, которая в своде структуры размыта. На породах фундамента и коры выветривания залегают отложения тюменской свиты (на далеких крыльях), вогулкинской толщи (на склонах) и глинистые породы алясовской свиты (в своде). Выше вскрыты отложения мела и частично палеогена. Неогеновые и бóльшая часть палеогеновых отложений отсутствуют, и на породах низов талицкой свиты (палеоцен) залегают четвертичные ледниковые осадки мощностью до 150 м. Общая мощность осадочного чехла Березовского месторождения — 1270—1350 м.

На месторождении выявлена одна залежь газа в пласте $П_{1-3}$ на глубине 1266—1321 м.

Залежь пласта $П_{1-3}$ (верхняя юра) приурочена к вогулкинской толще, которая развита на склонах поднятия и отсутствует в своде, образуя пластовую кольцевую ловушку стратиграфически экранированного типа. Толща представлена мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями спонголитов. В песчаниках отмечается глауконит, много обломков пелеципод, аммонитов и белемнитов. Открытая пористость песчаников — 30—32%, проницаемость — 1400—2000 мД.

Дебиты газа из пород вогулкинской толщи равны 2500—2600 тыс. м³/сут, пластовое давление 125—129 кгс/см², пластовая температура 52—54° С. Газоводяной контакт находится на абсолютной отметке —1275 м. Высота залежи — 33 м. Коэффициент заполнения собственно Березовской ловушки равен 1,0. Однако Березовское и смежное с ним Деминское локальные поднятия по кровле вогулкинской толщи окаймляются изогипсой —1300 м, образуя единую замкнутую ловушку площадью 146 км². Если исходить из объема пор в пределах всей Березово-Деминской ловушки, то коэффициент заполнения ее с учетом запасов газа на Деминском месторождении равен всего 0,1.

Газ метановый (93—95%), с содержанием суммы гомологов метана 1,0—1,2%, азота 3—5%, углекислого газа 0,3—1,0%. В газе содержится небольшое количество конденсата с нафтеновым основанием плотностью 0,84 г/см³, начало кипения его 203° С.

Деминское газовое месторождение. Расположено в долине р. Северная Сосьва, в 7 км северо-восточнее Березовского месторождения. Оно приурочено к Деминскому локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1955 г. в западной части Алясовского вала Березовской моноклинали. Простирание его северо-западное, размер 4,5 × 8,0 км. Амплитуда по кровле вогулкинской толщи 70 м, вверх по разрезу она уменьшается, и по кровле ганькинской свиты (кампан — маастрихт — дат) поднятие преобразуется в структурный нос, раскрывающийся в северном направлении. Амплитуда по юго-восточному склону структурного носа составляет 10 м.

Поисковое бурение на Деминском поднятии начато в 1955 г. Месторождение открыто в 1955 г. первой поисковой скв. 7.

Фундамент вскрыт всеми скважинами и представлен биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Абсолютный возраст гранитов, определенный Б. С. Погореловым методом сравнительной дисперсии двупреломления минералов по плагиоклазам, равен 248—270 млн. лет, что соответствует пермскому периоду. По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 23 м, размытая в своде структуры. На породах фундамента и коры выветривания залегают отложения верхов тюменской свиты (на далеких крыльях), вогулкинской толщи (на склонах) и глинистой алясовской свиты (в своде). Выше вскрыты отложения мела и частично палеогена. Неогеновые и бо́льшая часть палеогеновых отложений отсутствуют, а на породах талицкой свиты (палеоцен) залегают четвертичные осадки мощностью 140—170 м. Общая мощность осадочного чехла Деминского месторождения — 1220—1360 м.

На месторождении выявлены две залежи газа в пластах $П_{1-3}$ и $Н_1$ на глубинах от 1083—1146 до 1219—1290 м.

Залежь пласта $П_{1-3}$ (верхняя юра) распространена в вогулкинской толще на глубине 1219—1342 м. Литологически толща представлена кварц-полевошпатовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями спонголитов, с включением глауконита и обломками пелеципод, аммонитов и белемнитов.

Открытая пористость песчаников — 26—28%, проницаемость — до 5000 мД. Мощность пласта — 0—37 м. Дебиты газа равны 127—3200 м³/сут, пластовое давление — 125 кгс/см², температура — 48—53° С.

Газ метановый (94—96%) с содержанием суммы гомологов метана 1,4—1,7%, азота 4—5%, углекислого газа 0,3—1,1%. В газе содержится небольшое количество конденсата с нафтеновым основанием, плотность его 0,84 г/см³ и начало кипения 218° С.

Залежь пласта $Н_1$ (баррем) вскрыта на глубине 1083—1092 м. Пласт представлен мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Мощность его — 26—42 м. Открытая пористость песчаников — 20—26%, проницаемость — до 94 мД. Дебиты газа достигают 40 тыс. м³/сут. Коэффициент заполнения ловушки газом составляет всего 3%.

Газ метановый (94,8%) с содержанием гомологов метана 1,4%, азота 3,6%, углекислого газа 0,2%. Контур залежи значительно меньше юрской. Залежь водоплавающая, массивно-пластовая, с коллекторами порового типа.

Пунгинское газовое месторождение. Расположено в 12 км к югу от слияния рек Малая Сосьва и Пунга. Оно приурочено к Пунгинскому локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1960 г. на склоне Березовской моноклинали. Форма его изометричная, слегка вытянутая в северо-восточном направлении, размер 10 × 12 км. Амплитуда по отражающему горизонту «А», приуроченному к поверхности фундамента, равна 325 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям ганькинской свиты (кампан — маастрихт — дат) составляет 10 м. Сохраняется замкнутая структура только в наиболее приподнятой части Пунгинского поднятия, при этом свод смещается в северо-западном направлении.

Поисковое бурение в пределах Пунгинского поднятия начато в 1960 г. Месторождение открыто в 1961 г. второй поисковой скв. 214.

Фундамент вскрыт всеми скважинами и представлен роговообманковыми ортоклаз-микропертитовыми гранитами. На западном склоне структуры вскрыты уралитизированные габбро. Абсолютный возраст гранитов, определенный Б. С. Погореловым методом сравнительной дисперсии двупреломления минералов по плагиоклазам, равен 422—439 млн. лет, что соответствует силуру.

Абсолютный возраст габбро определен в 433 млн. лет (силур). По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 29 м. В своде структуры она размыта. На фундаменте и коре выветривания залегают отложения верхов тюменской свиты, вогулкинской толщи, абалакской и тутлеймской свит. Выше вскрыты отложения мела и частично палеогена. Неогеновые и бóльшая часть палеогеновых отложений отсутствуют, и на породах талицкой свиты (палеоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 250 м. Общая мощность осадочного чехла Пунгинского месторождения равна 1580—1990 м.

В пределах месторождения выявлена одна залежь газа в пласте $П_{1-3}$ — Пф — $Ю_2$.

Залежь пласта $П_{1-3}$ — Пф — $Ю_2$ (верхняя юра) приурочена к отложениям тюменской свиты, вогулкинской толщи, коре выветривания и трещиноватым породам фундамента, которые образуют единый гидродинамически связанный резервуар.

Для тюменской свиты характерно переслаивание гравелитов и песчаников с алевролитами и глинами. К своду структуры она выклинивается.

Вогулкинская толща разделяется на три пачки. Нижняя (келловей) сложена песчаниками, гравелитами и конгломератами аркозового состава с глинистым и известково-глинистым цементом. К своду она выклинивается, и на далеких крыльях замещается глинисто-алевролитовыми породами низов абалакской свиты. Мощность нижней пачки — до 7 м. Средняя пачка сформирована буровато-серыми песчаниками и глинами. Мощность ее — до 10 м. К своду структуры она выклинивается. Верхняя пачка сложена органогенно-обломочными известняками с прослоями спонголитов, аркозовых песчаников и гравелитов. Мощность ее — до 100 м. К своду структуры отложения верхней пачки выклиниваются. Открытая пористость песчаников, гравелитов и органогенно-обломочных известняков равна 23—32%, проницаемость — 500—6700 мД, в отдельных образцах — до 33 800 мД.

Дебиты газа из трещиноватых пород фундамента и коры выветривания равны 205—1064 тыс. м³/сут, из отложений вогулкинской толщи — до 3,9 млн. м³/сут, пластовое давление равно 184 кгс/см², температура — 61—64° С. Газоводяной контакт определен на абсолютной отметке — 1784 м. Высота залежи — 224 м. Коэффициент заполнения ловушки газом равен 0,9.

Газ метановый (88—98%) с содержанием суммы гомологов метана до 3,35%, азота до 4,10%, углекислого газа до 1,5%. В газе содержится в среднем 12,4 см³/м³ конденсата плотностью 0,75 г/см³ с температурой начала кипения 61° С. Конденсат имеет метановое основание.

В Шаимском нефтегазоносном районе имеются как структурные, так и внеструктурные месторождения. Большинство из последних простые, но часто встречаются и сложного строения.

Месторождения в основном однозалежные, но имеются и многозалежные. Количество залежей увеличивается не по вертикальному разрезу, а за счет изолированных друг от друга участков одного и того же продуктивного пласта (рис. 84).

Нефтяные месторождения однобазисные. Залежи нефти приурочены к юрским отложениям тюменской свиты и вогулкинской толщи. Залежи пластовые, стратиграфически экранированные, реже — массивные; высокодебитные, среднедебитные и малодебитные, с коллекторами порового типа.

Типовыми месторождениями Шаимского района являются Трехозерное, Даниловское и Яхлинское.



Рис. 84. Обзорная карта Шаимского нефтегазоносного района

1 — контуры замкнутых локальных поднятий; *2* — зоны отсутствия отложений вогулкинской толщи и тюменской свиты; *3* — линия выклинивания отложений тюменской свиты; *4* — ВНК; *5* — залежи нефти; *6* — залежи газа; *7* — оси впадин региональные, зональные и локальные

Трехозерное нефтяное месторождение. Расположено в устье р. Мулымья. Оно расположено в юго-западной части юго-восточного склона Шаимского мегавала в районе Трехозерного и Мулымьинского локальных поднятий. Эти поднятия выявлены сейсморазведочными работами МОВ в 1959 г. в юго-западной части Шаимского мегавала. Трехозерное локальное поднятие имеет дугообразную форму, выпуклую в северо-западном направлении. Амплитуда по поверхности фундамента — 50 м. Вверх по разрезу форма поднятия сохраняется, но амплитуда по кровле ганькинской свиты (кампан — маастрихт — дат) уменьшается до 10 м.

Мулымьинское поднятие по поверхности фундамента окаймляется изолинией —1400 м и имеет субмеридиональное простирание, амплитуда его 60 м. Поднятие осложняется структурным носом северо-западного простирания. Параллельно структурному носу, к юго-западу от него, выделяется Маломулымьинское локальное поднятие северо-западного простирания размером 2 × 6 км и амплитудой 20 м. По отложениям ганькинской свиты Мулымьинское и Маломулымьинское локальные поднятия объединяются в одну изометричную структуру северо-западной ориентировки с амплитудой 10 м.

По поверхности фундамента изогипсой —1425 м Маломулымьинское, Мулымьинское и Трехозерное поднятия образуют единую замкнутую структуру северо-западного простирания с амплитудой 85 м.

Поисковое бурение в пределах рассматриваемых поднятий начато в 1959 г. Месторождение открыто в 1960 г. первой поисковой скв. 6.

Фундамент вскрыт всеми скважинами и представлен березитизированными, катаклазированными гранитами, кварц-хлорито-серицитовыми и кварц-хлорито-эпидотовыми сланцами, метаморфизованными песчаниками и кварц-хлоритовыми, глинистыми и глинисто-алевролитовыми сланцами и мраморизованными известняками. Все перечисленные комплексы пород рассечены дайками диабазов. Наиболее древними образованиями, вскрытыми скважинами в пределах Трехозерного месторождения, являются кварц-серицитовые сланцы. Абсолютный возраст их, определенный Б. С. Погореловым методом сравнительной дисперсии двупреломления, равен 478 млн. лет, что соответствует ордовику. Абсолютный возраст березитизированных гранитоидов — 296—320 млн. лет (каменноугольная система).

По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 50 м. В сводовой части локальных структур она размыта. На породах фундамента и коры выветривания залегают отложения тюменской свиты, вогулкинской толщи, а в наиболее приподнятых участках — глинистые отложения шаимской свиты. Выше вскрыты отложения мела и палеогена. Неогеновые отложения отсутствуют, и на породах атлымской свиты (нижний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 20—30 м. Общая мощность осадочного чехла Трехозерного месторождения — 1410—1541 м.

На месторождении выявлена одна залежь нефти в пласте $П_{1-3}$ — Пф — $Ю_2$ на глубине 1463—1503 м. Все отложения, содержащие нефть, образуют единый гидродинамически связанный комплекс пород.

Залежь пласта $П_{1-3}$ — Пф — $Ю_2$ (верхняя юра) приурочена главным образом к отложениям тюменской свиты и вогулкинской толщи. В центральной части залежи в виде залива северо-западного простирания на фундаменте залегают отложения тюменской свиты, которые перекрыты породами вогулкинской толщи, в составе которой выделяются все три ее пачки. Лишь в крайней северо-западной зоне распространения пород тюменской свиты вблизи зоны выклинивания проницаемых пород коры наблюдается размыв средней

и верхней пачек вогулкинской толщи. Здесь же, в районе скв. 31, размыты и отложения нижней пачки, и на породах тюменской свиты залегают глинистые волжские отложения.

Тюменская свита сложена алевролитами и песчаниками с тонкими пропластками бурых углей. В породах широко распространены вертикальные корневидные остатки и углистый детрит. Вниз по разрезу появляются прослои гравелитов. Открытая пористость песчаников тюменской свиты изменяется от 2 до 27% и в среднем составляет 11—15%, проницаемость — от 0,1 до 145 мД и в среднем 20—40 мД.

Вогулкинская толща расчленяется на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю. На большей части месторождения развиты все три пачки, и только вблизи зоны выклинивания постепенно и последовательно из разреза выпадают сначала нижняя, затем средняя и верхняя пачки. Только в районе скв. 32 и 71 отмечается обратная закономерность — нижняя пачка сохраняется, а верхние размыты. На далеких склонах проницаемые отложения вогулкинской толщи замещаются глинами шаимской свиты. Уже в скв. 12 верхняя и средняя пачки замещены глинистыми породами.

Нижняя пачка представлена мелкозернистыми, часто кварцевыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов. Мощность ее 0,6 м. Средняя пачка сложена разнозернистыми глинистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Мощность ее до 10 м. Верхнюю пачку слагают мелкозернистые песчаники и органогенно-обломочные известняки с прослоями спонголитов.

Открытая пористость песчаников и органогенно-обломочных известняков вогулкинской толщи колеблется от 3,5 до 30—35% и в среднем составляет 17—20%. Проницаемость изменяется от 0,1—0,2 до 700—1363 мД, в среднем 150—200 мД. Наихудшими коллекторскими свойствами обладают песчаники средней пачки.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 180—200 м³/сут, пластовое давление — 130—150 кгс/см², температура — 76—80° С. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —1470 м. Высота залежи — 40 м. Коэффициент заполнения ловушки близок к единице. Залежь нефти приурочена к структурной ложбине склона Шаимского мегавала, литолого-стратиграфическая, высокодебитная с коллекторами порового и порово-кавернозного типов.

В основной части залежи и в трещиноватых породах фундамента в наиболее приподнятой части ловушки нефть нафтеново-метановая. В приконтактовой зоне состав изменяется и становится метаново-нафтеновым. Плотность нефти изменяется от 0,827 до 0,858 г/см³ и в среднем равна 0,840 г/см³. Отмечается увеличение ее к водонефтяному контакту. Кроме того, в южной и центральной частях залежи в районе скв. 580, 74 и 542 наблюдается увеличение плотности нефти до 0,840—0,845 г/см³ в приподнятой части пласта в зоне его выклинивания.

Газовый фактор изменяется от 65 до 170 м³/т, и величина его находится в зависимости от плотности нефти. В среднем при плотности пластовой нефти 0,64—0,65 г/см³ величина газового фактора равна 160—170 м³/т, а при плотности 0,75—0,76 г/см³ она составляет 65—70 м³/т. Кривая зависимости газового фактора от плотности сепарированной нефти более пологая. Отмеченные выше пределы изменения газового фактора укладываются в интервал плотности нефти 0,84—0,85 г/см³.

Содержание серы в нефтях изменяется от 0,32 до 0,64% (в среднем 0,45%), силикагелевых смол — от 4,8 до 11,41% (в среднем 9,0%), асфальтенов —

от 0,3 до 0,60% (в среднем 0,4%), твердых парафинов от 2,3 до 5,6% (в среднем 3,5%). Температура плавления парафинов находится в пределах 51—59° С. Какой-либо зависимости в содержании смол, асфальтенов и парафинов от плотности нефти или глубины залегания пласта не отмечается. От более легких к тяжелым нефтям содержание серы на каждые 0,01 единицы плотности сепарированной нефти изменяется от 0,0041 до 0,0056, силикагелевых смол — от 0,070 до 0,101, асфальтенов — от 0,0072 до 0,0054, парафинов — от 0,026 до 0,032. Количество азота в нефти колеблется от 0,08 до 0,13% и в среднем равно 0,11%.

В составе попутных газов содержание метанов изменяется от 4,47 до 60,39% и в среднем составляет 45,7%. Азот содержится в количестве от 0,86 до 5,67% (в среднем 3,79%), углекислый газ — от 0,77 до 88,09% (в среднем 8,80%).

Коэффициент жирности газа $\frac{CH_4}{\Sigma(C_2 \div C_6)}$ зависит от величины газового фактора и изменяется от 8,30 на участках с малым газовым фактором (70 м³/т) до 0,43 на участках с повышенным газовым фактором (115—137 м³/т). Среднее его значение по залежи равно 0,91. Аналогично изменяется величина коэффициента $(C_2H_6 + C_5H_{12})/(C_3H_8 + C_4H_{10})$ от 1,04 до 0,28 при среднем значении 0,62. Содержание молекулярного водорода в нефти варьирует от нуля до 2,43%, в среднем составляет 0,16%.

Интересно распределение углекислого газа в залежи. Максимальное его количество отмечается за ВНК в районе скв. 12 (96,1%). От этого участка количество его закономерно уменьшается до 1—2% в зоне выклинивания отложений вогулкинской толщи. При этом зона с повышенным содержанием углекислого газа приурочена к структурной ложбине, выполненной отложениями тюменской свиты по линии скв. 12—46—17—67. На расстоянии 2—4 км от этой линии содержание углекислого газа, независимо от того, растворен ли он в нефти или в воде, резко убывает до фонового количества. Это указывает на то, что углекислый газ внедрился по линейному источнику из фундамента сравнительно недавно.

Трехозерное месторождение относится к внеструктурному ряду, к группе простых, однозалежное. Такого типа месторождения развиты вдоль склонов Шаимского мегавала.

Даниловское нефтяное месторождение. Расположено в пределах водораздела рек Мулымья и Конда. Оно контролируется одноименным локальным поднятием, выявленным сейсморазведочными работами МОВ в 1964 г. Амплитуда по отражающему горизонту «А», приуроченному к поверхности фундамента, равна 160 м. Вверх по разрезу она уменьшается.

Поисковое бурение в пределах Даниловского поднятия начато в 1965 г. Месторождение открыто первой поисковой скв. 82.

Фундамент вскрыт всеми пробуренными скважинами и представлен темно-серыми хлоритизированными спилитами и эффузивными породами основного состава. По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 60 м. В своде структуры она размыта. На образованиях фундамента и коры выветривания на крыльях Даниловского поднятия залегают отложения тюменской свиты, выше — вогулкинской толщи и в сводовой части его — глинистые породы марьяновской свиты. Площадь распространения вогулкинской толщи небольшая. Контур ее выклинивания почти совпадает с границей выклинивания пород тюменской свиты. Выше пород марьяновской свиты вскрыты отложения мела и палеогена. Неогеновые отложения отсутствуют, и четвертичные осадки мощностью до 50 м залегают на породах атлымской (нижний олигоцен) свиты.

Общая мощность осадочного чехла в пределах Даниловской структуры — 1700—1860 м.

На месторождении выявлена одна залежь нефти в пласте $П_{1-3}$ — Пф — $Ю_2$ на глубине 1690—1790 м.

Залежь пласта $П_{1-3}$ — Пф — $Ю_2$ приурочена к структурной кольцевой ловушке. Отложения тюменской свиты представлены тонким неравномерным чередованием мелкозернистых глинистых песчаников, алевролитов и глин. Открытая пористость песчаников равна 10—15% и в южном направлении уменьшается до 5—10%. Отложения тюменской свиты к своду Даниловского поднятия выклиниваются на абсолютных отметках 1625—1650 м. Вогулкинская толща представлена тремя пластами. Пласт $П_3$ залегает на породах фундамента в виде узкой полосы вдоль линии выклинивания вогулкинской толщи и на породах тюменской свиты — на крыльях структуры. Он сложен мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями глин. Пласты $П_1$ и $П_2$ имеют ограниченное распространение и в южном направлении замещаются глинами марьяновской свиты. Отложения вогулкинской толщи и тюменской свиты на большей части территории своего распространения гидродинамически связаны между собой.

Дебиты нефти при работе через 10-мм штуцер достигают 204 м³/сут, но местами снижаются до 1,2—3,6 м³/сут. Пластовое давление равно 172 кгс/см², температура — 70—75° С. В северном направлении дебиты нефти увеличиваются вследствие улучшения коллекторских свойств пород вогулкинской толщи. За счет изменчивости литологического состава продуктивных пород водонефтяной контакт с востока на запад и с севера на юг повышается от —1740 м до —1708 м. В наиболее приподнятой части развития коллекторов залежь имеет газовую шапку высотой около 15—20 м. Общая высота залежи — 130 м.

Нефть в залежи нафтеново-метановая (нафтеновых углеводородов 30—35%, метановых 45—50%). Плотность нефти увеличивается от северных участков к южным и западным независимо от структурного положения и ВНК от 0,843 до 0,867 г/см³. Газовый фактор равен 65—70 м³/т. В этих же направлениях растет содержание серы — от 0,42 до 0,56%, твердых парафинов — от 3,30 до 4,92%, силикагелевых смол — от 4,61 до 6,40%. Количество асфальтенов увеличивается от приподнятых зон к ВНК на юг и запад от 0,41 до 1,25%.

Месторождение относится к классу структурных, простого строения, однозалежное. Такого типа месторождения приурочены к одиночным структурам и развиты вдоль склонов Верхнекондинского мегапрогиба. Чем дальше от Шаимского мегавала, тем крупнее должно быть локальное поднятие, чтобы образовалась ловушка типа Даниловской.

Яхлинское нефтяное месторождение. Приурочено к одноименной локальной структуре северо-западного простирания, расположенной в пределах северо-западного склона Верхнекондинского мегапрогиба. Месторождение открыто в 1971 г. первой поисковой скв. 1. В пределах его выявлены две залежи нефти в отложениях тюменской свиты.

Залежь пласта $Ю_{6-7}$ распространена в отложениях тюменской свиты на глубине 2290—2370 м. Пласт представлен чередованием линзовидных песчаников, алевролитов и глин. Коллекторские свойства проницаемых пород изменчивы. Дебиты нефти колеблются от нескольких до 50 м³/сут. Газовый фактор достигает 120 м³/сут. Высота залежи — 45 м. Покрышкой залежи служит пласт алевритистых глин тюменской свиты мощностью 5—20 м.

Залежь пласта $Ю_{2-5}$ приурочена к кровле тюменской свиты. Пласт состоит из неравномерно чередующихся песчаников, алевролитов и глин с преобладанием последних. Этаж нефтеносности равен 100 м. Дебиты нефти колеблются в пределах 2—4 м³/сут.

Месторождение относится к структурному ряду, группе простых, многозалежное, многоконтурное.

Фроловская нефтегазоносная область

Во Фроловской нефтегазоносной области выявлены месторождения только структурного ряда как простого, так и сложного строения. Примерами месторождений простого строения является Северо-Казымское, сложного — Каменное.

Северо-Казымское газовое месторождение. Расположено на правобережье р. Казым в 75 км к востоку от Похромского газового месторождения. Северо-Казымское локальное поднятие выявлено сейсморазведочными работами МОВ в 1961 г. в западной части Соромъеганского вала Надымской мегавпадины. Простирание его северо-западное, размер 5 × 14 км. Амплитуда по отражающему горизонту «Б», приуроченному к кровле тюменской свиты, равна 130 м. Вверх по разрезу она уменьшается.

Поисковое бурение в пределах Северо-Казымского поднятия начато в 1962 г. Месторождение открыто в 1965 г. третьей поисковой скв. 177.

Фундамент вскрыт всеми скважинами и представлен роговообманковыми габбро, габбро-норитами. Абсолютный возраст габбро, определенный Б. С. Погореловым методом сравнительной дисперсии двупреломления минералов по плагиоклазам, равен 426 млн. лет, что соответствует силуру. По породам фундамента развита кора выветривания. На фундаменте и коре выветривания залегают отложения низов тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах люлинворской свиты (эоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 200 м. Общая мощность осадочного чехла Северо-Казымского месторождения — 2175—2380 м.

На месторождении выявлена одна залежь газа в пласте $Ю_{6-7}$? на глубине 2209—2294 м.

Залежь пласта $Ю_{6-7}$? (средняя юра, батский ярус?) приурочена к кровле перегребнинской пачки тюменской свиты. Пласт $Ю_{6-7}$ представлен песчаниками с углистым детритом, с прослоями и линзами глин. На склонах структуры (скв. 175, 176) он замещается преимущественно алевролито-глинистыми породами с прослоями песчаников. Пласты $Ю_6$ и $Ю_7$ в своде поднятия разделены глинистой перемычкой мощностью 2 м. На крыльях структуры мощность перемычки увеличивается до 8—10 м. Покрышкой залежи служит пласт глинистых пород в низах нарыкарской пачки мощностью 10—16 м. Пласт выдержан в пределах всего месторождения.

Дебит газа из скв. 177 примерно равен 1 млн. м³/сут. Газоводяной контакт условно определен на абсолютной глубине —2170 м. В скважине-первооткрывательнице испытан только пласт $Ю_7$. Вышележащий пласт $Ю_6$, отделенный от пласта $Ю_7$ глинистой перемычкой мощностью 2 м, не опробован.

Каменное нефтяное месторождение (рис. 85, 86) расположено на левом берегу Оби, в 100 км к северо-западу от Ханты-Мансийска. Каменное локальное поднятие выявлено сейсморазведочными работами МОВ в 1960 г. в центральной части Ендырского куполовидного поднятия Красноленинского свода.

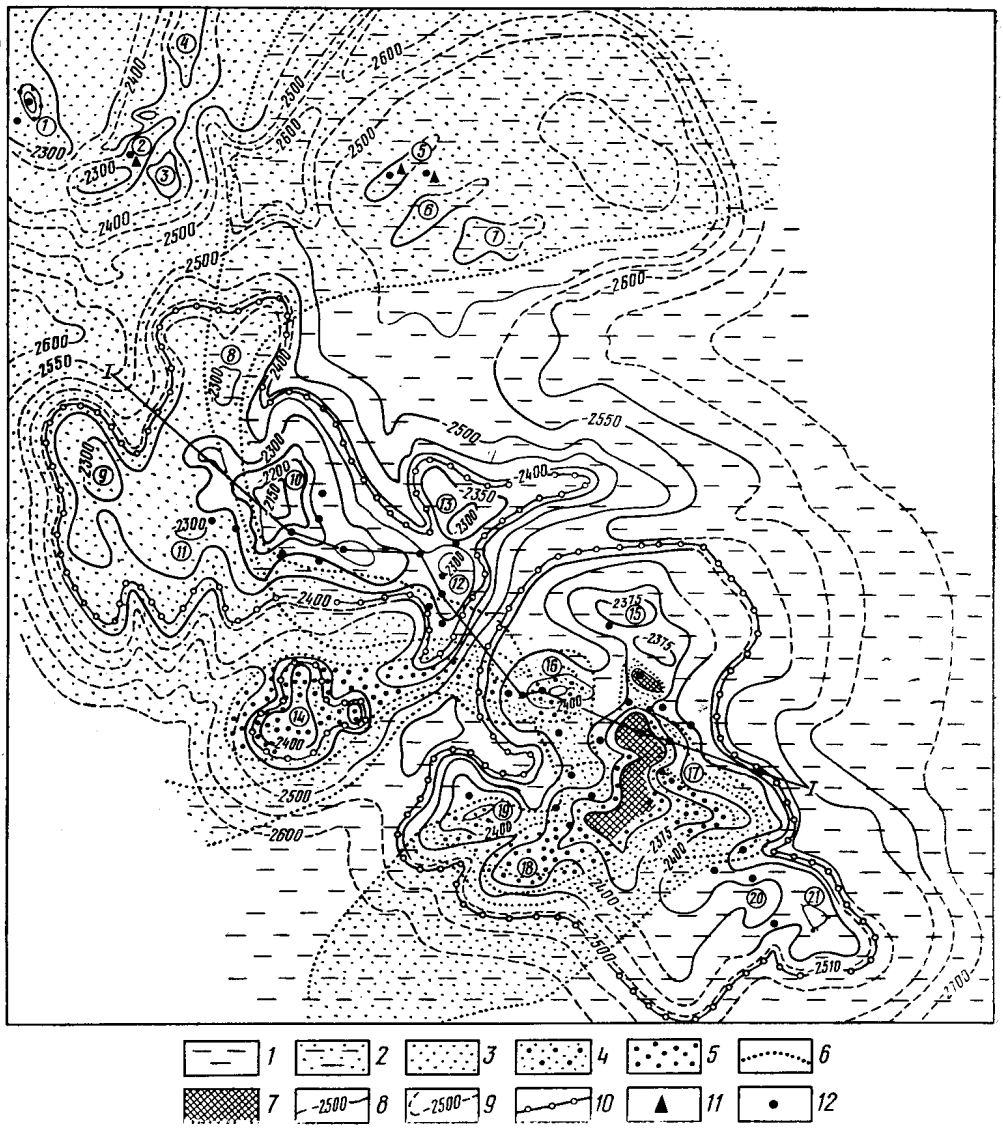


Рис. 85. Схема зональности литологического состава отложений тюменской свиты (нижняя — средняя юра, частично келловей) Красноленинского свода (по И. И. Нестерову, В. Г. Елисееву)

1 — преимущественно глинистые отложения с содержанием песчаников до 5% от мощности свиты; песчано-глинистые отложения с содержанием песчаников: *2* — 5—10%, *3* — 10—25%, *4* — 25—50%; *5* — преимущественно песчаные отложения с прослоями гравелитов; *6* — предполагаемые границы литологических зон; *7* — зоны отсутствия отложений тюменской свиты; *8* — уверенные изогипсы кровли тюменской свиты; *9* — предполагаемые изогипсы кровли тюменской свиты; *10* — предполагаемый водонефтяной контакт; *11* — нефтепроявления; *12* — скважины.

Локальные поднятия (цифры на карте):

1 — Восточно-Яганокуртское, *2* — Каремпостское, *3* — Южно-Каремпостское, *4* — Северо-Каремпостское, *5* — Подгорненское, *6* — Малоатлымское, *7* — Сосновское, *8* — Сосново-Мысское, *9* — Талинское, *10* — Ем-Еговское, *11* — Малоем-Еговское, *12* — Пальяновское, *13* — Сиговское, *14* — Интинское, *15* — Кальмановское, *16* — Ай-Торское, *17* — Каменное, *18* — Сеульское, *19* — Лорбинское, *20* — Западно-Елизаровское, *21* — Восточно-Елизаровское

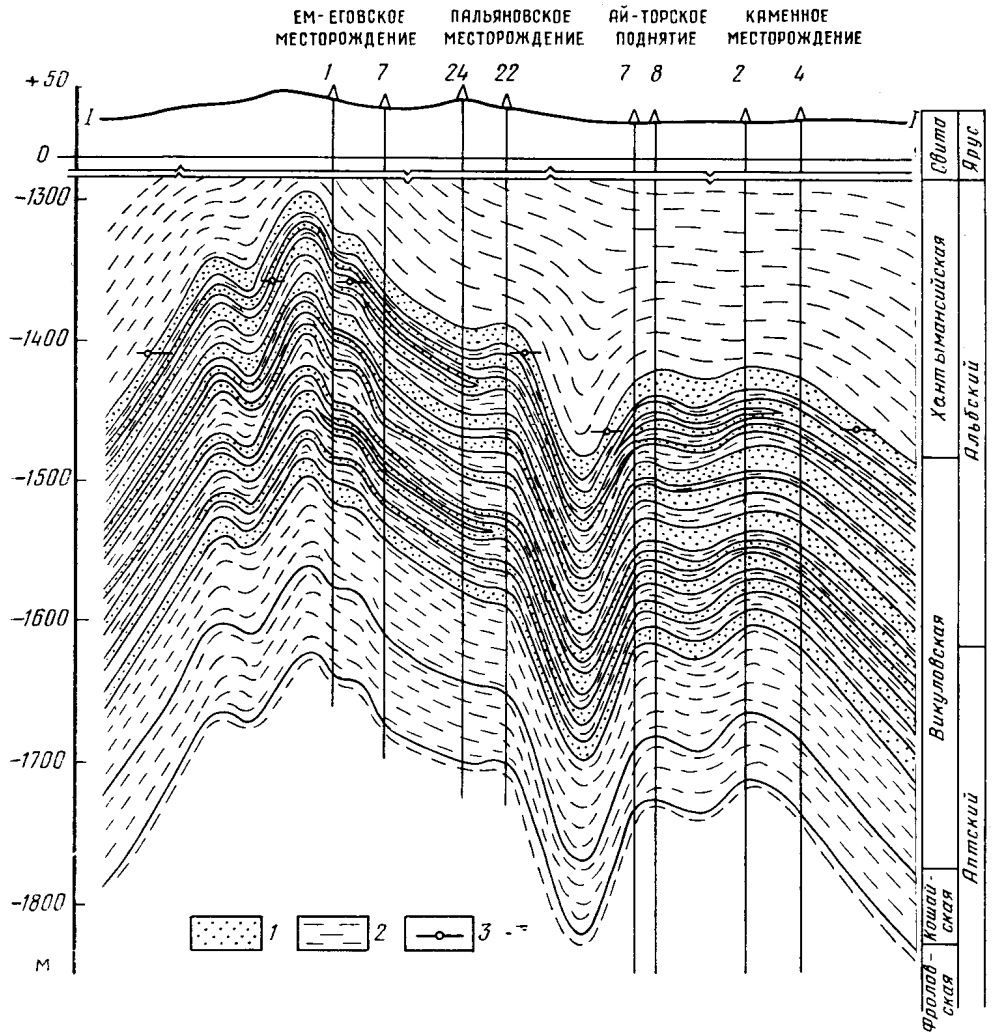


Рис. 86. Схематический геологический разрез апт-альбских отложений Красноленинского свода. По В. Г. Елисееву, В. П. Завьяловой

1 — алевриты, алевролиты, глинистые песчаники; *2* — преимущественно глины; *3* — водонефтяной контакт

Простирание его субмеридиональное. Амплитуда по отражающему горизонту «А», приуроченному к поверхности фундамента, равна 130 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям березовской свиты (турон — коньяк — сантон) составляет 15 м. При этом площадь поднятия по замкнутой изогипсе уменьшается.

Поисковое бурение в пределах Каменного поднятия начато в 1960 г. Месторождение открыто в 1962 г. четвертой поисковой скв. 13.

Фундамент вскрыт 17 скважинами и представлен глинисто-серицитовыми, графит-хлорит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми сланцами

и катаклазированными биотитовыми гранитами. Абсолютный возраст гранитов, определенный Б. С. Погореловым методом сравнительной дисперсии двупреломления минералов по плагиоклазам, равен 685—810 млн. лет, что соответствует верхнему рифею. По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 40 м. В своде структуры она размыта. На фундаменте и коре выветривания залегают отложения тюменской свиты, вогулкинской толщи и абалакской свиты. Вогулкинская толща (пласт $П_3$) вскрыта только в одной скв. 12. Мощность ее — 10 м. Выше вскрыты отложения баженовской свиты (волжский ярус), мела и палеогена. Неогеновые отложения отсутствуют, и на породах атлымской свиты (нижний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью 20—30 м. Общая мощность осадочного чехла в пределах Каменного месторождения 2290—2480 м.

На месторождении выявлены две залежи нефти в пластах $Ю_{2-5}$ — $П_3$ и $ПК_{21}$ на глубинах от 1450 до 2478 м.

Залежь пласта $Ю_{2-5}$ — $П_3$ (верхняя — средняя юра) распространена в тюменской свите и вогулкинской толще на глубине 2288—2478 м. Пласт $Ю_{2-5}$ (тюменская свита) развит на склонах Каменного поднятия и выклинивается к своду. Тюменская свита представлена чередованием глин и алевролитов с прослоями песчаников и гравелитов. Открытая пористость песчаников равна 16—17%, иногда до 30%, проницаемость — 0,1—853 мД, а в отдельных линзах до 2000 мД. Породы с хорошими коллекторскими свойствами развиты по западному (скв. 11, 12) и северо-восточному склонам поднятия. Пласт $П_3$ (вогулкинская толща) вскрыт только в одной скв. 12, где он представлен мелкозернистыми песчаниками с глауконитом. Коллектором также являются трещиноватые породы фундамента. Все проницаемые породы гидродинамически связаны. Покрышкой залежи служат глинистые породы абалакской, баженовской и фроловской свит мощностью 600—720 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 130—150 м³/сут, но часто составляют 0,2—6,3 м³/сут при динамических уровнях 900—1340 м, пластовое давление — 230—240 кгс/см². Температура в залежи изменяется от 116 до 124° С в направлении от наиболее приподнятой части ловушки к опущенной. Дебиты нефти увеличиваются к зонам распространения линзовидных прослоев песчаников и гравелитов. Водонефтяной контакт условно определен на абсолютной отметке —2450 м. Высота залежи — 190 м. Коэффициент заполнения ловушки нефтью близок к единице. Характерная особенность залежи — отсутствие притоков воды, даже в скважинах, вскрывающих отложения тюменской свиты значительно ниже предполагаемого водонефтяного контакта. Это позволяет предполагать, что залежь развита и за пределами собственно Каменного поднятия и высота ее, возможно, достигает 400 м.

Залежь массивного типа, осложненная литолого-стратиграфическим экраном вверх по восстанию продуктивных пород, возможно, с локальными литологическими экранами по простиранию, мало- и высокодебитная, с коллекторами порового и трещинного типов.

Нефть нафтеново-метановая. Плотность ее увеличивается от наиболее приподнятых участков ловушки к водонефтяному контакту и с севера на юг от 0,801 до 0,836 г/см³. Газовый фактор изменяется от 100—150 до 500 м³/т. По направлению к ВНК увеличивается содержание серы от 0,01 до 0,26%, твердых парафинов — от 1,0 до 6,44%, силикагелевых смол — от 1,09 до 4,28%, асфальтенов — от нуля до 0,4%.

Залежь пласта $ПК_{1-2}$ (нижний альб) находится на глубине 1450—1510 м. Залежь открыта скв. 36 в 1966 г. Пласт развит в пределах всего под-

нятия и представлен песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Покрышкой залежи служат глинистые породы нижнехантымансийской свиты мощностью 130—140 м.

Дебиты нефти через 50-мм штуцер равны 6—12 м³/сут. Пластовое давление — 147,7 кгс/см². Водонефтяной контакт условно определен на абсолютной отметке —1460 м. Высота залежи — 60 м, коэффициент заполнения ловушки нефтью близок к единице.

Залежь массивного типа, среднедебитная, с коллекторами порового типа. По своим свойствам нефть из пласта $ПК_{21}$ резко отличается от нефтей из юрских отложений более смолистым составом и большей плотностью. Возможно, залежь в пласте $ПК_{21}$ распространяется за пределы Каменного поднятия и является единой для всей приподнятой зоны Ендырского куполовидного поднятия.

Каймысовская нефтегазоносная область

В пределах Каймысовской нефтегазоносной области выявлены только месторождения структурного ряда в основном простого строения. К группе сложных можно отнести Первомайское месторождение, залежь в юрских отложениях которого в северном направлении распространяется за пределы локального поднятия. Примером месторождения простого строения является Оленье.

Оленье нефтяное месторождение. Приурочено к локальному поднятию одноименного названия, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1966 г. в северо-восточной части Каймысовского свода. Структура изометричная, слегка вытянутая в северо-западном направлении. Амплитуда по пласту $Ю_1$ равна 60 м. Вверх по разрезу она уменьшается.

Поисковое бурение в пределах Оленьего поднятия начато в 1967 г. Месторождение открыто в 1967 г. первой поисковой скв. 121.

Фундамент вскрыт одной скважиной и представлен карбонатизированной глинистой породой с включениями выветрелого сидерита. На фундаменте залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах абросимовской свиты (верхний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 15 м. Общая мощность осадочного чехла Оленьего месторождения — 2840—2900 м.

На месторождении выявлена одна залежь нефти в пласте $Ю_1$.

Залежь пласта $Ю_1$ (верхняя юра) находится на глубине 2533—2563 м и приурочена к васюганской свите. Пласт выражен переслаиванием песчаников, глин и алевролитов. Покрышкой залежи служат глинистые породы георгиевской, баженовской и куломзинской свит мощностью около 60 м. Открытая пористость песчаников колеблется от 16 до 20%, проницаемость — 14—85 мД.

Дебиты нефти равны 56,7—100,8 м³/сут при работе через 8-мм штуцер. Водонефтяной контакт по результатам скв. 122 определяется на отметке —2480 м. Высота залежи — 50 м.

Первомайское нефтяное месторождение. Приурочено к одноименному локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1964 г. в центральной части Нововасюганского вала Каймысовского свода. Простирание его субмеридиональное. Амплитуда по отражающему горизонту «Б», приуроченному к подошве битуминозных глин баженовской свиты (верхняя юра), — 160 м. Вверх по разрезу она уменьшается.

Поисковое бурение в пределах Первомайского поднятия было начато в 1969 г. Месторождение открыто в 1969 г. первой поисковой скв. 260.

Залежь пласта $Ю_1$ приурочена к отложениям васюганской свиты и вскрыта на глубинах 2340—2460 м (рис. 87). Пласт представлен песчаниками

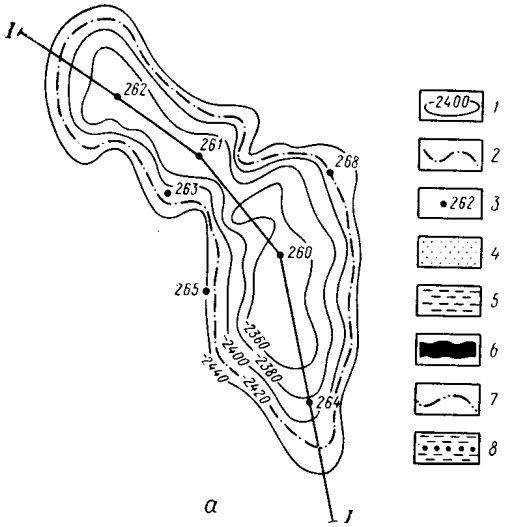
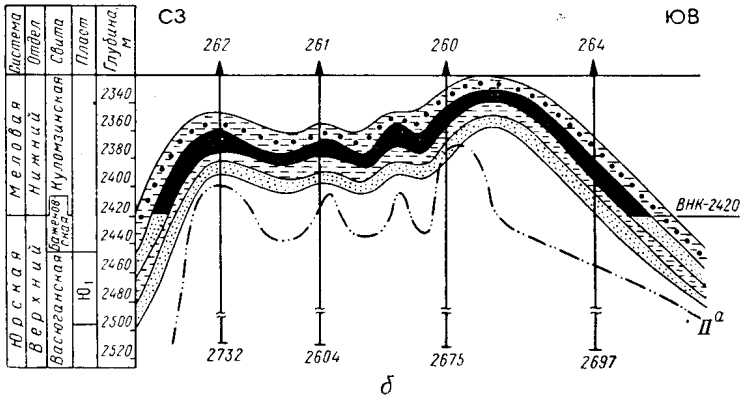


Рис. 87. Первомайское нефтяное месторождение (по И. А. Иванову):

а — структурная карта по кровле пласта $Ю_1$; *б* — геологический разрез продуктивных отложений. *1* — изолинии кровли пласта $Ю_1$; *2* — внешний контур нефтеносности; *3* — скважины; *4* — песчаники; *5* — аргиллиты и алевролиты; *6* — песчаники нефтеносные; *7* — отражающий сейсмический горизонт IIа; *8* — аргиллиты битуминозные



с прослоями глин и алевролитов. Средняя пористость песчаников составляет 16,5%. Дебиты нефти достигают при работе на 8-мм штуцере 57,5 м³/сут. Водонефтяной контакт проводится на отметке —2420 м. Высота залежи — 74 м. В южном направлении не исключается объединение залежи с Лонтыньяхским месторождением. Нефть метановая, плотность 0,83 г/см³, малосернистая (0,69%).

Пайдугинская нефтегазоносная область

В Пайдугинской нефтегазоносной области выявлены только месторождения структурного ряда простого строения. Типичным для области является Усть-Сильгинское месторождение.

Усть-Сильгинское газоконденсатное месторождение. Расположено в 39 км к югу — юго-западу от с. Каргасок. Оно приурочено к Усть-Сильгинскому локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1956 г. в центральной части Сильгинского куполовидного поднятия. Простирание его северо-восточное, размер — 5 × 11 км. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 70 м. Вверх по разрезу она уменьшается, и по отложениям ганькинской свиты (кампан — маастрихт — дат) поднятие преобразуется в структурный нос, раскрывающийся в северо-восточном направлении.

Поисковое бурение на Усть-Сильгинском поднятии начато в 1959 г. Месторождение открыто в 1962 г. третьей поисковой скв. 3.

Фундамент вскрыт четырьмя скважинами и представлен известняками с обломками радиолярий девонского облика, кремнисто-сидеритовыми породами и туфосланцами с прослоями брекчий. По породам фундамента развита кора выветривания мощностью 13—19 м. На ней залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах новомихайловской свиты (средний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью 30—40 м. Общая мощность осадочного чехла Усть-Сильгинского месторождения — 2400—2520 м.

На месторождении выявлена одна залежь газоконденсата в пласте $Ю_1$ на глубине 2250—2309 м.

Залежь пласта $Ю_1$ (верхняя юра) приурочена к верхам наунакской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. К своду поднятия эффективная мощность песчаников в процентах от общей мощности пласта увеличивается от 20—25 до 65—70%. Открытая пористость песчаников изменяется от 11 до 18,4% и в среднем составляет 12,0%, проницаемость — от 0,4 до 143 мД, в среднем 20,0 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы георгиевской, баженовской и куломзинской свит общей мощностью до 170 м.

Дебиты газа через 22,2-мм шайбу составляют 100—106 тыс. м³/сут, конденсата — 10,2—11,0 м³/сут. Газоводяной контакт проводится на абсолютной отметке —2221 м. Высота залежи — 59 м.

Залежь пластовая с возможными литологическими экранами вниз по падению пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Васюганская нефтегазоносная область

В Васюганской нефтегазоносной области выявлены месторождения структурного ряда простого строения.

Мыльджинское газоконденсатное месторождение. Находится в 55 км на юго-восток от пос. Средний Васюган. Оно приурочено к Мыльджинскому локальному поднятию, в центральной части Мыльджинского вала Васюганского свода. Простирание его северо-восточное, размер 15 × 40 км. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 120 м. Вверх по разрезу она уменьшается. Поисковое бурение в пределах структуры начато в 1964 г. Месторождение открыто в 1964 г. первой поисковой скважиной.

Фундамент вскрыт двумя скважинами и представлен известняками органогенными и измененными порфиритами. В скв. 1 порфириты залегают на известняках. По фундаменту развита кора выветривания мощностью до 5 м. На фундаменте и коре выветривания залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах абросимовской свиты (верхний олигоцен) залегают

четвертичные осадки мощностью 10—15 м. Общая мощность осадочного чехла Мыльджинского месторождения — 2523—2691 м.

На месторождении выявлены пять залежей газоконденсата в пластах $Ю_2$, $Ю_1$, $БВ_{19}$ и $БВ_{10}$ на глубинах от 2090 до 2434 м (рис. 88).

Залежь пласта $Ю_2$ приурочена к верхней части тюменской свиты. Пласт развит только в пределах южного купола Мыльджинского поднятия в районе скв. 15. На склонах этого купола он замещается глинистыми породами. Покрышкой залежи являются глинистые породы верхов тюменской свиты мощностью 5 м.

Пласт испытан только в скв. 15. Из интервала 2386—2391 м на 18,75-мм шайбе получено 128 тыс. м³/сут газа и 10 м³/сут конденсата. Пластовое давление равно 242 кгс/см², пластовая температура — 80° С. Условно газоводяной контакт определяется на абсолютной отметке —2245 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном вниз по падению пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $Ю_1$ (верхняя юра) приурочена к кровле наунакской свиты. Она залегает на глубине 2340—2434 м. Пласт представлен серыми и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Открытая пористость песчаников изменяется от 15 до 17%, увеличиваясь от юго-восточного крыла к северо-западному. Аналогично изменяется проницаемость. На юго-восточном крыле и в сводовой части поднятия средняя проницаемость песчаников равна 25—30 мД, а на отдельных участках северо-западного склона достигает 100 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы георгиевской, баженовской и куломзинской свит общей мощностью 70—100 м, а на участках отсутствия песчаников ачимовской толщи — до 160—200 м.

Дебиты газа через 22,25-мм шайбу составляют 400—464 м³/сут, конденсата — до 37,2 м³/сут. Дебиты увеличиваются к северо-западному склону поднятия вследствие улучшения коллекторских свойств. Пластовое давление равно 249—260 кгс/см², пластовая температура 79,5—82° С.

Газоконденсатная залежь пласта $Ю_1$ имеет нефтяную оторочку. Газонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2319 м. На северо-западном склоне он условно проводится на абсолютной отметке —2330 м. Высота залежи газоконденсата равна 85 м, общая высота залежи с нефтяной оторочкой — 94 м.

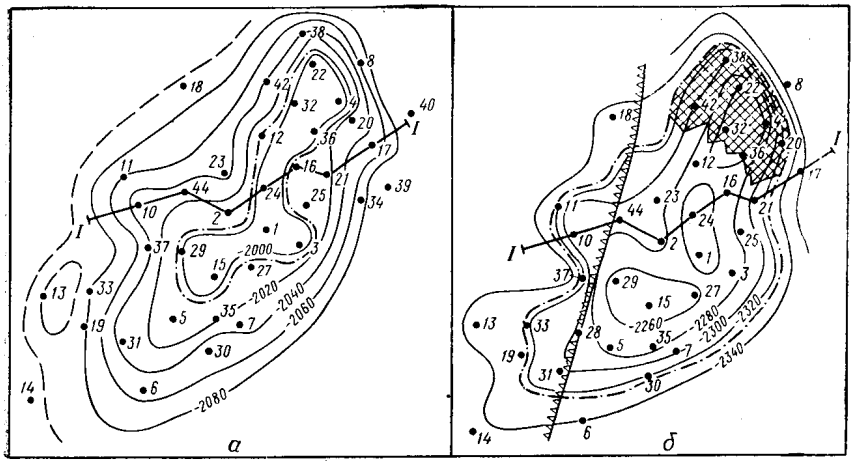
Залежь пластовая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{19}$ (берриас) приурочена к ачимовской толще куломзинской свиты. Пласт представлен линзовидными песчаниками с прослоями глинистых пород. Количество последних увеличивается в южном направлении, где местами песчаники полностью замещаются глинами и алевролитами. Открытая пористость песчаников колеблется от 4 до 23% и в среднем равна 14—17%, проницаемость — 3—26 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы куломзинской свиты мощностью 80—100 м.

Дебиты газа через 6,3—7,13-мм шайбы составляют 3,6—58,5 тыс. м³/сут, конденсата — от пленки до 6,1 м³/сут. Пластовое давление равно 223—228 кгс/см², температура — 71—82° С. Положение газоводяного контакта не определено. Не исключено, что на Мыльджинском поднятии в ачимовской пачке имеется несколько самостоятельных залежей газоконденсата. Условно положение ГВК можно принять на отметке —2181 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном по простиранию, средне- и малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{16}$ (валанжин) приурочена к средней части куломзинской свиты. Пласт развит в северной части поднятия, на юге он замещается



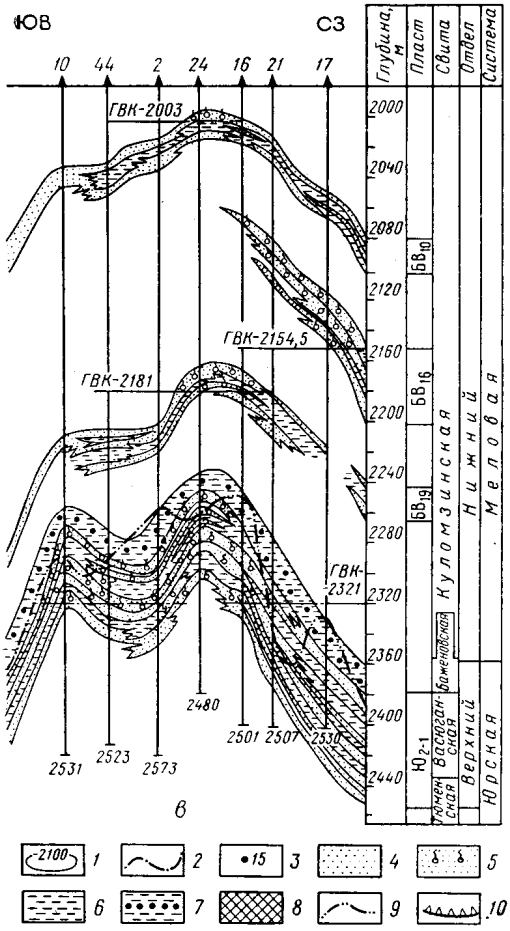


Рис. 88. Мыльджинское газоконденсатное месторождение (по И. А. Иванову)

а — структурная карта по кровле пласта $Б_{12}$; *б* — структурная карта по кровле пласта $Ю_2$; *в* — геологический разрез продуктивных отложений.

1 — изогипсы по кровле пластов $Ю_1$, $БВ_{13}$; *2* — внешний контур газоносности; *3* — скважины; *4* — песчаники; *5* — песчаники газоносные; *6* — аргиллиты и алевролиты; *7* — аргиллиты битуминозные; *8* — площадь распространения нефтяной оторочки; *9* — отражающий сейсмический горизонт $П^а$; *10* — линия тектонического нарушения

глинистыми породами. Отмечается увеличение суммарной мощности песчаников в восточном направлении. Пласт представлен мелко- и разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Открытая пористость песчаников — 5—25%, проницаемость — 50—150 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы куломзинской свиты мощностью 40—45 м.

Дебиты газа через 12,7-мм шайбу составляют 110,8—366,5 тыс. м³/сут, конденсата — 16,8—68,6 м³/сут. Пластовое давление равно 224—226,0 кгс/см², пластовая температура — 70—72° С. Газоводяной контакт определен на абсолютной отметке —2141 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном по простиранию пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{10}$ (валанжин) приурочена к верхам куломзинской свиты. Пласт распространен по всей площади Мыльджинского поднятия. Эффективная мощность его увеличивается к юго-западной части поднятия. Пласт представлен мелкозернистыми и разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Открытая пористость песчаников —2—29%, в среднем 22—26%, проницаемость — от единиц миллидарси до 1779 мД и в среднем равна 100—150 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы верхов куломзинской свиты мощностью 12—16 м.

Дебиты газа через 12,5-мм шайбу равны 182—864 тыс. м³/сут, конденсата — от пленки до 38,4 м³/сут. Пластовое давление определено в 208—215 кгс/см², температура — 67,5° С. Газоводяной контакт условно определен на абсолютной отметке —2005 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном по простиранию пласта, средне- и высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Северное (Охтеурьевское) газонефтяное месторождение. Расположено на левом берегу р. Вах, в 50 км северо-восточнее пос. Александрово. Оно приурочено к Охтеурьевскому локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1957 г. в северо-восточной части Криволуцкого вала Александровского свода. Простирание его северо-восточное. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 100 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям талицкой свиты (палеоцен) составляет 10 м, при этом наиболее приподнятая часть структуры смещается на восток в район скв. 103.

Поисковое бурение в пределах Северного поднятия начато в 1962 г. Месторождение открыто в 1962 г. первой поисковой скв. 102.

Фундамент вскрыт одной скважиной и представлен известняками. На нем залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах юрковской толщи залегают четвертичные осадки мощностью до 40 м. Общая мощность осадочного чехла Северного месторождения — 2230—2630 м.

На месторождении выявлено восемь залежей нефти и газа в пластах $И_{2-3}$, $ПК_{15}$, $АВ_{4-5}$, $БВ_5$, $БВ_6$, $БВ_7$, $БВ_{10-11}$ и $БВ_{16}$ на глубинах от 413 до 1880 м.

Залежь пласта $БВ_{16}$ (валанжин) приурочена к куломзинской свите. Пласт сложен чередующимися песчаниками и глинами. Эффективная мощность его увеличивается от западного к восточному склону поднятия от 10—15 до 60%. В скв. 104 пласт полностью замещен глинистыми породами. Покрышкой залежи служат глинистые породы куломзинской свиты мощностью 40—50 м.

В скв. 204 из интервала 1868—1880 м через 8-мм штуцер получено: нефти 30,7 м³/сут, водонефтяной эмульсии 7,7 м³/сут и газа 1,85 тыс. м³/сут. Пластовое давление равно 183 кгс/см², температура — 73° С. Водонефтяной контакт условно определен на абсолютной отметке —1794 м.

Залежь пласта $БВ_{10-11}$ (валанжин) приурочена к верхам куломзинской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Его эффективная мощность увеличивается к сводовой части поднятия от 37—40 до 70—80%. Покрышкой залежи служит выдержанный по простиранию пласт глин верхов куломзинской свиты мощностью 20—25 м.

В скв. 201 из интервала 1759—1764 м при 20-мм шайбе получено 38 м³/сут нефти и 0,22 тыс. м³/сут газа. Пластовое давление равно 159,5 кгс/см², температура — 68° С. В скв. 203 добыто 4,9 м³/сут нефти. В скв. 202 из интервала 1778—1784 м через 8-мм штуцер дебит нефти составил 0,11 м³/сут, воды — 22,7 м³/сут. По этим данным водонефтяной контакт определяется на абсолютной отметке —1713 м. Высота залежи — около 60 м.

Залежь нефтяная, пластовая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_7$ (валанжин) находится в средней части тарской свиты. Пласт характеризуется чередованием песчаников и глин, мощность пропластков 2—3 м. Покрышкой залежи служат глинистые породы тарской свиты мощностью 4—5 м.

В скв. 205 из интервалов 1636—1660 и 1670—1677 м при 12,7-мм шайбе добыто 308 м³/сут нефти. Пластовое давление равно 164 кгс/см², температура — 63° С. В скв. 106 из пласта поднято 1,36 м нефтенасыщенного песчаника, и при испытании этого пласта в интервале 1721—1727 м получена вода с пленкой нефти. В скв. 201 в интервале развития пласта зафиксировано нефтепроявление в виде пропитывания нефтью керна. По этим данным условно водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —1642 м. Высота залежи — около 100 м. Однако возможно, что пласт представляет собой систему линзовидных пластов песчаников, часть из которых гидродинамически не связана. В этом случае в интервале пласта развита серия небольших линзовидных тел песчаников, которые могут содержать самостоятельные залежи.

Залежь нефтяная, пластовая, осложненная литологическими экранами, участками высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_6$ (валанжин) находится в кровле тарской свиты. Пласт развит по всей площади поднятия. Мощность его изменяется от 15 до 27 м и увеличивается к восточному крылу. Покрышкой служат глинистые породы низов вартовской свиты мощностью от 1 до 5 м.

В скв. 205 из интервала 1606—1612 м получено 18 м³/сут нефти и 72 м³/сут воды. Температура в залежи — 60° С. Водонефтяной контакт условно проводится на отметке —1510 м. Высота залежи — около 50 м.

Залежь нефтяная, пластовая, водоплавающая, среднедебитная, с коллекторами порового класса.

Залежь пласта $БВ_5$ (валанжин) приурочена к низам вартовской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин, количество которых увеличивается в восточном направлении. Покрышкой залежи служат глинистые породы вартовской свиты мощностью 4—10 м.

В скв. 205 из интервала 1580—1582 м получен фонтан газа дебитом 280 тыс. м³/сут. Условно газоводяной контакт проводится на абсолютной отметке —1510 м. Высота залежи — около 80 м.

Залежь газовая, пластовая с возможным литологическим экраном по падению пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_{1-5}$ (готерив?) приурочена к вартовской свите. Пласт в песчаных фациях развит только в сводовой части северного купола и по западному склону поднятия. В северном, восточном и южном направлениях

песчаники замещаются глинисто-алевролитовыми породами. Покрышкой залежи служат глинисто-алевролитовые породы вартовской свиты мощностью 15—18 м.

Залежь опробована в скв. 205, где из интервала 1360—1365 м фонтанировал газ дебитом 171,43 тыс. м³/сут через 11,13-мм шайбу. Условно газоводяной контакт проводится на абсолютной отметке —1300 м. Высота залежи — около 80 м. Возможно, из этого пласта был получен аварийный фонтан газа в скв. 102 дебитом около 1,5—2,0 млн. м³/сут.

Залежь газовая, пластовая, осложненная литологическими экранами по простиранию и падению пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_{15}$ (апт?) приурочена к средней части покурской свиты. Пласт представлен песчаниками, которые к сводовой части локального поднятия замещаются глинисто-алевролитовыми породами. Покрышкой залежи служат глинисто-алевролитовые породы покурской свиты мощностью до 19 м.

В скв. 205 из интервала 1073—1085 м получено 11 м³/сут нефти и 18 тыс. м³/сут газа. Пластовое давление равно 107,2 кгс/см². По результатам опробования можно считать, что скважиной вскрыта газовая залежь с нефтяной оторочкой. Условно водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —1000 м, газонефтяной контакт — на отметке —995 м. Высота залежи — около 50 м.

Залежь газовая, с нефтяной оторочкой, пластовая, осложненная литологическим экраном вверх по восстанию, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $И_{2-3}$ (турон, коньяк, сантон) находится в нижней части ипатовской свиты. Пласт представлен чередующимися мелкозернистыми кремнистыми песчаниками с глинами и опоками. Мощность его — до 35 м. Покрышкой залежи служат глинистые и кремнисто-глинистые породы верхов ипатовской, славгородской, ганькинской и талицкой свит общей мощностью 180—200 м.

В 1962 г. в процессе бурения в скв. 102 при забое 413 м ударил фонтан газа дебитом около 20 тыс. м³/сут. В последующем при опробовании пласта $И_{2-3}$ дебиты газа не превышали 5,3—10,0 тыс. м³/сут. Газоводяной контакт ориентировочно проводится на абсолютной отметке —384 м. Высота залежи — около 40 м.

Залежь газовая, массивная, с возможными литологическими экранами, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Вахское нефтяное месторождение. Расположено на левом берегу р. Вах, в 20 км к востоку от Северного месторождения. Оно приурочено к Вахскому локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1964 г. в северной части Криволуцкого вала Александровского свода. Простирание его меридиональное. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 75 м. Вверх по разрезу она уменьшается, и по отложениям ганькинской свиты (кампан — маастрихт — дат) структура преобразуется в структурный нос, раскрывающийся в западном направлении.

Поисковое бурение в пределах Вахского поднятия начато в 1965 г. Месторождение открыто в 1965 г. первой поисковой скв. 10.

Фундамент вскрыт двумя скважинами и представлен сидеритизированными глинистыми сланцами и милонитизированными порфиробластовыми гнейсами. По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 10 м. На фундаменте и коре выветривания залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсут-

ствуют, и на породах журавской толщи (верхний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 30 м. Общая мощность осадочного чехла Вахского месторождения — 2570—2650 м.

На месторождении выявлены три залежи нефти в пластах $Ю_1'$, $Ю_2$ и $БВ_7$ на глубинах от 2212 до 2288 м.

Залежь пласта $Ю_1'$ (верхняя юра) находится в низах наунакской свиты. Пласт сложен мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, развитыми в пределах всего поднятия. Лишь в районе скв. 14 отмечается увеличение в составе пласта прослоев глинистых пород. Открытая пористость песчаников равна 10—22% (в среднем 14,8%), проницаемость — 0,01—612 мД (в среднем 26 мД). Покрышкой залежи служат глинистые породы наунакской свиты мощностью 2—10 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 85—117 м³/сут, газа — 5—5,2 тыс. м³/сут. Газовый фактор равен 35—45 м³/т, пластовое давление — 228—236 кгс/см², температура — 81—90° С. Водонефтяной контакт ориентировочно по данным скв. 28 проводится на абсолютной отметке —2197 м. Высота залежи — около 90 м.

Залежь пластовая, средне- и высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $Ю_1$ (верхняя юра) приурочена к верхам наунакской свиты. Пласт слагают мелкозернистые песчаники. На западном склоне поднятия отмечается глинизация пласта за счет появления многочисленных глинистых прослоев. Покрышкой залежи являются глинистые породы георгиевской, баженовской и куломзинской свит общей мощностью 100—120 м.

Пласт $Ю_1$ в большинстве скважин испытан совместно с пластом $Ю_1'$. В скв. 11, где перфорация произведена в зоне пласта $Ю_1$, дебит нефти через 8-мм штуцер равен 78,2 м³/сут, газа — 2,99 тыс. м³/сут. Пластовое давление равно 228 кгс/см², температура — 90° С. Водонефтяной контакт условно по данным скв. 101 проводится на абсолютной отметке —2208 м. Высота залежи — около 110—115 м.

Залежь пластовая, возможно, осложненная литологическим экраном по падению пласта, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_7$ (валанжин) приурочена к тарской свите. Пласт представлен мелкозернистыми песчаниками. В песчаных фациях он развит только в северной половине Вахского поднятия, на остальной территории он замещен глинисто-алевролитовыми породами с прослоями песчаников. Покрышкой залежи служат глинистые породы тарской свиты мощностью 4—5 м.

При испытании пласта в скв. 10 из интервала 1708—1712 м дебит нефти через 20-мм штуцер достигал 183,4 м³/сут. Пластовое давление — 163,2 кгс/см², температура — 72° С. Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —1633 м. Высота залежи — 5—6 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном по восстанию пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Среднеобская нефтегазоносная область

В Среднеобской нефтегазоносной области выявлены месторождения как структурного, так и внеструктурного ряда. Среди тех и других имеются как простые, так и сложные. Преобладают многозалежные нефтяные месторождения.

Наиболее типичными из группы сложных структурного ряда являются Мамонтовское, Усть-Балыкское, Федоровское, Самотлорское и Вартовско-

Советское месторождения. Из внеструктурных месторождений к группе сложных относится Большой Салым, к группе простых — Южный Сургут.

Мамонтовское нефтяное месторождение. Расположено к юго-западу от г. Нефтеюганск. Оно приурочено к Мамонтовскому, Очимкинскому и Каркатеевскому локальным поднятиям, выявленным сейсморазведочными работами МОВ в 1964—1965 г. в южной части Пимского вала Сургутского свода. Простирание их субмеридиональное. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 40—60 м. Вверх по разрезу она уменьшается, и структуры объединяются в одно поднятие. По кровле пласта $БС_{10}$ все три поднятия оконтуриваются изогипсой —2390 м, при этом Очимкинское преобразуется в моноклиналь. По пласту $БС_1$ моноклинальное строение имеет и Каркатеевская площадь. При этом амплитуда общего поднятия равна 60 м.

Поисковое бурение в пределах рассматриваемой территории начато в 1964 г. Месторождение открыто в 1965 г. первой поисковой скв. 240.

Фундамент вскрыт одной скважиной. На нем залегают низы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах журавской свиты (верхний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 50 м. Общая мощность осадочного чехла Мамонтовского месторождения — 2860—2920 м.

На месторождении выявлено пять залежей нефти в пластах $БС_{11}$, $БС_{10}$, $БС_8$, $АС_{5-6}$ и $АС_4$ (рис. 89, 90) на глубинах от 1920 до 2460 м.

Залежь пласта $БС_{11}$ (валанжин) относится к южнобалыкской пачке мегионской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. К своду поднятия песчаники замещаются глинисто-алевролитовыми породами. Залежь распространена только на восточном склоне поднятия. Покрышкой залежи служат глины мегионской свиты мощностью 10—15 м. Открытая пористость песчаников равна 18—20%, проницаемость — до 100 мД.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер достигают 120 м³/сут, пластовое давление равно 243 кгс/см², температура — 78° С, газовый фактор — 50 м³/т. Водонефтяной контакт условно проведен на абсолютной глубине —2395 м. Высота залежи — около 70 м.

Залежь пластовая, с литологическим экраном по восстанию пласта, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{10}$ (валанжин) приурочена к южнобалыкской пачке мегионской свиты. Пласт развит в пределах всего месторождения и представлен мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Открытая пористость песчаников — 18—22%, проницаемость — до 113—180 мД. В восточном направлении в его составе отмечаются увеличение прослоев глинистых пород и ухудшение коллекторских свойств. Покрышкой залежи является пласт глин мощностью 26—32 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 40—150 м³/сут, пластовое давление — 243 кгс/см². Температура в залежи изменяется от 73 до 77—81° С в направлении от наиболее приподнятой части ловушки к опущенной на юг к Южно-Балыкскому поднятию. Дебиты увеличиваются к западной части ловушки вследствие улучшения коллекторских свойств пласта и увеличения его мощности. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2395 м. Высота залежи — 85 м, коэффициент заполнения ловушки равен единице.

Залежь пластовая, сводовая, средне- и высокодебитная, с коллекторами порового типа. Нефть в пласте $БС_{10}$ нафтеново-метановая. Плотность ее увеличивается от наиболее приподнятых участков ловушки к водонефтяному контакту от 0,872 до 0,886 г/см³. В этом же направлении уменьшается газовый фактор

от 55—60 до 35—40 м³/т, растет содержание серы от 1,10 до 1,35—1,40%, суммы силикагелевых смол и асфальтенов от 9,5—10 до 11—11,5%.

Залежь пласта $БС_8$ (валанжин) приурочена к тепловской пачке вартовской свиты. Пласт сложен песчаниками с линзовидными прослоями глин

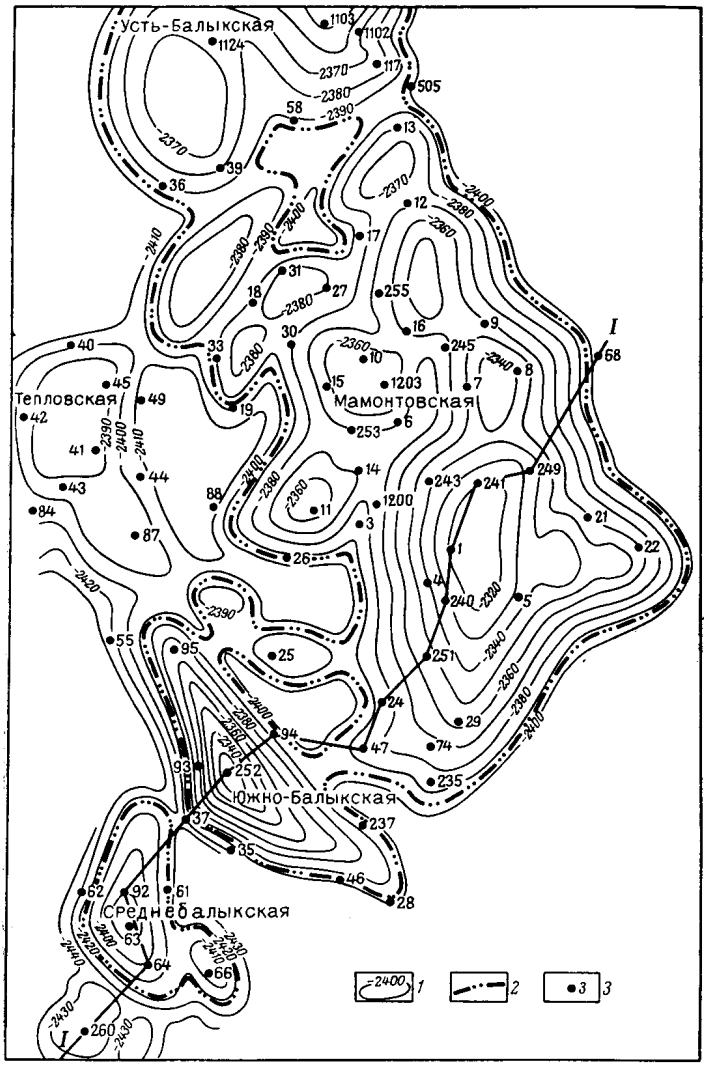


Рис. 89. Структурная карта по кровле пласта $БС_{10}$ Среднебалыкского, Южно-Балыкского и Мамонтовского месторождений нефти. По О. А. Ремееву

1 — изогипсы по кровле пласта $БС_{10}$; *2* — внешний контур нефтеносности; *3* — скважины

и алевролитов. Средняя открытая пористость песчаников — 22%, проницаемость — более 100 мД. Покрышкой являются глины вартовской свиты мощностью 22—25 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер составляют 55 м³/сут. Пластовое давление равно 230 кгс/см², температура — 77—79° С, газовый фактор — 39 м³/т, давление насыщения газа в нефти — 85 кгс/см². Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2256 м. Высота залежи — 17 м.

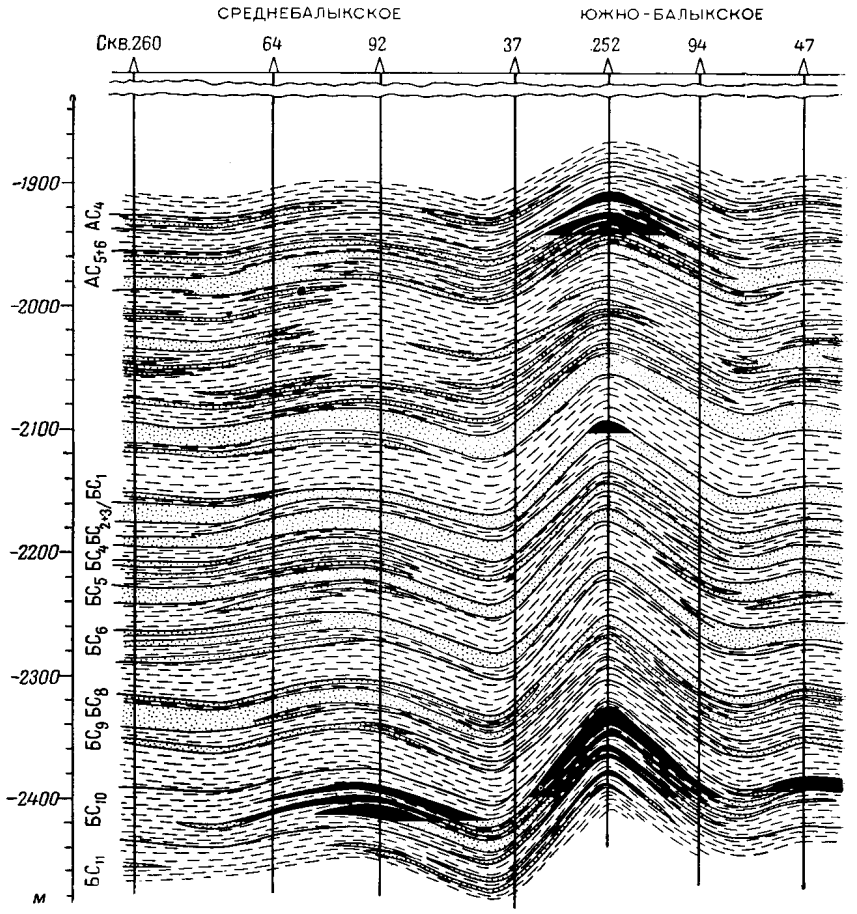


Рис. 90. Геологический разрез верхневаланжин-готерив-барремских месторождений нефти по линии *I—I* (см.

1 — нефтяные залежи; *2* — преимущественно песча

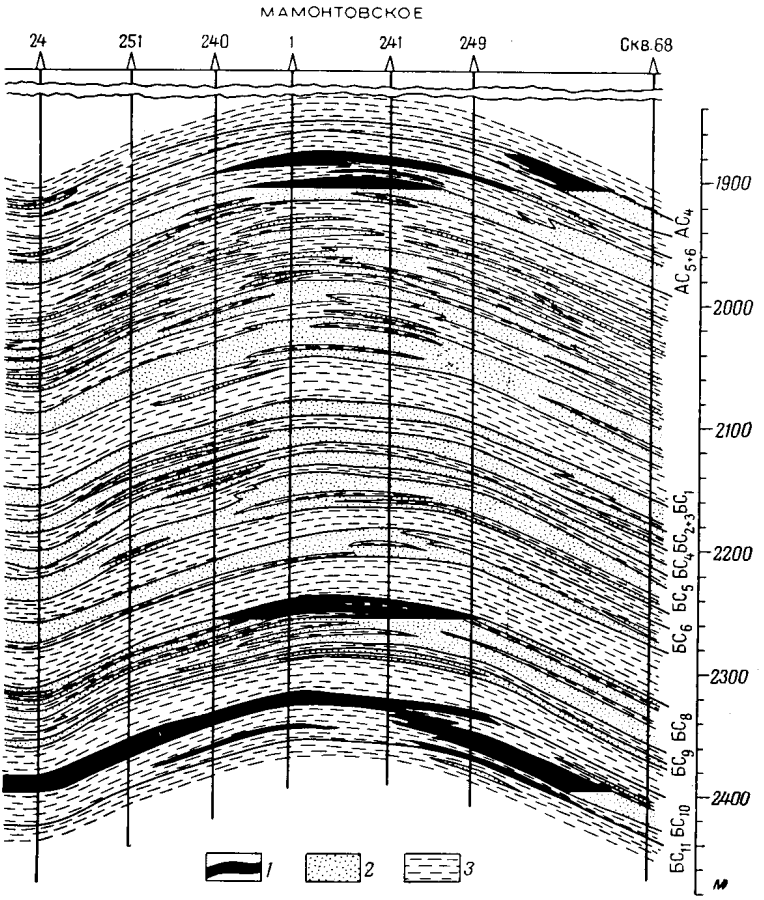
Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

З а л е ж ь п л а с т а $АС_{5-6}$ (баррем) приурочена к верхней пачке верхней подсвиты вартовской свиты. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин, количество которых увеличивается к средней части пласта. Покрышкой залежи в крыльевой части служат глинистые породы верхов вартовской свиты мощностью до 20 м и верхов вартовской и алымской свит в своде мощностью до 120 м.

Дебиты нефти при работе на 8-мм штуцере равны 30—69 м³/сут. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —1904 м. Высота залежи — около 30 м.

Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АС_4$ (баррем) приурочена к кровле вартовской свиты. Пласт распространен только в пределах восточного склона Мамонтов-



отложений Среднебалыкского, Южно-Балыкского и Мамонтовского
рис. 89) По О. А. Ремееву
ники; *3* — преимущественно глинистые породы

ского поднятия. Пласт сформирован песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Покрышкой залежи служат глинистые породы алымской свиты мощностью до 120 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер достигают 107 м³/сут. Пластовое давление насыщения газа в нефти — 77—83 кгс/см². Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —1900 м. Высота залежи — около 25 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном по восстанию пласта, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Усть-Балыкское нефтяное месторождение. Расположено к западу от г. Сургут, в долине Оби, около г. Нефтеюганск. Оно приурочено к Усть-Балыкскому и Солкинскому локальным поднятиям, выявленным сейсморазведочными

работами МОВ в 1959 г. в центральной части Пимского вала Сургутского свода. Простирание его субмеридиональное. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 125 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям талицкой свиты (палеоцен) составляет 15 м. На южной периклинали амплитуда равняется 45 м, но на севере изогипсы раскрываются в сторону Быстринского поднятия.

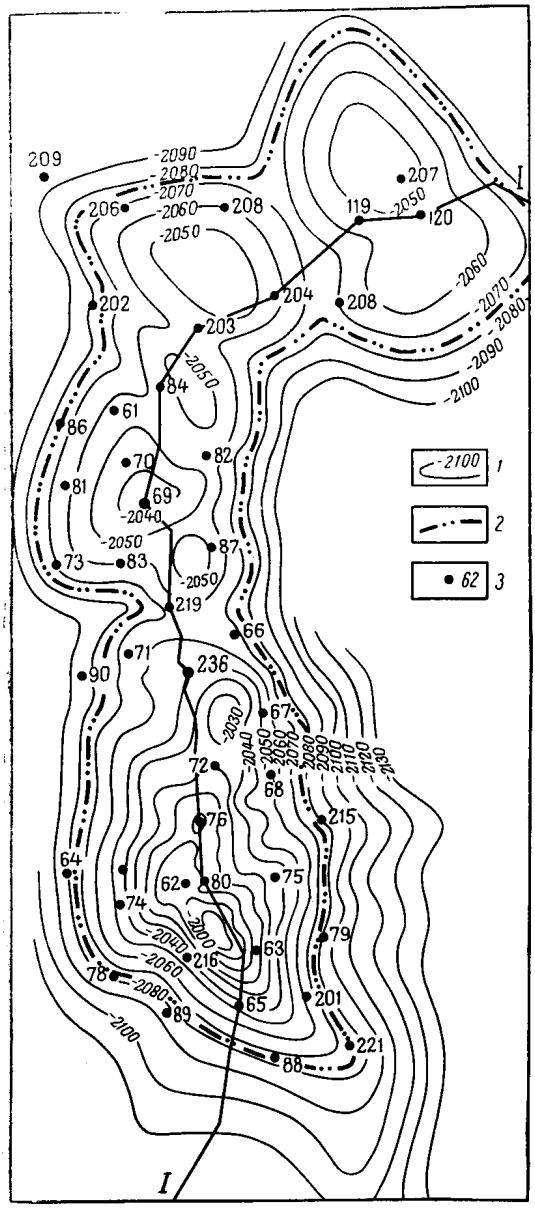


Рис. 91. Структурная карта по кровле пласта $БС_1$ Усть-Балыкского месторождения нефти. По О. А. Ремееву

1 — изогипсы кровли пласта $БС_1$; *2* — внешний контур нефтеносности пласта $БС_1$; *3* — скважины

Поисковое бурение в пределах Солкинского (скв. 61) и Усть-Балыкского (скв. 62) поднятий начато в 1960 г. Месторождение открыто в 1961 г. первой поисковой скв. 61.

Фундамент вскрыт двумя скважинами и представлен серпентинитами. По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 10 м. На фундаменте и коре выветривания залегают породы низов тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах журавской свиты (верхний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 30 м. Общая мощность осадочного чехла Усть-Балыкского месторождения 3060—3300 м.

На месторождении выявлено 14 залежей нефти в пластах $Ю_2$, $БС_{1_9}$, $БС_{10}$, $БС_9$, $БС_8$, $БС_5$, $БС_4^2$, $БС_4^1$, $БС_4$, $БС_{2-3}$, $БС_1$ и $АС_7$ (рис. 91, 92) на глубинах от 1920 до 2696 м. Кроме того, зафиксированы нефтепроявления в пластах $Ю_0$, $БС_{20}$, $БС_{21}$ и $БС_7$ (юрские, валанжинские и барремские отложения).

Залежь пласта $Ю_2$ (нижний келловей) приурочена к верхам тюменской свиты. Пласт выражен чередованием песчаников, алевролитов и глин Покрышкой залежи являются глинистые породы абалакской, баженовской и низов мегионской свит общей мощностью 80—120 м.

Дебит нефти в скв. 532 составил 7—15 м³/сут при динами-

ческом уровне 700 м. В скв. 61 на Солкинской площади в пласте $Ю_2$ зафиксировано нефтепроявление.

Залежь массивная, с возможными литологическими экранами, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{19}$ (берриас) относится к ачимовской толще мегионской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Песчаники часто замещаются глинами. Открытая пористость их 15—20%, проницаемость 1,5—26,4 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы мегионской свиты мощностью 140—150 м.

При испытании пласта на Усть-Балыкском поднятии в скв.76 из интервала 2499—2517 м при динамическом уровне 1240 м получено 16 м³/сут нефти. При испытании отмечались кратковременные выбросы нефти дебитом до 600 м³/сут. Водонефтяной контакт условно проводится на абсолютной отметке —2500 м. Высота залежи — около 75 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном, малодебитная, с коллекторами порового, возможно трещинного типа.

Залежь пласта $БС_{10}$ восточная (валанжин) приурочена к верхам мегионской свиты. Пласт развит в пределах восточного и юго-восточного склонов поднятия и представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин, количество которых увеличивается к своду поднятия. На крыльях Усть-Балыкской структуры отмечается глинизация кровли его. Открытая пористость песчаников в среднем равна 23%, проницаемость — 460 мД. В западном направлении в его составе отмечается увеличение прослоев глинистых пород и ухудшение коллекторских свойств до полного замещения песчаников глинами. На западном склоне поднятия пласт $БС_{10}$ снова появляется в песчаных фациях. Покрышкой залежи служат глинистые породы чеускинской пачки мощностью до 30 м. Глины однородные, тонкоотмученные.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 1,3—65 м³/сут, пластовое давление — 243 кгс/см². Температура в залежи изменяется от 74 до 78° С в северо-восточном направлении. Дебиты нефти увеличиваются к восточной части ловушки вследствие улучшения коллекторских свойств песчаников. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2395 м. Высота залежи — 160 м. Водонефтяной контакт проходит на 25 м ниже замыкающей изолинии по кровле пласта. Залежь удерживается литологическим барьером.

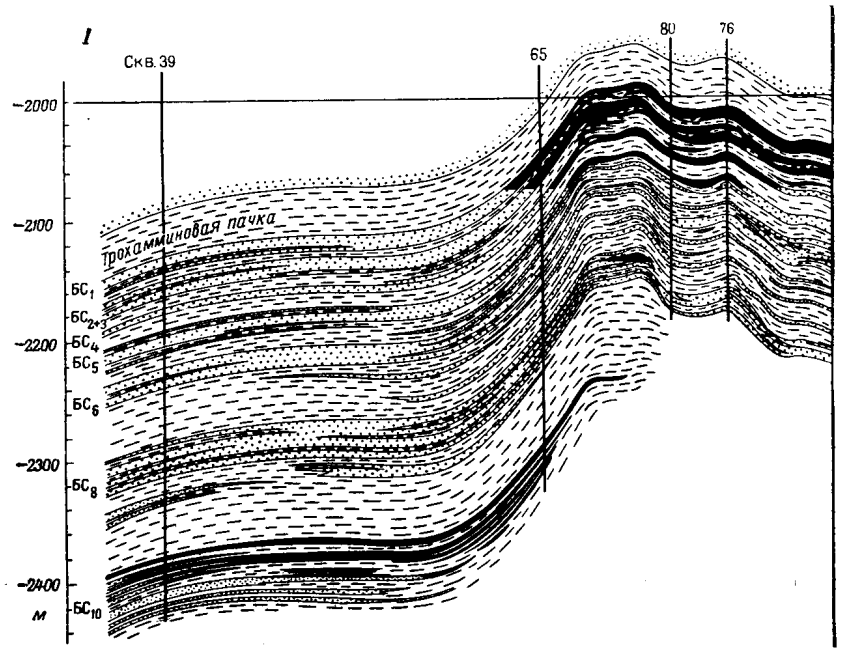
Залежь пластовая, осложненная литологическим барьером вверх по восстанию и по простиранию пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа. На юге она объединяется с Мамонтовским месторождением. Нефть в пласте $БС_{10}$ нафтеново-ароматическо-метановая.

Плотность нефти увеличивается от наиболее приподнятых участков ловушки к водонефтяному контакту от 0,881 до 0,885 г/см³. В этом же направлении уменьшается газовый фактор от 60 до 50 м³/т, увеличивается содержание серы от 1,0 до 1,47%, суммы силикагелевых смол и асфальтенов — от 10 до 12%.

Залежь пласта $БС_{10}$ северо-западная (валанжин) приурочена к верхам мегионской свиты и распространена в северо-западной части Солкинского поднятия. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Незначительные притоки нефти из пласта $БС_{10}$ получены в скв. 81. Водонефтяной контакт условно проводится на абсолютной отметке —2300 м. Высота залежи — около 20 м. Коэффициент заполнения ловушки нефтью равен единице.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном вверх по восстанию, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{10}$ западная (валанжин) приурочена к верхам мегионской свиты и распространена в пределах северо-западной части Усть-Балыкского поднятия. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Небольшие притоки нефти из пласта $БС_{10}$ получены в скв. 502. Водонефтяной контакт ориентировочно проводится на абсолютной отметке —2300 м. Высота залежи — около 15 м. Коэффициент заполнения ловушки нефтью равен единице.



Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном вверх по восстанию, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_9$ (валанжин) приурочена к низам вартовской свиты. Пласт представлен алевролитами с прослоями песчаников. Количество последних увеличивается к своду Усть-Балыкского поднятия. В северном направлении отмечается глинизация пласта. Залежь имеется только в пределах Усть-Балыкского поднятия. Покрышкой служит пласт глин мощностью 20—30 м.

Дебит нефти в скв. 63 при работе на 9-мм штуцере равен 48 м³/сут. Пластовое давление — 225—229 кгс/см², температура — 71° С, газовый фактор — 114 м³/т. В скв. 80 из пласта поднят керн с нефтью. Водонефтяной контакт условно проводится на абсолютной отметке —2196 м. Высота залежи — 12 м.

Залежь пластовая, сводовая, осложненная литологическим экраном по простиранию пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_8$ (валанжин) приурочена к тепловской пачке вартовской свиты. Залежь имеется только в пределах Солкинского поднятия. На Усть-Балыкской структуре несмотря на более высокое залегание пласта нефти не зафиксировано. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и известняков. Покрышкой залежи служит пласт глин вартовской свиты мощностью до 20 м.

В скв. 69 и 70 при переливе из пласта получено 0,12—2,4 м³/сут нефти и 1,8—13,0 м³/сут воды. Водонефтяной контакт определяется на абсолютной отметке —2193 м. Высота залежи — около 10 м.

Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_5$ (готерив) залегает в низах устьбалыкской пачки вартовской свиты. Пласт представлен мелкозернистыми полимиктовыми

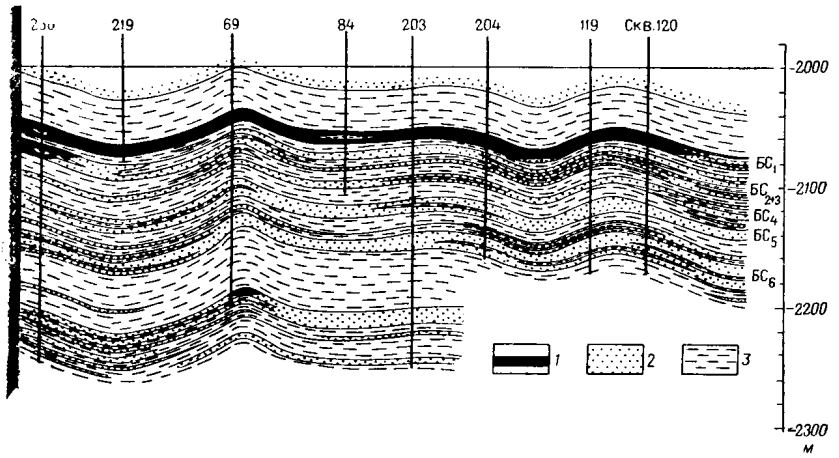


Рис. 92. Геологический разрез верхневаланжин-готеривских отложений Усть-Балыкского месторождения по линии *I—I* (см. рис. 91). По О. А. Ремееву

1 — нефтяные залежи; *2* — преимущественно песчаники; *3* — преимущественно глинистые породы

песчаниками с линзовидными прослоями глин. Открытая пористость песчаников — 22—25%, проницаемость — до 300 мД. Покрышкой залежи служит пласт глин мощностью 5—12 м. Пласт нефтенасыщен только на Усть-Балыкском поднятии.

Дебит нефти при работе на 10-мм штуцере колеблется от 11 до 220 м³/сут. Пластовое давление равно 213,7 кгс/см², температура — 69,5° С. Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —2073 м. Высота залежи — 6—10 м.

Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, средне- и высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_4''$ (готерив) приурочена к небольшой линзе песчаников мощностью 2 м устьбалыкской пачки вартовской свиты. Пласт распространен в сводовой части Усть-Балыкского поднятия. Приток нефти из пласта отмечен в скв. 63 при совместном испытании с пластами $БС_4$ и $БС_4'$. Водонефтяной контакт условно проводится на абсолютной отметке —2080 м. Высота залежи — около 20 м.

Залежь пластовая с литологическим экраном со всех сторон.

Залежь пласта $БС_4'$ (готерив) заключена в небольшой линзе песчаника мощностью 1,5 м в сводовой части Усть-Балыкского поднятия. Нефть получена в скв. 63 при совместном испытании с пластами $БС_4$ и $БС_4''$.

Залежь пласта $БС_4$ (готерив) приурочена к средней части разреза устьбалыкской пачки вартовской свиты. Пласт представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками. Открытая пористость их — до 22%, проницаемость — 200—1200 мД. Покрышкой залежи является глинистый пласт вартовской свиты мощностью до 10 м. Залежь имеется только в пределах Усть-Балыкского поднятия.

Дебиты нефти при работе на 8-мм штуцере равны 65—200 м³/сут, пластовое давление — 210—216 кгс/см², температура — 63—66° С, газовый фактор — 22—30 м³/т, давление насыщения газа в нефти равно 40 кгс/см². Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —2073 м. Высота залежи — 28 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{2-3}$ (готерив) приурочена к верхам устьбалыкской пачки вартовской свиты. Залежь имеется только в пределах Усть-Балыкского поднятия. Пласт представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями глин. В северном направлении в средней части пласта появляется выдержанная глинистая перемычка мощностью 2—5 м. Местами в кровле пласта $БС_{2-3}$ отмечаются плоские окатанные гальки глинистых пород. Открытая пористость песчаников равна 20—25%, проницаемость — до 1000 мД. Покрышкой залежи служит пласт глин вартовской свиты мощностью до 10 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 120—200 м³/сут, пластовое давление — 207—217 кгс/см², температура — 65—68° С, газовый фактор изменяется в пределах 40—45 м³/т и увеличивается к своду поднятия. Давление насыщения газа нефтью — 86,5 кгс/см². Водонефтяной контакт определяется на отметке —2079 м. Высота залежи — 73 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_1$ (готерив) приурочена к устьбалыкской пачке вартовской свиты (рис. 91). Пласт развит в пределах всего поднятия и представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками с линзовидными прослоями глин. Встречается в основании пласта плоская окатанная галька глинистых пород диаметром до 1 см. Открытая пористость песчаников — 20—25%, проницаемость — 300—1000 мД. К крыльям поднятия отмечаются увеличение прослоев глинистых пород и ухудшение коллекторских свойств. Покрышкой залежи служат глинистые породы пимской пачки мощностью до 35 м. Глины представлены тонкоотмученными и алевритистыми разностями, в которых отмечается (в низах пачки) повышенное содержание смешаннослойных минералов.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 90—200 м³/сут, пластовое давление — 214—217 кгс/см². Дебиты нефти увеличиваются к сводовой части ловушки за счет лучшей отсортированности обломочного материала. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке 2076 м. Залежь единая на Солкинской и Усть-Балыкской структурах. Высота ее — 85 м, коэффициент заполнения ловушки близок к единице.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа. Нефть в пласте $БС_1$ нафтеново-ароматическо-метановая. Плотность ее увеличивается от наиболее приподнятых участков ловушки к водонефтяному контакту от 0,875 до 0,895 г/см³. В этом же направлении уменьшается газовый фактор от 45—50 до 30—35 м³/т, увеличивается содержание серы от 1,22 до 1,7%. Сумма силикагелевых смол и асфальтенов увеличивается с запада на восток независимо от структурного плана от 10 до 15—16%.

Температура в пределах залежи на Усть-Балыкском поднятии изменяется от 65—66 до 68° С в направлении от наиболее приподнятой части ловушки к опущенной. На Солкинском поднятии температура уменьшается с юго-запада на северо-восток от 70 до 66° С.

Залежь пласта $АС_7$ (баррем) относится к средней пачке верхней подсвиты вартовской свиты. Пласт развит только в сводовой части Солкинского поднятия и представлен мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Открытая пористость песчаников — 21—25%, проницаемость — 40—468 мД. Покрышкой залежи служит пласт глин вартовской свиты мощностью от 3 до 10 м.

Дебит нефти в скв. 70 при работе на 6-мм штуцере составил 44 м³/сут. Пластовая температура равна 61,5° С. Водонефтяной контакт условно определяется на абсолютной отметке — 1900 м. Высота залежи — около 10 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном вниз по падению, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Федоровское нефтяное месторождение. Расположено в Сургутском районе Тюменской области. Оно приурочено к Северо-Сургутскому, Федоровскому, Северо-Федоровскому, Моховому и Восточно-Моховому локальным поднятиям, расположенным в юго-восточной части Чернореченского куполовидного поднятия Сургутского свода. В пределах месторождения поисковое бурение начато в 1962 г. В 1963 г. была открыта первой скв. 57 залежь нефти в пласте $БС_1$ на Северо-Сургутском поднятии. В дальнейшем работы на этой площади были прекращены. После пересмотра геофизических материалов было доказано слияние Северо-Сургутской структуры с Федоровским поднятием, и в 1971 г. поисковые работы были возобновлены, что привело к открытию месторождения.

В пределах Федоровского месторождения открыто 9 пластов с залежами нефти (рис. 93—95). В пластах $АС_{5-6}$ и $АС_4$ имеются газовые шапки.

Залежь пласта $Ю_2$ приурочена к кровле тюменской свиты. Пласт представлен неравномерным чередованием глин и алевролитов с прослоями песчаников. Дебиты нефти достигают 4,0 м³/сут при динамическом уровне 1428 м. Залежь массивная, с литологическими экранами, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{19}$ находится в отложениях ачимовской толщи мегионской свиты. Пласт выражен линзовидным чередованием мелкозернистых известковистых песчаников, серых глин и алевролитов. Дебиты нефти при динамическом уровне 1240 м достигают 16 м³/сут. Водонефтяной контакт предполагается на отметке 2500 м. Высота залежи — 75 м.

Залежь нефтяная, пластово-литологическая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{10}$-М находится в пределах Мохового локального поднятия. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и развит в пределах всего локального поднятия. Дебиты нефти при работе на 8-мм штуцере достигают 155 м³/сут. Водонефтяной контакт проводится на отметке —2250 м. Высота залежи — 35 м. Залежь нефтяная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_{10}$-ВФ приурочена к Восточно-Федоровскому локальному поднятию. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и распространен в пределах всей площади. Дебиты нефти на 8-мм штуцере

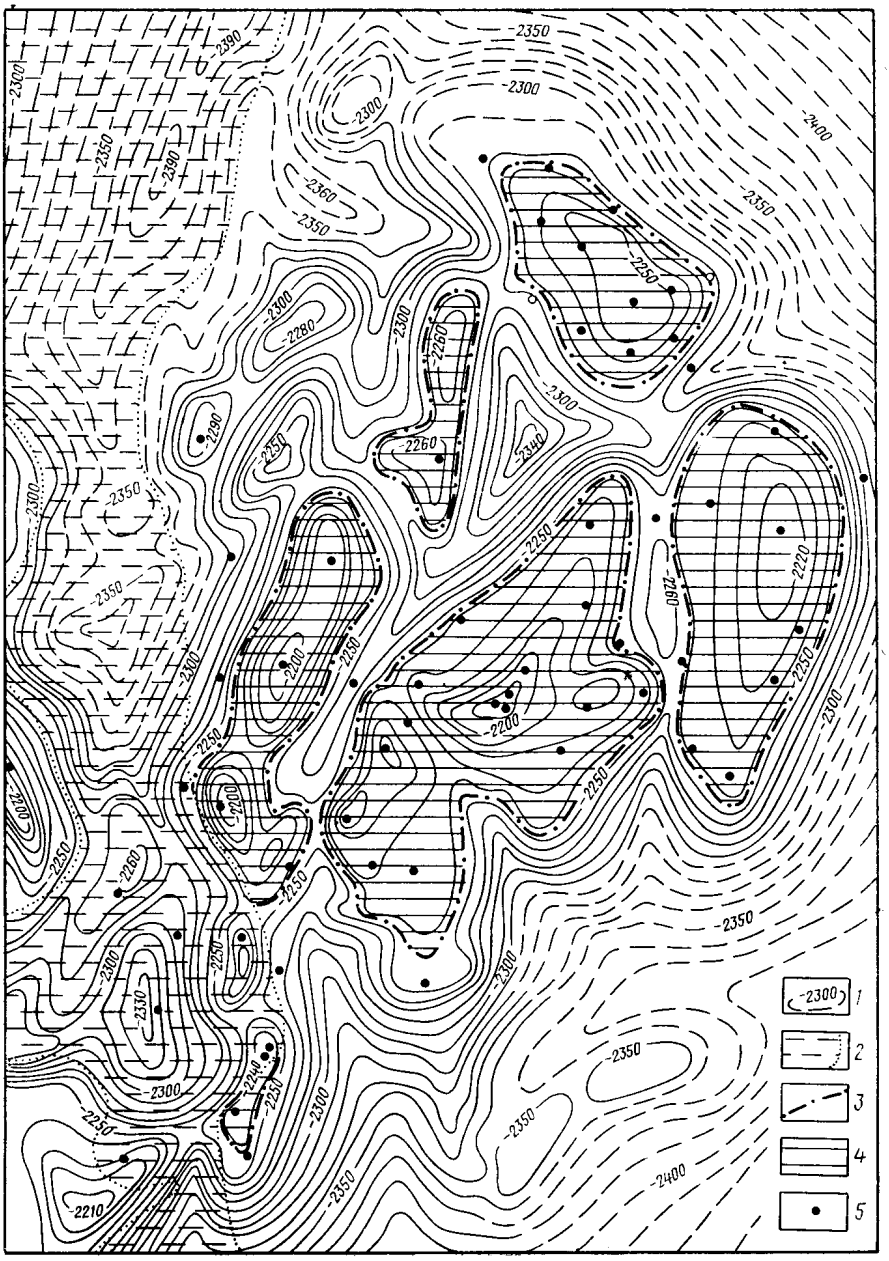


Рис. 93. Структурная карта по кровле пласта $БС_{10}$ Федоровского месторождения:

1 — изогипсы кровли пласта $БС_{10}$; *2* — зона замещения песчаников пласта $БС_{10}$ глинами; *3* — внешний контур нефтеносности; *4* — нефть; *5* — скважины

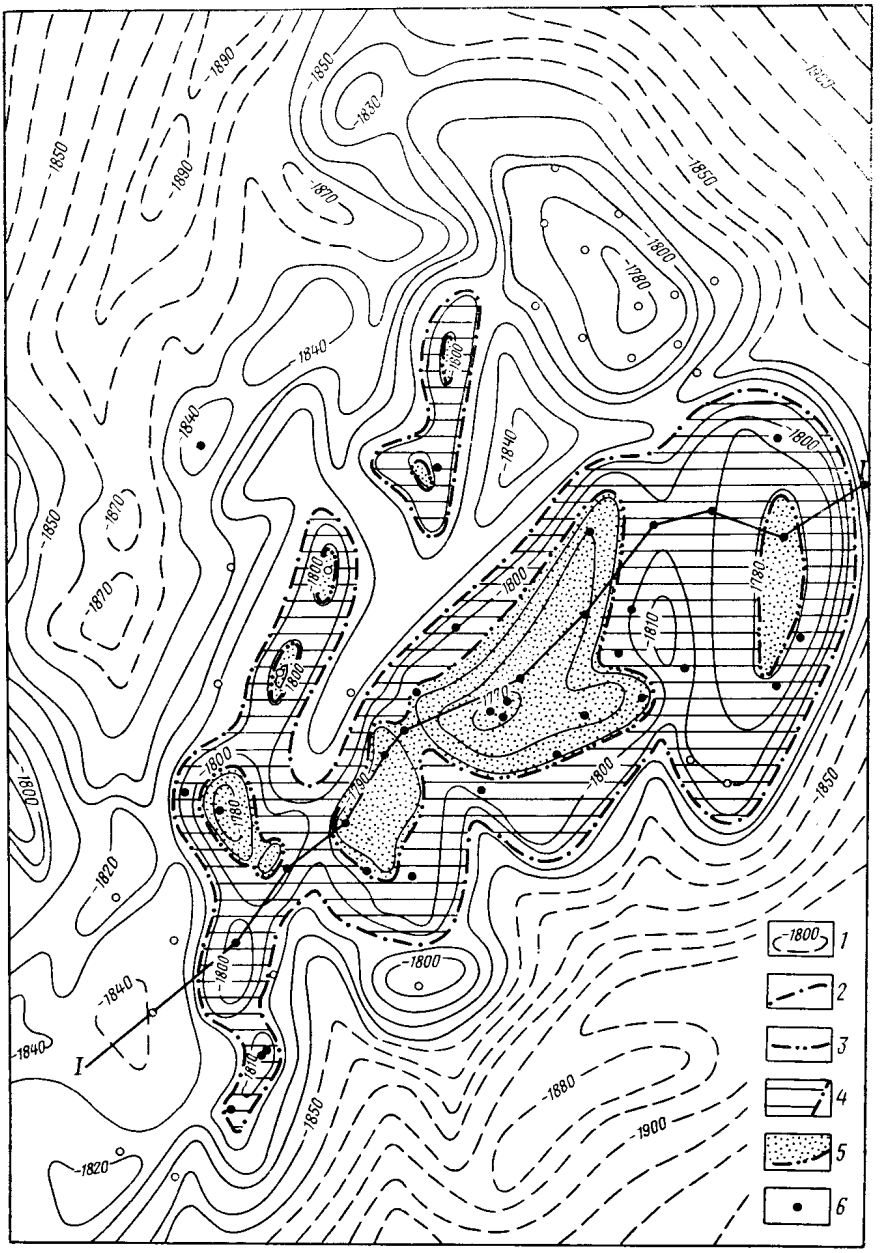


Рис. 94. Структурная карта по кровле пласта $АС_4$ Федоровского месторождения:

1 — изогипсы кровли пласта $АС_4$; *2* — внешний контур нефтеносности; *3* — внешний контур газоносности; *4* — нефть; *5* — газ; *6* — скважины

достигают 166 м³/сут. Залежь нефтяная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа. Возможно объединение ее с залежью Моховой площади.

Залежь пласта $БС_{10}$-ЗФ развита на Западно-Федоровском локальном поднятии. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. В западном

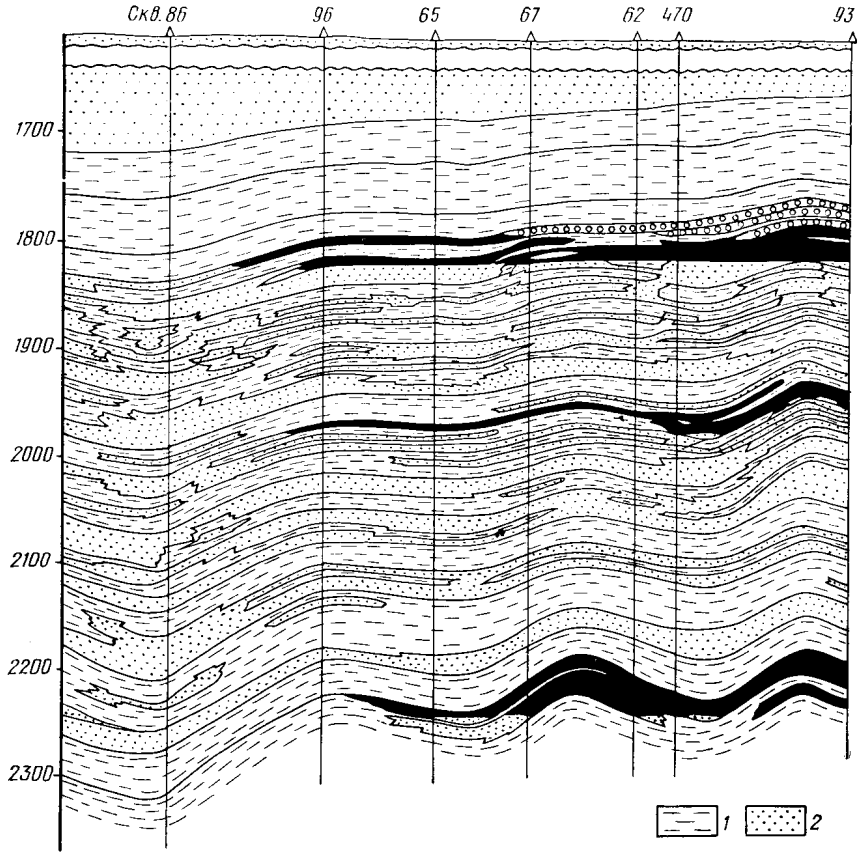


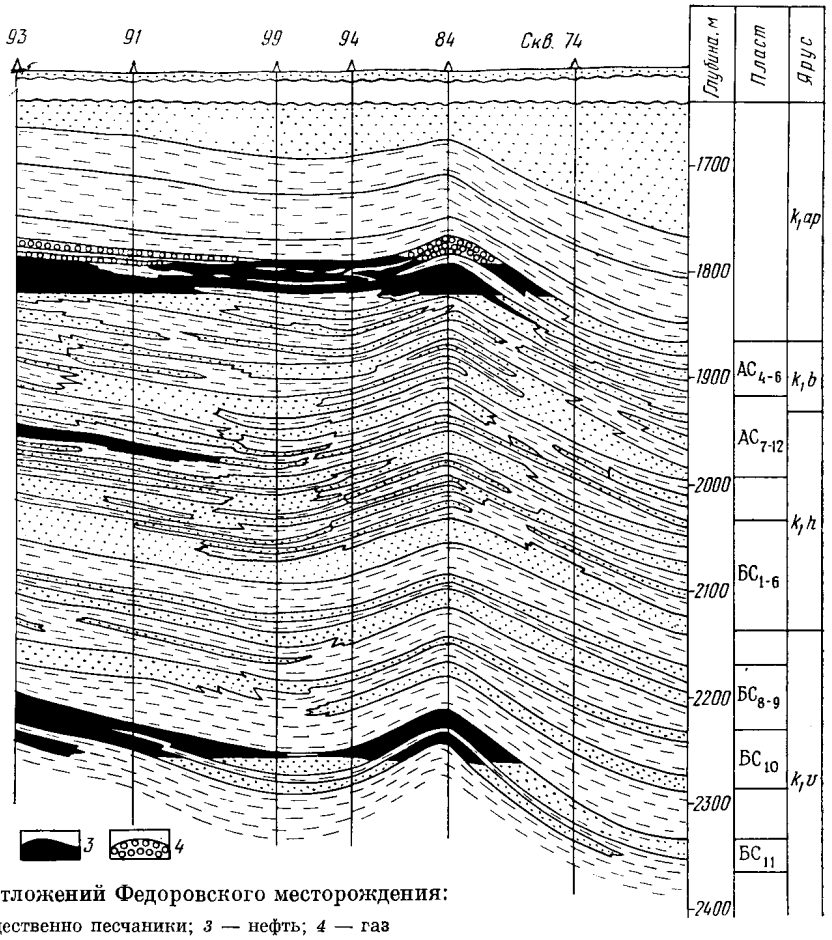
Рис. 95. Геологический разрез неокомских

1 — преимущественно глины; *2* — преиму

направлении происходит замещение песчаников глинами. Дебиты нефти при работе через 8-мм штуцер достигают 42 м³/сут. Залежь нефтяная, пластовая, сводовая, с возможным литологическим экраном в западных и южных участках площади, с коллекторами порового типа. Возможно объединение ее с залежью Федоровской площади.

Залежь пласта $БС_1$ — единая в пределах Федоровского, Западно-Федоровского и Мохового поднятий. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Открытая пористость песчаников равна 25—28%, проницаемость — до 150 мД. Дебиты нефти при работе на 8-мм штуцере достигают 82 м³/сут. Водонефтяной контакт определен на отметке —1980 м. Залежь нефтяная, пластовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БС_1$-СС приурочена к Северо-Сургутскому локальному поднятию. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Количество последних увеличивается в западном направлении. Дебиты нефти через 8-мм штуцер достигают 33 м³/сут. Залежь нефтяная, сводовая, пластовая, с коллекторами порового типа.



отложений Федоровского месторождения:
щественно песчаники; *3* — нефть; *4* — газ

Залежь пласта $АС_7$ находится в пределах Федоровского и Мохового поднятий. Пласт представлен мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин. Дебиты нефти через 12-мм штуцер достигают 16 м³/сут. Залежь нефтяная, пластовая, сводовая, с возможными литологическими экранами вблизи ВНК, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АС_{5-6}$ распространена в пределах всего месторождения. Пласт сложен чередующимися песчаниками, алевролитами и глинами. В сводовых частях поднятий нефтяная залежь имеет газовые шапки. Дебиты нефти при работе через 11-мм штуцер достигают 16 м³/сут, газа — 405 м³/сут. Залежь нефтяная, с газовой шапкой, пластово-массивная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АС_4$ развита в пределах всего месторождения. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Дебиты нефти через 11-мм штуцер достигают 42 м³/сут, газа — 285 м³/сут. Залежь газовая с нефтяной оторочкой, пластовая, с коллекторами порового типа.

Самотлорское нефтяное месторождение. Расположено к северу — северо-западу от г. Нижневартовский, в правобережной части Оби. Оно приурочено к Самотлорскому, Мартовскому, Белозерному, Мыхпайскому, Малосамотлорскому и Пауйскому локальным поднятиям, выявленным сейсморазведочными работами МОВ в 1963—1964 гг. в южной части Тарховского вала Нижневартовского свода. Форма объединенной группы поднятий изометричная. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 160 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по кровле пласта $БВ_8$ составляет 130 м, а по кровле талицкой свиты (палеоцен) — 40 м.

Поисковое бурение в пределах Самотлорской группы поднятий начато в 1965 г. Месторождение открыто в 1965 г. первой поисковой скв. 1.

Фундамент вскрыт на глубине 2743 м. На фундаменте залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах новомихайловской свиты (средний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 40 м. Общая мощность осадочного чехла Самотлорского месторождения 2700—2900 м.

На месторождении выявлены залежи нефти в пластах $БВ_{11}$, $БВ_{10}$, $БВ'_{10}$, $БВ_8$, $АВ_6$, $АВ_{4-5}$, $АВ_{2-3}$, $АВ_1$ и $ПК_1$ на глубинах от 1000 до 2230 м (рис. 96).

Залежь пласта $БВ_{11}$ (валанжин) вскрыта на глубине 2150—2230 м в средней части мегионской свиты. Залежь приурочена к Самотлорскому локальному поднятию. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. В северо-восточном и северо-западном направлениях он замещается глинами. Мощность глинистой покрышки над залежью — 5—6 м. Пласт испытан совместно с вышележащей залежью. Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —2167 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном вниз по падению, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пластов $БВ_{10}$, $БВ'_{10}$ (валанжин) залегает на глубине 2125—2225 м в средней части мегионской свиты. Распространена она в пределах Самотлорского, Белозерного и Пауйского поднятий. Пласт сложен песчаниками с линзовидными прослоями глин. В северо-западном направлении в сторону Мартовского поднятия песчаники замещаются глинами. Открытая пористость песчаников — 21—26%, проницаемость — до 500 мД и более. Покрышкой залежи служат глинистые породы мегионской свиты мощностью до 60—70 м. В своде Самотлорского поднятия в отложениях покрышки имеются прослои песчаников мощностью 5—6 м. Мощность от кровли пласта $БВ_{10}$ до первого прослоя песчаника равна 20—25 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 52—160 м³/сут, пластовое давление — 220 кгс/см², температура — 75° С, газовый фактор — 100 м³/м³, давление насыщения газа в нефти — 100—110 кгс/см². Водонефтяной контакт наклонен в восточном направлении и проводится на абсолютных глубинах 2152—2157 м. Высота залежи — 95—100 м.

Залежь пластовая, сводовая, осложненная литологическим экраном по падению, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_8$ (валанжин) вскрыта на глубине 2020—2135 м в верхах мегионской свиты и приурочена к Самотлорской, Мартовской, Пауйской и Белозерной локальным структурам. Пласт представлен песчаниками

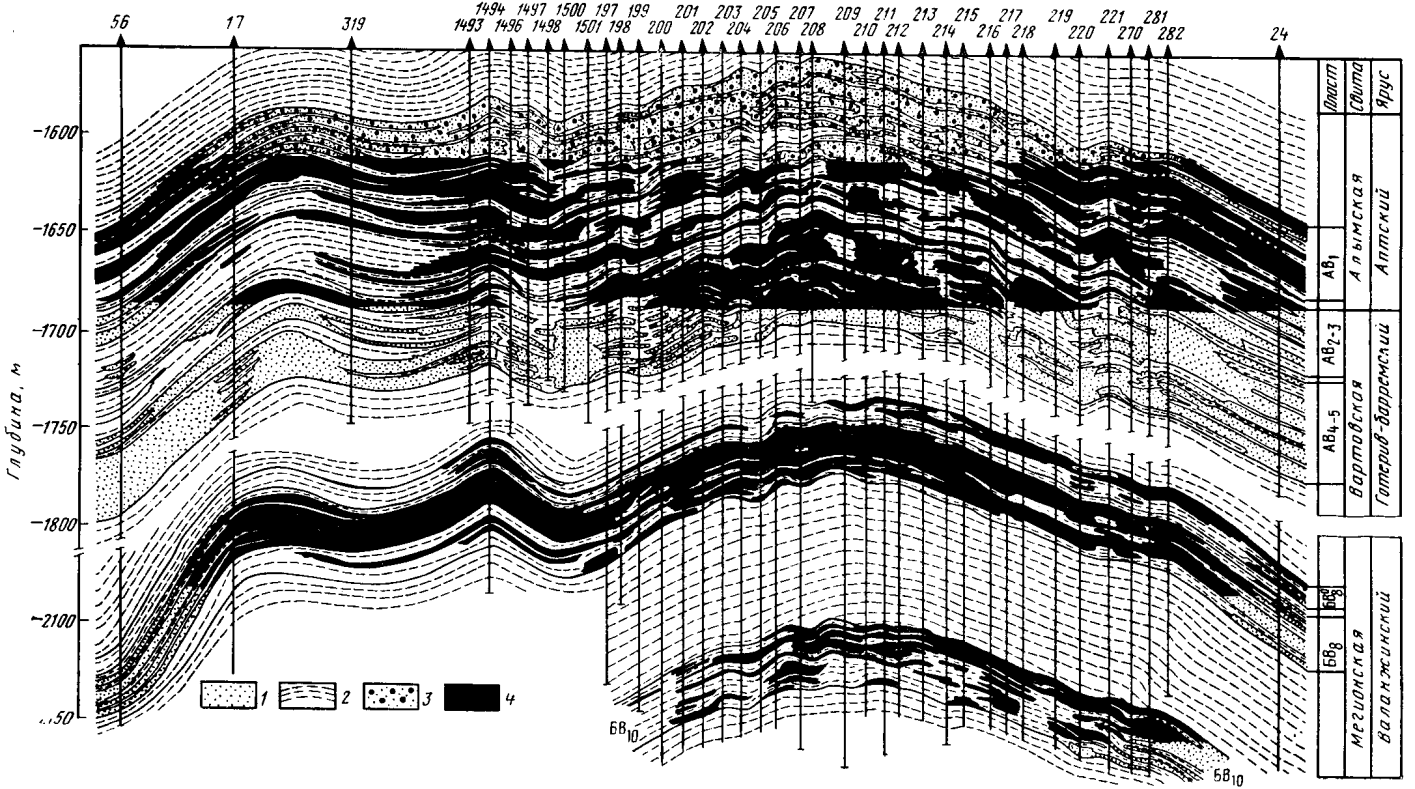


Рис. 96. Геологический разрез продуктивных отложений Самотлорского месторождения:

1 — преимущественно песчаники; *2* — преимущественно глины; *3* — газ; *4* — нефть

с прослоями алевролитов и глин. Мощность глинистой покрышки над пластом — 5—8 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер составляют 100—200 м³/сут, пластовое давление — 210—218 кгс/см², температура — 65—77° С, газовый фактор — 70—100 м³/м³, давление насыщения газа в нефти — 100—110 кгс/см². Водонефтяной контакт наклонен в восточном направлении и проводится на абсолютных глубинах 2071—2076 м. Высота залежи — 110—115 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_6$ (готерив) приурочена к низам верхней подсвиты вартовской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин.

В скв. 16-а при испытании пласта в интервале 1793—1798 м через 8-мм штуцер получено 58 м³/сут нефти. Пластовое давление равно 174 кгс/см², температура — 62° С.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_{4-5}$ (баррем) вскрыта на глубине 1685—1748 м в средней части верхней подсвиты вартовской свиты. Пласт сложен песчаниками с прослоями глин. Эффективная мощность его резко изменяется по площади. В своде Самотлорского поднятия она составляет 80—90% от всей мощности пласта, а в западном и восточном направлениях снижается до нуля. Открытая пористость песчаников равна 19—29%, проницаемость — до 1170 мД. Мощность глинистой покрышки над залежью — 20—40 м. В отложениях покрышки имеются прослои песчаников.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер составляют 93—162,6 м³/сут, пластовое давление — 172—178 кгс/см², температура — 57—62° С, газовый фактор — 160 м³/м³, давление насыщения газа в нефти — 150 кгс/см². Водонефтяной контакт наклонен в восточном направлении и определен на глубинах 1685—1693 м. Высота залежи — 55—63 м. Возможно, залежь имеет гидродинамическую связь с пластом $АВ_{2-3}$.

Залежь пластовая, осложненная литологическими экранами вниз по падению, высокодебитная, с колллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_{2-3}$ (баррем) распространена на глубине 1640—1750 м в верхах вартовской свиты в пределах Самотлорского, Мартовского, Пауйского и Белозерного поднятий. Пласт имеет сложное строение и выражен чередованием песчаников, глин и алевролитов. Верхняя часть пласта в песчаных фациях прослеживается по всей Самотлорской группе поднятий. Нижняя, бóльшая по мощности, к своду Самотлорской локальной структуры замещается глинисто-алевролитовыми непроницаемыми породами. Покрышкой залежи служит пласт зеленоцветных глинистых пород кровли вартовской свиты мощностью 2—5 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 66—137,6 м³/сут, пластовое давление — 169—182 кгс/см², температура — 57—65° С, газовый фактор — 160 м³/м³, давление насыщения газа в нефти — 150 кгс/см². Водонефтяной контакт условно проводится на отметке —1693 м. Высота залежи — 100—108 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическими экранами, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_1$ (апт) залегает на глубинах 1610—1780 м в низах алымской свиты в пределах всей Самотлорской группы локальных поднятий. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов.

Покрышкой служат глины кошайской подсвиты мощностью 20—25 м. Дебиты нефти через 8-мм штуцер достигают 66 м³/сут. Залежь, возможно, имеет газовую шапку. Дебиты газа через 63,5-мм трубки составляют 400—500 тыс. м³/сут. Вместе с газом всегда поступает небольшое количество нефти. Керн в зоне предполагаемой газовой шапки насыщен нефтью. По плану $АВ_1$ Самотлорское месторождение объединяется с Черногорским, Аганским, Мегионским, Ватинским и Северо-Покурским.

Залежь пласта $ПК_1$ приурочена к кровле покурской свиты и развита только в пределах Самотлорского поднятия. Залежь газовая, массивная, с коллекторами порового типа. Дебиты газа достигают 200 м³/сут.

Вартовско-Советское нефтяное месторождение. Расположено в долине Оби, к юго-востоку от Самотлорского месторождения. Оно приурочено к Нижневартовскому, Соснинскому, Советскому и Медведевскому локальным поднятиям, выявленным сейсморазведочными работами МОВ в 1957—1959 гг. в западной части Соснинско-Медведевского вала Нижневартовского свода. Простирание объединенного поднятия — северо-западное. Амплитуда по отражающему сейсмическому горизонту «Б» равна 120 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям талицкой свиты (палеоцен) составляет 20 м.

Медведевское поднятие расположено в юго-восточной части Соснинской группы поднятий. Простирание его — северо-западное и амплитуда 40 м. Советское поднятие находится на северо-западе от Медведевского, имеет изометричную форму и амплитуду 30 м. Соснинское поднятие расположено к северо-западу от Советского, имеет северо-западное простирание и амплитуду 40 м. Нижневартовское поднятие выявлено северо-западнее Соснинского. Простирание его — северо-западное, амплитуда — 70 м.

Поисковое бурение на рассматриваемой территории начато в 1960 г. В 1962 г. скв. 1 выявлена залежь нефти на Соснинской площади, в 1963 г. скв. 17 — на Советском поднятии и в этом же году — на Медведевской площади (скв. 6), в 1964 г. — на Нижневартовском поднятии.

Фундамент вскрыт пятью скважинами и представлен углисто-глинистыми сланцами и доломитизированными известняками. По его породам развита кора выветривания мощностью до 45 м. На фундаменте и коре выветривания залегают породы тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах новомихайловской свиты залегают четвертичные осадки мощностью 40—60 м. Общая мощность осадочного чехла Вартовско-Советского месторождения — 2700—2900 м.

На месторождении выявлены залежи нефти в пластах Юф, $Ю_2$, $Ю_1$, $БВ_{10}$, $БВ_8$, $БВ_7$, $БВ_{4-6}$, $БВ_{2-3}$, $БВ_1$, $АВ_4$ и $АВ_{2-3}$ и $АВ_1$ (рис. 97, 98).

Залежь пласта Юф (аален?) вскрыта на глубине 2700—2730 м в верхах медведевской пачки тюменской свиты только в пределах Медведевской площади. Пласт залегает на породах фундамента и представлен песчаниками. Открытая пористость их — 20%. К своду Медведевского поднятия песчаники выклиниваются, образуя литолого-стратиграфическую ловушку кольцевого строения. Покрышкой залежи служат глинистые породы баграсской пачки тюменской свиты мощностью 10—15 м. В своде поднятия глины баграсской пачки залегают на фундаменте.

В скв. 6 при испытании открытым забоем интервала 2690—2734 м при работе на 8-мм штуцере получено 90,4 м³/сут нефти. Водонефтяной контакт условно проводится на абсолютной отметке —2675 м. Высота залежи — около 30 м. Пластовое давление равно 278 кгс/см², температура — 90,5° С, газовый фактор — 40 м³/м³.

Залежь пластовая, осложненная литолого-стратиграфическим экраном вверх по восстанию пласта, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $Ю_2$ (нижний келловей) вскрыта на глубине 2520—2527 м в верхах тюменской свиты и распространена только на Медведевском

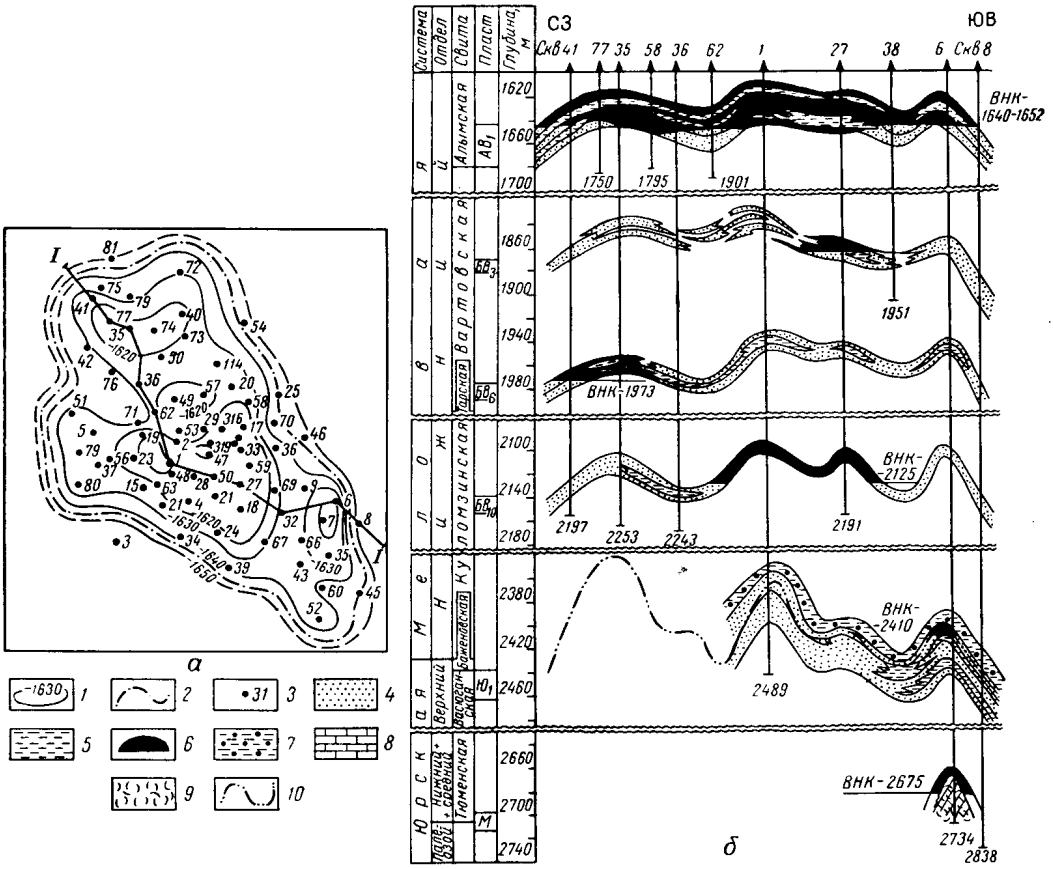


Рис. 97. Вартовско-Советское нефтяное месторождение (по Е. Е. Даненбергу, И. А. Иванову)

а — структурная карта по кровле пласта $АВ_1$; *б* — геологический разрез продуктивных отложений. *1* — изогипсы кровли пласта $АВ_1$; *2* — внешний контур нефтеносности; *3* — скважины; *4* — песчаники; *5* — аргиллиты и алевролиты; *6* — песчаники нефтеносные; *7* — аргиллиты битуминозные; *8* — известняки; *9* — кора выветривания; *10* — отражающий горизонт $П^а$

поднятии. Пласт характеризуется линзовидным чередованием песчаников, алевролитов и глин. Покрышкой залежи служат глинистые породы низов васюганской свиты мощностью 30 м.

В скв. 7 при испытании пласта в интервале 2521—2528 м при динамическом уровне 1300 м получено 6,4 м³/сут нефти и небольшое количество воды. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2486 м. Высота залежи — 7 м.

Залежь массивная, с возможными литологическими экранами, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $Ю_1$ (верхняя юра) вскрыта на глубине 2449—2459 м в верхах васюганской свиты на Медведевском поднятии. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Открытая пористость песчаников — 15—23% (в среднем 19%), проницаемость — 6—835 мД (в среднем 200 мД). Покрышкой залежи служат глинистые породы георгиевской, баженовской и куломзинской свит общей мощностью до 35—40 м.

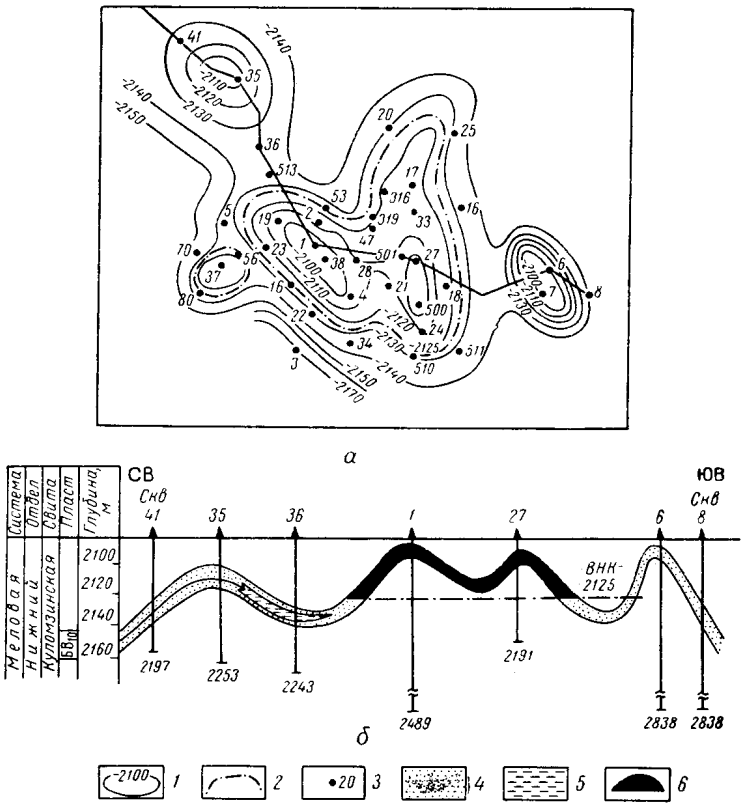


Рис. 98. Вартовско-Советское нефтяное месторождение (по Е. Е. Даненбергу, И. А. Иванову)

а — структурная карта по кровле пласта $БВ_{10}$; *б* — геологический разрез продуктивных отложений. *1* — изогипсы по кровле пласта $БВ_{10}$; *2* — внешний контур нефтеносности; *3* — скважины; *4* — песчаники; *5* — аргиллиты и алевролиты; *6* — песчаники нефтеносные

В скв. 7 при испытании пласта в интервале 2448—2454 м при работе на 8-мм штуцере получено 72 м³/сут нефти. Пластовое давление равно 254 кгс/см², температура — 79° С, газовый фактор — около 150 м³/м³. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2410 м. Высота залежи — около 10 м.

Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{10}$ западная (валанжин) вскрыта на глубине 2160—2185 м в верхах куломзинской свиты на Нижневартовском поднятии и северном куполе Соснинского поднятия. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. На восточной периклинали Нижневартовского поднятия происходит увеличение в составе пласта глинистых пород. Покрышкой

залежи являются глины куломзинской свиты мощностью 45—50 м. В составе пород покрышки имеются маломощные прослои алевролитов и песчаников.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер достигают 102 м³/сут. Пластовое давление равно 218 кгс/см², температура — 78—82° С, газовый фактор — 40 м³/м³. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —2140 м. Высота залежи — 25 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{10}$ южная (валанжин) распространена в пределах небольшого куполовидного осложнения западнее северной периклинали Соснинского поднятия, в районе скв. 37, 56, 80. Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —2140 м. Высота залежи — 7 м.

Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{10}$ восточная (валанжин) распространена на глубине 2120—2165 м в пределах Соснинского и Советского поднятий. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов. На периклиналях Соснинского поднятия происходит глинизация подошвы его. Открытая пористость песчаников — 23—29%, проницаемость — от 110—547 до 3485 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы куломзинской свиты мощностью 30—35 м. В основании пород покрышки на большей части территории развития залежи прослеживаются два пропластка водоносных песчаников мощностью 1—2 м. Они отделены от залежи глинистой перемычкой мощностью 2—5 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 150—200 м³/сут, пластовое давление — 209—219 кгс/см², температура — 67—74° С, газовый фактор — 60—90 м³/м³, давление насыщения газа в нефти — 98—103 кгс/см². Водонефтяной контакт проведен на абсолютной отметке —2125 м. Высота залежи — 45 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_8$ (валанжин) вскрыта на глубине 2050—2070 м в средней части тарской свиты на Нижневартовском поднятии. Пласт представлен мощным песчаником с редкими линзовидными прослоями глин. Мощность глинистой покрышки над залежью — 6—8 м. Восточнее Соснинской площади глинистые породы покрышки замещаются песчаниками.

В скв. 2 при испытании пласта в интервале 2052—2063 м при работе на 8-мм штуцере получено 124,9 м³/сут нефти. Пластовое давление равно 209 кгс/см², температура — 74° С, газовый фактор — 90 м³/м³, давление насыщения газа в нефти — 98 кгс/см². Водонефтяной контакт условно проводится на абсолютной отметке —2030 м. Высота залежи — около 20 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_7$ (валанжин) вскрыта на глубине 2040—2055 м в верхах тарской свиты на восточной периклинали Нижневартовского поднятия. Пласт сложен песчаниками с прослоями глин. Мощность покрышки над залежью — 2 м.

В скв. 35 при испытании пласта в интервале 2042—2046 м дебит нефти через 8-мм штуцер составил 24,7 м³/сут, воды — 98,9 м³/сут. Газовый фактор равен 110 м³/м³. Водонефтяной контакт условно проводится на глубине 2000 м. Высота залежи — 10—15 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{4-6}$ (валанжин) залегает на глубине 1990—2020 м в низах вартовской свиты на восточном склоне Нижневартовского поднятия. Пласт выражен чередованием песчаников и глин. Мощность покрышки над залежью — 5 м.

В скв. 35 при испытании пласта в интервале 1997—2004 м через 8-мм штуцер получено 111 м³/сут нефти. Пластовое давление равно 203 кгс/см², газовый фактор — 65 м³/м³. Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —1973 м в кровле пласта $БВ_6$. При испытании последнего в скв. 35 в интервале 2023—2030 м дебит воды с пленкой нефти равнялся 10 м³/сут. Высота залежи — около 30 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_{2-3}$ (готерив) выявлена на глубине 1934—1944 м в вартовской свите в пределах северного купола Советского поднятия. Пласт представлен песчаниками с многочисленными прослоями глин, количество которых уменьшается вниз по разрезу. Открытая пористость песчаников — 24—25%, проницаемость — от 0,3—0,8 до 1—2 мД. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 5 м.

В скв. 17 при испытании пласта в интервале 1934—1942 м при работе на 8-мм штуцере получено 1,86 м³/сут нефти и 60 м³/сут воды. Через 32-мм штуцер дебит нефти равен 25,2 м³/сут, воды — 67,3 м³/сут. Пластовая температура равна 59° С. Водонефтяной контакт проводится на абсолютной отметке —1903 м. Высота залежи — около 10 м.

Залежь пластовая, сводовая, водоплавающая, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БВ_1$ (готерив) вскрыта на глубине 1900—1910 м в верхах нижней подсвиты вартовской свиты на северном куполе Советского поднятия. Пласт представлен песчаниками, которые по простиранию и падению замещаются глинисто-алевролитовыми породами с прослоями песчаников. Открытая пористость песчаников — 25—28%. Мощность глинистой покрышки над залежью — 10—14 м. В породах покрышки имеются прослои песчаников мощностью 1—2 м. Самый нижний такой прослой песчаника отделен от залежи глинистой перемычкой мощностью 2 м.

В скв. 17 при испытании пласта в интервале 1903—1908 м при работе через 8-мм штуцер добыто 140,5 м³/сут. Пластовое давление равно 195 кгс/см², газовый фактор — 100 м³/м³, упругость газов в нефти — 100 кгс/см². Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —1870 м. Высота залежи — 10 м.

Залежь пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_4$ (баррем) вскрыта на глубине 1730—1740 м в средней части верхней подсвиты вартовской свиты, в пределах Сосниской структуры. Пласт представлен песчаниками, которые по падению замещаются глинисто-алевролитовыми породами. Мощность пласта в своде поднятия резко сокращается за счет замещения песчаников кровли. Мощность покрышки над залежью равна 9—15 м. Нижний из таких прослоев отделен от залежи глинистой перемычкой мощностью 1 м.

В скв. 4 при испытании пласта в интервале 1751—1754 м при работе на 8-мм штуцере получено 1 м³/сут нефти, 22 м³/сут водонефтяной эмульсии и 47 м³/сут воды. Пластовое давление равно 183 кгс/см², газовый фактор — около 10 м³/м³. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —1715 м. Высота залежи — около 10 м.

Залежь пластовая, осложненная литологическим экраном по падению пласта, низкодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АВ_{2-3}$ приурочена к наиболее приподнятой части месторождения. Пласт представлен чередованием песчаников, алевролитов и глин. Дебиты нефти при работе на 8-мм штуцер составляют 100 м³/сут. Водонефтяной контакт проводится на глубине —1671 м. Высота залежи — 19 м.

Залежь пласта $АВ_1$ (апт) вскрыта на глубине 1650—1695 м в нижней подсвите алымской свиты в пределах Медведевского, Советского, Сосninского и восточной части Нижневартовского поднятий. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями алевролитов и глин. В западной части Нижневартовского поднятия (скв. 141) происходит резкое замещение песчаников алевролито-глинистыми породами с линзами и гнездами песчаников. Открытая пористость песчаников — 20—25%, проницаемость изменяется от 1—2 до 146 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы кошайской подсвиты мощностью 14—16 м.

Дебиты нефти через 8-мм штуцер равны 11—160 м³/сут, пластовое давление 165—172 кгс/см², температура — 52—57° С, газовый фактор — 50—80 м³/м³. Водонефтяной контакт проводится на абсолютных отметках 1640—1652 м. Высота залежи — 45 м. На западе залежь экранируется зоной литологического замещения.

Залежь пластовая, сводовая, осложненная литологическим экраном по простиранию пласта, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Южно-Сургутское нефтяное месторождение является внеструктурным. Оно приурочено к южному склону Сургутского свода. Месторождение открыто в 1973 г. В пределах месторождения выявлены нефтяные залежи в пластах $БС_{12}$, $БС_{11}$ и $БС_{10}$. Все три пласта, возможно, гидродинамически связаны между собой.

Залежь пласта $БС_{10-12}$ приурочена к отложениям верхов мегионской свиты. Ловушка залежи образована заливообразным развитием пластов $БС_{10-12}$, с трех сторон ограниченных зоной развития глин. От Западно-Сургутского месторождения отделяется полосой развития глин шириной 2—5 км. Вверх по восстанию отмечается замещение песчаников глинами сначала в пласте $БС_{10}$, затем в пластах $БС_{11}$ и $БС_{12}$. Дебиты нефти при работе на 8-мм штуцере достигают 128 м³/сут. Водонефтяной контакт условно проводится на отметке —2347 м. Высота залежи — 125 м.

Залежь нефтяная, литологическая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Месторождение Большой Салым. Объединяет по пласту $Ю_0$, приуроченному к глинистым отложениям баженовской свиты (верхняя юра), Верхне-Шапшинское, Верхне-Салымское, Салымское, Западно-Лемпинское и Правдинское месторождения. В пределах их, кроме пласта $Ю_0$, залежи нефти выявлены в пластах $Ю_5$, $Ю_{2-3}$, $БС_{20-21}$, $БС_{21}$, $БС_{19}$, $БС_{18}$, $БС_{11}$, $БС_{10}$, $БС_7$, $БС_6$, $БС_{4-5}$, $БС_4$, $АС_{11}$ и $АС_{10}$. Описание этих залежей приведено в работе [216], поэтому здесь более подробно дается описание залежи в пласте $Ю_0$, которая является уникальной как с точки зрения коллектора и условий залегания нефти, так и с позиций строения залежи.

Баженовская свита в пределах площади Большой Салым выражена линзовидным чередованием массивных и пластинчато-листоватых битуминозных глин. Мощность свиты колеблется в пределах 30,0—34,0 м и в среднем составляет 32 м. Эффективная мощность проницаемых пород измерена по пяти скважинам Салымской площади по методике, разработанной в ЗапСибНИГНИ

О. М. Нелепченко, В. Х. Ахияровым и др. Сущность этой методики заключается в двойном проведении БКЗ и БК. Первый замер производится после вскрытия пласта, второй — после закачки в пласт соленого раствора. Минерализация раствора — 150 г/л; состав — 100 г/л NaCl и 50 г/л $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$. Проницаемые разности глин и их мощность определяются по проникновению соленого раствора в пласт методом БК, коллекторские свойства пород определяются по малым зондам БКЗ. По литологическому составу и удельным электрическим сопротивлениям баженовская свита разделяется на четыре пачки. Первая (сверху) пачка сложена преимущественно массивными глинами с линзовидными прослоями плитчатых разностей. Количество последних составляет 0—76% и в среднем равно 28%. Удельные электрические сопротивления пород в основном не превышают 100 Ом·м. Мощность ее — 2—3 м.

Вторая пачка сложена в основном плитчатыми и листовато-пластинчатыми глинами с линзовидными прослоями массивных разностей. Количество плитчатых глин составляет 35—80% (в среднем по пяти скважинам 60%). Удельные электрические сопротивления пород пачки, как правило, более 300 Ом·м и достигают 4500 Ом·м. Мощность пачки — 6—7 м.

Третья пачка сложена также в основном плитчатыми и листовато-пластинчатыми глинами. Массивные разности образуют линзы мощностью от 0,2 до 1,0 м. Суммарная мощность плитчатых и листовато-пластинчатых глин равна 42—96% и в среднем составляет 70%. Удельные электрические сопротивления пород пачки равны 200—300 Ом·м, иногда достигая 500—600 Ом·м. Мощность пачки — 11—13 м.

Четвертая пачка сложена в основном массивными глинами с линзовидными прослоями плитчатых разностей. Количество последних колеблется от нуля до 90% и в среднем составляет 40%. Удельные электрические сопротивления пород, как правило, менее 100 Ом·м, но иногда против плитчатых разностей глин достигают 150—300 Ом·м. Мощность пачки равна 11—11,5 м. По пяти скважинам средняя мощность проницаемых пород в разрезе баженовской свиты равна 17,3 м. Поскольку при испытании скважин не зафиксированы притоки воды, то это значение можно условно считать равным величине средней мощности битуминозных плитчатых пород.

Из четырех описанных пачек верхняя и нижняя наиболее изменчивы по литологическому составу, но, как правило, если по всему разрезу свиты преобладают плитчатые разности глин, то их больше в этой скважине во всех четырех пачках.

В целом какой-либо закономерности в распространении проницаемых плитчатых разностей глин по площади Салымской структуры не наблюдается. Отмечается лишь тенденция увеличения их содержания в восточном и северном направлениях. Максимальная суммарная мощность (26,0 м) плитчатых глин отмечена в скв. 38, пробуренной на восточном крыле Салымского поднятия в центре небольшой локальной впадины. Минимальная мощность этих пород (8,9—11,8 м) зафиксирована в скв. 25 и 34, пробуренных в присводовой зоне Салымской площади.

Коллекторские свойства пород баженовской свиты изучались только по двум скважинам (32 и 25) Салымской площади. В скв. 32 сотрудниками ЗапСибНИГНИ под руководством О. М. Нелепченко эффективная пористость определялась по результатам исследований разреза свиты методами БКЗ и БК, замеры которыми проводились до и после закачки соленой воды в пласт.

В этой же скважине сотрудником ВНИГРИ Г. В. Дорофеевой в 64 образцах керна методом ВНИГРИ по большим шлифам произведены замеры трещино-

ватости и определены трещинная, открытая и общая пористость, газопроницаемость, остаточная водо- и нефтенасыщенность.

В скв. 25 сотрудниками ВНИИЯГГ Ю. В. Покиевым и Я. Н. Бахиным были проведены измерения методами импульсного нейтрон-нейтронного каротажа (ИННК) и термометрии. Измерения ИННК проведены до и после закачки соленой воды в интервале залегания отложений баженовской свиты.

В первой (сверху) пачке расчеты пористости проводились в скв. 32 ЗапСибНИГНИ и ВНИГРИ. По результатам работ ЗапСибНИГНИ, эффективная пористость проницаемых пород изменяется от 0,22 до 0,28% и в среднем составляет 0,25%. По данным ВНИГРИ (три замера), трещинная пористость равна 0,09, трещинная проницаемость — 1,51 мД, открытая пористость — 3,04—5,16 (в среднем 4,29%), общая пористость — 6,46—8,94% (в среднем 7,33%), газопроницаемость — 0,08—36,6 мД (в среднем 18,4 мД), остаточная водонасыщенность — 18,6—37,7% (в среднем 26,7%), остаточная нефтенасыщенность — 3,72—5,52% (в среднем 4,62%).

Во второй пачке, по данным ЗапСибНИГНИ, в скв. 32 эффективная пористость изменяется от 0,26 до 0,36%, в среднем составляет 0,31%. По данным ВНИИЯГГ, в скв. 25 открытая пористость колеблется от 3,0 до 4,4% и в среднем составляет 3,8%. По данным ВНИГРИ (один замер), трещинная пористость равна 0,085%, трещинная проницаемость — 1,44 мД, открытая пористость — 4,65%, общая — 6,15%, газопроницаемость — 0,002 мД, остаточная нефтенасыщенность — 10,17%.

В третьей пачке в скв. 32, по данным ЗапСибНИГНИ, эффективная пористость в среднем равна 0,23%, в отдельных замерах достигает 0,32%. По данным ВНИИЯГГ, в скв. 25 в этой пачке открытая пористость меняется от 4,2 до 6,4% и в среднем равна 4,9. По данным ВНИГРИ (пять замеров), в скв. 32 в третьей пачке трещинная пористость равна 0,04—0,09% (в среднем 0,052%), трещинная проницаемость — 0,006—1,51 мД (в среднем 0,667 мД), открытая пористость — 6,04—9,90% (в среднем 8,42%), общая пористость — 7,87—12,61% (в среднем 11,09%), газопроницаемость — 0,324—1,530 мД (в среднем 0,956 мД), остаточная водонасыщенность — 1,81—6,20% (в среднем 5,02%), остаточная нефтенасыщенность — 3,02—42,63% (в среднем 23,58%).

В четвертой пачке в скв. 32, по данным ЗапСибНИГНИ, эффективная пористость в среднем равна 0,08%, колеблется от 0,04 до 0,18%. В скв. 25, по данным ВНИИЯГГ, в этой пачке открытая пористость изменяется от 2,5 до 8,0% и в среднем равна 3,8%. По данным ВНИГРИ, в скв. 32 (пять замеров) трещинная пористость меняется от 0,025 до 0,10% (в среднем 0,07%), трещинная проницаемость — 0,273—1,320 мД (в среднем 0,95 мД), открытая пористость — 10,60—12,51% (в среднем 11,28%), общая пористость — 12,47—16,18% (в среднем 13,75%), газопроницаемость — 0,003—0,067 мД (в среднем 0,017 мД), остаточная водонасыщенность — 4,10—10,93% (в среднем 6,55%), остаточная нефтенасыщенность — 21,14—42,83% (в среднем 32,35%).

В среднем по скв. 32, по данным ЗапСибНИГНИ, эффективная пористость всех проницаемых пород равна 0,21%. По данным ВНИИЯГГ, в скв. 25 средняя величина открытой пористости равна 4,0%. Поскольку по данным ИННК не фиксируются прослои пористостью менее 2%, то с учетом этого средняя величина пористости принимается равной 2,2%.

По данным ВНИГРИ, по скв. 32 средняя трещинная пористость равна 0,069%, трещинная проницаемость — 0,971 мД, открытая пористость — 8,28%, общая пористость — 10,87%, газопроницаемость — 3,38 мД, остаточная водонасыщенность — 13,2%, остаточная нефтенасыщенность — 23,3%.

Как видно из приведенного материала, величины пористости, определенные разными методами, настолько разнятся между собой, что без дополнительных данных их нельзя усреднять. В настоящее время в пределах площади Большой Салым вскрыли верхнеюрские битуминозные глины более 40 поисково-разведочных скважин, из них пять — на Верхнесалымской, одна — на Восточно-Салымской, одна — на Западно-Салымской, две — на Верхнешапшинской, четыре — на Пойкинской, две — вне локальных поднятий, остальные — в пределах Салымской площади.

Из 40 скважин две не испытывались, в двух притоков не получено, а в остальных, в том числе и во внеструктурных, получены фонтаны нефти или зафиксированы нефтепроявления. Характерно, что ни в одной из скважин не получены притоки воды.

Особый интерес представляют скважины, пробуренные за пределами замыкающих изолиний локальных поднятий. В пределах Лемпинской площади такие скважины пробурены на восточном склоне структуры (скв. 34, 38 и 55) и на северо-западе ее (скв. 41). В этих скважинах из отложений баженовской свиты получены притоки нефти дебитами от 0,8 до 150 м³/сут. На Пойкинском локальном поднятии за пределами замыкающей изолинии по кровле баженовской свиты пробурена скв. 92, в которой испытание не проводилось, но в керне отмечались нефтепроявления.

Скв. 47 и 59 пробурены на небольшом структурном осложнении, практически во внеструктурных условиях между Лемпинским и Верхнешапшинским локальными поднятиями. При испытании в открытом стволе отложений баженовской свиты при динамическом уровне 1000 м получено 0,68 м³/сут нефти.

Одной из характерных особенностей баженовской свиты площади Большой Салым являются повышенные удельные электрические сопротивления ее пород, которые достигают по отдельным скважинам 2—4,5 тыс. Ом·м. В смежных районах удельные электрические сопротивления этих отложений не превышают 100—200 Ом·м. Это позволило нам высказать предположение о возможности предварительного оконтуривания предполагаемой региональной зоны нефтенасыщения пород баженовской свиты по изменению удельных электрических сопротивлений. С запада по направлению к площади Большой Салым кажущиеся удельные электрические сопротивления пород баженовской свиты, замеренные по потенциал-зонду, закономерно увеличиваются от 50—30 до 1200—4500 Ом·м. Аналогичная картина отмечается и от восточных смежных районов. В контуре изолинии 600 Ом·м все пробуренные и испытанные скважины дали притоки нефти. Это позволило по состоянию на современную степень изученности месторождения Большой Салым условно принять площадь, оконтуривающуюся изолинией 600 Ом·м, за возможное распространение нефтенасыщенных пород баженовской свиты. За пределами этой территории из отложений баженовской свиты промышленные притоки нефти получены на Малобалыкской площади ($\rho_к$ = 270 Ом·м) и зафиксированы нефтепроявления в пределах Нялинской площади ($\rho_к$ = 160 Ом·м).

Правомерность оконтуривания предполагаемой залежи по данным замеров электрических сопротивлений доказывается наличием эмпирических связей между электрическими сопротивлениями пород баженовской свиты, дебитами и коэффициентом продуктивности их.

Между электрическим сопротивлением пород и дебитами скважин имеется тесная корреляционная связь. По данным О. М. Нелепченко и других, эта связь линейная и ее можно выразить в виде следующего уравнения:

$$Q_н = 3{,}17kh, \qquad \text{(VII.1)}$$

где $Q_н$ — дебит нефти через 8-мм штуцер, м³/сут; h — суммарная мощность проницаемых пород баженовской свиты, м; k — коэффициент проникновения по БКЗ.

Он вычисляется по формуле

$$k = \frac{\rho_2^к - \rho_1^к}{\rho_{0,5}^к} - \frac{\rho_2^к - \rho_1^п}{\rho_{0,5}^п}, \qquad \text{(VII.2)}$$

где $\rho_2^к$, $\rho_1^к$, $\rho_{0,5}^к$ — кажущиеся сопротивления пород соответственно по зондам $A_2M_{0,5}N$, $A_1M_{0,1}N$ и $A_{0,4}M_{0,1}N$; $\rho_1^п$, $\rho_{0,5}^п$ — палеточные значения сопротивлений для двухслойной среды соответственно по зондам $A_1M_{0,1}N$ и $A_{0,4}M_{0,1}N$.

Коэффициент продуктивности (η) по значению коэффициента проникновения (K) с достаточной степенью достоверности определяется по уравнению

$$\lg \eta = 1{,}3K - 3{,}0. \qquad \text{(VII.3)}$$

Сопоставление расчетных и замеренных дебитов скважин из пород баженовской свиты приведено в табл. 59.

Нефть из отложений баженовской свиты площади Большой Салым метановая, плотностью 0,80—0,88 г/см³, малосернистая (0,16—0,73%), с содержанием фракций, выкипающих до 300° С, 32—50%. Растворенный газ жирный, с содержанием суммы C_2H_6 — C_6H_{14} от 10—16 до 30—48%. Отмечается значительное содержание (до 1,98%) в газе молекулярного водорода.

Намечается тенденция увеличения плотности нефти к контурам залежи. Привлекает внимание состав нефти на Верхнешапшинском поднятии. Здесь при пластовой температуре 100° С плотность нефти в своде структуры сравнительно высока и равна 0,88 г/см³. В составе ее отмечается повышенное содержание смолисто-асфальтеновых и сернистых соединений. По-видимому, такой аномальный состав нефти здесь объясняется нахождением ее в краевой части залежи, что может служить еще одним косвенным доказательством зонального распространения нефти в отложениях баженовской свиты независимо от структурного фактора.

Газовый фактор нефтей изменяется незакономерно с некоторой тенденцией уменьшения его от зон развития легких нефтей к зонам распространения более тяжелых нефтей.

Таблица 59

Сопоставление расчетных и замеренных дебитов нефти из баженовской свиты по скважинам Салымской площади

№ скважины	Диаметр штуцера, мм (динамический уровень, мм)	Замеренный дебит, м³/сут	kh	Расчетный дебит при 8-мм штуцере, м³/сут	Разность замеренного и расчетного дебитов, м³/сут
24	8	98	27,8	88	+10
27	8	275	75,2	238	+37
28	8	272	91,2	289	—17
29	(1340)	3,3	7,38	23	—20
32	8	231	64,1	203	+28
33	(1545)	5	25,2	80	—75
34	8	50	13,9	44	+6
35	8	144	47,0	149	—5
38	(411)	0,79	17,5	55	—54

Значительный интерес для решения вопроса об условиях формирования залежи в пласте $Ю_0$ представляет анализ коэффициента, равного отношению содержания в нефти асфальтенов к сере. Этот коэффициент тесно связан с составом органического вещества во вмещающих залежь породах. В залежах, залегающих в континентальных и прибрежно-морских отложениях, в которых отмечается повышенное содержание гумусового рассеянного органического вещества, величина As/S изменяется в пределах 2,64—7,86, а в залежах среди морских отложений — в пределах 2,32—3,14 [286, 287].

В нефтях залежи $Ю_0$ площади Большой Салым коэффициент отношения асфальтенов изменяется от нуля до 3,26. Максимальные его значения (2,87—3,26) приурочены к Пойкинской (Правдинское месторождение) локальной структуре.

В западном направлении, независимо от структурного плана Салымской площади, его величина уменьшается до нуля и только в пределах Верхнешапшинского поднятия вновь увеличивается до 0,57.

Характер изменения коэффициента As/S позволяет считать эту залежь сингенетичной органическому веществу вмещающих пород. В пределах восточных участков залежи Большой Салым, где отмечаются повышенные значения коэффициента As/S, при формировании залежи преобразование рассеянного органического вещества в нефть, по-видимому, происходило недостаточно полно, что и обусловило утяжеление нефти и повышение в ее составе смолисто-асфальтеновых и сернистых соединений.

Анализ схем изменения коэффициента As/S и плотности нефтей залежи пласта $Ю_0$ позволяет прогнозировать зону распространения наиболее высококачественных нефтей на площади к западу от Лемпинской, к востоку от Верхнешапшинской и в районе Западно-Салымской площадей.

Имеются перспективы возможного продолжения площади нефтенасыщенных пород баженовской свиты в северном направлении. Обоснованием такого предположения может служить схема изменения плотностей нефтей в залежи на Салымском участке, где изолинии плотностей нефтей не контролируются предполагаемым контуром нефтеносности, а как бы продолжаются в северном направлении.

Для подтверждения изложенной гипотезы необходимо решить две основные задачи.

1. Оконтурить площадь распространения нефтенасыщенных пород баженовской свиты и доказать наличие нефти в прогибах и на склонах крупных структур между локальными поднятиями. С этой целью следует пробурить сеть скважин по профилям от Верхнешапшинской до Правдинской площади, от Салымской до Южно-Салымской и от Верхнесалымской до Тахтынгской структур. Скважины следует закладывать как на локальных поднятиях и их склонах, так и в наиболее погруженных зонах, разделяющих локальные поднятия. В нескольких скважинах, расположенных в разных участках предполагаемого контура нефтеносности, следует провести испытание отложений тюменской свиты с обязательными замерами пластового давления для окончательного решения вопроса об изолированности залежей нефти в отложениях тюменской и баженовской свит.

2. Разработать методику подсчета запасов нефти в отложениях баженовской свиты. С этой целью следует провести длительную пробную эксплуатацию пробуренных скважин на Салымском, Верхнесалымском и Правдинском участках. Одновременно с пробной эксплуатацией должны продолжаться поисково-

разведочные работы, и по мере получения результатов по ним следует включать новые разведочные скважины в систему пробной эксплуатации.

Одной из особенностей строения коллекторов баженовской свиты изучаемого района является их низкая проницаемость. В разведочных скважинах во время испытания при увеличении депрессии на пласт дебит нефти не повышается, а снижается. Это связано с тем, что при быстром отборе нефть в пласте не успевает продвигаться к скважине и под влиянием горного давления в районе скважины горизонтальные трещины смыкаются, давление падает и приток прекращается. После закрытия скважины давление сравнительно быстро восстанавливается.

Надым-Пурская нефтегазоносная область

В Надым-Пурской нефтегазоносной области выявлены только месторождения структурного ряда, среди которых имеются как простого, так и сложного строения. Наиболее типичными для области являются Губкинское и Уренгойское месторождения.

Губкинское газонефтяное месторождение. Расположено юго-западнее пос. Тарко-Сале, в левобережье р. Пякупур. Оно приурочено к Пурпейскому и Северо-Пурпейскому локальным поднятиям, выявленным сейсморазведочными работами МОВ в 1961 г. в центральной части Пурпейского вала. По отражающему сейсмическому горизонту «Б» Пурпейское и Северо-Пурпейское поднятия оконтуриваются изогипсой —2950 м. Амплитуда первого — 270 м, второго — 250 м. Вверх по разрезу вместе с уменьшением амплитуды происходит объединение поднятий в единую структуру с наиболее приподнятой частью в районе Пурпейской площади. По кровле сеноманских отложений амплитуда объединенного поднятия составляет 150 м, по кровле верхнемеловых отложений — 65 м.

Поисковое бурение в пределах Пурпейского поднятия начато в 1964 г., в пределах Северо-Пурпейского — в 1966 г. В 1965 г. первой поисковой скв. 101 открыта залежь газа на Пурпейском поднятии, в 1966 г. скв. 15 — залежь газа на Северо-Пурпейском поднятии. В 1967 г. скв. 13 и 20 получены данные о возможном слиянии залежей на обоих поднятиях. Однако не исключена возможность существования узкой водоносной перемычки, разъединяющей залежи. Это предположение тем более вероятно, что газоводяные контакты на юге и севере месторождения, по данным Н. Х. Кулахметова, отличаются на 8 м. В 1969 г. скв. 38 на Пурпейском локальном поднятии была обнаружена нефтяная залежь.

Фундамент скважинами не вскрыт и предполагается на глубине 3500—4000 м. Наиболее глубокая скв. 38 остановлена на глубине 2873 м в верхах тюменской свиты. Скважинами пройден разрез юрских, меловых и палеогеновых отложений, неогеновые отсутствуют, и на породах чеганской свиты (эоцен, верхний олигоцен) залегают четвертичные осадки мощностью 90—150 м. Общая мощность осадочного чехла Губкинского месторождения предполагается равной 3500—4000 м.

На месторождении выявлены две залежи нефти и газа в пластах $Ю_1$, $БУ_{14}$, $ПК_1$ на глубинах от 665 до 2886 м.

Залежь пласта $Ю_1$ (верхняя юра) приурочена к васюганской свите. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Покрышкой залежи служат глинистые породы баженовской и низов мегионской свит общей мощностью до 50 м.

В скв. 38 при испытании пласта в интервале 2889—2903 м через 16-мм штуцер дебит нефти составил 232,7 м³/сут, газа — 62 тыс. м³/сут. Газовый фактор равен 220—231 м³/м³ по глубинным пробам. Пластовое давление равно 376,4 кгс/см² и превышает гидростатическое на 86 кгс/см². По данным глубинных проб нефти, давление насыщения газов меньше пластового на 145 кгс/см².

Залежь нефтяная, пластовая, с возможными литологическими экранами, высокодебитная, с коллекторами порового, а возможно, и трещинного типов.

Залежь пласта $БУ_{14}$ развита в отложениях мегионской свиты. Пласт представлен мелкозернистыми песчаниками с линзовидными прослоями глин. К своду структуры он замещается глинами, образуя ловушку литологического типа на восточном склоне Пурпейской локальной структуры. Дебит нефти из пласта при переливе составил 3,0 м³/сут, пластовое давление равно 226 кгс/см², температура — 77° С.

Залежь нефтяная, пластовая, литологически экранированная, малодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_1$ (сеноман) приурочена к верхам уренгойской свиты. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Песчаные пласты гидродинамически связаны между собой, образуя массивную ловушку, контролируемую региональной глинистой покрышкой верхнемеловых и палеогеновых пород общей мощностью 540—670 м. В нижней части глинистого разреза покрышки в отложениях верхов нижнеберезовской подсвиты (90—100 м от кровли покурской свиты) прослеживается пласт пород мощностью до 10 м, против которого на электрокаротажных диаграммах фиксируется отрицательная аномалия $ПС_1$ амплитудой до 20—30 мВ. Открытая пористость песчаников — 25—35%, проницаемость — до 7000 мД. Коллекторские свойства пород ухудшаются от осевой зоны структуры к ее склонам.

Дебиты газа изменяются от 160 тыс. до 8 млн. м³/сут и в большинстве случаев составляют 3—5 млн. м³/сут. Пластовое давление равно 72—78 кгс/см², температура — 19,5—22° С. Газоводяной контакт в пределах Пурпейской площади изменяется от 720 до 728 м, понижаясь в северном направлении. На Северо-Пурпейской площади газоводяной контакт определяется на абсолютных отметках —733 м. Высота залежи на юге — 110 м, на севере — 30 м.

Залежь газовая, массивная, высокодебитная, с коллекторами порового класса.

Уренгойское газоконденсатное месторождение (рис. 99, 100). Расположено в 56 км к северо-западу от пос. Уренгой. Оно приурочено к группе локальных поднятий, выявленных сейсморазведочными работами МОВ в 1964—1967 гг. в пределах Нижнепурского мегавала. Простирание вала меридиональное, размер 25 × 180 км. Амплитуда по отражающему горизонту «Б» равна 400 м. Вверх по разрезу она уменьшается. По кровле покурской свиты (апт — альб — сеноман) она составляет 210 м, а по отложениям талицкой свиты (палеоцен) — 100 м.

Поисковое бурение на рассматриваемой территории начато в 1966 г. Месторождение открыто в 1966 г. первой поисковой скв. 2.

Фундамент скважинами не вскрыт. Наиболее глубокая скв. 1 при забое 3200 м не вышла из отложений валанжина. Фундамент предполагается на глубине 5—5,5 км. На породах его возможно залегание отложений тюменской свиты мощностью 600—700 м. Верхнеюрские образования, по-видимому, представлены глинистой толщей мощностью около 80—100 м. Выше вскрыты меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах чеганской свиты (эоцен — нижний олигоцен) залегают четвертичные осадки

мощностью 15—150 м. Общая мощность осадочного чехла Уренгойского месторождения предполагается равной 4000—4500 м.

Залежь пласта $БУ_{15}$ южная приурочена к отложениям мегионской свиты и развита в южной части Уренгойского вала. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Мощность пласта колеблется от 10 до 25 м. Покрышкой служат глины мегионской свиты мощностью 5—15 м. Дебиты газа через 22-мм штуцер достигают 627 тыс. м³/сут, конденсата — 100 м³/сут. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

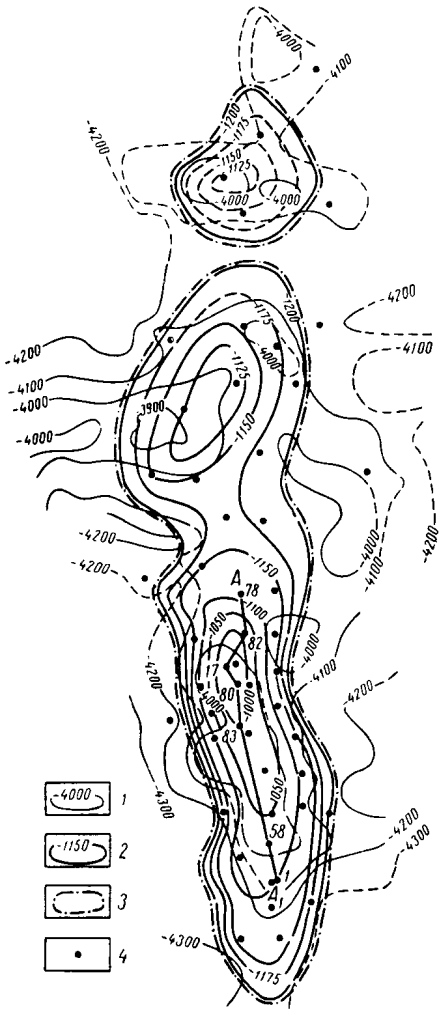


Рис. 99. Структурная карта Уренгойского газоконденсатного месторождения по кровле сеноманских отложений

1 — изогипсы отражающего горизонта «Б»; *2* — изогипсы по кровле сеноманских отложений; *3* — контур газоносности; *4* — скважины

Залежь пласта $БУ_{14}$ южная находится в отложениях мегионской свиты. Пласт представлен чередованием алевролитов и песчаников. Мощность его колеблется в пределах 10—15 м. Мощность глинистой покрышки — 10—20 м. В северном направлении отмечается замещение песчаников глинами. Дебиты газа при работе через 22-мм штуцер достигают 627 тыс. м³/сут, конденсата — до 100 м³/сут. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая, с возможными литологическими экранами на крыльях структуры, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{14}$ северная приурочена к отложениям мегионской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Количество последних к своду структуры резко увеличивается. Покрышкой являются глинисто-алевролитовые породы мегионской свиты мощностью 80—150 м. Пласт вскрыт на глубине 3000—3155 м.

В скв. 17 при испытании пласта в интервале 3000—3020 м получено 93 тыс. м³/сут газа (абсолютно свободный дебит) и 6,5 м³/сут конденсата через 12-мм штуцер. В этом же пласте в 1968 г. при испытании интервала 3156—3164 м в скв. 1 при динамическом уровне 500 м получено 0,8 м³/сут воды и 0,04 м³/сут нефти. Пластовое давление равно 353 кгс/см², температура —87° С.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, приуроченная к структуре II порядка, пластовая, с литологическим экраном вверх по восстанию, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{12}$ южная развита в южной части Уренгойского вала. Пласт представлен песчаниками с мелкими линзовидными прослоями

глин. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 10—20 м. Дебиты газа из пласта при штуцере 12,5 мм достигают 353 тыс. м³/сут, конденсата — 153 м³/сут. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

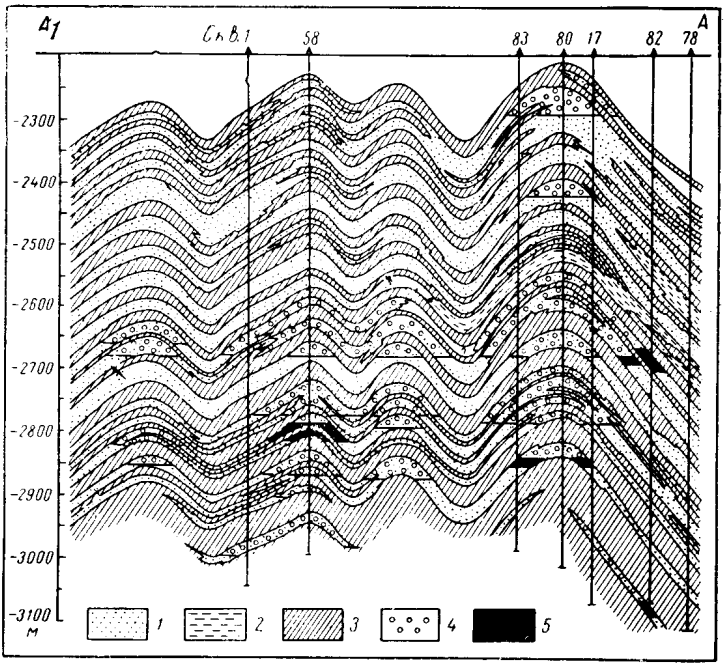


Рис. 100. Геологический разрез продуктивных отложений нижнемелового возраста Уренгойского газоконденсатного месторождения по линии $А_1$ — А (см. рис. 99). Составил Ф. К. Салманов

1 — преимущественно песчаники; *2* — преимущественно глины; *3* — переслаивание глин и песчаников
4 — газ, конденсат; *5* — нефть

Залежь пласта $БУ_{12}$ северная развита в северной части Уренгойского вала. Пласт представлен песчаниками с мелкими линзовидными прослоями глин. Мощность покрышки над залежью равна 50—60 м. При работе через 10-мм штуцер дебит газа равен 182 тыс. м³/сут, конденсата — 35 м³/сут, нефти — 3,0 м³/сут. Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{11}$ южная. Развита в южной части Уренгойского вала. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Количество последних увеличивается к крыльям поднятия, и местами песчаники полностью замещаются алевролитами и глинами. Мощность покрышки над залежью равна 15—18 м. Дебиты нефти из пласта через 12,8-мм штуцер достигают 31 м³/сут, газа — 237 м³/сут. Залежь нефтяная, с газоконденсатной шапкой, среднедебитная и высокодебитная, пластовая, сводовая, с возможными литологическими экранами по падению пласта, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{11}$ северная приурочена к верхам мегионской свиты. Пласт представлен чередованием песчаников и глин. По-видимому,

все проницаемые породы пласта гидродинамически связаны между собой. Пласт вскрыт на глубине 2790—2900 м. На крыле структуры глинистые прослои имеют бо́льшую мощность, чем в своде. Покрышкой залежи служат глинистые породы верхов мегионской свиты мощностью 10—40 м.

В скв. 17 при испытании пласта в интервалах 2778—2784 и 2791—2800 м получен фонтан газа с конденсатом. Абсолютно свободный дебит газа равен 1291 тыс. м³/сут. Дебит конденсата при работе через 14-мм штуцер составил 145,5 м³/сут. Пластовое давление равно 287,6 кгс/см².

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, приуроченная к структуре II порядка, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{10}$ распространена по всему месторождению. Пласт представлен чередованием песчаников, алевролитов и глин. В южном направлении роль глинистых пород несколько увеличивается. Дебиты газа достигают 1225 тыс. м³/сут, конденсата — 277 м³/сут. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_9$ северная приурочена к низам вартовской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Он вскрыт на глубине 2648—2772 м. Покрышкой залежи служат глинистые породы вартовской свиты мощностью 8—12 м.

В скв. 17 при испытании подошвы пласта в интервале 2687—2692 м получен фонтан газа с конденсатом. Дебит газа при работе на 31-мм штуцере равен 345 тыс. м³/сут, пластовое давление — 274 кгс/см², температура — 76° С.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, приуроченная к структуре II порядка, пластовая, с возможными литологическими экранами, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_9$ южная развита в южной части Уренгойского вала. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями глин. Мощность глинистой покрышки над залежью колеблется в пределах 5—12 м. Дебиты газа достигают 1267 тыс. м³/сут, конденсата — 180 м³/сут.

Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_8$ развита в пределах всего месторождения. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Количество последних несколько увеличивается в южном направлении. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 4—15 м. Дебиты газа достигают 386 тыс. м³/сут. Газ содержит конденсат.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_7$ развита в пределах всего месторождения. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями глин. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 10—16 м. Дебиты газа достигают (через штуцер 16-мм) 145 тыс. м³/сут, конденсата — 20,5 м³/сут, нефти — 1,7 м³/сут.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_5$ развита только в северной части Уренгойского вала. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Количество последних увеличивается в южном направлении. Мощность глинистой покрышки над залежью — 10—15 м.

Залежь газоконденсатная, пластово-массивная, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_1$ развита только в северной части месторождения. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями глин. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 6—15 м.

Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластово-массивная, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_1$ (сеноман) относится к верхам покурской свиты. Свита представлена песчаниками с линзовидными прослоями алевролитов и глин. Эффективная мощность верхней части свиты в пересчете на 100 м мощности ее составляет 60—70%. Все проницаемые породы гидродинамически связаны между собой и образуют ловушку массивного типа. Гранулометрический состав песчаников верхов уренгойской свиты и их коллекторские свойства контролируются современным структурным планом. От крыльев вала к его своду средний медианный диаметр зерен увеличивается от 0,042—0,050 до 0,06—0,07 мм. В этом же направлении возрастает открытая пористость песчаников от 25 до 30%, проницаемость — от 950—1000 до 1300—1750 мД. Покрышкой залежи являются глинистые породы кузнецовской, березовской, ганькинской и талицкой свит общей мощностью до 630 м.

Дебиты газа в скважинах равны 1,4—7,9 млн. м³/сут. Пластовое давление — 122 кгс/см², температура — 31—33° С. Газоводяной контакт определен на абсолютной отметке —1193 м. Высота залежи — 213 м.

Залежь газовая, массивная, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

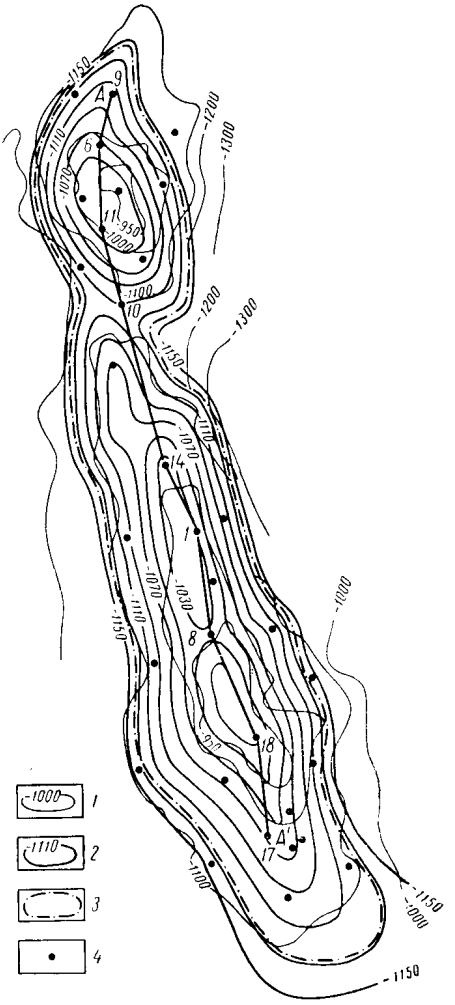


Рис. 101. Структурная карта Медвежьего газового месторождения по продуктивной толще в сеноманских отложениях. Составили Ф. К. Салманов, И. И. Нестеров

1 — изогипсы отражающего горизонта; *2* — изогипсы продуктивной толщи; *3* — контур газоносности; *4* — скважины

Медвежье газовое месторождение (рис. 101, 102) расположено восточнее Салехарда к западу от Уренгойского месторождения. Оно приурочено к Ныдинскому и Медвежьему локальным поднятиям, выявленным сейсморазведочными работами МОВ в 1964 г. По отражающему горизонту «Б» Медвежье поднятие оконтуривается изогипсой —3600 м, Ныдинское — изогипсой —3500 м. Размер первого — 30 × 75 км, амплитуда — 250 м; размер второго — 12 × 20 км. По сеноманским отложениям оба поднятия объединяются в структуру (Медвежий вал), оконтуренную изогипсой —1200 м. Размер структуры — 25 × 125 км, амплитуда — 150 м. По кровле меловых отложений амплитуда замкнутой

части вала сокращается до 50 м, а по кровле нижнелюлинворской подсвиты (эоцен) — до 8 м. При этом наиболее приподнятая часть поднятия постепенно смещается на север в сторону Ыдинской структуры.

Поисковое бурение на Ыдинском поднятии начато в 1965 г., на Медвежьем — в 1967 г. В 1966 г. скв. 2 было открыто Ыдинское месторождение, в 1967 г. скв. 1 — Медвежье. В 1968 г. скв. 10 был установлен общий контур залежей на этих поднятиях.

Фундамент скважинами не вскрыт. Наиболее глубокие скважины при забое 3100 м остановлены в отложениях средней юры (тюменская свита). Фун-

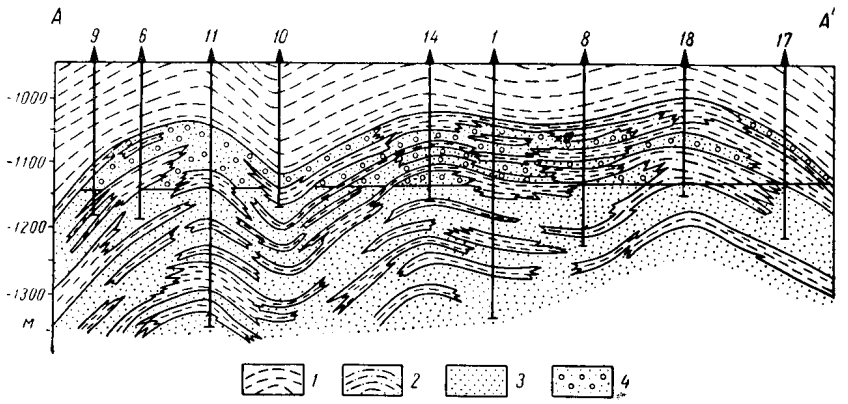


Рис. 102. Геологический разрез Медвежьего газового месторождения по линии AA^1 (см. рис. 101). Составил И. И. Нестеров

1 — преимущественно глины; *2* — преимущественно алевролиты; *3* — преимущественно песчаники; *4* — газовая залежь

дамент предполагается на глубине 4800—5000 м. На нем, по-видимому, залегают отложения тюменской свиты, выше — абалакской, баженовской и мегионской свит. Скважинами вскрыт разрез от верхов юры до эоцена. Неогеновые отложения отсутствуют, и на породах люлинворской свиты (эоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 150 м.

На месторождении выявлены залежь газа в сеноманских отложениях на глубине 1057—1207 м и небольшая газоконденсатная залежь в валанжинских отложениях на глубине 3010 м.

Основная залежь газа приурочена к верхам уренгойского комплекса (сеноман). Продуктивные отложения представлены песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Эффективная мощность продуктивной части разреза составляет 60—65% от общей мощности и увеличивается к сводовой части Медвежьего вала.

Средний медианный диаметр обломочных зерен песчаников возрастает от 0,04 до 0,05—0,06 мм к своду и в северном направлении. Аналогично изменяются коллекторские свойства песчаников. Открытая пористость их в том же направлении увеличивается от 24—25 до 30—35%, проницаемость — от 480—520 до 750—950 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы верхнего мела и низов палеогена общей мощностью 580—600 м.

Дебиты газа достигают 10—11 млн. м³/сут. Пластовое давление равно 116—118 кгс/см², температура — 31—32° С. Газоводяной контакт наклонен в северном направлении от 1134 до 1146 м. Высота залежи — 114—126 м.

Залежь массивная, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Гыданская нефтегазоносная область

В пределах Гыданской нефтегазоносной области выявлены только месторождения структурного ряда. Наиболее интересным из них является Ямбургское.

Ямбургское газогазоконденсатное месторождение. Расположено в южной части Тазовского полуострова, в 100 км к северу — северо-западу от Уренгойского. Оно приурочено к куполовидному поднятию одноименного названия, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1969 г.

Поисковое бурение в пределах Ямбургского поднятия начато в 1969 г. Месторождение открыто в 1969 г. первой поисковой скв. 2. В пределах месторождения выявлены газовые и газоконденсатные залежи в пластах $БУ_{12}$, $БУ_{7}$, $БУ_{6}$ и $ПК_{1}$.

Залежь пласта $БУ_{12}$ развита в верхах мегионской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин. Мощность покрышки над залежью равна 30 м. Дебиты газа достигают 5900 тыс. м³/сут, конденсата — 139 м³/сут. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{7}$ приурочена к отложениям вартовской свиты. Пласт выражен чередованием песчаников, алевролитов и глин. Мощность покрышки над залежью колеблется от 20 до 40 м. Залезь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БУ_{6}$ находится в отложениях вартовской свиты. Пласт сложен песчаниками с линзовидными прослоями глин. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 20—25 м. Дебиты газа достигают 5300 тыс. м³/сут, конденсата — 143 м³/сут.

Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_{1}$ приурочена к верхам покурской свиты. Пласт слагается песчаниками, алевролитами и глинами. Песчаники преобладают и гидродинамически связаны между собой, образуя ловушку массивного строения.

Залежь газовая, массивная, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Южно-Ямальская нефтегазоносная область

В Южно-Ямальской нефтегазоносной области выявлены только структурные месторождения, одним из типичных представителей которых является Новопортовское.

Новопортовское нефтегазоконденсатное месторождение. Расположено северо-восточнее г. Салехарда, на п-ове Ямал. Оно приурочено к локальному поднятию одноименного названия, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1963 г. в юго-восточной части Новопортовского вала. Простирание его северо-западное. Амплитуда по отражающему горизонту «Б», приуроченному к низам тюменской свиты, равна 500 м. Вверх по разрезу она уменьшается и по отложениям нижнеберезовской подсвиты (турон — сантон) составляет 170 м.

Поисковое бурение на Новопортовском поднятии начато в 1964 г. Месторождение открыто в 1964 г. первой поисковой скв. 50.

Фундамент вскрыт одной скважиной и представлен глинисто-алевролитовыми сланцами. На нем залегают породы низов тюменской свиты. Выше вскрыты верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, неогеновые отсутствуют, и на породах люлинворской свиты (эоцен) залегают четвертичные осадки мощностью до 120—150 м. Общая мощность осадочного чехла Новопортовского месторождения — 2500—3000 м.

На месторождении выявлено одиннадцать залежей газа и нефти в пластах $Ю_{6-7}$, $Ю_2$, $НП_1$ — $НП_{10}$, $ПК_{21}$ и $ПК_{16}$ на глубинах от 897 до 2185 м.

Залежь пласта $Ю_{6-7}$ (средняя юра) приурочена к верхам тюменской свиты. Пласт сложен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. По простиранию он не выдержан. Пористость песчаников — 10—15%, проницаемость — 5—10 мД. Покрышкой залежи служат глинисто-алевролитовые породы тюменской свиты мощностью 16 м.

В скв. 60 при испытании пласта в интервала 2104—2185 м получен фонтан газа дебитом 205 тыс. м³/сут. В газе присутствует конденсат. Условно газоводяной контакт определен на глубине 2140 м. Высота залежи — около 100 м.

Залежь газоконденсатная, пластовая, осложненная литологическим экраном, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $Ю_2$ (средняя юра, частично келловей) развита в верхах тюменской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Открытая пористость песчаников— 10—20%, проницаемость — 2—65 мД. Покрышкой залежи являются глинистые породы нижней подсвиты ярротинской свиты мощностью 30—40 м.

Дебиты газа из пласта $Ю_2$ равны 45—190 тыс. м³/сут, конденсата — до 58 м³/сут. Газоводяной контакт определен на абсолютной отметке —2000 м. Высота залежи — около 70 м. В приконтурной зоне в скв. 67, 77 и 78 получены неустойчивые притоки нефти.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, массивная, с возможными литологическими экранами, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_{9-10}$ (берриас) приурочена к низам новопортовской подсвиты ярротинской свиты. Пласт в песчаных фациях развит только в пределах южной периклинали поднятия. Открытая пористость песчаников — 18—22%, проницаемость — до 150 мД. Покрышкой залежи служат глинистые породы ярротинской свиты мощностью 30—50 м.

Дебиты газа составляют 200—400 тыс. м³/сут. Газ содержит конденсат. Газоводяной контакт условно проводится на глубине 1960 м. Залежь имеет нефтяную оторочку. В скв. 78 дебит нефти через 12-мм штуцер равен 2,5 м³/сут.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, осложненная литологическим экраном вверх по восстанию пласта, высоко- и среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_8$ (валанжин) приурочена к новопортовской подсвите ярротинской свиты. В песчаных фациях пласт развит только на южной периклинали Новопортовского локального поднятия. Покрышкой залежи служат глинистые породы ярротинской свиты мощностью 6—10 м.

Дебиты газа равны 150—400 м³/сут. Газ содержит конденсат. Залежь имеет нефтяную оторочку. В скв. 78 через 12-мм штуцер дебит нефти равен 32,4 м³/сут. ВНК условно проводится на глубине 1940 м.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, ограниченная вверх по восстанию литологическим экраном, средне- и высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_7$ (валанжин) распространена в средней части новопортовской подсвиты ярротинской свиты. Пласт в песчаных фациях развит только на южной периклинали поднятия. Покрышкой служат глинистые породы ярротинской свиты мощностью 5—10 м. В районе скв. 79 глины покрышки замещаются песчаниками и пласт объединяется с пластом $НП_{5-6}$. Дебиты газа достигают 400 м³/сут. Газ содержит конденсат. Газоводяной контакт условно проводится на глубине 1920 м.

Залежь газоконденсатная, с возможной нефтяной оторочкой, пластовая, ограниченная вверх по восстанию литологическим экраном, средне- и высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_{5-6}$ (валанжин) относится к средней части новопортовской подсвиты ярротинской свиты. Пласт развит в песчаных фациях в сводовой части и на южной периклинали Новопортовского поднятия. Покрышкой залежи служат глины мощностью 15—20 м.

Дебиты газа из пласта равны 400—900 тыс. м³/сут. Газ содержит конденсат. Пластовое давление в сводовых скважинах равно 190 кгс/см², температура — 55—63° С. Газоводяной контакт условно проводится на глубине 1860 м. Высота залежи — около 50 м. Залежь имеет нефтяную оторочку. В скв. 73 дебит нефти при динамическом уровне 595 м равен 6,1 м³/сут.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, ограниченная литологическим экраном по простиранию и падению, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_4$ (валанжин) находится в верхней части новопортовской подсвиты ярротинской свиты. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями алевролитов и глин. В северном направлении в его составе количество глинистого материала увеличивается, и на северной периклинали (скв. 61, 54) он полностью замещается глинистыми породами. Покрышкой залежи служат глины ярротинской свиты мощностью 18—23 м.

Дебиты газа из пласта достигают 830 тыс. м³/сут, нефти — до 215 м³/сут. Газ содержит конденсат. Пластовое давление равно 186—189 кгс/см², температура — 53—60° С. Газоводяной контакт условно определен на глубине 1850 м. Высота залежи — около 100 м.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_{2-3}$ (валанжин) приурочена к верхам новопортовской подсвиты ярротинской свиты. Пласт сложен песчаниками с прослоями алевролитов и глин, которые на далеком погружении северо-западной периклинали замещаются глинистыми породами. Покрышкой залежи являются глины новопортовской подсвиты мощностью 20—25 м.

Дебиты газа из пласта равны 60—120 тыс. м³/сут. Газ содержит конденсат. В скважинах, расположенных вблизи газоводяного контакта, вместе с водой поступает обильная нефтяная пленка. Газоводяной контакт условно определен на абсолютной отметке —1919 м. Высота залежи — около 170 м.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, сводовая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $НП_1$ (валанжин) относится к верхам новопортовской подсвиты ярротинской свиты. Пласт представлен песчаниками и алевролитами. Количество последних увеличивается от свода к крыльям и перикли-

налям. Покрышкой залежи являются глинистые породы верхней подсвиты ярротинской свиты мощностью 120—150 м.

Дебиты нефти из пласта достигают 1,1 млн. м³/сут нефти и конденсата — до 25 м³/сут. Пластовое давление равно 181,6 кгс/см². Водонефтяной контакт условно определен на глубине 1800 м. Высота залежи — около 95 м.

Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, пластовая, с литологическими экранами вниз по падению, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_{21}$ (нижний альб) приурочена к кровле северососьвинской свиты. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями глин. Покрышкой залежи являются глинистые породы низов салетинской свиты мощностью 4—5 м.

В сводовой скв. 48 из интервала 885—990 м добыто 188 тыс. м³/сут газа и 12,2 м³/сут нефти. В крыльевых скважинах дебит нефти снижается до 1,6 м³/сут. Водонефтяной контакт определен на абсолютной отметке —953 м. Высота залежи — 23 м. Высота газовой шапки — около 10 м.

Залежь нефтяная, с газовой шапкой, пластовая сводовая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_{16}$? (средний альб) развита в верхах нижней подсвиты салетинской свиты. Пласт сложен песчаниками и распространен по всей площади поднятия. Покрышкой являются глинистые породы верхов нижнесалинской подсвиты мощностью 20—25 м.

В скв. 49 из интервала 897—904 м дебит газа составил 28,3 тыс. м³/сут. Пластовое давление равно 87,3 кгс/см², температура — 24° С. Газоводяной контакт условно определен на абсолютной отметке —870 м. Высота залежи — около 30 м.

Залежь газовая, пластовая, сводовая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Пур-Тазовская нефтегазоносная область

В Пур-Тазовской нефтегазоносной области выявлены только структурные месторождения, среди которых Заполярное и Русское являются типичными для области. Первое — многозалежное, а в пределах второго выявлены дизъюнктивные нарушения, контролирующие распространение газа и нефти.

Заполярное нефтегазоконденсатное месторождение. Расположено в 80 км к юго-востоку от пос. Тазовское. Оно приурочено к одноименному локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1964 г. Простирание его субмеридиональное, размер — 24 × 55 км. Амплитуда по кровле тюменской свиты равна 350 м. Вверх по разрезу она несущественно уменьшается и по кровле сеноманских пород составляет 235 м, а по кровле отложений верхнего мела — 110 м.

Поисковое бурение в пределах Заполярного локального поднятия начато в 1965 г. Месторождение открыто первой поисковой скв. 3 в 1965 г. Фундамент не вскрыт. Поверхность его предполагается на глубине 5—6 км. На поверхности фундамента предполагается залегание пород тампейской серии, выше — отложений нижней, средней и верхней юры. Скважинами вскрыты нижнемеловые, верхнемеловые и палеогеновые отложения, неогеновые отложения отсутствуют, четвертичные образования залегают на породах люлинворской (эоцен) свиты.

В пределах Заполярного месторождения выявлены залежи газа и газоконденсата в пластах $БТ_{10}$, $БТ_{8-9}$, $БТ_{6-7}$, $БТ_5$, $БТ_{3-4}$, $АТ_3$, $ПК_1$, $ИТ_{1-2}$.

Залежь пласта $БТ_{10}$ развита в верхах мегионской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями алевролитов и глин, количество которых увеличивается к своду поднятия. Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, высокодебитная, пластовая, литологически экранированная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БТ_{8-9}$ распространена в низах вартовской свиты. Пласт представлен песчаниками с мелкими линзовидными прослоями алевролитов и глин. Дебиты газа через 18-мм штуцер достигают 728 тыс. м³/сут, конденсата — 234 м³/сут. Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БТ_{6-7}$ находится в отложениях вартовской свиты. Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 4—10 м. Дебиты газа через 18-мм штуцер достигают 60 тыс. м³/сут, нефти — 22,4 м³/сут. Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, среднедебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БТ_5$ приурочена к отложениям вартовской свиты. Пласт выражен чередованием песчаников, алевролитов и глин. Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $БТ_{3-4}$ приурочена к отложениям вартовской свиты. Пласт сложен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность глинистой покрышки над залежью — 10—15 м. Через 16-мм штуцер дебиты газа равны 412 тыс. м³/сут, конденсата — 18,5 м³/сут, нефти — 5,7 м³/сут. Залежь газоконденсатная, с нефтяной оторочкой, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $АТ_3$ развита в отложениях вартовской свиты. Пласт представлен чередованием песчаников, алевролитов и глин. Мощность глинистой покрышки над залежью — 13—15 м. Залежь газоконденсатная, пластовая, сводовая, среднедебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ПК_1$ находится в верхах покурской свиты. Пласт слагают песчаники с прослоями алевролитов и глин. Открытая пористость песчаников колеблется в пределах 25—30%, проницаемость — 1000—5000 мД. Пласты песчаников гидродинамически связаны между собой. Мощность глинистой покрышки над залежью — 40—45 м. Дебиты газа колеблются от 0,9 до 6,9 млн. м³/сут. Пластовое давление равно 133—135 кгс/см², температура — 34—37° С. В газонасыщенных песчаниках содержится незначительное количество (5—7%) пленочной нефти. Высота залежи — 228 м. Залежь газовая, массивная, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ИТ_{1-2}$ развита в низах березовской свиты. Пласт представлен чередованием песчаников, алевролитов и глин. В наиболее приподнятой части Заполярного поднятия в середине пласта прослеживается прослой глины мощностью 8—12 м. В крыльевых зонах пласт становится единым. Дебиты газа из пласта достигают 60 тыс. м³/сут. Пластовое давление равно 127,4 кгс/см², что на 21 кгс/см² больше гидростатического давления. Высота залежи — 130 м. Залежь газовая, среднедебитная, пластовая, сводовая, с возможными литологическими экранами по падению пород, с коллекторами порового типа.

Русское газонефтяное месторождение. Расположено в 106 км к юго-востоку от пос. Тазовское. Оно приурочено к одноименному локальному поднятию, выявленному сейсморазведочными работами МОВ в 1965 г. Поисковое бурение

в пределах Русского поднятия начато в 1966 г. Месторождение открыто в 1968 г. Отложения верхов покурской свиты системой дизъюнктивных нарушений расчленены на шесть блоков, в каждом из которых образовалась самостоятельная залежь нефти с газовой шапкой. Анализ строения месторождения показывает, что первоначально существовала единая залежь нефти массивного типа с газовой шапкой. Затем тектоническими движениями она была разбита на систему блоков, в каждом из которых водонефтяной и газонефтяной контакты залегают на различных глубинах.

Наиболее крупной является залежь восточного блока. Залежь нефти с газовой шапкой здесь охватывает пласты $ПК_{1-13}$. Высота залежи равна 245 м, в том числе газовой шапки — 170 м. В газовой зоне присутствует пленочная нефть. В остальных залежах высота газовых шапок колеблется от нуля до 120 м. Высота нефтяной зоны колеблется от 10 до 75 м. В западном блоке газовая шапка отсутствует.

Усть-Енисейская нефтегазоносная область

В Усть-Енисейской нефтегазоносной области выявлены лишь месторождения структурного ряда простого строения. К типовым в этой области можно отнести Соленинское месторождение.

Соленинское газоконденсатное месторождение. Расположено в 35 км к северо-западу от Мессояхского поднятия. Оно приурочено к одноименной локальной структуре, выявленной сейсморазведочными работами МОВ в 1968 г. Поисковое бурение в пределах Соленинской площади начато в 1969 г. Месторождение открыто в 1969 г. первой поисковой скв. 3. Скважинами вскрыты отложения нижнего и верхнего мела. Неогеновые и палеогеновые отложения отсутствуют, и на породах танамской свиты (маастрихт) с размывом залегают четвертичные образования. В пределах Соленинского месторождения залежи газа и газоконденсата выявлены в пяти пластах.

Залежь пласта $СХ_9$ приурочена к отложениям суходудинской свиты (валанжин — готерив). Пласт представлен песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 15—20 м. Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $СХ_8$ находится в отложениях суходудинской свиты. Пласт выражен чередованием песчаников, алевролитов и глин. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 10—15 м. Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $СХ_3$ развита в отложениях суходудинской свиты. Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями глин и алевролитов. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 15—20 м. Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $СХ_2$ распространена в отложениях суходудинской свиты. Пласт слагается песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность покрышки над залежью равна 15—20 м. Залежь газоконденсатная, высокодебитная, пластовая, сводовая, с коллекторами порового типа.

Залежь пласта $ЯК_2$ приурочена к отложениям яковлевской свиты (апт — альб). Пласт представлен песчаниками с линзовидными прослоями глин. Мощность глинистой покрышки над залежью равна 5—10 м. Залежь газовая, пластово-литологическая, сводовая, высокодебитная, с коллекторами порового типа.

Глава VIII

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА НЕФТЕЙ, КОНДЕНСАТОВ И ГАЗОВ

Геохимии нефтей, конденсатов и газов Западно-Сибирской плиты посвящены многочисленные исследования С. И. Близниченко, А. М. Бриндзинского, М. А. Вовк, В. С. Вышемирского, Ф. Г. Гурари, М. В. Дахновой, Н. П. Запивалова, Ю. Г. Зимина, В. В. Иванцовой, В. Л. Кукунова, А. Э. Конторовича, А. Д. Луговцова, И. И. Нестерова, О. Л. Нечаевой, В. Ф. Никонова, Н. Н. Ростовцева, Ф. К. Салманова, О. Ф. Стасовой, Г. П. Сверчкова, А. В. Рылькова, А. А. Трофимука, Т. Д. Островской, А. С. Фомичева, К. А. Шпильмана и др. За последнее время, однако, получены многочисленные новые, чрезвычайно интересные материалы. Это, в первую очередь, данные о составе нефтей и конденсатов в юрских и валанжин-готеривских отложениях севера плиты и составе нефтей в ряде мегавпадин (Юганской, Нюрольской, Ханты-Мансийской, Усть-Тымской и др.). Не меньшую ценность представляют результаты несравненно более глубокого, чем несколько лет назад, проводимого на «молекулярном уровне» изучения состава нефтей.

Все это вместе взятое позволяет по-новому осветить основные черты геохимии западносибирских нефтей, конденсатов и газов.

§ 1. Химическая классификация нефтей. Терминология

Исключительно сложный многокомпонентный состав нефтей требует создания их классификации. Такая классификация должна отвечать следующим требованиям:

1) опираться на современный уровень знания химического состава нефтей;

2) позволить выделить из теоретически мыслимого бесконечного по разнообразию химического состава множества нефтей реально существующие и наиболее распространенные в природе их типы и тем самым служить основой для выяснения геологических условий существования различных типов нефтей в природе, прогноза их состава, выяснения генезиса;

3) служить основой при выборе возможных вариантов технологических схем переработки нефтей;

4) служить средствам поиска и хранения информации.

Как известно, попытки построения классификации нефтей предпринимались неоднократно. Первая такая классификация была опубликована еще в 1908 г. Г. Гефером. В дальнейшем новые варианты классификаций нефтей были предложены А. Н. Сахаровым и Р. А. Виробьянцем, Г. Смитом, А. Ф. Добрянским, С. Креанго и др.

В СССР наибольшее распространение получила классификация А. Ф. Добрянского [103]. Группирование нефтей в классы в ней проводится по 14 признакам: плотность нефти, ее вязкость при 50° С, содержание акцизных смол, отношение С/Н, содержание в дистилляте метановых, нафтеновых и ароматических углеводородов, кислот и оснований, выход фракций до 200°, их

групповой состав, выход керосиновой фракции, ее плотность и цикличность масляной фракции.

Для целей геохимического исследования эта классификация не удобна, так как в ней не учтены такие важные для геохимика признаки, как содержание в нефти серы, смол, асфальтенов, твердых углеводородов, и в то же время учтены такие обычно не используемые в геохимических исследованиях признаки, как содержание акцизных смол, выход керосиновой фракции и т. п. Классификация А. Ф. Добрянского неудовлетворительна и с формальной точки зрения, так как в ней пропущены многие классы. В ней выделено всего девять классов. Даже без формального анализа видно, что в этой классификации нет места нефтям, содержащим свыше 55% метановых углеводородов, нефтям, содержащим больше 60% или меньше 35% нафтеновых углеводородов, нефтям, имеющим плотность 0,87—0,89 и содержащим свыше 50% метановых углеводородов на дистиллят, и т. п. Примером нефтей последнего класса могут служить нефти Усть-Балыкского месторождения.

Сложность построения классификации нефтей, отвечающей современным требованиям, обусловлена двумя причинами. В настоящее время известны и определяются достаточно массово сотни соединений и групп соединений, входящих в состав нефтей, а также большое число их физических, физико-химических и структурных характеристик. Не вызывает сомнений, что с течением времени число определяемых в нефти параметров и характеристик будет расти. Трудности выбора из их числа наиболее информативных показателей, по которым целесообразно проводить классификацию, — первая сложность в ее построении.

Вторая сложность связана с еще недостаточным и быстро меняющимся уровнем изученности химического состава нефти. Всего лишь десять-пятнадцать лет назад основную информацию о составе нефтей давали метод анилиновых точек и различные структурные методы. Сегодня состав бензиновых фракций изучается почти с исчерпывающей полнотой. Составы масляных и керосиновых фракций нефтей исследуются значительно менее глубоко, но и в них определяется большое число индивидуальных угдеводородов и групп соединений. Все еще слабо изучен состав гетероатомных соединений нефти. Этот прогресс аналитических методов сделал в значительной степени неприемлемым сегодня старые классификации нефтей. Этот же прогресс в будущем будет ограничивать «время жизни» классификаций, которые создаются сегодня. На это обстоятельство уже обращалось внимание ранее [219, 304].

Отметим основные принципы построения классификации нефтей, позволяющие хотя бы частично преодолеть эти трудности.

Во-первых, классификация должна быть удовлетворительной с формальной точки зрения, т. е. учитывать все теоретически возможные случаи состава нефтей. Это требование реализовано, например, в классификациях [45, 219].

Обычно практические реализации этого требования «пугают» исследователей, так как классификации оказываются очень громоздкими и сложными. Не надо, однако, смешивать формальную классификацию с реально существующими в природе типами нефтей. Именно такие типизации нефтей часто подменяют их классификациями. Примером тому может служить работа [103]. Другое дело, что в силу специфики условий образования нефти они строят свой состав очень избирательно [19, 44, 297 и др.] и значительное число классов оказываются пустыми. Это обстоятельство не противоречит процедуре построения классификации, наоборот, оно способствует выявлению реально существующих в природе типов нефтей. Нет, однако, никакой гарантии, что в при-

роде не существуют еще неизвестные типы нефтей. Такой пример, не учтенный в классификации А. Ф. Добрянского, был приведен выше. Более того, наличие «пустых» классов ориентирует на целеустремленные поиски объектов, в них входящих. Замечательный пример тому — периодическая система элементов Д. И. Менделеева.

Во-вторых, классификация должна быть удобной как при ручной, так и при машинной обработке данных.

В-третьих, классификация должна сохранять известную преемственность со старыми классификациями нефтей. В частности, в качестве классификационного в ней следует сохранить такой параметр, как плотность. Это требование учтено во многих классификациях [103, 219, 304 и др.].

В-четвертых, классификация должна быть построена так, чтобы она претерпела наименьшую трансформацию в будущем. В связи с этим она должна максимально полно учитывать состав нефти как природной системы, т. е. учитывать не только углеводородные, но и гетероатомные соединения нефтей, а также состав и количество газов, растворенных в ней, и т. п. Кроме того, целесообразно разбить классификацию на ряд подклассификаций с учетом вероятного «времени их жизни» и удобства сбора и обработки данных. Этому требованию не удовлетворяет ни одна из существующих ныне классификаций нефтей. В известной мере они учтены в классификациях [219, 304].

В связи с изложенным выше возникла необходимость построить удовлетворительную с формальной точки зрения классификацию нефтей по физико-химическим характеристикам и углеводородному составу, отвечающую задачам геохимических исследований и удобную при ручной и машинной обработке данных.

Ниже описана такая классификация. В ее основу положена классификация нефтей, предложенная в 1967 г. А. Э. Конторовичем [219].

В соответствии с классификацией В. А. Успенского [237] под нефтью понималась природная смесь углеводородов, смол и асфальтенов, содержащая не более 35% асфальтеново-смолистых веществ, находящаяся в породах-коллекторах в свободном состоянии.

Представляется целесообразным разбить классификацию нефтей по крайней мере на две подклассификации — по физико-химическим характеристикам и по углеводородному составу.

Для классифицирования нефтей по физико-химическим характеристикам были выбраны следующие признаки: плотность, содержание выкипающих до 300° С («светлых») фракций, содержание серы, содержание асфальтово-смолистых веществ, содержание твердых углеводородов.

Каждое свойство было разбито на следующие интервалы (рис. 103).

1. Плотность (ρ_4^{20}):

$$0 \equiv \rho \leqslant 0{,}80;$$

$$1 \equiv 0{,}80 < \rho\ 0{,}84;$$

$$2 \equiv 0{,}84 < \rho\ 0{,}88;$$

$$3 \equiv 0{,}88 < \rho\ 0{,}92;$$

$$4 \equiv \rho > 0{,}92,$$

где 0 — очень легкие (с весьма низкой плотностью) нефти; 1 — легкие (с низкой плотностью) нефти; 2 — со средней плотностью нефти; 3 — тяжелые (с высокой плотностью) нефти; 4 — очень тяжелые (с весьма высокой плотностью) нефти.

2. Содержание светлых фракций (q_{300}):

$$0 \equiv q_{300} \leqslant 25\%;$$

$$1 \equiv 25 < q_{300} \leqslant 50\%;$$

$$2 \equiv 50 < q_{300} \leqslant 75\%;$$

$$3 \equiv 75 < q_{300} \leqslant 100\%,$$

где 0 — нефти с низким содержанием светлых фракций; 1 — нефти со средним содержанием светлых фракций; 2 — нефти с высоким содержанием светлых фракций; 3 — нефти с весьма высоким содержанием светлых фракций.

3. Содержание серы (S):

$$0 \equiv 0 \leqslant S \leqslant 0{,}5\%;$$

$$1 \equiv 0{,}5 < S \leqslant 1\%;$$

$$2 \equiv 1 < S \leqslant 3\%;$$

$$3 \equiv S > 3\%,$$

где 0 — малосернистые нефти; 1 — нефти средней сернистости; 2 — сернистые нефти; 3 — высокосернистые нефти.

4. Содержание асфальтово-смолистых веществ (AS):

$$0 \equiv 0 \leqslant AS \leqslant 10\%;$$

$$1 \equiv 10 < AS \leqslant 20\%;$$

$$2 \equiv 20 < AS \leqslant 35\%,$$

где 0 — малосмолистые нефти; 1 — смолистые нефти; 2 — высокосмолистые нефти.

5. Содержание твердых углеводородов (парафинов — П):

$$0 \equiv 0 \leqslant П \leqslant 5\%;$$

$$1 \equiv 5 < П \leqslant 10\%;$$

$$2 \equiv П > 10\%,$$

где 0 — малопарафинистые нефти; 1— парафинистые нефти; 2 — высокопарафинистые нефти.

Построенное путем формального перечисления всех этих признаков дерево классификации показано на рис. 103 (см. вкладку в конце книги).

Схема содержит 720 классов.

Понятно, что многие классы «пустые». Так, на основании опыта априорно можно утверждать, что в природе не существует нефтей с $\rho \leqslant 0{,}80$, $S > 3\%$ и $AS > 20\%$, т. е. не существуют очень легкие, высокосернистые и высокосмолистые нефти и т. п. Путем учета достаточно большого экспериментального материала подобные «пустые» классы из классификации могут быть исключены.

Аналогично была построена классификация нефтей по углеводородному составу. Принималось, что дистиллят нефти полностью состоит из метановых, нафтеновых и ароматических углеводородов. Если их содержание обозначить $\varphi = q_{Me}, q_{Nn}, q_{Ar}$ соответственно, то $q_{Me} + q_{Nn} + q_{Ar} = 100$.

Было принято разделение на следующие интервалы:

$$0 \equiv \varphi = 0; \quad 1 \equiv 0 < \varphi \leqslant 25;$$

$$2 \equiv 25 < \varphi \leqslant 50;$$

$$3 \equiv 50 < \varphi \leqslant 75;$$

$$4 \equiv 75 < \varphi < 100.$$

На основании опыта на классификацию априорно были наложены, кроме того, следующие условия:

$$P(q_{\text{Me}} = 0)\ ^1 = 0;$$

$$P(q_{\text{Nn}} = 0) = 0;$$

$$(q_{\text{Ar}} = 0) = 0,$$

т. е. не существует нефтей, в которых бы полностью отсутствовал какой-либо класс углеводородов.

Процедура построения классификаций перечисления описана в [219]. В построенной классификации 16 классов (рис. 104).

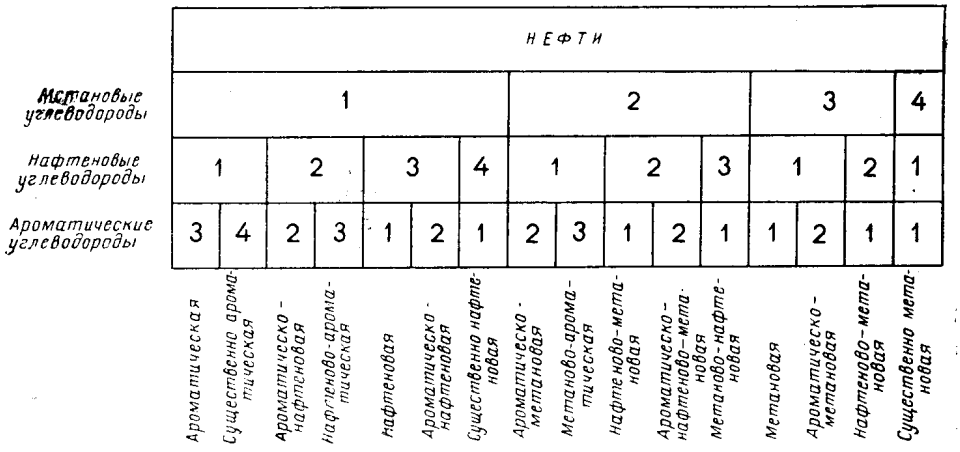


Рис. 104. Классификация нефтей по углеводородному составу

Близкую классификацию нефтей по углеводородному составу предложили несколько позже Н. Б. Вассоевич и М. Г. Бергер [45]. Отличие состоит лишь в том, что в их классификации первый интервал $0 < \varphi \leqslant 25$ разбит на два: $0 < \varphi_1' \leqslant 10$ и $10 < \varphi_1'' \leqslant 25$.

В такой классификации некоторые классы, вероятно, также являются пустыми [219]. Так, на сегодня не известны нефти «существенно ароматические». Очень редки нефти «ароматические» и т. д. А. Ф. Добрянский [103] вообще полагал, что в природе отсутствуют нефти, в которых преобладают ароматические углеводороды.

[1] $P(A)$ — вероятность события A.

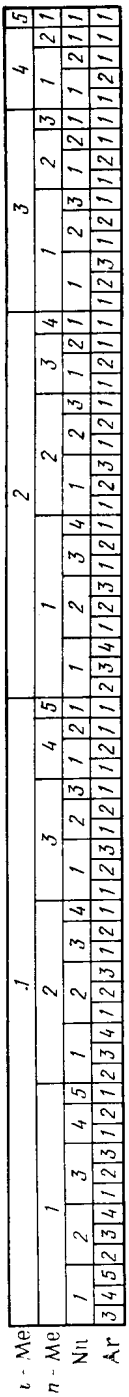


Рис. 105. Классификация бензинов, нефтей и конденсатов (н. к. —125 °С) по углеводородному составу

Описанная подклассификация нефтей по углеводородному составу может применяться лишь для нефтяных фракций, выкипающих до 300° С, для которых определение всех трех классов углеводородов может быть достаточно надежно выполнено существующими методами.

Для бензиновых фракций нефтей эта подклассификация может быть видоизменена с учетом возможностей несравненно более детального их изучения. При построении этой классификации принималось

$$\varphi = q_{i\text{-Me}},\quad q_{n\text{-Me}},\quad q_{\text{Nn}},\quad q_{\text{Ar}},$$

$$q_{i\text{-Me}} + q_{n\text{-Me}} + q_{\text{Nn}} + q_{\text{Ar}} = 100,$$

$$0 \equiv \varphi = 0,\quad 1 \equiv 0 < \varphi \leqslant 20,\quad 2 \equiv 20 < \varphi \leqslant 40,$$

$$3 \equiv 40 < \varphi \leqslant 60,\quad 4 \equiv 60 < \varphi \leqslant 80,\quad 5 \equiv 80 < \varphi \leqslant 100.$$

Построенная подклассификация бензиновых фракций нефтей и конденсатов приведена на рис. 105. Она содержит 65 классов.

Значительно более сложной является задача построения классификации химического состава высокомолекулярных фракций нефтей. На это уже обращал внимание М. А. Бестужев, который отметил, что: «для доведения системы (классификации — *прим. авт.*) до необходимого уровня совершенства надо знать с достаточной точностью групповой химический состав всей нефти, а не только ее отдельных фракций» [304, стр. 9].

Особо необходимо остановиться на терминологии, употребляемой для названия различных классов нефтей. В этом вопросе до сих пор, к сожалению, нет единства взглядов [20, 45]. В части нефтей с различными физико-химическими характеристиками такая упорядоченная и принятая в настоящей работе терминология дана выше.

Более сложным является вопрос о названии нефтей и их фракций по углеводородному составу. По мнению А. Э. Конторовича [219], в соответствии с существующей традицией удобно применять следующее правило. В названии нефти не упоминается класс углеводородов, присутствующий в ее дистилляте в количестве, меньшем или равном 25%. Если углеводороды некоторых классов присутствуют в дистилляте в количестве, превышающем 25%, то все они упоминаются в названии, причем первым в названии класса ставится название углеводорода, находящегося в дистилляте в минимальном количестве, и следующие — в порядке возрастания их концентраций. Например, нефть, содержащая 50% метановых, 30% нафтеновых и 20% ароматических углеводородов на дистиллят, называется нафтеново-метановой. Если какой-либо класс углеводородов присутствует в дистилляте нефти в количестве, превышающем 75%, то в названии нефти к названию этого класса углеводородов добавляется слово «существенно». Например, нефть, содержащая 80%

метановых, 15% нафтеновых и 5% ароматических углеводородов на дистиллят, называется существенно метановой.

В соответствии с этим, в классификации (см. рис. 104) выделяются следующие классы нефтей.

Существенно метановая	411	
Существенно ароматическая	114	
Существенно нафтеновая	141	
Метановая	311	
Нафтеновая	131	
Ароматическая	113	
Нафтеново-метановая	321	221
Ароматическо-метановая	312	212
Метаново-нафтеновая	231	221
Метаново-ароматическая	213	212
Ароматическо-нафтеновая	132	122
Нафтеново-ароматическая	123	122
Ароматическо-нафтеново-метановая		222
Нафтеново-ароматическо-метановая		222
Ароматическо-метаново-нафтеновая		222
Нафтеново-метаново-ароматическая		222
Метаново-нафтеново-ароматическая		222
Метаново-ароматическо-нафтеновая		222

Аналогично могут быть построены названия на основе терминов «алканы», «цикланы», «арены». По этому же правилу следует строить термины для названий классов бензинов нефтей. Следует лишь, видимо, термины «существенно нафтеновый», «существенно метановый» и т. п. применять для фракций, содержащих более 60% углеводородов соответствующего класса, поскольку бензины с содержанием какого-либо из классов углеводородов в количестве более 75% крайне редки.

Сходное, за небольшими отличиями, правило образования терминов для названия классов нефтей и нефтяных фракций предложено и во втором издании Большой Советской энциклопедии.

Несколько более сложное правило построения наименования нефтей рекомендуют Н. Б. Вассоевич и М. Г. Бергер [45]. Их предложения сводятся к следующему.

1. Содержание каждого класса УВ отражается конечной аффиксальной морфемой в названии соответствующего класса. При этом различаются следующие три формы: первая: а) метановая (нафтеновая, ароматическая) или б) -алкановая (-цикановая, -ареновая); вторая: а) метаново-(нафтеново-, ароматическо-) или б) алканово-(цикланово-, ареново-); третья: а) метано- (нафтено-, ароматико-) или б) алкано- (циклано-, арено-).

Первая форма применяется для обозначения преобладающего в составе нефти класса углеводородов независимо от его процентного содержания, которое может составлять как более 50% (например, 78%), так и менее 50% (например, 40% при соотношении 30%, 30% и 40% между различными классами). При этом если содержание другого класса УВ (или каждого из других классов в отдельности) превышает 10%, то в начале основного названия помещается дополнительное (во второй или третьей форме).

Вторая форма, близкая к первой, используется для включения в наименование нефти названия второго (а иногда и третьего) класса УВ в случае, когда их содержание составляет не менее 25% от общего содержания УВ.

Третья форма предназначена для обозначения того или тех классов УВ, содержание которых меньше 25%, но не ниже какого-то условного минимума, например 10%.

Класс углеводородов, содержание которого в нефти меньше этого минимума, в наименовании ее не учитывается.

2. Порядок расположения названий различных классов УВ в том сложном прилагательном, которым является наименование нефти по углеводородному

составу, определяется ролью этих классов: чем она больше, тем правее, т. е. ближе к слову «нефть», должна находиться соответствующая часть прилагательного. Например, при составе нефти: М (Ал) — 50%; Н (Ц) — 30% и А (Ар) — 20% ее название будет ароматико-нафтеново-метановая нефть (или ареноцикланово-алкановая нефть) [45, стр. 46, 47].

Такая система представляется нам весьма интересной, но, вероятно, она слишком сложна. Во всяком случае, для устранения различий в наименовании нефтей форму «ароматико», принятую ранее в опубликованной классификации, мы сочли возможным заменить на «ароматическо». Это тем более целесообразно, что эта же форма при построении названий нефтей рекомендуются Большой Советской Энциклопедией.

§ 2. Региональные закономерности изменения состава и свойств углеводородов в залежах

Нижне-среднеюрский, частично келловейский нефтегазоносный горизонт. Наиболее тяжелые, смолистые и сернистые нефти в отложениях этого горизонта приурочены к юго-восточному склону Сургутского свода, северо-восточному склону Верхнедемьянского мегавала и Юганской мегавпадине (рис. 106, 107).

В этом районе плотность нефтей превышает 0,87 г/см³ и даже 0,89 г/см³, а содержание серы — 1,0—1,5%. Восточнее Колтогорского мегапрогиба и, судя по единичным данным, севернее Сургутского и Нижневартовского сводов распространены легкие ($< 0{,}83$ г/см³), малосернистые ($< 0{,}25\%$), малосмолистые нефти. В большей части Ханты-Мансийской мегавпадины с этими отложениями связаны средней плотности малосернистые нефти. Лишь в зонах положительных геотермических аномалий (Красноленинский свод, Салымский район) нефти характеризуются аномально низкой плотностью и сернистостью.

Многие нефти нижне-среднеюрского, частично келловейского нефтегазоносного горизонта отличаются аномально высокой парафинистостью (свыше 10 и даже свыше 20%). Такие нефти известны в пределах Средневасюганского, Пудинского и Парабельского мегавалов. Спорадически они встречаются и в других районах: на Александровском мегавалу, Красноленинском своде, Шаимском мегавалу, Новопортовском мегавалу, в Нюрольской мегавпадине и других районах. Меньше всего парафинов содержат тяжелые, сернистые нефти Юганской мегавпадины и примыкающих склонов крупных положительных структур I порядка.

Такая же зональность в составе нижне-среднеюрских нефтей намечается и по углеводородному составу. Для зоны распространения парафинистых нефтей характерны максимальные концентрации алканов и минимальные — циклоалканов. Последних больше всего (более 30% на дистиллят) в зоне Юганской мегавпадины. Важно также подчеркнуть, что при низкой цикличности метановые парафинистые нефти юго-востока плиты характеризуются максимально высоким отношением ($< 1{,}0$) концентрации аренов и цикланов.

Верхнеюрский нефтегазоносный горизонт. Как и в подстилающем нефтегазоносном горизонте, наиболее тяжелые и сернистые нефти в отложениях верхней юры обнаружены на юго-восточном погружении Сургутского свода и в Юганской мегавпадине (рис. 108, 109). Плотность нефтей в этой зоне превышает 0,84 г/см³, а содержание серы — 1,5%. Районы распространения нефтей средней плотности и сернистости расположены по периферии этой зоны. Они охватывают также западную и южную части Каймысовского свода и Нюрольскую мегавпадину. Легкие и очень легкие нефти с аномально низким

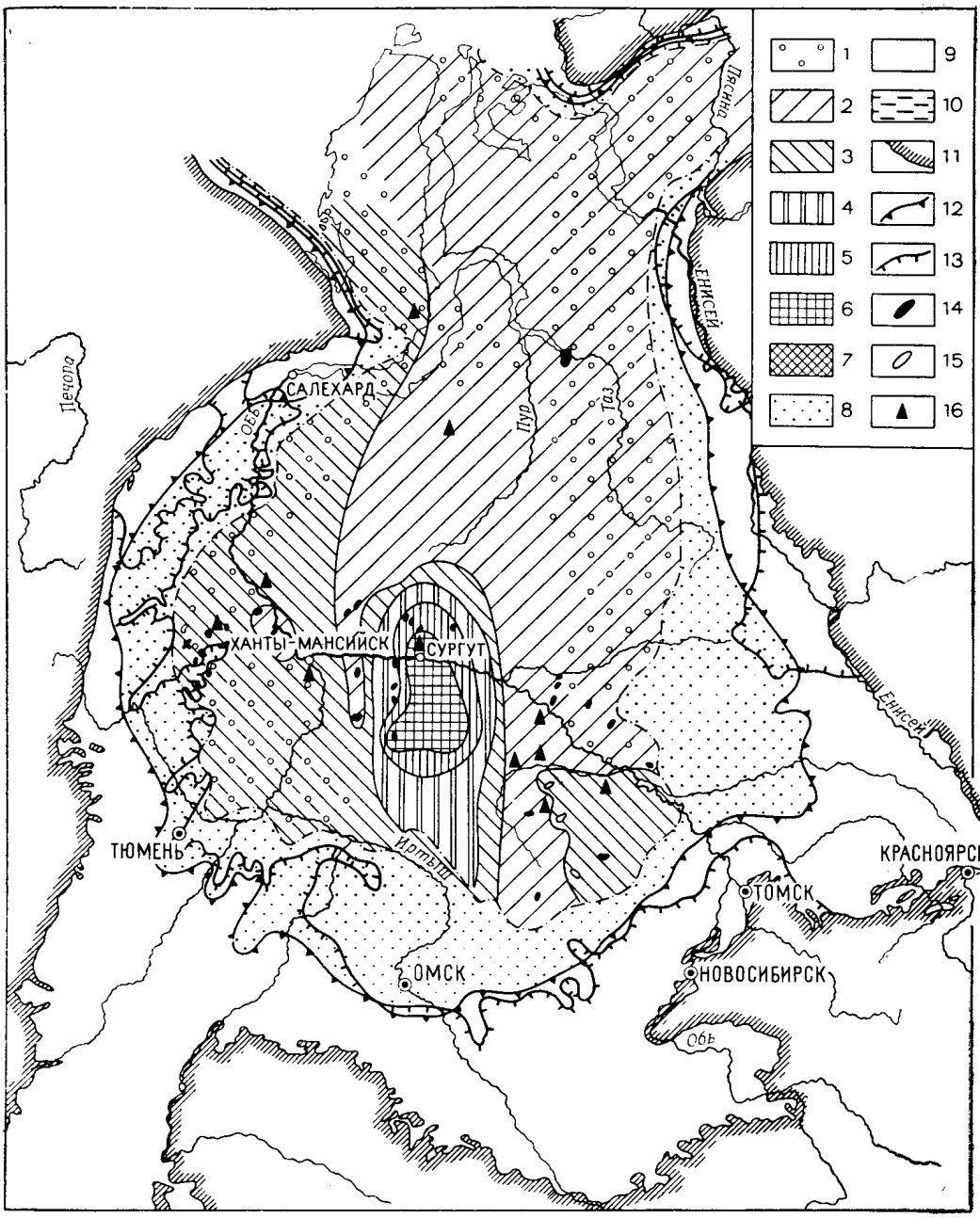


Рис. 106. Схема изменения плотности нефтей нижне-среднеюрского нефтенового горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

1 — земли, перспективные на газ; земли, перспективные на нефть плотностью, г/см³: *2* — меньше 0,83; *3* — 0,83—0,85; *4* — 0,85—0,87; *5* — 0,87—0,89; *6* — 0,89—0,91; *7* — > 0,91; *8* — земли малоперспективные; *9* — земли бесперспективные; *10* — зоны отсутствия поровых коллекторов; границы: *11* — Западно-Сибирского седиментационного бассейна, *12* — нефтегазоносной провинции, *13* — нефтегазоносной толщи; *14* — нефтяные залежи; *15* — газовые и газоконденсатные залежи; *16* — нефтепроявления

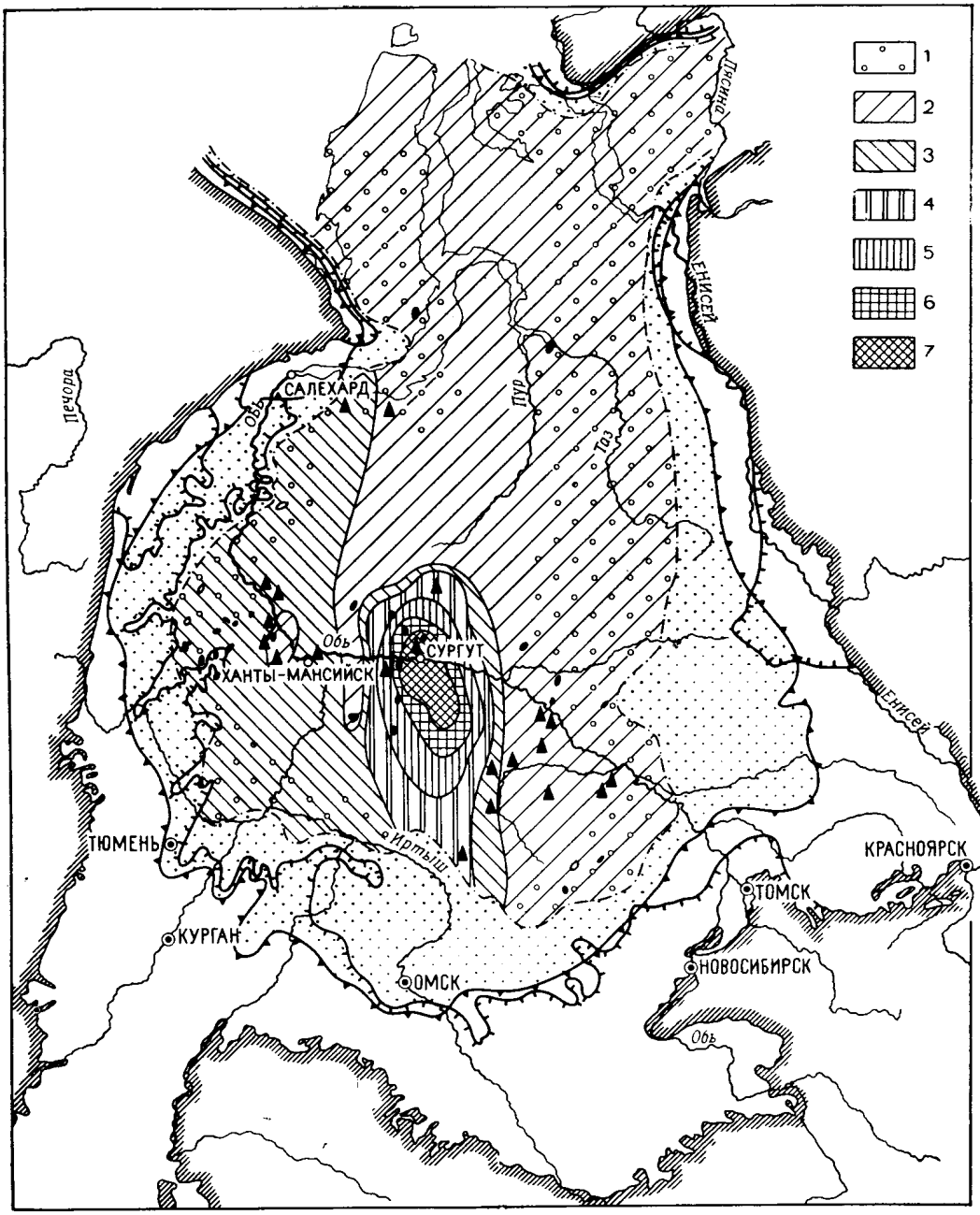


Рис. 107. Схема изменения сернистости нефтей нижне-среднеюрского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

1 — земли, перспективные на газ; земли, перспективные на нефть, с содержанием серы, %: *2* — меньше 0,25; *3* — 0,25—0,50; *4* — 0,50—0,75; *5* — 0,75—1,0; *6* — 1,0—1,5; *7* — больше 1,5. Остальные условные обозначения см. на рис. 106

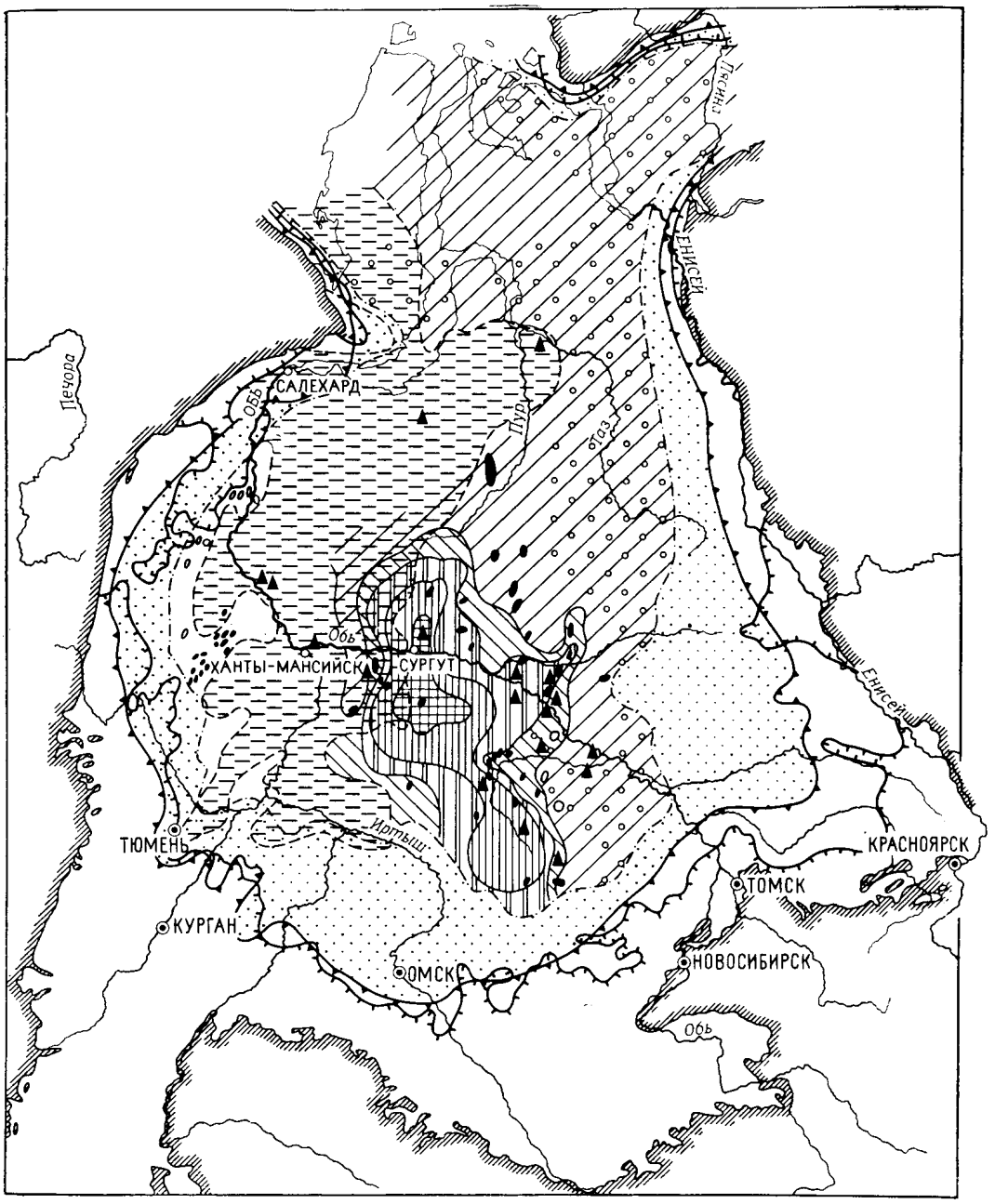


Рис. 108. Схема изменения плотности нефтей верхнеюрского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

Условные обозначения см. на рис. 106

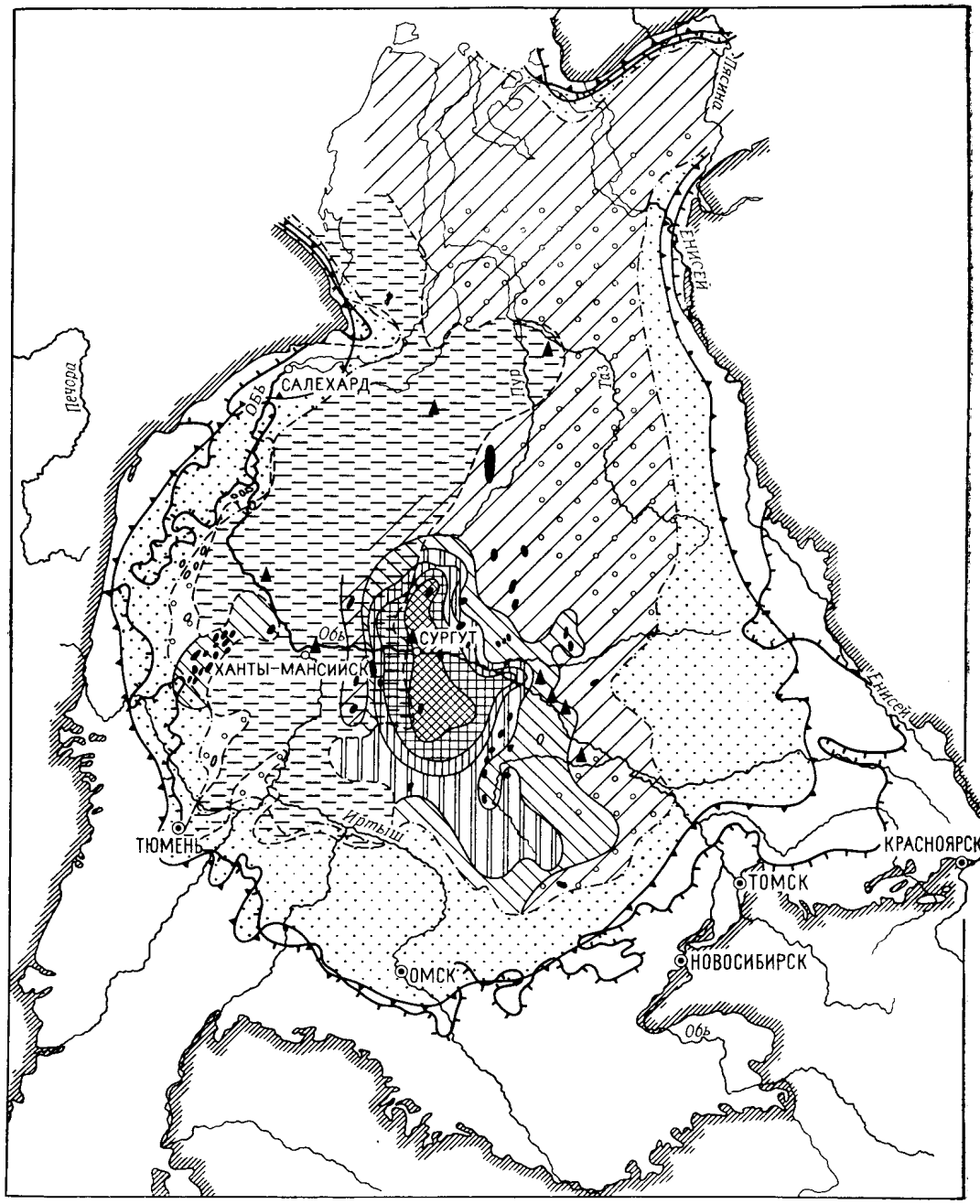


Рис. 109. Схема изменения сернистости нефтей верхнеюрского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

Условные обозначения см. на рис. 106 и 107

содержанием серы (< 0,25%) распространены в восточных и северных районах провинции.

В Ханты-Мансийской мегавпадине в этом горизонте встречены преимущественно легкие, реже средней плотности нефти, малой и средней сернистости. Особенно легкие нефти встречены в пласте $Ю_0$ в зоне линейно-вытянутой положительной геотермической аномалии в Салымском нефтегазоносном районе. На Шаимском мегавалу преобладают средней плотности, малосернистые нефти.

Не остаются постоянными и групповой и углеводородный составы нефтей этого горизонта. Так, если в зоне распространения тяжелых нефтей отношение смол к асфальтенам варьирует от 2 до 3—4, то к востоку и северу от нее, а также в Салымском районе значение этого параметра возрастает до 10—13.

Одновременно меняется углеводородный сотав нефтей, лучше изученный на примере месторождений южных и центральных районов. В тяжелых нефтях алканы составляют около 40% на дистиллят, а в легких и средней плотности на юго-востоке плиты, в Шаимском и Салымском районах их концентрация возрастает до 50—60%. Очень своеобразно меняется состав циклических углеводородов. В Ханты-Мансийской и Юганской мегавпадинах, на Сургутском и Каймысовском сводах отношение содержаний ароматических и нафтеновых углеводородов минимально и меняется от 0,5 до 0,6. Такая же картина имеет место на Средневасюганском мегавалу и в Усть-Тымской мегавпадине. В пределах Нюрольской мегавпадины и Колтогорского мегапрогиба это отношение максимально и превышает 1,0. На склонах прилегающих поднятий, а также на Пудинском своде и в северной части Парабельского мегавала величина этого показателя варьирует от 0,75 до 1,0.

Севернее Сургутского и Нижневартовского сводов преобладают нафтеново-метановые нефти. В них отношение концентраций ароматических и нафтеновых углеводородов самое низкое — меньше 0,5.

В верхнеюрском горизонте выделяются две зоны преимущественного газонакопления. Одна из них — Березовский газоносный район. Преимущественно сухие метановые газы этого района содержат существенно нафтеновые конденсаты в количестве 1—10 г/см³. По мере погружения продуктивных горизонтов роль тяжелых углеводородов в них растет.

Вторая зона газонакопления пространственно совпадает с Васюганской нефтегазоносной областью. В этой зоне свободные газы более жирные, содержат 7—12% этана и его более высоко молекулярных гомологов. Газы содержат конденсат в количестве 50—200 см³/м³.

Состав конденсатов в основном нафтеново-метановый, реже метановый и существенно метановый.

Берриас-валанжинский и валанжин-готеривский нефтегазоносные горизонты. Нефти этих горизонтов целесообразно рассмотреть совместно ввиду большого сходства их составов в отдельных районах. Нефти пластов $Б_{22}$ — $Б_{10}$ лучше изучены в Сургутском и Салымском нефтегазоносных районах. Зона легких нефтей в этом горизонте охватывает Салымскую и Восточно-Салымскую структуры и распространяется на юго-западную часть Сургутского свода, доходя до Мамонтовского месторождения. В ней плотность нефтей не поднимается выше 0,85 г/см³. На юг и север от этой зоны открыты залежи тяжелых нефтей плотностью около 0,89 г/см³. Одновременно малосернистые и средней сернистости нефти сменяются нефтями сернистыми. На Нижневартовском своде нефти средней плотности, средней сернистости.

Нефтеносность валанжин-готеривских отложений изучена значительно лучше (рис. 110, 111).

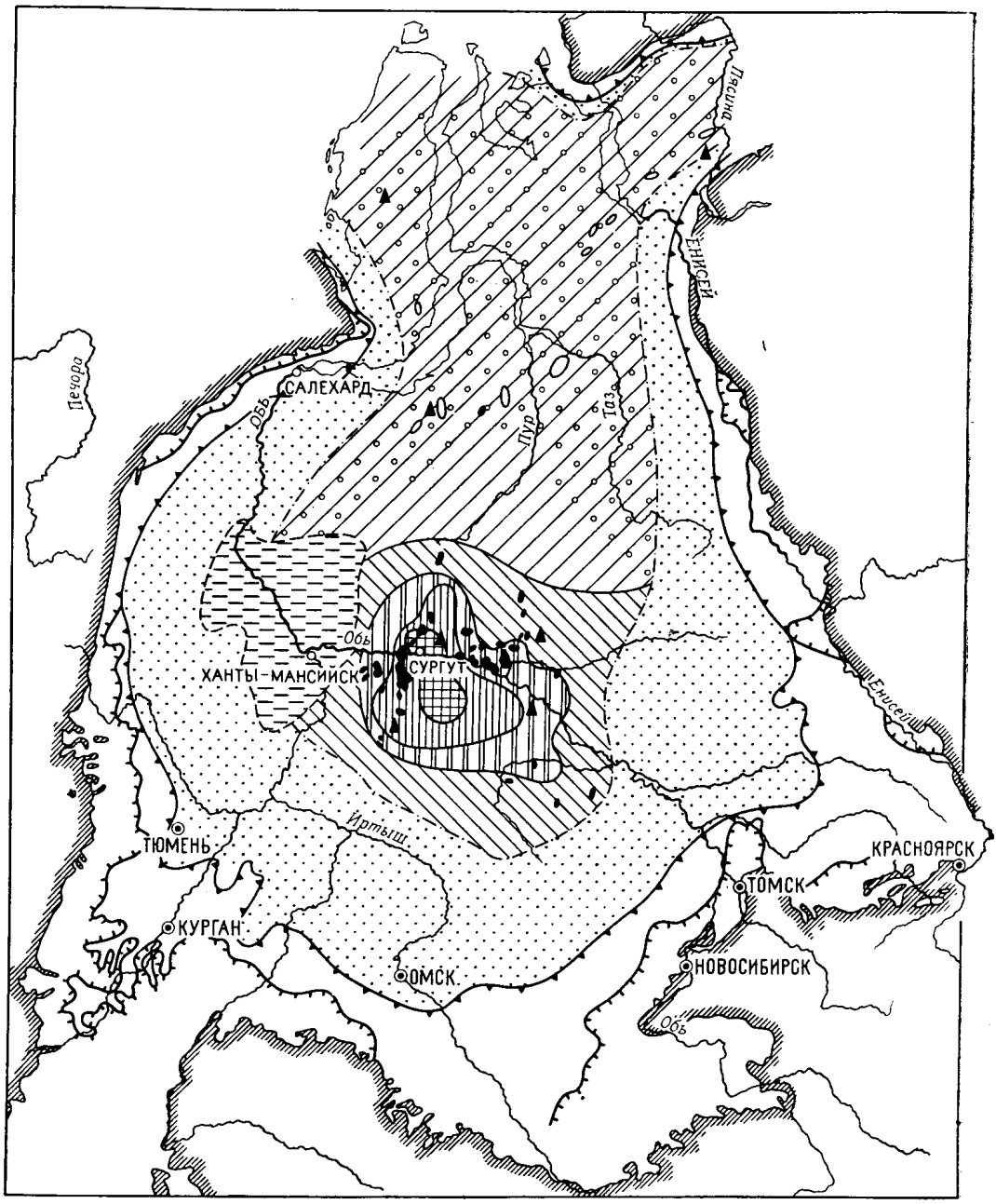


Рис. 110. Схема изменения плотности нефтей валанжин-готеривского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

Условные обозначения см. на рис. 106

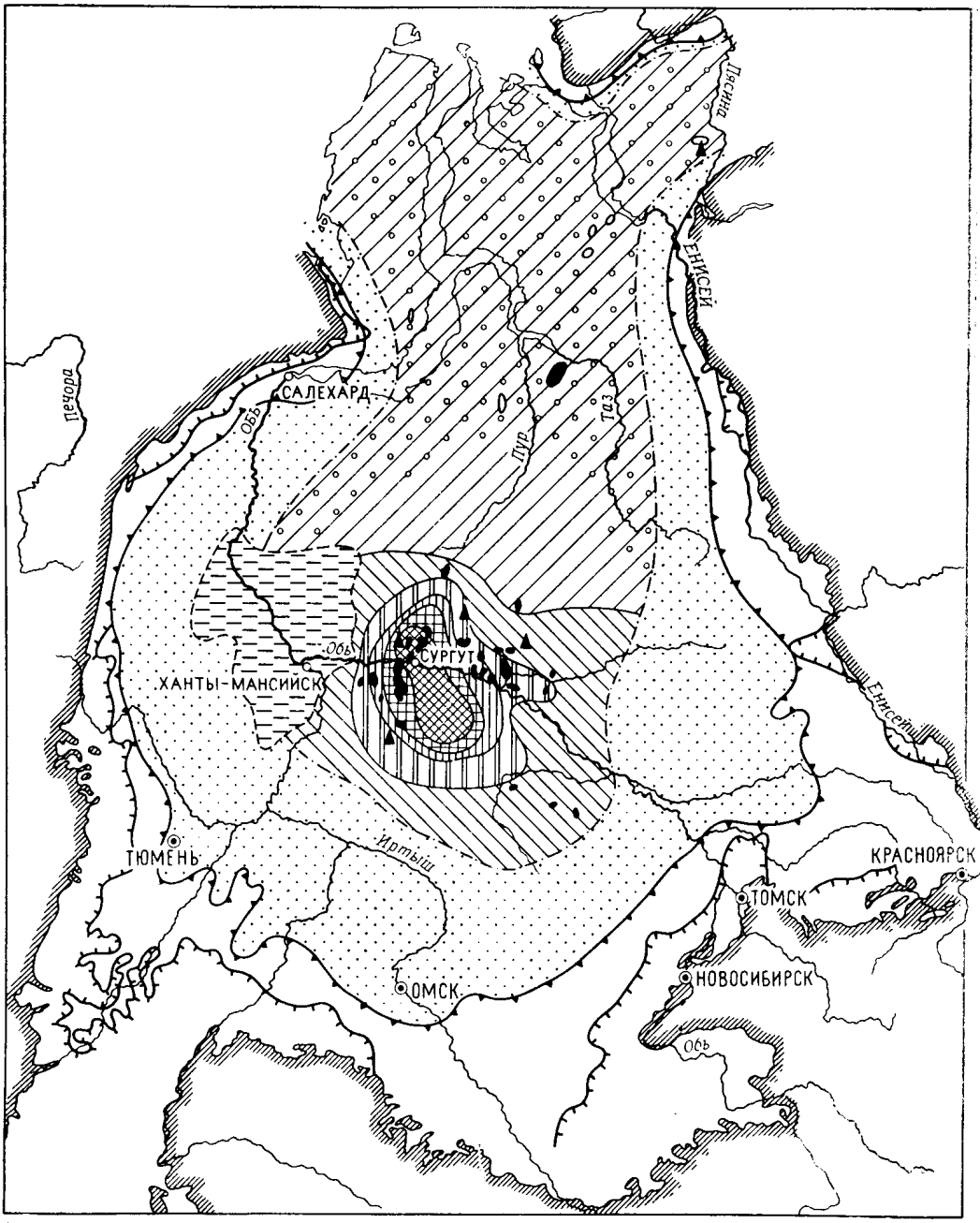


Рис. 111. Схема изменения сернистости нефтей валанжин-готеривского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

Условные обозначения см. на рис. 106 и 107

В этом горизонте, как и в нижезалегающих юрских, наиболее тяжелые нефти плотностью более 0,89 г/см³ приурочены к юго-восточной части Сургутского свода и центральной части Юганской мегавпадины. Эта территория концентрически окаймляется зонами с нефтями средней плотности. Наиболее легкие нефти плотностью меньше 0,85 г/см³ распространены в единичных залежах на юго-востоке плиты (Межовское, Соболиное месторождения), в северо-восточной части Нижневартовского свода и северной части Александровского мегавала, на восточном склоне Ханты-Мансийской мегавпадины в зоне температурной аномалии Салымского нефтеносного района и по всей территории северной половины плиты.

На крайнем северо-востоке плиты, в Усть-Енисейском районе, в этих отложениях открыт ряд газовых и газоконденсатных залежей. В этих же горизонтах зафиксированы незначительные проявления нефтей средней плотности и тяжелых малосернистых, малосмолистых нефтей со средним и высоким выходом светлых фракций на Салымской и Казанцевской площадях.

Содержание серы в нефтях меняется в этом горизонте подобно их плотности с той лишь разницей, что в северных районах плиты распространены только малосернистые нефти.

Углеводородный состав дистиллятной части берриас-валанжинских и валанжин-готеривских нефтей очень близок к верхнеюрским. В центральных и южных районах плиты это ароматическо-нафтеново-метановые, нафтеново-метановые, редко метановые нефти. Содержание метановых углеводородов в дистилляте этих нефтей варьирует от 40 до 60%. Наименее богатые алканами нефти распространены в южной половине Нижневартовского свода, наиболее богатые — в южной части Сургутского свода и на восточном склоне Ханты-Мансийской мегавпадины.

Легкие и средней плотности нефти северных районов плиты имеют метановый и нафтеново-метановый составы. Важно подчеркнуть, что в северных районах плиты на ряде месторождений (Уренгойское, Медвежье, Заполярное, Юбилейное, Соленинское, Новопортовское) получены промышленные притоки парафинистых и даже высокопарафинистых метановых нефтей, близких по составу аналогичным нефтям в нижне-среднеюрском, частично келловейском нефтегазоносном горизонте.

Встречены в северных районах плиты и нефти иного, метаново-нафтенового и нафтенового углеводородного состава, малопарафинистые. К этому типу принадлежат, в частности, средней плотности и тяжелые нефти в Усть-Енисейском районе.

В числе открытых ныне в отложениях берриаса, валанжина и готерива на севере плиты залежей преобладают газоконденсатные. Газ этих залежей углеводородный, жирный (8—12% тяжелых углеводородов), содержит десятые доли процента (<0,5%) азота и углекислого газа. Содержание конденсата в газе варьирует от 30—50 до 450—500 г/см³, имея тенденцию к росту с глубиной. Состав конденсатов (фракция, выкипающая до 125° С) — нафтеново-метановый, метаново-нафтеновый и существенно нафтеновый.

Готерив-аптский нефтегазоносный горизонт. Нефтегазоносность этого горизонта связана в основном с Салымским, Сургутским, Нижневартовским и Нурминским нефтегазоносными районами. Отдельные залежи нефти и газа и нефтегазопроявления известны, однако, и в других районах.

В Среднеобской нефтегазоносной области состав основной массы нефтей этого горизонта сходен по составу и свойствам с нефтями берриаса и валанжина (рис. 112, 113). Особенно четко такое сходство выражено на Нижневартовском

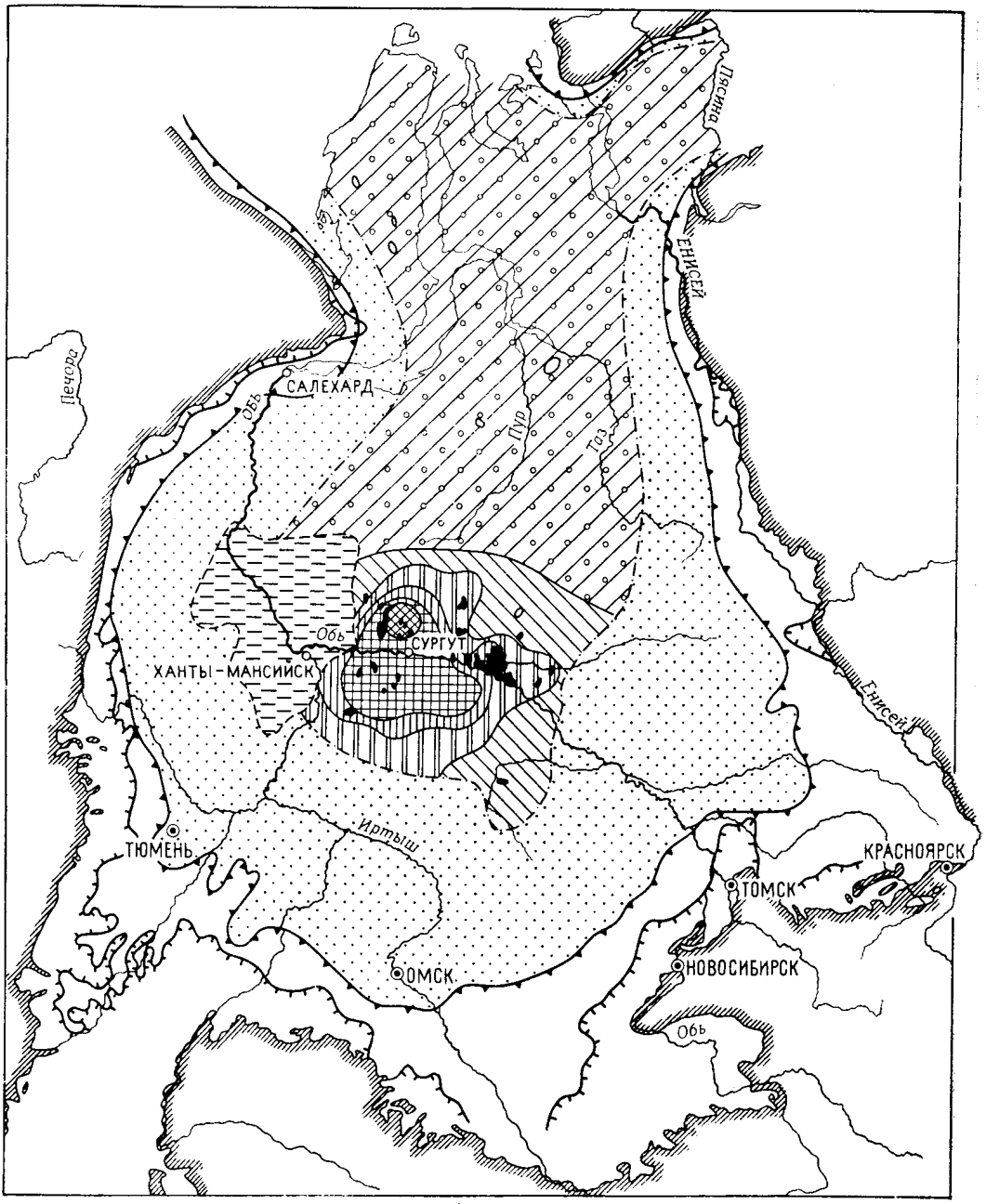


Рис. 112. Схема изменения плотности нефтей готерив-аптского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

Условные обозначения см. на рис. 106

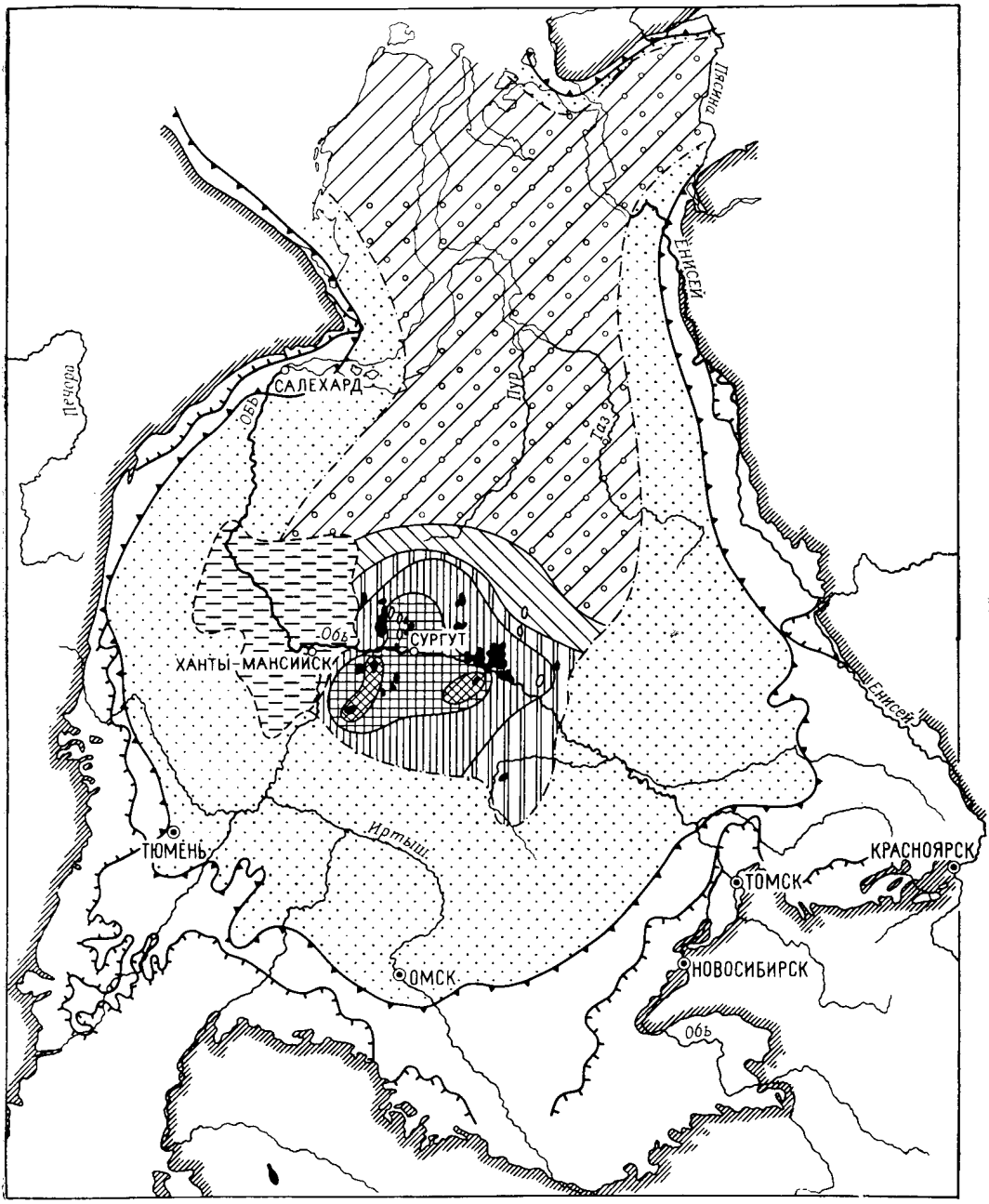


Рис. 113. Схема изменения сернистости нефтей готерив-аптского нефтеносного горизонта. Составили А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, О. Ф. Стасова

Условные обозначения см. на рис. 106 и 107

своде. На Сургутском своде нефти повсеместно тяжелые, сернистые, смолистые. Максимальное количество асфальтенов характерно для нефтей Салымского района. По углеводородному составу это нефти ароматическо-нафтеново-метановые и метановые, малопарафинистые.

Наряду с описанным типом нефтей в последнее время в пластах $АС_7$ — $АС_{10}$ на Лянторском, Яунлорском, Федоровском и некоторых других месторождениях на Сургутском своде, в пласте $БВ_4$ на Самотлорском месторождении, $БВ_3$ — на Тюменском, $БВ_5$ — на Варьеганском и на некоторых других месторождениях выявлены залежи тяжелых, практически беспарафинистых метаново-нафтеновых и нафтеновых нефтей. Отмечается, что они тяготеют к центральным и северным районам этих сводов.

В Нурминском районе в пределах Новопортовского месторождения в новопортовской свите нефти легкие и средней плотности, малосернистые, малопарафинистые, малосмолистые.

Апт-сеноманский нефтегазоносный горизонт. Нефтегазоносность этого горизонта связана главным образом с пластом $ПК_1$ в кровле комплекса, с пластами $ВК_1$, $ВК_2$ альбского возраста во Фроловском районе и с пластами $ТП_0$ — $ТП_5$ в Нурминском районе.

Во Фроловском районе нефти пластов $ВК_1$ — $ВК_2$ средней плотности, мало- и среднесернистые, нафтеново-метановые. На примерно этом же возрастном уровне приток тяжелой нафтеновой нефти получен из пласта $ПК_{20}$ на Тюменском месторождении.

В Нурминском районе (Новопротовское месторождение) из отложений нижнего альба с глубин 885—990 м получены газ (188 тыс. м³/сут) и нефть. Нефть тяжелая, плотностью 0,91 г/см³, малосернистая (0,10%), малосмолистая (10%), с очень низким содержанием асфальтенов (0,47%) и парафинов (0,16—0,78%). По углеводородному составу нефть ароматическо-нафтеновая, содержание метановых углеводородов в дистиллятной части очень низкое (16,06%).

С сеноманскими отложениями (пласт $ПК_1$) связаны залежи газа на севере плиты. Газ метановый, содержит 92—99% метана, десятые доли процента этана, пропана и бутана, углекислого газа и азота. Газы содержат около 1 см³/м³ конденсата. Последний представлен только керосиновыми фракциями и имеет существенно нафтеновый состав.

Многие из залежей газа имеют нефтяные оторочки. На двух площадях (Русское и Ай-Яунское) открыты нефтяные залежи.

На Тазовском месторождении нефть очень тяжелая. Плотность ее изменяется от 0,927 до 0,942, содержание серы низкое (0,2%), смолы составляют 0—10%, асфальтены — 0,18—0,69%. По углеводородному составу она, как и нефть Новопортовского месторождения, относится к классу ароматическо-нафтеновых: 66,6% в ее дистилляте составляют нафтеновые, 24,26% — ароматические и лишь 6,92% — метановые углеводороды. В скв. 22 Тазовского месторождения была получена нефть совершенно иного состава. Плотность ее значительно ниже, а по углеводородному составу она ароматическо-нафтеново-метановая.

В этом же районе пленка нефти из пласта $ПК_1$ была получена на Заполярном газовом месторождении. И, наконец, на Русской площади открыта нефтяная залежь с газовой шапкой. Нефти этого месторождения высокой плотности (0,943). Вязкость их увеличивается с северо-запада на юго-восток с 424,8 до 950 сСт при 20° С. В этом же направлении происходит уменьшение содержания серы от 0,33 до 0,20% [224]. По углеводородному составу это ароматическо-нафтеновые нефти.

На северо-востоке Западно-Сибирской плиты, в Усть-Енисейской нефтегазоносной области в Мессояхском газоносном районе была получена нефть на Мессояхской площади. Плотность ее — 0,92—0,93.

В южной части плиты, в Каймысовской нефтеносной области нефтяная залежь в сеноманских отложениях выявлена на Ай-Яунской площади. Нефть очень тяжелая, плотность ее — 0,962, содержание серы — 1,5%, смол — 37%, асфальтенов — 7%. Дистиллят ее содержит 50,35% нафтеновых, 30,60% — ароматических и 19,05% — метановых углеводородов.

Нефтепроявление в апт-альбских отложениях зафиксировано на Ереминской площади западнее Шаимского нефтеносного района. Эта нефть также очень тяжелая (0,953), с высоким содержанием асфальтово-смолистых компонентов (13—23%) и сернистых соединений (0,86—1,29%). По углеводородному составу ереминская нефть ароматическо-нафтеновая, в ее дистилляте 58,44% нафтеновых, 31,53% — ароматических и лишь 10,03% — метановых углеводородов. Все эти нефти тяжелые, плотность их изменяется от 0,920 до 0,964.

Как уже говорилось выше, основными углеводородами, слагающими дистиллятную часть сеноманских нефтей, являются нафтеновые. Они составляют 50—67%. Значительно меньшую роль играют ароматические (19—32%) и особенно метановые (17—31%) углеводороды. Такое распределение углеводородов позволило выделить эти нефти в особую группу нефтей с нафтеновым основанием.

Таким образом, закономерности изменения типа и состава углеводородных флюидов в мезозойских отложениях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты весьма сложны. В юрских и нижнемеловых отложениях в первом приближении намечаются достаточно закономерное облегчение нефтей, уменьшение их смолистости и сернистости от центральных районов плиты в северном направлении и к границам нефтегазоносной провинции.

По разрезу имеет место тенденция к смене нафтеново-метановых и метановых нефтей в нижне-среднеюрских отложениях ароматическо-нафтеново-метановыми и нафтеново-метановыми нефтями в отложениях верхней юры, берриаса, валанжина и готерива. В готерив-аптском нефтегазоносном горизонте наряду с нефтями, характерными для подстилающих горизонтов нижнего мела, появляются метаново-нафтеновые и нафтеновые нефти. Наконец, в апт-альб-сеноманских отложениях, главным образом сеноманских, преобладают нафтеновые и ароматическо-нафтеновые нефти.

Первоначально казалось, что такая схема изменения нефтей в разрезе достаточно четко контролируется стратиграфически: определенный тип нефтей характерен для толщ определенного фациального генезиса с определенной степенью катагенетической превращенности [153, 219]. Приведенные в этом параграфе материалы показывают, что такая схема верна лишь в очень грубом приближении, а действительная картина изменения состава нефтей несравненно более сложна.

Более того, в каждом районе наблюдается определенная тенденция к постоянству типа нефтей в разрезе. На это обстоятельство впервые обратили внимание Г. П. Сверчков и В. В. Иванцова [336].

§ 3. Алканы и циклоалканы

Обзор геохимии алканов и циклоалканов в нефтях Западно-Сибирской плиты естественно начать с рассмотрения н-алканов. Первые сведения о количестве высокомолекулярных н-алканов в нефтях Западно-Сибирской плиты

были опубликованы в 1967 г. А. Э. Конторовичем, О. Ф. Стасовой и др. [219]. В 1970 г. Г. Ф. Григорьева, А. В. Рыльков и другие на примере верхнеюрских и неокомских нефтей Сургутского свода впервые изучили распределение отдельных алифатических углеводородов нормального строения в нефтях этого района [73]. Позднее аналогичное исследование для всей плиты в целом было выполнено А. Э. Конторовичем и О. Ф. Стасовой [229].

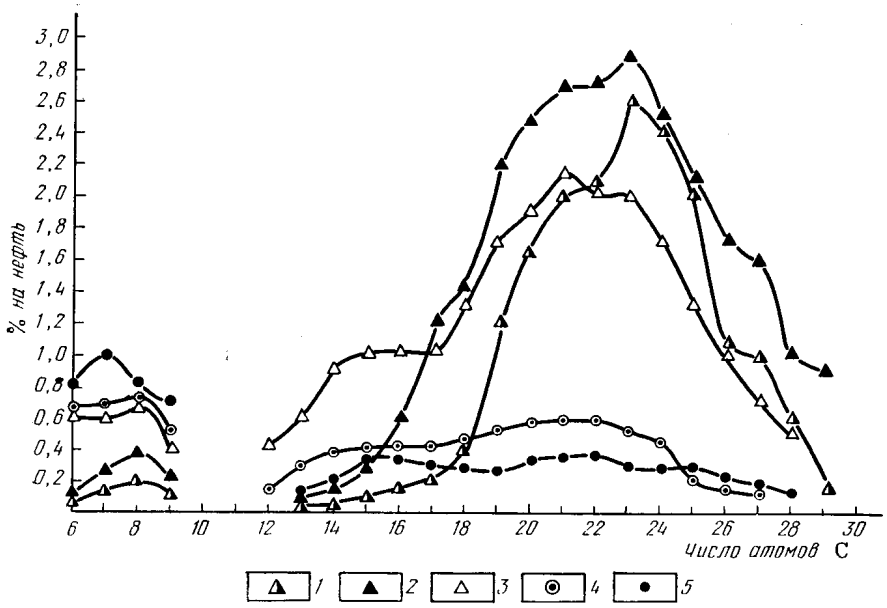


Рис. 114. Распределение алканов нормального строения в зависимости от числа углеродных атомов в молекуле в нефтях Западно-Сибирской плиты и Вилюйской синеклизы:

Нефти Вилюйской синеклизы: *1* — пермские, *2* — триасовые; нефти Западно-Сибирской плиты: *3* — нижне-среднеюрские, *4* — верхнеюрские, *5* — нижнемеловые

В § 2 уже отмечалось, что количество н-алканов в нефтях Западно-Сибирской плиты варьирует в широких пределах. Максимальные их количества характерны для нижне-среднеюрских нефтей юго-восточных и неокомских некоторых северных районов плиты. Много меньше н-алканов в нижне-среднеюрских нефтях Юганской мегавпадины, Сургутского свода и более западных районов, а также в основной массе нефтей верхней юры и нижнего мела. В верхнемеловых, сеноманских нефтях н-алканы практически отсутствуют. Сведения о распределении и содержании н-алканов, а также других насыщенных углеводородов приведены в табл. 60—73.

Соответственно содержанию н-алканов в нефтях фиксируется два типа кривых распределения их концентраций (рис. 114). Первый — с больщим, ярко выраженным максимумом концентрации н-алканов C_{21} — C_{24}. Содержание отдельных углеводородов из группы C_{21} — C_{24} достигает в нефтях этого типа 2% и более. Второй, слабо выраженный максимум, фиксируется на н-октане (C_8), концентрация которого достигает 0,6—0,7%. Максимальные концентрации соответствуют углеводородам C_9 — C_{12}. Этот тип характерен для колпашевской, медведевской, верхнесалатской и других нефтей. Встречается он и в других

Месторождение	Пласт	Выход, % на нефть	Содержание, % на сумму нормаль								
			C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	C_{15}	C_{16}	C_{17}	C_{18}	C_{19}
Колпашевское	$Ю_{20}$	31,0	—	0,29	0,29	0,29	0,46	0,63	0,67	1,05	1,68
Черемшанское	$Ю_{20}$	21,94	1,74	3,25	4,65	5,47	5,75	6,20	6,85	8,35	9,62
Верхнетарское	М	9,59	0,56	3,04	6,66	8,62	9,26	8,52	7,53	6,67	6,67
Чебачье	М	21,48	0,74	1,96	2,79	4,11	4,75	4,70	4,98	6,19	8,05
Потанайское	П	5,86	0,24	1,02	2,56	4,78	5,97	7,17	7,34	7,00	7,34
Тетеревское	П	7,82	0,76	2,17	4,35	5,24	6,52	7,80	8,70	10,00	10,00
Каменное	$Ю_2$	10,91	—	0,73	4,40	7,44	9,08	8,81	8,90	8,44	9,72
Туканское	$Ю_2$	5,71	—	0,18	1,23	3,33	5,95	6,30	5,95	5,95	6,65
Медведевское	$Ю_2$	33,59	0,89	1,94	3,31	4,56	5,42	4,80	5,60	6,91	8,28
Аганское	$Ю_1$	4,70	—	0,27	1,69	5,99	9,46	9,72	11,03	9,60	8,82
Вартовское	$Ю_1$	22,00	—	—	—	—	—	8,34	9,35	10,68	10,39
Вахское	$Ю_1$	3,72	0,48	2,42	5,91	8,59	11,0	12,07	12,17	11,27	9,39
Верхнесалатское	$Ю_1$	32,52	0,40	1,93	3,63	4,19	4,25	4,19	5,60	7,16	8,73
Баклянское	$Ю_1$	13,63	—	0,02	0,09	1,69	1,98	2,86	5,06	6,75	8,95
Малореченское	$Ю_1$	2,83	—	—	—	0,35	3,04	8,90	10,46	10 99	9,12
Мултановское	$Ю_1$	2,05	—	—	0,81	3,23	8,89	11,31	14,55	13,20	11,85
Мыльджинское	$Ю_1$	4,39	0,45	0,45	1,10	3,19	6,60	8,42	10,20	10,90	11,20
Останинское	$Ю_1$	16,07	0,47	1,59	3,35	4,80	4,92	5,71	5,28	6,67	8,04
Стрежевое	$Ю_1$	5,96	—	—	—	0,33	0,82	3,22	8,55	10,03	10,08
Таволгинское	$Ю_1$	14,00	0,09	0,50	2,00	4,00	5,50	5,65	7,30	8,21	10,10
Урненское	$Ю_1$	7,02	0,14	1,71	3,70	5,56	7,55	7,41	7,98	8,40	8,26
Чернореченское	$Ю_1$	6,20	—	Следы	Следы	0,30	7,60	11,20	12,00	11,90	10,50
Салымское	$Ю_0$	5,36	1,14	3,64	5,93	7,43	9,14	9,14	9,70	10,27	9,33
Ханты-Мансийское	$Ю_0$	6,13	0,65	2,77	4,73	6,36	6,69	6,69	7,01	7,34	9,14

районах — в верхнем палеозое и нижнем триасе Вилюйской синеклизы, в юре Зее-Буреинской впадины, а также во многих других районах мира и тяготеет к угленосным либо к непосредственно их перекрывающим нефтегазоносным толщам [229].

Иная схема распределения н-алканов характерна для верхнеюрских и нижнемеловых нефтей. В них содержание всех н-алканов относительно невысокое — для высококипящих в среднем не более 0,5—0,6%, а для низкокипящих — не более 1%. В этих нефтях также фиксируется два максимума концентраций: первый, больший по абсолютной величине — на углеводородах C_7 — C_8, а второй, меньший по величине — на углеводородах C_{17} — C_{19} и реже C_{21} — C_{22}.

В природе существует и третий тип распределения н-алканов в нефтях, когда концентрация алканов C_7 — C_9 много больше, чем концентрация углеводородов C_{17} — C_{20} этого же ряда. Такое распределение н-алканов типично для вендских и кембрийских нефтей Сибирской платформы. Оно, наряду с первым типом, может быть характерно и для нефтей глубокозалегающих горизонтов юры на севере плиты.

Остановимся далее подробно на низкокипящих н-алканах (табл. 63—67). Концентрация их во фракциях нефтей и конденсатов, кипящих до 125° С, варьирует в широких пределах — от долей процента до 40—45%. Меньше всего н-алканов, до 1%, в нефтях и конденсатах газовых шапок в пластах $АС_7$ — $АС_{10}$ на Востокинском, Лянторском, Федоровском месторождениях

Таблица 60

из залежей в отложениях юры

ных алканов от C_{11} до C_{33}														
C_{20}	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}	C_{25}	C_{26}	C_{27}	C_{28}	C_{29}	C_{30}	C_{31}	C_{32}	C_{33}	$\frac{C_{нч}}{C_ч}$
3,02	8,80	10,08	21,17	13,52	14,36	8,74	9,24	2,90	2,40	1,01	—	—	—	1,41
9,02	9,16	8,62	7,66	4,80	4,38	2,65	1,46	0,37	—	—	—	—	—	1,05
6,92	8,12	9,02	7,48	6,75	2,19	1,98	—	—	—	—	—	—	—	0,94
8,89	10,00	9,68	9,26	7,45	5,82	4,84	3,35	2,42	—	—	—	—	—	1,00
8,02	9,56	9,22	8,53	7,85	5,80	4,78	1,71	1,19	—	—	—	—	—	0,96
9,46	8,18	7,93	5,50	4,99	3,71	2,81	1,52	0,17	—	—	—	—	—	0,97
9,54	9,54	8,26	6,24	4,50	2,66	1,28	0,46	—	—	—	—	—	—	1,00
6,48	7,36	8,93	7,53	8,41	6,13	6,65	4,55	4,03	2,63	1,76	—	—	—	0,92
8,43	9,95	8,67	8,10	6,46	6,67	5,63	4,38	—	—	—	—	—	—	1,10
8,05	7,79	6,72	5,01	4,31	3,04	3,42	1,92	1,19	1,00	0,64	0,37	—	—	1,02
10,24	9,83	10,22	9,19	8,86	5,64	4,37	2,89	—	—	—	—	—	—	0,95
7,78	6,44	4,57	3,50	2,50	1,35	0,55	—	—	—	—	—	—	—	1,01
9,48	9,45	9,50	9,26	7,56	5,97	4,56	2,74	1,38	—	—	—	—	—	1,00
8,88	11,23	11,52	12,47	9,32	7,85	4,92	4,62	1,76	—	—	—	—	—	1,10
8,55	8,59	7,14	7,95	6,40	6,04	4,24	3,96	1,66	1,06	0,60	0,64	0,31	—	1,08
10,37	9,16	8,08	3,70	2,42	1,62	0,81	—	—	—	—	—	—	—	1,02
11,20	9,56	9,11	6,37	6,15	2,96	2,28	—	—	—	—	—	—	—	0,94
9,72	11,15	11,87	10,72	7,34	4,74	2,00	1,25	0,21	0,06	—	—	—	—	1,00
10,08	10,99	9,16	7,46	7,43	5,50	6,25	3,33	2,48	1,99	1,16	0,77	0,37	—	1,01
10,78	11,64	10,86	8,57	7,57	4,14	3,07	—	—	—	—	—	—	—	0,97
9,97	8,69	7,55	6,13	5,70	4,98	3,00	2,42	0,85	—	—	—	—	—	1,00
8,60	7,70	6,70	6,10	4,70	4,10	2,00	2,50	1,20	0,70	0,70	0,80	0,40	0,30	1,60
8,96	7,05	6,01	4,87	3,92	2,05	1,14	0,24	—	—	—	—	—	—	0,98
9,30	9,30	9,14	7,50	6,69	3,43	2,28	0,98	—	—	—	—	—	—	0,98

Сургутского свода, в нефтях из пластов $ТП_{15}$ — $ТП_{21}$ Нурминского месторождения, в конденсатах из пластов $СД_4$, $СД_6$ Соленинского и Пеляткинского месторождений. До 5% нормальных алканов на бензиновую фракцию содержат нефти и конденсаты пластов группы ТП на Заполярном, Среднеямальском, Арктическом и Бованенковском месторождениях. В нижнемеловых отложениях севера плиты бензины нефтей и конденсатов вообще очень бедны н-алканами. В северной части Нижневартовского свода также наметилась тенденция к снижению н-алканов в бензинах нефтей (см. табл. 66, Тюменское и Варьеганское месторождения).

Нефти и конденсаты, содержащие в бензиновых фракциях 20—40% н-алканов, наиболее распространены в юрских и неокомских отложениях Среднеобской нефтеносной области. Реже нефти и конденсаты с таким содержанием н-алканов встречаются в нижнемеловых отложениях северных районов плиты. Наибольшие концентрации н-алканов (40—50%) характерны для юрских и нижнемеловых нефтей Среднеобской области.

Доля нормальных изомеров среди алканов C_6, C_7 и C_8 также варьирует в широких пределах (табл. 68—71). В нефтях с высоким содержанием н-алканов в бензинах они составляют 40—60%, иногда до 70% от суммы соответствующей группы углеводородов, а в нефтях, бедных легкими н-алканами, их доля от суммы алканов C_6, C_7 или C_8 составляет первые проценты.

Распределение отдельных н-алканов в высококипящих фракциях западносибирских нефтей также не является однотипным. Выделяется несколько типов

Нормальные алканы в нефтях
(Сургутский

Месторождение	Пласт	Выход, % на нефть	Содержание, % на сумму нор							
			C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	C_{15}	C_{16}	C_{17}	C_{18}
Мамонтовское	$БС_{12}$	4,86	—	—	—	—	1,66	6,64	9,14	12,17
	$БС_{11}$	5,87	—	Следы	1,74	1,72	4,73	7,90	10,53	11,78
Западно-Сургутское	$БС_{10}$	7,10	—	1,27	1,62	3,13	4,82	7,82	10,20	10,88
Мамонтовское	$БС_{10}$	3,06	1,67	5,30	4,18	4,88	6,14	6,28	6,00	5,44
Очимкинское	$БС_{10}$	4,07	—	0.60	5,20	5,55	7,60	11,03	11,47	11,02
Среднебалыкское	$БС_{10}$	1,71	—	Следы	1,29	2,61	4,60	7,59	9,15	10,38
Усть-Балыкское	$БС_{10}$	4,40	—	0,87	0,64	2,28	4,63	7,43	9,58	11,33
Южно-Балыкское	$БС_{10}$	3,63	—	Следы	10,60	11,14	13,73	15,41	11,89	11,14
Правдинское	$БС_6$	6,50	—	2,24	3,97	6,14	8,13	8,99	10,06	10,07
Тепловское	$БС_6$	4,03	—	Следы	0,62	1,07	2,46	4,33	5,63	6,46
Вынгинское	$БС_2$	5,3	—	Следы	Следы	2,80	4,30	7,30	9,20	12,50
Западно-Сургутское	$БС_1$	2,40	—	—	Следы	0,98	3,03	5,65	7,73	9,95
Усть-Балыкское	$БС_1$	3,03	—	—	0,32	0,32	1,10	5,47	10,03	13,48

Нормальные алканы в нефтях
(Нижневартовский

Месторождение	Пласт	Выход, % на нефть	Содержание, % на сумму нормаль								
			C_{11}	C_{12}	C_{13}	C_{14}	C_{15}	C_{16}	C_{17}	C_{18}	C_{19}
Самотлорское	$БВ_{10}$	4,16	—	0,96	4,57	7,64	9,50	8,51	8,89	8,61	7,84
Мегионское	$БВ_8$	5,17	—	1,72	3,52	5,53	7,20	8,93	9,80	9,80	8,80
Самотлорское	$БВ_8$	3,80	—	0,63	2,47	3,82	6,26	6,74	8,74	9,68	7,53
Советское	$БВ_8$	6,24	—	—	—	—	2,53	6,01	10,92	13,03	11,51
Самотлорское	$АВ_7$	2,60	—	0,15	0,70	2,00	3,40	5,50	7,10	7,10	8,80
	$АВ_{4-5}$	3,30	—	1,90	2,80	2,30	2,60	2,80	4,00	4,70	6,70
	$АВ_3$	4,10	—	1,50	5,30	10,00	12,90	11,70	10,80	9,10	7,60
	$АВ_{1-2}$	10,40	—	2,00	5,80	8,40	12,10	11,50	10,90	9,60	7,60
	$АВ_1$	1,30	—	0,80	3,50	6,80	10,00	10,80	15,20	11,30	8,80
Советское	$АВ_1$	5,85	0,34	3,26	5,46	7,69	10,00	9,73	8,72	8,72	8,05
Черногорское	$АВ_1$	5,00	—	—	—	1,38	5,90	8,24	10,67	10,30	9,55

распределения (рис. 115). Первый тип характеризуется максимумом концентраций углеводородов C_{21} — C_{24} и даже C_{23} — C_{25} и повышенными концентрациями углеводородов C_{27} — C_{29}. Такие нефти характерны главным образом для нижнесреднеюрских отложений (Колпашевская, Черемшанская, Чебачья, Туканская и другие площади), реже встречаются они в верхнеюрских (Останинское) и нижнемеловых (Тепловское месторождение, пласт $БС_6$, Самотлорское месторождение, пласты $БВ_{4-5}$, $БВ_8$) отложениях.

Второй тип распределения высокомолекулярных н-алканов характеризуется максимальной концентрацией углеводородов C_{20} — C_{21}. Примерами таких нефтей являются мыльджинские и таволгинские нефти пласта $Ю_1$.

Таблица 61

из залежей в отложениях неокома
свод)

мальных алканов от C_{11} до C_{27}									$\frac{C_{нч}}{C_ч}$
C_{19}	C_{20}	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}	C_{25}	C_{26}	C_{27}	
12,02	10,90	11,78	9,44	9,00	7,22	6,53	3,50	—	1,06
12,10	12,82	11,50	10,50	8,10	3,36	2,20	1,02	—	1,05
12,32	10,67	10,32	9,53	8,86	5,76	2,80	Следы	—	0,95
4,74	3,91	6,42	9,07	9,62	8,37	6,56	7,53	3,91	1,03
9,94	9,46	8,26	6,37	5,94	3,08	2,95	1,52	—	1,05
10,49	9,85	10,23	9,69	8,85	7,00	5,47	2,80	—	1,00
12,28	11,43	11,87	10,54	8,72	6,18	2,18	—	—	1,00
9,70	9,20	7,20	Следы	—	—	—	—	—	1,13
10,09	9,81	9,17	8,25	7,07	4,56	1,25	Следы	—	1,01
6,26	10,21	16,77	21,96	14,46	8,09	1,63	Следы	—	1,07
12,80	10,70	9,40	8,60	7,90	6,90	5,60	0,50	1,50	1,03
11,62	12,58	13,70	11,63	10,34	7,28	5,49	Следы	—	1,08
14,03	13,00	12,98	11,61	9,45	7,21	Следы	—	—	0,96

Таблица 62

из залежей в отложениях неокома
свод)

ных алканов от C_{11} до C_{33}														$\frac{C_{нч}}{C_ч}$
C_{20}	C_{21}	C_{22}	C_{23}	C_{24}	C_{25}	C_{26}	C_{27}	C_{28}	C_{29}	C_{30}	C_{31}	C_{32}	C_{33}	
7,04	6,63	6,63	6,13	5,67	3,48	2,91	1,73	1,18	0,91	0,70	0,38	0,05	0,05	0,96
7,92	7,19	6,77	5,20	4,37	3,28	2,78	2,05	1,32	1,20	1,06	0,89	0,58	0,08	1,02
7,68	7,47	7,87	7,53	8,22	5,95	3,47	1,37	1,89	1,89	0,21	0,21	0,16	0,18	0,96
10,04	8,62	7,43	7,34	5,04	5,33	3,47	4,14	1,82	1,26	0,34	0,73	0,44	—	1,13
6,20	6,70	6,00	5,90	5,70	6,90	5,40	5,70	4,40	3,30	3,30	2,80	1,30	1,60	1,12
7,70	9,10	9,40	9,10	8,10	7,30	5,50	4,90	3,50	2,40	1,50	1,50	1,00	1,20	1,03
6,80	6,20	4,90	2,90	2,70	1,80	2,00	0,90	0,80	0,90	0,80	0,40	—	—	0,99
7,00	5,80	5,20	3,80	3,30	1,60	2,00	0,90	0,70	0,50	0,40	0,50	0,20	0,20	0,96
7,50	4,60	3,40	3,50	3,40	2,10	1,90	1,20	0,90	1,30	1,80	1,20	—	—	1,05
8,20	6,84	6,32	4,44	4,62	2,74	3,08	1,37	0,40	—	—	—	—	—	0,92
9,44	9,37	8,69	7,23	6,92	3,97	4,05	1,65	0,87	0,64	0,38	0,62	0,13	—	0,98

Особенностью третьего типа распределения н-алканов в нефтях является наличие четкого максимума концентрации углеводородов C_{19} — C_{21} и перегиба либо слабого максимума концентрации углеводородов C_{15} — C_{17}. Примерами таких нефтей являются правдинская и устьбалыкская из отложений нижнего мела, урненская и хантымансийская из отложений верхней юры, верхнетарская из отложений нижней и средней юры.

Четвертый тип распределения н-алканов отличается от третьего наличием более четко выраженного максимума содержаний в нефтях углеводородов C_{15} — C_{17}. К нефтям этого типа относятся нижнемеловая (мамонтовская) и верхнеюрская (потанайская).

Таблица 63

Углеводородный состав бензиновых фракций нефтей из залежей в отложениях юры

Месторождение	Пласт	Углеводороды фракций н. к. —125° С							$\frac{n\text{-Me}}{i\text{-Me}}$	$\frac{Nn_5}{Nn_6}$	$\frac{i\text{-Me}}{\Sigma Nn}$
		Алканы			Циклоалканы			Арены Ar			
		ΣMe	*i*-Me	*n*-Me	ΣNn	пентаметиленовые Nn_5	гексаметиленовые Nn_6				
Елизаровское *	$Ю_2$	71,96	34,54	37,42	16,87	2,71	14,16	11,17	1,01	0,19	2,04
Федоровское	$Ю_2$	69,82	31,32	38,49	29,31	15,93	13,38	0,86	1,24	1,19	1,07
Лугинецкое *	$Ю_{1-2}$	66,71	24,08	42,63	26,85	8,96	17,89	5,95	1,77	0,50	0,89
Востокинское	$Ю_2$	67,98	28,99	38,99	27,82	15,20	12,62	4,20	1,34	1,20	1,04
Вахское *	$Ю_1$	66,55	25,90	40 65	28,30	8,95	19,35	7,74	1,50	0,46	0,91
Верхнесалатское *	$Ю_1$	64,98	18,40	46,52	28,16	4,42	23,74	5,80	2,50	0,19	0,65
Губкинское	$Ю_1$	53,35	24,89	28,46	46,21	27,08	19,13	0,44	1,14	1,41	0,54
Даниловское *	П	61,87	22,91	38,96	26,91	5,79	21,12	6,15	1,70	0,27	0,85
Коликъеганское	$Ю_1$	67,37	25,17	36,20	35,50	21,16	14,34	3,13	1,44	1,47	0,71
Ларломкинское	$Ю_1$	64,91	30,87	34,04	34,34	23,17	11,17	0,75	1,10	2,07	0 90
Малореченское *	$Ю_1$	67,17	35,25	31,42	25,70	8,69	17,01	7,63	0,90	0,51	0,96
Мопсеевское *	$Ю_1$	66,01	27,85	38,16	16,00	3,92	12,08	11,73	0,90	0 32	1,74
Мыльджинское *	$Ю_1$	56,51	22,42	34,09	31,81	6,91	24,90	7,96	1,52	0,28	0,70
Мултановское	$Ю_1$	66,82	36,38	30,44	30,04	18,62	11,42	3,14	0,83	1,63	1,21
Потанайское	П	60,94	23,83	37,11	38,13	21,23	16,90	0,93	1,56	1,25	0,62
Покамасовское	$Ю_1$	74,86	30,14	47,72	22,39	14,28	8,11	2,75	1,48	1,76	1,35
Покачевское	$Ю_1$	73,15	29,75	43,39	24,76	14,80	9,96	2,10	1,46	1,48	1,20
Полуденное	$Ю_1$	58,62	27,67	30,95	39,48	23,61	15,87	1,90	1,12	1,48	0,70
Северо-Варьеганское	$Ю_1$	61,80	24,39	37,41	32,31	17,39	14,92	5,89	1,53	1,16	0,75
Соболиное *	$Ю_1$	71,49	38,12	33,37	25,86	8,48	17,38	4,95	1,50	0,48	1,48
Толумское	П	61,86	26,02	35,84	35,76	15,84	19,92	2,38	1,38	0,79	0,73
Тетеревское *	П	66,10	35,85	30,25	25,97	8,18	17,79	7,93	0,90	0,46	1,38
Убинское *	П	64,09	24,65	39,44	26,96	7,36	19,60	6,34	1,60	0,38	0,91
Урьевское	$Ю_1$	72,40	27,90	44,50	23,85	12,80	11,05	3,75	1,60	1,16	1,17
Чебачье *	$Ю_1$	70,56	29,98	40,58	24,06	4,86	19,20	5,38	1,30	0,25	1,24
Ярайнерское	$Ю_1$	48,45	23,06	25,39	49,23	23,82	25,41	2,32	1,10	0,94	0,47
Ярудейское	$Ю_1$	51,80	26,53	25,27	47,42	16,25	31,17	0,78	0,95	0,52	0,56
Салымское	$Ю_0$	73,41	26,50	46,91	19,95	6,37	13,58	6,64	1,77	0,47	1,33
Ханты-Мансийское *	$Ю_0$	60,94	21,79	39,15	31,37	6,76	24,61	5,00	1,30	0,27	0,69
Правдинское *	$Ю_0$	73,05	28,19	44,86	21,80	5,11	16,69	4,72	1,59	0,31	1,29

* Фракция н. к.—150° С.

Для пятого типа распределения высокомолекулярных н-алканов характерно выравнивание концентраций углеводородов $C_{15} - C_{17}$ и $C_{19} - C_{21}$. Примером таких нефтей являются нижнемеловые (северная и соболиная), верхнеюрская (салымская) и нижнесреднеюрская (каменная).

Наконец, последний, шестой тип распределения н-алканов характерен для нефтей, у которых максимум концентраций отвечает углеводородам $C_{15} - C_{17}$. Причем он разделяется на ряд подтипов: с основным максимумом на C_{15} и побочным на C_{17}, с побочным максимумом на C_{15} и основным на C_{17}, с равными концентрациями этих углеводородов. Такое распределение характерно для верхнеюрских (вахской, мултановской, чернореченской) и нижнемеловых (самотлорской — пласты $АВ_1$, $АВ_2$, $АВ_3$, $БВ_{10}$, советской — пласт $АВ_1$, очимкинской — пласт $БС_{10}$) нефтей.

Таблица 64

Углеводородный состав бензиновых фракций конденсатов из залежей в отложениях юры

Месторождение	Пласт	Углеводороды фракций н. к. —150° С							$\frac{n\text{-Me}}{i\text{-Me}}$	$\frac{Nn_5}{Nn_6}$	$\frac{i\text{-Me}}{\Sigma Nn}$
		Алканы			Циклоалканы			Арены Ar			
		ΣMe	*i*-Me	*n*-Me	ΣNn	пентаметиленовые Nn_5	гексаметиленовые Nn_6				
Северо-Васюганское	$Ю_6$	67,28	34,93	32,35	25,62	5,20	20,42	7,10	0,90	0,26	1,36
Казанцевское	$Ю_{3,4}$	70,66	31,68	38,98	25,96	4,83	21,13	2,16	1,20	0,23	1,22
Мыльджинское	$Ю_{1-2}$	68,89	26,81	41,62	26,67	8,55	18,12	3,76	1,10	0,47	1,00
Варьеганское	$Ю_1$	65,82	31,97	33,85	33,74	18,57	15,17	0,34	1,06	1,22	0,95
Усть-Сильгинское	$Ю_1$	57,87	22,40	35,46	35,37	9,40	25,97	6,77	1,60	0,36	0,63
Лугинецкое	$Ю_1$	54,57	24,28	30,29	39,21	11,10	28,11	4,00	1,20	0,39	0,62
Мыльджинское	$Ю_1$	76,06	39,63	36,43	17,43	5,70	11,73	6,51	0,90	0,48	2,28
Салымское	$Ю_1$	47,02	15,66	31,36	38,82	7,43	31,39	14,16	2,00	0,24	0,40
Северо-Васюганское	$Ю_1$	65,77	36,90	28,87	26,95	8,36	18,59	7,28	0,80	0,45	1,36
Западно-Сильгинское	$Ю_1$	72,63	47,94	24,69	23,95	4,09	19,86	3,42	0,50	0,21	2,00

Таблица 65

Углеводородный состав бензиновых фракций нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома (Сургутский свод)

Месторождение	Пласт	Углеводороды фракций н. к. —125° С							$\frac{n\text{-Me}}{i\text{-Me}}$	$\frac{Nn_5}{Nn_6}$	$\frac{i\text{-Me}}{\Sigma Nn}$
		Алканы			Циклоалканы			Арены Ar			
		ΣMe	*i*-Me	*n*-Me	ΣNn	пентаметиленовые Nn_5	гексаметиленовые Nn_6				
Нефти											
Когалымское	$БС_{16}$	62,58	25,08	37,50	32,47	18,26	14,21	4,95	1,50	1,29	0,77
Тевлинское	$БС_{16}$	58,51	23,81	34,70	35,35	18,77	16,58	6,14	1,46	1,13	0,67
Востокинское	$БС_{12}$	67,55	29,03	38,52	30,38	16,40	13,95	2,10	1,33	1,17	0,96
Мамонтовское *	$БС_{11}$	68,31	27,56	40,75	23,63	7,93	15,70	7,21	1,47	0,50	1,16
Мамонтовское *	$БС_{10}$	68,95	27,14	41,81	22,65	8,27	14,38	7,27	1,54	0,58	1,19
Савуйское	$БС_{10}$	69,40	29,94	39,46	30,26	19,68	10,58	0,34	1,32	1,86	0,98
Федоровское	$БС_{10}$	68,51	28,11	40,40	30,18	18,67	11,51	1,31	1,44	1,62	0,93
Урьевское	$БС_6$	61,01	37,37	29,69	38,54	21,15	17,39	0,40	0,95	1,22	0,81
Вынгинское *	$БС_2$	77,11	37,97	39,14	15,16	5,39	9,77	7,53	1,03	0,55	2,50
Усть-Балыкское *	$БС_1$	76,27	34,74	41,53	15,72	3,60	12,12	8,01	1,20	0,30	2,20
Федоровское	$БС_1$	81,88	31,04	50,84	18,01	10,75	7,26	0,11	1,64	1,48	1,72
Лянторское	$АС_{10}$	25,46	24,65	0,81	73,60	34,83	38,47	0,94	0,03	0,90	0,34
Аленкинское	$АС_9$	76,69	29,15	47,54	21,44	11,79	9,65	1,87	1,63	1,22	1,35
Федоровское	$АС_7$	25,10	24,34	0,76	75,87	34,59	40,28	0,03	0,03	0,86	0,32
Мамонтовское *	$АС_4$	73,09	31,13	41,96	20,22	6,38	13,83	5,79	1,35	0,46	1,54
Конденсаты											
Востокинское	$АС_9$	37,59	36,46	1,13	60,50	29,59	30,91	1,91	0,03	0,96	0,60
Лянторское	$АС_9$	74,29	42,04	32,25	24,79	14,33	10,46	0,92	0,77	1,37	1,69
Федоровское	$АС_5$	49,85	44,86	4,99	50,11	28,64	21,47	0,04	0,11	1,33	0,89
	$АС_4$	51,62	47,98	3,64	48,33	27,80	20,53	0,05	0,08	1,35	0,99

* Фракция н. к. —150° С.

Таблица 66

Углеводородный состав бензиновых фракций нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома (Нижневартовский свод)

Месторождение	Пласт	Углеводороды фракций н. к. —125° С							$\frac{n\text{-Me}}{i\text{-Me}}$	$\frac{Nn_5}{Nn_6}$	$\frac{i\text{-Me}}{\Sigma Nn}$
		Алканы			Циклоалканы			Арены Ar			
		ΣMe	*i*-Me	*n*-Me	ΣNn	пентаметиленовые Nn_5	гексаметиленовые Nn_6				
Нефти											
Самотлорское	$БВ_{10}$	63,66	29,19	34,47	34,27	19,99	14,28	2,07	1,18	1,40	0,85
Северо-Варьеганское	$БВ_{10}$	62,94	26,42	36,52	35,19	18,48	16,71	1,87	1,38	1,10	0,75
Аганское	$БВ_8$	70,72	28,47	42,25	26,83	15,78	11,05	2,42	1,48	1,43	1,06
Покачевское	$БВ_8$	72,09	28,62	43,47	26,53	15,76	10,77	1,38	1,52	1,46	1,07
Самотлорское	$БВ_8$	68,99	28,30	40,69	28,77	16,88	11,89	2,24	1,44	1,42	0,98
Советское	$БВ_8$	70,39	39,58	30,81	19,91	5,45	14,46	9,70	0,77	0,38	1,98
Тюменское	$БВ_8$	55,98	30,08	25,84	43,62	25,85	17,77	0,36	0,86	1,45	0,69
Варьеганское	$БВ_8$	62,17	28,87	33,30	36,71	18,03	18,68	1,12	1,15	0,97	0,79
	$БВ_7$	66,45	27,98	38,47	31,81	17,87	13,94	1,74	1,37	1,28	0,88
	$БВ_6$	62,69	26,35	36,34	36,21	19,80	16,41	1,10	1,38	1,21	0,73
	$БВ_5$	67,49	30,30	37,19	31,45	17,78	13,67	1,06	1,22	1,30	0,96
Варьеганское *	$БВ_5$	47,77	35,41	12,36	57,93	27,79	24,14	0,30	0,36	1,15	0,68
	$БВ_4$	75,68	31 19	44,49	23,58	13,98	9,60	0,79	1,43	1,68	1,32
Варьеганское **	$БВ_4$	55,62	28,40	27,22	43,41	22,92	20,49	0,97	0,96	1,12	0,65
	$БВ_3$	49,79	37,71	12,08	49,68	30,92	18,76	0,00	0,32	1,64	0,76
Тюменское	$АВ_8$	61,15	28,37	32,78	38,45	20,84	17,61	0,40	1,16	1,11	0,73
Самотлорское	$АВ_{4-5}$	69,43	30,92	38,50	29,03	17,38	11,65	1,54	1,25	1,49	1,08
	$АВ_4$	55,41	33,24	22,17	43,04	24,65	18,39	1,55	0,67	1,34	0,77
Тюменское	$АВ_3$	35,36	27,21	8,15	64,56	33,26	31,30	0,08	0,30	1,06	0,42
Самотлорское	$АВ_2$	71,34	29,69	41,65	27,12	16,18	10,94	1,54	1,40	1,48	1,09
Ватьеганское	$АВ_1$	65,37	29,75	35,62	37,59	21,14	13,45	0,04	1,20	1,57	0,79
Самотлорское	$АВ_1$	73,83	30,54	43,29	25,00	15,07	9,93	1,17	1,41	1,51	1,22
Советское	$АВ_1$	65,28	31,21	34,37	33,15	19,75	13,40	1,27	1,01	1,47	0,94
Урьевское	$АВ_1$	65.93	26,99	38,94	33,76	18,81	14,95	0,31	1,44	1,26	0,79
Конденсаты											
Варьеганское	$БВ_4$	71,17	36,43	34,74	28,54	17,66	10,38	0,29	0,95	1,70	1,27
Самотлорское	$АВ_1$	76,15	36,82	37,53	23,53	14,99	8,54	0,32	0,97	1,75	1,56

* Скв. 10, 2090—2094 м.
** Скв. 10, 2072—2077 м.

Первый тип распределения высокомолекулярных н-алканов в нефтях характерен главным образом для парафинистых нефтей, расположенных в зоне Колтогорского мегапрогиба и к востоку от него. Все остальные типы присущи верхнеюрским и нижнемеловым нефтям, а также нефтям нижней — средней юры центральных и западных районов плиты.

Изоалканы в нефтях Западно-Сибирской плиты до последнего времени изучены крайне слабо. Некоторые вопросы их геохимии рассмотрены в работах Г. Ф. Григорьевой, А. Э. Конторовича, О. Ф. Стасовой, Н. В. Смолянинновой, С. И. Хорошко.

В бензиновых фракциях нефтей содержание изоалканов меняется мало, варьируя от 20—22 до 30—35%, редко до 40% (см. табл. 63—67). Однако сте-

Таблица 67

Углеводородный состав бензиновых фракций нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома (северные нефтегазоносные области)

Месторождение	Пласт	Углеводороды фракций н. к. —125° С							$\frac{n\text{-Me}}{i\text{-Me}}$	$\frac{Nn_5}{Nn_6}$	$\frac{i\text{-Me}}{\Sigma Nn}$
		Алканы			Циклоалканы			Арены Ar			
		ΣMe	*i*-Me	*n*-Me	ΣNn	пентаметиленовые Nn_5	гексаметиленовые Nn_6				
Нефти											
Новопортовское	$НП_2$	55,17	37,43	17,74	31,87	18,04	13,83	12,96	0,47	1,30	1,17
Заполярное	$БТ_8$	21,47	19,75	1,72	75,71	20,03	55,68	2,82	0,09	0,36	0,35
Медвежье	$БН_7$	51,98	25,29	27,69	45,00	13,69	31,31	3,02	1,06	0,44	0,56
Уренгойское	$БУ_{7а}$	45,26	20,92	24,34	53,43	14,07	39,36	1,31	1,16	0,36	0,39
Казанцевское	$СД_{10}$	45,90	20,97	24,93	51,15	20,71	30,44	2,35	1,15	0,68	0,40
Тазовское	$БТ_{4-5}$	45,39	22,87	22,52	46,21	15,05	31,16	8,40	0,98	0,48	0,49
Среднеямальское	$ТП_{22}$	41,76	23,13	18,63	54,44	21,37	33,07	3,80	0,80	0,65	0,42
Нурминское	$ТП_{20-21}$	23,99	23,34	0,65	75,96	21,35	54,61	0,05	0,03	0,40	0,25
Среднеямальское	$ТП_{19}$	28,44	26,78	1,66	71,29	16,46	54,83	0,27	0,06	0,30	0,38
Нурминское	$ТП_{15}$	21,04	20,38	0,66	78,82	21,06	57,76	0,14	0,03	0,36	0,26
Конденсаты											
Соленинское	$СД_8$	66,75	31,13	35,59	33,01	20,63	12,38	0,22	1,14	1,50	0,94
Арктическое	$НП_{2-4}$	50,18	28,45	21,73	42,67	18,94	23,73	0,82	0,76	0,80	0,66
Надымское	$БН_{10}$	66,16	31,64	34,52	30,03	8,61	21,42	3,81	1,09	0,40	1,05
Уренгойское	$БУ_{14}$	44,80	22,60	22,20	47,78	14,95	32,83	7,42	0,98	0,45	0,47
Ямбургское	$БУ_{12}$	36,23	14,56	21,67	54,91	7,79	47,12	8,86	1,49	0,16	0,27
Уренгойское	$БУ_{10}$	54,50	25,90	28,60	41,80	14,43	27,37	3,69	1,10	0,53	0,62
	$БУ_{7а}$	58,58	26,78	31,80	39,04	13,78	25,26	2,38	1,19	0,54	0,68
Соленинское	$СД_6$	29,20	28,41	0,79	70,19	22,90	47,29	0,61	0,03	0,48	0,40
Пеляткинское	$СД_4$	21,93	21,25	0,68	47,87	45,36	32,51	0,20	0,03	1,39	0,27
Заполярное	$БТ_2$	63,49	24,18	39,31	35,00	11,87	23,13	1,51	1,62	0,51	0,69
Арктическое	$ТП_{18}$	43,21	31,96	11,25	56,49	24,33	32,16	—	0,35	0,76	0,56
Нурминское	$ТП_{12}$	20,24	19,66	0,58	79,44	21,32	58,12	0,32	0,03	0,37	0,25
Среднеямальское	$ТП_{12}$	33,13	28,09	5,04	65,65	22,35	43,30	1,22	0,18	0,52	0,43
Арктическое	$ТП_{10}$	29,87	27,09	2,78	70,01	23,12	46,89	0,12	0,10	0,49	0,38
Бованенковское	$ТП_6$	22,96	19,86	3,10	76,34	64,97	11,97	0,10	0,16	5,43	0,26
Бованенковское	$ТП_1$	18,35	15,98	2,37	79,83	54,62	25,21	1,82	0,15	2,35	0,20

пень замещенности алифатических углеводородов и соотношение моно-, ди- и тризамещенных алканов меняется весьма значительно (см. табл. 68—71).

Рассмотрим алканы, содержащие k атомов углерода в цепи c_k Me. Обозначим соответствующий н-алкан и его концентрацию c°_k Me, монозамещенные его изомеры — c^1_k Me, дизамещенные — c^2_k Me, тризамещенные — c^3_k Me и т. д.

Тогда величина

$$J^k_з = \frac{\sum_{i=1}^{l} i c^i_k \text{ Me}}{\sum_{i=0}^{l} c^i_k \text{ Me}},$$

где l — максимальное число возможных замещений, характеризующее количество замещений в средней молекуле алкана с k атомами углерода в цепи. Назовем величину $J_з^k$ индексом замещенности алканов.

Можно ввести и другой показатель

$$J_р^k = \frac{\sum_{i=2}^{l} c_k^i \text{ Ме}}{c_k^i \text{ Ме}}.$$

Назовем его индексом разветвленности изоалканов.

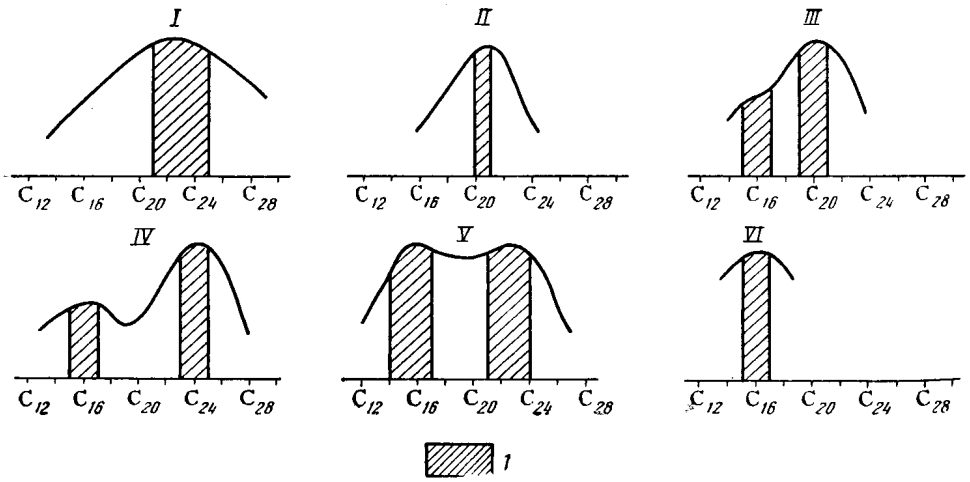


Рис. 115. Типы распределения н-алканов в нефтях Западно-Сибирской плиты
1 — максимум концентрации н-алканов

В литературе по геохимии нефти уже встречались термины «структурный индекс», «индекс метановых углеводородов» для обозначения показателя

$$J = 474{,}5d_4^{20} + \frac{49\,350}{T_{абс}} - 456{,}8,$$

предложенного Г. М. Смитом [297] и широко использовавшегося Г. А. Амосовым и О. А. Радченко [237]. Этот показатель является хотя и грубой, но достаточно удобной интегральной характеристикой структурно-кольцевого состава нефтяных фракций. Использовался он на первых порах и при типизации нефтей Западно-Сибирской плиты [153]. Поскольку предлагаемые показатели также характеризуют, причем несравненно более тонко и точно, структуру углеводородных фракций, в их названии, учитывая традицию, удобно сохранить слово «индекс», а сами эти показатели обозначить буквой J.

Обратимся сначала к анализу замещенности алканов C_6, C_7, C_8. По величине индекса замещенности все нефти и конденсаты разделяются на три группы. Для первой характерны значения $J_з^6$ в интервале 0,40—0,60, $J_з^7$ — в интервале 0,35—0,70 и $J_з^8$ — в интервале 0,50—1,00. В эту группу попадают все известные юрские нефти и конденсаты, бóльшая часть нижнемеловых нефтей и конденсатов Среднеобской нефтегазоносной области и значительная часть нефтей и небольшая часть конденсатов из нижнемеловых отложений северных районов

Таблица 68

Состав алканов во фракции н. к. —125° С нефтей из залежей в отложениях юры

Месторождение	Пласт	Содержание, % на сумму алканов C_6			Содержание, % на сумму алканов C_7				Содержание, % на сумму алканов C_8			
		нормального гексана	моноза-мещенных	диза-мещенных	нормального гептана	моноза-мещенных	диза-мещенных	триза-мещенных	нормального октана	моноза-мещенных	диза-мещенных	триза-мещенных
Федоровское	$Ю_2$	58,28	40,05	1,67	56,56	36,99	6,45	—	37,60	48,44	10,68	3,28
Востокинское	$Ю_2$	58,86	39,50	1,84	58,51	34,75	6,16	—	39,55	45,41	12,65	2,39
Вэнгапурское	$Ю_1$	56,11	41,38	2,51	59,12	34,12	6,76	—	43,91	43,56	10,66	1,87
Губкинское	$Ю_1$	61,69	35,93	2,38	59,20	33,03	7,52	0,25	41,63	45,45	11,98	0,94
Коликъеганское	$Ю_1$	55,78	42,41	1,81	55,86	37,08	7,06	—	37,69	47,79	11,43	3,09
Мултановское	$Ю_1$	45,38	51,72	2,90	50,55	42,26	7,14	0,05	36,78	48,36	11,96	2,90
Потанайское	П	60,77	37,95	1,28	64,55	33,33	2,11	—	40,97	45,51	10,69	2,83
Покамасовское	$Ю_1$	57,38	41,38	1,24	68,35	24,62	7,03	—	41,12	48,88	9,25	0,75
Покачевское	$Ю_1$	57,67	41,47	0,86	59,69	36,54	3,77	—	46,77	44,59	7,06	1,58
Полуденное	$Ю_1$	57,19	40,89	1,92	52,95	41,10	5,95	—	30,38	45,01	24,61	—
Северо-Варьеганское	$Ю_1$	58,08	40,07	1,85	57,87	35,46	6,60	0,07	40,00	47,39	9,95	2,66
Толумское	П	56,65	40,57	2,78	60,16	32,75	7,09	—	45,77	41,72	10,28	2,23
Урьевское	$Ю_1$	61,26	37,81	0,93	61,53	34,49	3,98	—	44,73	46,72	6,79	1,76
Ярайнерское	$Ю_1$	70,79	27,60	1,61	61,88	27,90	10,08	0,14	34,90	45,31	17,30	2,49
Ярудейское	$Ю_1$	48,85	45,40	5,75	55,06	35,40	9,03	0,51	36,51	32,02	29,84	1,63
Верхнешапшинское	$Ю_0$	54,75	43,90	1,35	55,07	39,01	5,92	—	35,89	51,85	10,12	2,14
Салымское	$Ю_0$	69,32	29,34	1,31	65,50	30,11	4,39	—	49,03	41,45	7,93	1,59

Таблица 69

Состав алканов во фракции н. к. —125° С нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома (Сургутский свод)

Месторождение	Пласт	Содержание, % на сумму алканов C_6			Содержание, % на сумму алканов C_7				Содержание, % на сумму алканов C_8			
		нормального гексана	моноза-мещенных	диза-мещенных	нормального гептана	моноза-мещенных	диза-мещенных	триза-мещенных	нормального октана	моноза-мещенных	диза-мещенных	триза-мещенных
Нефти												
Коголымское	$БС_{16}$	59,12	39,43	1,45	57,92	36,15	5,93	—	42,89	46,62	8,98	1,51
Тевлинское	$БС_{16}$	60,46	38,07	1,47	61,98	31,74	6,28	—	37,10	50,23	11,03	1,64
Востокинское	$БС_{12}$	59,40	38,94	1,66	59,78	33,22	7,00	—	42,75	46,42	9,67	1,16
Сонуйское	$БС_{10}$	54,12	44,70	1,18	57,90	36,72	5,38	—	45,39	45,49	7,04	2,08
Федоровское	$БС_{10}$	56,99	41,34	1,67	60,18	34,15	5,67	—	43,87	43,96	9,86	2,31
	$БС_1$	59,30	39,16	1,54	69,81	27,32	2,84	0,03	45,30	43,50	9,07	2,13
Лянторское	$АС_{10}$	5,05	74,37	20,58	1,39	59,60	38,80	0,19	9,07	34,07	44,83	12,02
Аленкинское	$АС_9$	58,24	39,56	2,20	65,43	30,73	3,81	0,03	45,00	43,24	9,24	2,52
Федоровское	$АС_7$	3,43	75,80	20,77	0,78	63,45	35,77	—	1,71	35,24	52,35	10,70
Конденсаты												
Востокинское	$АС_9$	6,42	80,46	13,12	3,36	63,13	33,25	—	1,49	46,15	41,44	10 92
Лянторское	$АС_9$	41,21	56,38	2,41	37,83	51,69	10,42	0,06	26,66	51,78	17,06	4,50
Федоровское	$АС_5$	8,77	79,41	11,82	2,30	63,63	33,87	0,20	1,36	36,43	51,80	10,41
	$АС_4$	6,24	89,80	3,96	3,78	64,21	31,92	0,09	1,75	54,84	40,46	2,95

Таблица 70

Состав алканов во фракции н. к. —125° С нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома (Нижневартовский свод)

Месторождение	Пласт	Содержание, % на сумму алканов C_6			Содержание, % на сумму алканов C_7				Содержание, % на сумму алканов C_8			
		нормального гексана	монозамещенных	дизамещенных	нормального гептана	монозамещенных	дизамещенных	тризамещенных	нормального октана	монозамещенных	дизамещенных	тризамещенных
Нефти												
Самотлорское	$БВ_{10}$	57,25	40,79	1,96	55,02	37,34	7,44	0,20	37,82	47,08	11,89	3,21
Северо-Варьеганское	$БВ_{10}$	51,55	40,07	2,38	59,38	32,76	7,64	0,22	34,93	49,10	12,98	2,99
Аганское	$БВ_8$	58,61	40,30	1,09	60,47	35,03	4,50	—	46,02	44,64	7,35	1,99
Покачевское	$БВ_8$	57,06	41,70	1,24	59,89	35,14	4,97	—	45,86	44,49	7,44	2,21
Самотлорское	$БВ_8$	59,07	39,71	1,22	58,40	36,63	4,97	—	42,80	48,00	7,76	1,44
Тюменское	$БВ_8$	58,26	39,28	2,46	50,79	43,20	5,93	0,08	43,08	45,67	10,29	0,96
Варьеганское	$БВ_8$	52,00	45,00	3,00	44,00	42,70	13,00	0,30	22,00	48,00	25,00	5,00
	$БВ_7$	55,34	41,94	2,72	56,00	37,04	6,96	—	39,06	46,97	11,13	2,84
	$БВ_6$	48,40	49,06	2,54	34,47	54,59	10,86	0,08	6,04	72,77	16,40	4,79
	$БВ_5$	53,94	43,80	2,26	53,52	38,62	7,86	—	36,89	48,61	11,62	2,88
Варьеганское [1]	$БВ_5$	33,29	62,94	3,77	15,83	68,58	15,59	—	3,09	74,91	20,16	1,84
	$БВ_4$	51,88	45,59	2,53	53,33	37,83	8,60	0,24	38,77	46,55	11,75	2,93
	$БВ_3$	31,00	64,00	5,00	16,00	65,00	18,80	0,20	4,00	72,00	21,00	3,00
Тюменское	$АВ_8$	55,56	42,12	2,32	53,98	37,98	8,22	0,11	39,77	47,51	11,11	1,61
Самотлорское	$АВ_{4-5}$	52,56	45,57	1,87	44,37	34,66	20,97	—	34,85	50,41	11,57	3,17
Самотлорское [2]	$АВ_{4-5}$	17,80	77,44	4,76	13,15	71,62	15,16	0,07	6,72	75,92	10,19	7,17
	$АВ_4$	57,19	40,97	1,84	58,87	35,12	6,01	—	41,12	46,25	10,18	2,45
Тюменское	$АВ_3$	27,18	66,48	6,34	26,02	51,36	22,62	—	13,96	53,51	27,45	5,08
Самотлорское	$АВ_2$	56,50	42,12	1,38	57,33	36,74	5,93	—	39,44	48,34	9,62	2,60
Ватьеганское	$АВ_1$	54,53	43,35	2,12	55,89	36,96	7,10	0,05	40,27	47,28	9,76	2,69
Урьевское	$АВ_1$	57,52	41,40	1,08	60,72	34,33	4,95	—	45,79	45,63	7,12	1,46
Конденсаты												
Варьеганское	$БВ_4$	40,00	56,00	4,00	42,00	46,00	11,00	1,00	27,00	53,00	15,00	5,00
Самотлорское	$АВ_1$	51,89	46,32	1,79	53,32	39,46	7,22	—	31,17	49,65	16,78	2,40

[1] Скв. 10, 2090—2094 м.
[2] Скв. 1114, 1724—1736 м.

Таблица 71

Состав алканов во фракции нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома (северные нефтегазоносные области)

Месторождение	Пласт	Содержание, % на сумму алканов C_6			Содержание, % на сумму алканов C_7				Содержание, % на сумму алканов C_8			
		нормального гексана	монозамещенных	дизамещенных	нормального гептана	монозамещенных	дизамещенных	тризамещенных	нормального октана	монозамещенных	дизамещенных	тризамещенных
Нефти												
Новопортовское	$НП_2$	53,13	43,62	3,25	42,86	50,54	6,60	—	24,25	49,32	24,12	2,31
Заполярное	$БТ_8$	15,55	76,67	7,78	7,50	74,97	17,29	0,24	5,26	57,16	31,66	4,92

Месторождение	Пласт	Содержание, % на сумму алканов C_6			Содержание, % на сумму алканов C_7				Содержание, % на сумму алканов C_8			
		нормального гексана	монозамещенных	дизамещенных	нормального гептана	монозамещенных	дизамещенных	тризамещенных	нормального октана	монозамещенных	дизамещенных	тризамещенных
Медвежье	$БН_7$	50,89	43,91	5,20	46,86	26,93	25,67	0,54	61,04	24,11	13,22	1,63
Уренгойское	$БУ_{7а}$	51,16	43,58	5,26	58,21	32,27	9,08	0,44	43,28	40,46	13,57	2,69
Казанцевское	$СД_{10}$	64,37	39,62	2,01	62,12	31,06	6,82	—	36,25	48,90	13,34	1,51
Тазовское	$БТ_{4-5}$	53,01	42,33	4,66	47,91	40,92	10,05	1,12	27,99	54,01	16,26	1,74
Среднеямальское	$ТП_{22}$	56,51	41,05	2,44	51,71	38,79	9,26	0,24	25,62	52,99	20,20	1,19
Нурминское	$ТП_{20-21}$	7,47	86,87	5,66	1,21	80,78	17,91	0,10	1,16	52,15	43,55	3,14
Среднеямальское	$ТП_{18}$	4,27	50,00	45,73	4,23	55,38	40,39	—	8,80	54,55	34,66	1,99
Нурминское	$ТП_{15}$	4,20	81,17	14,63	1,00	72,52	25,98	0,50	0,64	41,15	53,75	4,46
Конденсаты												
Соленинское	$СД_8$	—	100,00	—	2,00	40,00	56,00	2,00	2,00	42,00	51,00	5,00
Арктическое	$НП_{2-4}$	26,73	61,22	12,05	6,71	70,32	18,55	4,42	1,73	50,98	38,24	9,05
Надымское	$БН_{10}$	49,23	45,09	5,68	49,93	40,87	8,93	0,27	39,33	46,16	12,83	1,68
Уренгойское	$БУ_{14}$	54,79	41,49	3,72	53,77	37,20	8,32	0,71	32,55	49,53	16,89	1,03
Ямбургское	$БУ_{12}$	64,13	32,07	3,80	72,37	23,33	4,22	0,08	51,76	40,00	7,18	1,06
Уренгойское	$БУ_{10}$	51,91	41,64	6,45	52,21	37,72	9,73	0,34	38,83	48,75	11,48	0,94
	$БУ_{7а}$	44,00	49,00	7,00	32,00	30,00	37,00	1,00	22,00	36,00	12,00	30,00
Соленинское	$СД_6$	5,67	69,21	25,12	1,48	61,57	35,64	1,31	2,35	42,11	48,49	7,05
Пеляткинское	$СД_4$	3,23	43,95	52,82	1,94	40,30	57,76	—	4,43	34,27	39,04	22,26
Заполярное	$БТ_2$	51,55	44,01	4,44	51,59	39,84	8,30	0,27	41,95	43,94	12,13	1,98
Арктическое	$ТП_{18}$	31,00	62,00	7,00	26,00	57,00	16,00	1,00	1,00	60,00	34,00	3,00
Нурминское	$ТП_{12}$	9,75	81,34	8,91	1,31	74,34	23,74	0,61	1,43	41,00	50,57	7,00
Среднеямальское	$ТП_{12}$	19,44	70,00	10,56	13,12	62,18	23,84	0,86	6,14	41,29	50,14	2,43
Арктическое	$ТП_{10}$	22,00	65,00	13,00	5,00	72,00	18,00	5,00	1,00	53,00	38,00	8,00
Бованенковское	$ТП_6$	34,48	6,58	58,94	10,01	12,41	62,96	14,62	7,71	12,55	63,77	15,97
	$ТП_1$	48,19	7,28	44,58	12,80	18,45	57,14	11,62	9,85	14,13	64,87	11,15

плиты. Разветвленность низкокипящих алканов в бензинах нефтей и конденсатов этой группы невелика. Индекс разветвленности для них варьирует от 0,04 до 0,06 для изоалканов C_6, от 0,17 до 0,30 для изоалканов C_7 и от 0,20 до 0,40 — для изоалканов C_8. Следует подчеркнуть, что нижнемеловые нефти и конденсаты северных районов плиты, даже малозамещенные, выделяются повышенной разветвленностью изоалканов, особенно изогексанов. Для них J_p^6, как правило, превышает 0,10.

Вторая, относительно небольшая группа нефтей встречается главным образом на Нижневартовском своде в некоторых залежах в пластах групп А и Б. Для них характерны значения индексов замещенности 0,60—0,90, 0,75—1,00, 1,10—1,30 для углеводородов C_6, C_7 и C_8 соответственно. Степень разветвленности изоалканов в нефтях этой группы несколько выше только для изогексанов и меняется от 0,06 до 0,15, от 0,20 до 0,40 и от 0,20 до 0,40 для тех же рядов углеводородов.

Третья группа нефтей выделяется очень высоким индексом замещенности алканов в бензинах. Он меняется в интервале 0,90—1,60 для алканов C_6, 1,00—1,70 — для алканов C_7 и 1,00—1,80 — для алканов C_8. В бензинах нефтей

этой группы ди- и тризамещенные алканы преобладают над монозамещенными, а концентрации н-алканов как в сумме углеводородов соответствующего молекулярного веса, так и в целом в бензине минимальны. Индексы разветвленности для нефтей этой группы равны соответственно 0,15—0,20, 0,20—0,50 и 0,50—1,50.

Нефти и конденсаты этой группы широко распространены в пластах $АС_1$ — $АС_{10}$ на Сургутском своде, а также в отложениях неокома на севере плиты. Особенно выделяются разветвленностью легких изоалканов нефти из пласта $ТП_{18}$ Среднеямальского месторождения, конденсаты Соленинского (пласт $СД_8$), Пеляткинского (пласт $СД_4$) и Бованенковского (пласты $ТП_1$, $ТП_6$) месторождений (см. табл. 71).

В северных районах плиты разветвленность конденсатов несколько выше, чем нефтей. Аномально высокой разветвленностью обладают конденсаты Бованенковского месторождения (пласты $ТП_6$ и $ТП_1$). Для них индексы разветвленности равны соответственно 8,9 и 6,1 для изогексанов, 6,2—3,7 — для изогептанов и 6,4 и 5,4 — для изооктанов.

Следует отметить, что связь между содержанием н-алканов среди гексанов, пентанов и октанов и разветвленностью их изомеров весьма сложная. Так, содержащие достаточно много н-алканов в бензинах нефти и конденсаты некоторых пластов Уренгойского ($БУ_{7а}$, $БУ_{14}$ и др.), Тазовского ($БТ_{4-5}$), Казанцевского ($СД_{10}$) месторождений выделяются, тем не менее, повышенной разветвленностью изогексанов и изогептанов. Обратная картина наблюдается реже.

Геохимическая характеристика высокомолекулярных изоалканов из-за специфики методики исследования может быть дана лишь совместно с алифатическими цепями в цикланах [229]. Соответствующие данные приведены в табл. 72.

В нижне-среднеюрских нефтях во фракции, кипящей от 200 до 350° С, на долю метиленовых групп в изоалканах и алифатических цепей в цикланах приходится от 33 до 45%, в среднем 38,7% от фракции. Во фракции, кипящей при температуре выше 350° С, алифатические метиленовые группы составляют 42,4%, в среднем, а размах значений — 37,6—46,5%.

Во всех изученных нефтях преобладают метиленовые группы, входящие в цепи с шестью и более атомами углерода, — $(CH_2)_{n \geqslant 6}$. Соотношение таких метиленовых групп и метиленовых групп, входящих в алифатические цепи с пятью и менее атомами углерода $(CH_2)_{n < 6}$, равно в керосиновой фракции 2,6, а в масляной — 4,1. В коротких алифатических цепях бóльшая часть метиленовых групп объединена по три. Исключением являются нефти Красноленинского свода, в которых значительную роль играют также цепи из четырех и двух метиленовых групп.

В алифатических цепях метильных групп на концах цепей примерно в 2 раза больше, чем в ответвлениях внутри цепей. Среди геминальных метильных групп в керосиновых фракциях преобладают диметильные, а в масляной концентрации диметильных и триметильных групп практически равны.

В нефтях верхнеюрского нефтеносного горизонта структурный состав алифатических цепей в изоциклоалканах в основном сходен с аналогичными фракциями нефтей нижней — средней юры. Отличия состоят в несколько меньшей роли алифатических цепей в этих фракциях.

Содержание метиленовых групп в цепях в них варьирует от 30 до 46% (среднее 35,6%) в масляной и от 30 до 40% (среднее 33,2%) в керосиновой фракциях. В этих цепях преобладают длинные звенья с числом атомов, превышающим пять-шесть.

Среди нефтей берриаса, валанжина — баррема, частично апта, как видно из всего предыдущего изложения, отчетливо выделяются две группы. Нефти этих отложений в Среднеобской нефтегазоносной области (тяжелые нафтеновые нефти не изучались) практически полностью подобны нефтям верхней юры. Нефти северных районов плиты по составу отличаются. Они выделяются несравненно более низкой ролью в метаново-нафтеновых фракциях алифатических цепей. Содержание метиленовых групп в алифатических цепях изоциклоалканов этих нефтей равно 24,6% (размах выборки 19,1—30,2%) в керосиновой и 32,8% (размах выборки 24,7—37,4%) в масляной фракциях.

Тяжелые нафтеновые нефти в сеноманских отложениях характеризуются минимальной концентрацией метиленовых групп в цепях в керосиновой и масляной фракциях (18,1 и 29,8%) и наименьшей длиной алифатических цепей. Соотношение $(CH_2)_{n \geqslant 6}/(CH_2)_{n < 6}$ равно в них 1,0 и 2,0 в керосиновой и масляной фракциях соответственно.

Важно подчеркнуть, что соотношение различной длины метиленовых звеньев в них варьирует несравненно меньше, чем в нефтях нижележащих горизонтов.

В § 2 этой главы отмечалось, что содержание циклоалканов в нефтях Западно-Сибирской плиты изменяется в очень широких пределах. В бензиновых фракциях нефтей и конденсатов (см. табл. 63—67) их количество меняется от 15—20 до 70—80%. Минимальное содержание цикланов в бензинах характерно для юрских нефтей Красноленинского и Салымского районов, максимальные — для бензинов беспарафинистых и малопарафинистых нефтей в пластах $АС_7$ — $АС_9$ на Сургутском своде, обедненных н-алканами нефтей северной части Нижневартовского свода, а также большинства нефтей и конденсатов в отложениях неокома северных районов плиты. По соотношению пента- и гексаметиленовых циклоалканов бензиновые фракции нефтей, кипящие до 125° С, также существенно различаются. В юрских нефтях и конденсатах, а также в нефтях и конденсатах Среднеобской нефтегазоносной области отношение Nn_5/Nn_6, как правило, больше единицы, а в нефтях и конденсатах неокома северной части плиты — меньше единицы (см. табл. 63—67). От этого правила есть, однако, многочисленные отклонения. Так, низким значением этого показателя характеризуются нефти из пласта $Ю_1$ Ярайнерского и $Ю_0$ Салымского месторождений. Повышенным значением отношения Nn_5/Nn_6 характеризуется нефть пласта $НП_2$ Новопортовского месторождения (1,30), некоторые конденсаты Соленинского (пласт $СД_8$ — 1,50) и Пеляткинского (пласт $СД_4$ — 1,39) месторождений. Аномально высоким содержанием пентаметиленовых цикланов характеризуются конденсаты Бованенковского месторождения. Они составляют 64,97% в конденсате пласта $ТП_6$ и 54,62% в конденсате пласта $ТП_1$ этого месторождения. Отношения Nn_5/Nn_6 равны в них 5,43 и 2,35 соответственно.

Сведения о составе цикланов керосиновой и масляной фракций дают результаты масс-спектроскопии и ИК-спектроскопии метаново-нафтеновых фракций (табл. 72, 73). Пентаметиленовые углеводороды в высокомолекулярных фракциях нефтей, особенно масляных, как правило, отсутствуют, в керосиновых фракциях их несколько больше, в бензинах, кипящих до 125° С, они, как было отмечено выше, часто преобладают. Повышенными концентрациями этих углеводородов в керосиновой фракции выделяются из нижне-среднеюрских верхнетарская нефть (3,4% метиленовых групп в пентаметиленовых кольцах), из верхнеюрских — потанайская (11,6%), южночеремшанская (пласт $Ю_1$ — 6,8%) и медвежья (пласт $Ю_1$ — 9,2); из нижнемеловых — заполярная (8,1%),

Таблица 72

Структурный состав изо- и циклоалканов

Возраст	Фракция 200—350° С								
	$(CH_3)_{общ}$	$(CH_3)_{и}$	$(CH_3)_{к}$	$(CH_3)_{ц}$	(CH_3) на кольцах	$\frac{(CH_3)_{к}}{(CH_3)_{и}}$	$\frac{(CH_3)_{ц}}{(CH_3)_{и}}$	$\frac{(CH_3)_{ц}}{(CH_3)_{к}}$	$(CH_3)_{гемин}$
J_{1-2}	20,6—28,5 / 25,4	16,6—21,1 / 19,7	7,0—7,7 / 7,3	5,2—7,2 / 6,0	5,2—7,9 / 6,3	0,34—0,63 / 0,43	0,27—0,35 / 0,31	0,55—1,1 / 0,63	4,0—8,1 / 6,0
J_3	18,7—24,6 / 22,6	15,7—18,8 / 17,6	6,0—8,5 / 7,1	4,1—5,8 / 4,8	3,3—7,7 / 5,5	0,31—0,46 / 0,40	0,24—0,42 / 0,30	0,66—0,92 / 0,75	3,8—6,8 / 5,0
K_1*	19,2—26,0 / 21,8	15,8—20,1 / 17,1	4,1—6,6 / 5,3	4,2—4,9 / 4,7	4,9—9,6 / 6,7	0,23—0,38 / 0,32	0,22—0,32 / 0,28	0,70—1,2 / 0,93	3,9—6,8 / 4,7
K_1**	20,1—25,3 / 22,9	16,2—21,8 / 18,8	5,6—8,2 / 6,7	5,6—6,3 / 5,9	3,8—8,2 / 5,7	0,30—0,38 / 0,35	0,28—0,43 / 0,34	0,93—1,03 / 0,97	3,5—4,9 / 4,1
K_2	21,4—25,2 / 23,6	16,6—20,0 / 18,7	3,0—5,6 / 3,8	2,9—5,7 / 4,0	7,7—13,4 / 10,8	0,14—0,30 / 0,20	0,16—0,28 / 0,21	0,91—1,14 / 1,05	3,2—5,9 / 4,9

* Северные нефтегазоносные области.
** Среднеобская нефтегазоносная область.

Возраст	Фракция 200—350° С								Фракция > 350° С	
	$(CH_3)_{димет}$	$(CH_3)_{тримет}$	$\frac{(CH_3)_{димет}}{(CH_3)_{тримет}}$	$(CH_2)_{Me}$	$\frac{(CH_2)_{n\geqslant 6}}{(CH_2)_{n<6}}$	$(CH_2)_{Nn}$	$\frac{(CH_2)_{Nn_5}}{(CH_2)_{Nn_6}}$	(C) и (CH)	$(CH_3)_{общ}$	$(CH_3)_{и}$
J_{1-2}	2,8—4,7 / 3,7	1,0—4,4 / 2,2	1,2—3,1 / 2,2	33,3—44,4 / 38,7	1,6—3,9 / 2,6	15,7—29,4 / 22,8	0,0—0,52 / 0,11	15,8—26,0 / 18,4	18,4—25,6 / 20,7	14,9—19,9 / 16,9
J_3	1,2—3,8 / 2,8	1,1—4,4 / 3,0	0,35—4,4 / 1,0	30,1—40,1 / 33,2	1,8—3,7 / 2,8	20,9—39,8 / 29,0	0,0—0,41 / 0,20	16,6—25,8 / 20,4	19,5—22,0 / 20,9	16,3—18,1 / 16,9
K_1*	2,4—4,5 / 3,2	0,8—3,7 / 1,6	1,2—3,9 / 2,2	19,1—30,2 / 24,6	1,9—4,4 / 2,7	19,1—30,4 / 25,6	0,0—0,58 / 0,11	20,9—36,8 / 29,7	17,6—23,1 / 19,6	14,2—18,8 / 15,8
K_1**	3,0—3,7 / 3,3	0,2—1,4 / 0,8	2,2—3,6 / 3,7	29,8—40,6 / 33,0	1,6—4,3 / 2,8	18,9—39,0 / 28,3	0,0—0,48 / 0,20	22,6—26,1 / 24,8	17,4—20,7 / 18,8	14,0—16,6 / 14,7
K_2	2,0—3,9 / 2,2	0,8—3,2 / 2,2	0,65—1,9 / 1,06	13,8—24,7 / 18,1	0,8—1,2 / 1,0	23,8—28,6 / 26,9	0,0—0,19 / 0,09	28,5—36,2 / 33,1	19,9—24,2 / 22,9	15,8—19,5 / 18,3

Возраст	Фракция >350° С								
	$(CH_3)_к$	$(CH_3)_ц$	$(CH_3)_{на\ кольцах}$	$\frac{(CH_3)_к}{(CH_3)_и}$	$\frac{(CH_3)_ц}{(CH_3)_и}$	$\frac{(CH_3)_ц}{(CH_3)_к}$	$(CH_3)_{гемин}$	$(CH_3)_{димет}$	$(CH_3)_{тримет}$
J_{1-2}	6,5—8,6 / 7,8	2,8—5,2 / 4,0	2,7—7,9 / 4,7	0,43—0,52 / 0,47	0,12—0,34 / 0,23	0,35—0,73 / 0,51	3,1—3,6 / 3,4	1,6—2,5 / 1,8	1,3—3,2 / 1,9
J_3	5,4—8,3 / 6,9	3,0—6,7 / 4,9	1,4—7,9 / 5,3	0,29—0,50 / 0,39	0,20—0,41 / 0,28	0,33—0,93 / 0,65	2,7—4,2 / 3,7	1,1—2,7 / 1,9	1,5—2,6 / 1,9
K_1*	5,8—7,0 / 6,4	3,7—5,5 / 4,5	3,3—6,3 / 4,7	0,37—0,48 / 0,41	0,25—0,36 / 0,28	0,54—0,79 / 0,68	3,3—4,3 / 3,8	1,4—2,6 / 1,9	1,5—2,0 / 1,8
K_1**	6,4—7,9 / 7,2	4,0—7,3 / 5,4	2,3—4,7 / 2,8	0,34—0,56 / 0,46	0,28—0,41 / 0,35	0,53—1,04 / 0,86	3,3—4,9 / 3,9	1,3—3,9 / 2,4	1,1—2,2 / 1,6
K_2	4,3—8,0 / 6,2	3,2—6,0 / 4,2	6,5—8,3 / 7,3	0,24—0,43 / 0,34	0,17—0,31 / 0,23	0,50—0,65 / 0,63	3,8—5,6 / 4,6	1,7—3,1 / 2,1	1,3—3,2 / 2,5

Возраст	Фракция >350° С						
	$\frac{(CH_3)_{димет}}{(CH_3)_{тримет}}$	$(CH_2)_{Me}$	$\frac{(CH_2)_{n\geqslant 6}}{(CH_2)_{n<6}}$	$(CH_2)_{Nn}$	$\frac{(CH_2)_{Nn_5}}{(CH_2)_{Nn_6}}$	(С) и (СН)	
J_{1-2}	0,84—1,3 / 0,59	37,6—46,5 / 42,4	2,7—5,7 / 4,1	37,6—46,5 / 42,4	0,0—0,13 / 0,02	8,2—19,2 / 13,3	
J_3	0,69—1,4 / 0,90	29,2—45,8 / 35,6	2,7—5,9 / 4,0	11,5—31,5 / 23,8	0,0—0,25 / 0,03	20,8—27,7 / 22,9	
K_1*	0,74—1,5 / 1,06	29,7—37,4 / 32,8	3,6—5,8 / 4,8	13,1—35,8 / 24,3	0,0—0,31 / 0,03	19,2—30,0 / 24,6	
K_1**	0,59—2,3 / 1,45	23,5—41,1 / 36,8	3,2—4,3 / 3,8	24,0—37,0 / 30,7	0,0—0,21 / 0,08	10,2—24,3 / 16,7	
K_2	0,44—1,0 / 0,70	24,3—33,3 / 29,8	1,0—2,7 / 2,0	20,7—28,3 / 25,3	0,0—0,65 / 0,15	18,5—32,7 / 24,6	

$(CH_3)_{общ}$—суммарное содержание метильных групп; метильные группы: $(CH_3)_и$ — изолированные, $(CH_3)_к$ — на концах цепей, $(CH_3)_ц$ — в цепях; геминальные группы: $(CH_3)_{гемин}$ — метильные, $(CH_3)_{димет}$ — диметильные, $(CH_3)_{тримет}$ — триметильные; $(CH_2)_{Me}$ — метиленовые группы в алифатических цепях; $(CH_2)_{n\geqslant 6}$ и $(CH_2)_{n<6}$ — алифатические цепи, содержащие соответственно $\geqslant 6$ и <6 метиленовых групп; $(CH_2)_{Nn}$ — метиленовые группы в нафтеновых циклах: $(CH_2)_{Nn_5}$ — пентаметиленовых, $(CH_2)_{Nn_6}$ — гексаметиленовых.

Таблица 73

Содержание моно-, би- и полициклических цикланов ядер в метаново-нафтеновых фракциях нефтей Западно-Сибирской плиты

Месторождение	Фракция, °С	Содержание ядер, %					
		моноцик-лических	бицик-личес-ких	трицик-личес-ких	тетрацик-лических	пентаци-кличес-ких	гексаци-кличес-ких
Усть-Балыкское, пласт $БС_1$	200—350	19,8	14,2	5,7	3,1	—	—
	350—470	42,0	18,0	10,0	1,0	—	—
Правдинское, пласт $БС_6$	200—350	23,6	13,0	4,5	2,5	—	—
Русское, пласт $ПК_1$	200—350	9,9	26,8	36,7	13,6	3,2	1,2
	350—470	14,3	16,0	17,0	22,8	11,4	4,8
Тазовское, пласт $ПК_1$	200—350	12,4	25,6	34,1	11,7	3,5	1,6

тазовская (7,5%), правдинская (пласты $БС_{16}$ — $БС_{20}$ — 10,5%, пласт $БС_6$ — 12,0%), самотлорская (пласт $БВ_8$ — 8,15%), советская (пласт $БВ_8$ — 10,4%), каменная (пласт $ВК_2$ — 9,7%). Из верхнемеловых нефтей этими углеводородами относительно обогащены тазовская (3,1%) и мессояхская (4,5%) нефти.

В масляных фракциях сколько-нибудь значительно метиленовыми группами в пентаметиленовых кольцах обогащены только верхнеюрская потанайская (5,2%), нижнемеловые тазовская (17,6%), правдинская (5,6%) и советская (6,6%) нефти.

Общее содержание метиленовых групп в нафтеновых кольцах в изо-циклоалифатических фракциях минимальное в нижне-среднеюрских отложениях. Оно равно 22,8% в керосиновой и 14,7% в масляной фракциях. В керосиновых фракциях верхнеюрских нефтей и нефтей неокома Среднеобской нефтеносной области эти показатели близки. Они равны 29,0 и 28,3%. Для масляных фракций различие больше — 23,8 и 30,7% соответственно, т. е. от нижнесреднеюрских к нижнемеловым нефтям содержание цикланових метиленовых групп возрастает, что особенно четко проявляется на масляных фракциях.

Верхнемеловые нефти по этому показателю мало отличаются от нижнемеловых. Если учесть, что они имеют нафтеновое основание, то это обстоятельство кажется, на первый взгляд, странным. Объяснение легко находится при изучении состава полициклических нафтеновых ядер во фракциях нижнемеловых и верхнемеловых нефтей (см. табл. 73). Данных этих, к сожалению, пока мало. Из табл. 73 видно, что нижнемеловые нефти пластов $БС_1$ — $БС_6$ характеризуются сравнительно низким содержанием цикланов вообще и полициклических цикланов в особенности.

Преобладают в масляных и керосиновых фракциях этих нефтей моноциклоалканы. Углеводороды с бициклическими ядрами содержатся в значительных количествах, пента- и гексациклические ядра отсутствуют.

Иная картина имеет место в нефтях верхнего мела. В них преобладают би-, три- и тетрациклические цикланы, а пента- и гексациклические цикланы присутствуют в весьма значительных количествах. В конденсированных цикланових ядрах должна быть значительна роль С- и СН-групп. Вернемся в этой связи к табл. 72. В нижне-среднеюрских нефтях доля цикланових метиленовых групп, а также С- и СН-групп самая низкая. Это позволяет считать, что циклоалканов в этих нефтях мало и они мало конденсированы. То же самое можно сказать о верхнеюрских нефтях и неокомских нефтях Среднеобской нефтеносной

области. Нижнемеловые нефти севера плиты при пониженном содержании метиленовых групп в алифатических цепях и близком их содержании в цикланах выделяются повышенным содержанием С- и СН-групп. Это позволяет предполагать несколько повышенную конденсированность нафтенов в них. Эта тенденция особенно четко выражена в изо-циклоалканах верхнемеловых нефтей. В них при низком содержании алифатических цепей и даже несколько пониженном содержании метиленовых групп в циклоалканах отмечены максимальные концентрации С- и СН-групп, что находится в соответствии с повышенной конденсированностью нафтенов в этих нефтях.

Суммируем результаты рассмотрения геохимии насыщенных углеводородов в нефтях Западно-Сибирской плиты. Между содержанием различных классов насыщенных углеводородов в нефтях существуют достаточно четкие коррелятивные связи, прослеживаемые во всех фракциях. По мере снижения доли н-алканов в нефтях в них растет доля цикланов. Одновременно возрастает степень разветвленности изоалканов. В пределах в нефтях, в которых полностью отсутствуют н-алканы, мало изоалканов, а цикланы сильно конденсированы. Корреляционный анализ зависимостей между отдельными группами углеводородов в бензинах подтверждает отмеченные тенденции, а также позволяет выявить ряд нюансов. Так, с доверительной вероятностью 0,95 (при $r > 0{,}24$) с ростом концентрации н-алканов в бензинах падает содержание и пентаметиленовых ($r = -0{,}64$), и гексаметиленовых ($r = -87$) цикланов, причем доля последних уменьшается быстрее. Вследствие этого отношение Nn_5/Nn_6 с ростом доли н-алканов растет ($r = 0{,}58$). За исключением концентрации пентаметиленовых алканов все остальные связи тех же знаков имеют место между рассмотренными параметрами и содержанием в бензинах изоалканов. Аналогичные связи имеют место между пента- и гексаметиленовыми цикланами и отдельными нормальными и изоалканами. С ростом количества цикланов в бензинах нефтей в них уменьшаются отношения Nn_5/Nn_6 ($r = -0{,}64$) и отношения n-Me/i-Me ($r = -87$).

Таким образом, насыщенные углеводороды в нефтях образуют достаточно четко взаимосвязанную и взаимообусловленную единую систему.

§ 4. Арены

Ароматические углеводороды западносибирских нефтей достаточно глубоко изучались в СНИИГГИМСе и ВНИГРИ с середины шестидесятых годов [156, 219, 229]. Состав аренов в бензиновых фракциях наиболее полно изучен в Главтюменьгеологии (М. А. Вовк). Сведения о составе низкокипящих аренов приведены в табл. 74—77.

Из табл. 74—77 видно, что спектры ароматических углеводородов, присутствующих в нефтях и рассеянном органическом веществе (см. гл. VI), сходны. В нефтях и конденсатах присутствуют бензол, толуол, ксилолы, этилбензол, а также би-, три- и полициклические арены.

В Среднеобской нефтегазоносной области повышенным содержанием аренов во фракциях, выкипающих до 125° С, выделяются юрские нефти. Содержание бензола и толуола в них, как правило, превышает 2%, достигая иногда 4—6%. Эти же нефти обогащены аренами во фракции с интервалом кипения 125—150° С (см. табл. 75, 76). Из числа нижнемеловых нефтей низкокипящими аренами обогащены нефти берриас-валанжинской толщи на Сургутском своде. В пределах Нижневартовского свода несколько более высоким содержанием

Таблица 74

Состав аренов во фракции н. к.—125° и фракции 125—150° С нефтей из залежей в отложениях юры

Месторождение	Пласт	Фракция н. к.—125° С				Фракция 125—150° С								
		Содержание, % на фракцию				Содержание, % на фракцию					Содержание, % на сумму ксилолов			
		сумма	бензол	толуол	Бензол / Толуол	сумма	этилбензол	п-ксилол	м-ксилол	о-ксилол	п-ксилол	м-ксилол	о-ксилол	Этилбензол / Σ ксилолов
Востокинское	$Ю_2$	4,20	0,92	3,28	0,28	8,50	2,43	0,91	2,87	2,29	14,99	47,28	37,73	0,40
Федоровское	$Ю_2$	1,28	0,14	1,14	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Губкинское	$Ю_1$	5,11	0,82	4,29	0,19	15,54	2,02	2,43	7,79	3,30	17,97	57,62	24,41	0,15
Вэнгапурское	$Ю_1$	3,32	0,65	2,67	0,24	14,81	2,51	2,01	6,49	3,80	16,34	52,76	30,90	0,20
Коликъеганское	$Ю_1$	3,13	0,55	2,53	0,22	11,51	2,23	1,40	4,76	3,12	15,09	51,29	33,62	0,24
Покамасовское	$Ю_1$	2,75	0,66	2,09	0,32	8,69	2,91	0,99	2,55	2,24	17,13	44,12	38,75	0,50
Мултановское	$Ю_1$	3,14	0,88	2,26	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Покачевское	$Ю_1$	2,10	0,34	1,76	0,19	8,31	2,68	0,94	2,55	2,14	16,70	45,29	38,01	0,48
Урьевское	$Ю_1$	3,75	0,89	2,86	0,31	—	3,02	1,34	3,46	2,88	17,45	45,05	37,50	0,39
Северо-Варьеганское	$Ю_1$	4,25	0,89	3,36	0,26	18,9	3,27	2,74	7,99	4,29	18,24	53,20	28,56	0,22
Ярайнерское	$Ю_1$	2,32	0,27	2,05	0,13	4,51	0,51	0,65	2,12	1,23	16,25	53,00	30,75	0,13
Ярудейское	$Ю_1$	0,78	0,56	0,22	2,55	14,00	1,32	2,45	7,76	2,47	19,32	61,20	19,48	0,10
Салымское	$Ю_0$	6,64	1,31	5,33	0,25	14,41	1,87	2,52	6,44	3,58	20,09	51,36	28,55	0,15
Верхнешапшинское	$Ю_0$	2,38	0,50	1,78	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Толумское	П	2,38	0,35	2,03	0,17	8,82	1,56	1,14	3,88	2,24	15,70	53,44	30,86	0,21
Потанайское	П	2,77	0,85	1,92	0,44	8,25	1,83	0,88	2,98	2,56	13,71	46,42	39,87	0,29

аренов в низкокипящих фракциях выделяются нефти пластов $БВ_{10}$, $БВ_8$ Самотлорского месторождения.

Резко выделяются содержанием низкокипящих аренов неокомские нефти северных районов плиты. Большинство из них обогащены аренами. Так, нефть из пласта $НП_2$ Новопортовского месторождения содержит 12,96% аренов во фракции, выкипающей до 125° С, 8,4% бензола и толуола содержит нефть из пласта $БТ_{4-5}$ Тазовского месторождения. Конденсаты этих горизонтов содержат, как правило, мало аренов, хотя есть и отклонения от этого правила. Так, конденсаты из пласта $БУ_{14}$ Уренгойского месторождения содержат соответственно 7,42% аренов во фракции, кипящей до 125° С. В этой же фракции конденсата из пласта $БУ_{12}$ Ямбургского месторождения аренов еще больше — 8,86%. Вместе с тем в этих отложениях имеются конденсаты и нефти, в которых арены либо отсутствуют, либо находятся в концентрации не более 0,2—0,3%. Показательно, что эти конденсаты и нефти, как правило, не содержат н-алканов и содержат в повышенных количествах разветвленные алканы.

Среди индивидуальных низкомолекулярных аренов, толуол, как правило, преобладает над бензолом. Исключение составляют лишь некоторые нефти и конденсаты из неокомских, а также юрских (Ярудейское месторождение) отложений северных районов плиты. Как известно, второй гомолог бензола — C_8H_{10} встречается в четырех изомерных формах: этилбензол и три ксилола (орто-, мета- и пара-). По возрастанию концентрации в нефтях и конденсатах они, как правило, располагаются в ряд: пара-ксилол → этилбензол → орто-

Таблица 75

Состав аренов во фракции н. к.—125° С и фракции 125—150° С нефтей и конденсатов залежей в отложениях неокома (Сургутский свод)

Месторождение	Пласт	Фракция н. к.—125° С: Содержание, % на фракцию: сумма	бензол	толуол	Бензол / Толуол	Фракция 125—150° С: Содержание, % на фракцию: сумма	этилбензол	п-ксилол	м-ксилол	о-ксилол	Содержание, % на сумму ксилолов: п-ксилол	м-ксилол	о-ксилол	Этилбензол / Σ ксилолов
Нефти														
Коголымское	$БС_{16}$	4,95	1,06	3,89	0,27	12,98	3,60	1,54	4,36	3,48	16,42	46,48	37,10	0,38
Тевлинское	$БС_{16}$	6,14	1,19	4,95	0,24	12,17	3,51	1,48	4,12	3,06	17,09	47,58	35,33	0,40
Востокинское	$БС_{12}$	2,10	0,14	1,96	0,07	7,67	2,06	0,91	2,56	2,14	16,22	45,63	38,15	0,37
Савуйское	$БС_{10}$	0,34	0,15	0,19	0,79	3,52	0,87	0,42	1,26	0,97	15,85	47,55	36,60	0,33
Федоровское	$БС_{10}$	1,05	0,09	0,96	0,09	7,69	2,37	0,87	2,60	1,85	16,35	48,87	34,78	0,44
	$БС_1$	0,11	Следы	0,11	0,00	1,89	0,50	0,23	0,71	0,45	16,55	51,08	32,37	0,36
Лянторское	$АС_{10}$	0,94	0,03	0,91	0,03	9,41	0,35	1,29	4,51	3,26	14,24	49,78	35,98	0,04
Алехинское	$АС_9$	1,87	0,37	1,50	0,25	5,11	1,21	0,65	1,78	1,47	16,67	45,64	37,69	0,31
Федоровское	$АС_7$	0,03	0,01	0,02	0,50	7,03	0,03	1,01	3,58	2,41	14,43	51,14	34,43	0,004
Конденсаты														
Востокинское	$АС_9$	0,34	Следы	0,34	0,00	2,36	0,30	0,24	0,96	0,86	11,65	46,60	41,75	0,14
Лянторское	$АС_9$	0,92	0,18	0,74	0,24	6,08	1,36	0,75	2,20	1,77	15,89	46,61	37,50	0,29
Федоровское	$АС_5$	0,04	Следы	0,04	0,00	6,66	0,03	0,97	3,39	2,27	14,63	51,13	34,24	0,004
	$АС_4$	0,05	»	0,05	—	5,47	0,23	0,77	2,77	1,70	14,70	52,86	32,44	0,04

ксилол → мета-ксилол. От этой закономерности имеются и отклонения. Так, в ряде юрских нефтей (Покамасовское и Покачевское месторождения, пласт $Ю_1$) этилбензол преобладает над остальными изомерами. В некоторых также юрских нефтях (Ярудейское месторождение, пласты $Ю_1$ и $Ю_2$ и некоторые др.) этилбензол находится в минимальных концентрациях по сравнению с другими изомерами. Неокомские нефти и конденсаты северных районов плиты выделяются минимальной величиной отношения этилбензола к ксилолам.

Полиядерные арены в западносибирских нефтях, по данным Н. М. Бабиной, представлены большим числом ката-аннеллированных и пери-конденсированных ароматических углеводородов (табл. 78, 79).

Среди первых — углеводороды рядов нафталина, фенантрена и хризена с двумя линейно-аннеллированными кольцами и углеводороды ряда антрацена с тремя линейно-аннеллированными кольцами (антрацен, 1,2-бензантрацен, 1,2,5,6-дибензантрацен). Из числа пери-конденсированных в западносибирских нефтях присутствуют углеводороды рядов дифенила (дифенил), пирена (пирен и его алкил-гомологи, 1,2-бензпирен и 3,4-бензпирен) и перилена (перилен, 1,12-бензпирен и коронен).

Таблица 76

Состав аренов во фракции н. к. —125° С и фракции 125—150° С нефтей из залежей в отложениях неокома (Нижневартовский свод)

Месторождение	Пласт	Фракция н. к.—125° С				Фракция 125—150° С								
		Содержание, % на фракцию				Содержание, % на фракцию					Содержание, % на сумму ксилолов			
		сумма	бензол	толуол	Бензол / Толуол	Сумма	этилбензол	*п*-ксилол	*м*-ксилол	*о*-ксилол	*п*-ксилол	*м*-ксилол	*о*-ксилол	Этилбензол / Σ ксилолов
Самотлорское	$БВ_{10}$	2,07	0,28	1,79	0,16	13,40	2,99	1,48	4,78	4,15	14,22	45,92	39,86	0,29
Северо-Варьеганское	$БВ_{10}$	1,87	0,15	1,72	0,09	11,59	2,57	1,61	4,80	2,61	17,85	53,21	28,94	0,28
Аганское	$БВ_8$	2,45	0,36	2,09	0,17	9,26	2,80	1,10	2,90	2,46	17,03	44,89	38,08	0,43
Покачевское	$БВ_8$	1,38	0,14	1,24	0,11	7,43	2,22	0,80	2,44	1,97	15,36	46,83	37,81	0,43
Самотлорское	$БВ_8$	2,24	0,31	1,99	0,16	8,68	2,58	1,02	2,76	2,32	16,72	45,25	38,03	0,42
Тюменское	$БВ_8$	1,12	0,05	1,07	0,05	7,70	1,47	1,02	3,14	2,07	16,37	50,40	33,23	0,23
Варьеганское	$БВ_8$	1,78	0,11	1,67	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	$БВ_7$	1,74	0,17	1,57	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тюменское	$БВ_6$	1,10	0,04	1,06	0,04	8,31	1,56	1,06	3,40	2,29	15,70	50,37	33,93	0,23
Варьеганское	$БВ_5$	1,06	0,10	0,96	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тюменское	$АВ_8$	0,40	0,04	0,36	0,11	6,51	0,77	0,94	2,86	1,94	16,38	49,82	33,80	0,13
Самотлорское	$АВ_4$	1,55	0,13	1,42	0,09	12,30	2,71	1,03	4,65	3,91	10,74	48,49	40,77	0,28
Тюменское	$АВ_3$	0,08	0,02	0,06	0,33	1,56	0,17	0,23	0,64	0,52	16,55	46,04	37,41	0,12
Самотлорское	$АВ_2$	1,65	0,44	1,21	0,36	6,42	2,01	0,79	2,05	1,57	17,91	46,49	35,60	0,45
Варьеганское	$АВ_2$	0,04	Следы	0,04	0,00	2,14	0,49	0,27	0,84	0,54	16,36	50,91	32,73	0,30
Урьевское	$АВ_1$	0,31	0,01	0,30	0,03	4,83	1,13	0,56	1,79	1,35	15,13	48,38	36,49	0,30
Самотлорское	$АВ_1$	0,32	0,03	0,29	0,10	3,56	0,87	0,37	1,20	1,12	13,75	44,62	41,63	0,32

По содержанию в нафтеново-ароматической части керосиновой и масляной фракций нефтей би-, три- и тетрациклические углеводороды чаще всего располагаются в ряд $C_{Ar\ н} > C_{Ar\ ф} > C_{Ar\ х} > C_{Ar\ п} > C_{Ar\ а}$.

Такая же упорядоченность по концентрации полициклических ароматических ядер характерна и для рассеянного органического вещества [229].

По механизму концентрирования в нефтях полиядерные арены разделяются на две группы. Первую образуют углеводороды, стоящие в начале ряда, — нафталиновые и фенантреновые. Между их концентрациями в нафтеново-ароматических фракциях масел существует сильная положительная связь ($r = 0,75$). Намечается тенденция к снижению концентрации этих углеводородов с ростом сернистости нефтей ($r_{н\,S} = -0,49$; $r_{ф\,S} = -0,39$).

Углеводороды с антраценовыми, хризеновыми и пиреновыми ядрами образуют вторую группу. Они концентрируются в одних и тех же нефтях. Коэффициенты корреляции между содержаниями этих углеводородов равны: $r_{ах} = 0,63$; $r_{ап} = 0,64$; $r_{хп} = 0,69$.

В нефтях нижне-среднеюрского горизонта нафтеново-ароматические углеводороды в керосиновой фракции составляют 6,7%, а в масляной — 10,0% на нефть (табл. 80). В керосиновой фракции нефтей среди нафтеново-ароматических углеводородов нафталиновые ядра присутствуют в концентрации 13,5%, разброс значений — 10,2—18,0%, фенантреновые — в концентрации 4,7%,

Таблица 77

Состав аренов во фракции н. к. —125° С и фракции 125—150° С нефтей и конденсатов из залежей в отложениях неокома
(северные нефтегазоносные области)

Месторождение	Пласт	Фракция н. к. —125° С: Содержание, % на фракцию: сумма	бензол	толуол	Бензол/Толуол	Фракция 125—150° С: Содержание, % на фракцию: сумма	этилбензол	п-ксилол	м-ксилол	о-ксилол	Содержание, % на сумму ксилолов: п-ксилол	м-ксилол	о-ксилол	Этилбензол/Σ ксилолов
Нефти														
Новопортовское	$НП_2$	12,96	3,94	9,02	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Заполярное	$БТ_8$	2,82	0,02	2,80	0,01	11,70	1,14	1,39	7,05	2,12	13,16	66,76	20,08	0,11
Медвежье	$БН_7$	3,02	0,19	2,83	0,07	15,55	1,17	2,56	8,68	3,14	17,80	60,36	21,84	0,08
Уренгойское	$БУ_{7а}$	3,11	0,40	2,71	0,15	15,04	1,21	2,70	8,48	2,65	19,52	61,32	19,16	0,09
Казанцевское	$СД_{10}$	2,95	0,35	2,60	0,13	9,32	1,28	1,55	4,38	2,11	19,28	54,48	26,24	0,16
Тазовское	$БТ_{4-5}$	8,40	6,27	2,13	2,94	13,40	1,04	2,36	8,11	1,89	19,09	65,62	15,29	0,08
Среднеямальское	$ТП_{22}$	3,80	0,26	3,54	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нурминское	$ТП_{20-21}$	0,05	0,03	0,02	1,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднеямальское	$ТП_{18}$	0,27	0,15	0,16	0,94	9,05	0,00	1,81	5,89	1,35	20,00	65,08	14,92	0,00
Нурминское	$ТП_{15}$	0,14	0,01	0,13	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Конденсаты														
Соленинское	$СД_8$	0,00	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Арктическое	$НП_{2-4}$		0,00	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Надымское	$БН_{10}$	3,18	0,39	3,42	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Уренгойское	$БУ_{14}$	7,42	1,25	6,17	0,20	20,99	1,55	3,91	12,07	3,46	20,11	62,09	17,80	0,08
Ямбургское	$БУ_{12}$	8,86	0,24	8,62	0,03	24,73	1,33	4,95	15,01	3,44	21,15	64,15	14,70	0,06
Уренгойское	$БУ_{10}$	3,69	0,51	3,18	0,16	17,85	1,25	3,31	10,26	3,03	19,94	61,81	18,25	0,07
Соленинское	$СД_6$	0,61	0,40	0,21	1,90	0,79	0,55	0,11	0,05	0,08	45,83	20,83	38,34	2,29
Пеляткинское	$СД_4$	0,66	0,42	0,20	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Арктическое	$ТП_{18}$	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нурминское	$ТП_{12}$	0,32	0,01	0,32	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднеямальское	$ТП_{12}$	1,22	0,28	0,94	0,30	13,50	0,41	2,66	8,34	2,09	20,32	63,71	15,96	0,03
Арктическое	$ТП_{10}$	0,12	0,07	0,05	1,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Бованенковское	$ТП_6$	0,10	0,09	0,01	9,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	$ТП_1$	1,82	0,42	1,40	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—

разброс — 1,8—9,8%, антраценовые — 0,1, разброс — 0—0,2%, хризеновые — 2,9%, разброс — 1,2—4,9% и пиреновые — 0,1%, разброс — 0,1—0,4%. Повышенной концентрацией конденсированных аренов выделяются медведевская, медвежья и особенно чебачья нефти. В нафтеново-ароматических фракциях масел нефтей этого горизонта на долю нафталиновых ядер приходится 10,3%, разброс значений — 4,9—14,7%, фенантреновых — 7,4%, разброс — 0,7—11,6%, антраценовых — 1,1%, разброс — 0,3—1,6%, хризеновых — 3,8, разброс — 0,7—5,4% и пиреновых — 1,6%, разброс — 0,5—2,6%. Повышенной концентрацией конденсированных ароматических ядер и в этой фракции

Таблица 78

Средние содержания би-, три- и тетрациклических ароматических ядер в нафтеново-ароматических фракциях нефтей

Возраст нефтеносных горизонтов	Фракция с температурой кипения 200—350° С							Фракция с температурой кипения свыше 350° С						
	Nп—Ar, % на нефть	% на фракцию						Nп—Ar, % на нефть	% на фракцию					
		$C_{Ar\,н}$	$C_{Ar\,ф}$	$C_{Ar\,а}$	$C_{Ar\,х}$	$C_{Ar\,п}$	Сумма		$C_{Ar\,н}$	$C_{Ar\,ф}$	$C_{Ar\,а}$	$C_{Ar\,х}$	$C_{Ar\,п}$	Сумма
J_{1-2}	6,7	13,5	4,7	0,1	2,9	0,1	21,3	10,0	10,3	7,4	1,1	**3,8**	1,6	24,2
J_3	6,9	10,1	2,7	0,2	2,2	0,2	15,4	15,8	7,3	4,3	1,1	**3,7**	1,6	18,0
K_1	8,7	10,5	3,5	0,2	2,4	0,4	17,0	14,6	7,9	5,7	0,8	3,8	1,4	19,6
K_1*	8,6	11,8	3,6	0,0	2,2	0,1	17,7	17,8	6,7	5,1	0,8	3,5	1,1	17,2
K_1**	9,2	9,2	3,2	0,2	2,6	0,3	15,5	9,7	9,2	6,5	0,8	4,0	1,4	22,1
K_2	6,1	9,5	2,2	0,3	1,5	0,1	13,6	25,6	8,3	4,0	0,9	2,7	0,8	16,7

* Центральные районы Западно-Сибирской плиты.
** Северные районы Западно-Сибирской плиты

выделяется медвежья, а также черемшанская нефти. В сумме би-, три- и тетрациклические ароматические ядра составляют 20,3% нафтеново-ароматической части керосиновой и 24,2% — масляной фракций нефтей этого горизонта.

Из индивидуальных полиядерных ароматических углеводородов в нефтях этой группы в значительных количествах встречены 1,2,5,6-дибензантрацен (4,4 балла), 1,2-бензпирен (4,0 балла), 3,4-бензпирен (3,5 балла) и 1,2-бензантрацен (3,1 балла). Во многих нефтях в небольших количествах встречен дифенил, в черемшанской, баклянской и туканской — предположительно 1,12-бензперилен.

Верхнеюрские и нижнемеловые нефти центральных и южных районов плиты по составу полиядерных аренов весьма сходны (табл. 81, 82). Нафтеново-ароматические углеводороды керосиновых фракций этих нефтей содержат соответственно 10,1 и 11,8% нафталиновых, 2,7 и 3,6% фенантреновых, 0,2 и следы антраценовых, 2,2% хризеновых и 0,1% пиреновых ароматических ядер. Суммарное содержание полициклических ядер 15,4 и 17,9%. Повышенной конденсированностью этих фракций выделяются самотлорская (пласт $БВ_8$) и мамонтовская (пласт $АС_4$) нефти.

В масляных фракциях нафтеновые ядра составляют соответственно 7,3 и 6,7%, фенантреновые — 4,3 и 5,1%, антраценовые — 1,1 и 0,8%, хризеновые — 3,7 и 3,5%, пиреновые — 1,6 и 1,1%. Общее количество полициклических ядер равно 18,0 и 17,9%. Не очень велик и разброс значений.

Нижнемеловые нефти северных нефтегазоносных областей (табл. 83) по степени конденсированности ароматических углеводородов в маслах отличаются от среднеобских значительно большей конденсированностью, более высоким содержанием нафталиновых, антраценовых, хризеновых и пиреновых ядер. В этом отношении они близки нижнесреднеюрским нефтям.

Среди индивидуальных полиядерных аренов в наибольших количествах в верхнеюрских и нижнемеловых нефтях встречены 1,2-бензпирен (4,9—4,7 баллов соответственно), 1,2,5,6-дибензантрацен (4,1 и 4,7), 1,2-бензантрацен (4,2 и 4,1) и 3,4-бензпирен (3,6—3,0). Перилен довольно часто встречается в нефтях

Таблица 79

Индивидуальные полиядерные ароматические углеводороды в нафтеново-ароматических фракциях нефтей

Месторождение	№ скв.	Интервал, м	Пласт	1,2-бензантрацен	1,2,5,6-дибензантрацен	1,2-бензпирен	3,4-бензпирен	Перилен	1,12 бензперилен	Дифенил
Верхнетарское	3	2692—2704	М	3	5	4	3	0	0	0
Черемшанское	1	3001—3008	$Ю_{20}$	2	5	4	4	4	0	1
Баклянское	1	2584—2593	$Ю_2$	3	5	5	5	1	0	1
Елизаровское	5	2459—2495	$Ю_2$	2	5	0	3	0	0	0
Каменное	5	2353—2326	$Ю_2$	3	5	4	5	0	0	1
Медведевское	7	2521—2528	$Ю_2$	3	5	4	3	0	0	1
Медвежье	32	3649—3655	$Ю_2$	5	5	5	3	0	0	1
Туканское	54	3018—3090	$Ю_2$	4	5	5	4	0	1?	1
Чебачье	218	2131—2158	$Ю_2$	3	0	5	2	0	0	0
Потанайское	8	2091—2099	П	4	5	5	5	4	0	1
Лугинецкое	159	2223—2343	$Ю_1$	5	5	5	4	0	0	1
Моисеевское	3	2518—2528	$Ю_1$	3	0	5	3	0	0	1
Мултановское	2	2790	$Ю_1$	4	5	5	3	0	0	1?
Мыльджинское	17	2459—2474	$Ю_1$	4	0	5	5	2	0	1
Оленье	125	2885—2600	$Ю_1$	5	5	4	2	0	0	1
Останинское	420	2578—2585	$Ю_1$	4	5	5	3	0	0	1?
Первомайское	261	2463—2479	$Ю_1$	5	5	5	3	0	0	1
Покамасовское	1	2712—2725	$Ю_1$	5	5	5	4	0	0	1?
Южно-Черемшанское	336	2690—2713	$Ю_1$	4	5	5	3	1	0	1?
Ханты-Мансийское	4	2758—2768	$Ю_0$	3	5	5	5	5	0	1
Правдинское	90	2653—2661	$БС_{16-22}$	5	4	5	4	1	2	1
Коголымское	22	2595—2600	$БС_{16}$	4	5	5	2	0	0	1
Новопортовское	80	2070—2076	$НП_9$	3	4	5	3	0	1	0
Уренгойское	58	2820—2842	$БУ_{7а}$	5	5	5	3	0	1	1
Заполярное	1	2784—2793	$БТ_3$	5	5	5	1	0	0	1
Медвежье	31	2656—2664	$БН_7$	4	5	5	3	0	0	1
Тазовское	33	2865—2882	$БТ_{4-5}$	5	4	5	3	0	0	1
Казанцевское	5	2671—2690	$СД_{11}$	5	5	5	3	3	1	1
Соленинское	5	2448—2455	$СД_{10}$	5	5	5	4	3	4	1
Казанцевское	6	2527—2535	$СД_8$	5	5	5	4	0	0	1
	5	2492—2500	$СД_8$	4	5	4	3	3	0	1
Мамонтовское	4	2380—2388	$БС_{10}$	5	5	5	3	0	0	1
Мегионское	4	2166—2168	$БВ_8$	2	5	3	3	3	3	1
Самотлорское	204	2047	$БВ_8$	5	5	5	3	0	1	1?
Правдинское	75	2350—2367	$БС_6$	5	5	5	4	4	3	1
Советское	18	2159—2164	$БВ_3$	0	4	3	1	0	0	0
Вынгинское	4	2095—2104	$БС_2$	3	5	5	4	4	0	1
Южно-Балыкское	91	2160—2172	$БС_1$	3	5	5	3	3	1	0
Лянторское	8	2099—2103	$АС_8$	4	2	4	2	3	0	1
Мамонтовское	5	1927—1933	$АС_4$	5	5	5	3	0	0	1
Каменное	31	1474—1490	$ПК_{1-2}$	5	4	5	3	0	0	1
Еремпнское	4	641—655	$ПК_1$	5	5	5	5	5	0	1
Мессояхское	148	Сеноман	$ПК_1$	5	5	5	3	0	0	1
Новопортовское	46	987—991	$ПК_1$	3	5	5	5	0	0	0
Русское	17	870—880	$ПК_1$	3	4	5	4	4	1	1
Тазовское	11	1157—1169	$ПК_1$	4	5	5	5	5	0	1

обоих рассматриваемых нефтегазоносных горизонтов. Различаются верхнеюрские и неокомские нефти по встречаемости 1,12-бензперилена. В верхнеюрских нефтях он отсутствует, а в неокомских встречается довольно часто.

Верхнемеловые нефти содержат нафтеново-ароматических углеводородов в маслах больше, чем нефти нижележащих отложений. Однако арены этих

Таблица 80

Содержание би-, три- и тетрациклических ароматических ядер в нафтеново-ароматических фракциях нефтей из отложений нижней и средней юры

Месторождение	Пласт	Фракция с температурой кипения 200—350° С							Фракция с температурой кипения выше 350° С						
		Nn—Ar, % на нефть	% на фракцию						Nn—Ar, % на нефть	% на фракцию					
			C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма		C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма
Верхнетарское	М	4,20	12,9	1,8	0,1	1,2	0,4	16,4	15,75	4,3	0,7	0,8	1,2	0,5	7,5
Медведевское	М	2,93	14,7	5,9	0,1	3,1	0,2	24,0	7,08	8,3	3,4	1,8	4,3	1,2	19,0
Черемшанское	$Ю_{20}$	9,67	10,9	2,6	0,0	2,6	0,0	16,1	7,24	10,9	6,9	1,1	4,9	2,0	25,8
Елизаровское	$Ю_2$	5,33	10,2	4,9	0,2	1,8	0,1	17,2	6,77	8,4	8,0	0,3	2,5	0,7	19,9
Каменное	$Ю_2$	8,22	10,9	5,8	0,2	1,8	0,1	18,8	6,66	11,6	7,8	0,3	0,7	1,4	21,8
Медвежье	$Ю_2$	5,31	18,0	9,8	0,2	4,8	0,1	32,9	3,15	14,7	13,9	1,0	4,2	2,6	36,4
Туканское	$Ю_2$	5,50	14,1	3,9	0,1	2,7	0,1	20,9	15,40	6,9	6,6	1,6	5,4	2,0	22,5
Чебачье	$Ю_2$	5,62	16,2	3,2	0,1	4,9	0,1	24,5	7,73	7,2	4,8	1,0	3,4	1,1	17,5

Таблица 81

Содержание би-, три- и тетрациклических и ароматических ядер в нафтеново-ароматических фракциях нефтей из отложений верхней юры

Месторождение	Пласт	Фракция с температурой кипения 200-350° С							Фракция с температурой кипения выше 350°С						
		Nn—Ar, % на нефть	% на фракцию						Nn—Ar, % на нефть	% на фракцию					
			C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма		C_{Ar} п	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма
Даниловское	П	5,70	5,0	0,7	0,1	1,0	0,0	6,8	20,38	8,1	3,7	0,4	2,6	0,4	15,2
Потанайское	П	6,15	9,7	4,5	0,2	2,1	0,1	16,6	24,65	6,1	4,7	1,0	3,5	0,9	16,2
Убинское	П	5,53	8,5	1,5	0,1	1,5	0,0	11,6	19,86	6,4	7,3	2,0	6,6	2,9	25,2
Вахское	$Ю_1$	9,82	11,4	2,7	0,1	2,5	0,0	16,7	13,62	6,7	4,1	0,4	0,7	0,0	11,9
Верхнетарское	$Ю_1$	5,04	13,9	4,2	0,3	2,3	0,4	21,1	4,77	10,3	9,8	1,7	6,8	4,6	33,2
Лугинецкое	$Ю_1$	8,19	9,9	1,4	0,2	2,2	0,0	13,7	18,09	7,5	2,2	0,8	3,4	0,7	14,6
Мултановское	$Ю_1$	—	—	—	—	—	—	—	34,25[1]	6,4	1,3	1,3	1,3	1,3	13,8
Останинское	$Ю_1$	1,09	13,2	5,6	0,7	4,8	0,3	24,6	8,31	6,3	1,5	1,9	4,1	0,0	13,8
Оленье	$Ю_1$	8,55	10,1	1,7	0,2	2,0	0,0	14,0	19,86	6,1	1,8	2,0	4,3	0,0	14,2
Первомайское	$Ю_1$	7,45	—	—	—	—	—	—	12,76	8,2	4,5	0,6	3,0	0,0	16,3
Покамасовское	$Ю_1$	9,30	9,6	2,0	0,1	2,5	0,0	14,2	19,5	4,9	1,7	2,0	4,2	0,0	12,8
Таволгинское	$Ю_1$	9,04	4,3	0,8	0,1	0,8	0,1	6,0	7,43	9,8	6,6	1,2	4,8	1,0	23,4
Урненское	$Ю_1$	8,83	10,8	1,6	0,2	2,0	0,0	14,6	8,69	9,2	1,6	0,2	2,0	0,0	13,0
Южно-Черемшанское	$Ю_1$	3,38	6,6	0,7	0,2	1,2	0,0	8,7	17,37	7,6	5,2	0,7	2,9	0,0	16,4

[1] Фракция выше 200° С.

Таблица 82

Содержание би-, три- и тетрациклических ароматических ядер в нафтеново-ароматических фракциях нефтей из отложений неокома

Месторождение	Пласт	Фракция с температурой кипения 200—350° С							Фракция с температурой кипения выше 350° С						
		Nп—Ar, % на нефть	% на фракцию						Nп—Ar, % на нефть	% на фракцию					
			C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма		C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма
Правдинское	$БВ_{16-22}$	10,77	8,9	3,2	0,0	1,9	0,1	14,1	22,95	4,7	2,2	1,5	4,4	1,7	14,5
Коголымское	$БС_{16}$	8,12	7,3	2,1	0,2	1,8	0,0	11,4	11,47	6,0	4,8	0,6	2,7	0,0	14,1
Северное	$БС_{13}$	10,05	13,2	3,1	0,0	1,5	0,9	18,7	17,78	7,7	4,2	0,7	3,1	0,8	16,5
Мамонтовское	$БС_{10}$	8,00	8,5	3,1	0,1	1,7	0,2	13,6	15,96	4,6	4,5	0,3	2,5	0,0	11,9
Самотлорское	$БВ_8$	8,83	16,1	6,9	0,1	3,6	0,1	27,4	18,30	7,7	5,0	0,7	3,8	0,9	18,1
Советское	$БВ_8$	9,24	—	—	—	—	—	—	14,92	11,1	5,5	1,6	5,1	1,3	24,6
Южно-Черемшанское	$БВ_8$	8,57	15,1	3,9	0,0	2,3	0,0	21,3	17,32	6,0	4,7	0,8	2,5	0,6	14,6
Казанцевское	$СД_{11}$	10,55	8,4	1,0	0,3	2,1	0,0	11,8	15,28	6,5	5,4	1,8	5,5	4,0	23,2
Соленинское	$СД_{10}$	6,68	7,1	1,6	0,3	1,8	0,1	10,9	7,23	6,5	7,2	1,7	5,5	3,8	24,7
Казанцевское	$СД_8$	1,60	5,3	1,0	0,2	1,6	0,0	8,1	20,48	8,8	4,8	1,0	4,1	0,8	19,5
Казанцевское	$СД_8$	12,50	6,7	1,5	0,3	2,1	0,0	10,6	14,80	7,7	5,5	0,6	2,5	0,5	16,8
Заполярное	$БТ_3$	8,79	9,4	2,1	0,1	2,3	0,0	13,9	4,81	9,3	6,0	0,5	3,3	0,8	19,9
Новопортовское	$НП_9$	17,90	13,2	5,2	0,1	2,8	0,1	21,4	6,77	14,3	9,8	0,7	6,3	1,2	32,3
Медвежье	$БН_7$	12,02	16,0	6,0	0,2	3,5	0,1	25,8	5,15	8,4	4,7	0,7	3,2	0,6	17,6
Уренгойское	$БН_{7а}$	5,67	3,1	3,7	0,2	3,4	2,1	12,5	5,28	8,4	5,3	0,6	3,2	0,7	18,2
Тазовское	$БТ_{4-5}$	6,95	13,6	7,2	0,1	4,0	0,0	24,9	7,47	13,4	9,8	0,3	2,8	0,5	26,8
Правдинское	$БВ_6$	4,56	8,2	3,4	0,0	1,8	0,0	13,4	17,16	5,7	6,3	0,8	4,2	1,6	18,6
Лянторское	$АС_8$	8,47	—	—	—	—	—	—	22,21	8,1	9,8	0,3	5,7	2,9	26,8
Мамонтовское	$АС_4$	9,04	19,5	5,3	0,1	4,2	0,1	29,2	17,75	5,6	5,9	0,9	4,1	2,0	18,5
Советское	$АВ_1$	9,34	9,4	1,8	0,0	1,5	0,0	12,7	19,48	6,6	3,1	0,7	0,9	0,5	11,8

Таблица 83

Содержание би-, три и тетрациклических ароматических ядер в нафтеново-ароматических фракциях нефтей из отложений сеномана

Месторождение	Пласт	Фракция с температурой кипения 200—350° С							Фракция с температурой кипения выше 350° С						
		Nп—Ar, % на нефть	% на фракцию						Nп—Ar % на нефть	% на фракцию					
			C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма		C_{Ar} н	C_{Ar} ф	C_{Ar} а	C_{Ar} х	C_{Ar} п	Сумма
Ереминское	$ПК_1$	4,31	8,7	2,2	0,3	1,2	0,1	12,5	37,12	6,2	1,5	2,0	3,8	1,6	15,2
Ай—Яунское	$ПК_1$	2,20	8,4	2,6	0,8	1,8	0,1	13,7	28,38	6,0	3,8	0,8	3,5	0,0	13,1
Новопортовское	$ПК_1$	8,06	9,7	2,4	0,2	1,6	0,1	14,0	17,28	10,7	6,1	0,7	2,1	1,5	21,1
Русское	$ПК_1$	7,27	11,6	2,0	0,1	0,9	0,0	14,6	27,66	6,7	3,1	0,5	1,7	1,1	13,1
Тазовское	$ПК_1$	6,97	10,5	2,6	0,3	1,3	0,0	14,7	25,11	6,8	2,9	0,4	1,7	0,1	11,9
Мессояхское	$ПК_1$	7,62	8,0	1,5	0,3	2,0	0,1	11,9	17,76	13,4	6,6	0,8	3,7	0,7	25,2

нефтей сравнительно мало конденсированы (табл. 83). Индивидуальные полиядерные арены в нафтеново-ароматических фракциях масел распространены в количествах, близких к их концентрациям в нефтях подстилающих горизонтов. Отличительной чертой многих из них является сравнительно высокая концентрация перилена. Особенно много его в еремпнской, тазовской и русской нефтях.

§ 5. Кислород- и серусодержащие соединения

Кислородсодержащие соединения. Имеется очень мало данных о кислородсодержащих соединениях в нефтях Западно-Сибирской плиты. Ниже сведения о распределении в них асфальтогеновых кислот ($К_а$), карбоновых кислот, растворимых в водном растворе $NaHCO_3$($К_{кNaHCO_3}$), в спиртовом растворе КОН ($К_{ккон}$), и органических оснований ($О_о$) приведены по материалам А. Э. Конторовича и Л. Ф. Липницкой.

Суммарное количество этих кислородсодержащих фракций варьирует в нефтях от 1,5 до 9,0%. Меньше всего их в нижне-среднеюрских нефтях (2,6% в среднем), больше всего в нижнемеловых нефтях (4,6% в среднем). Распределение по разрезу отдельных классов соединений более сложное (табл. 84). Так, количество асфальтогеновых кислот монотонно возрастает от нижне-среднеюрских нефтей к верхнемеловым. Органических кислот, растворимых в водном растворе $NaHCO_3$, и органических оснований больше всего в нижнемеловых, а карбоновых кислот, растворимых в спиртовом растворе КОН, — в верхнеюрских нефтях.

Не остается постоянным и соотношение между отдельными классами соединений. Так, в нижне-среднеюрских нефтях обычно преобладают карбоновые кислоты, растворимые в спиртовом растворе КОН, и имеет место ряд: $К_а \approx \approx К_{к\,NaHCO_3} < О_о < К_{к\,кон}$. Исключением является черемшанская нефть, в которой резко повышается концентрация органических оснований. Этот же тип распределения кислородсодержащих соединений по фракциям является основным в верхнеюрских нефтях. Исключением является верхне-

Таблица 84

Кислородсодержащие соединения в нефтях [229]

Возраст	Асфальтогеновые кислоты $К_а$	Карбоновые кислоты			Органические основания $О_о$	Сумма $К_а$, $К_к$ $NaHCO_3$, $К_к$КОН, $О_о$	Асфальтогеновые кислоты $К_а$	Карбоновые кислоты			Органические основания $О_о$
		$К_к NaHCO_3$	$К_к$КОН	Сумма				$К_к$ $NaHCO_3$	$К_к$КОН	Сумма	
	% вес. на нефть						% вес. на сумму кислородсодержащих				
J_{1-2}	0,04	0,043	1,53	1,58	0,99	2,60	2,1	1,5	49,1	50,6	**47,3**
J_3	0,05	0,080	2,61	2,70	1,15	3,90	1,6	2,7	58,0	60,7	**37,7**
$К_1$	0,08	0,350	1,40	1,74	2,82	4,64	2,1	7,5	30,2	37,7	**60,2**
$К_2$	0,10	0,110	1,21	1,20	2,01	3,71	2,9	3,2	41.7	44,9	**52,2**

тарская нефть, в которой соотношение отдельных компонентов кислородсодержащих соединений такое же, как и в черемшанской.

В нижнемеловых нефтях картина более сложная. В новопортовской (скв. 80, интервал 2070—2076 м), устьбалыкской (скв. 62, интервал 2046—2052 м) и сосниинской (скв. 19, интервал 1642—1680 м) нефтях количества карбоновых кислот, растворимых в спиртовом растворе КОН, и органических оснований примерно равны. Здесь имеет место ряд: $K_а \approx K_{к\ NaHCO_3} \ll K_{к\ KOH} \approx O_0$.

В мегионской (скв. 1, интервал 2176—2178 м) и западно-сургутской (скв. 50, интервал 2099—2102 м) нефтях кислородсодержащие соединения распределены так же, как в рассматриваемых выше верхнетарской и черемшанской: $K_а \approx \approx K_{к\ NaHCO_3} \leqslant K_{к\ KOH} \ll O_0$.

Наконец, нефти Соснинского месторождения из пласта $БВ_{10}$ (скв. 19, интервал 2147—2153 м) и Северного (скв. 201, интервал 1759—1764 м) выделяются повышенным содержанием карбоновых кислот, растворимых в водном растворе $NaHCO_3$. Распределение кислородсодержащих соединений в них описывается рядом: $K_а < K_{к\ KOH} < K_{к\ NaHCO_3} < O_0$.

Во всех верхнемеловых нефтях, кроме русской, распределение кислородсодержащих соединений описывается рядом, в котором компоненты изученных групп кислородсодержащих соединений монотонно возрастают слева направо (см. табл. 84).

Таким образом, для большинства юрских нефтей характерно преобладание карбоновых кислот над органическими основаниями. В нижнемеловых нефтях концентрации двух этих групп соединений либо равны, либо преобладают органические основания. В верхнемеловых нефтях, за единственным исключением (Русское месторождение), преобладают органические основания над органическими кислотами.

Рассмотрим состав отдельных фракций.

Асфальтогеновые кислоты. Детально исследовать асфальтогеновые кислоты ввиду малого их содержания в нефтях не удалось. Изучены лишь асфальтогеновые кислоты баклянской нефти. Они составляют 0,53% от веса нефти. Молекулярная масса 404. Элементный состав следующий (%): С — 75,3, Н — 10,2, S — 1,1, О — 13,4 [1], С/Н — 7,4. Эмпирическая формула $C_{25,3}H_{40,8}S_{0,14}O_{3,4}$.

Карбоновые кислоты, растворимые в водном растворе $NaHCO_3$. Их количество в нефтях варьирует от 0,02 (Черемшанская скв. 1, интервал 3001—3008 м) до 0,93% (Соснинская скв. 19, интервал 2147—2153 м). Изучены объединенные пробы нефтей разного возраста.

В верхнеюрских нефтях молекулярный вес карбоновых кислот, растворимых в водном растворе $NaHCO_3$, равен 367. Элементный состав следующий (%): С — 75,2, Н — 8,6, S — 1,1, О — 15,0, С/Н — 8,7. Эмпирическая формула $C_{23,0}H_{31,4}S_{0,12}O_{3,5}$. В нижнемеловых нефтях молекулярная масса этой фракции карбоновых кислот 411. Элементный состав (%): С — 71,1, Н — 7,4, S — 0,9, О — 20,0, С/Н — 9,6. Эмпирическая формула $C_{24,4}H_{30,4}S_{0,12}O_{5,3}$. В верхнемеловых нефтях молекулярная масса карбоновых кислот, растворимых в водном растворе $NaHCO_3$, равен 519. Элементный состав (%): С — 74,2, Н — 7,8, S — 0,6, О — 17,3, С/Н — 9,4. Эмпирическая формула $C_{31,7}H_{40,4}S_{0,10}O_{5,6}$.

Судя по средним цифрам, от верхнеюрских нефтей к верхнемеловым увеличивается молекулярная масса карбоновых кислот, растворимых в водном растворе

[1] Здесь и далее в этом разделе предполагается, что азот во фракции отсутствует.

$NaHCO_3$. Карбоновые кислоты меловых нефтей содержат больше кислорода, они несколько менее алифатичны.

Карбоновые кислоты, растворимые в спиртовом растворе КОН. Состав этой фракции изучен несравненно более детально [229]. Из числа нижне-среднеюрских изучены нефти только юго-востока Западно-Сибирской плиты. В карбоновых кислотах этих нефтей, растворимых в спиртовом растворе КОН, 20—30% углерода входит в ароматические структуры. Среднее число атомов углерода в них 7—8, т. е. преобладают молекулы с одним бензольным кольцом. В молекуле замещены в среднем два атома водорода, причем в α-положении находятся как метиленовые, так и метинные группы. В составе алифатических структур преобладают метиленовые группы, их в молекуле 7—8, метильных групп в 2 раза меньше и меньше всего метинных, причем в баклянской и верхнетарской нефтях они отсутствуют вовсе. В весовых процентах соотношение алифатических структур следующее: $CH_2 > CH_3 > CH$.

Данные структурного анализа позволяют считать, что в составе этой фракции карбоновых кислот алифатические структуры представлены в основном либо алифатическими цепями, либо, что более вероятно, моно-циклоалканами.

В верхнеюрских нефтях также преобладают молекулы с одним бензольным кольцом. В них в ароматические структуры входят шесть-семь атомов углерода на молекулу. В ароматических ядрах замещены в среднем два атома водорода, в α-положении преобладают метиленовые группы. В средней молекуле число метильных и метиленовых групп также мало отличается от фиксируемого в нижнеюрских и среднеюрских нефтях — 3—4 и 6—7 соответственно. Чрезвычайно важным отличием растворимых в едком кали карбоновых кислот верхнеюрских нефтей является значительное число метинных групп — в среднем шесть в каждой молекуле. Схема распределения алифатических структур, типичная для нижне-среднеюрских нефтей, в верхней юре фиксируется только у вахской нефти. В остальных нефтях реализуется следующая последовательность их весовых процентов: $CH > CH_2 > CH_3$.

Все это позволяет предположить, что в карбоновых кислотах верхнеюрских нефтей известную роль играют конденсированные нафтеновые кислоты.

Карбоновые кислоты нижнемеловых нефтей мало отличаются от верхнеюрских. Они имеют несколько меньшую молекулярную массу и соответственно в средней молекуле меньше на одну метильную и одну метинную группы. Алифатичность этих кислот немного выше. По соотношению различных алифатических групп нижнемеловые нефти делятся на две группы. В первой (новопортовская, устьбалыкская, западносургутская, северная) $CH > CH_2 > CH_3$. Во второй реализуется схема, близкая к типичной для нижнесреднеюрских нефтей: $CH_2 > CH_3 \approx CH$. В эту группу входят нефти Нижневартовского свода.

Принципиально иной состав имеют карбоновые кислоты сеноманских нефтей. Их молекулярная масса значительно больше, свыше 400. В ароматические кольца входят четыре атома на молекулу в среднем, т. е. значительная часть молекулы вообще имеет алифатическую природу. В алифатическую часть молекулы входят около 4 метильных, 7—8 метиленовых и 15—16 метинных групп. Такой структурный состав молекулы позволяет считать, что в ней преобладают конденсированные циклоалкановые ядра. Исключением является новопортовская нефть.

По элементному составу карбоновые кислоты верхнеюрских и нижнемеловых нефтей выделяются повышенными концентрациями серы. Кислорода больше в карбоновых кислотах меловых нефтей, чем в юрских.

Органические основания (ацетилируемые) отличаются от фракций карбоновых кислот меньшей молекулярной массой, их существенно большей ароматичностью и несколько меньшей концентрацией метильных групп [229]. В нефтях юры и нижнего мела в молекуле органических оснований 8—10 атомов входят в ароматические структуры, причем характер замещения и конденсации позволяет предположить преобладание нафталиновых ядер. В ароматических ядрах замещены 2—3 атома водорода. В α-положении находятся чаще всего одна, реже две метинные и одна-две метиленовые группы. Количество метильных групп в органических основаниях всех нефтей одинаково — две-три, метиленовых — три-пять. Больше всего метиленовых групп в средней молекуле органических оснований нижне-среднеюрских нефтей, меньше всего — в меловых. Метинных групп в органических основаниях нижне-среднеюрских нефтей — одна, верхнеюрских — две-три, нижнемеловых — две, реже — одна. Органические основания верхнемеловых нефтей отличаются от основной массы нефтей более древних толщ меньшей ароматичностью ($NC_{Ar} = 6$) и резко повышенной ролью метинных групп ($NC_{CH} \approx \approx 7—8$). Это дает основание считать, что органические основания верхнемеловых нефтей, как и карбоновые кислоты, отличаются значительной ролью конденсированных нафтеновых структур.

По содержанию различных алифатических групп намечаются две схемы [229]. Первая: $CH_2 > CH_3 \geqslant CH$. Она характерна для нижне-среднеюрских и большинства верхнеюрских и меловых нефтей. В сеноманских и некоторых верхнеюрских нефтях реализуется вторая схема: $CH > CH_2 > CH_3$.

По элементному составу органические основания также существенно отличаются от карбоновых кислот. В них больше углерода (85—87%), несколько меньше водорода (7—10%) и значительно меньше кислорода. Как и карбоновые кислоты, органические основания морских толщ верхней юры и неокома содержат повышенные концентрации серы.

Суммируем изложенное выше. Фракции карбоновых кислот и фракции органических оснований представляют собой, судя по данным ИК и ЯМР спектроскопии, сложные смеси, в которых присутствуют соединения с ароматической, циклановой и алкановой, а возможно, и гибридной нафтеново-ароматической основой. В органических основаниях значительную роль играют ароматические ядра, и углерод в них составляет 30—50% от веса фракции. Преобладают бициклические ароматические структуры. Замещенность ароматических ядер сравнительно невелика: в α-положении находятся одна-две метильные и одна-две метиленовые группы. Содержание алифатических структур в органических основаниях сравнительно невелико. В карбоновых кислотах роль алифатических структур несравненно больше. Из числа ароматических структур преобладают моноциклические. Особняком стоят органические основания и карбоновые кислоты нефтей сеномана. В них, по-видимому, преобладают поликонденсированные нафтеновые ядра.

Выше было показано, что нефти Западно-Сибирской плиты по составу насыщенных углеводородов делятся на три большие группы: нижне-среднеюрские, верхнеюрские и бóльшая часть нижнемеловых (сюда же относятся малопарафинистые нижне-среднеюрские нефти) и верхне-, частично нижнемеловые. Эти же группы обособляются по соотношению в химической структуре кислородсодержащих соединений.

Нижне-среднеюрские нефти содержат минимальные количества асфальтогеновых кислот, карбоновые кислоты в них резко преобладают над органическими основаниями, т. е. в кислородсодержащих соединениях преобладa-

ющим является алифатический тип структур. Карбоновые кислоты и органические основания этих нефтей выделяются повышенным содержанием метиленовых и наименьшим метинных групп. В нескольких случаях последние вообще отсутствуют, значит, в них нет, либо очень мало изоалифатических и полиядерных циклоалкановых структур.

В верхнеюрских нефтях соотношение карбоновых кислот и оснований сходно с описанными для нижне-среднеюрских нефтей, а в нижнемеловых нефтях их концентрации либо уравнены, либо резко преобладают органические основания, т. е. в этой группе нефтей вверх по разрезу возрастает ароматичность кислородсодержащих соединений с постепенным ростом количества конденсированных преимущественно бициклических структур. По составу фракций карбоновых кислот и органических оснований верхнеюрские и нижнемеловые нефти очень похожи. От нижне-среднеюрских нефтей они отличаются несколько более низким содержанием метиленовых и значительно более высоким — метинных групп, что свидетельствует о большей роли в их составе изоалифатических или полиядерных нафтеновых структур. Выделяются верхнеюрские и нижнемеловые нефти с повышенным содержанием серы в кислородсодержащих соединениях.

Верхнемеловые нефти отличаются максимальными в среднем содержаниями асфальтогеновых кислот и резким преобладанием органических оснований над органическими кислотами. Это, очевидно, не означает, что кислородсодержащие соединения этих нефтей повышенно ароматичны. Наоборот, они содержат максимальные количества насыщенных структур. Роль ароматических структур и в карбоновых кислотах, и в органических основаниях много меньше, чем в нефтях более древних толщ. В органических основаниях в отличие от нефтей юры и нижнего мела основным типом ароматических структур являются моноциклические. Еще более отчетливо органические основания и карбоновые кислоты верхнемеловых нефтей выделяются очень высоким содержанием метинных групп. Это дает основание предположить преобладание в их составе полиядерных нафтеновых структур.

Легко видеть, что состав кислородсодержащих фракций нефтей отдельных толщ и углеводородный их состав достаточно четко коррелируются друг с другом. В метановых и существенно метановых парафинистых нижне-среднеюрских нефтях в кислородсодержащих соединениях повышена роль алифатических структур при низкой концентрации изоалкановых и полиядерных циклоалкановых ядер. Есть основание считать, что метильные группы в них образуют главным образом алифатические неразветвленные либо слаборазветвленные цепи.

В верхнеюрских и нижнемеловых нефтях в соответствии с возрастающей ролью циклических и изоалифатических структур в их составе изменяется, как было показано выше, и состав карбоновых кислот и органических оснований.

Наконец, в ароматическо-нафтеновых и нафтеновых нефтях верхнего мела, для которых характерно полное отсутствие нормальных алканов, низкое содержание изоалканов и высокое полиядерных циклоалканов и в составе кислородсодержащих соединений преобладают соединения с полиядерной нафтеновой структурой.

Таким образом, устанавливается достаточно хорошая корреляция состава углеводородов и кислородсодержащих соединений в нефтях. В части нафтеновых нефтей ранее это уже предполагал Х. Смит. Он писал: «Нефти нафтенового основания, вероятно, имеют большое содержание нафтеновых кислот, но нет

Таблица 85

Формы серы в нефтях (по Р. Д. Оболенцеву и А. Я. Байковой [223])

Месторождение	Пласт	Сера общая, % вес	В том числе сера сульфидная		Порог термостабильности сераорганических соединений, °С
			% вес	% отн.	
Медведевское	$Ю_1$	0,87	0,07	8,0	200
Западно-Сургутское	$БС_{10}$	1,99	0,26	13,1	—
Усть-Балыкское	$БС_{10}$	1,70	0,45	26,5	220
Северо-Покурское	$БВ_8$	1,06	0,34	32,1	220
Мегионское	$БВ_8$	1,15	0,21	18,3	200
Ватинское	$БВ_8$	0,90	0,34	37,8	220
Советское	$БВ_8$	1,00	0,10	10,0	200
Правдинское	$БС_7$	0,31	0,04	12,9	260
Салымское	$БС_6$	0,97	0,13	13,4	260
Усть-Балыкское	$БС_4$	1,97	0,26	13,2	—
	$БС_2$	1,56	0,16	10,3	260
	$БС_2$	1,82	0,20	11,0	—
Западно-Сургутское	$БС_2$	2,17	0,47	21,7	—
Усть-Балыкское	$БС_2$	1,45	0,17	11,7	260
Западно-Сургутское	$БС_1$	1,80	0,25	13,9	240
Быстринское	$АС_8$	1,28	0,26	20,3	220
	$АС_7$	1,70	0,24	14,1	220
Советское	$АВ_1$	1,02	0,42	41,2	200

никаких данных о том, что в парафинистых нефтях содержится больше насыщенных кислот» [297, стр. 115]. Приведенные данные подтверждают, что в нафтеновых нефтях во фракции кислородсодержащих соединений преобладают соединения с нафтеновой структурой. Более того, они показывают, что в нефтях, в которых преобладают полиядерные нафтены, и в кислородсодержащих соединениях роль полиядерных нафтеновых структур очень высока. Вместе с тем можно утверждать, что в парафинистых нефтях среди кислородсодержащих преобладают соединения с насыщенной алифатической структурой.

Серусодержащие соединения изучались в западносибирских нефтях Р. Д. Оболенцовым и А. Я. Байковой [223]. Они показали, что в нефтях Западной Сибири отсутствуют меркаптаны и нет элементарной серы. Из числа изученных форм серы выявлены только сульфидная (табл. 85). Она составляет от 8 до 42% от общего содержания серы в нефтях. Отличительной чертой соединений западносибирских нефтей является их высокая термостабильность. Их порог термостабильности варьирует от 200 до 260° С.

§ 6. Изотопный состав углерода

Изотопный состав углерода западносибирских нефтей изучался В. С. Вышемирским, Э. М. Галимовым, Н. К. Григорьевым, Е. Ф. Доильницыным, С. М. Катченковым, В. Л. Кокуновым, А. Э. Конторовичем и др. [58, 63 и др.]. Данные этих исследователей приведены на рис. 116. Каждая точка на нем отвечает одной залежи. Если в какой-либо лаборатории из одной залежи анализировалось несколько проб, то по ним бралось среднее арифметическое. Как видно из рис. 116, сходимость результатов отдельных лабораторий за редким исключением удовлетворительная.

По соотношению изотопов углерода мезозойские нефти Западно-Сибирской плиты делятся на две группы (рис. 116, 117). Первую образуют нефти из отложений верхней юры и мела. Величина δC^{13} в них колеблется от —2,90 до —3,40%. Некоторые нефти этой группы содержат и более легкий по изотопному составу углерод. Так, нефти пластов $АВ_1$ — $АВ_4$ Самотлорского месторождения очень легкие. Они характеризуются величиной δC^{13} — 3,64%. Нефть пласта $БС_1$ Быстринского месторождения имеет δC^{13}, равное — 3,49%, а нефть пласта $БС_{10}$ Южно-Балыкского месторождения — 3,70%.

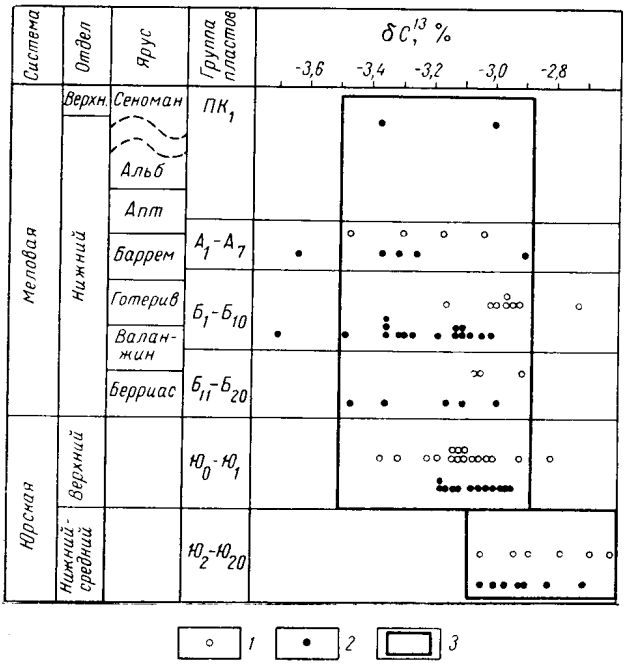


Рис. 116. Изотопный состав углерода нефтей Западно-Сибирской плиты:

1 — данные Н. К. Григорьева, В. Л. Кокунова, А. Э. Конторовича; *2* — данные В. С. Вышемирского и Е. Ф. Доильницина; *3* — границы изменения изотопного состава нефтей отдельных групп

Сходный с верхнеюрскими и нижнемеловыми изотопный состав углерода имеют и сеноманские нефти пласта $ПК_1$. Нефть Тазовского месторождения характеризуется величиной δC^{13} — 3,0%, а Русская — 3,28%.

Обращает на себя внимание необычная обогащенность легким изотопом углерода описанной группы западносибирских нефтей (рис. 118). Они отличаются по изотопному составу углерода и от нефтей одновозрастных и более древних, и более молодых толщ других районов [62, 63].

Вторую группу образуют нефти из отложений нижней — средней юры (пласты $Ю_2$ — $Ю_{20}$) и коры выветривания и трещиноватых пород эрозионных выступов фундамента (пласт М), широко распространенные на юго-востоке плиты. В них δC^{13} варьирует от —2,6 до —3,25%, т. е. эти нефти обогащены изотопом C^{13}.

В эту же группу попадают некоторые парафинистые нефти пласта $Ю_1$ в зоне, где васюганская свита замещается наунакской (казанская, верхнесалатская).

По изотопному составу углерода эта группа нефтей подобна палеозойским нефтям Русской и Сибирской платформ, меловым нефтям Западного Предкавказья и Азербайджана, палеогеновым нефтям Западного Предкавказья [62, 63].

Показательно, что в центральных и западных районах плиты, где в нижней — средней юре распространены в основном нефти малопарафинистые, по изотопному составу углерода они подобны нефтям вышележащих отложений. Так, в пласте $Ю_2$ Усть-Балыкского месторождения нефть характеризуется величиной δC^{13} — 3,21% (—3,31% по В. С. Вышемирскому и др.). На Му-

лымьинском месторождении в скв. 16 нефть получена из коры выветривания. В ней δC^{13} равно —3,04%.

Такое деление нефтей Западно-Сибирской плиты по изотопному составу углерода на две группы впервые отметил В. С. Вышемирский [56]. Специфика нижне-среднеюрских нефтей юго-востока Западно-Сибирской плиты отчетливо

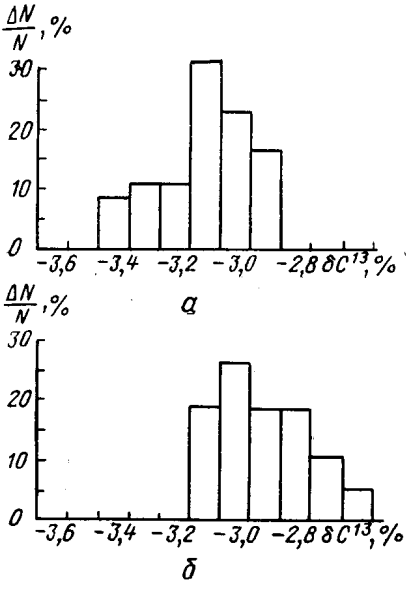


Рис. 117. Гистограммы распределения изотопного состава нефтей:

а — верхней юры и мела; *б* — нижней и средней юры

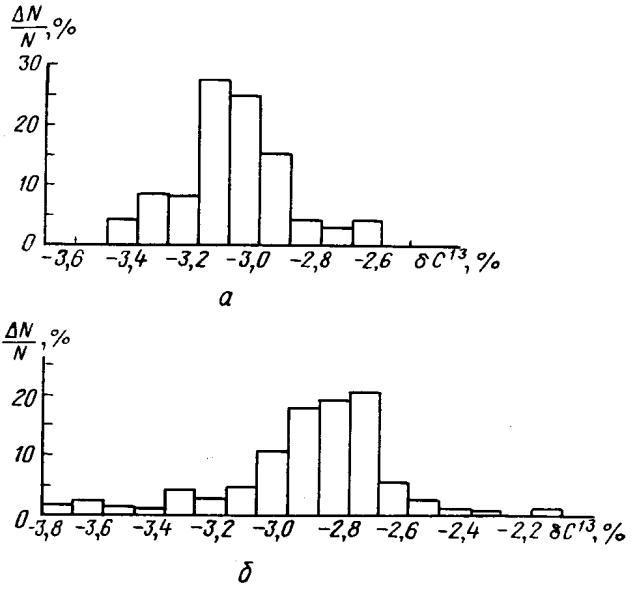


Рис. 118. Гистограммы распределения изотопного состава нефтей:

а — Западно-Сибирской плиты; *б* — мира, по Э. М. Галимову

видна и по их физико-химическим характеристикам и углеводородному составу [154, 219]. На это же обращалось внимание в предыдущих разделах этой главы.

§ 7. Типы нефтей, конденсатов и газов

Уже неоднократно отмечалось [19, 22, 44 и др.], что при бесконечном разнообразии возможных органических соединений и теоретически очень большом количестве классов нефтей по углеводородному составу нефти построены очень избирательно и представляют собой системы термодинамически неравновесные. В нефтях встречается сравнительно ограниченный круг соединений и структурных элементов, их образующих. Отмечается весьма небольшое разнообразие и в соотношении отдельных углеводородов, групп и классов углеводородов. Как следствие, из числа теоретически возможных классов нефтей по углеводородному составу в природе реально наблюдается сравнительно небольшое их число. Так, в § 1 этой главы была приведена классификация бензинов нефтей и конденсатов по углеводородному составу (см. рис. 105). Она насчитывает 65 классов. Однако в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты на сегодня известны нефти лишь шести и конденсаты десяти из этих классов

(рис. 119). Из текста этой главы следует, что очень немногие из формально возможных комбинаций углеводородов реально наблюдаются и для высокомолекулярных углеводородов. Так, не встречаются нефти, одновременно обогащенные н-алканами и циклоалканами, парафинистые нефти, в которых изоалканы сильно разветвлены, и т. п.

Нефти Западно-Сибирской плиты, как это было показано А. Э. Конторовичем и О. Ф. Стасовой, группируются в три типа, встречающихся в достаточно четко фиксированных геологических ситуациях [229]. Ниже при описании типов нефтей мы воспользуемся также данными о содержании в них металлоорганических соединений — порфиринов ванадия и никеля и самих этих элементов.

i-Me	1		2						3	
n-Me	1	2	1	1	2	2	3	3	1	2
Nn	4	3	3	4	2	3	1	2	3	2
Ar	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
P(A)	0,05	0,02	0,06	0,12	0,38	0,16	0,05	0,12	0,02	0,01

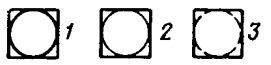


Рис. 119. Типы нефтей и конденсатов Западно-Сибирской плиты по составу бензиновых фракций, выкипающих до 125° С

1 — встречаются весьма часто; *2* — встречаются часто; *3* — встречаются редко; *P (A)* — частота встречаемости

Первый тип нефтей характеризуется высоким содержанием н-алканов с небольшим максимумом концентрации н-октана и основным максимумом на углеводородах C_{22} — C_{24}. В бензинах нефтей этого типа н-алканы обычно преобладают над изоалканами, а разветвленность изоалканов низкая. Среди изо- и циклоалканов, входящих в керосиновые и масляные фракции, роль длинных алифатических цепей также очень значительна. Циклоалканов в нефтях этого типа обычно мало. В бензинах преобладают пентаметиленовые углеводороды. Циклоалканы керосиновых и масляных фракций представлены в основном моноциклическими гексаметиленовыми соединениями. В составе высокомолекулярных аренов доминируют углеводороды с нафталиновыми и фенантреновыми ядрами. Соотношения концентрации аренов и циклоалканов в этих нефтях больше единицы. Относительно высокая алифатичность характерна также для фракций карбоновых кислот и органических оснований. В нефтях этой группы мало серы, ванадия, никеля и их порфириновых комплексов. Относительно остальных нефтей плиты рассматриваемая группа обогащена тяжелым изотопом углерода C^{13}. Величина δC^{13} в них варьирует от —3,15 до —2,60%. Нефти первого типа встречены и лучше всего изучены в нижнесреднеюрских отложениях юго-восточной части плиты.

Второй тип нефтей характеризуется значительно меньшим содержанием н-алканов, причем на кривой распределения их концентраций в нефти фиксируются относительно небольшие максимумы на углеводородах C_7, C_{17} — C_{18} и C_{19} — C_{21}. Два последних максимума проявляются либо совместно, либо порознь. По составу и соотношению легких алканов нефти этой группы подобны нефтям первого типа. Высокомолекулярные изо- и циклоалканы нефтей этой группы представлены нафтеновыми структурами в большей степени, чем алифатические. Среди циклоалканов преобладают моноциклические. Однако роль бициклических и, в меньшей степени, трициклических нафтенов также значительна. В составе полиядерных аренов этих нефтей роль углеводородов ряда антрацена и ряда хризена несколько выше, однако в целом в нафтеново-ароматических углеводородах нефтей этой группы содержание конденсированных ароматических структур ниже. Соответственно

составу углеводородов меняется и состав карбоновых кислот и органических оснований. В них увеличивается роль циклических структур, как циклоалкановых, так и ароматических, уменьшается доля длинных алифатических цепей. В условиях умеренных температур эти нефти характеризуются повышенной сернистостью, в них много порфиринов ванадия и никеля, причем преобладают ванадий и его порфирины. Роль легкого изотопа углерода C^{12} в рассматриваемых нефтях много выше, чем в нефтях первого типа. Величина δC^{13} в них меняется от —3,40%, редко —3,50%, до —2,90%.

Распространены эти нефти в нижне-среднеюрских отложениях на западе плиты, в отложениях верхней юры и неокома Среднеобской, Каймысовской и Васюганской нефтеносных областей. Принципиальных различий в структуре углеводородов нефтей верхней юры и основной массы нефтей нижнего мела, в нефтях этих областей, как это отмечалось и ранее [153, 219], нет, поэтому их целесообразно рассматривать как единый тип. Вместе с тем надо иметь в виду, что определенные, не выходящие за рамки типа, различия в составе юрских и нижнемеловых нефтей по физико-химическим характеристикам, по содержанию низкокипящих н-алканов, по соотношению органических оснований и карбоновых кислот и т. д. имеются.

Нефти третьего типа первоначально были установлены в верхнемеловых отложениях, главным образом в сеноманском горизонте $ПК_1$ на севере плиты [229]. В них нет бензиновых и керосиновых фракций и по групповому составу они часто приближаются к мальтам. Для этих нефтей характерны полное отсутствие н-алканов и малое количество изоалканов, причем последние сильно разветвлены. В составе циклоалканов преобладают полиядерные три- и тетранафтены. Основными структурными элементами карбоновых кислот и органических оснований в таких нефтях также являются полиядерные нафтены. Нефти этой группы по содержанию серы, порфиринов, ванадия и никеля подобны нефтям первого из описанных выше типов.

Конденсаты, присутствующие в ничтожных количествах в сеноманских газовых залежах, содержат углеводороды только керосиновых фракций и представлены в основном также нафтенами.

Исследования последних лет показали, что это лишь один из возможных подтипов нефтей нафтенового основания. Выше отмечалось, что нефти такого типа достаточно широко распространены и в нижнемеловых, главным образом в неокомских отложениях. Причем в отличие от первого первоначально выделенного подтипа в них присутствуют и низкокипящие фракции. Бензины нефтей этого типа очень специфичны, в них мало, а иногда отсутствуют н-алканы, изоалканы сильно замещены, преобладают нафтеновые углеводороды, причем гексаметиленовых значительно больше, чем пентаметиленовых. Высококипящие фракции обоих подтипов этих нефтей сходны. Конденсаты в газоконденсатных залежах имеют сходный состав.

Бесспорно, что такая четкая типизация нефтей должна найти естественное генетическое объяснение.

Глава IX

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ, ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ И ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Исторический подход лежит в основе широко вошедших в геологию представлений о стадийности процессов нефтегазообразования [3, 42, 147, 155, 334 и др.]. К сожалению, при изучении процессов нефтегазообразования в конкретных бассейнах и толщах анализ истории нефтегазообразования в них, как правило, подменяется анализом условий формирования месторождений нефти и газа, т. е. тех тектонических, геохимических, литологических, гидрогеологических, термодинамических и других факторов, которые контролируют процесс нефтегазообразования. Поскольку чаще всего действие этих факторов не рассматривается во времени, то это искусственно обедняет такой анализ, не позволяет правильно расшифровать многие процессы и, как следствие, делает менее надежным прогноз нефтегазоносности.

В самом деле, если, например, некоторая толща переживает главную фазу нефтеобразования или фазу интенсивного газообразования в период, когда ловушки в ней еще не сформировались, то это, естественно, ведет к рассеиванию основной массы углеводородов, даже если нефтегазопроизводящий потенциал этой толщи был велик. Второй пример. Из общих физико-химических и геологических соображений очевидно, что условия миграции и аккумуляции нефти и газа будут различны в зависимости от того, в течение какого времени пережила та или иная толща главную фазу нефтеобразования: 1 млн. лет, 10 млн. лет, 20 млн. лет. Третий пример. Экранирующие свойства той или иной глинистой толщи могут быть достаточны, чтобы в ней сохранилась залежь газа или ее часть в течение 50 млн. лет, и недостаточны для выполнения этой же функции в течение 100 млн. лет.

Число подобных примеров можно умножить.

Отсюда следует, что при реконструкции процесса формирования залежей нефти и газа его необходимо рассматривать во времени. Поэтому следует говорить не об условиях формирования залежей нефти и газа, а об истории их формирования.

Введем ряд понятий и обозначений [155].

Будем датировать все события в шкале абсолютного времени, взяв за начало отсчета момент наблюдения ($t_н = 0$), т. е. настоящий момент геологической истории. Значит, все прошедшие события геологической истории будут датироваться отрицательными, а все будущие — положительными величинами. Если объектом исследования является геологический процесс φ, то различные моменты его истории будем обозначать t_i ($i = 0, 1, 2 \ldots$), причем t_0^{φ} — начало процесса. В частности, различные моменты в истории ловушки нефти или газа будем обозначать $t_i^{л}$, а залежи — $t_i^{з}$.

Историей залежи нефти и газа будем называть всю рассматриваемую во времени совокупность процессов от момента поступления в ловушку первых порций выделившихся в свободную фазу углеводородов ($t_0^{з}$) до полного разру-

шения (смерти) залежи ($t_с^з$) [1]. Период (время) формирования залежи — часть ее истории. Она заканчивается с прекращением поступления в ловушку новых порций углеводородов ($t_з^з$).

Скорость поступлений углеводородов в ловушки, естественно, не остается постоянной во времени. Она определяется концентрацией и типом органического вещества в нефтепроизводящих толщах, темпом их погружения и термодинамическими условиями в них в конкретные моменты времени, структурным планом бассейна в период формирования залежей, его палеогидродинамикой, фильтрационными свойствами основных проницаемых горизонтов, по которым осуществляется латеральная миграция углеводородов, кинетикой роста структур, образующих крупные зоны нефтегазонакопления и отдельные ловушки, и т. д. Процесс этот непрерывно-прерывистый, и в отдельные моменты истории формирования залежей поступление углеводородов в ловушки может временно прекращаться. С момента поступления в ловушку первых порций углеводородов начинается и обратный процесс — их рассеивание за счет процессов диффузии, перетока углеводородов в другие ловушки и образования дочерних залежей, деструкции нефти в зонах высоких температур и т. д. Скорость аккумуляции углеводородов в ловушки есть результирующая скоростей двух этих разнонаправленных процессов [123, 155].

История залежей нефти и газа, в свою очередь, — часть истории нефтегазообразования во вмещающей их осадочной толще. Она начинается с момента образования осадков этой толщи и заканчивается полным разрушением залежей нефти и газа в ней. Из совокупности этих процессов во всех толщах, выполняющих осадочный бассейн, складывается общая история нефтегазообразования в бассейне.

§ 1. Этапы формирования залежей нефти и газа

В настоящее время при изучении истории нефтегазообразования в том или ином осадочном бассейне ограничиваются лишь определением времени формирования месторождений нефти и газа. При этом, как правило, не учитываются условия и границы применимости используемых методов, а также возможные систематические ошибки произведенных с их помощью определений.

При рассмотрении методов определения времени формирования месторождений нефти и газа целесообразно различать залежи молодые, формирование которых еще не закончилось ($t_н < t_з^з$) залежи зрелые, формирование которых закончилось недавно ($t_н \approx t_з^з$), и залежи старые, формирование которых закончилось давно ($t_н \gg t_з^з$).

Обычно для датировки отдельных моментов истории залежей нефти и газа используются три метода. Первый метод, назовем его литологическим, основан на предположении, что после выделения нефти и газа в коллекторе в свободную фазу процессы аутигенного минералообразования в нем прекращаются, так как растворение и новообразование минералов обязательно проходит через стадию растворов [246, 247, 263—265]. Сравнивая различия в катагенетической превращенности пород в сводовой части ловушки, в зоне водонефтяного (газоводяного) контакта и за контуром нефтеносности (газоносности) и зная закономерности катагенетических превращений проницаемых пород при погружении, можно установить, на каких глубинах находилась ловушка в моменты $t_0^з$ и $t_{з'}^з$

[1] Истощение залежи в результате эксплуатации — один из естественных путей завершения ее истории.

и по глубинам, используя данные стратиграфии, определить сами эти моменты [263].

Литологический метод, вероятно, неточно фиксирует момент начала формирования залежей нефти и газа, так как при выделении нефти и газа в свободную фазу не вся вода вытесняется из коллектора, и процессы катагенеза в той или иной мере продолжаются и в нефтегазоносных песчаниках, особенно на первых этапах формирования залежей [263]. Следовательно, замеренное литологическим методом время начала формирования залежи $t_0^{з'}$ больше истинного, $t_0^{з'} > t_0^{з}$. Величина этой систематической ошибки зависит от скорости поступления углеводородов в ловушку, фильтрационных свойств коллектора, типа и состава углеводородного флюида и т. д. Насколько существенна эта ошибка — неясно. Вопрос требует специального изучения.

Для залежей молодых и зрелых литологический метод укажет, что их формирование завершилось недавно либо не завершилось, однако он не позволит решить вопрос, какая из этих двух ситуаций имеет место в действительности. Важной особенностью и достоинством литологического метода является возможность фиксировать по специфическим комплексам аутигенных минералов палеонефте- и газоводяные контакты, т. е. изучать этапность поступления углеводородов в ловушки [249, 250, 365].

Для старых залежей литологический метод укажет, что их формирование завершилось давно, $t_з^{з'} < t_н$. Если разрушение такой залежи уже приняло значительные размеры, то литологический метод даст $t_з^{з'} < t_з^{з}$, поскольку после ухода нефти из приконтурной зоны в коллекторе могут возобновиться процессы катагенеза. Величина этой систематической ошибки тем больше, чем больше $t_н - t_з^{з}$. Она может зависеть также от фильтрационных свойств пород, гидродинамики вод и других факторов.

Второй метод, назовем его палеобарический, основан на реконструкции пластового давления в залежи нефти и газа в момент $t_з^{з}$ на основании некоторых предположений о механизме формирования залежи (нефть) или ее первоначальном объеме (газ). Применительно к газовым залежам предполагается, что в момент $t_з^{з}$ газ заполнял ловушку до замка, а при последующем ее погружении сжимался [110, 175 и др.]. Применительно к нефтяным залежам предполагается, что в ходе формирования залежи давление насыщения нефти газом равно пластовому давлению [110, 175 и др.]. Исходя из этих предположений и допуская, что в момент $t_з^{з}$ давление в залежи было равно гидростатическому, легко рассчитать, на какой глубине находилась ловушка, и так же, как в литологическом методе, установить $t_з^{з'}$. Вполне очевидно, что эти исходные предположения выполняются далеко не всегда, и проверить, выполнялись ли они в каждом конкретном случае, невозможно.

Метод этот должен вести к систематическим ошибкам, даже если допустить, что исходные предположения выполнялись. В самом деле, в ходе и после завершения формирования залежей нефти и газа из них происходит утечка углеводородов, в первую очередь газообразных. Этот процесс занижает массу газа в ловушке и давление насыщения нефти газом. Поэтому в случае применения палеобарического метода $t_з^{з'} < t_з^{з}$. Величина этой ошибки зависит от качества экрана, гидродинамики и гидрогеологии бассейна. Особенно она велика, если $t_з^{з} \ll t_н$.

Третий метод, назовем его палеотектоническим, основан на анализе истории развития ловушек нефти и газа. Если ловушка начала формироваться

в момент $t_0^л$, то очевидно, что $t_0^з > t_0^л$ [110, 175, 287]. Пусть в момент наблюдения $t_н$ объем нефти в залежи $V_н$. Определяя объем ловушки в разные моменты ее истории, можно установить такой момент $t_{V_л = V_н}$, когда объем ловушки стал равен современному объему нефти в залежи. Можно утверждать, что $t_з^з \geqslant t_{V_л = V_н}$ [287]. Метод этот легко может быть применен и для газовых залежей, необходимо только учитывать изменение объема газа при погружении ловушек.

Во многих случаях, особенно для конседиментационных унаследованных ловушек, древних залежей и залежей, заполнявших в момент $t_з^з$ ловушку не до замка, такие границы снизу для $t_0^з$ и $t_з^з$ малоэффективны. В частности, имеются случаи, когда метод указывает в качестве момента, в который могло завершиться формирование залежи, момент, когда она еще не начала формироваться.

Таким образом, для старых залежей, когда $t_з^з \ll t_н$, все рассмотренные методы определения времени формирования залежей нефти и газа оказываются малоэффективными. Для залежей молодых и зрелых литологический метод дает достаточно точную информацию о времени начала и завершения формирования залежей нефти и газа. Эти данные могут контролироваться палеотектоническим методом. Палеобарический метод малоэффективен для определения $t_з^з$, особенно если залежи старше.

Из проведенного рассмотрения видно, что даже в тех случаях, когда использование литологического и палеотектонического методов определения времени формирования залежей нефти и газа возможно, необходимо быть уверенным, что изучаемая залежь не является старой. К сожалению, ни один из рассмотренных методов не позволяет уверенно решать эту задачу.

Для решения ее А. Э. Конторовичем и А. А. Трофимуком был предложен геохимический, точнее палеогеохимический, метод [155, 334]. Одним из важнейших достижений теории образования нефти за последние годы является развитие учения о стадийности процессов нефтегазообразования. Согласно этому учению история погружения любой содержащей органическое вещество осадочной толщи с точки зрения развития процессов нефтегазообразования разделяется на ряд стадий (фаз). Выделяются следующие фазы: фаза созревания потенциально нефтепроизводящих отложений (на этой фазе органическое вещество находится на подэтапе Б катагенеза), фаза начала и прогрессивного развития процессов нефтеобразования (БД, Д), главная фаза процессов нефтеобразования (ДГ, Г, ГЖ), фаза затухания процессов нефтеобразования (К, ОС, Т) и фаза существования нефтепроизводивших отложений (А) [147]. Первым двум фазам развития процессов нефтеобразования отвечает протораннемезокатагенный этап интенсивного газообразования, а двум последним — позднемезоапокатагенный. Главной фазе нефтеобразования отвечает и основной этап формирования залежей нефти, а соответствующим этапам интенсивного газообразования — этапы усиления газонакопления. Каждая из фаз протекает в определенных термодинамических условиях, а время, когда она наступает после захоронения осадков, и ее длительность определяются скоростью погружения отложений в конкретном осадочном бассейне и его частях, литологией отложений и геотермическим режимом недр.

Поэтому в разрезе каждого осадочного бассейна можно выделить ряд зон, проходя через которые при погружении рассеянное в породах органическое вещество переживает соответствующую фазу нефтегазообразования. Зоны

называются так же, как и фазы. Примерные глубины, на которых они располагаются, приведены, например, в работах [147, 219].

Восстанавливая глубины, на которых находилась осадочная толща в разные моменты времени, можно установить, когда она проходила через ту или иную зону, и определить время, когда могло начаться формирование залежей нефти и газа, когда оно достигло наибольшего размаха, когда начало затухать и т. п. Следовательно, палеогеохимический метод позволяет установить, завершилось ли и насколько давно формирование залежей нефти и газа в толще, т. е. получить ответ на вопрос, без знания которого нельзя правильно пользоваться палеотектоническим и литологическим методами. Кроме того, этот метод позволяет приближенно установить время основного этапа формирования залежей нефти, что особенно ценно для древних залежей.

Разумеется, при таком методе датировки нужно учитывать конкретную геологическую обстановку, в частности, возможность перетока нефти из нижележащих нефтегазоносных комплексов, переживших раньше главную фазу нефтеобразования, время формирования ловушки и т. п.

Без такого конкретного геологического подхода палеогеохимический метод может привести к серьезным ошибкам.

В работах [77, 147, 155, 219] уже отмечалось, что глубины, на которых органическое вещество переживает ту или иную фазу нефтегазообразования, примерны и зависят от геотермического, точнее палеогеотермического, режима недр, литологии вмещающих органическое вещество пород, типа рассеянного органического вещества. Учесть многие из этих факторов трудно, что, естественно, снижает точность палеогеохимического метода.

Надо также иметь в виду, что даже когда конкретная геологическая обстановка не накладывает ограничений на применение палеогеохимического метода, он позволяет установить лишь основной этап аккумуляции углеводородов в ловушки. Литологический и палеонтологический методы более индивидуальны, так как объектом изучения этими методами служит каждая конкретная ловушка.

Из всего этого следует, что при изучении залежей нефти и газа целесообразнее всего пользоваться совместно палеогеохимическим, палеотектоническим и литологическим методами.

Рассмотрим с этих позиций основные этапы истории нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты.

Проанализируем с позиций палеогеохимического метода основные этапы формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты.

Рассмотрим приуральские, центральные и юго-восточные районы региона. На рис. 120 видно, что к концу юрской эпохи все накопившиеся к тому времени отложения чехла в центральных районах плиты находились в зоне потенциально нефтепроизводящих отложений. К концу барремского века значительная часть юрских отложений уже вошла в зону начала и прогрессивного развития процессов нефтеобразования. В начале верхнего мела, в сеноманском веке в этой зоне оказались уже отложения юры, берриаса, валанжина, частично готерива. К этому времени нижние горизонты нижне-среднеюрской угленосной толщи начали входить в главную зону нефтеобразования. К концу верхнего мела в главную зону нефтеобразования начали входить берриас-валанжинские отложения. Наконец, к концу неогена в центральных районах плиты в главной зоне нефтеобразования оказались частично отложения готерива. В отдельных, наиболее прогнутых участках Колтогорского мегапрогиба Ханты-Мансийской

мегавпадины нижне-среднеюрские отложения вошли в это время в зону затухания процессов нефтеобразования.

Отсюда следует, что в юрских отложениях широтного Приобья формирование первичных залежей газа могло иметь место в барреме — апте. Формирование залежей нефти началось не ранее сеноманского века и протекало достаточно энергично в течение всего позднего мела. Имеются геохимические предпосылки для его продолжения и в настоящее время. В районах, глубоко погруженных, тяготеющих к положительным геотермическим аномалиям, в настоящее время возможен подток в залежи газов — продуктов нижней позднемезоапокатагенной зоны интенсивного газообразования.

В отложениях неокома формирование залежей нефти и газа началось не ранее середины позднего мела и достигло максимума в конце олигоцена и неогена. Захватывая все более молодые отложения, этот процесс продолжается и в настоящее время. Во всяком случае, значительная часть отложений готерива — баррема в главную зону нефтеобразования в этих районах еще не погружалась.

Таким образом, в отложениях центральных районов Западно-Сибирской плиты мы имеем дело с залежами молодыми и зрелыми. Они начали формироваться примерно 85 млн. лет назад. В меловых отложениях широтного Приобья залежи нефти еще моложе. Процесс этот не завершен и в настоящее время.

В этом случае, как было показано выше, и литологический, и палеотектонический методы датировки скоплений углеводородов должны давать близкие и правильные результаты.

Рассмотрим данные о времени завершения формирования залежей нефти в неокомских отложениях Среднеобской нефтегазоносной области [246, 247, 263—265, 287, 316].

Для определения времени формирования залежей в пласте $БС_{10}$ рассмотрим историю развития основных локальных поднятий Сургутского свода, в пределах которых к настоящему времени открыты промышленные залежи нефти.

В пределах Южно-Балыкского поднятия на начало аптского времени по кровле пласта $БС_{10}$ структура оконтуривалась палеоизогипсой 480 м. Современный контур нефтеносности больше площади замкнутого поднятия на рассматриваемый отрезок времени, особенно в северо-восточной части поднятия. Следовательно, залежь нефти в современном контуре на Южно-Балыкской структуре не могла быть сформирована к началу аптского времени.

На начало туронского века Южно-Балыкское поднятие оконтуривалось палеоизогипсой 1430 м. Современный внешний контур ВНК несколько больше площади палеоструктуры. К этому времени залежь нефти могла существовать в контуре палеоизогипсы 1430 м.

На начало олигоценового времени Южно-Балыкское поднятие по кровле пласта $БС_{10}$ замыкалось изолинией 1980 м. Положение этой изолинии в плане примерно совпадает с современным контуром водонефтяного контакта.

В пределах Мамонтовского месторождения по кровле пласта $БС_{10}$ на начало аптского времени структура замыкалась изогипсой 480 м. В этих рамках площадь замкнутого поднятия была примерно в 3 раза меньше современной. Скв. 24, расположенная в краевой части современной залежи, имеет палеоотметку кровли пласта $БС_{10}$, равную —474 м, т. е. если залежь нефти на Мамонтовской площади к началу апта и существовала, то она могла занимать лишь площадь в контуре палеоизогипс —470 ÷ —474 м.

На начало туронского века Мамонтовское поднятие замыкалось палеоизогипсой —1430 м. Возможный контур нефтеносности мог в этот период времени проходить по изогипсе —1425 м, в районе которой расположена скв. 24, вскрывшая водонефтяной контакт. В этом случае возможная площадь нефтеносности на начало туронского века в пределах Мамонтовской структуры примерно в 2 раза меньше современной площади. Бóльшая часть Очимкинской и вся Каркатеевская площади не могли в это время содержать нефть.

На начало олигоценового времени по кровле пласта $БС_{10}$ Мамонтовское поднятие оконтуривалось палеоизогипсой —1980 м. На большей части месторождения положение этой изолинии совпадает с современным контуром водонефтяного контакта.

Усть-Балыкское поднятие на начало аптского времени по кровле пласта $БС_{10}$ в пределах развития его в песчаных фациях было оконтурено изогипсой —480 м. В этих районах площадь замкнутой части структуры меньше современного контура нефтеносности, особенно в ее юго-западной части.

На начало туронского века восточная часть Усть-Балыкского поднятия оконтуривалась палеоизогипсой —1440 м. В этом контуре современная площадь нефтеносности несколько больше замкнутой палеоловушки, особенно в южной части ее.

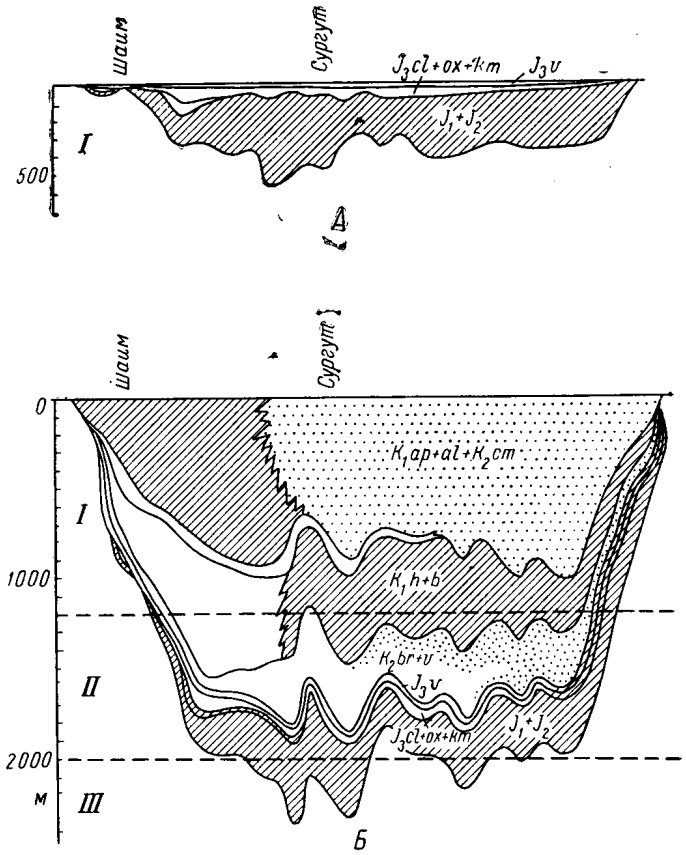


Рис. 120. Динамика развития процессов нефтеобразования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты. Профиль Шаим — Сургут — Келог. Составили А. Э. Конторович, А. А. Трофимук, А. С. Фомичев

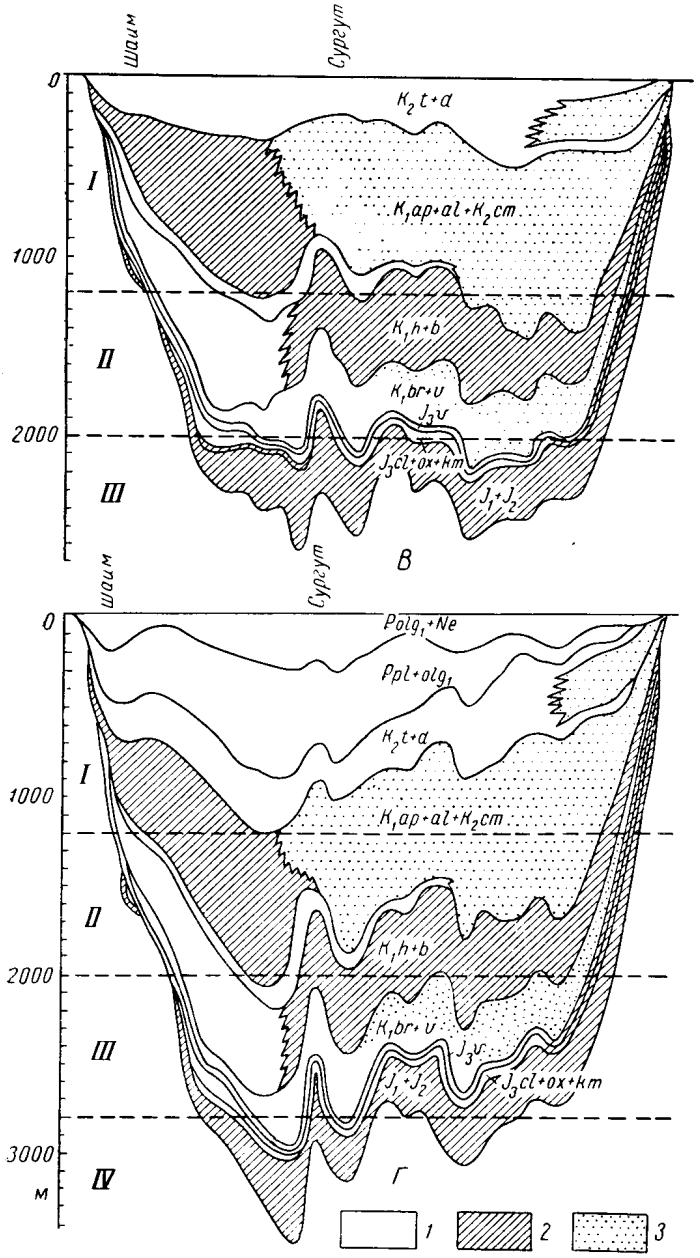
А — на конец волжского века; *Б* — на конец сеноманского века; *В* — на конец датского века; *Г* — на конец неогена.

I — зона распространения нефтематеринских отложений; *II* — зона развития процессов нефтеобразования; *III* — главная зона нефтеобразования; *IV* — зона затухания процессов нефтеобразования.

1 — глинистые толщи; *2* — песчано-алевролито-глинистые толщи; *3* — преимущественно песчано-алевролитовые толщи.

На западном склоне этого поднятия в районе скв. 502 структурных условий для заполнения нефтью залежи не существовало. Это доказывает, что в пласте $БС_{10}$ на Усть-Балыкском поднятии на начало туронского века формирование залежи нефти завершиться не могло.

На начало олигоценового времени Усть-Балыкская структура в ее южной части замыкалась палеоизогипсой —1980 м. Современная площадь залежи



несколько больше замкнутого контура поднятия на начало олигоцена. В самой южной части поднятия в скв. 36 нефть имеется в пласте $БС_{10}$, хотя отметка палеоизогипсы здесь равна —1996 м, т. е. к концу накопления люлинворской свиты залежь нефти в пласте $БС_{10}$ Усть-Балыкского поднятия окончательно все еще не была сформирована.

Аналогичная картина имеет место и по другим залежам.

В пласте $БС_6$ наиболее изучена залежь на Правдинском месторождении.

На начало аптского времени кровля пласта $БС_6$ оконтуривалась палеоизолинией —370 м. На юге Правдинского поднятия современный контур нефтеносности несколько больше площади палеоструктуры. Если бы залежь в современном объеме заполнила ловушку того времени, то все скважины, расположенные сейчас за контуром ВНК (скв. 54, 59, 92, 88), должны были быть с нефтью или со следами нефти. Поскольку этого не наблюдается, то вероятнее всего, что к началу аптского века в пласте $БС_6$ Правдинского поднятия залежи нефти не было.

На начало туронского века площадь палеоструктуры значительно увеличивается. Правдинское поднятие оконтуривалось палеоизогипсой —1345 м. Современный контур нефтеносности совпадает с этой палеоизолинией в северо-западной части поднятия и если бы на рассматриваемый момент залежь была уже полностью сформирована, то площадь ее была бы значительно больше современной.

На начало олигоценового времени по кровле пласта $БС_6$ Правдинское поднятие оконтуривалось палеоизогипсой —1925 м. В этом контуре замкнутая площадь структуры почти совпадает с современным контуром ВНК на большей части структуры за исключением ее южной периклинали и юго-западного склона. Скв. 83 должна быть в контуре нефтеносности. Поскольку эта скважина в пласте $БС_6$ нефти не имеет, то можно считать, что к началу олигоценового времени залежь нефти могла быть только в контуре, ограниченном палеоизолинией —1900 м. В этом случае нефтеносность в пласте $БС_8$ должна быть в 1,5 раза меньше современной. Остальная часть ловушки могла быть заполнена нефтью только в послеолигоценовый период.

Формирование залежи в пласте $БС_1$ рассмотрим на примере Усть-Балыкского месторождения.

По кровле пласта $БС_1$ Усть-Балыкское поднятие на начало аптского времени как замкнутая структура существовал только в южной части современной его территории и оконтуривалось палеоизогипсой —230 м. На севере существовало небольшое субмеридионально ориентированное поднятие в районе скв. 207, 1108, оконтуренное палеоизогипсой —215 м. Современная площадь нефтеносности значительно меньше замкнутого контура палеоструктуры на юге и почти в 10 раз больше — на севере. В этих структурных условиях существование залежи нефти на начало аптского времени в пласте $БС_1$ мало вероятно.

На начало туронского времени палеоструктура Усть-Балыкского поднятия оконтуривалась палеоизогипсой —1190 м. Северная и южная части его находились в контурах единого замкнутого поднятия. Современная площадь нефтеносности меньше замкнутого контура палеоструктуры. Если бы в современном объеме залежь нефти существовала к началу турона, то следы нефти были бы в скв. 209, 90, 543, 116, 117, 79, 215. Значит, в дотуронское время нефтью могли быть заполнены лишь очень небольшие два участка в районах скв. 63—76 и 69, оконтуренные палеоизогипсой —1160 м.

На начало олигоценового времени Усть-Балыкская палеоструктура замы-

калась палеоизогипсой —1700 м. В этих рамках площадь современного контура нефтеносности несколько больше замкнутого контура палеоструктуры. Если бы к началу олигоцена (граница люлинворской и чеганской свит) залежь нефти была бы полностью сформирована, то запасы ее были бы несколько меньше, чем современные, так как почти 40 км² площади современной залежи находилось бы за контуром замкнутой части структуры.

Если считать, что все же бóльшая часть месторождения в этот период существовала, то окончательное заполнение ловушки происходило в послеэоценовое время.

Аналогичным образом датируется по данным палеотектонического метода время завершения формирования залежей нефти в пласте $БС_1$ на Быстринском и Западно-Сургутском месторождениях.

На Нижневартовском своде в пределах одноименного поднятия на начало аптского времени по кровле пласта $БВ_{10}$ структура оконтуривалась палеоизогипсой —520 м. Отметка современного контура нефтеносности значительно больше отметки изогипсы, замыкающей поднятие на этот момент времени. Если бы залежь сформировалась к тому времени, то нефтеносными должны были бы быть участки структуры в районах скв. 520, 530 и залежи на Нижневартовском, Советском и Соснинском поднятиях должны были бы объединиться. Данные разведки показывают, что этого не было.

На начало турона структура приняла форму и размеры такие, что современная залежь нефти в пласте $БВ_{10}$ могла существовать. Однако перестройка структурного плана к началу эоцена доказывает невозможность завершения формирования залежи к турону. Если бы в современных размерах структурная залежь сформировалась к началу турона, то тогда к началу эоцена контур нефтеносности должен был бы охватить скв. 41 или 141. Следов нефтенасыщения пласта $БВ_{10}$ в этих скважинах нет. Следовательно, окончательно залежь нефти в пласте $БВ_{10}$ на Нижневартовском поднятии могла сформироваться лишь в послеэоценовое время.

Такая же ситуация имеет место на Советском месторождении. Если бы формирование залежи завершилось к началу апта, то при сохранении современного контура нефтеносности ее ВНК должен был проходить по отметке —520 м. В этом случае единая залежь должна была бы существовать на Советском, Соснинском и Медведевском поднятиях, и никакие изменения структурного плана в последующие этапы не могли создать условий для перетока нефти из этого пласта на Медведевском поднятии. На самом деле на этом поднятии пласт $БВ_{10}$ водоносен.

Аналогичная ситуация имела место и в начале турона. На этот отрезок времени в пределах Советского, Соснинского, Медведевского и Нижневартовского поднятий существовало четыре купола с замкнутыми изогипсами на отметке —1220 м и все четыре поднятия оконтуривались единой изогипсой —1240 м. Судя по данным скв. 70, 511, 47, 33 и др., ВНК на начало турона должен был проходить на отметке ниже —1245 м, а стало быть, на всех четырех описываемых локальных поднятиях должна была быть единая залежь. Это противоречит имеющимся данным, значит, к началу турона формирование этой залежи также не могло завершиться.

При наличии единой залежи на Советском и Соснинском поднятиях к началу эоцена следы нефти могли быть зафиксированы в скв. 34 и 25, чего на самом деле нет. Таким образом, в пласте $БВ_{10}$ на Советском месторождении формирование залежи нефти могло окончиться также лишь в послеэоценовое время.

Таблица 86

Время формирования залежей нефти в неоком-аптском комплексе в Среднеобской нефтегазоносной области

Месторождение	Пласт	t_0^3	t_3^3		Главная фаза формирования залежей (ПГ)
		Л	Л	ПТ	
Северо-Покурское	$БВ_{11}$	P_2	P_3^1		
Южно-Балыкское	$БС_{10}$			$\geqslant P_3^1$	
Мамонтовское	$БС_{10}$			$\geqslant P_3^1$	
Ватинское	$БВ_{10}$	P_2^3/P_3	P_3^1/P_3	$>P_2$	
Мегионское	$БВ_{10}$			$\geqslant P_2$	
Нижневартовское	$БВ_{10}$			P_1	
Советское	$БВ_8$			$\geqslant P_2$	P—N
Северо-Покурское	$БВ_8$	$P_2^3 - P_3^1$	P_3^{1-2}	$>P_1$	
Самотлорское	$БВ_8$			N	
Правдинское	$БС_6$			N	
Правдинское	$БС_4$				
Усть-Балыкское	$БС_1$	P_1/P_1^1	$P_2^1 - P_3^{1-2}/P_3^3$	$>P_3^1$	
Быстринское	$БС_1$			$\geqslant P_2$	
Северо-Покурское	$АВ_1$	P_1^1	P_1^2		
Самотлорское	$АВ_1$	P_3^2	P_3^3	$\geqslant K_2t$	

Примечание. Л—литологический метод (по Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозоровичу) ПТ—палеотектонический метод (по Ф. К. Салманову). ПГ—палеогеохимический метод (по А. Э. Конторовичу, А. А. Трофимуку).

Время формирования залежей в пласте $АВ_1$ изучено на примере Самотлорского месторождения. К началу апта эта ловушка уже была, но она оконтуривалась изогипсой —50 м, и, естественно, перекрывающие пласт глины не могли быть экраном. На начало турона ловушка в пласте $АВ_1$ оконтуривалась изогипсой —750 м. К этому времени залежь также не могла завершить формирования, так как в этом случае следы нефти должны бы быть зафиксированы в скв. 63. Размеры и форма, которую приняла ловушка к началу эоцена, позволяли практически полностью вместить современную залежь. Значит, в пласте $АВ_1$ на Самотлорском месторождении залежь нефти могла сформироваться лишь в послетуронское время.

Обратимся к данным литологического метода. Исследования по этому методу выполнялись в больших объемах Г. Н. Перозио [246, 247] и Г. Э. Прозоровичем [263—265]. Не вдаваясь в детали, отметим, что оба эти исследователя пришли к выводу о палеогеновом времени формирования залежей в неокомских отложениях Среднеобской нефтегазоносной области. Г. Н. Перозио для залежей в пласте $А_1$ на Северо-Покурском и в пластах $А_1$ — $А_4$ на Самотлорском месторождениях полагает, что они формировались в несколько этапов, причем первоначальный объем залежей был меньше современного.

Данные всех трех методов суммированы в табл. 86.

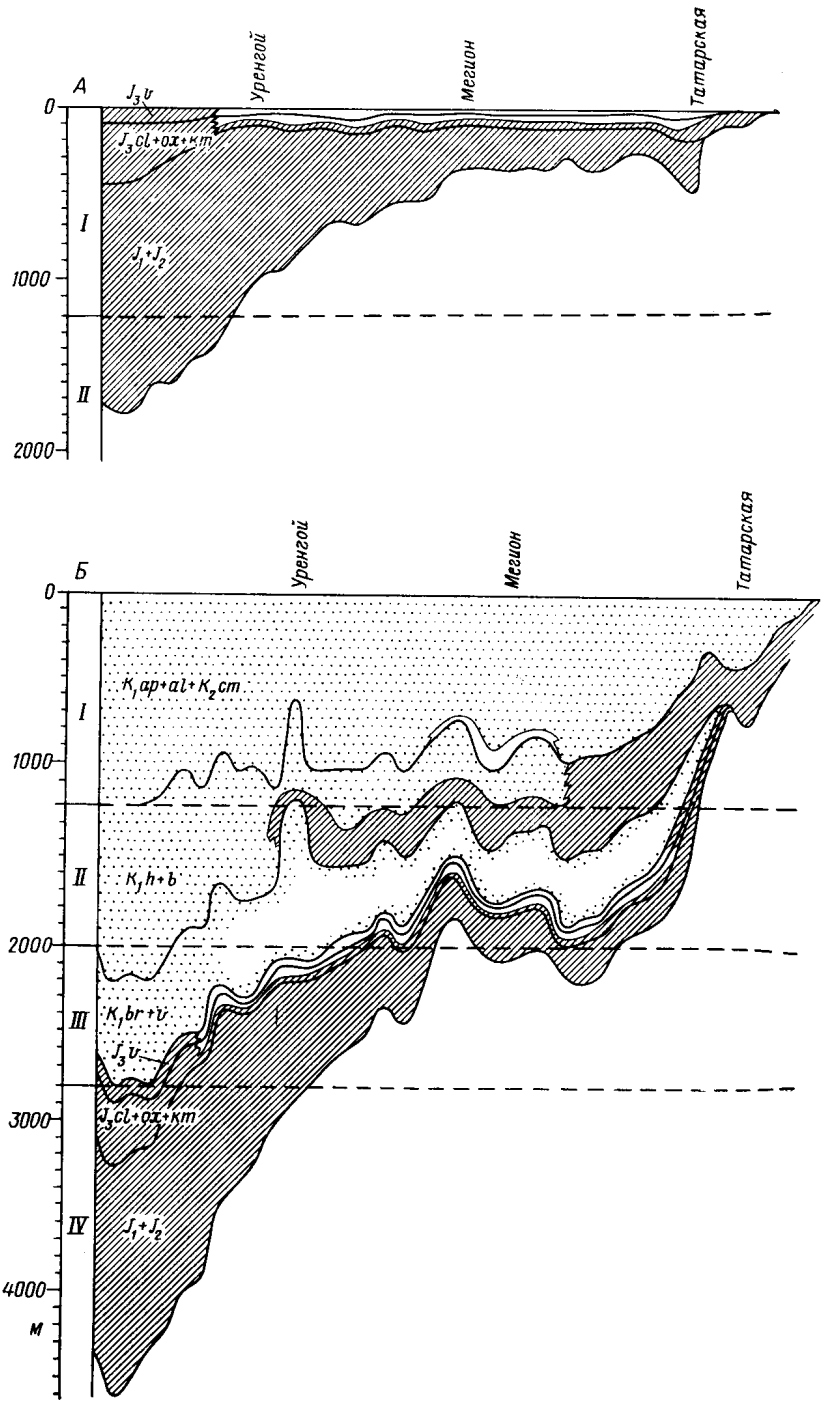

А
Уренгой
Мегион
Татарская
0
J_3v
$J_3cl+ox+km$
I
J_1+J_2
1000
II
2000
Б
Уренгой
Мегион
Татарская
0
$K_1ap+al+K_2cm$
I
1000
II
K_1h+b
2000
III
K_1br+v
J_3v
3000
$J_3cl+ox+km$
IV
J_1+J_2
4000
м

Рис. 121.

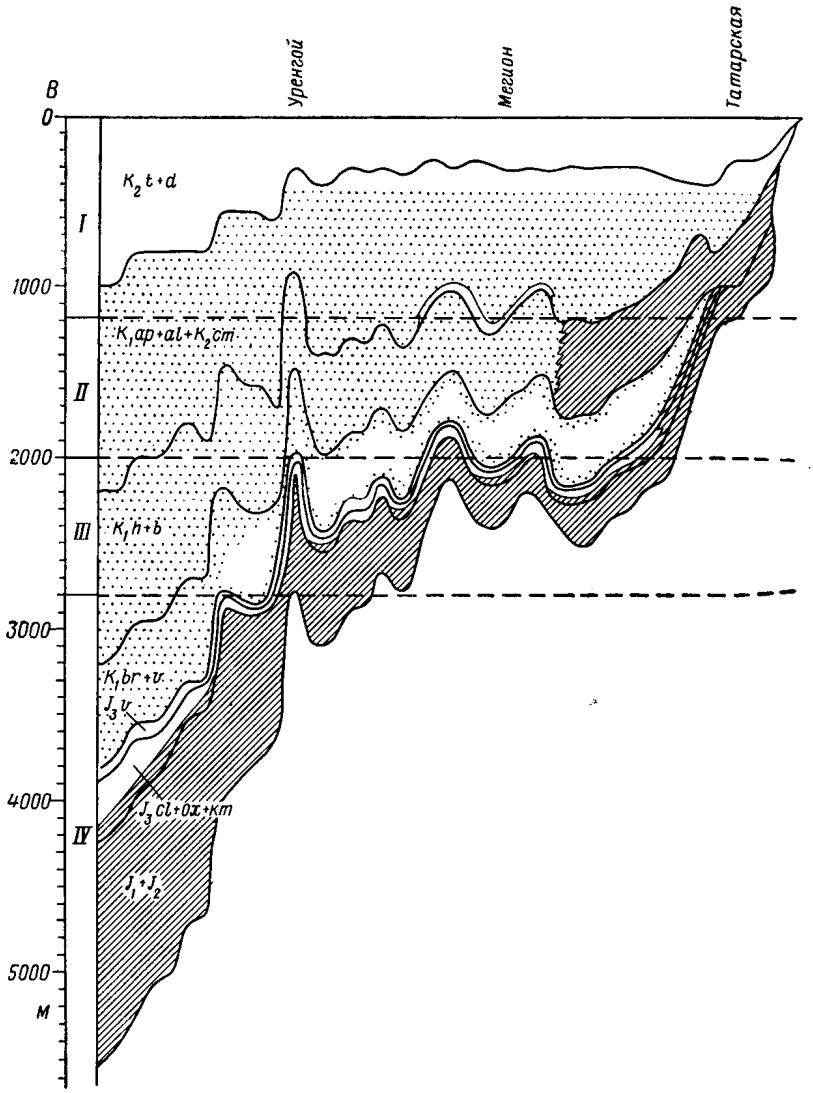
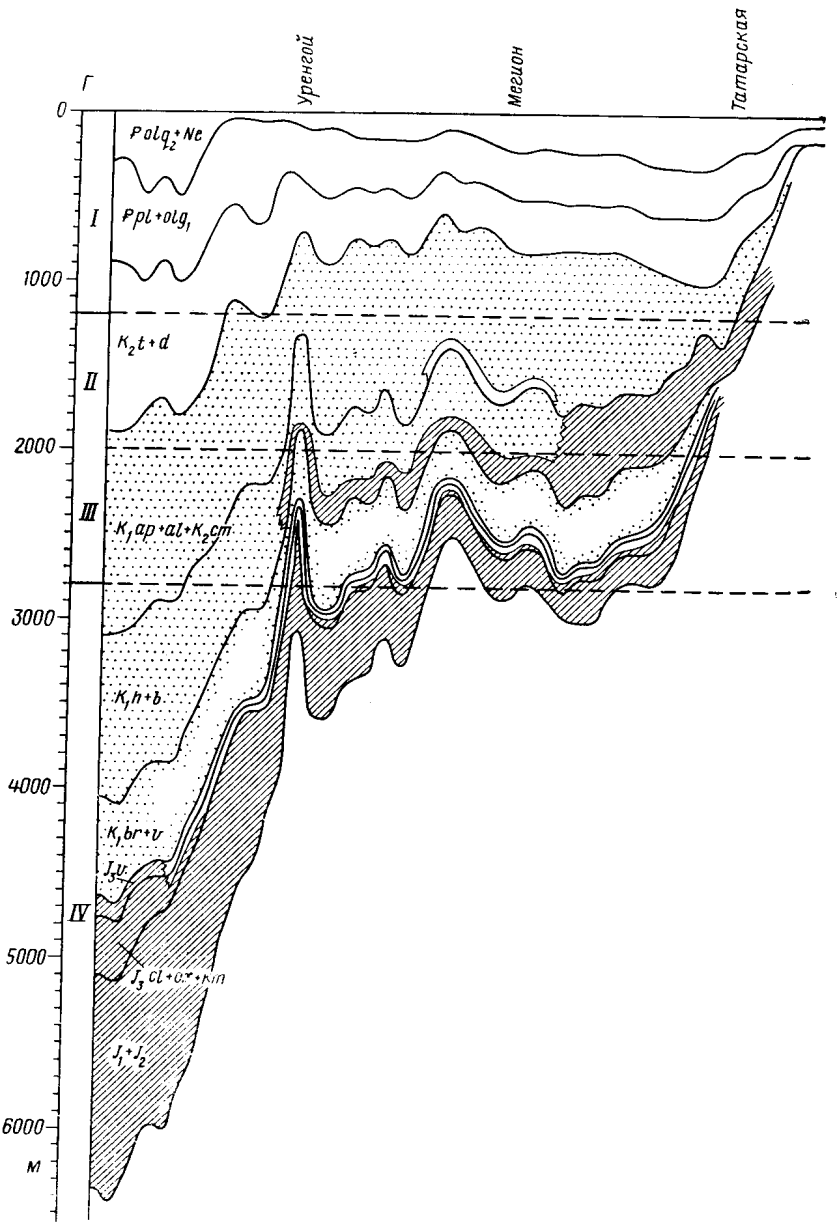


Рис. 121. Динамика развития процессов нефтеобразования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты. Профиль Уренгой — Мегион — Татарская. Составили А. Э. Конторович, А. А. Трофимук, А. С. Фомичев

Условные обозначения см. на рис. 120

Из табл. 86 видна их довольно хорошая сходимость, что и следовало ожидать, поскольку все рассмотренные залежи молодые. Видимо, формирование их завершилось в неогене. Не намечается в пределах одного комплекса какой-либо зависимости времени формирования залежей от положения продуктивных пластов в разрезе. Видимо, все залежи формировались одновременно.

Рассмотрим данные о времени формирования залежей в северных районах



плиты (рис. 121). В юрских отложениях в этих районах главный этап формирования первичных залежей нефти закончился к концу верхнего мела. В течение большей части палеогена и неогена основная масса этих отложений находилась в позднемезоапокатагенной зоне интенсивного газообразования.

Более сложной была история формирования залежей нефти и газа в отложениях мела. Здесь уже во второй половине нижнего мела (апт — альб) в отло-

жениях берриаса и валанжина энергично протекали процессы нефтеобразования. Интенсивная генерация газа имела место и раньше, в готеривский и барремский века. Между тем ни одного сколько-нибудь надежного экрана под меловыми отложениями не было. Толща, слагающая ныне такой экран, начала накапливаться лишь в туроне, а качества удовлетворительного экрана приобрела не ранее чем в конце позднего мела. К этому времени генерация нефти в отложениях юры, берриаса, валанжина в основном завершилась, в них началась интенсивная позднемезокатагенная генерация газа и низкокипящих жидких углеводородов (до $C_{10} - C_{11}$). В отложениях готерива — баррема — апта — альба, в палеогене и неогене должно было протекать энергичное газообразование. Процессы нефтегазообразования в них развиты были еще слабо.

Таким образом, газовые и нефтегазовые залежи в отложениях сеномана на севере плиты имеют молодой возраст: они сформировались в палеогене — неогене. Это подтверждается и данными литологического и палеотектонического методов. Юрские и берриас-валанжинские залежи в этих районах могут оказаться значительно древнее.

§ 2. Типы нефтей и конденсатов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты как отражение условий их формирования

Четыре группы факторов контролируют состав нефтей, конденсатов и газов в залежах: 1) состав исходного органического вещества в нефтегазопроизводящих толщах и условия его захоронения; 2) фаза (фазы) единого цикла нефтегазообразования, в течение которой углеводороды попадают в ловушку; 3) дифференциация углеводородов на путях латеральной и вертикальной миграции и дальность этой миграции; 4) история нефтей в залежах. Все эти факторы, особенно первые три, наложили отчетливый отпечаток на состав нефтей Западно-Сибирской плиты.

В гл. V и § 1 этой главы было показано, что нефтегазообразование весьма энергично протекало в юрских и меловых отложениях Западно-Сибирской плиты. Реальность этого доказывается четкой корреляцией между масштабами нефтегазообразования и современным распределением запасов нефти и газа [258], большими количествами углеводородных газов и битумоидов, растворенных в подземных водах (см. гл. VI), специальными геохимическими исследованиями (см. гл. V, [219]). Важно также, что переток углеводородов по зонам нарушений, трещиноватости из нижележащих нефтегазоносных комплексов в вышележащие через региональные экраны, хотя и имел место [6, 90, 91, 209], был весьма ограниченным. Последнее доказывается четкой генетической связью между составом углеводородов в залежах и составом битумоидов и углеводородных газов рассеянного органического вещества [219, 229, 304].

В юго-восточных районах плиты, где в отложениях нижней и средней юры преобладают угленосные континентальные образования, из материнских пород эмигрировали существенно алифатические, обогащенные н-алканами углеводороды, а также арены, обогащенные полиядерными структурами. В составе н-алканов и материнского органического вещества, и дочерних нефтей доминируют углеводороды $C_{22} - C_{24}$. Обогащены н-алканами и бензины этих нефтей. В эмигрировавших продуктах карбоновые кислоты резко преобладали над органическими основаниями и было мало парафинов. Именно такой комплекс соединений должен эмигрировать из гумусового органического вещества в главную фазу нефтеобразования. Метаморфизм органического вещества юрских

отложений в Каймысовском, Средневасюганском, Парабельском нефтеносных районах отвечает в основном главной зоне нефтеобразования, и в этих отложениях фиксируются нефти именно такого состава, какой должно генерировать органическое вещество тюменской свиты.

Верхнеюрские и основная масса нижнемеловых нефтей Среднеобской, Каймысовской, Пайдугинской, Шаимской нефтеносных областей генетически связаны с сапропелевым органическим веществом верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений.

Приведенные в гл. VI—VIII данные показали, что для нефтей и синбитумоидов этих толщ характерны низкие концентрации н-алканов и сходное распределение индивидуальных углеводородов этой группы, обедненность полиядерными аренами, обогащенность порфиринами, серой, сходный состав изо- и циклоалканов, карбоновых кислот, органических оснований и т. п. Эти нефти также являются продуктом главной зоны нефтеобразования.

Вместе с тем, как полагают А. Э. Конторович, А. А. Трофимук, Ф. К. Салманов и другие, строгой сингенетичности между меловыми нефтями и нефтематеринскими толщами центральных районов плиты нет. Выше отмечалось, что слабее всего нефтеобразование проявилось в отложениях готерива — баррема, низов апта. Между тем, к этим толщам приурочены уникальные залежи нефти. Они образовались за счет значительного внутрирезервуарного, в пределах одного комплекса, перетока углеводородов из верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений.

Анализ геохимии нижнемеловых нефтей позволяет в известной мере реконструировать стадийность формирования этих залежей. Выше отмечалось, что в неокоме наряду с малопарафинистыми и ароматическо-нафтеново-метановыми и нафтеново-метановыми нефтями встречен и иной тип нефтей — метаново-нафтеновые и нафтеновые, обогащенные полиядерными нафтенами, практически беспарафинистые нефти. Показательно, что залежи, в которых встречены нефти этого типа, обычно имеют газовые шапки. Важно также, что два эти типа нефтей иногда встречаются даже в одной и той же залежи [115]. Представляется, что в данном случае мы имеем дело с залежами, формировавшимися в несколько стадий, с углеводородами, поступавшими в ловушки в разные фазы цикла нефтегазообразования. Первые порции углеводородов, главным образом газообразных, поступили в неокомские ловушки на Сургутском и Нижневартовском сводах, вероятно, еще в период, когда отложения верхней юры и берриаса — валанжина переживали раннемезокатагенную фазу цикла нефтегазообразования. Скорее всего эти углеводороды к настоящему времени из ловушек рассеялись либо разубожены массой поступивших позже углеводородов. Основная масса нефтей в этих ловушках, как уже отмечалось выше, — продукт главной фазы нефтеобразования.

В самое последнее время, в конце палеогена — неогена, в зоне развития процессов нефтеобразования в широтном Приобье оказались отложения готерива — баррема. Они генерировали значительные количества углеводородных газов. Вместе с ними и седиментогенными и возрожденными водами из незрелых нефтепроизводящих пород в небольших масштабах началась эмиграция и жидких углеводородов. Эти нефти как и органическое вещество вмещающих толщ должны иметь существенно нафтеновый состав, в них должно быть мало н-алканов, так как при этих стадиях катагенеза они являются мало мигрантноспособными.

Это хорошо согласуется и с существенно нафтеновым составом насыщенных углеводородов воднорастворенных битумоидов в отложениях неокома. Такой,

многостадийной, представляется в свете новых данных история залежей нефти в неокоме широтного Приобья.

Нефть и газ в сеноманских отложениях северных районов плиты также представляются продуктом превращений мало зрелого органического вещества. Еще в 1964 г. Ю. Н. Карогодин высказал гипотезу, что сеноманский газ есть продукция катагенетических преобразований гумусового органического вещества устьтазовской серии [124]. Подобную точку зрения высказали позднее Г. К. Боярских, И. И. Нестеров, Л. И. Ровнин и др. [337], В. Г. Васильев, В. И. Ермаков и др. [15], А. Э. Конторович, Е. А. Рогозина, А. С. Фомичев [152]. В пользу генетической связи этого газа с незрелым, слабо катагенетически измененным органическим веществом свидетельствует высокая концентрация в метане легкого изотопа углерода C^{12}. Для этих газов характерно $\delta C^{13} = 4{,}79—5{,}09\%$ [15, 202]. В рамках такой концентрации естественное объяснение получает и состав нефтей сеномана [229].

В самом деле, в гл. VI отмечалось, что на ранних стадиях катагенеза углеводороды рассеянного органического вещества не содержат соединений $C_2 — C_7 — C_8$, в составе н-алканов на этой стадии еще преобладают нечетные. Фракция изо- и циклоалканов в них представлена в основном циклоалканами, в значительной степени полиядерными. В составе нафтенов ароматической фракции много полиядерных аренов. Битумоиды на этой стадии крепко связаны с органическим веществом и породами. Их миграционная способность очень низка. Процессы эмиграции углеводородов в фазу развития процессов нефтеобразования идут вяло. Лишь в особых случаях на этой стадии катагенеза возможно формирование скоплений нефти.

На севере Западной Сибири такие условия были. В этих районах вверх разгружались воды, отжимаемые из верхнеюрско-валанжинских отложений. Воды, содержавшиеся в неокомских продуктивных пластах в Среднем Приобье, также двигались на север, и в зонах исчезновения кошайского экрана они также разгружались вверх до туронского экрана и фильтровались через него. Таким образом, в силу специфики геологического строения отложения устьтазовской серии промывались аномально большим количеством вод. Поэтому даже при малой интенсивности нефтеобразования эмигрировать могли большие количества углеводородов.

Какой может быть по составу эта нефть? В ней должно быть очень мало углеводородов бензиновых и керосиновых фракций — они на этой стадии катагенеза только начинают образовываться. В ней изо- и циклоалканы должны резко преобладать над н-алканами (при таких температурах они плохо растворимы в воде). Изо- и циклоалканы в соответствии с составом рассеянного органического вещества должны иметь существенно нафтеновый состав. В такой нефти должно быть мало смол и асфальтенов, так как их миграционные способности в этой зоне катагенеза очень низки. Именно такой состав имеют верхнемеловые нефти.

Легко видеть, что в изложенной схеме условия образования сеноманских и баррем-аптских нафтеновых нефтей представляются едиными: и те, и другие — продукт раннемезокатагенной фазы нефтегазообразования, и те, и другие образуются при преобладании процессов газообразования.

Естественно возникает вопрос, почему они различаются по составу низкокипящих фракций, точнее, почему в сеноманских нефтях бензиновые фракции полностью отсутствуют, керосиновых имеются только следы, а в баррем-аптских эти фракции есть, причем они также характеризуются специфическим углеводородным составом (см. гл. VIII)? Однозначно ответить на этот вопрос в насто-

ящее время трудно. Возможно, это связано с большей ролью в готерив-барремских отложениях широтного Приобья сапропелевого органического вещества. Возможно, катагенетическая превращенность этих отложений несколько выше, и в них уже началась генерация углеводородов бензиновых фракций. Вероятнее всего, это различие обусловлено действием обоих этих факторов.

Менее ясен вследствие слабой изученности вопрос о природе газов и конденсатов в неокомских отложениях северных районов плиты, в частности о причинах их высокой замещенности и разветвленности. В гл. V мы отмечали, что после прохождения содержащими органическое вещество толщами главной зоны нефтеобразования органическое вещество генерирует углеводородные газы, а жидкие их углеводородные продукты представлены в основном изо- и циклоалканами [219, 229]. Такие условия могли иметь место в валанжинских и особенно юрских отложениях на севере плиты. Напомним, что в тех же отложениях на севере плиты встречены парафинистые нефти. Не исключено, что эти залежи могли образоваться за счет перетока углеводородов из юрских отложений. Такую возможность не исключают ряд исследователей. Проблема эта требует специального изучения.

Выше мы касались связи состава нефтей и газов с исходным типом органического вещества и стадийностью их образования в зоне катагенеза. Имеются материалы, доказывающие влияние на состав углеводородов в залежах и процессов миграции. Эти закономерности лучше изучены на примере центральных и юго-восточных районов плиты. Так, латеральная миграция углеводородов и их дифференциальное улавливание в ловушки на путях миграции доказываются на примере пласта $Ю_1$.

В этих районах в пласте $Ю_1$ во впадинах и на относительно погруженных крупных сводах (Сургутский, Каймысовский) нефти содержат мало светлых фракций, обогащены смолами и асфальтенами, имеют повышенную плотность. В районах, где пласт $Ю_1$ залегает на меньших глубинах (2100—2400 м), нефти облегчаются, в них возрастает доля светлых фракций, падает содержание смол и асфальтенов. В наиболее гипсометрически высоко залегающих ловушках залежи легких нефтей сменяются газоконденсатными с нефтяными оторочками и газоконденсатными [229]. Аналогичная картина имеет место в горизонте II в Шаимском нефтеносном районе.

Определенную роль в формировании залежей нефти и газа на Западно-Сибирской плите могли играть и процессы вертикальной миграции [90, 91, 310, 336]. Такие явления наблюдались на Мыльджинском, Южно-Мыльджинском, Средневасюганском, Южно-Черемшанском и других месторождениях. В Среднеобской области труднее доказать перетоки из-за сходства нефтей верхних и нижних горизонтов. Однако такие факты, бесспорно, есть. Они доказаны на Правдинском месторождении (пласт $БС_7$ [287]). Можно думать, что об этом же свидетельствует, например, своеобразие состава н-алканов в пласте $БС_{10}$ Мамонтовского месторождения [229].

Имеется точка зрения, что роль вертикальной миграции в формировании залежей нефти на Западно-Сибирской плите много больше [56, 310, 336]. Ряд исследователей считают, что парафинистые нефти Западной Сибири, такие как колпашевские, медведевские, и несколько отличные черемшанские, верхнетарские нефти того же региона имеют палеозойский генезис. Эту точку зрения оспаривают А. Э. Конторович и О. Ф. Стасова [229].

Ряд исследователей допускают очень широкое развитие процессов вертикальной миграции углеводородов в северных районах плиты.

В. Д. Наливкин, Г. П. Сверчков, Г. Э. Прозорович, В. В. Иванцова счи-

тают, что залежи сеноманского газа сформировались за счет перетока газов из юрских отложений в сеноманские [6, 262, 274]. Эти газы, по их мнению, образовались в позднемезоапокатагенную фазу нефтегазообразования, главную, по А. М. Акрамходжаеву, С. Г. Неручеву, Г. Э. Прозоровичу, фазу газообразования. Однако при этом они не объясняют причин специфического состава нефтей этого возраста. О. Ф. Стасова полагает, что такой состав нефти может быть связан с низкой миграционной способностью н-алканов и простейших углеводородов в водной и газовой фазах по сравнению с высококипящими аренами и цикланами (см. [229]). Для объяснения этой точки зрения, к сожалению, слишком мало данных по растворимости углеводородов. Однако из такой схемы с неизбежностью следует, что ниже, скажем, в отложениях валанжина, готерива, нефти должны быть богаты высококипящими н-алканами. В главе VIII отмечено, что такие данные есть. Нельзя исключать тот факт, что первоначально н-алканы в этих залежах были, но они оказались уничтоженными в результате селективного воздействия бактерий в зоне гипергенеза. Можно, наконец, допустить, что в действительности имела место комбинация этих механизмов. Вопрос этот требует дополнительных исследований.

Как мы уже отмечали, исключать переток углеводородов из юрских отложений в меловые на севере плиты полностью нельзя. Это относится и к нефтям сеномана, но не нафтеновым, а нафтеново-метановым. Этим можно объяснить, например, аномальный состав нефти в скв. 22 на Тазовском месторождении.

Таким образом, залежи углеводородов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты имеют органическое происхождение и в большой степени наследуют состав липидов и липоидов исходного живого вещества. Основная масса нефтей этого района формировалась в период прохождения отложениями соответствующих толщ главной зоны нефтеобразования, хотя имеются и нефти, сформировавшиеся как в зоне развития, так и в зоне затухания процессов нефтеобразования. Газовые залежи этого региона сформировались как в протораннемезокатагенной, так и в позднемезоапокатагенной зоне интенсивного газообразования. На каждом из этих этапов формируется свой специфический комплекс углеводородов [229].

Близкую точку зрения о составе нефтей, образующихся на разных этапах катагенеза, развивают французские геохимики Б. Тиссо, Ж.-Л. Удер и Р. Пеле [400].

§ 3. Условия аккумуляции углеводородов в ловушки и сохранение залежей

Мы рассмотрели этапы формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты и выявили на основе анализа парагенетических связей в системе органическое вещество — нефть основные источники углеводородов. Интересно проанализировать, в какой мере эта генетическая схема контролируется реальным распределением залежей нефти и газа. Статистический анализ связей между геологическими параметрами и нефтегазоносностью отдельных толщ, зон, сводов, ловушек в пределах плиты проводился рядом исследователей [6, 288, 363, 364]. Рассмотрим эти результаты.

Согласно современным представлениям, для образования в захоронявшемся в субаквальных условиях органическом веществе всего комплекса соединений, свойственных нефти, оно должно претерпеть достаточно глубокие катагенные изменения под воздействием температуры и давления. Весь комплекс

углеводородов от газообразных до жидких созревает к началу длиннопламенной, но особенно интенсивно образуется на длиннопламенной и газовой стадиях [42, 58, 219, 267, 344 и др.]. С этих позиций наличие скоплений нефти и газа должно контролироваться степенью катагенетической преобразованности органического вещества.

Высокая информативность данных о степени метаморфизма органического вещества подтверждает правильность этого теоретического положения (см. гл. IV). В юрских отложениях, например, скопления нефти и газа отсутствуют в зонах, где органическое вещество метаморфизовано до буроугольной и начальных подстадий длиннопламенной стадии углефикации. С конца длиннопламенной стадии частота встречаемости скоплений нефти и газа начинает расти и достигает максимума (35—40) к концу газовой и началу жирной стадий. В неокомских, частично аптских отложениях, где источником нефти являлось почти исключительно сапропелевое органическое вещество, нижняя граница появления скопления нефти и газа смещается в зону распространения отложений, в которых органическое вещество достигло начальной и средней длиннопламенной подстадий углефикации (30—35% продуктивных структур), и в конце длиннопламенной стадии количество продуктивных структур достигает 60—70%.

Этим подтверждается известное положение теории образования нефти, по которому в толщах, где рассеяно сапропелевое органическое вещество, нефтегазообразование начинается на более ранних стадиях катагенеза, чем в толщах с гумусовым органическим веществом [209, 219].

В литературе до сих пор обсуждается вопрос, какие из числа терригенных пород могут быть нефте- и газопроизводящими. И. И. Нестеров [209] и Н. Н. Ростовцев [278], например, полагают, что таковыми могут быть лишь песчано-алевритовые породы. Большинство исследователей поддерживают предположение, что нефтегазопроизводящим может быть весь комплекс терригенных пород, содержащих органическое вещество [3, 28, 42, 110, 203, 219 и др.]. Высокая информативность сведений о количестве и распространении органического углерода как в песчано-алевритовых, так и в глинистых породах, о количестве глинистых пород в разрезе нефтегазоносных комплексов свидетельствует в пользу последней точки зрения.

В связи с этим интересно проанализировать, как зависит нефтегазоносность от средней мощности глинистых пластов. Согласно теоретическим оценкам, проверенным экспериментально, чем выше при прочих равных условиях мощность пластов глин, тем меньшая доля углеводородов эмигрирует из них [219, 333]. С другой стороны, маломощные пласты характерны обычно для сильно опесчаненных разрезов, и поэтому даже если из каждого такого пласта эмигрирует много углеводородов, общие масштабы эмиграции будут низкие, значит для каждой конкретной геологической ситуации должен быть некий оптимум, мощности пластов глин. Такой оптимум действительно наблюдается: для нижнесреднеюрских отложений он равен 1,5—2,0 м, для неокомских — 4—6 м.

В определенной мере контролирует нефтегазоносность и общая мощность глин в разрезе НГК. Для неокомских отложений оптимальными являются зоны, где мощность глин 200—300 м, для юрских — 50—100 м. С мощностью глин в разрезе связано, по данным В. С. Вышемирского и А. А. Трофимука, и появление месторождений-гигантов [57].

Особенно четко нефтегазоносность контролируется масштабами эмиграции углеводородов, которые достаточно надежно оцениваются в настоящее время методами органической геохимии [258]. Чем больше углеводородов вовлекается

в первичную миграцию, тем выше вероятность их аккумуляции и тем бóльшая доля их аккумулируется [142, 258]. И в юрских, и в неокомских отложениях отчетливо фиксируется рост процента нефтегазоносных ловушек с увеличением масштабов первичной миграции углеводородов. Максимум достигается на газовой стадии углефикации. Не случайно именно с этим этапом связана главная зона нефтеобразования [42, 77, 219].

В центральных и юго-восточных районах плиты между масштабами эмиграции жидких углеводородов из отложений верхней юры и количеством нефти в залежах в пласте $Ю_1$ устанавливается четкая связь. Соответствующее уравнение регрессии имеет вид

$$Q = 0{,}13q - 2{,}9,$$

где Q — запасы нефти в ловушке; q — количество углеводородов, эмигрировавших из нефтепроизводящих пород в пределах ее нефтегазосборной площади.

Эта зависимость характеризуется коэффициентом корреляции 0,92.

Палеогеографические условия накопления осадков играют ведущую роль не только с точки зрения формирования потенциально нефтепроизводящих толщ, но и с точки зрения формирования зон нефтегазонакопления [28, 47, 209, 219].

Анализ детальных литолого-фациальных карт основных продуктивных горизонтов в отложениях неокома показал, что все выявленные в настоящее время залежи нефти и газа приурочены к сводам высоко приподнятых, но не выходящих из-под уровня моря крупных локальных поднятий, либо к зонам выклинивания песчаных пластов и замещения их глинами в глубоководных частях бассейнов. В первом случае формировались пластовые сводовые, во втором — стратиграфически экранированные залежи [92, 273]. Таким образом, на латеральном фациальном профиле древних эпиконтинентальных морей Западно-Сибирской плиты особо благоприятные для нефтегазонакопления зоны формировались в мелководно-морских отложениях, переходных между отложениями относительно глубоководными, в пределах которых ухудшались коллекторские свойства пород и происходила глинизация разреза, и отложениями прибрежно-морскими с существенно опесчаненным разрезом, в которых отсутствуют надежные экраны.

Ряд важных исследований по этому вопросу выполнен Т. И. Гуровой [93, 94, 273] и Е. Г. Сорокиной [306]. Эта закономерность наиболее полное обоснование получила в работах Л. Я. Трушковой [92] и А. П. Соколовского. Два обстоятельства делают такие зоны наиболее благоприятными для нефтенакопления. Во-первых, в их пределах имеет место наиболее благоприятное сочетание пар коллектор — покрышка. Во-вторых, они приближены к зонам, где проходило наиболее энергичное накопление органического вещества, давшего в катагенезе начало нефтяным и газообразным углеводородам.

Наконец, важнейшим параметром, характеризующим качество резервуаров и контролирующим нефтегазонакопление, являются наличие, мощность и экранирующие свойства регионального экрана. В юрских отложениях оптимальная мощность экрана — 20—40 м, в неокомских — 50—150 м. В зонах, где экран мощнее, ухудшаются емкостные и фильтрационные свойства резервуаров.

Условия вторичной миграции углеводородов контролируют положение ловушек относительно впадин и сводов и соответствующие уклоны. В общем, наиболее важно положение поднятия относительно свода по кровле НГК и относительно впадин по подошве НГК (разность высот и наклон).

В неокомском комплексе, например, благоприятны поднятия, для которых разность отметок кровли НГК на локальном поднятии и в наиболее погруженной точке ближайшей впадины составляет 50—200 м, наклон кровли НГК между точкой расположения локального поднятия и впадиной — 2,5—5,0 м/км, наклон подошвы НГК между теми же точками — 1—5 или 15—20 м/км. Видимо, именно такие наклоны пластов и перепады высот создавали оптимальные условия в этом комплексе для стягивания потоков флюидов к сводам.

Для аккумуляции углеводородов в ловушки существенна динамика роста как структур I порядка, на которых находится локальное поднятие, так и (правда, в меньшей мере) самого локального поднятия. Последнее отмечалось ранее [258]. Отчетливо фиксируется возрастание доли продуктивных локальных структур в пределах структур I порядка, активно росших в ранне-среднеюрской (юрский комплекс), позднеюрско-неокомский (неокомский комплекс) и турон-плейстоценовый (оба комплекса) этапы.

Информативность этих и ряда других параметров были оценены по критерию χ^2 [258].

Информативность параметров, характеризующих рост структур I порядка за период формирования нефтегазоносных отложений, связана, видимо, с улучшением коллекторских свойств пород на более активно растущих структурах. К турон-плейстоценовому этапу приурочена основная фаза формирования месторождений нефти и газа в мезозойских отложениях Западной Сибири (см. § 1, гл. IX). Связь интенсивности роста поднятий I порядка в это время с нефтегазоносностью обусловлена влиянием молодых тектонических движений на миграцию и окончательное формирование наблюдаемых в настоящее время залежей.

Существенно, что на поднятиях, которые благоприятны для аккумуляции углеводородов, последние накапливаются не только в нефтегазоносных пластах, но и в пластах непродуктивных. Именно с этим связано повышение концентрации битумоидов в песчано-алевритовых породах на поднятиях продуктивных по сравнению с непродуктивными. Эта закономерность была впервые подмечена Т. Э. Барановой (1952 г.) и В. С. Вышемирским [55] и подробно рассмотрена в работе [58].

Важная роль в процессах миграции и аккумуляции углеводородов, по мнению многих исследователей, принадлежит разрывным нарушениям в осадочном чехле [6, 110 и др.].

Разрывы, проявляющиеся в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты, разделяются на две группы — сквозные, проникающие из фундамента и секущие всю толщу осадочного чехла, и затухающие в различных его горизонтах [102]. В настоящей работе анализировались нарушения, по протяженности соизмеримые с размерами пликативных структур I и II порядков. Локальные разрывы (развитые только в пределах поднятий III порядка) и трещиноватость не рассматривались.

В качестве показателя раздробленности осадочного чехла приняты плотность разрывов (в километрах на квадратный километр) и отношение длины нарушений (в километрах) к периметру пликативных структур I и II порядков (в километрах) либо их площади (в квадратных километрах). Плотности разрывов в пределах контура поднятий I порядка, на которых располагаются локальные структуры, достаточно информативны: для юрского комплекса χ^2 равно 13,56, а для неокомского — 23,4. Для поднятий II порядка этот показатель оказался неинформативным. Весьма информативны отношения длины затухающих, оконтуривающих и секущих разрывов к периметру пликативных

структур для юрского и неокомского комплексов. Сведения о сквозных разрывах чаще оказываются неинформативными. Практически неинформативным является также показатель, представляющий собой отношение длины разного типа разрывов к площади пликативных структур.

Основное количество продуктивных структур в неокоме характеризуется плотностями разрывов на поднятиях I порядка в пределах 0,020 и 0,025 км/км^2. При меньших и бóльших значениях плотностей разрывов структуры продуктивны лишь в единичных случаях. Такая же тенденция проявляется и во влиянии разрывов, располагающихся по контуру поднятий I порядка или секущих структуру. Особенно отчетливо эта закономерность прослеживается для структур неокомского комплекса.

Подобное влияние разрывов на продуктивность локальных поднятий, видимо, обусловлено различной ролью этих разрывов. С одной стороны, наличие разрывов по контуру пликативных структур в определенной мере свидетельствует об активности их роста. Корреляция между плотностью разрывов в чехле и интенсивностью роста структур I порядка очень велика ($r = 0{,}80$ для турон-плейстоценового этапа). С другой стороны, эти нарушения являются путями для вертикального перетока флюидов, в том числе нефти и газа. Слишком большая плотность разрывов в таком случае может привести к разрушению залежей.

Примером может являться Охтеурьевское месторождение. Относительно пониженные плотности нарушений также неблагоприятно сказываются на нефтегазоносности. В юрском комплексе ими контролируется недостаточно активная вертикальная миграция углеводородов из нижних и средних горизонтов юрского комплекса в верхние его горизонты, где по региональной верхнеюрской покрышкой зафиксирована бóльшая часть промышленных скоплений. Кроме того, такие структуры развивались вяло, что, как уже отмечалось, не благоприятствует аккумуляции углеводородов.

Особо следует остановиться на возможности поступления углеводородов из кристаллического фундамента в чехол, рассматриваемый некоторыми сторонниками абиогенного синтеза нефти. В работах, обосновывающих эту гипотезу, особенно важное значение придается разрывам в фундаменте.

Разрывы в фундаменте Западно-Сибирской плиты разделяются на глубинные, региональные и грабен-рифты [102]. Влияние их на нефтегазоносность оказывается различным. По полученным данным [258], глубинные разломы не оказывают прямого воздействия на процессы формирования залежей — расстояние от локального поднятия до ближайшего разрыва этого типа оказалось неинформативным признаком. Неинформативным является для юрского комплекса и расстояние от поднятия до ближайшего регионального разлома [258]. Расстояние до регионального разлома в фундаменте влияет на распределение залежей в неокомском комплексе. Влияние это обратное: с увеличением расстояния от нарушения увеличивается относительная роль месторождений и уменьшается количество «пустых» структур. Наиболее благоприятные условия для нахождения залежей нефти и газа — на расстоянии свыше 40 км от разлома. Отношение продуктивных поднятий к общему числу структур здесь достигает 0,6 и более.

Грабен-рифты оказывают влияние на нефтегазоносность как юрского ($\chi^2 = 9{,}49$), так и неокомского ($\chi^2 = 12{,}72$) комплексов. Количество продуктивных структур достаточно отчетливо увеличивается с приближением к этому типу нарушений. На расстоянии более 125 км от них продуктивность поднятий наблюдается лишь в единичных случаях. Данных о продуктивности структур

в пределах грабен-рифтов, а также на участках, непосредственно к ним прилегающих (не дальше 10 км), еще недостаточно.

Информативными являются для обоих нефтегазоносных комплексов ориентировки глубинных разломов (χ^2 равны соответственно 4,41 и 8,23) и региональных разломов для неокомского комплекса ($\chi^2 = 7{,}86$). Относительная роль продуктивных структур в юрских и неокомских отложениях увеличивается, если ближайшие глубинные и региональные разрывы ориентированы по азимутам 330—360 и 30—70°. Интересно подчеркнуть, что в целом разрывы в фундаменте разноориентированы, причем максимум их количества приходится на интервалы 270—290°, 310—340°, 350—20° и 80—90°. Максимумы общего распределения ориентировок глубинных и региональных разрывов в фундаменте и разрывов, с которыми связано относительное увеличение количества продуктивных структур, совпадают, да и то частично, лишь в одном случае. Высокие значения χ^2 (для юрского и неокомского комплексов соответственно равны 7,46 и 51,48) характерны для распределений ориентировки грабен-рифтов.

Однако генетические связи на этом основании наметить нельзя. Это обусловлено тем, что в пределах рассматриваемой территории все три грабен-рифта (Колтогорский, Усть-Тымский и Аганский) имеют близкие ориентировки.

Глубины и региональные разрывы в фундаменте, видимо, не оказывали непосредственного влияния на нефтегазоносность в качестве путей миграции углеводородов из фундамента в осадочный чехол. Это подтверждается недостаточной информативностью признаков, связанных с нарушениями этого типа, а также тем, что лучшие условия для продуктивности локальных поднятий наблюдаются с увеличением расстояния от региональных разрывов. Влияние грабен-рифтов на нефтегазоносность объясняется, скорее всего, тем, что эти молодые (триасового возраста) отрицательные структуры фундамента активно развивались в период формирования осадочного чехла, являясь областями устойчивого и быстрого погружения, в пределах которых захоронялись относительно большие массы органического вещества, сравнительно быстро и интенсивно метаморфизовавшиеся. В этих зонах раньше начиналась первичная миграция углеводородов, и они являлись важными генераторами углеводородов.

Глава X

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ НА НЕФТЬ И ГАЗ КАРТ

При оценке перспектив нефтегазоносности осадочной оболочки Земли, крупнейших геоструктур или их частей возникают следующие основные задачи.

1. Районирование земной коры по типам седиментационных бассейнов и предварительная ориентировочная оценка суммарных запасов углеводородов в каждом из них.

2. Расчленение осадочного выполнения седиментационных бассейнов на резервуары разных рангов (нефтегазоносные или вероятно нефтегазоносные этажи, комплексы, горизонты) и разделяющие их непроницаемые экраны.

3. Разделение области распространения резервуаров разных рангов на территории бесперспективные и перспективные и районирование последних по плотности запасов углеводородов, оценка потенциальных ресурсов углеводородов в отдельных нефтегазоносных горизонтах и комплексах.

4. Районирование нефтегазоносных горизонтов по фазовому состоянию и качеству углеводородного сырья, подсчет потенциальных ресурсов нефти, газа и конденсата раздельно.

5. Расчленение перспективных на нефть и газ земель на территории с едиными стратиграфическими объектами (этажами, комплексами) и единой методикой поисков и разведки скоплений нефти и газа, т. е. на нефтегазоносные провинции, области и районы.

6. Прогнозирование зон, перспективных на поиски месторождений-гигантов и супергигантов.

7. Прогноз расположения месторождений нефти и газа с выделением из их числа крупных и крупнейших. В задачу прогноза расположения месторождений входит:

а) разделение выявленных локальных поднятий на водоносные и нефтегазоносные по отдельным нефтегазоносным комплексам, горизонтам, пластам и оценка запасов углеводородов в них;

б) выделение зон и участков, перспективных на обнаружение скоплений нефти и газа во внеструктурных условиях (залежи литологические, стратиграфические и т. п.) и оценка запасов углеводородов в них.

Перечисленные выше задачи связаны с прогнозированием запасов углеводородов различной степени достоверности. В связи с этим необходима четкая классификация запасов в зависимости от степени разведанности прогнозируемого участка земной коры.

В геологии нефти и газа нет четких и однозначных классификаций запасов углеводородов по достоверности их прогнозов. Часто в одну категорию объединяются неразведанные запасы в пределах выявленных залежей и предполагаемые запасы на новых смежных с месторождениями ловушках, где еще не проводилось бурение. Между тем практика поисковых работ по всем нефтегазоносным провинциям мира показывает, что достоверность запасов в ловуш-

ках, по которым не проводилось бурение, в большинстве случаев значительно ниже, чем даже прогнозных запасов.

Мы предлагаем в зависимости от степени разведанности выделить следующие три группы запасов углеводородов: достоверные, перспективные и прогнозные. Достоверные запасы подразделяются на категории промышленных, разведанных и условно разведанных запасов. В категорию условно разведанных запасов не включаются запасы на новых структурах, где не проводилось бурение, а также запасы на месторождениях по горизонтам, не вскрытым бурением. Последние, по нашему мнению, следует относить к группе перспективных запасов. Возможно также подразделение перспективных запасов на подгруппы в зависимости от достоверности наличия ловушек, расстояния от выявленных месторождений, методик оценки перспективных запасов и т. д.

Прогнозные запасы подсчитываются для районов, где не проводилось бурение или нет подготовленных ловушек, а также по толщам, не вскрытым скважинами. Прогнозные запасы также могут быть подразделены на подгруппы в зависимости от достоверности прогнозируемых геологических параметров, связанных с подсчетом запасов.

Потенциальные запасы нефти, газа и конденсата складываются из достоверных, перспективных, прогнозных и извлеченных при эксплуатации месторождений.

Решение перечисленных выше прогнозных задач нефтяной геологии и подготовка на этой основе запасов определенных категорий производится на разных этапах геологоразведочных работ на нефть и газ. На этапе регионального изучения территории производится оценка прогнозных запасов. При этом решаются задачи 1—6. Этап поисково-разведочных работ разделяется на ряд стадий.

1. Подготовка площадей под поисковое бурение. Этой стадии отвечает оценка перспективных запасов (решается задача 7).

2. Поиски залежей нефти и газа. Этому этапу отвечает оценка запасов условно разведанных и частично разведанных.

3. Разведка нефтяных и газовых месторождений. Этому этапу отвечает подготовка промышленных и частично разведанных запасов.

В ходе выполнения двух последних стадий совершенствуется методика решения задач 1—8 применительно к конкретному седиментационному бассейну, его части, нефтегазоносному этажу, комплексу и производится переоценка перспективных и прогнозных запасов [89, 209, 258, 260, 361, 364 и др.].

При решении прогнозных задач нефтяной геологии основным является метод аналогии в различных его модификациях. Поэтому по мере уточнения геологического строения седиментационного бассейна, выявления закономерностей залежей нефти и газа появляется огромный материал, позволяющий более надежно оценить прогнозные запасы нефти и газа. Естественно поэтому, что переоценка их производится периодически и на этапе поисково-разведочных работ. Надо также иметь в виду, что в разных районах седиментационного бассейна по разным нефтегазоносным этажам и комплексам этапы региональных и поисково-разведочных работ могут осуществляться и на практике осуществляются одновременно.

Рассмотрим методы решения перечисленных выше задач.

Задача 1. Под седиментационным бассейном понимается геотектоническая структура, являющаяся в современном или палеоплане областью устойчивого прогибания, в которой происходили процессы осадконакопления. В плане разновозрастные седиментационные бассейны могут не совпадать по площади. На территории единого седиментационного бассейна более молодого возраста

(или более древнего) могут быть выделены два или более древних (молодых) седиментационных бассейнов, различающихся между собой историей геотектонического развития и возрастом выполняющих их осадочных пород.

По типу все седиментационные бассейны могут быть подразделены на платформенные (с подтипами древних и молодых платформ; древних и молодых плит; авлакогенных и др.), орогенные (с подтипами по возрасту выполняющих пород, с различной степенью дислоцированности осадочных пород и др.) и геосинклинальные (с подтипами эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных зон и др.).

Границы седиментационных бассейнов проводятся по линии выклинивания основного комплекса осадочных пород, выполняющих бассейн; зонам их сокращенных мощностей; глубинным разломам.

При предварительной ориентировочной оценке запасов нефти и газа в недрах обычно используются объемно-статистический либо объемно-генетический методы [17, 123, 142, 210, 254, 264 и др.].

Простейший вариант объемно-статистического метода состоит в определении содержания нефти и газа в осадочном бассейне в процентах от веса осадочного выполнения или в весовых единицах на 1 км³. Так, по Н. Б. Вассоевичу и Г. А. Аммосову [44], геологические запасы нефти составляют около 0,0003%, а газа — 0,0002% от веса осадочного выполнения крупных нефтегазоносных бассейнов. Сводка таких данных по большему числу бассейнов опубликована В. С. Вышемирским, А. Э. Конторовичем и А. А. Трофимуком [58].

М. Ф. Двали и Т. П. Дмитриева (1973), изучив данные по ряду нефтегазоносных бассейнов, также пришли к выводу, что запасы нефти и газа в осадочных бассейнах (Q) приближенно можно оценить по формуле

$$Q = aV,$$

где V — объем осадочного выполнения в км³; коэффициент a равен для платформенных бассейнов 15 470 т/км³, для межгорных впадин — 12 012 т/км³, для передовых прогибов — 11 745 т/км³. Дисперсия этих значений равна 4290, 1910 и 4475 т/км³.

И. И. Нестеров и В. В. Потеряева [210] пришли к выводу, что связь между этими параметрами более сложная и имеет вид

$$\lg Q = 2{,}823 + 1{,}613 \lg v_V,$$

где Q — суммарные геологические потенциальные запасы нефти, газа и конденсата в млн. т; v_V — средняя объемная скорость заполнения седиментационного бассейна в тыс. км³/млн. лет.

Показатель объемной скорости осадконакопления также корреляционно связан и с суммарными потенциальными запасами углеводородов, сконцентрированных в крупных месторождениях провинции:

$$\lg Q^* = 2{,}227 + 1{,}929 \lg v_V, \qquad (X.2)$$

где Q^* — суммарные геологические потенциальные запасы нефти, газа и конденсата, сконцентрированные в крупных месторождениях данной провинции.

Исследование связи между объемной скоростью осадконакопления и потенциальными запасами по 22 седиментационным бассейнам мира показало, что можно выделить четыре типа бассейнов.

Бассейны первого типа характеризуются средней скоростью заполнения более 14 тыс. км³/млн. лет. Бассейны этого типа характеризуются наиболее высокими объемами запасов нефти и газа. Количество крупных и крупнейших месторождений в них изменяется от 12 до 50 и, возможно, больше. Геологические запасы самого крупного из выявленных месторождений достигают 22 млрд. т (Гхавар в Саудовской Аравии). Пример провинции этого типа — провинции Персидского залива и Галф-Кост.

Второй тип седиментационных бассейнов характеризуется скоростью заполнения осадками от 4 до 14 тыс. км³/млн. лет. Объемы геологических запасов в них высокие. Количество крупных месторождений от 4 до 12. Наиболее крупное месторождение имеет геологические запасы около 13 млрд. т (Боливар в Венесуэле). К седиментационным бассейнам этого типа относятся Восточно-Венесуэльский, Маракаибский и Мидконтинент с восточными провинциями США.

Для бассейнов третьего типа характерна средняя скорость осадконакопления 1,5—4 тыс. км³/млн. лет. Объемы геологических запасов нефти и газа в них средние. Количество наиболее крупных месторождений здесь невелико — от одного до шести. Геологические запасы самого крупного скопления составляют 2,5 млрд. т в пересчете на нефть (Панхэндл — Хьюготон). К этой группе относятся Аппалачский, Пермский, Западный, Внутренний бассейны и впадина Сан-Хоакин в США.

Четвертая группа бассейнов характеризуется скоростью заполнения менее 1,5 тыс. км³/млн. лет. Общие геологические запасы нефти и газа в них сравнительно невелики, а крупные месторождения обычно отсутствуют, и лишь в единичных бассейнах имеется по одному с максимальными запасами 200—300 млн. т. Это бассейны Венский, Иллинойский, Денвер, Паудер-Ривер, Сакраменто, Виллистон, Цинциннатский и Мичиганский.

Отмеченная зависимость между средней скоростью заполнения бассейна осадками и объемом геологических запасов вполне закономерна с геологической точки зрения. Интенсивное устойчивое прогибание определенного участка земной коры способствовало накоплению значительных объемов осадочных пород, а большая скорость прогибания и заполнения осадками благоприятствовала быстрому захоронению ОВ и его преобразованию.

М. Ш. Моделевский предложил при оценке запасов нефти и газа в крупных седиментационных бассейнах пользоваться формулами

$$V_н = q_н V_р$$

и

$$V_г = q_г V_р,$$

где $V_н$, $V_г$ — объемы соответственно нефти и газа в пластовых условиях; $V_р$ — объем природного резервуара [195]. По данным М. С. Моделевского, $q_н$ варьирует от 0,00012 до 0,00018 и равно в среднем 0,00015, $q_г$ — от 0,00031 до 0,00040 и равно в среднем 0,00035.

Все эти методы дают достаточно хорошо совпадающие результаты.

Задача 2. Расчленение разреза нефтегазоносных провинций на нефтегазоносные этажи, комплексы и горизонты производится с целью более точного подсчета потенциальных ресурсов углеводородов.

Нефтегазоносные этажи выделяются в объеме отдельных структурных ярусов осадочного чехла. В частности, на Западно-Сибирской плите целесо-

образно выделять два нефтегазоносных этажа: верхнемезозойско-кайнозойский и палеозойско-нижнемезозойский, образованный параплатформенными осадочными образованиями фундамента.

Нефтегазоносные этажи, в свою очередь, расчленяются на нефтегазоносные комплексы.

Нефтегазоносные комплексы (НГК) подразделяются на три типа.

К первому типу относятся комплексы, проницаемые породы в которых гидродинамически связаны между собой по всему разрезу. Внутри комплекса региональные и зональные покрышки отсутствуют. Допускается наличие отдельных экранов, развитых на ограниченной площади и бессистемно расположенных в пространстве. В таких комплексах залежи нефти и газа, как правило, приурочены к кровле комплекса и имеют массивное строение.

Ко второму типу относятся комплексы с более или менее выдержанными в районе распространения комплекса чередующимися покрышками и проницаемыми резервуарами. Залежи нефти и газа здесь могут быть встречены по всему разрезу комплекса. В таких комплексах преобладают пластовые, пластово-массивные и массивные типы залежей.

К третьему типу относятся комплексы, в составе которых преобладают непроницаемые породы. Ловушки здесь приурочены к отдельным линзовидным телам проницаемых пород, которые, как правило, изолированы друг от друга даже в пределах отдельных локальных структур. Залежи нефти и газа в такого типа комплексах могут быть встречены по всему разрезу. Возможные типы залежей — литологические и пластовые.

В каждом типе нефтегазоносного комплекса выделяются покрышки, оцениваются их экранирующие способности и проводятся границы распространения. Все покрышки разделяются на региональные, прослеживающиеся на большей части территории нефтегазоносной области или охватывающие несколько областей; субрегиональные, охватывающие бóльшую часть территории нефтегазоносного района или несколько районов; зональные, развитые в пределах отдельных зон нефтегазоносного района или области; локальные, прослеживающиеся в пределах одной локальной структуры или ее части [9, 123, 176, 203, 273].

Контуры распространения покрышек проводятся с учетом следующих двух основных принципов: в сторону опесчанивания разреза (исчезновения экранирующих способностей) граница совпадает с контуром развития покрышки, а в сторону глинизации разреза — с контуром распространения коллекторов.

Контур распространения комплекса проводится в пределах площади распространения покрышки, если стратиграфический объем его и литолого-фациальные особенности существенно не меняются. В ряде случаев под единой региональной или субрегиональной покрышкой может выделяться несколько комплексов, отличающихся друг от друга или стратиграфическим объемом, или литолого-фациальными характеристиками, или тем и другим вместе.

Нефтегазоносные комплексы выделяются как самостоятельные тела, прослеживающиеся в пределах большей части района или нескольких нефтегазоносных районов, и представляют собой примерно одновозрастные стратиграфо-литологические подразделения, характеризующиеся сходными фациальными условиями накопления осадков и содержащие примерно однотипное рассеянное органическое вещество. Условия формирования залежей углеводородов и закономерности распределения их по разрезу комплекса также примерно одинаковы

по всей территории его распространения. Нефтегазоносные комплексы отделяются друг от друга региональными или субрегиональными покрышками, залегающими в кровле или подошве комплекса. Покрышками преимущественно песчаных или песчано-глинистых комплексов могут служить породы вышележащего комплекса. Внутри комплексов могут быть региональные, субрегиональные, зональные и локальные резервуары, разделенные покрышками соответствующей группы.

Под резервуаром соответствующей группы понимаются толща, свита, подсвита, пачка, горизонт, пласт, проницаемые породы в которых гидродинамически связаны между собой. Резервуары разделяются друг от друга покрышками. Взаимоотношения резервуаров, покрышек и комплексов могут быть самыми разнообразными. Резервуар или покрышка могут как составлять часть комплекса, так и соответствовать полному стратиграфическому объему его. Преимущественно глинистые комплексы, как правило, являются одновременно и региональными покрышками для нижележащих комплексов.

Резервуары как вмещающие углеводороды породы изучены довольно детально. Главное, что характеризует резервуар, — это изменение по разрезу и в плане порового пространства, проницаемости, состава и типа цемента, минералогического состава обломочных зерен и т. п.

Главными характеристиками глинистых покрышек являются размер диаметра пор в них, их минералогический и литологический составы, мощность. Экранирующие свойства глинистых покрышек определяются по соотношению диаметра пор в глинах и кинематического диаметра мигрирующих молекул углеводородов [209].

Для построения карт распределения потенциальных ресурсов в целом для седиментационного бассейна нефтегазоносные комплексы объединяются в нефтегазоносные горизонты, охватывающие определенный стратиграфический интервал осадочного чехла седиментационного бассейна. На большей части нефтегазоносной провинции границы горизонтов и комплексов совпадают, но в ряде случаев граница горизонта может проходить внутри комплекса. Взаимоотношение комплексов и горизонтов образно можно сравнить со взаимоотношением границ местных стратиграфических подразделений и единой биостратиграфической шкалы.

Задача 3. Простейшим критерием при разделении области распространения резервуаров разных классов на территории перспективные и бесперспективные является значение степени катагенетической превращенности органического вещества в отложениях данного резервуара. К перспективным для поисков нефти территориям относятся при наличии регионального экрана земли, где органическое вещество достигло переходного от буроугольного к длиннопламенному и более высоких подэтапов катагенеза [128, 141, 143, 209]. Газовые залежи могут встречаться и на территориях, где органическое вещество находится на подэтапе Б (см. гл. V).

А. Э. Конторовичем, В. Б. Леонтовичем, Э. Э. Фотиади и другими разработана методика районирования нефтегазоносных комплексов на территории перспективные и бесперспективные по комплексу параметров [258]. Этими исследователями показано, что в условиях Западно-Сибирской плиты наиболее информативны (по критерию χ^2) при решении этой задачи следующие параметры: мощность осадочного чехла (35,3); глубина залегания кровли (56,2) и подошвы (47,8) НГК; количество жидких (43,7), газообразных (41,6) углеводородов и их суммы (74,9), эмигрировавших из материнских пород в пределах нефтегазосборной площади той или иной структуры; метаморфизм органиче-

ского вещества в кровле (58,2) и подошве (70,7) НГК; газонасыщенность вод в подошве (83,2) и кровле (66,5) НГК; содержание тяжелых углеводородов в воднорастворенных газах в подошве (41,6) и кровле (104,0) НГК.

Кроме того, полезна информация о разности отметок подошвы и кровли НГК на прогнозируемом участке и на вершине ближайшего свода или мегавала, о содержании в породах органического углерода и битумоидов и т. п.

Например, использование следующей информации: мощность осадочного чехла; разность отметок кровли НГК на прогнозируемом участке и в наивысшей точке свода; разность отметок подошвы НГК на прогнозируемом участке и в наиболее погруженной точке ближайшей впадины; мощность НГК; отношение мощности НГК и мощности осадочного чехла; мощность региональной покрышки, перекрывающей НГК, и алгоритма распознавания образов «Энтропия-3» — позволяет выделять территории бесперспективные и перспективные для поисков нефти и газа с высокой надежностью — 0,87. Близкую надежность обеспечивает использование гидрохимических (газовый фактор, содержание йода в кровле НГК, содержание брома в подошве НГК) и геохимических (содержание хлороформенного битумоида, метаморфизм органического вещества в подошве НГК, количество эмигрировавших жидких и газообразных углеводородов) показателей. Эти три поднабора, как и весь комплекс информативных признаков, естественно, вытекают из теоретических моделей нефтегазообразования, развитых в гл. V, VII, IX.

При районировании территории нефтегазоносных комплексов по плотности запасов обычно используют объемно-генетический или сравнительно-статистический методы [142, 209, 258, 364].

Теоретические основы различных вариантов объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа изложены в гл. V, а также в работах [58, 142, 204, 209, 219, 333].

Такая оценка предполагает последовательное проведение следующих исследований [58, 142, 219].

1. Выделение нефтепроизводящих отложений в соответствии с описанной в гл. V схемой диагноза [219, 333]. С этой целью необходимо изучать:

а) литологическими, геохимическими, палеонтологическими и другими методами фациальную обстановку накопления осадочных толщ, слагающих платформенный чехол;

б) исходный тип захороненного в них органического вещества;

в) обстановку в осадках в диагенезе;

г) глубины их погружения, геотермический режим недр;

д) метаморфизм органического вещества;

е) закономерности распределения органического вещества и битумоидов, их элементный, групповой и углеводородный составы;

ж) характер изменения состава битумоидов в разрезе отдельных пластов аргиллитов и глин по направлению к коллектору для зон с различными условиями накопления и преобразования органического вещества.

По всем видам исследований должны быть построены соответствующие карты.

Необходимо иметь в виду, что зонами интенсивного нефтегазообразования в нефтегазоносных бассейнах являются крупные отрицательные структуры типа впадин и мегапрогибов, характеризующиеся режимами длительного и обязательно устойчивого погружения. Поэтому все перечисленные выше исследования должны обязательно проводиться с учетом современного и палеотектонических планов нефтегазоносного бассейна.

2. Оценка количества жидких углеводородов, эмигрировавших из нефтепроизводящих пород. С этой целью для каждой нефтепроизводящей толщи необходимо:

а) построить карты мощностей;

б) построить карты суммарных мощностей песчано-алевритовых пород в этих толщах;

в) построить карты средней мощности пластов глин и аргиллитов;

г) построить карты числа пластов глин и аргиллитов;

д) построить карты содержания битумоидов в песчаниках и алевролитах;

е) построить карты содержания битумоидов в аргиллитах и глинах;

ж) провести районирование территории в соответствии со значениями параметров, характеризующих нефтеотдачу материнских пород;

з) подсчитать эмигрировавшие углеводороды.

Возможны два метода подсчета масштабов эмиграции жидких углеводородов.

В случае когда район изучен детально, хорошо известны литология и строение разреза, следует для пластов глин вести расчет по формуле

$$q = \frac{2\alpha b S \rho}{\gamma - \nu_{t\ эм}} \ln\left(1 + \frac{L}{2\beta}\right),$$

где ρ — плотность пород пласта; b — среднее содержание битумоидов в нем; $\nu_{t\ эм}$ — содержание гетероэлементов в аллохтонных битумоидах; L — мощность пласта; S — его площадь. Значения параметров α, β, γ рассмотрены в гл. V.

Эта формула получена как результат интегрирования по разрезу пласта коэффициента эмиграции битумоидов [333]. Для песчано-алевритовых нефтепроизводящих пород расчет должен вестись по формулам, выведенным С. Г. Неручевым [204].

Для районов, изученных менее детально, количество эмигрировавших углеводородов следует оценивать по формуле

$$Q_{эм} = \frac{K}{1-K} \rho H b \cdot 10^4,$$

где K — коэффициент эмиграции. При этом $Q_{эм}$ оценивается в тоннах на километр квадратной площади.

Поскольку в приведенных выше формулах в силу специфики методов определения b речь идет об углеводородах масел, асфальтенов и смол, то получаемые величины количества эмигрировавших углеводородов следует умножать на поправочный коэффициент для учета углеводородов бензиновых и керосиновых фракций. На необходимость такой поправки еще в 1958 г. обратил внимание Н. Б. Вассоевич [41].

На основе всех этих исследований для каждой толщи должна быть построена карта количества углеводородов, эмигрировавших с 1 км^2 нефтепроизводящей толщи.

3. Оценка количества углеводородных газов, эмигрировавших из нефтепроизводящих пород по схеме, изложенной в гл. V и работах [110, 142, 151]. Для этого необходимо:

а) построить карты метаморфизма органического вещества для отдельных толщ;

б) изучить исходный тип органического вещества в отдельных толщах и построить соответствующие карты;

в) построить карты средних содержаний органического углерода в аргиллитах и глинах для каждой толщи;

г) построить карты средних содержаний органического углерода в песчаниках и алевролитах для каждой толщи;

д) построить карты суммарных мощностей песчано-алевритовых пород каждой толщи;

е) построить карты суммарных мощностей аргиллитов и глин для каждой толщи;

ж) изучить лабораторным путем современные содержания углеводородных газов, сорбированных в породах, и построить соответствующие карты;

з) произвести расчет количества эмигрировавших углеводородных газов.

На основе всех этих исследований для каждой толщи должны быть построены карты количества углеводородных газов (в м^3), эмигрировавших с 1 км^2 площади каждой газопроизводящей толщи.

Для толщи мощностью H, содержащей $C_{орг}$ органического углерода, количество образующихся углеводородных газов в т/км^2 может быть рассчитано по формуле

$$\Delta M_{ув_{1-2}} = \frac{1-\varkappa_{1-2}}{\varkappa_{1-2}} \bar{\gamma}_{1-2} \rho H \frac{C_{орг}}{C_2^г} \cdot 10^4.$$

Пояснение к обозначениям $\varkappa_{1-2}$, $C_{орг}$, $C_2^г$, ρ, H дано в гл. V, $\bar{\gamma}_{1-2}$ — доля углеводородных газов в составе летучих продуктов углефикации, образующихся между стадиями 1 и 2. Далее углеводородные газы пересчитываются, как обычно принято, на объем.

4. Выделение основных зон нефте- и газонакопления и оценка количества аккумулировавшихся в них углеводородов.

Если для хорошо изученных зон нефте- и газонакопления, в пределах которых потенциальные ресурсы нефти и газа определены высокой степенью достоверности, будут установлены нефтегазосборные площади, то, зная количество эмигрировавших из материнских пород углеводородов и их количество в залежах, можно оценить коэффициент аккумуляции.

Под нефтегазосборным районом естественно понимать, как это предлагают В. В. Иванцова, А. Э. Конторович, И. И. Нестеров и Г. П. Сверчков, крупные замкнутые зоны депрессионного строения, ограниченные приподнятыми сводами, валами, седловинами, которые делают невозможным переток углеводородов из одного бассейна в другой.

По этой методике были определены коэффициенты аккумуляции в ловушки эмигрировавших из материнских пород углеводородов на примере ряда районов Западно-Сибирской провинции [142]. Расчеты велись отдельно для нефти и газа.

В качестве объектов для оценки коэффициентов аккумуляции были взяты Березовский, Средневасюганский и Шаимский районы по юрским отложениям и южные части Нижневартовского и Сургутского районов по неокомским отложениям и Уренгойский и Тазовский районы — по сеноманским отложениям. Принималось, что источником нефти и газа в тюменской свите и вогулкинской толще являются отложения тюменской свиты, для пласта $Ю_1$ — баженовской свиты (50%) и глинистой пачки васюганской свиты, для неокомских отложений в широтном Приобье и сеноманских на севере провинции — нижнемеловые и верхнеюрские (50%) отложения.

Из табл. 87 видно, что коэффициенты аккумуляции для нефти весьма близки и составляют 1—9%. Для газа они ниже и составляют в нефтяных

Таблица 87

Коэффициенты аккумуляции нефти и газа, %

Район (возраст)	Нефть	Газ
Нижневартовский (K_1nc)	9,9	3,7
Сургутский (K_1nc)	7,3	1,3
Шаимский (J_{2-3})	1,1	0,4
Каймысовский (J_3)	1,1	0,2
Березовский (J_3)	—	0,6
Тазовский (K_2cm)	—	6,8
Уренгойский (K_2cm)	—	9,5
Средневасюганский (J_{1-3})	—	4,0

районах 0,6—1,1%, в газоносных — 2—10%. Чем вызваны вариации в значениях, на имеющемся ограниченном материале выяснить трудно. Вероятно, здесь играли роль и различная выдержанность песчаных пластов, и их коллекторские свойства, и характер покрышек, и интенсивность роста зон нефтегазонакопления и локальных поднятий в эпохи формирования месторождений и т. п. Для давно сформировавшихся залежей коэффициенты аккумуляции могут оказаться заниженными из-за потери части углеводородов путем диффузионной утечки через покрышки и растворения в водах.

Низкие коэффициенты аккумуляции газа в пределах нефтеносных районов позволяют считать, что значительная его часть мигрировала вместе с водами в прибортовые зоны плиты.

Предварительно намечается следующее:

1) при масштабах эмиграции нефти и газа меньше 200—400 тыс. т/км^2 аккумуляции их в промышленные залежи, судя по материалам изученных районов Западной Сибири, не происходит;

2) с ростом масштабов эмиграции углеводородов коэффициенты аккумуляции растут;

3) с улучшением коллекторских свойств и выдержанности проницаемых горизонтов коэффициенты аккумуляции увеличиваются.

Надо, однако, иметь в виду, что достоверность оценки запасов в районах, взятых в качестве эталонных, пока еще не очень высока, и поэтому коэффициенты аккумуляции будут в дальнейшем уточняться.

Выделив в пределах нефтегазоносных провинций бассейны и зная коэффициенты аккумуляции, можно, располагая картами масштабов эмиграции нефтяных и газовых углеводородов, картами покрышек и др., оценить потенциальные ресурсы нефти и газа в пределах отдельных зон нефтегазонакопления. При этом следует оценить и суммарные запасы нефти и газа путем пересчета их на условное топливо. На основании этих оценок должны быть построены карты прогнозной оценки перспектив нефтегазоносности отдельных нефтегазосодержащих толщ (в тысячах тонн на квадратный километр) и сводная карта для всей нефтегазоносной провинции.

Суммирование полученных данных по отдельным зонам нефте- и газонакопления дает оценку потенциальных ресурсов нефти и газа в пределах всей провинции.

То обстоятельство, что расчет ведется отдельно для нефти и для газа, позволяет одновременно провести районирование территории на зоны преимуще-

ственного нефтенакопления и преимущественного газонакопления. В последнем случае надо также учитывать, что преимущественное развитие газовых и газоконденсатных залежей на больших глубинах следует ожидать в зонах повышенных температур где органическое вещество достигло коксовой и более высоких стадий. Схема прогноза нефтегазоносности в зонах с различным метаморфизмом органического вещества описана в работах [89, 142, 204, 209 и др.].

5. Анализ условий для сохранения залежей нефти и газа. На этом этапе необходимо:

а) выяснить, не претерпела ли та или иная толща столь глубокие катагенные изменения, при которых нефть в ней разрушилась, схема такой оценки описывалась ранее [55, 58, 142];

б) на основании геохимических, гидрогеологических и геотермических исследований выяснить, в какой мере залежи нефти и газа могли быть уничтожены процессами криптогипергенеза или идиогипергенеза;

в) учесть возможные потери углеводородных флюидов при переформировании залежей вследствие процессов вертикальной миграции по зонам нарушений и т. д.

Роль этих факторов в разных регионах различна. Так, в Западно-Сибирской провинции все они играли ограниченную роль, а в таких бассейнах, как Тунгусский или Кузнецкий, весьма большую.

При сравнении объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа с объемно-статистическим легко видеть, что в основе их лежит одна и та же идея — сравнение некоторых характеристик осадочного выполнения бассейна или его частей с запасами нефти и газа в нем. В объемно-статистическом методе и различных его модификациях в качестве исходной берется информация об объеме осадочного выполнения бассейна. При этом не производится дифференциация этого осадочного выполнения в зависимости от его нефтегазопроизводящего потенциала (содержание и тип органического вещества, степень его катагенеза, особенности литологии, определяющие специфику нефтегазообразования, эмиграции и аккумуляции нефти и газа и т. п.).

В объемно-генетическом методе делается попытка учесть все эти факторы и дифференцировать породы по их нефтегазопроизводящему потенциалу. В этом методе, по крайней мере в современных его вариантах, изучается статистическая связь между количеством эмигрировавших углеводородов и их запасами в залежах. Легко видеть, что при такой трактовке объемно-генетический метод представляет собой существенное развитие объемно-статистического метода. Он позволяет дифференцировать осадочный бассейн по степени перспективности, вести раздельный прогноз нефти и газа.

Однако преимущества объемно-генетического метода на практике часто становятся его слабостью. Дело в том, что при установлении регрессионных зависимостей, лежащих в основе объемно-статистического метода, обычно используются данные по всем сколько-нибудь изученным осадочным бассейнам стратисферы. Для получения аналогичных зависимостей применительно к объемно-генетическому методу данных значительно меньше, поскольку необходимая для этого литолого-геохимическая информация имеется пока лишь для единичных бассейнов.

Варианты сравнительно-статистического метода разработаны пока только для территории Западно-Сибирской плиты. Они представляют собой формализованную процедуру метода аналогий. В качестве исходной информации для такой аналогии берутся эталонные участки, в пределах которых для данного нефтегазоносного комплекса имеется оценка запасов категорий А, В, C_1, C_2.

Методика выбора таких участков рассмотрена в ряде работ [258, 361, 362].

Очевидно, плотность запасов в пределах участков, выбранных в качестве эталонных, должна очень мало варьировать даже при относительно небольшом их смещении. Такой участок не может быть очень мал. Если его размер по площади будет сопоставим с площадью месторождений или синклинальных зон между ними, то небольшое по сравнению с его размерами смещение участка может привести к очень большому изменению плотности запасов — от нуля до весьма значительных величин. Значения же признаков, входящих в диагностический набор, при этом изменяются незначительно. Надежность распознавания (разрешающая способность) в этом случае будет мала. Следовательно, площадь эталонного участка должна быть велика настолько, чтобы небольшое его смещение не приводило к существенному изменению плотности запасов.

Чрезмерное увеличение площади эталонных участков также не имеет смысла, так как при этом выборка для обучения будет очень мала, а сами участки потеряют свою специфичность как эталоны определенных геологических ситуаций, которым соответствуют определенные плотности запасов углеводородов. На практике форма эталонного участка не всегда может быть одинаковой. Необходимо выяснить, насколько устойчива величина плотности запасов, если произвольно менять форму эталонных участков, зафиксировав их площади.

Правильное решение этих вопросов особенно существенно для стадии прогноза, когда положение прогнозируемых участков относительно различных структурных элементов чехла и фундамента, гидрогеологических, геохимических и других зон, как правило, не может быть строго зафиксировано.

Специально проведенные исследования показали, что оптимальной является площадь эталонных участков около 2000 км². При этом можно утверждать с вероятностью не ниже, чем 0,90, что небольшое смещение эталонного участка приведет к изменению плотности запасов в его пределах не больше, чем на 25%.

И. И. Нестеров и В. И. Шпильман рассмотрели корреляционные связи ряда геологических, структурно-литологических, геохимических, гидрохимических и других параметров с запасами нефти и газа в пределах эталонных участков, выбрали на этой основе набор информативных признаков и нашли линейные уравнения регрессии между запасами и набором информативных параметров [364].

К исходным геологическим параметрам были отнесены:

1. Морфологические, характеризующие положение «вырезки» в нефтегазоносной провинции — расстояние центра «вырезки» до ближайшего обрамления, до наиболее прогнутой части седиментационного бассейна, до положительной структуры более высокого порядка, в пределах которой расположена «вырезка», разность отметок вершин этой структуры и данной «вырезки» по рассматриваемому комплексу.

2. Литолого-фациальные параметры — суммарная мощность песчаников в комплексе, мощность всего платформенного чехла, суммарная песчанистость в % от общей мощности комплекса и чехла, мощность покрышки над данным комплексом, количество их в комплексе и др.

3. Структурные параметры — глубина залегания кровли комплекса, его мощность, средние значения и параметры распределения площадей структур, средние значения амплитуд локальных структур, расположенных в пределах данной «вырезки», размер осей, ориентировка их, соотношение размеров структур по разным горизонтам, этапы роста структур I и II порядков, плотность структур и интенсивность их роста (отношение амплитуды к площади) и др.

4. Геохимические и гидрогеологические параметры — содержание в породах органического углерода, содержание тяжелых углеводородов в подземных водах, газонасыщенность вод, йод-бромный коэффициент, минерализация вод, метаморфизм органического вещества и др.

Комплексы параметров подбираются так, что в совокупности они отражают прямо или косвенно модель формирования залежей нефти и газа.

Для разных вариантов наборов информативных признаков были получены следующие уравнения регрессии.

При незначительной изученности районов уравнение регрессии имеет вид

$$\ln q = 4L - 3l + 0{,}5H + 39,$$

где q — плотность геологических запасов нефти и газа в тыс. т/км²; L — расстояние от прогнозируемого участка до обрамления в тыс. км; l — расстояние до наиболее глубокой части бассейна в тыс. км; H — мощность чехла в км.

Для более изученных районов уравнение регрессии имеет вид

$$\ln q = 3L - 2l + h - 0{,}2\,\frac{1}{S} + 4{,}2,$$

где h — мощность комплекса в км; S — площадь структур.

Если о районе имеется более подробная геологическая информация, то можно использовать более развернутую формулу:

$$\ln q = 2L - l - 6h_{\text{п}} - 0{,}46\,\frac{1}{S} - 0{,}13u - 0{,}003S - 0{,}49C_{\text{орг}} + 9{,}2,$$

где $h_{\text{п}}$ — мощность песчаников в комплексе в км; u — интенсивность структур; $C_{\text{орг}}$ — содержание органического углерода в глинах в %.

А. Э. Конторович, В. Б. Леонторович, Э. Э. Фотиади и др. [285] при районировании перспективных территорий по плотности потенциальных ресурсов углеводородов использовали аппарат теории распознавания образов. Была рассмотрена задача дифференциации перспективных земель на два класса: с плотностью запасов более 100 тыс. т/км² и менее 100 тыс. т/км². Такое деление представляет практический интерес, так как на землях с высокой плотностью потенциальных ресурсов нефти и газа достигается особенно высокая эффективность поисково-разведочных работ [280, 325, 332].

Информация о мощности осадочного чехла, мощности НГК, об отношении мощности НГК к мощности осадочного чехла и мощности регионального экрана обеспечивает выделение из числа перспективных земель с надежностью 94,1%. Добавление к этому набору сведений о площади и плотности антиклинальных и синклинальных структур в пределах зоны нефтегазонакопления повышает надежность до 95,6%. Добавление к этим признакам сведений о расстоянии эталонного участка до ближнего грабен-рифта, об ориентировке ближайших грабен-рифта и разломов в фундаменте по плотности разломов в чехле ухудшает прогноз — число ошибок увеличивается, процент ошибок равен 7,8.

Сочетание геологических, геохимических признаков и сведений об общей площади, плотности и размерах пликативных структур обеспечивает надежность прогноза на 94,0—95,6%.

Группа гидрогеохимических признаков, наиболее информативных при разделении земель на перспективные и бесперспективные, в настоящей задаче наименее информативна, процент ошибок в этом наборе составляет 10,3. Недо-

статочно информативен даже такой признак, как газонасыщенность подземных вод.

Эталонные участки для вывода приведенных выше уравнений расположены в пределах поднятий. Для оценки плотности запасов углеводородов во впадинах рекомендуется следующий способ. Вся площадь впадин, находящихся в пределах нефтегазоносного района, разделяется на несколько гипсометрических уровней (зон), в каждом из которых дается предварительная оценка перспектив нефтегазоносности по двум-трем локальным ловушкам по основным предполагаемым продуктивным горизонтам. На эталонном участке по этим же горизонтам и на таком же количестве ловушек подсчитывается произведение продуктивных пластов на количество ловушек. Затем такое же произведение подсчитывается для оцениваемой территории впадин. По отношению указанных произведений на крупных поднятиях (эталонах) и смежных участках впадин вычисляется коэффициент сравнения ($K_{ср}$). Соответственно плотность запасов во впадинах ($q_{вп}$) подсчитывается по формуле

$$q_{вп} = K_{ср} \frac{S_{вп}}{S_{п}} q_{п},$$

где $q_{п}$ — плотность геологических запасов нефти и газа на поднятиях в тыс. т/км^2; $S_{вп}$, $S_{п}$ — средняя площадь ловушек во впадинах и на поднятиях в км^2; $K_{ср}$ — коэффициент сравнения.

На основании описанных методик строятся карты плотности запасов углеводородов и подсчитываются запасы углеводородов по комплексам.

Если нефтегазоносный комплекс преимущественно песчаный с гидродинамически связанными пластами проницаемых пород, то 90% запасов в его пределах сосредоточено в кровле. Соответственно эти запасы относятся к нефтегазоносной толще, в состав которой включается верхняя часть разреза комплекса. Если нефтегазоносный комплекс песчано-глинистый с выдержанными пластами проницаемых пород и покрышек, то запасы распределяются пропорционально мощности той части комплекса, которая входит в состав соответствующей толщи. Если нефтегазоносный комплекс преимущественно глинистый, то запасы его распределяются по соответствующим нефтегазоносным толщам пропорционально величине песчанистости комплекса.

Задача 4. Задача районирования территории распространения нефтегазоносных горизонтов по фазовому состоянию залежей вытекает из необходимости раздельного подсчета потенциальных ресурсов нефти, конденсата и газа, из необходимости направленного поиска углеводородного сырья определенного качества. Элементы такого прогноза имелись уже на первых картах прогноза нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты, составленных под редакцией Н. Н. Ростовцева [278]. Этот прогноз опирался в то время на представления о дифференциации углеводородов в ходе латеральной миграции, а также на анализ изменения газонасыщенности подземных вод. Эти данные дали основание Н. Н. Ростовцеву в 1961 г., за год до открытия Тазовского месторождения газа, «высказать гипотезу об обнаружении в недрах северной части низменности газовых залежей» [278, стр. 15].

В дальнейшем методы прогноза фазового состояния и качества углеводородного сырья получили развитие.

Генетический метод раздельного прогноза зон преимущественного нефте- и газонакопления вытекает из теории образования нефти, из объемно-генетического метода прогноза нефтегазоносности [142, 209, 295]. В главах V, IX и несколько выше в данной главе показано, что теория образования нефти

позволяет оценить с учетом концентрации, типа и степени катагенетической превращенности органического вещества количество жидких и газообразных углеводородов, генерируемых отдельными нефтегазопроизводящими толщами на определенных этапах истории нефтегазообразования в бассейне.

Это позволяет, используя эмпирически найденные коэффициенты аккумуляции углеводородов, оценить раздельно запасы нефти и газа. Такого рода подсчеты проводились для ряда осадочных бассейнов и дали результаты, близкие к результатам подсчета по методу аналогии [152, 186]. При таком подсчете надо учитывать и масштабы дальнейших превращений углеводородов в залежах.

М. С. Моделевский разработал метод прогноза фазового состояния углеводородов в недрах, учитывающий термодинамический режим недр и историю тектонического развития региона [195, 196]. Этот метод позднее был развит применительно к условиям Западно-Сибирской плиты А. М. Бриндзинским [32].

М. Я. Рудкевич совместно с В. И. Шпильманом и А. Я. Эдельштейном [283, 284] разработан метод раздельного прогноза нефтегазоносности, в котором обосновывается, что в дифференциации углеводородов в недрах важная роль принадлежит тектоничекому, в частности неотектоническому, фактору. М. Я. Рудкевич и В. И. Шпильман показали, что с надежностью 0,83—0,85 можно во всех нефтегазоносных комплексах разделить участки нефте- и газоносные, используя следующие параметры разреза: a_1 — песчанистость комплекса в %; a_2 — температура в °С; a_3 — расстояние до ближайшей впадины в км; a_4 — неотектоническая активность в м.

Соответствующая дискриминантная функция имеет вид

$$0{,}02a_1 - 0{,}0003a_2^2 + 0{,}03a_3 - 0{,}01a_4 - 1{,}4 \gtrless 0.$$

Если левая часть дискриминантной функции положительная, то участок диагностируется как нефтегазоносный, а если отрицательная, то как газоносный.

Разработан ряд методов прогноза плотности, сернистости, углеводородного состава нефтей и т. п. [89, 142, 146].

Задача 5. Для научно обоснованного планирования поисково-разведочных работ на нефть и газ, для выбора рациональной методики поисков и разведки залежей необходимо провести районирование перспективных на нефть и газ территорий на нефтегазоносные провинции, области и районы.

В пределах Западно-Сибирской плиты выделяется одна нефтегазоносная провинция того же названия.

Нефтегазоносная провинция является частью седиментационного бассейна. Граница ее проводится по зоне перехода неперспективных земель в перспективные. Для провинции характерны единые этажи нефтегазоносности. На Западно-Сибирской плите это позднемезозойско-кайнозойский — главный и палеозойско-раннемезозойский этажи. Нефтегазоносная провинция подразделяется на нефтегазоносные области и районы.

Несмотря на ряд нерешенных вопросов в теории происхождения нефти и газа, эмиграции и аккумуляции углеводородов, основные положения теории органического происхождения нефти можно считать доказанными и их следует брать за основу прогнозирования и районирования [33, 34, 54, 334].

В нефтегазоносной провинции процессы нефтегазообразования являются региональными. Процессы же, приводящие к аккумуляции углеводородов в залежи, можно рассматривать как регионально-локальные, т. е. залежи нефти и газа формируются на более ограниченной площади, в участках, где создаются благоприятные условия для этого. Рассеянное органическое вещество в про-

цессе погружения вмещающих осадочных пород видоизменяется и в определенных геологических и геотермических условиях становится способным отдавать углеводороды с последующим образованием промышленных скоплений нефти или газа. Зная эти условия, в любом седиментационном бассейне можно выделить участки, где процессы аккумуляции углеводородов будут близкими. Такой участок обособляется в нефтегазоносный район.

Условия преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) контролируются двумя основными факторами — типом органического вещества и степенью его метаморфизма. Последняя в первую очередь зависит от температуры и глубины залегания. Чем больше температура и глубина залегания пород, тем выше степень метаморфизма РОВ, заключенного в породах. Следовательно, при одинаковом типе органического вещества в более погруженных участках условия для образования способных к эмиграции углеводородов или составляющих их элементов наступают раньше, чем в приподнятых. По мере погружения седиментационного бассейна такие же благоприятные условия для нефтегазообразования появляются и в приподнятых участках. Но во впадинах большие концентрации углеводородов или составляющих их элементов образуются раньше на каждый определенный последующий отрезок времени, если в пределах рассматриваемого участка земной коры не отмечается резких перестроек структурного плана. При эмиграции углеводородов за счет диффузии или за счет уплотнения поток мигрирующих углеводородов или составляющих их элементов всегда будет направлен от оси впадин в сторону смежных поднятий.

Исходя из этого, Г. П. Евсеев, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, Г. П. Сверчков, К. А. Шпильман и другие считают, что во внутренних частях седиментационных бассейнов граница нефтегазоносного района должна проводиться по осям впадин, окружающих крупную положительную структуру. В этом случае нефтегазоносный район рассматривается как нефтегазосборная площадь для определенной структурной единицы земной коры. За такую структурную единицу принимается структура I или II порядка, окруженная со всех сторон впадинами. В ряде случаев контуры нефтегазоносных районов могут определяться распространением коллекторов или литолого-фациальными условиями, контролирующими тип РОВ и соответственно распределение условий, благоприятных для нефте- или газообразования.

Таким образом, под нефтегазоносным районом эти исследователи понимают территорию крупной положительной структуры I или II порядков и склоны окружающих ее впадин, служащие нефтегазосборной площадью. Если структурные планы крупных стратиграфических подразделений, каждое из которых можно рассматривать в качестве самостоятельного нового нефтегазоносного этажа, не совпадают, то для них нефтегазоносные районы выделяются отдельно.

А. Э. Конторович, В. В. Гребенюк, И. А. Иванов и другие признают, что для нефтегазоносного района должны быть близкими условия аккумуляции углеводородов. Однако они полагают, что принцип районирования, предлагаемый Г. П. Евсеевым, И. И. Нестеровым и другими, правилен и полезен, когда решается конкретная задача анализа условий нефтегазообразования на своде, мегавалу, валу и т. п. или ведется подсчет запасов нефти и газа объемно-генетическим или сравнительно-статистическим методами. В этом случае по существу следует выделять не нефтегазоносный, а нефтегазосборный район [142, 336]. В пределах такого нефтегазосборного района условия аккумуляции углеводородов во впадинах и на поднятии будут различными.

Поэтому, по мнению А. Э. Конторовича и других, район должен характеризоваться едиными нефтегазоносными пластами или группами пластов, сходными типами залежей и как следствие единой методикой поисков и разведки. Применительно к условиям Западно-Сибирской плиты с этих позиций правильнее выделять районы, приуроченные к сводам, мегавалам и т. п., и районы, приуроченные к мегавпадинам, мегапрогибам, впадинам, прогибам и т. п. Если в пределах тектонической структуры I, II порядка литолого-фациальные условия резко меняются и соответственно меняются основные продуктивные пласты и типы залежей, то граница района может рассекать структуру. Нефтегазоносные районы должны иметь площадь от 10—15 до 70—100 тыс. км^2.

Нефтегазоносная область объединяет ряд смежных нефтегазоносных районов в пределах определенной литолого-фациальной зоны с едиными нефтегазоносными комплексами, близким строением и сходными условиями формирования залежей нефти и газа по каждому нефтегазосодержащему комплексу осадочных пород. Нефтегазоносные области имеют площадь от 70—100 до 300—500 тыс. км^2.

Итак, к основным критериям районирования относятся следующие:

1) литолого-фациальные особенности строения нефтегазоносных комплексов;

2) тектонические особенности строения седиментационного бассейна.

Схема районирования Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции приведена в приложении.

Задача 6. Проблема прогноза и поисков месторождений-гигантов имеет громадное народнохозяйственное значение. Не случайно она привлекает внимание многих исследователей в СССР (А. А. Бакиров, В. С. Вышемирский, Ф. Г. Гурари, Г. Х. Дикенштейн, Ю. Н. Карогодин, А. Э. Конторович, С. П. Максимов, М. Ш. Моделевский, В. Д. Наливкин, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, Г. П. Сверчков, В. В. Семенович, Н. Н. Ростовцев, М. Я. Рудкевич, Г. Е. Рябухин, А. А. Трофимук, Э. Э. Фотиади) и за рубежом (Бурне, Гарднер, Кинг, Мейерхофф, Хелбути и др.) [57, 88, 125, 126, 180, 202, 211, 221, 222, 256, 257, 258, 270 и др.].

Согласно современным представлениям для формирования месторождений-гигантов необходимо благоприятное сочетание целого ряда факторов: высокий нефтегазопроизводящий потенциал материнских пород и большой их объем в пределах нефтегазосборной площади, тектонический режим, обеспечивающий им прохождение через главную фазу нефтеобразования и главные фазы верхнего интенсивного и (или) глубинного циклов газообразования, наличие крупных ловушек и надежных экранов, обеспечивающих сохранность углеводородов, благоприятные для сохранения залежей гидрогеологические и геотермические условия недр. Важную роль играют также время и длительность формирования залежей.

Крупные и гигантские скопления газа тяготеют к мощным нефтегазоносным комплексам, сложенным преимущественно угленосными континентальными и прибрежно-морскими существенно песчанистыми отложениями, обогащенными гумусовым органическим веществом. Крупные и гигантские месторождения нефти тяготеют к морским существенно глинистым и карбонатным толщам, обогащенным сапропелевым органическим веществом.

Применительно к нефтяным залежам более обстоятельный анализ благоприятных факторов, ведущих к образованию месторождений-гигантов, был выполнен А. А. Трофимуком, В. С. Вышемирским, А. Н. Дмитриевым [57, 270]. Эти исследователи систематизировали обширный материал по нефтяным

гигантам мира. По каждому месторождению был сформирован набор параметров, характеризующих структурную ловушку, ее геотектоническое строение, особенности разреза наднефтеносной и поднефтеносной свит. Каждый параметр характеризовался информационным весом для поисков месторождений-гигантов.

Было установлено, что основная масса поисковых признаков месторождений-гигантов характеризуют тектоническую обстановку и нефтеносную свиту. Существенное количество поисковых признаков имеется в группе, характеризующей поднефтеносную толщу, а в группе, характеризующей наднефтеносную толщу и структурные ловушки, они единичны.

Из изученных признаков наднефтеносной толщи существенный информационный вес имеет низкая суммарная мощность песчаных пород (<450 м), а из признаков структурной ловушки — проявления неотектонических движений, рост ловушки в период накопления нефтеносной свиты и амплитуда свода, к которому приурочена ловушка. Амплитуда и площадь самой ловушки не имеют значительного информационного веса.

Из признаков поднефтеносной толщи высокий информационный вес имеют мощности глинистых пород, переслаивание проницаемых и непроницаемых пород, расстояние по разрезу от подошвы нефтеносной свиты до ближайшего регионального перерыва. Из признаков нефтеносной свиты высокий информационный вес имеют чередование проницаемых и непроницаемых пород, суммарные мощности пород различного типа (главным образом, глинистых пород), поровый тип коллекторов и выдержанность их по простиранию, место свиты в осадочном цикле (наиболее благоприятна трансгрессивная обстановка, сменяющаяся вверх по разрезу нефтеносной свиты регрессивной).

Из геотектонических признаков высокий информационный вес получили такие признаки, как положение в приосевой зоне осадочного бассейна в период накопления осадков нефтеносной свиты, приуроченность ловушек к сводам, расположенным в крупных впадинах, и ряд признаков, характеризующих объемы пород. Причем суммарные объемы глинистых и карбонатных пород по отождествляющему информационному весу несколько превосходят объемы глинистых пород и значительно превосходят объемы всех пород, вместе взятых. С другой стороны, объемы пород нижней части разреза, от кровли нефтеносной свиты до фундамента, имеют бóльший информационный вес, чем объемы пород по всему разрезу. Наконец, объемы пород, взятые по всему осадочному бассейну, по информационному весу значительно уступают объемам пород в пределах зон вероятного питания залежей углеводородами. Эти зоны оконтуривались по впадинам, окружающим месторождения.

На крупнейших месторождениях Аравийской платформы все указанные признаки, характеризующие объемы и мощности осадочных пород, представлены бóльшими величинами информационных весов, чем на менее крупных месторождениях других регионов.

Рассмотренные признаки с высоким информационным весом можно использовать в качестве поисковых критериев гигантских нефтяных месторождений, связанных со структурными ловушками платформенного типа. Они являются также убедительным подтверждением господствующих представлений об образовании нефти и формировании нефтяных залежей. В частности, они свидетельствуют о правомерности объемно-генетического метода оценки прогнозных запасов нефти. При этом следует опираться главным образом на объемы глинистых и карбонатных пород ниже кровли предполагаемой нефтеносной свиты в зоне возможного питания залежи углеводородами.

Задача 7. Проблема разработки методики прогнозирования залежей углеводородов и пустых ловушек в пределах выявленных зон нефтегазонасыщения в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и других регионах — очень важная.

Достаточно сказать, что в 1965—1973 гг. 66% всех вводимых в бурение на территории СССР структур оказались «пустыми». На юго-востоке Западно-Сибирской плиты в Каймысовской, Васюганской и Пайдугинской нефтегазоносных областях за последние годы 78% введенных в бурение структур оказались «пустыми». Разработка и широкое внедрение методики оценки вероятной продуктивности структур до их ввода в бурение позволит существенно сократить затраты на поисковое бурение на «пустых» структурах и существенно повысит экономическую и геологическую эффективность поисковых и разведочных работ, особенно в районах с низкой плотностью запасов и невысокой вероятностью нефтегазоносности локальных поднятий.

Впервые идея прогнозировать залежи нефти и газа на основе изучения закономерностей их распределения была высказана Н. Н. Ростовцевым [68]. На примере залежей газа в верхнеюрских отложениях Березовского района Западно-Сибирской провинции он показал, что пластовые давления в них меняются закономерно, равномерно увеличиваясь в юго-восточном направлении через каждые 6—8 км на 10 кгс/см². На основании этих закономерностей по картам равных давлений (изобар) можно прогнозировать давления газа на локальных структурах, где бурение еще не проводилось. Если на какомлибо локальном поднятии, выявленном сейсморазведкой, давление газа по карте изобар выше, чем предполагаемое гидростатическое, то здесь в рассматриваемом горизонте предполагается газовая залежь.

Н. Н. Ростовцев, совместив построенную им карту изобар со структурной основой кровли вогулкинской толщи в Березовском районе Западно-Сибирской провинции, определил возможность открытия залежей газа на Похромской, Шаховской, Асмановской, Кочебской и Неремовской площадях. В момент составления карт на структурах были уже пробурены скважины с отрицательным результатом. Тем не менее Н. Н. Ростовцев полагал, что здесь газовые залежи возможны в наиболее приподнятых участках структур.

На Шаховском поднятии прогноз не подтвердился. Однако это связано с ошибкой определения глубины залегания вогулкинской толщи сейсморазведкой. В районе этой площади по карте изобар давление газа предполагалось равным 150 кгс/см². По отражающему сейсмическому горизонту глубина залегания продуктивного горизонта определялась в 1500 м. Бурением же кровля вогулкинской толщи вскрыта глубже.

На Похромском поднятии бурением подтверждена структура, выявленная сейсморазведкой, и в пределах ее было обнаружено газовое месторождение.

По карте изобар отсутствие газовых залежей было показано на девяти локальных поднятиях. Бурение было проведено на шести структурах, и прогноз не подтвердился только по Тугиянскому поднятию. Здесь давление газа предполагалось равным 175 кгс/см², а глубина залегания продуктивного горизонта — 1800 м. Скважиной небольшая газовая залежь вскрыта на глубине 1730 м, т. е. если бы сейсмические данные были надежными, то по карте изобар на Тугиянской площади следовало прогнозировать газовую залежь.

Итак, предложенный Н. Н. Ростовцевым метод прогнозирования залежей газа по картам изобар при наличии достоверной структурной основы в условиях Березовского района Западно-Сибирской плиты подтверждается результатами бурения.

В 1964 г. Н. Н. Ростовцевым и Г. М. Толстиковым была построена карта для оценки перспектив нефтегазоносности локальных поднятий. Изобары были заменены изолиниями поверхности регионального наклона ВНК и ГВК. Методика построения заключалась в следующем. По выявленным месторождениям нефти и газа в отложениях вогулкинской толщи верхней юры и тюменской свиты (нижняя — средняя юра, частично келловей) были внесены абсолютные отметки ГВК и ВНК, и путем интерполяции и экстраполяции с сохранением примерных расстояний между изолиниями одинакового залегания абсолютных глубин ВНК и ГВК была построена карта регионального наклона ВНК и ГВК для всей территории Приуральской и частично Фроловской нефтегазоносных областей. Шаг «изоконтактов» для Березовского района и смежных восточных участков Фроловской нефтегазоносной области был рассчитан равным 100 м через каждые 10 км, а для Шаимского и Красноленинского районов — 100 м через каждые 15—18 км. Для всей территории была оценена перспективность по 179 локальным поднятиям, не разведанным в то время поисковым бурением.

Выделялись три категории ловушек: 1) перспективные, в которых кровля вогулкинской толщи (продуктивного горизонта) по сейсморазведочным данным залегает выше поверхности регионального наклона ВНК и ГВК; 2) неперспективные, где кровля продуктивного горизонта значительно ниже этой поверхности; 3) структуры с неясной оценкой, в которых кровля продуктивного горизонта по сейсморазведочным данным ниже поверхности региональных изоконтактов, но не более чем на 50 м. Необходимость введения категории структур с неясной оценкой диктовалась возможными ошибками сейсморазведочных работ. Из 179 выявленных, но не разведанных бурением локальных структур предполагалось с газом 13, с нефтью — 16, с неясной оценкой — 14, с отсутствием залежей нефти и газа — 136. Бурение было произведено на 42 локальных структурах, в том числе на пяти, где предполагались газовые залежи, на 14, где предполагались нефтяные залежи, на восьми, где оценка заполненности углеводородами была неясна, и на 15 структурах, оцененных отрицательно. Прогноз наличия газовых залежей подтвердился на 40%. Выявлены Южно-Сотэ-Юганское и Северо-Казымское месторождения. На Восточно-Тугровской, Нергинской и Оханской структурах, где предполагались газовые залежи, бурение определенных результатов не дало: или скважины были пробурены на крыле, или не оказалось коллектора.

Прогноз наличия нефтяных залежей подтвердился на 79%. На Верхнелемьинской, Даниловской, Южно-Даниловской, Потанайской, Верхнепотанайской, Оханской, Кондырской, Филипповской, Толумской, Северо-Толумской и Южно-Убинской структурах, где прогнозировались нефтяные залежи, открыты месторождения нефти или зафиксированы нефтепроявления в виде притоков нефти с водой. На трех поднятиях (Андреевском, Тайгинском и Лиственичном) по результатам бурения определенных выводов нельзя было сделать.

Прогноз структур с отрицательной оценкой подтвердился на 100%. На всех структурах, отнесенных к категории с неясной оценкой, бурение дало отрицательные результаты. Таким образом, для Приуральской части Западно-Сибирской плиты метод оценки перспективности локальных поднятий по региональным изоконтактам дает высокий экономический эффект. Практически при наличии сравнительно точной структурной основы по кровле продуктивного горизонта прогноз заполненности ловушек углеводородами может иметь высокую степень достоверности.

Однако прогноз залежей нефти давался в данном случае для территории со сравнительно простым региональным геологическим строением. Поэтому необходимо было проверить метод на крупных сводовых поднятиях центральных частей Западно-Сибирской плиты в условиях многопластовых залежей нефти, залегающих в средней части разреза осадочного чехла.

В 1965 г. карта регионального наклона ВНК была построена И. И. Нестеровым для пласта $БС_1$ (готерив) Сургутского свода. К моменту составления карты залежи нефти в пласте $БС_1$ были выявлены на пяти локальных поднятиях (Быстринское, Западно-Сургутское, Северо-Сургутское, Усть-Балыкское и Южно-Балыкское). Отсутствие залежей в этом пласте было доказано для Вершинного, Сургутского, Мамонтовского и Среднебалыкского месторождений.

Нефтяные залежи предполагались на Вынгинском, Минчимкинском, Малобалыкском и Лянторском поднятиях. На первом поднятии бурением подтверждено наличие залежи нефти. На Лянторской структуре прогноз не подтвердился: кровля пласта $БС_1$ здесь вскрыта на 140—160 м ниже, чем предполагалось, и оказалась ниже поверхности изоконтактов на 10—30 м. На Малобалыкской структуре прогноз не подтвердился вследствие неточного проведения на этом участке изолинии регионального ВНК. Отсутствие залежей нефти в пласте $БС_1$ предполагалось на Карь-Еганском, Очимкинском, Каркатеевском и Тепловском поднятиях. Бурением эта оценка подтверждена. На остальных структурах бурение не проводилось.

Аналогичные карты были построены Ф. Г. Гурари и С. И. Близниченко [110] для пласта $Ю_1$, И. И. Нестеровым, Ф. К. Салмановым, А. В. Тяном [316] для пластов $БС_1$ и $БС_{10}$ на Сургутском своде и др. Надежность прогноза по ним, однако, также невелика.

Ф. Г. Гурари и Ю. Н. Карогодин предложили иной метод прогнозирования продуктивности локальных поднятий — картирование не глубины залегания ВНК или ГВК, а высоты залежей [88]. Ю. Н. Карогодин применил эту методику и для прогноза зон, перспективных для поисков месторождений-гигантов.

В дальнейшем исследования по этой проблеме развивались по двум направлениям — использовались либо графические, либо математические методы классификации структур на нефтегазоносные и водоносные. В обоих случаях подбор диагностических признаков производился на основе генетических моделей формирования залежей.

Графические методы разделения поднятий на предположительно водоносные и нефтегазоносные описаны А. Э. Конторовичем, А. С. Фомичевым [71], И. И. Нестеровым, А. В. Тяном, Ф. К. Салмановым [285, 287, 316]. В этих работах предполагается для продуктивных пластов строить диаграммы, на осях координат которых наносятся различные параметры, определяющие формирование месторождений нефти и газа. При удачном подборе параметров на таких диаграммах дифференцируются зоны, в которых группируются точки, отвечающие нефтеносным и пустым ловушкам, или, если происходит частичное перекрытие зон, зоны с различной вероятностью продуктивности ловушек. Графические методы очень наглядны и доступны. Их недостатком является невозможность использовать для прогноза более двух параметров. Между тем хорошо известно и подробно показано выше, что формирование месторождений нефти и газа есть процесс сложный и контролируемый большим числом факторов.

В 1971 г. Ф. К. Салмановым предложен графический способ разделения локальных поднятий на предположительно нефтеносные и пустые, позволяющий вести прогноз по трем признакам [285]. Для этого необходимо пересчитать абсолютные величины трех любых параметров, которые используются

для прогноза, в проценты от их суммы, и соответствующие точки перенести на треугольник. Как и при построении диаграмм, подбираются такие параметры, при использовании которых точки, отвечающие нефтеносным и пустым ловушкам, концентрируются в разных частях треугольников.

Методика построения треугольников заключается в следующем. Выбирается набор параметров (геохимические, структурные, литологические и т. д.), которые прямо или косвенно связаны с процессами формирования залежей нефти или газа. Этот набор параметров разделяется на группы, в каждую из которых входят только три параметра (например, содержание органического углерода в породах определенного горизонта, содержание хлороформенных битумоидов и метаморфизм органического вещества). Треугольники строятся для каждой группы из трех параметров отдельно. Для нанесения выбранных параметров на треугольник необходимо, чтобы сумма их числовых значений была равна 100%. Для этого производится следующий пересчет.

1. По каждому стратиграфическому горизонту, для которого ведется прогноз, подсчитываются минимальные и максимальные абсолютные значения для каждого параметра.

2. Поскольку абсолютные значения каждого из трех параметров могут в цифровом выражении резко отличаться один от другого, то нужно изобразить их в соизмеримом масштабе. Для этого производится пересчет значений параметров в условных цифрах по формуле

$$a = \frac{x_i - x_{\min}}{x_{\max} - x_{\min}},$$

где a — новое цифровое выражение в приведенном масштабе; x_i — абсолютное замеренное значение параметра в каждой точке (например, содержание в образце хлороформенного битумоида, метаморфизм); $x_{\min}$ — абсолютное минимальное значение этого же параметра в данном районе и изучаемом стратиграфическом горизонте; $x_{\max}$ — абсолютное максимальное значение этого же параметра.

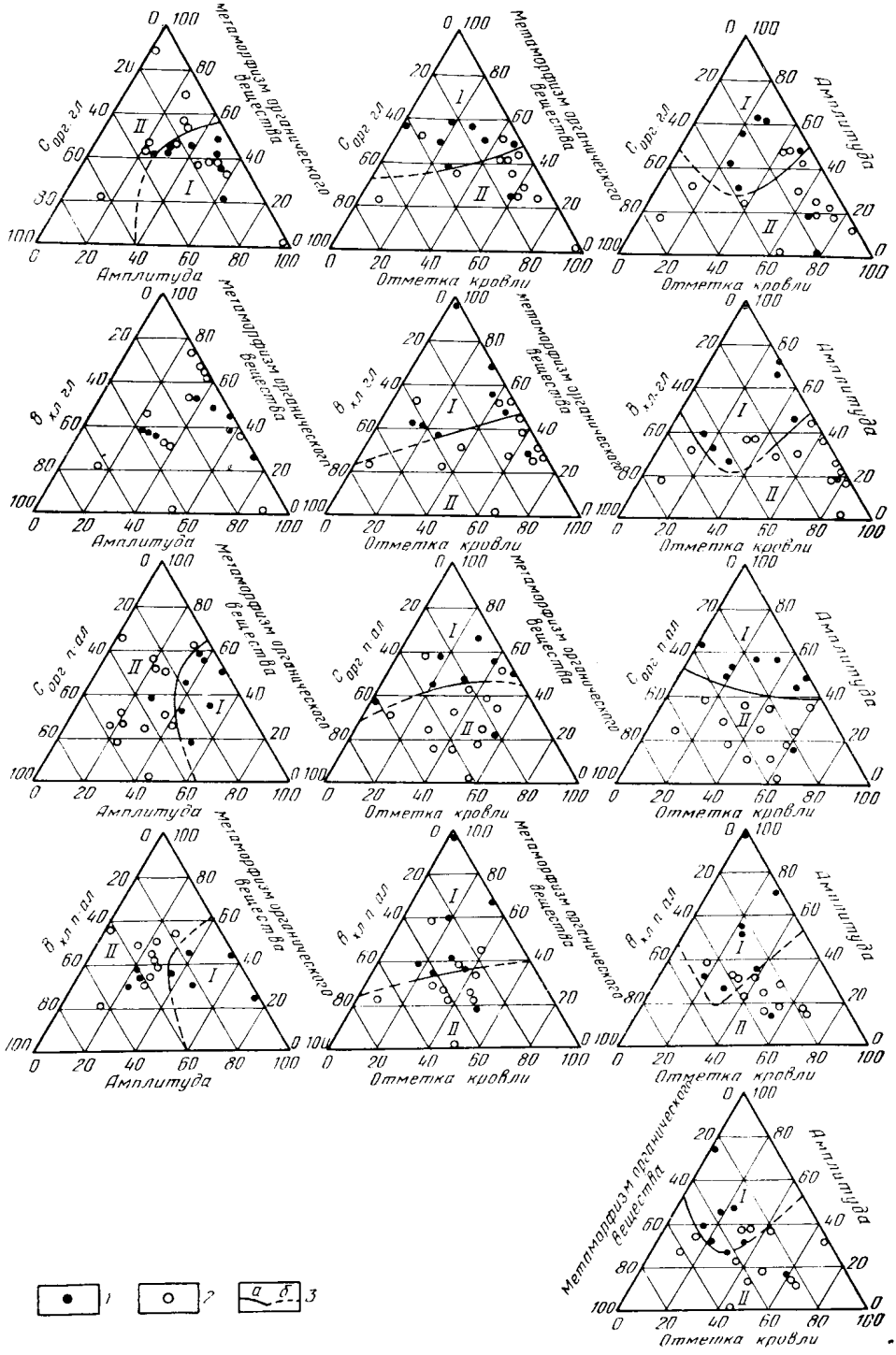
3. Сумма новых цифровых выражений (a) по трем выбранным параметрам для построения треугольника принимается за 100% и рассчитываются условные значения каждого из трех параметров в процентах от этой суммы.

4. Полученное значение наносится на треугольник в виде точки. Точки, замеренные по продуктивным и непродуктивным (водоносным) пластам, наносятся на треугольник разными знаками.

5. После обработки и пересчета всего материала и нанесения его на треугольник проводится разграничительная линия между продуктивными и водоносными точками. Если продуктивные и непродуктивные поля четко разделяются на треугольники, то делается вывод о возможном использовании выбранных параметров для прогноза залежей нефти или газа по изучаемому стратиграфическому горизонту в данном районе. Для определения абсолютных цифровых значений параметров производится обратный пересчет из условных процентов или значения берутся из таблиц пересчета.

С теоретической точки зрения наиболее важным при разработке прямых методов прогноза нефтегазоносности является выбор параметров, при помощи которых производится такой прогноз.

Соответственно с изложенным в гл. V в качестве геохимических параметров для разделения ловушек на нефтеносные и пустые в неокомских отложениях широтного Приобья были взяты следующие: содержание органического угле-


Метаморфизм органического вещества
Амплитуда
Отметка кровли
Сорг гл
Сорг п.сл
Вкл гл
Вкл п.сл
I
II
1
2
3
а
б

рода и хлороформенного битумоида в песчано-алевритовых и глинистых породах и метаморфизм органического вещества. Перечисленные геохимические параметры характеризуют условия генерации углеводородов в нефтематеринских породах и косвенно интенсивность их первичной миграции. Для формирования месторождения нефти и газа не менее важны благоприятные условия для аккумуляции углеводородов. Они контролируются структурно-тектоническими условиями.

В гл. IX было показано, что заполнение ловушек нефтью в меловых отложениях широтного Приобья происходило относительно недавно — в палеогеновый, неогеновый и раннечетвертичный этапы и одновременно во всей толще меловых пород [257]. Перестройка структурного плана в новейшее время на территории Сургутского и Нижневартовского сводов практически не происходила. Поэтому в качестве структурных параметров, контролирующих формирование залежей, можно брать не палео-, а современные их значения. В качестве таковых были взяты отметка кровли изучаемого пласта в своде поднятия и его современная амплитуда по кровле пласта. Эти параметры могут быть сняты со структурных карт, построенных по данным сейсмических работ. Объектом прогноза были залежи нефти в пластах $БС_{10}$, $БС_8$, $БС_1$, $БВ_{10}$, $БВ_8$ на Сургутском, Нижневартовском сводах и в прилегающих впадинах и прогибах.

На рис. 122 для примера приведены генетические треугольники для пласта $БС_8$ ($БВ_8$). Опыт применения метода показал, что он обеспечивает надежность прогноза на уровне 75—90%.

В последнее время ряд исследователей (Е. И. Бенько, Т. В. Ватаманюк, А. М. Волков, Е. В. Еханин, А. Э. Конторович, К. И. Микуленко, Н. Н. Поплавский, Г. И. Плавник, В. С. Старосельцев, Э. Э. Фотиади, А. И. Холин, А. Я. Эдельштейн и др.) занимаются разработкой методики прогноза залежей углеводородов по геологическим, литологическим, геохимическим и других данным с применением ЭВМ.

А. Э. Конторович и В. И. Берилко полагают, что прогноз продуктивности локальных поднятий с применением ЭВМ должен осуществляться для определенного комплекса или группы продуктивных пластов.

Пусть m_1 — количество нефтегазоносных, m_2 — количество пустых ловушек в районе, $m_1 + m_2 = n$. При этом следует различать следующие ситуации по соотношению нефтегазоносных и «пустых» ловушек: $m_1 > m_2$, $m_1 \simeq m_2$, $m_1 < m_2$.

По степени изученности территории следует различать районы «старые», в которых имеются в достаточном количестве изученные бурением ловушки, и районы «новые», изученные слабо. Стратегия поиска в этих ситуациях должна быть различной.

В районах «старых», когда $m_1 \approx m_2$, при прогнозе продуктивности локальных поднятий следует опираться на аппарат распознавания образов [258],

---

Рис. 122. Генетические треугольники для разделения нефтеносных и пустых ловушек в пласте $БС_8(БВ_8)$

I — зона преимущественно нефтеносных ловушек; *II* — зона преимущественно водоносных ловушек. Ловушки: *1* — нефтеносные, *2* — водоносные, *3* — границы зон: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; $С_{орг}$ — содержание органического вещества в разных типах пород: $С_{орг.\ гл}$ — в глинах, $С_{орг.\ п-ал}$ — в песчаниках и алевролитах, $в_{хл}$ — содержание хлороформенных битумоидов в разных типах пород, $в_{хл.\ гл}$ — в глинах, $в_{хл.\ п-ал}$ — в песчаниках и алевролитах

в районах «новых» этот аппарат оказывается мало эффективным. Ю. А. Ворониным и Е. П. Черемисиной разработана методика «направленного опробования» [357]. Для новых районов, как показывает опыт, она более эффективна.

При прогнозе нефтегазоносности локальных поднятий в верхнеюрском нефтегазоносном комплексе на территории Среднеобской, Каймысовской и Васюганской нефтегазоносных областей наиболее информативными оказались следующие параметры [258]: из числа параметров, прямо или косвенно связанных с интенсивностью процессов нефтегазообразования, — масштабы генерации в пределах нефтегазосборной площади жидких и газообразных углеводородов и их суммы, мощность нефтегазоносного комплекса, количество глин в нем, мощность перекрывающих отложений и др.; из числа параметров, контролирующих миграцию и аккумуляцию углеводородов и сохранение их залежей, — мощность регионального экрана, общая мощность песчано-алевритовых пород в комплексе и средняя мощность песчаных пластов, наклон подошвы комплекса между структурой и наиболее погруженной точкой ближайшей впадины, интенсивность роста структуры I порядка, на которой расположено поднятие, и самой прогнозируемой структуры III порядка в этап формирования продуктивных отложений, в этап формирования залежей и т. п.

Перечисленные информативные признаки были использованы для разработки методики прогноза продуктивности локальных поднятий до их ввода в бурение с применением алгоритма распознавания образом «Энтропия-3» [258]. Методика обеспечивает надежность прогноза на уровне 0,75—0,80.

В 1972—1973 гг. по этой методике были оценены 36 вводимых в бурение структур: 12 из них были оценены как перспективные и 24 — как малоперспективные и бесперспективные. Из числа структур, оцененных высоко, в шести были открыты залежи нефти и газа промышленного значения, в трех были получены полупромышленные притоки либо зафиксированы нефтепроявления и три структуры оказались пустыми. Если признать правильным прогнозом лишь открытие промышленных залежей нефти и газа, то подтверждаемость высокой оценки структур будет равняться 50%. Из числа структур, оцененных низко, 18 оказались пустыми, на двух зафиксированы нефтепроявления и на двух — залежи нефти. Подтверждаемость прогноза — 91,7%, надежность прогноза по всем структурам — 77,8%.

По 36 структурам, о которых идет речь, коэффициент удачи поисковых работ составил 0,19. Если бы стратегия поиска опиралась на прогноз нефтегазоносности с применением ЭВМ, то коэффициент удачи составил бы 0,40, т. е. был бы в 2 раза выше. Иными словами, те же запасы нефти и газа можно было бы подготовить, введя в бурение почти в 3 раза меньше структур и произведя по крайней мере в 2 раза меньше затрат на поисковое бурение.

Аналогичный подход может быть отработан и для других нефтегазоносных комплексов и районов с учетом специфики их строения и закономерностей размещения залежей нефти и газа.

Такая дифференциация структур, подготовленных к бурению, по степени их перспективности на нефть и газ должна являться основой для подсчета перспективных запасов нефти и газа.

При поисках залежей нефти и газа в новых районах, в которых $m_1 \leqslant m_2$, или в старых районах, в которых $m_1 \ll m_2$, при выборе первоочередных объектов поисков залежей нефти и газа целесообразно опираться на аппарат теории планирования эксперимента [357]. Идея метода применительно к нашей конкретной ситуации состоит в разделении всего множества объектов, подлежащих опробованию, на близкие по характеризующим их параметрам подсовокупности

(компоненты связности). Все эти подсовокупности определенным образом упорядочиваются на крайние, центральные и срединные. Из их числа отбираются и последовательно опробуются малочисленные подсовокупности. Соответственно тому, в какой последовательности опробуются эти подсовокупности, различаются четыре стратегии поиска: «максимальная», «минимальная», «средняя» и «смешанная». В последнем случае последовательно опробуются малочисленные компоненты связности из всех трех подсовокупностей.

Эта методика была применена В. И. Берилко, А. Э. Конторовичем и Е. Н. Черемисиной для выбора объектов опробования в восточных районах Томской области и во впадинах центральных районов плиты. В обоих случаях на изученных бурением объектах удалось выбрать стратегии, при которых немногочисленные месторождения в этих районах поисков открывались бы на первых же этапах поисковых работ.

Решение всех рассмотренных задач является основой для составления прогнозных на нефть и газ карт, при этом при районировании крупных регионов на основе подсчета прогнозных запасов целесообразно строить мелкомасштабные карты. При составлении карт для отдельных областей и их районов и зон нефтегазонакопления, где уже имеются открытые месторождения и большой фонд неразбуренных структур, запасы которых оценены, целесообразно строить средне- и крупномасштабные прогнозные карты.

Глава XI

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

§ 1. История эволюции представлений о перспективах нефтегазоносности и ресурсах углеводородов на территории Западно-Сибирской плиты

Оценка перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты никогда не была однозначной. Во все этапы изучения и освоения этой громадной территории существовали как положительная, так и отрицательная оценки или всей, или части ее территории.

Такое разнообразие оценок было связано, особенно на первых этапах, с низким уровнем изученности геологического строения региона, отсутствием четких представлений о закономерностях размещения залежей нефти и газа, несовершенством методов качественного и количественного прогноза нефтегазоносности.

Определенную роль играли и субъективные факторы, в частности неверие в высокие перспективы Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции или отдельных ее частей и перспективных нефтегазоносных комплексов. Не случайно, что наиболее острые дискуссии возникали, как правило, в периоды отсутствия новых открытий, в периоды перестройки методики поисково-разведочных работ в соответствии с новыми задачами и т. п.

За последнее десятилетие картина, однако, резко изменилась.

Существенно возрос за эти годы уровень теоретической нефтяной геологии, в частности надежность и достоверность методов прогноза нефтегазоносности. Причем именно Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция явилась тем полигоном, на котором оттачивались теоретические схемы нефтяной геологии [110, 296]. По отдельным частным, хотя и очень важным, вопросам определенные расхождения в оценках имеются и сейчас.

Ниже рассматриваются эволюция и современное состояние оценок перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской плиты.

Впервые гипотеза о перспективах нефтегазоносности мезозойских, в первую очередь юрских, отложений Западно-Сибирской плиты была высказана академиком И. М. Губкиным в 1932 г. в г. Свердловске на Урало-Кузбасской сессии Академии наук СССР [220, стр. 18]. Несколькими днями позже в беседе с корреспондентом «Правды» в г. Новосибирске он более обстоятельно обосновал эту свою гипотезу. Он полагал, что «на восточном склоне Урала угольная фация юры по направлению к востоку, т. е. немного дальше от береговой линии, где происходило накопление осадков, где отложились угленосные свиты, — угольная фация заменяется нефтяной» (стр. 19—20 [220]).

Тогда же И. М. Губкиным была сформулирована основная идея плана региональных работ, которые, в конечном счете, привели к открытию Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. «...необходимо, — говорил он, — вдоль всего восточного склона Урала произвести ряд разведочных работ. Для этого

необходимо, в первую очередь, пустить геофизику, гравиметрию, сейсмометрию. Нужно поперек восточного склона Урала сделать ряд геофизических ходов, а за ними нужно пустить ряд буровых скважин, чтобы данные геофизики проверить данными глубокого бурения» (там же, стр. 20).

Завершая беседу, И. М. Губкин пророчески сказал: «Перспективы и значение разработки нефти в этих районах огромны. Добыча в этих районах *может обеспечить не только потребности* Урало-Кузнецкого комбината, но и *всего народного хозяйства* СССР»[1].

Идеи И. М. Губкина получили поддержку в работах В. Г. Васильева (1934, 1937), Н. П. Туаева (1937), Г. Е. Рябухина (1934) и др.

На основе гипотезы И. М. Губкина в 1934—1943 гг. на Западно-Сибирской равнине были начаты первые рекогносцировочные исследования и обобщены материалы по скважинам, пробуренным для транссибирской железной дороги. Специальные скважины на нефть в этот период были пробурены в Тавдинском и Петропавловском районах (около 4 тыс. м) и в низовьях р. Енисей (43 тыс. м). В результате этих работ было выявлено первое газопроявление на Малохетской структуре в Усть-Енисейском районе Красноярского края. Здесь в скв. 13 из отложений низов валанжина был получен фонтан газа дебитом 11,8 тыс. м³/сут.

Точка зрения И. М. Губкина, В. Г. Васильева, Н. П. Туаева признавалась, однако, не всеми.

В начале 30-х годов нынешнего столетия относительно общих перспектив нефтегазоносности всей территории Западной Сибири шла дискуссия. Большинство исследователей более перспективными в тот период считали палеозойские отложения. В работах Н. С. Шатского (1932), М. М. Чарыгина (1933), Д. Л. Степанова (1934), М. К. Коровина (1934) и других первоочередные объекты поисков нефти и газа намечались в Кузбассе, Минусинских впадинах, палеозойских отложениях восточного склона Урала и др. Эта точка зрения отразилась и на практике нефтегазопоисковых работ. В пределах Кузбасса они были начаты в 1933 г. и продолжались до 1963 г. В пределах Минусинских впадин поиски нефти начались в 1931 г. и продолжались до 1962 г. Всего в этих регионах пробурено более 200 тыс. м глубоких скважин.

Одним из главных результатов первых работ, проведенных на Западно-Сибирской равнине, в пределах Минусинских впадин и в Кузбассе, явился вывод о более высоких перспективах мезозойских отложений по сравнению с палеозойскими, который был сделан в работах Н. П. Туаева (1941), В. Г. Васильева (1946) и др.

Этот вывод был положен в основу геологической политики созданного в 1947 г. Министерства геологии СССР, которое считало одной из главных своих задач поиски нефти и газа в мезозойских отложениях Западной Сибири. С 1948 г. здесь начались планомерные нефтегазопоисковые работы, которые завершились в 1953 г. открытием первого Березовского газового месторождения. С 1948 по 1953 г. на территории Западно-Сибирской равнины, главным образом в ее южных районах, была пробурена 51 глубокая скважина (109 тыс. м). В скважинах были зафиксированы многочисленные нефтепроявления в пределах Колпашевской (1954 г.), Пудинской (1958 г.), Назинской (1958 г.), Малоатлымской (1959 г.), Нововасюганской (1959 г.) и других площадей. Все нефтепроявления получены из юрских отложений.

---

[1] Разрядка наша. — *Авт.*

Временная задержка открытий нефтяных месторождений вызвала появление гипотез, «объясняющих» отсутствие промышленных скоплений нефти. Наибольшую известность получила гипотеза Л. А. Назаркина, который в 1955 г., основываясь на климатической палеозональности, признал бесперспективными на нефть юрские отложения к северу от широты пос. Правдинск и меловые отложения к северу от широты Тобольска [199]. Сейчас в «неперспективных» по Л. А. Назаркину районах открыты основные месторождения нефти, а в «перспективных» в Тюменской области зафиксированы лишь единичные нефтепроявления.

С середины до конца 50-х годов шли дискуссии в связи с выбором районов концентрации поисковых и разведочных работ [239].

Большинство исследователей (Н. Н. Ростовцев, Ф. Г. Гурари, И. И. Нестеров, В. Д. Наливкин, Г. Е. Рябухин, В. Б. Торгованова и др.) очень высоко оценивали перспективы нефтегазоносности широтного Приобья [65, 83 и др.]. В эти же годы М. Я. Рудкевич и Л. М. Зорькин более высоко оценили перспективы нефтегазоносности Приуральской части плиты [282].

Научная дискуссия отразилась и на практике геологоразведочных работ. Отрицательные высказывания относительно перспективности Среднеобского района и отсутствие промышленных открытий в нем послужили основой для решения о сокращении объемов глубокого бурения в Среднем Приобье и перемещении их в Приуральские районы с доказанной промышленной нефтегазоносностью. Проведению этого решения в жизнь «помешал» фонтан нефти из Мегионской скв. 1, полученный в апреле 1961 г.

После открытия Мегионского, а затем Усть-Балыкского месторождений нефти в 1961 г. в районах Среднего Приобья были сконцентрированы поисково-разведочные работы, в результате которых ежегодно в среднем (за 1961—1973 гг.) открывалось по шесть месторождений и 22 залежи. Одновременно после открытия в 1962 г. Тазовского газового месторождения на севере Западной Сибири были развернуты поисково-разведочные работы с целью ускоренной подготовки запасов газа. В среднем за период 1962—1973 гг. здесь ежегодно открывалось по три-четыре месторождения газа и газоконденсата и по 13—14 залежей.

В связи с успешными открытиями и подтверждениями прогнозов западносибирских ученых в этот период не возобновлялась дискуссия о перспективах нефтегазоносности территории Западной Сибири. В конце 60-х годов были пробурены первые глубокие скважины на севере Западной Сибири с целью открытия залежей нефти под скоплениями газа. Этими скважинами в валанжинских и готеривских отложениях были выявлены в основном залежи газоконденсата с нефтяными оторочками. В связи с этим возникла дискуссия о соотношении запасов нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах на севере Западно-Сибирской плиты [87, 262, 271, 274]. Крайняя точка зрения была высказана в 1974 г. сотрудником Киевского института легкой промышленности профессором А. Б. Цатурянцем. Этот ученый считает, что на севере Западной Сибири нефти быть вообще не может. По его мнению, наличие залежей нефти, газа и газоконденсата в недрах полностью контролируется дизъюнктивной тектоникой и взаимоотношением ее с покрышками. Разломы являются проводниками для миграции первичной пароконденсатной смеси, которая поступает снизу и в процессе миграции образует нефтяные залежи, если покрышка нарушена, и газовые, если покрышка не прорвана дизъюнктивными нарушениями.

Гипотеза А. Б. Цатурянца не согласуется ни с геологическими материалами, ни с практикой поисково-разведочных работ. Во-первых, А. Б. Цату-

рянц обходит вопрос об источнике нефти и газа, он у него где-то «ниже». Между тем, как было показано в предыдущих главах работы, состав образующихся углеводородов зависит от фациального облика нефтематеринских отложений и типа исходного органического вещества. Во-вторых, если даже принять гипотезу А. Б. Цатурянца, то тогда следовало бы ожидать, что в Среднеобской нефтегазоносной области в отложениях неокома будет преобладать газ, а на севере плиты — нефть. В самом деле, задолго до появления гипотезы А. Б. Цатурянца было показано, что нарушенность осадочного чехла дизъюнктивными нарушениями на севере выше, а качество экранов там ниже [101, 102]. Между тем А. Б. Цатурянц пытается, как известно, обосновать обратное.

Наконец, этот исследователь, видимо, недостаточно знаком с конкретными результатами поисково-разведочных работ на нефть и газ на севере плиты, когда обосновывает своей гипотезой «практически нулевой» результат поисков нефти. В настоящее время в пределах северных нефтегазоносных областей Западной Сибири (Пур-Тазовская, Надым-Пурская, Южно-Ямальская, Гыданская и Усть-Енисейская) открыто 34 газовых, три нефтяных и семь нефтегазовых месторождений. В пределах этих 44 месторождений выявлено 145 залежей, в том числе: газовых и газоконденсатных — 100; газовых и газоконденсатных с нефтяными оторочками — 27; нефтяных — 10; нефтяных с газовыми и газоконденсатными шапками — 8.

Не оставалась постоянной во времени и количественная оценка запасов.

Независимо от степени геологической изученности почти не менялись представления о распределении потенциальных ресурсов углеводородов по разрезу платформенного чехла.

Важно подчеркнуть, что на всех этапах освоения Западно-Сибирской плиты оценки потенциальных ресурсов были осторожными: подсчетные параметры брались минимальными, по ряду перспективных горизонтов подсчет не производился.

Так, в 1970 г. не производился подсчет по следующим комплексам.

1. По образованиям фундамента из-за отсутствия значений мощности, объемов пород и других параметров даже по отдельным участкам развития слабометаморфизованных пород, не говоря уже о всех зонах распространения их в фундаменте Западно-Сибирской плиты.

2. По отложениям глинистой баженовской свиты верхней юры. Для подсчета потенциальных ресурсов в этих породах необходимо определить коллекторские свойства пород, выяснить генезис коллекторов, определить зону распространения баженовской свиты. Характерно, что из отложений баженовской свиты промышленные притоки нефти получены уже в 50 скважинах. На отдельных участках Салымской площади включены в баланс запасы нефти в баженовской свите по категориям В, C_1, но прогнозные запасы в них не подсчитывались.

3. По толще песчаных отложений разного возраста, залегающей под многолетнемерзлыми породами на севере Западной Сибири. В этой толще имеются термодинамические условия для формирования гидратных залежей газа. Наличие таких залежей предполагается по электрокаротажным материалам. Для подсчета потенциальных ресурсов гидратного газа необходимо провести специальные исследования, пробурить скважины и изучить керн их в зонах возможного развития таких залежей для подтверждения электрокаротажных данных.

4. По литологическим ловушкам вне локальных поднятий во всем мезозойско-кайнозойском разрезе. Площадь для поисков таких ловушек в 6 раз

превышает суммарную площадь всех локальных поднятий, но на сегодня не изучены плотность таких ловушек в различных геологических условиях и зоны их возможного распространения. Поэтому сейчас еще нет достаточных оснований для подсчета потенциальных ресурсов углеводородов в них, хотя имеются выявленные залежи нефти, приуроченные к литологическим ловушкам вне контуров локальных поднятий.

§ 2. Перспективы нефтегазоносности платформенного чехла

В соответствии с принципами районирования нефтегазоносных земель, изложенными в гл. X, в пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции выделяется 11 нефтегазоносных областей и 37 районов (см. приложение «Карта прогноза нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты», табл. 88). Площадь областей колеблется от 70 до 250 тыс. км^2, районов — от 10 до 135 тыс. км^2. Нефтяные и газовые месторождения выявлены в 11 областях и 27 районах. В пределах малоперспективных земель промышленных скоплений углеводородов не обнаружено. В пределах перспективных земель в мезозойских и кайнозойских отложениях выделяется 30 нефтегазоносных комплексов, из которых 14 — преимущественно песчаных, 5 — песчано-глинистых и 14 — преимущественно глинистых. Основные запасы нефти сосредоточены в песчано-глинистых и преимущественно песчаных комплексах; основные запасы газа — в преимущественно песчаных.

Все нефтегазоносные комплексы объединяются в 10 нефтегазоносных горизонтов, характеризующихся специфическими условиями осадконакопления, формирования залежей углеводородов и отличными друг от друга закономерностями изменения физико-химических и геохимических характеристик залежей углеводородов и вмещающих пород.

Нижне-среднеюрский, частично келловейский нефтегазоносный горизонт залегает на глубинах 1200—6000 м на породах фундамента. Представлен континентальными, а на севере равнины — прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями с преобладанием песчаников. Мощность — от 200 до 700 м.

В отложениях горизонта выявлены залежи газа, газоконденсата и нефти в пределах Приуральской, Фроловской, Васюганской, Среднеобской, Пур-Тазовской, Усть-Енисейской и Южно-Ямальской областей. Наиболее интересные залежи нефти открыты в пределах Вартовско-Советского, газа — в пределах Южно-Сотэ-Юганского, газоконденсата — в пределах Тазовского месторождений. В распределении залежей углеводородов отмечается определенная региональная закономерность в преобладании газовых и газоконденсатных залежей на окраинах провинции. Эта общая закономерность в краевых зонах иногда осложняется (Шаимский район). В центральных частях Западно-Сибирской провинции как во впадинах, так и на поднятиях выявлены лишь нефтяные залежи. В окраинных частях провинции нефтяные залежи расположены во впадинах, а на региональных поднятиях в одновозрастных пластах или не отмечается залежей углеводородов, или открываются газовые и газоконденсатные залежи. В рассматриваемых отложениях преобладают структурные и литолого-стратиграфические залежи. Газоконденсатные и, возможно, нефтяные залежи предполагаются на севере провинции в пределах Гыданской и северной части Надым-Пурской областей.

Келловей-оксфордский нефтегазоносный горизонт залегает на глубине 1100—5100 м. Мощность его — от 50 до 400 м. Горизонт в центральных частях

Таблица 88

Нефтегазоносные области и районы Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции

Наименование области и района	Площадь			
			в процентах	
	общая, тыс. км²	в т. ч. поднятий, тыс. км².	от области	от провинции
I. Приуральская	102	25,5	100	4,2
1. Березовский	24	6,5	23,5	1,0
2. Шаимский	36	12,0	35,3	1,5
3. Карабашский	42	7,0	41,2	1,7
II. Фроловская	238	38,0	100	9,8
4. Ярудейский	34	5,5	14,2	1,4
5. Юильский	35	3,0	14,7	1,4
6. Казымский	55	4,0	23,1	2,2
7. Ляминский	24	7,5	10,1	1,0
8. Красноленинский	16	9,0	6,7	0,7
9. Иртышский	24	4,0	10,1	1,0
10. Тобольский	50	5,0	23,1	2,1
III. Каймысовская	138	59,0	100	5,7
11. Демьянский	65	28,0	47,1	2,8
12. Каймысовский	21	13,5	15,2	0,8
13. Межовский	52	17,5	37,7	2,1
IV. Пайдугинская	178	72,5	100	7,4
14. Сильгинский	45	23,5	25,3	1,9
15. Пайдугинский	133	49,0	74,7	5,5
V. Васюганская	72	33,5	100	3,0
16. Пудинский	16	8,5	22,2	0,7
17. Васюганский	22	9,0	30,6	0,9
18. Александровский	34	16,0	47,2	1,4
VI. Среднеобская	178	74,5	100	7,4
19. Салымский	16	4,0	8,9	0,7
20. Сургутский	91	39,0	51,5	3,8
21. Нижневартовский	71	31,5	40,0	2,9
Итого по западным, южным и центральным областям	906	303,0	100	37,5
VII. Надым-Пурская	99	42,5	100	4,1
22. Пурпейский	54	18,0	54,6	2,2
23. Уренгойский	22	14,0	22,2	0,9
24. Надымский	23	10,5	23,2	1,1
VIII. Пур-Тазовская	151	42,0	100	6,2
25. Тольпинский	28	3,0	18,5	1,2
26. Тазовский	63	16,0	41,8	2,6
27 Сидоровский	60	23,0	39,7	2,4
IX. Усть-Енисейская	212	42,0	100	8,8
28. Танамский	33	13,0	15,6	1,4
29. Дорофеевский	34	20,5	16,0	1,4
30. Предтаймырский	145	8,5	68,4	6,0
X. Гыданская	158	53,0	100	6,5
31. Ямбургский	12	5,0	7,6	0,5
32. Мессояхский	43	13,0	27,2	1,8
33. Гыданский	34	15,0	21,5	1,4
34. Напалковский	21	8,0	13,3	0,8
35. Тамбейский	48	12,0	30,4	2,0
XI. Южно-Ямальская	89	18,0	100	3,7
36. Байдарацкий	35	2,0	39,3	1,5

Продолжение табл. 88

Наименование	Площадь			
	общая, тыс. км².	в т. ч. поднятий, тыс. км².	в процентах	
			от области	от провинции
37. Нурминский	54	16,0	60,7	2,2
Итого по северным нефтегазоносным областям	957	248,5	100	39,5
Всего по перспективным землям	1863	551,5	100	77,0
XII. Малоперспективные земли	557	113,5	100	23,0
Всего по провинции	2420	665,0	100	100
Неперспективные земли	930	135,0	100	—
Всего по Западно-Сибирскому седиментационному бассейну	3350	800,0	100	—

бассейна представлен морскими глинистыми отложениями, а ближе к окраинам — чередованием песчаников и глин, накапливавшихся в прибрежно-морских условиях.

Зона замещения песчаников глинами проходит с юга на север через Усановскую, Вынгинскую, Губкинскую и Тазовскую площади. В Приуральской области и на юге Фроловской спорадически вдоль склонов крупных локальных поднятий вновь появляются песчаные отложения.

В рассматриваемом горизонте залежи нефти, газа и газоконденсата открыты в пределах Приуральской, Фроловской, Каймысовской, Пайдугинской, Васюганской, Среднеобской, Надым-Пурской и Усть-Енисейской областей. Наиболее интересные залежи нефти имеются в пределах Покамасовского и Мортымья-Тетеревского; газа — в пределах Пунгинского, Похромского; газоконденсата — в пределах Мыльджинского, Лугинецкого месторождений. Региональные и зональные закономерности распределения залежей нефти и газа в келловей-оксфордских отложениях такие же, как в породах нижележащего горизонта. Выявленные залежи — структурного, реже структурно-литологического типов. Открытие залежей нефти предполагается в Гыданской нефтегазоносной области.

Кимеридж-волжский нефтегазоносный горизонт залегает на глубинах 1000—2900 м. Мощность его — от 50 до 150 м. На большей части территории Западно-Сибирской провинции горизонт представлен битуминозными глинами мощностью до 30—50 м. Вдоль восточных и западных окраин, а также севернее широты Медвежьего и Тазовского месторождений битуминозные породы замещаются преимущественно сероцветными глинистыми отложениями с прослоями песчаников. При этом мощность горизонта увеличивается до 150 м.

В отложениях рассматриваемого горизонта в битуминозных глинистых породах баженовской свиты (волжский ярус) выявлены залежи нефти в Среднеобской нефтегазоносной области в пределах Верхнесалымского, Шапшинского, Салымского, Правдинского и Южно-Балыкского месторождений. Возможно, все эти месторождения входят в состав единого месторождения Большой Салым с линзовидными пластами проницаемых пород, в различной степени гидродинамически связанных между собой и развитых по всей площади месторождения независимо от наличия локальных структур и впадин. Нефть здесь содержится в плитчатых и листовато-плитчатых битуминозных глинах, залегающих среди массивных битуминозных глин. Мощность проницаемых прослоев колеблется

от 0,2—0,3 до 4—5 м. Дебит нефти колеблется от первых десятков литров до 500—700 м³/сут.

Месторождение Большой Салым приурочено к зоне перехода плитчатых битуминозных пород тутлеймской свиты, развитых в западных разрезах, в массивные битуминозные породы баженовской свиты, развитой в более восточных районах. Эта зона перехода протягивается в меридиональном направлении от районов Салыма на юге до Надыма на севере. В пределах ее возможны литологические ловушки с залежами нефти. На юго-востоке провинции непромышленные притоки нефти из глин баженовской свиты получены на Восточно-Моисеевской и Никольской площадях.

Берриас-валанжинский нефтегазоносный горизонт залегает на глубинах 1000—4000 м. Мощность его — 10—600 м. Представлен в основном глинистыми породами с линзовидными прослоями песчаников, формировавшимися в морских и прибрежно-морских условиях.

В отложениях горизонта выявлены залежи нефти, газа и газоконденсата в Пайдугинской, Васюганской, Среднеобской, Надым-Пурской, Усть-Енисейской и Южно-Ямальской нефтегазоносных областях, приуроченные в основном к ачимовской толще мегионской или куломзинской свит. Наиболее интересные залежи нефти выявлены в пределах Малобалыкского и Коголымского месторождений. Залежи газа и газоконденсата имеются на Мыльджинском и Тевризском месторождениях.

В отложениях горизонта преобладают структурно-литологические залежи. Открытие залежей, в основном нефти, предполагается в пределах Гыданской нефтегазоносной области, где ожидается существенное опесчанивание горизонта и появление выдержанных по простиранию пластов и пачек песчаников, разделенных глинами с достаточно удовлетворительными экранирующими свойствами.

Валанжин-готеривский нефтегазоносный горизонт залегает на глубинах 1000—3700 м. Мощность его — 10—700 м. Горизонт представлен в основном морскими, прибрежно-морскими и лагунными песчано-глинистыми отложениями. Последние преобладают во Фроловской нефтегазоносной области и на юге провинции. По сравнению с нижележащими отложениями площадь развития морских отложений в этом горизонте значительно меньше, особенно на севере Западной Сибири.

Залежи нефти и газоконденсата в отложениях горизонта выявлены в Приуральской, Васюганской, Среднеобской, Надым-Пурской, Пур-Тазовской, Усть-Енисейской, Гыданской и Южно-Ямальской областях. Залежи нефти приурочены к Самотлорскому, Мамонтовскому и другим месторождениям; газоконденсата — к Заполярному, Уренгойскому и др.

От Среднеобской нефтегазоносной области в северном, южном и восточном направлениях происходит смена условий накопления осадков в сторону более мелководных фаций. Отмечается следующая последовательность в изменении фазового состояния залежей в зависимости от смены фациальных условий образования вмещающих залежи пород. В Среднеобской области, где отложения валанжин-готеривского горизонта накапливались в морских и прибрежно-морских условиях, развиты нефтяные залежи. По мере появления все более мелководных фаций нефтяные залежи сменяются нефтяными с газоконденсатной шапкой, затем — газоконденсатными с нефтяной оторочкой и, наконец, газоконденсатными. Такая закономерность особенно отчетливо прослеживается в северном от Среднеобской области направлении. При этом, поскольку часто на крупных поднятиях I—II порядка более

мелководные условия накопления пород появляются во времени раньше, чем в смежных впадинах, то смена фазового состояния залежей происходит зонально. Принципиально можно выделить три типа таких зон: 1) во впадинах и на смежных поднятиях преобладают нефтяные залежи; 2) во впадинах преобладают нефтяные залежи, на поднятиях — газоконденсатные и газовые; 3) во впадинах преобладают газовые и газоконденсатные залежи. Такая закономерность смены фазового состояния залежей в зависимости от фациальных условий накопления вмещающих пород прослеживается и по другим горизонтам в мезозойских отложениях. Площади таких зон различны. В некоторых случаях отмечается выпадение отдельных из них, когда зона с нефтяными залежами сменяется в сторону развития более мелководных фаций сразу бесперспективными землями. Залежи нефти открыты в пределах Среднеобской области, залежи газоконденсата — в пределах Надым-Пурской, Пур-Тазовской и Гыданской областей. В последних трех предполагаются также залежи нефти на склонах мегавпадин и мегапрогибов.

Готерив-аптский нефтегазоносный горизонт залегает на глубине 900—2100 м. Мощность его — от 200 до 500 м. Представлен прибрежно-морскими, лагунными и континентальными песчано-глинистыми отложениями. Во Фроловской нефтегазоносной области с относительно более глубоководными условиями накопления пород преобладают глины.

В рассматриваемых отложениях выявлены нефтяные, нефтяные с газоконденсатной шапкой, газоконденсатные и газовые залежи. Закономерность их распределения по площади и разрезу такая же, как в породах подстилающего валанжин-готеривского горизонта, но зоны с одинаковым фазовым состоянием залежей смещены друг относительно друга. Нефтяные залежи приурочены к узкой прерывистой полосе, примыкающей к области распространения фроловских глин.

В Среднеобской области преобладают нефтяные с газовыми и газоконденсатными шапками залежи. На остальной территории перспективных земель Западно-Сибирской провинции в отложениях готерив-аптского нефтегазоносного горизонта выявлены одиночные залежи газа и нефти.

Апт-альб-сеноманский нефтегазоносный горизонт залегает на глубине 400—1200 м. Мощность его — от 300 до 1000 м. Горизонт на западе провинции представлен морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями, на остальной территории — преимущественно песками и песчаниками, накапливавшимися в условиях континентальной равнины, периодически заливавшейся морем.

В районах развития прибрежно-морских отложений в апт-альб-сеноманском горизонте выявлены газоконденсатные, реже — нефтяные залежи, на остальной территории — газовые, реже газовые с нефтяной оторочкой, при этом на севере провинции преобладают залежи газа.

Нефтяные с газовой шапкой и нефтяные залежи прогнозируются в основном в Пур-Тазовской нефтегазоносной области и в зоне развития викуловской свиты. Газовые залежи предполагаются в Гыданской нефтегазоносной области.

Турон-сантонский нефтегазоносный горизонт залегает на глубине 200—1000 м. Мощность его достигает 300 м. Горизонт на большей части территории распространения представлен глинистыми и глинисто-кремнистыми отложениями, накапливавшимися в морских условиях. Ближе к окраинам Западно-Сибирской плиты появляются песчано-глинистые прибрежно-морские отложения. Ширина зоны песчано-глинистых отложений на востоке достигает 200—300 км, на остальной территории не превышает 20—50 км.

В отложениях рассматриваемого горизонта выявлены литологические и сводовые пластовые газовые залежи, которые расположены в зоне перехода глинистых и кремнисто-глинистых пород в песчано-глинистые отложения на востоке провинции.

Кампан-датский предположительно нефтегазоносный горизонт залегает на глубине до 800 м. Мощность его — до 400 м. Горизонт на большей части Западно-Сибирской провинции представлен преимущественно глинистыми, часто известковистыми морскими породами. Лишь на окраинах седиментационного бассейна, главным образом в пределах неперспективных отложений, появляются песчаные прибрежно-морские породы. Песчаные и песчано-глинистые отложения этого горизонта в западных районах Усть-Енисейской области залегают под мощной толщей (до 400 м) многолетнемерзлых пород. Под последними на ряде площадей, по данным БКЗ, фиксируются проницаемые породы с высокими удельными электрическими сопротивлениями, которые могут быть вызваны наличием гидратных залежей газа. Термодинамические условия для существования таких залежей имеются на значительной территории в пределах Усть-Енисейской, Гыданской и Южно-Ямальской областей.

Палеоцен-нижнеолигоценовый предположительно нефтегазоносный горизонт залегает на глубине до 400—600 м. Мощность его до 600 м. Горизонт представлен в основном морскими глинистыми и кремнисто-глинистыми породами. По направлению к окраинам седиментационного бассейна, в том числе и к северу от Среднеобской области, глинистые отложения сменяются песчано-глинистыми и песчаными, накапливавшимися в прибрежно-морских и континентальных условиях. В палеоцен-нижнеолигоценовых отложениях, там, где они представлены проницаемыми породами, в контуре перспективных земель возможно наличие вторичных газовых залежей, в том числе и гидратных. В первую очередь такие залежи могут быть встречены в северных нефтегазоносных областях.

Среднеолигоцен-неогеновый предположительно нефтегазоносный горизонт залегает на глубине до 300 м. Мощность его — до 300 м. Горизонт на всей территории Западно-Сибирской провинции представлен песчано-глинистыми континентальными отложениями. В этих породах на севере Западной Сибири, там, где они перекрываются глинистыми четвертичными осадками с достаточно хорошими экранирующими свойствами, возможны вторичные залежи газа, в том числе гидратные.

Распределение запасов нефти и газа как по нефтегазоносным горизонтам, так и по областям и районам неравномерное. По разрезу наиболее интересные залежи нефти и конденсата сосредоточены в неокомских и частично аптских отложениях Среднеобской, Надым-Пурской и Гыданской областей, газа — в апт-сеноманских отложениях Надым-Пурской, Пур-Тазовской, Гыданской и Южно-Ямальской областей (табл. 89).

Краткая характеристика нефтегазоносных областей приводится ниже. Основные сведения по выявленным месторождениям и залежам углеводородов каждой области приведены в табл. 59.

Приуральская нефтегазоносная область выделяется в западной части Западно-Сибирской провинции в пределах Тюменской и частично Свердловской областей. Она охватывает восточный склон Внешнего тектонического пояса Западно-Сибирской плиты. На западе и юге Приуральская область граничит с территорией малоперспективных земель, на северо-востоке и востоке — с Фроловской нефтегазоносной областью. Контуры области в основном проведены по особенностям строения вогулкинского нефтегазоносного комплекса.

Таблица 89

Распределение геологических запасов нефти и газа по нефтегазоносным горизонтам Западно-Сибирской провинции (по состоянию на 1/I 1974 г.)

Области	Тип углеводородов	Группы запасов	J_1—J_3Cl_1	J_3Cl_2—OX_2	J_3km_1—v	K_1br—v	K_1v—h_2	K_1h_2—ap_2	K_1ap_2—K_2cm_2	K_2t_1—st_2
Приуральская	н	П	25	65	—	0	0	0	10	0
	н	ABC_1C_2	82	32	0	0	0	0	0	0
	г	П	20	70	—	0	10	0	0	0
	г	ABC_1C_2	2	50	0	0	0,04	0	0	0
Фроловская	н	П	65	2	—	0	0	3	30	0
	н	ABC_1C_2	9	19	0	0	0	0	0	0
	г	П	30	1	—	3	0	21	45	—
	г	ABC_1C_2	3	20	0	0	0	0	0	0
Каймысовская	н	П	35	45	—	10	5	0	5	0
	н	ABC_1C_2	2	22	0	0	0	0	7	0
	г	П	10	45	—	10	10	10	5	0
	г	ABC_1C_2	0	26	0	0	0	0	0	0
Пайдугинская	н	П	15	60	—	10	15	0	0	0
	н	ABC_1C_2	0	1,1	0	0	6,7	0	0	0
	г	П	10	75	—	5	10	0	0	0
	г	ABC_1C_2	0	1,0	0	0	0	0	0	0
Васюганская	н	П	15	75	—	6	4	0	0	0
	н	ABC_1C_2	13	54	0	2	0	0	0	0
	г	П	20	55	—	10	10	0	5	0
	г	ABC_1C_2	3	41	—	25	0	0	10	0
Среднеобская	н	П	5	10	—	5	50	30	0	0
	н	ABC_1C_2	19	22	0	67	47	80	0	0
	г	П	4	7	—	6	25	48	10	0
	г	ABC_1C_2	21	39	+	60	98	84	89	0
Надым-Пурская	н	П	10	10	—	10	60	5	5	0
	н	ABC_1C_2	0	53	—	57	15	0	11	0
	г	П	4	1	—	6	24	3	60	2
	г	ABC_1C_2	0	60	0	10	28	0	55	0
Пур-Тазовская	н	П	8	10	—	2	45	0	35	0
	н	ABC_1C_2	0	0	0	0	10	0	41	0
	г	П	5	3	—	2	35	0	50	5
	г	ABC_1C_2	5	0	0	0	12	0	40	10
Гыданская	н	П	20	35	—	20	15	0	10	—
	н	ABC_1C_2	0	0	0	0	2	0	0	0
	г	П	5	20	—	10	10	0	50	5
	г	ABC_1C_2	0	0	0	0	43	0	43	0
Южно-Ямальская	н	П	40	0	—	10	25	10	15	0
	н	ABC_1C_2	1	0	0	10	0	0	8	0
	г	П	8	0	—	12	15	20	45	0
	г	ABC_1C_2	1	0	0	1	15	63	5	0
Усть-Енисейская	н	П	20	5	—	35	25	0	15	—
	н	ABC_1C_2	0	0	0	0	4	0	0	0
	г	П	15	3	—	15	20	0	45	2
	г	ABC_1C_2	3	0	0	2	45	0	2	0

Продолжение табл. 89

Области	Тип углеводородов	Группы запасов	J_1 - J_3Cl_1	J_3Cl_2 — ox_2	J_3km_1 — v	K_1br — v	K_1v — h_2	K_1h_2 — ap_2	K_1ap_2 — K_2cm_2	K_2t_1 — st_2
Малоперспективные земли	н	П	0	0	—	0	0	0	0	0
	н	ABC_1C_2	0	0	0	0	0	0	0	0
	г	П	30	70	—	0	0	0	0	—
	г	ABC_1C_2	0	0	0	0	0	0	0	0

Примечание. П—потенциальные ресурсы по нефтегазоносным горизонтам в %; ABC_1C_2—категорийные запасы в % от потенциальных ресурсов по нефтегазоносным горизонтам; н—нефть и конденсат; г—газ.

Западная граница примерно совпадает с зоной выклинивания базальных морских песчаников вогулкинской толщи, а восточная, северная и южная — с зоной замещения песчаников вогулкинской толщи глинистыми породами абалакской или марьяновской свит. Характерной особенностью мезозойско-кайнозойского разреза области являются преобладание морских и прибрежно-морских отложений и резко сокращенная мощность юрских, берриасских и валанжинских пород.

Приуральская область подразделяется на три нефтегазоносных района — Березовский газоносный, Шаимский нефтеносный и Карабашский газоносный. Во всех перечисленных районах открыты месторождения нефти или газа. Преобладают однозалежные месторождения.

В Березовском районе выявлено 21 месторождение с 25 залежами. Все залежи в юрских отложениях связаны с литолого-стратиграфическими ловушками, образовавшимися на склонах выступов фундамента или вдоль резких уступов его. Проницаемые породы вогулкинской толщи формировались за счет разрушения пород выступов фундамента. Соответственно, мощность и коллекторские свойства продуктивного горизонта контролируются составом пород фундамента, высотой выступа его и интенсивностью роста в юрское время. По направлению к приподнятой части выступа фундамента песчаные отложения вогулкинской толщи выклиниваются, образуя кольцевую ловушку вокруг выступа фундамента. На участках, где современная высота фундамента над уровнем поверхности тюменской свиты более 50—70 м, формировались грубообломочные породы в келловейский, оксфордский, кимериджский, а местами и волжский века. Если высота выступа фундамента над уровнем поверхности тюменской свиты менее 50—70 м, то, как правило, в песчаных фациях развиты только келловейские отложения. В оксфордском и кимериджском веках накапливались существенно глинистые породы.

Коллекторские свойства пород вогулкинской толщи на участках развития в породах фундамента гранитов и гнейсов значительно лучше, чем там, где фундамент сложен эффузивными и метаморфическими сланцевыми породами. В отдельных случаях при достаточной высоте гранитных выступов фундамента открытая пористость песчаников вогулкинской толщи достигает 30%, а проницаемость до 27 Д.

Наиболее интересная залежь газа в отложениях вогулкинской толщи выявлена в пределах Пунгинского локального поднятия. Небольшие пластово-массивные залежи газа в пределах Деминского, Южно-Алясовского и Северо-Алясовского локальных поднятий приурочены к неокомским отложениям.

По породам фундамента Березовского района развита кора выветривания, мощность которой в отдельных разрезах достигает 80 м. В приподнятых зонах выступов фундамента образования коры выветривания, как правило, размыты. Открытая пористость их в отдельных участках достигает 20%, а проницаемость 0,5—1,0 мД. За счет проникновения газа из окружающих отложений вогулкинской толщи в трещиноватых породах фундамента или коре выветривания часто содержится газ, дебиты которого достигают 650 тыс. м³/сут. Ниже газоводяного контакта в вогулкинской толще в породах фундамента и коре выветривания признаков газа не отмечается.

Сравнительно низкая плотность потенциальных ресурсов, сложное геологическое строение выявленных и предполагаемых залежей газа в Березовском районе, низкая расчетная эффективность перевода прогнозных запасов в категорийные позволяет считать нецелесообразной постановку поисковых работ в этом районе в ближайшее время.

В Карабашском районе Приуральской нефтегазоносной области выявлено одно газовое месторождение с залежью литолого-стратиграфического типа в верхнеюрских (келловейских) отложениях вогулкинской толщи. В породах выступа фундамента, представленного трещиноватыми серпентинитами, содержится также газ, проникший из осадочных отложений.

По условиям осадконакопления келловей-оксфордских отложений Карабашский район в первом приближении можно сравнивать с относительно глубоководной восточной зоной Березовского района, но условия для формирования пород-коллекторов вогулкинской толщи здесь были менее благоприятными. Район расположен в пределах Туринской моноклинали. В более погруженных зонах здесь можно ожидать залежи газоконденсата и нефти, в более приподнятых участках — газовые залежи. Наиболее мелководные зоны накопления верхнеюрских пород бесперспективных для поисков залежей углеводородов.

На ближайшую перспективу из-за низкой плотности потенциальных запасов постановка поисковых работ в районе не рекомендуется ввиду их низкой эффективности.

В Шаимском районе выявлено 31 месторождение. Все месторождения однозалежные. Нефть приурочена к верхнеюрским отложениям вогулкинской толщи, реже — к породам тюменской свиты.

Вдоль Шаимского мегавала, по его северо-западным и юго-восточным склонам юрские отложения образуют литолого-стратиграфические ловушки, в которых проницаемые песчаные отложения вогулкинской толщи образуют прерывистые заливообразные зоны. В осевой части Шаимского мегавала от Мулымьинской площади на юго-западе до Потанайской на северо-востоке протягивается сплошная, сложно построенная «лысая» зона, в пределах которой юрские проницаемые породы отсутствуют. Локальные поднятия здесь не контролируют залежей, что вызывает необходимость применения сплошных систем разведки. Из-за несовершенства методики разведки и сложной конфигурации литолого-стратиграфических ловушек суммарный объем бурения поисковых и разведочных скважин, расположенных в «лысых» зонах, составил около 150 тыс. м.

Как и в Березовском районе, здесь также коллекторские свойства песчаных продуктивных отложений вогулкинской толщи зависят от высоты выступа фундамента над поверхностью тюменской свиты, состава его и интенсивности роста отдельных участков Шаимского мегавала в юрский этап. Вдоль склонов наиболее приподнятых зон юго-западных участков мегавала отложения вогулкинской толщи имеют келловей-кимериджский возраст. По мере погружения

крыльев мегавала и вдоль погружающейся осевой зоны на северо-восток высота выступов фундамента над уровнем тюменской свиты уменьшается. Соответственно здесь постепенно оксфорд-кимериджские отложения замещаются глинами, а в еще более погруженных зонах глинами замещаются и келловейские песчаные породы вогулкинской толщи.

На склонах Верхнекондинского мегапрогиба, примыкающих к северо-западным крыльям Шаимского мегавала, залежи нефти в юрских отложениях контролируются локальными поднятиями и содержатся в породах тюменской свиты или вогулкинской толщи. Последняя появляется только в присводовых участках наиболее высоких структур, в вершинах которых имеется «лысая» зона.

По сравнению с другими районами Тюменской области эффективность прироста запасов в Шаимском районе невелика и геологических условий для повышения ее нет, поэтому дальнейшее развитие специализированных поисково-разведочных работ нецелесообразно.

Фроловская нефтегазоносная область выделяется на западе Центральной тектонической области Западно-Сибирской плиты. Она расположена в пределах Надымской и Ханты-Мансийской мегавпадин, осложняющих и разделяющих их поднятий I—II порядков. На западе Фроловская область граничит с Приуральской, на севере — с Южно-Ямальской, на востоке — с Надым-Пурской и Среднеобской. Контуры области примерно совпадают с зоной развития фроловской и ахской свит. В разрезе мезозойско-кайнозойских отложений в области отмечается преобладание морских и прибрежно-морских пород и наличие мощной (до 900 м) глинистой толщи фроловской свиты. Общая мощность осадочного платформенного чехла — 2000—3000 м.

В пределах Фроловской области выделяются семь нефтегазоносных районов, в трех из которых выявлены залежи нефти и газа. Всего в области пять нефтяных и четыре газовых месторождения с 14 залежами в юрских, неокомских и альбских отложениях. Все открытые месторождения одно- или двухзалежные. В юрских отложениях залежи массивные, пластово-сводовые. Вследствие плохих коллекторских свойств пород ловушки часто осложнены литологическими экранами. В неокомских отложениях имеются две небольшие залежи газа в Тобольском районе, приуроченные к Тевризскому поднятию. Залежи связаны с пластово-литологическими ловушками в ачимовской толще. В альбских отложениях залежи нефти выявлены в Красноленинском районе. Они приурочены к пластовым сводовым ловушкам, в пределах которых часто встречаются зоны замещения проницаемых пород глинами.

Все выявленные месторождения недоразведаны. Наиболее интересным является Каменное месторождение. Здесь нижнесреднеюрские отложения, к которым приурочена основная залежь нефти, имеют сложное строение вследствие замещения песчаников глинами. На фоне общего увеличения количества глин и глинистых песчаников в восточном направлении имеются участки развития песчаников и гравелитов в кровле тюменской свиты. Дебиты нефти из них достигают 1200 м³/сут. В кровле викуловской свиты на Каменном поднятии имеется залежь сравнительно тяжелой нефти, высота которой превышает амплитуду локальных впадин, разделяющих смежные поднятия. За счет этого залежь распространяется пределы соседних локальных структур. Запасы нефти Каменного месторождения могут быть увеличены и, несмотря на сложность геологического строения, разведочные работы здесь следует продолжить.

Основные перспективы нефтегазоносности во Фроловской области связаны с альбскими отложениями викуловской свиты в зоне перехода ее в отложения покурской свиты в Ярудейском, Юильском и Ляминском районах. В нижнесреднеюрских отложениях из-за низких коллекторских свойств ожидаются мелкие залежи нефти и газа. Особый интерес представляет зона перехода листовато-плитчатых пород тутлеймской свиты в массивные глины баженовской свиты, протягивающаяся в меридиональном направлении по территории Ляминского, Юильского и возможно Казымского и Ярудейского районов. В этой зоне могут быть встречены литологические залежи нефти, приуроченные к глинам баженовской свиты.

Каймысовская нефтегазоносная область находится в центральной зоне южной части Западно-Сибирской провинции в пределах Томской, Тюменской и Новосибирской областей. Она включает Верхнедемьянский мегавал, Каймысовский и Межовский своды и склоны окружающих их мегавпадин и мегапрогибов. На севере она граничит со Среднеобской, на западе и юго-западе — с Фроловской, на востоке — с Васюганской нефтегазоносными областями и на юге — с малоперспективными землями. Северная граница области проходит по зоне перехода пестроцветных отложений киялинской свиты в зеленоцветные и сероцветные породы вартовской и алымской свит. На востоке граница области примерно совпадает с границей исчезновения глинистой покрышки нижней подсвиты васюганской свиты между проницаемыми породами тюменской и верхов васюганской свит. На юге и юго-западе граница совпадает с зоной перехода васюганской свиты в татарскую и барабинскую.

Характерная особенность разреза мезозойско-кайнозойских пород — преобладание прибрежно-морских и континентальных отложений, развитие существенно глинистых пестроцветных пород в отложениях готерива, баррема и частично валанжина и апта. Общая мощность осадочных платформенных отложений — 2700—3500 м.

В рассматриваемой области выделяются три нефтегазоносных района, в каждом из которых выявлены месторождения нефти и газоконденсата. Всего в области открыто 21 нефтяное и два газоконденсатных месторождения с 31 залежью. Большинство нефтяных месторождений однозалежные. Залежи нефти приурочены к верхнеюрским отложениям, и лишь в пределах Казанского газоконденсатного месторождения залежи имеются в нижне-среднеюрских отложениях. Имеется одна залежь нефти в сеномане. Большинство залежей относится к пластово-массивному типу. В пределах их часто отмечаются многочисленные литологические замещения песчаников глинами, за счет чего структурный контроль распространения контуров залежи осложняется литологическим. Некоторые месторождения (Межовское) осложнены дизъюнктивными нарушениями, за счет которых залежь пласта $Ю_1$ была разрушена с образованием ряда залежей и нефтепроявлений в вышележащих отложениях вплоть до пестроцветных готеривских пород киялинской свиты [90, 91].

Васюганская нефтегазоносная область расположена в восточной части Центральной тектонической области в Томской и частично Тюменской областях. На западе она граничит с Каймысовской, на севере — с Пур-Тазовской, на востоке — с Пайдугинской нефтегазоносными областями, на юге и юго-востоке — с малоперспективными землями. Особенностью разреза по сравнению с Каймысовской областью является постепенное исчезновение глинистого экрана, разделяющего нижне-среднеюрский, частично келловейский и келловей-оксфордский нефтегазоносные горизонты.

Всего в области открыто 32 месторождения с 55 залежами нефти, газоконденсата и газа. Основные залежи сосредоточены в отложениях келловей-оксфордского нефтегазоносного горизонта. Второй по значимости горизонт — верхи берриаса — валанжин — готерив. Имеются скопления углеводородов в нижне-среднеюрском, частично келловейском, готерив-аптском, апт-сеноманском и турон-сантонском нефтегазоносных горизонтах. Из месторождений наиболее характерные для рассматриваемой области Лугинецкое, Мыльджинское и Вахское.

Основные перспективы нефтегазоносности связаны с келловей-оксфордским и валанжин-готеривским нефтегазоносными горизонтами. В первом распределение залежей как по запасам, так и по фазовому состоянию в значительной степени контролируется фациальными условиями накопления пород и структурными факторами.

Пайдугинская нефтегазоносная область выделяется на юго-востоке Западно-Сибирской провинции в пределах Томской, частично Тюменской областей и Красноярского края. Она включает систему мегавалов, валов и куполовидных поднятий с окружающими их мегавпадинами и впадинами, осложняющими юго-восточную часть Центральной тектонической области Западно-Сибирской плиты. На севере и западе Пайдугинская нефтегазоносная область граничит с Пур-Тазовской и Васюганской областями, на востоке и юге — с малоперспективными землями.

Характерная особенность разреза мезозойско-кайнозоского чехла — преобладание континентальных отложений, переход морских и прибрежно-морских пород куломзинской, тарской и вартовской свит в пестроцветные образования илекской свиты, исчезновение региональных покрышек в верхневаланжинско-сеноманских отложениях, значительное опесчанивание разреза верхнемеловых пород.

В Пайдугинской нефтегазоносной области выявлено два нефтяных и пять газовых и газоконденсатных месторождений с восемью залежами. Залежи нефти и газа приурочены к юрским (пласт $Ю_1$) и неокомским отложениям. Основной объект нефтегазопоисковых работ — верхнеюрские отложения наунакской свиты, которые в большинстве разрезов гидродинамически связаны с подстилающими проницаемыми породами тюменской свиты.

В настоящее время в Пайдугинской нефтегазоносной области следует завершить поисковые работы, проведя бурение на локальных поднятиях прогнутых зон.

Среднеобская нефтегазоносная область выделяется в центральной части Западно-Сибирской провинции в пределах Нижневартовского и Сургутского районов Тюменской области и частично Александровского района Томской области. Она включает Сургутский и Нижневартовский своды, Салымское куполовидное поднятие и окружающие их впадины. Среднеобская нефтегазоносная область граничит на западе с Фроловской, на севере — с Надым-Пурской, на востоке — с Васюганской и на юге — с Каймысовской нефтегазоносными областями. Западная граница области проходит по зоне перехода отложений мегионской, вартовской, алымской и покурской свит в породы фроловской, викуловской, хантымансийской и уватской свит. На юге граница примерно совпадает с границей распространения вартовской свиты. На восточной и северо-восточной границе отмечается опесчанивание юрских и неокомских отложений. На севере граница Среднеобской области проходит по зоне замещения зеленоцветных пород вартовской свиты преимущественно сероцветными.

Характерная особенность разреза платформенных мезозойско-кайнозойских отложений — преобладание морских и прибрежно-морских отложений, наличие в валанжинских и готеривских отложениях выдержанных на значительное расстояние пластов песчаников и разделяющих их глинистых перемычек. Общая мощность осадочного платформенного чехла в пределах области 3000—3250 м.

Среднеобская нефтегазоносная область подразделяется на три района: Сургутский, Нижневартовский и Салымский, в каждом из которых открыты месторождения нефти.

Всего в пределах Среднеобской области открыто 72 месторождения нефти с 257 залежами. Основные запасы нефти сосредоточены в отложениях валанжин-готеривского и готерив-аптского нефтегазоносных горизонтов. Имеются залежи нефти в отложениях нижне-среднеюрского, частично келловейского, келловей-оксфордского, кимеридж-волжского и берриас-валанжинского горизонтов. В Нижневартовском районе выявлены залежи газа в апт-сеноманском нефтегазоносном горизонте.

В валанжин-готеривском нефтегазоносном горизонте развиты выдержанные на значительном расстоянии пласты песчаников и разделяющие их глинистые покрышки. В западном направлении отмечается последовательное ступенчатое замещение песчаников глинами. В пределах каждой ступени происходит замещение нижнего песчаного пласта. Пласт $БВ_{10}$ развит в южных и центральных частях Нижневартовского района. Пласты $БВ_{8-9}$ и $БС_{10-11}$ замещаются глинами в западных разрезах Сургутского свода, пласты $БС_{1-6}$ — в Салымском районе. Зона замещения песчаных пластов глинами не контролируется современным структурным планом, что создает благоприятные условия для формирования литологически-экранированных ловушек.

Частота встречаемости залежей находится в прямой зависимости от современного структурного плана — в приподнятых зонах сосредоточены основные запасы нефти.

В готерив-аптском нефтегазоносном горизонте песчаные пласты на большей части территории области гидродинамически связаны между собой. Лишь в западных участках Сургутского района появляются глинистые покрышки над пластом $АС_8$, затем $АС_9$ и в Салымском районе над $АС_{11}$ и $АС_{12}$. В соответствии с этим, несмотря на наличие региональной покрышки в кровле горизонта, с востока на запад отмечается смещение по разрезу залежей углеводородов сверху вниз по мере появления соответствующих покрышек.

Частота встречаемости залежей углеводородов в регионально приподнятых и опущенных зонах в готерив-аптских отложениях почти одинакова с некоторым преобладанием роли залежей в приподнятых зонах. Такое же распределение следует ожидать в юрских и берриас-валанжинских отложениях.

В неоком-аптских отложениях в целом по Среднеобской области потенциальные ресурсы нефти переведены в промышленные категории на 47—80%, а в Нижневартовском районе — почти на 100%. Тем не менее ресурсы углеводородов здесь еще не исчерпаны. В Сургутском районе основные перспективы связываются с северными участками его, где пока выявлено одно (Холмогорское) месторождение. В Нижневартовском районе резервы потенциальных ресурсов связываются с литологическими залежами нефти. Геологические условия для обнаружения таких залежей имеются в зонах замещений пластов $БВ_{13-15}$, $БВ_{10}$, $БВ_8$ и $АВ_1$.

Особый интерес представляют битуминозные глины баженовской свиты Салымского района. Здесь из глинистых отложений волжского яруса (баженов-

ская свита) на Правдинской, Салымской, Шапшинской, Верхнесалымской и Малобалыкской площадях получены притоки нефти дебитами до 500—700 м³/сут. Баженовская свита здесь залегает на глубинах 2800—3000 м и представлена чередованием листовато-плитчатых битуминозных глин с массивными, также битуминозными глинами. Нефть содержится в листовато-плитчатых разностях. Имеются данные о наличии в этом продуктивном горизонте и трещинных коллекторов [85, 193, 194]. Общая мощность свиты — до 60 м.

Мощность прослоев проницаемых листоватых глин колеблется от 0,4 до 4,0 м. В разрезе свиты они распределены неравномерно и не коррелируются между собой. Суммарная мощность проницаемых разностей колеблется от 1—2 до 28% от общей мощности свиты.

На основании имеющихся данных баженовская свита на Салымской площади представляет собой многочисленную систему линз проницаемых пород, в различной степени связанных между собой. Возможно, что некоторые линзы гидродинамически не связаны с другими. В результате этого во время испытания разведочных скважин при увеличении депрессии на пласт дебит нефти не увеличивается, а уменьшается. Это связано с тем, что при увеличении депрессии приток нефти из призабойной части пласта увеличивается, а из более отдаленных зон нефть не успевает подойти, и за счет горного давления листовато-плитчатые глины сжимаются, дебит нефти уменьшается и приток может прекратиться совсем. При этом буферное давление резко снижается. После остановки скважины оно сравнительно быстро восстанавливается, что указывает на наличие гидродинамической связи проницаемых пород между собой.

Пластовые давления в залежи превышают гидростатическое в среднем на 150 кгс/см² и составляют по отдельным замерам 450 кгс/см². Покрышкой залежи служат глинистые породы низов ахской свиты мощностью до 100 м. От нижележащих проницаемых горизонтов тюменской свиты баженовские отложения отделены глинами абалакской свиты мощностью до 50 м.

Распространение проницаемых пород баженовской свиты по площади не контролируется локальными поднятиями. В пределах наиболее изученной Салымской площади имеются скважины, из которых получены как большие, так и малые притоки нефти независимо от их структурного положения.

Условия формирования листовато-плитчатых глин в глинистых битуминозных породах баженовской свиты не выяснены. Более вероятно, что они связаны с особенностями условий осадконакопления [287]. В разрезе юрских пород Приуральской и частично Фроловской областей широко развиты плитчатые, тонколистоватые битуминозные глины тутлеймской свиты. В более восточных районах они переходят в массивные, каменистые, также высокобитуминозные глины баженовской свиты. Салымский район расположен в зоне такого перехода, и здесь возникли условия для чередования плитчатых и массивных разностей. Такие же условия осадконакопления можно предполагать по всей зоне перехода этих свит, которая протягивается в меридиональном направлении от среднего течения р. Демьянка на юге до Надымской площади на севере на расстоянии более 900 км. Ширина этой зоны, по-видимому, колеблется от 20—30 до 50—60 км. Такие зоны могут быть развиты и на других участках распространения баженовской свиты.

Таким образом, в Среднеобской области основные перспективы наращивания запасов нефти и газа связаны с литологическими ловушками в неокомаптских и верхнеюрских отложениях (включая породы баженовской свиты), структурными ловушками в зонах погружений, а также с малоамплитудными структурами, которые при структурном картировании сейсморазведочными

работами при обычных модификациях МОВ не выделяются. В западных районах области повышаются перспективы нефтегазоносности васюганской свиты, а в северных районах — берриас-валанжинских отложений, которые еще слабо изучены.

Надым-Пурская нефтегазоносная область выделяется на западе Северной тектонической области Западно-Сибирской плиты в пределах Тюменской области. Она включает в себя систему мегавалов и валов и окружающих их мегапрогибов и мегавпадин. На западе область граничит с Фроловской и Южно-Ямальской, на юге — со Среднеобской, на востоке — с Пур-Тазовской, на севере — с Гыданской нефтегазоносными областями.

Характерная особенность разреза — преобладание континентальных и прибрежно-морских отложений, развитие сероцветных пород в готериве — барреме. Общая мощность осадочных платформенных отложений — 2500—7000 м.

Надым-Пурская область включает три нефтегазносных района, в каждом из которых выявлены газовые и газонефтяные месторождения. Всего в области выявлено 14 газовых и газоконденсатных, два газонефтяных и два нефтяных месторождения с 46 залежами. Основные запасы газа сосредоточены в сеноманских, конденсата — в валанжин-готеривских отложениях. Нефтяные, газовые и газоконденсатные залежи имеются в породах келловей-оксфордского, берриас-валанжинского и готерив-аптского нефтегазоносных горизонтов. Основные перспективы открытия новых залежей нефти связываются с отложениями валанжин-готеривского горизонта, газа — апт-сеноманского горизонта.

Валанжин-готеривский нефтегазоносный горизонт представлен чередованием песчаных и глинистых пластов, которые местами выдержаны по простиранию на значительное расстояние. По сравнению с более южными районами породы горизонта здесь накапливались в более мелководной морской обстановке. Вниз по разрезу, а также в погруженных зонах разрез становится более мористым.

В приподнятых зонах типа Уренгойского вала в валанжин-готеривском горизонте развиты газоконденсатные залежи. Вниз по разрезу увеличивается конденсатный фактор и появляются оторочки нефти. На склонах крупных поднятий и в более погруженных зонах предполагаются более глубоководные условия накопления осадков и наличие в тех же пластах залежей нефти. Частота встречаемости залежей углеводородов в приподнятых и погруженных зонах, очевидно, одинакова за исключением крупной заливообразной зоны широтного простирания, протягивающейся с востока до Губкинской площади, в пределах которой возможно развитие мелководных, а местами континентальных условий осадконакопления.

Апт-альб-сеноманский нефтегазоносный горизонт представлен преимущественно песчаными отложениями, которые в большинстве случаев образуют единый гидродинамически связанный комплекс пород. Здесь наряду с континентальными встречаются прослои пород, накапливавшихся в прибрежно-морских условиях. В кровле горизонта выявлены залежи газа. По частоте встречаемости залежей углеводородов здесь более вероятно прямое распределение их запасов с резким преобладанием количества таких залежей в зонах региональных поднятий. На отдельных участках восточных окраин области, там, где экранирующие свойства аналогов пимской пачки и алымской свиты ухудшаются, в сеноманских залежах газа возможно появление оторочек тяжелой нефти.

Многие исследователи перспективы нефтегазоносности Надым-Пурской области связывают с отложениями нижне-среднеюрского, частично келловейского, келловей-оксфордского и берриас-валанжинского горизонтов. Отложения нижне-среднеюрского, частично келловейского нефтегазоносного горизонта вскрыты скважинами на Тазовской и Медвежьей площадях. Коллекторские свойства их низкие, и по условиям осадконакопления они мало отличаются от районов Среднего Приобья. Соответственно перспективы нефтегазоносности их здесь не выше, чем в более южных районах.

Отложения келловей-оксфордского горизонта в песчаных фациях развиты лишь на небольшой территории юго-востока области. На остальной территории они представлены глинами. Поэтому прогнозная оценка запасов углеводородов в Надым-Пурской области низка.

Отложения берриас-валанжинского нефтегазоносного горизонта сложены преимущественно глинистыми породами с редкими пластами песчаников, в которых могут быть встречены залежи нефти. Предполагавшееся ранее широкое развитие песчаников не подтвердилось бурением скважин на Губкинской, Медвежьей, Тазовской и других площадях. В пределах Надым-Пурской области условия осадконакопления пород этого горизонта были сходными с районами Среднего Приобья, и предполагать здесь более высокие перспективы нефтегазоносности по сравнению с южными районами нет оснований.

Готерив-аптский нефтегазоносный горизонт представлен на всей территории области песчано-глинистыми породами, накапливавшимися в мелководных морских и континентальных условиях. В районах распространения алымской и вартовской свит в породах горизонта могут быть встречены газовые и газоконденсатные залежи, а в погруженных зонах — и нефтяные. По частоте встречаемости залежей углеводородов в приподнятых и погруженных зонах здесь вероятнее предполагать обратное соотношение — преобладание нефтяных залежей в локальных ловушках погруженных зон.

Пур-Тазовская нефтегазоносная область расположена на востоке Северной тектонической области в Тюменской области. На западе и северо-западе рассматриваемая область граничит с Надым-Пурской, на севере — с Гыданской, на северо-востоке — с Усть-Енисейской, на юге — с Васюганской и Пайдугинской нефтегазоносными областями. Границы области проведены на западе и юге по зоне некоторой глинизации покурской, алымской и вартовской свит; на востоке — по линии значительного опесчанивания разреза турон-сантонского нефтегазоносного горизонта.

Характерной особенностью мезозойско-кайнозойских платформенных отложений является преобладание континентальных и прибрежно-морских отложений, наличие мощной преимущественно песчаной толщи валанжина — сеномана, появление в турон-сантонском горизонте прослоев проницаемых пород. Общая мощность чехла — 3500—9000 м.

Пур-Тазовская нефтегазоносная область подразделяется на три района, в двух из которых выявлены газовые, газовые с нефтяной оторочкой, газоконденсатные и нефтяные с газовой шапкой залежи. Всего в области открыто четыре газовых и газоконденсатных и одно нефтяное месторождение с 20 залежами. Основные выявленные запасы газа и нефти сосредоточены в сеноманских, газоконденсата — в валанжин-готеривских отложениях. Основные перспективы открытия залежей нефти предполагаются в берриас-валанжинских, валанжин-готеривских, газа — в сеноманских отложениях. Перспективы обнаружения газоконденсатных и нефтяных залежей связаны с юрскими отложениями восточных и южных районов области.

Берриас-валанжинский нефтегазоносный горизонт в западных разрезах области представлен преимущественно глинистыми морскими породами с редкими прослоями песчаников, в которых отмечены мелкие залежи нефти и нефтепроявления. В восточном направлении разрез становится более песчанистым. В зоне перехода глинистых пород в песчаные возможно обнаружение залежей нефти.

Валанжин-готеривские и готерив-аптские отложения представлены прибрежно-морскими и континентальными песчано-глинистыми породами. Более благоприятные условия для формирования залежей углеводородов в этих отложениях существовали в более погруженных зонах, особенно в западных разрезах Пур-Тазовской области. В сеноманских отложениях основные перспективы газоносности связываются с крупными структурами приподнятых зон. Во впадинах условия формирования газовых залежей ухудшаются. На участках отсутствия глинистых экранов в готеривских и аптских отложениях, где создаются условия для гидродинамической связи с более мористыми отложениями, газовые залежи будут иметь нефтяную оторочку.

Южно-Ямальская нефтегазоносная область расположена в юго-восточной части п-ва Ямал в пределах Тюменской области. В пределах области выделяются Нурминский мегавал и ряд более мелких структур II порядка. На востоке Южно-Ямальская область граничит с Гыданской, на юге — с Фроловской и Надым-Пурской нефтегазоносными областями, на западе и юго-западе — с малоперспективными землями. Восточная граница области совпадает с зоной перехода ярротинской и уватской свит в покурскую.

Особенностью разреза мезозойско-кайнозойских платформенных отложений является преобладание морских и прибрежно-морских образований, появление в низах разреза пород прибрежно-морского генезиса в заводоуковской серии, наличие своеобразной ярротинской свиты с пачкой линзовидных песчаников в средней ее части. Общая мощность осадочного чехла — 2000—2500 м.

Южно-Ямальская нефтегазоносная область подразделяется на два района. Промышленные залежи нефти и газа открыты пока только в Новопортовском районе. Месторождения многозалежные. В области выявлено шесть газовых и газоконденсатных и одно газонефтяное месторождение с 36 залежами. Основные запасы газа сосредоточены в апт-сеноманских, конденсата — в берриас-валанжинских отложениях. Для поисков газа и газоконденсата перспективны также отложения нижне-среднеюрского, частично келловейского и готерив-аптского нефтегазоносных горизонтов.

По частоте встречаемости залежей углеводородов все перспективные отложения от низов юры до альба относятся к типу с одинаковым распределением залежей как в погруженных, так и в приподнятых зонах с некоторым преобладанием в последних. В опущенных зонах условия благоприятны для формирования как газоконденсатных, так и нефтяных залежей. Очевидно, количество последних в нижнемеловых отложениях увеличивается вниз по разрезу. В сеноманских отложениях предполагается прямое распределение залежей с преобладанием их в приподнятых зонах. Как во впадинах, так и на поднятиях более благоприятны условия для формирования газовых залежей.

Гыданская нефтегазоносная область находится на севере Тюменской области. На юго-западе, юге и востоке она граничит с Южно-Ямальской, Надым-Пурской, Пур-Тазовской и Усть-Енисейской областями. В ее пределах выделяется ряд резко выраженных мегавалов и сводов, разделенных глубокими прогибами и мегапрогибами. Характерная черта мезозойско-кайнозойских отложений — преобладание в разрезе морских и прибрежно-

морских отложений. В основании платформенного чехла возможно залегание триасовых прибрежно-морских и континентальных пород.

В пределах области выявлены пять газовых и газоконденсатных месторождений с девятью залежами.

Область разделяется на пять районов. В трех из них открыты месторождения углеводородов. Основные запасы газа выявлены в сеноманских, конденсата — в валанжин-готеривских отложениях. Перспективны для поисков залежей углеводородов также отложения нижне-среднеюрского, частично келловейского, келловей-оксфордского, кимеридж-волжского, берриас-валанжинского и готерив-аптского нефтегазоносных горизонтов.

Отложения нижне-среднеюрского, частично келловейского горизонта скважинами не вскрыты. Предполагается, что на большей части территории области они накапливались в морских условиях в виде чередующихся между собой пачек глин и песчаников. В них возможно развитие газоконденсатных и нефтяных залежей.

Верхнеюрские отложения в пределах Гыданской области не вскрыты. Предполагается, что они представлены морскими глинистыми породами с частыми прослоями песчаников. Мощность их, по сейсморазведочным данным, оценивается до 1000 м.

На ряде локальных поднятий (Среднемессояхское, Семаковское) к своду мощность верхнеюрских отложений, по-видимому, резко сокращается, а на Среднемессояхской площади они полностью выклиниваются с образованием крупной литологической ловушки. В верхнеюрских отложениях Гыданской области предполагаются залежи нефти.

Отложения берриас-валанжинского горизонта не вскрыты скважинами. По аналогии с более южными районами предполагается накопление их в морских условиях, но наряду с глинистыми породами здесь возможно широкое развитие песчаных пород, образующих как пластовые сводовые, так и литологические ловушки, в которых возможны залежи как нефти, так и газоконденсата.

Отложения валанжин-готеривского нефтегазоносного горизонта представлены прибрежно-морскими и континентальными песчано-глинистыми отложениями. В приподнятых зонах в этих породах предполагается преобладание газоконденсатных залежей, в опущенных — нефтяных.

Отложения готерив-аптского и апт-сеноманского нефтегазоносных горизонтов представлены прибрежно-морскими и континентальными породами с преобладанием последних. В породах горизонтов возможны залежи газа. По частоте встречаемости скоплений углеводородов здесь предполагается прямое соотношение с преобладанием залежей газа в приподнятых зонах. В туронсантонских отложениях, представленных морскими глинами с прослоями песчаников, возможны газовые залежи в наиболее приподнятых участках структур II порядка.

В вышележащих отложениях вплоть до четвертичных в Гыданской нефтегазоносной области возможны вторичные залежи газа, в том числе и в гидратном состоянии.

Усть-Енисейская нефтегазоносная область выделяется на северо востоке Западно-Сибирской провинции в пределах Красноярского края и частично Тюменской области. Она включает Усть-Енисейский мегапрогиб и осложняющие его мегавалы, валы и куполовидные поднятия.

На западе и юго-западе Усть-Енисейская область граничит с Гыданской и Пур-Тазовской нефтегазоносными областями. На западе естественным ограничением является появление глинизации верхнемеловых отложений. На

севере и юге территория ее переходит в малоперспективные земли. На востоке по оси Янгодо-Гербитского поперечного поднятия она отделяется от Хатангской нефтегазоносной области Восточно-Сибирской провинции.

Особенностью разреза мезозойско-кайнозойского платформенного чехла является преобладание континентальных и прибрежно-морских отложений, наличие мощной опесчаненной толщи в меловых отложениях и отсутствие регионально выдержанных покрышек в преимущественно песчаных отложениях меловой и палеогеновой систем. Общая мощность осадочного чехла здесь изменяется от 2000—2500 до 5000—9000 м.

Усть-Енисейская область подразделяется на три района, из которых промышленная газоносность доказана в Танамском и Дорофеевском. В ее пределах выявлено девять газовых и газоконденсатных месторождений с 32 залежами. Основные выявленные запасы газа и конденсата содержатся в отложениях валанжин-готеривского, газа — в отложениях апт-сеноманского нефтегазоносных горизонтов. Имеются залежи газоконденсата в юрских породах.

По частоте встречаемости залежей углеводородов различного фазового состояния предполагается преобладание газоконденсатных залежей в приподнятых зонах и нефтяных в опущенных зонах в отложениях от юры до готерива включительно. Выше, вплоть до сеномана, имеются условия для формирования газовых залежей только в приподнятых зонах. В верхнемеловых (без сеномана) и палеогеновых отложениях возможны вторичные залежи газа, в том числе в виде гидратов.

Анализ строения и условий формирования залежей углеводородов показывает, что их распределение контролируется определенными геологическими параметрами. В зонах с одинаковой плотностью геологических запасов нефти и газа при наличии достаточно емких коллекторов, перекрываемых надежной покрышкой, величина запасов углеводородов залежи зависит от площади и амплитуды ловушки; мощности гидродинамически связанных проницаемых пород, залегающей под ловушкой; объема пород нефтегазоносной зоны, площадь которой ограничивается осевыми участками смежных с ловушкой впадин; частоты возникновения условий для выделения газов из растворенного в свободное состояние, контролируемой колебательными тектоническими движениями; величины фоновой газонасыщенности подземных вод; метаморфизма и типа органического вещества во вмещающих залежи породах и в подстилающих отложениях, проницаемые породы в которых гидродинамически связаны между собой.

Каждый из этих параметров имеет свои особенности в различных нефтегазоносных областях и горизонтах. При благоприятных сочетаниях их формируются крупные скопления углеводородов. При этом не всегда они приурочены к локальным поднятиям, имеющим большую амплитуду и площадь. В большинстве случаев крупные залежи нефти и газа связаны с группой смежных локальных поднятий, в пределах которых высота залежей больше амплитуды прогибов, разделяющих смежные локальные поднятия.

Обобщая материалы по распределению залежей углеводородов по нефтегазоносным горизонтам в целом по всему разрезу мезозойских пород, можно отметить, что принципиальные закономерности распределения залежей углеводородов и их состав в зависимости от параметров вмещающих их пород достаточно обоснованы фактическим материалом, что позволяет уверенно прогнозировать дальнейшие поисково-разведочные работы и обосновывать открытие новых месторождений.

§ 3. Перспективы нефтегазоносности доюрских осадочных бассейнов Западно-Сибирской плиты

В пределах Западно-Сибирской плиты выделяется группа седиментационных бассейнов, выполненных доюрскими карбонатными, терригенными и эффузивно-осадочными породами. Одни из этих бассейнов перекрываются первыми сотнями метров мезозойско-кайнозойских отложений, другие залегают на глубинах 3—5 км и даже более 7 км. Общая площадь этих осадочных бассейнов превышает 1 млн. 400 тыс. км^2, мощность их осадочного выполнения варьирует от первых сотен до 6—7 тыс. м, а объем осадочных пород превышает 2,5 млн. км^3. По площади и объему осадочного выполнения эти бассейны превышают такие нефтегазоносные провинции, как Волго-Уральская, Прикаспийская, Туранская, Тимано-Печорская и др. В этой связи оценка перспектив их нефтегазоносности — задача исключительной важности.

Перспективы нефтегазоносности осадочных образований фундамента Западно-Сибирской плиты предполагались уже на первом этапе изучения этого региона (М. К. Коровин, Н. А. Кудрявцев и др.). В дальнейшем, когда стало ясно, что главный по запасам углеводородов нефтегазоносный этаж в пределах Западно-Сибирской плиты — мезозойско-кайнозойский, интерес к доюрским осадочным образованиям снизился. Однако и в этот период, в частности в самом начале широкого разворота нефтегазопоисковых работ в Западной Сибири, в 1961 г. подчеркивалось (Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов, М. К. Касьянов, Ю. К. Миронов, И. И. Нестеров, Н. Н. Ростовцев, Л. И. Ровнин, М. Я. Рудкевич, А. А. Трофимук, Ю. Г. Эрвье), что осадочные породы фундамента следует «рассматривать в качестве дополнительного резерва прироста запасов нефти и газа» [111, стр. 3]. В последующие годы значительное внимание проблеме нефтегазоносности осадочных образований фундамента Западно-Сибирской плиты уделяли В. С. Вышемирский, Н. П. Запивалов, И. А. Иванов, О. Г. Жеро, В. С. Сурков, А. А. Трофимук и другие исследователи.

Имеющиеся данные по литологии, геохимии, коллекторским свойствам, современному и палеотемпературному режиму пород фундамента позволили коллективу ученых СНИИГГИМС, ИГГ СО АН СССР, ЗапСибНИГНИ совместно с представителями геологоразведочных организаций выполнить приближенную количественную оценку потенциальных ресурсов нефти и газа осадочных бассейнов фундамента плиты методами, описанными в гл. X. При этом были учтены результаты исследований В. С. Вышемирского, показавшего, что метаморфизм органического вещества в осадочных породах фундамента близок к таковому в низах осадочного чехла [56]. Такая оценка основывается на практике поисково-разведочных работ на больших глубинах, а также на теоретических исследованиях. Эта оценка очень важна еще и потому, что разворот нефтегазопоисковых работ в Западной Сибири, планируемый рост добычи нефти потребуют уже в ближайшем будущем вовлечения в разведку и добычу новых нефтегазоносных районов и горизонтов. Поэтому уже сейчас необходима предварительная оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов фундамента Западно-Сибирской плиты с целью разработки научно обоснованного плана их изучения. Эта проблема актуальна не только для Западно-Сибирской, но и для других нефтегазоносных провинций Советского Союза, в частности Туранской и Скифской [133, 134].

В настоящее время бурение на глубину свыше 4500 м проводится в 43 странах. К началу 1972 г. общее количество скважин глубиной свыше 4500 м составило в США 4987, из них на глубину более 6100 — свыше 300. Общий объем

бурения глубоких и сверхглубоких скважин составил на начало 1972 г. около 2,1 млн. м. На начало 1972 г. десять скважин было пробурено на глубину свыше 7000 м, самые глубокие из них — в штате Техас (8687 м) и в Западном Внутреннем бассейне во впадине Анадарко (9165 м).

Опыт сверхглубокого бурения имеется и в СССР. В Прикаспийской впадине Аралсорская скважина пробурена на глубину 6808 м. В Азербайджане на Шалевой Косе скв. 100 достигла глубины 6522 м, на Северном Кавказе десять скважин достигли глубины 5000 м. Всего на 1/I 1972 г. в СССР было 59 скважин глубиной более 5000 м.

В значительных объемах сверхглубокое бурение планируется и на Западно-Сибирской плите. Если учесть, что в южных районах плиты ряд осадочных бассейнов в фундаменте залегает на глубинах 1—3 км, оценка перспектив их нефтегазоносности становится задачей, технически разрешимой.

Не менее важно, что бурение на большие глубины обеспечивает достаточно высокую эффективность поисково-разведочных работ на нефть и газ. Наибольшая глубина, с которой получен приток нефти 58,2 м³/сут, составляет 6632—6642 м. В СССР на Скифской плите мощные притоки нефти получены из карбонатных и терригенных коллекторов с глубин 5200—5300 м.

Часто опасаются, не связана ли нефтеносность глубокозалегающих горизонтов только с молодыми мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Опыт поисково-разведочных работ в Пермском и Западном Внутреннем бассейнах в США показывает, что такие опасения лишены основания. Пермский бассейн, например, сложен отложениями от кембрия до неогена. Значительные запасы нефти в нем распространены до глубины 4200 м, ниже свиты делавер на глубинах свыше 4500 м открыто 14 газовых и газоконденсатных месторождений с запасами около 600 млрд. м³. В Западном Внутреннем бассейне нефтяные залежи распространены до глубины 5800 м, ниже — газовые, газоконденсатные. Ниже глубины 4500 м запасы газа весьма значительны.

Таким образом, в древних бассейнах залежи нефти распространены до глубин 4000—5000 м, в молодых бассейнах залежи нефти известны до глубин 5500—6500 м, причем температура в залежах часто превышает 200° С.

Возможность существования залежей газа, конденсата и легких нефтей на глубинах свыше 4000—5000 м на стадиях катагенеза жирной, коксовой и тощей доказывается и теоретическими геохимическими исследованиями [143, 144]. Таким образом, и с этих позиций поиски и разведка залежей нефти и газа в доюрских осадочных бассейнах Западно-Сибирской плиты могут оказаться эффективными.

В северной части плиты перспективные доюрские преимущественно газоносные горизонты в основном залегают на глубинах свыше 5 км. Вместе с тем ряд доюрских осадочных бассейнов в фундаменте расположен в южных районах плиты.

Рассмотрим данные по доюрским осадочным бассейнам Западно-Сибирской плиты (рис. 123).

Тегульдетский осадочный бассейн, площадь его — 28,2 тыс. км², объем осадочного выполнения — 53 тыс. км³, максимальная мощность доюрских осадочных образований — около 3 км. Разрез бассейна предположительно представлен в нижней части вулканогенно-осадочным комплексом D_{1-2}, выше — красноцветной формацией D_{2-3} и в наиболее погруженных частях — угленосным комплексом С — Р. Бассейн перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом мощностью до 3 км. Можно рассчитывать на открытие в этом бассейне залежей газа.

Тымско-Кетский осадочный бассейн, площадь его — 63,1 тыс. км², объем осадочных пород — 42,2 км³, максимальная мощность их — около 1,5 км. Предполагаемый разрез аналогичен Тегульдетскому. Палеозойские образования перекрываются мезозойским осадочным чехлом мощностью около 3 км. Перспективы этого бассейна невелики.

Нюрольский осадочный бассейн, площадь его — 25,7 тыс. км², объем осадочного выполнения — 53 тыс. км³, мощность доюрских образований — до 3 км. Разрез бассейна сложен карбонатными формациями девона и карбона. Мощность перекрывающих мезозойско-кайнозойских отложений — 2,5—3,5 км. Этот бассейн представляет наибольший интерес с точки зрения поисков залежей нефти и газоконденсата в доюрских осадочных образованиях на юго-востоке плиты.

Вагай-Ишимский осадочный бассейн, площадь — 89,9 тыс. км², объем осадочных пород — 100,6 тыс. км³, мощность доюрских образований — 0,5—3 км. Разрез сложен карбонатно-терригенным комплексом D — C, предполагается присутствие пермских отложений. Мощность перекрывающих мезозойских комплексов составляет около 3 км.

Нарымско-Колпашевский бассейн, площадь его — 32,3 тыс. км², объем осадочного выполнения — 20 тыс. км³, максимальная мощность его — 2 км. В основании бассейн выполнен терригенными формациями девона и карбона, выше залегают угленосные отложения перми и венчается разрез вулканогенно-осадочными породами триаса. Мощность перекрывающих отложений мезозоя — около 3 км. Извлекаемые потенциальные ресурсы газа в бассейне невелики.

Юганo-Покурский бассейн, площадь его — 64,5 тыс. км², объем осадочного выполнения — 38,5 тыс. км³, мощность палеозойских пород — 0,5—2,0 км. Бассейн выполнен терригенным комплексом верхнего палеозоя и вулканогенно-осадочным комплексом триаса. Мощность перекрывающих отложений мезозоя — около 3 км. В бассейне могут быть открыты небольшие залежи газа и газоконденсата.

Надымский осадочный бассейн, площадь — 45,1 тыс. км², объем палеозойских осадков — 57,4 тыс. км³, мощность их — 0,5—2,5 км. Бассейн выполнен карбонатно-терригенными породами девона и карбона. Мощность перекрывающих мезозойских отложений — 4,0—6,0 км. В бассейне могут быть обнаружены залежи нефти и газа. Вблизи Надымского бассейна выделяется еще ряд бассейнов (Фроловский, Кондинский), но более мелких по площади и объему осадков (см. рис. 123). Запасы нефти и газа в них незначительны.

Байдарацкий осадочный бассейн, площадь — 32,1 тыс. км², объем осадочных пород — 24,1 тыс. км³, средняя мощность осадков — 0,5—1 км. Бассейн выполнен терригенным комплексом пермо-триаса. Глубина залегания доюрских осадков составляет 2—4,5 км.

Нейтинский осадочный бассейн, площадь — 458,9 тыс. км², объем— 120,3 тыс. км³, мощность палеозойских отложений — 0,5—4,5 км. Разрез представлен терригенным комплексом пермо-триаса. Мощность мезозойских отложений, перекрывающих палеозойские, составляет 4—7 км.

Южно-Колтогорский осадочный бассейн, площадь — 9,7 тыс. км², объем осадков — 5,8 тыс. км³, средняя мощность — 0,5—2,5 км. Разрез в нижней части представлен терригенно-карбонатными отложениями карбона, выше залегают терригенные отложения верхнего палеозоя и вулканогенно-осадочные формации триаса. Глубина залегания палеозойских пород составляет 2,5—3 км.

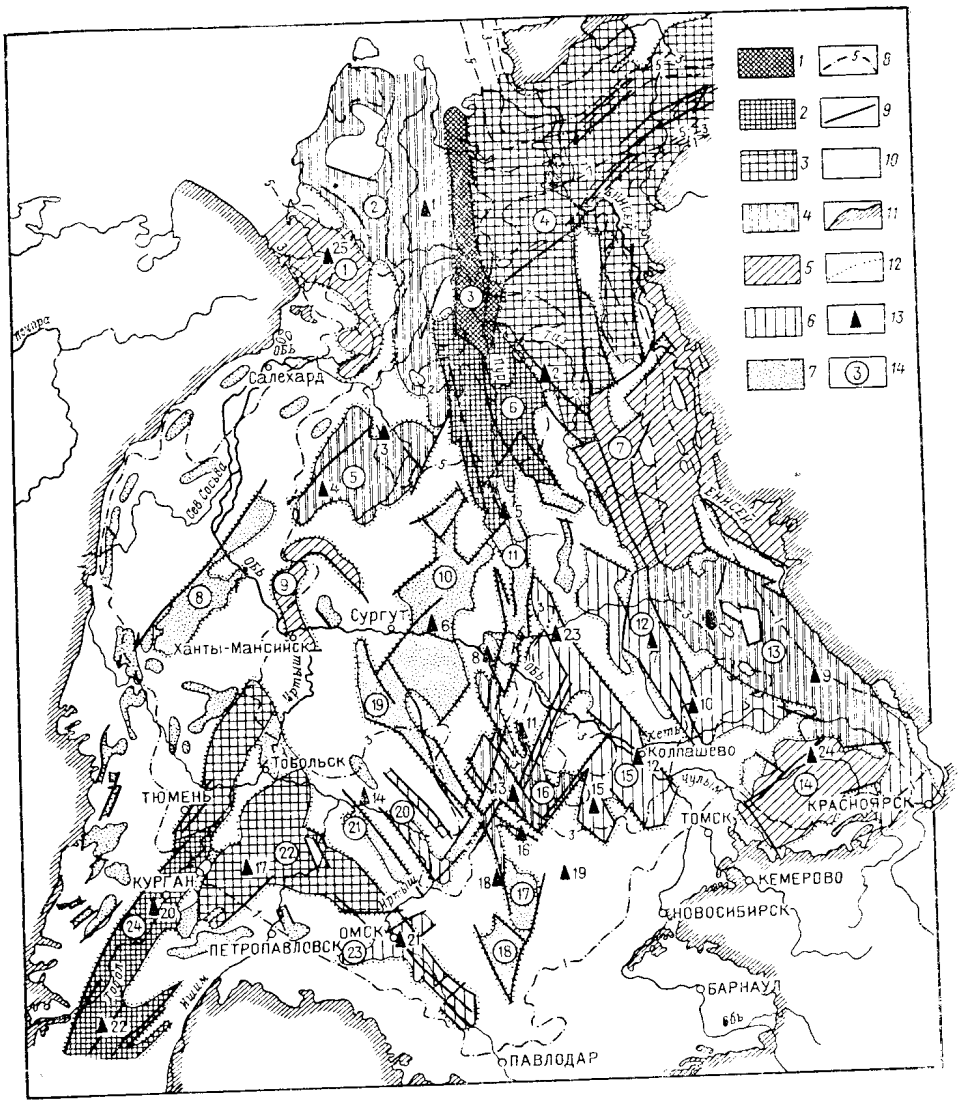


Рис. 123. Схематическая карта прогноза нефтегазоносности осадочных бассейнов доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. Редакторы: А. Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук, Авторский колектив: О. Г. Жеро, А. Э. Конторович, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков, А. С. Фомичев (СНИИГГиМС); А. А. Трофимук, Э. Э. Фотиади (ИГГ СО АН СССР); В. С. Бочкарев (ЗапСибНИГНИ); Г. П. Евсеев (ВНИГРИ); Ф. К. Салманов, Ю. Г. Эрвье (Главтюменьгеология); И. А. Иванов, В. А. Кондрашев, А. Л. Наумов, Г. П. Худорожков (ТГУ); В. И. Млотек, И. Г. Левченко (КНГР), 1974 г.

Плотность геологических запасов нефти и газа: высокая: *1* — I категория, *2* — II категория; средняя: *3* — I категория, *4* — II категория, *5* — III категория; *6* — низкая; *7* — весьма низкая; *8* — изогипсы подошвы мезозойско-кайнозойских отложений (схематичные); *9* — основные разломы; *10* — зона отсутствия слабометаморфизованных осадочных образований в фундаменте; *11* — граница Западно-Сибирской плиты; *12* — границы осадочных бассейнов; *13* — проектируемые параметрические скважины: (цифры на карте: *1* — Нейтинская, *2* — Часельская, *3* — Нарымская, *4* — Казымская, *5* — Пурская, *6* — Обская, *7* — Северо-Лымбельская, *8* — Медведевская, *9* — Кетская, *10* — Вездеходная, *11* — Северо-Мыльджинская, *12* — Нартовская, *13* — Еллей-Игайская, *14* — Тевризская, *15* —

Среднеколтогорский осадочный бассейн, площадь — 66,2 тыс. км², объем пород — 149,5 тыс. км³, средняя мощность их — 0,5—4,5 км. Разрез выполнен терригенным комплексом верхнего палеозоя и вулканогенно-осадочными отложениями триаса. В бассейне могут быть открыты залежи газа и газоконденсата.

Северо-Колтогорский осадочный бассейн, площадь — 36,6 тыс. км², объем осадочного выполнения — 149,5 тыс. км³, мощность доюрских пород — 2—5 км. Разрез сложен породами терригенного комплекса верхнего палеозоя и вулканогенно-осадочных отложений триаса. Доюрские отложения залегают на глубине 3—6 км. В бассейне возможно открытие газовых и газоконденсатных залежей.

Южно-Енисейский осадочный бассейн, площадь — 186,1 тыс. км², объем осадочного выполнения — 495,7 тыс. км³, средняя мощность — 0,5—4,5 км. Разрез выполнен в своей нижней части карбонатно-терригенными комплексами нижнего палеозоя (кембрий, ордовик, силур), вверху— терригенными отложениями девона, карбона, перми, триаса. Глубина залегания рассматриваемых пород — около 3,5 км.

Среднеенисейский осадочный бассейн, площадь — 146,5 тыс. км², объем его — 234,1 тыс. км³. Разрез аналогичен вышеописанному. Глубина залегания доюрских осадков составляет 3—5 км.

Нижнеенисейский осадочный бассейн, мощность доюрских отложений — 1—4 км. Разрез аналогичен Южно-Енисейскому. Рассматриваемые отложения погружены на глубину 4—7 км. Нижнеенисейский осадочный бассейн будет, бесспорно, представлять интерес для поисков газовых и газоконденсатных залежей.

Проблема нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты связана с решением двух задач: 1) поисками мезозойской нефти и газа в выветрелых зонах выступов фундамента; 2) поисками палеозойской и раннемезозойской (триас) нефти и газа в осадочных бассейнах фундамента.

Решение первой задачи в методическом отношении близко к поискам залежей нефти и газа в нижне-среднеюрском, частично келловейском нефтегазоносном комплексе и рассмотрено в § 2 этой главы.

Поиски скоплений нефти и газа в осадочных образованиях фундамента — задача самостоятельная. При изучении фундамента Западно-Сибирской плиты следует учитывать, что в одних районах, главным образом на севере плиты, вследствие больших глубин залегания раннемезозойских и палеозойских отложений поиски залежей нефти и газа не являются задачей сегодняшнего дня. В других районах, в первую очередь на юго-востоке плиты (в частности в Нюрольском осадочном бассейне), задачу изучения его разреза и внутренней структуры, а вслед за тем и подготовки запасов нефти и газа следует решать уже сейчас, так как открытие и разведка здесь залежей нефти и газа в палеозойских отложениях на глубинах 2,7—3,5 км могут увеличить ресурсы этого района, где в недалеком будущем, бесспорно, должна создаваться нефте- и газодобывающая промышленность.

...рбигская, *16* — Малоичская, *17* — Ишимская, *18* — Шипицинская, *19* — Голубинская, *20* — Курганская, *21* — Новоомская, *22* — Кустанайская, *23* — Новоларьякская, *24* — Тегульдетская, *25* — Байдарацкая); *14* — осадочные бассейны (цифры в кружках: *1* — Байдарацкий, *2* — Нейтинский, *3* — Северо-Колтогорский, *4* — Нижнеенисейский, *5* — Надымский, *6* — Среднеколтогорский, *7* — Среднеенисейский, *8* — Кондинский, *9* — Флоровский, *10* — Южно-Покурский, *11* — Южно-Колтогорский, *12* — Тымско-Кетский, *13* — Южно-Енисейский, *14* — Тегульдетский, *15* — Нарымско-Колпашевский, *16* — Нюрольский, *17* — Барабинский, *18* — Купинский, *19* — Чекинский, *20* — Муромцевский, *21* — Тевризский, *22* — Вагай-Ишимский, *23* — Иртышский, *24* — Тургайский)

Вторым районом, представляющим значительный интерес, является Урало-Казахстанский краевой прогиб. Тургайский осадочный бассейн характеризуется значительной мощностью карбонатно-терригенных отложений с нефтепроявлениями. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений здесь невелика (300—600 м), что позволяет вести разработку оптимальных методов изучения строения структур под чехлом.

В соответствии с этими задачами в южных районах плиты следует планировать детализацию геологического строения осадочных бассейнов. В центральной и северной частях на ближайшую перспективу предусматривается только региональное изучение фундамента. При этом изучение фундамента в северной части плиты планируется наряду с изучением нижней части платформенного чехла, слабо изученной геофизическими методами и бурением.

На территории Тюменской области предусматриваются региональные геофизические работы, задачей которых является изучение структурно-тектонических особенностей нижнепалеозойских платформенных отложений, рельефа поверхности фундамента, его внутреннего строения. В результате этих работ и глубокого параметрического бурения, наряду с изучением нижней части платформенных отложений будет изучена внутренняя структура фундамента.

В комплекс геофизических исследований предполагается включить: 1) высокоточную аэромагнитную съемку; 2) площадную гравиметрическую съемку; 3) ГСЗ; 4) КМПВ по непрерывным маршрутам; 5) площадные сейсмические зондирования методом преломленных волн.

Основные задачи глубокого параметрического бурения в этих районах следующие:

1) изучение вещественного состава пород нижней части платформенного чехла, а также комплексов отложений фундамента;

2) определение физических параметров пород нижней части платформенного чехла и домезозойского складчатого фундамента для обоснованной геологической интерпретации геофизических данных;

3) изучение структурно-формационных зон домезозойского фундамента;

4) стратиграфическая привязка сейсмических границ, а также уровней с повышенной намагниченностью пород платформенного чехла и домезозойского фундамента;

5) изучение литолого-фациальных характеристик вскрываемых разрезов.

Предлагаемые точки заложения скважин расположены в различных структурно-тектонических зонах по отношению как к структурам платформенного чехла, так и к структурам домезозойского фундамента.

Казымская скважина проектируется в районе верхнего течения р. Казым (северо-восточный склон Южно-Юильского структурного пояса). По данным интерпретации геофизических полей палеозойские комплексы в этом районе образуют полуплатформенный чехол предположительно ордовик-каменноугольного возраста на Уват-Ханты-Мансийском массиве.

Надымская скважина рекомендуется в районе среднего течения р. Надым на южном склоне Ныдовского свода. Мощность осадочного комплекса в этом районе — около 5000 м. Палеозойские отложения, слагающие верхнюю зону фундамента, представлены преимущественно терригенными осадочными комплексами и выполняют крупный орогенный герцинский прогиб, близкий по типу к структуре краевого прогиба.

Часельская скважина планируется в пределах северо-западной части Часельского мегавала. В структуре фундамента здесь выделяется Тазовский мегантиклинорий, относящийся к структурам герцинского возраста. Северо-

западная часть этой палеозойской структуры контактирует непосредственно с Колтогорско-Уренгойским раннемезозойским грабен-рифтом. Скважина позволит охарактеризовать разрез, формирующийся в зонах сопряжения таких структур.

Нейтинская скважина предлагается на юго-западном склоне Юрибейского свода. В палеозойском фундаменте в этом районе выделяется зона сопряжения двух одновозрастных положительных структур — Северо-Ямальского и Нижнепурского антиклинориев.

Часельская и Нейтинская скважины дадут возможность решить вопрос о широте развития позднепалеозойских орогенных отложений в пределах охарактеризованных структур.

Пурская скважина предусматривается в пределах западного склона Харампурского вала, сформировавшегося в зоне Пылькараминского мегантиклинория. Палеозойский комплекс пород в пределах этой части антиклинория представлен предположительно глинистыми сланцами, интенсивно дислоцированными. Возможно, однако, развитие терригенных верхнепалеозойских отложений относительно небольшой мощности.

Байдарацкая скважина рекомендуется для изучения осадочных пород верхнего палеозоя в пределах Байдарацкого бассейна.

Для изучения геологического строения доюрских образований юго-восточной части Западно-Сибирской плиты предусматривается следующий комплекс геолого-геофизических исследований:

1) площадные зондирования методом преломленных волн для изучения рельефа поверхности доюрских образований и границы внутри этой толщи;

2) региональные профили КМПВ, которые будут являться основой для площадных работ ЗПВ;

3) работы методом ОГТ — для выявления внутренней структуры доюрских образований;

4) высокоточная гравиразведка — для изучения внутренней структуры фундамента;

5) электроразведочные работы методом становления поля для выявления коллекторов в пределах распространения известняков.

В отличие от северной части Западно-Сибирской плиты на юго-востоке планируется проведение параметрического бурения в значительно большем объеме, что связано с необходимостью детализации разрезов осадочных пород в бассейнах фундамента (см. рис. 123).

Остановимся на обосновании точек заложения первоочередных скважин.

Медведевская скважина проектной глубиной 4500 м вскроет примерно 1800 м палеозойских отложений. Здесь они представлены карбонатно-терригенными породами, из которых был получен приток нефти. В связи с этим в задачу параметрической скважины ставится вскрытие разреза осадочных отложений и оценка их нефтегазоносности.

Северо-Мыльджинская скважина рекомендуется для получения сведений о нефтеносности карбонатно-терригенных отложений, вскрытых на Мыльджинской площади, из которых в скв. 1 Мыльджинской получен приток нефти. При проектной глубине в 4000 м скважина может углубиться в породы фундамента на 1500 м.

Еллей-Игайская скважина рекомендуется как параметрическая для вскрытия на максимальную мощность отложений, слагающих Нюрольский прогиб. Предполагается, что основная часть разреза палеозойских отложений здесь представлена карбонатно-терригенными толщами.

Малоичская скважина рекомендуется для вскрытия карбонатно-терригенной толщи, слагающей Чекинский прогиб. На Малоичской и соседней Верхнетарской площадях из известняков этой толщи получены притоки нефти. Предполагается, что при проектной глубине в 4200 м скважина сможет пройти по известнякам порядка 1500 м для оценки их нефтегазоносности.

Бурение этих скважин позволит более достоверно оценить перспективы нефтегазоносности карбонатных отложений Нюрольского осадочного бассейна фундамента.

Кроме того, к числу первоочередных скважин относятся следующие.

Южно-Сергеевская скважина рекомендуется с целью выяснения вещественного состава и степени метаморфизма комплекса пород, залегающих между преломляющими горизонтами «Ф» и «1». При проектной глубине 4500 м эта скважина на забое достигнет самого нижнего преломляющего горизонта «1» и тем самым даст возможность выяснить природу этой границы.

Курганская скважина рекомендуется для изучения разреза карбонатно-терригенных отложений нижнего карбона в зоне Урало-Казахстанского краевого прогиба, осевая зона которого из района Кустаная протягивается на северо-восток, проходя вблизи г. Кургана. Большая мощность карбонатов и нефтепроявления свидетельствуют о возможной нефтеносности этой региональной структуры. Проектная глубина скважины в 4000 м обеспечит вскрытие наиболее перспективной части разреза палеозойских отложений.

Ишимская скважина рекомендуется для изучения осадочных пород в пределах Вагай-Ишимской впадины. Впадина имеет благоприятное тектоническое положение на сочленении складчатой системы Казахстана с Уват-Ханты-Мансийским срединным массивом.

Осуществление планируемых работ позволит:

1) получить конкретные данные относительно степени перспективности осадочных бассейнов в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты;

2) изучить рельеф поверхности доюрского фундамента и нижнюю часть осадочного мезозойского платформенного чехла; последнее имеет первостепенное значение для северной части Западно-Сибирской плиты, где эти отложения остаются практически неизученными;

3) изучить внутреннюю структуру осадочных бассейнов юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и выделить здесь районы, благоприятные для постановки поисковых глубоких скважин.

Антиклинорий
Ангаро-Канский 62
Быррангский 70
Дербинский 61
Васюган-Пудинский 66
Джан-Каин-Агачский 71
Каймысовский 66
Калба-Нарымский 64
Кызылсорский 71, 72
Назино-Сенькинский 66
Нижневартовский 66
Нижнепурский 65
Новосибирский 64, 65
Старосолдатско-Михайловский 66
Татарский (Центральный) 62
Антиклинорий унаследованный
Башкирский 67
Бощекульский 71
Верхнеисетский 69
Восточно-Мугоджарский 69
Ерментау-Ниязский 71, 72
Ишкеольмесский 71
Кокчетавский 71
Мурзинский 69
Нурминский 70
Пелымский 69
Полуйский 70
Салдинский 69
Северо-Сосьвинский 69
Северо-Ямальский 70
Улутауский 71
Центрально-Уральский 67

Бассейн седиментационный 597
Байдарацкий 649
Вагай-Ишимский 647
Надымский 649
Нарымско-Колпашевский 647
Нейтинский 649
Нижнеенисейский 650
Нюрольский 647, 650
Северо-Колтогорский 649
Среднеенисейский 650
Среднеколтогорский 649
Тегульдетский 647
Тымско-Кетский 647
Южно-Енисейский 650
Южно-Колтогорский 649
Югано-Покурский 649

Вал Ай-Ворт-Юганский 196
Ай-Саясский 198
Ай-Пимский 199

Вал Ай-Тульский 199
Алясовский 196
Амнинский 197
Байдарацкий 1 197
Байдарацкий 2 197
Байдарацкий 3 197
Байдарацкий 4 197
Байдарацкий 5 197
Белоярский 198
Болчаринский 197
Боркинский 196
Варьеганский 199
Ватлорский 199
Верхнеколик-еганский 198
Верхнераттский 198
Верхнетолькинский 198
Воронцовский 197
Вэнгаяхинский 199
Етыпурский 199
Завьяловский 197
Западно-Таркосалинский 199
Западно-Холмогорский 199
Игримский 196
Калибекский 196
Камышинский 198
Киняминский 199
Крещенский 197
Курганский 196
Лавровский 198
Летний 199
Майтанский 198
Малососьвинский 196
Малохетский 199
Мансийский 196
Медвежий 199
Межозерный 198
Мишкинский 196
Мок-Пайский 198
Мултановский 198
Мурасовский 198
Назаровский 196
Наталинский 197
Нергинский 197
Ницинско-Троицкий 196
Новопортовский 196
Новотроицкий 196, 198
Октябрьский 196
Перегребненский 197
Платовский 197
Шесцовый 199
Пойкинский 199
Преображенский 200
Рассохинский 199

Вал Северо-Антипаютинский 199
Сладковский 196
Соболиный 198
Собьяхинский 197
Солпадинский 199
Сосьвинский 196
Сортымский 199
Сузинский 199
Сымский 197
Тегинский 196
Тогульский 199
Трассовый 198
Уренгойский 199
Усть-Ишимский 197
Усть-Чулымский 198
Фарковский 197
Фестивальный 198
Харампурский 199
Хаплазинский 196
Чупальский 199
Чуэльский 196
Шеркалинский 197
Эсский 196
Юргамышский 196
Юрхаровский 199
Ямсовейский 199
Ярский 198
Водоносный комплекс
Апт-альб-сеноманский 386
Неокомский 381
Юрский 378
Внешний тектонический пояс 191, 193, 194, 200, 202, 208
Воды возрожденные 363, 416
Задержанные 362, 365, 416
Поровые 360, 416
Впадина 188
Внутренняя 66
Межгорная (синклинорий инверсионного типа) 16
Наложенная 15
Впадина Алипская 64
Малянинская 73
Надымская 73
Нарымско-Колпашевская 66
Тегульдетская 64
Ханты-Мансийская 73, 576
Выступ 186
Алтае-Саянский 194
Вагай-Ишимский 196
Калгачский 197
Канский 61
Красноленинский 73
Красноселькупский 198
Ляминский 73
Ныдовский 73
Пелымский 196
Томско-Каменский 197, 200

Гидродинамическая система
Инфильтрационная 411
Элизионная 411
Горст Ангаро-Канско-Бирюсинский 61, 74
Верхореченский 196
Гидродинамическая система
Среднечулымский 64
Улу-Юльский 64
Горизонт абросимовский 84, 175
Анохинский 55
Аральский 82
Атлымский 84, 172
Баженовский 90, 123, 237
Березовский 86
Бещеульский 82, 176
Биткуевский 53
Бичурский 54
Верхневасюганский 92, 118, 232
Верхнелюлинворский 86, 169
Верхнехантымансний 88, 150, 252, 253
Викуловский 88, 147, 251
Ганькинский 86, 161, 260
Георгиевский 90, 122, 234
Джангодский 92, 98, 227
Журавский 84, 174
Знаменский 84
Ивдельский 86, 165
Ипатовский 88, 155, 256
Калачевский 55
Киялинский 88
Козыревский 56
Коркинский 58
Кочковский 82, 179
Кошайский 88, 145, 250
Кузнецовский 88, 153, 255
Куломзинский 90, 127, 240
Кустанайский 82
Лайдинско-вымский 92, 102, 227
Леонтьевский 92, 104, 228
Люлинворский 84
Малышевский 92, 107, 229
Марсятский 86
Марьяновский 90
Нижнеалымский 88, 143, 249
Нижневартовский 90
Нижневасюганский 92, 112, 135, 230
Нижнелюлинворский 86, 166
Нижнехантымансийский 88, 149
Новомихайловский 84, 173
Павлодарский 82, 178
Славгородский 86, 159
Среднелюлинворский 86, 167
Таволжанский 82, 178
Талицкий 86
Тарский 90, 133, 243
Уватский 88, 151, 253
Хантымансийский 88
Чеганский 84, 170
Черкашинский 88, 139, 248
Чиликтинский 84
Шеркалинский 92, 96, 225
Грабен-рифт Аганский 66
Колтогорско-Уренгойский 66
Парбигский 66
Усть-Тымский 66
Граница Конрада 35, 37
Границы седиментационных бассейнов 598

Залежи нефти и газа
Зрелые 573
Молодые 573
Старые 573
Залив структурный 189
Зона
Верхнедемьянская 72
Старосолдатско-Михайловская 72
Структурная 16
Структурно-формационная 13, 15
Чингиз-Тарбагатайская 72
Запасы
Достоверные 597
Достоверные промышленные 597
Достоверные разведанные 597
Достоверные условно разведанные 597
Перспективные 597
Потенциальные 597
Прогнозные 597

История
Залежей нефти и газа 572
Нефтегазообразование 573

Классификация
Залежей по значениям рабочих дебитов 429
Залежей по типу экрана 428
Залежей углеводородов 426
Месторождений нефти и газа по величине их геологических запасов 427
Месторождений углеводородов 429
Нефтей 518—522
Пликативных тектонических структур 183
Краевое поднятие
Буготакско-Митрофановское 64
Куполовидное поднятие 188
Айваседопуровское 199
Айка-Еганское 199
Алтатумское 196
Андюшинское 196
Арантурское 196
Большекотухтинское 199
Верхнеамнинское 197
Верхнегыданское 200
Верхнекондинское 196
Верхнеляминское 197
Верхненадымское 199
Верхнесалымское 199
Верхнетазовское 198
Верхнешапшинское 199
Восточно-Таркосалинское 199
Вэнгапурское 199
Еремпнское 196
Еркутаяхское 196
Георгиевское 198
Западно-Малыгинское 200
Заполярное 199
Зенковское 197
Зубовское 198
Игольское 198
Калачинское 198
Келлогское 197
Куполовидное Кельсинское 197
Коллективное 199
Крыловское 198
Кучукское 197
Локтевское 197
Луговое 198
Малиновское 196
Малыгинское 200
Межовское 198
Минасовское 198
Моховское 198
Надымское 199
Новологиновское 197
Ой-Хоттинское 199
Октябрьское 197
Окуневское 198
Оленьеостровское 200
Олимпийское 198
Омское 197
Салымское 199
Северо-Кетское 198
Сеяхинское 200
Скуратовское 200
Солемальское 196
Среднекулундинское 197
Средненадымское 197, 199
Степановское 198
Тавдинское 196
Тазовское 199
Тенизское 198
Тольинское 198
Тромъеганское 199
Тугровское 197
Унлорское 197
Черемшанское 198
Шипуновское 196
Шухтунгортское 196
Эмторское 198
Юбилейное 199
Южно-Ажарминское 198
Ямбургское 199
Ярайнерское 199

Ложбина структурная 188
Локальное поднятие 189
Локальное прогибание 189

Мегавал 186
Александровский 193, 198, 201, 219, 52 530
Васюганский 219
Верхнедемьянский 198, 522
Висимский 196
Напалковский 200
Нурминский 197
Парабельский 522, 527
Пологрудовский 197
Пудинский 193, 198, 201, 522
Пыль-Караминский 198
Русский 199
Северный 197
Средневасюганский 193, 198, 201, 522, 527
Старосолдатский 196

Мегавал Тебисский 198
Тобольский 196, 200
Хашгортский 196
Шаимский 196, 522, 527
Ярудейский 197
Мегавала купол 187
Мегавпадина 186
Большехетская 192, 193
Кулундинская 195, 200
Надымская 194, 195
Нюрольская 193, 194, 201, 522, 527
Омская 194, 195
Прииртышская 200
Танловская 194
Тегульдетская 193
Усть-Тымская 201, 527
Ханты-Мансийская 192, 193, 194, 195, 206, 207, 522, 527, 530
Юганская 192, 193, 194, 195, 201, 205, 206, 207, 522, 527, 530
Мегавпадины склон 187, 188
Мегавпадины днище 187
Мегавыступ
Пелымский 195
Таймырский 197
Мегантиклинорий
Восточно-Уральский 69
Зауральский 69
Урицко-Тобольский 72
Мегантиклинорий инверсионный
Пыль-Караминский 65
Тазовский 65
Мегапрогиб
Байдарацкий 201
Колтогорский 576
Ляпинский 193, 195
Парусовый 194. 201
Пурский 192, 193
Свердрупский 201
Сеяхинский 192, 193, 201
Тюменский 195
Усть-Енисейский 192, 193
Мегаседловина 186
Мегасинклинорий
Восточно-Уральский 69
Магнитогорско-Тагильский 68
Межгорный прогиб (инверсионный синклинорий)
Айгольский 66
Манский 61
Нюрольский 66
Стрежевой 66
Месторождение
Аганское 443, 536, 542, 546, 556
Айваседопурское 446
Ай-Пимское 441
Ай-Яунское 435, 561
Аленкинское 445, 541, 545
Алехинское 441
Арктическое 449, 537, 543, 547, 557
Белоярское 436
Березовское 431, 432
Бованенковское 449, 549
Большекотухтинское 446
Месторождение
Большечерногорское 444
Большой Салым 496—502
Быстринское 441, 568, 581, 582
Ваньеганское 445
Вартовское 438, 536
Вартовско-Советское 491—496
Вартовско-Соснинское 444
Варьеганское 445, 533, 537, 542, 556
Ватинское 443, 567, 582
Ватьеганское 442, 546
Вахское 438, 472—473, 536, 540, 560
Вачимское 441
Верхнекамбарское 436
Верхнекондинское 433
Верхнелемьинское 434
Верхнелямпинское 441
Верхнесалымское 438
Верхнешапшинское 438, 545
Верхнетарское 435, 536, 559, 560
Вершинное 441
Веселовское 435
Весеннее 435
Востокинское 540, 545, 554, 555
Восточно-Межовское 435
Восточно-Озерное 432
Восточно-Семивидовское 433
Восточно-Сысконсыньинское 432
Восточно-Таркосалинское 446
Восточно-Тетеревское 433
Восточно-Толумское 433
Восточно-Шухтунгортское 433
Вэнгапурское 446, 545
Вэнгаяхинское 446
Горное 432
Губкинское 446, 502, 540, 545, 554
Гунъеганское 445
Даниловское 434, 455, 459, 460, 540, 560
Декабрьское 441
Деминское 431, 432, 453—454
Джангодское 452
Елизаровское 434, 540, 559, 560
Емъеганское 434
Ермаковское 444
Етыпурское 446
Западно-Картопьинское 433
Западно-Красноярское 437
Западно-Лемпинское 439
Западно-Минчимкинское 441
Западно-Мортымьинское 433
Западно-Озерное 432
Западно-Останинское 437
Западно-Сильгинское 541
Западно-Сургутское 440, 538, 567, 581
Западно-Сысконсыньинское 432
Западно-Таркосалинское 446
Западно-Убинское 433
Западно-Шухтунгортское (Узюмское) 432
Заполярное 450, 512, 530, 543, 546, 557, 559, 561
Зимнее 452
Казанское 435, 541
Казанцевское 452, 543, 547, 557, 559, 561

Месторождение
Калиновское 436
Камарьинское 441
Каменное 434, 461—465, 536, 559, 560
Карабашское 434
Картопья-Оханское 433
Катыльгинское 435
Каюмовское 433
Киев-Еганское 436
Ключевское 437
Коголымское 442, 541, 545, 555, 559, 561, 629
Коликъеганское 438, 540, 545, 554
Колпашевское 536
Комсомольское 446
Конитлорское 442
Крапивинское 435
Ларломкинское 435, 540
Лемьинское 434
Линейное 438
Лобат-Юганское 441
Ловинское 433
Локосовское 443
Ломовое 437
Лонтыньяхское 435
Лорбинское 434
Лугинецкое 437, 540, 541, 559, 560
Лянторское 441, 533, 536, 541, 545, 555, 559, 561
Малобалыкское 439, 629
Маловеселовское 435
Малоичское 435
Малореченское 445, 536
Малоубинское 433
Малочерногорское 444
Малоямальское 450
Мамонтовское 440, 474—477, 527, 536, 541, 559, 561, 577, 582, 616, 631
Матюшкинское 445
Мегионское 443, 538, 559, 567, 582
Медвежье 447, 507—509, 530, 543, 547, 557, 559, 560, 561
Межовское 435, 530
Мессояхское 451, 559, 561
Мирное 436
Моисеевское 435, 540, 559
Мортымья-Тетеревское 433
Мултановское 435, 536, 540, 545, 559, 560
Мулымьинское 433, 568
Мыльджинское 437, 467—470, 536, 540, 541, 559, 589, 629
Мыхпайское 444
Надымское 447, 543, 547, 557
Находкинское 448
Нейтинское 449
Нижневартовское 582
Нижнесортымское 442
Нижнетабаганское 437
Нижнехетское 452
Никольское 437
Новопортовское 449, 509—512, 530, 543, 546, 549, 554, 557, 559, 561
Нонг-Еганское 446
Месторождение
Ноябрьское 447
Нулин-Турское 432
Нурминское 449, 543, 547, 557
Озерное 452
Оленье 435, 465, 559, 560
Останинское 436, 536, 559, 560
Пальяновское 434
Пауль-Турское 432
Пеляткинское 451, 549, 557
Первомайское 435, 465—466, 559, 560
Пермяковское 438
Песцовое 448
Повховское 442
Покамасовское 442, 540, 545, 554, 559, 560, 565
Покачевское 442, 540, 542, 545, 546, 554, 555, 556
Полуденное 437, 540, 545
Поточное 443
Похромское 432
Правдинское 439, 538, 540, 559, 561, 567, 582
Пуглалымское 437
Пунгинское 431, 432, 454—455
Ракитинское 435
Русское 450, 513—514, 559, 561, 568
Савуйское 441, 541, 555
Сайгатинское 440
Салымское 439, 536, 540, 541, 545, 549, 554, 567
Самбургское 448
Самотлорское 444, 488—491, 533, 538, 542, 546, 556, 559, 561, 568, 582, 631
Северное 438, 470—472, 561
Северо-Алясовское 432
Северо-Варьеганское 446, 540, 542, 545, 546, 554, 556
Северо-Васюганское 437, 541
Северо-Вахское 438
Северо-Игримское 432
Северо-Казымское 434, 461
Северо-Комсомольское 446
Северо-Ледовое 445
Северо-Минчимкинское 441
Северо-Мортымьинское 433
Северо-Покурское 443, 567, 582
Северо-Потанайское 433
Северо-Сильгинское 436
Северо-Сотэ-Юганское 434
Северо-Тетеревское 433
Северо-Толумское 433
Северо-Трехозерное 433
Северо-Убинское 433
Северо-Уренгойское 448
Северо-Урьевское 443
Сильгинское 436
Соболиное 436, 530, 540
Советское 556, 559, 560, 561, 567, 581
Соленинское 451, 514, 530, 537, 543, 547, 549, 557, 559, 561
Сомаковское 448
Сороминское 444
Среднебалыкское 439, 538, 616

Месторождение
Средневасюганское 437, 589
Среднемулымьинское 433
Среднесалымское 439
Среднесильгинское 436
Среднеюрольское 437
Среднеямальское 449, 537, 543, 547, 557
Стрежевое 444, 536
Сузунское 451
Тазовское 450, 543, 547, 557, 559, 554, 561, 568
Тайбинское 441
Тайлаковское 435
Тайлорское 441
Танъяунское 441
Тевлинское 442, 541, 545, 555
Тевризское 435, 629
Тепловское 439, 538
Толумско-Семивидовское 433, 540, 545, 554
Трехозерное 433, 455, 457—459
Тромъеганское 442
Тугиянское 432
Туканское 438, 536, 559, 560
Тутлимское 441
Тюменское 445, 533, 537, 542, 546, 556
Уральское 442
Уренгойское 447, 503—507, 530, 543, 547, 554, 557, 559, 561
Урненское 435, 536, 560
Усановское 435
Усть-Балыкское 440, 477, 483, 538, 541, 567, 568, 580, 582
Усть-Сильгинское 436, 467, 541
Федоровское 440, 483—488, 533, 540, 545, 554, 555
Фестивальное (Ай-Кагольское) 437
Филипповское 433
Харасовэйское 449
Холмогорское 442
Хохряковское 438
Чебачье 437, 536, 540, 559, 560
Чупальское 438
Чуэльское 432
Шингинское 437
Юбилейное 447, 530
Югорское 445
Южно-Алясовское 432
Южно-Балыкское 439, 538, 559, 568, 582
Южно-Вахское 438
Южно-Игримское 432
Южно-Ледовое 445
Южно-Мортымьинское 433
Южно-Мыльджинское 437, 589
Южно-Потанайское 433
Южно-Русское 451
Южно-Соленинское 451
Южно-Сотэ-Юганское 434
Южно-Сургутское 430, 496
Южно-Сысконсыньинское 432
Южно-Тамбейское 449
Южно-Тетеревское 433
Южно-Толумское 433
Южно-Убинское 433
Месторождение
Южно-Фестивальное 437
Южно-Черемшанское 437, 559, 560, 561
Юрхаровское 448
Ямбургское 448, 509, 543, 547, 554, 557
Ямсовейское 447
Ярайнерское 446, 540, 545, 549, 554
Яунлорское 441, 533
Яхлинское 433, 455, 460—461
Метод датировки отдельных моментов и стадий истории залежей нефти и газа
Литологический 573
Палеобарический 574
Палеогеохимический 575
Палеотектонический 575
Моноклиналь
Барабинско-Пихтовская 200
Покулихинская (Приенисейская) 200
Приаргинская 200
Северо-Казахстанская 200

Нефтегазоносная область 611
Нефтегазоносная провинция 610
Нефтегазоносный комплекс 600
Этаж 600
Нефтегазоносный район 611, 612

Область нефтегазоносная
Васюганская 467, 626, 627, 628, 629, 632
Гыданская 509, 627, 628, 629, 630, 631, 632, 643, 644
Каймысовская 465, 627, 628, 632, 637, 614
Надым-Пурская 502, 627, 628, 629, 630, 631, 632, 640, 644
Пайдугинская 466, 627, 628, 629, 632, 637, 614
Приуральская 431, 626, 627, 628, 632, 633
Пур-Тазовская 512, 626, 627, 630, 631, 632, 641, 644
Среднеобская 473, 530, 537, 553, 577, 584, 626, 627, 628, 629, 631, 632, 638, 644
Усть-Енисейская 514, 626, 627, 628, 629, 631, 632, 644
Фроловская 461, 626, 627, 628, 632, 635
Южно-Ямальская 509, 626, 627, 629, 631, 632, 642
Область тектоническая
Северная 191, 193, 194, 201, 202, 208
Центральная 191, 193, 194, 201, 202, 204, 207, 208, 215
Осложнение структурное 189

Поверхность Мохоровичича 35, 37
Фундамента 14, 40, 41
Подсвита
Верхнедроновская 56
Нижнедроновская 55
Покрышки региональные 601
Субрегиональные 601

Прогиб
Горловско-Зарубинско-Тагильский 65
Иртышский 72
Ларьякский 66
Муромцевский 72
Урало-Казахстанский 71
Краевой 13, 15, 16
Межгорный 15, 16

Район нефтегазоносный
Александровский 627
Байдарацкий 627
Березовский 537, 605, 614, 627, 633
Васюганский 527, 627
Гыданский 627
Демьянский 627
Дорофеевский 627, 644
Иртышский 627
Казымский 627, 636
Каймысовский 587, 627
Карабашский 627, 634
Красноленинский 627
Ляминский 627, 636
Межовский 627
Мессояхский 534, 627
Надымский 627
Напалковский 627
Нижневартовский 530, 605, 627, 638, 639
Новопортовский 642
Нурминский 530, 533, 627
Пайдугинский 627
Предтаймырский 627
Пудинский 627
Пурпейский 627
Салымский 527, 530, 627, 638, 639, 640
Сидоровский 627
Сильгинский 627
Средневасюганский 605
Сургутский 527, 530, 605, 627, 638
Тазовский 605, 627
Тамбейский 627
Панамский 627, 644
Тобольский 627, 635
Тольинский 627
Уренгойский 605, 627
Шаимский 527, 534, 605, 627, 634
Юильский 627, 636
Ямбургский 627
Ярудейский 627, 636
Резервуар 601
Зональный 601
Локальный 601
Региональный 601
Субрегиональный 601

Свита
Абалакская 92, 114, 119
Абросимовская 84, 176
Ажарминская 82, 177
Алапаевская 88
Алымская 90, 144
Алясовская 90, 129, 136
Анохинская 55, 94
Аральская 82, 177

Свита
Асташевская 82, 178
Атлымская 84, 172
Ахская 90, 130, 133, 137
Аятская 154
Баженовская 90, 126
Барабинская 92, 117
Белоярская 88
Бельская 84, 173, 175
Березинская 54
Березовская 86, 156, 160
Бетекейская 82, 180
Бещеульская 82, 177
Биткуевская 53, 94
Бичурская 54, 94
Болотнинская 82, 177
Вараковская 82
Вартовская 90, 134, 137, 141
Васюганская 92, 116, 121
Верхнехантымансийская 150
Викуловская 88, 147
Войновская 54
Вороновская 82
Вымская 92, 104
Ганькинская 86, 162
Георгиевская 92, 123
Глушинская 92, 101, 104
Джангодская 94, 101
Долганская 88, 151
Дроновская 94
Дузбайская 92, 106
Елогуйская 90, 132, 134
Еманжелинская 94
Жаксыклычская 82
Жиландинская 82, 179
Жуншуликская 82
Журавская 84, 174
Зареченская 82
Зимняя 98
Знаменская 84, 175, 176
Зятьковская 84
Ивдельская 86, 165
Илекская 90, 132
Ипатовская 88, 158
Ирбитская 86
Итатская 92, 104, 106, 111
Ишимская 82, 178
Калачевская 56, 94
Калкаманская 84, 177
Камышловская 86, 156
Караганская 92, 103
Карбанская 90, 141
Касская 88
Кийская 88, 153
Киреевская 84, 177
Кирнаевская 82, 177
Киялинская 90, 138, 142, 145
Козыревская 56, 94
Колпашевская 88
Копейская 94
Корвунчакская 54, 94
Коркинская 94
Корликовская 84, 171
Костровская 86, 159

Свита
Котпаганская 82
Кочковская 82, 180
Кошайская 90, 145
Кузнецовская 88, 154
Куломзинская 90, 132
Купинская 84
Куртамышская 84, 172
Кусковская 86, 167
Кустанайская 82, 179
Кутанбулакская 84, 172
Кушмурунская 92, 101
Лаборовская 56
Лагернотомская 84, 175
Лайдинская 92, 104
Лангурская 92, 100, 104
Левинская 94, 98
Леньковская 88, 148
Леонтьевская 92, 107
Леплинская 86, 160
Леушинская 90, 140, 144
Лопсинская 90, 122
Люлинворская 86, 166, 168, 169
Макаровская 94, 98, 101
Маковская 88, 151
Максимоярская 92, 123
Малохетская 90, 145
Малышевская 92, 111
Марресалинская 151
Марсятская 86, 163
Марьяновская 90, 113, 119, 125
Мегионская 90, 131, 133
Мергельтовская 88, 158
Мессояхская 88, 159, 161
Моурыньинская 92, 113
Мугайская 88, 154
Мысовская 88, 152
Наунакская 92, 116
Наурзумская 84, 175
Нижнехантымансийская 150
Нижнехетская 90, 132
Новомихайловская 84, 173
Олентинская 86
Омская 56, 94
Остроновская 86, 164, 167
Оторьинская 92
Павлодарская 82, 179
Парабельская 86, 164, 165
Парбигская 88
Релымская 82
Пировская 88
Покровская 92, 100
Покурская 88, 147
Полуйская 180
Полукская 82
Ракитинская 54, 94
Рявкинская 86
Сараппаульская 58
Северососьвинская 88, 139
Серовская 86
Сиговская 92, 118, 121, 123
Симоновская 88, 149, 153, 155
Синарская 88, 143
Свита
Синячихинская 88
Славгородская 86, 161
Соровская 86, 164
Стрижевская 82
Сугоякская 92
Суходудинская 90, 135, 139, 143
Сымская 86, 158, 163
Таборинская 92
Таволжанская 84, 178
Талицкая 86, 164, 165
Танапчинская 143
Танамская 86, 163
Тарская 90, 134
Татарская 92, 117
Тебисская 90
Тибейсалинская 86, 164, 165
Тольинская 92, 109
Точинская 92, 118
Туртасская 84
Тутлеймская 90, 126, 129
Тыньинская 90, 136
Тюменская 92, 97, 99, 102, 105, 107
Тяжинская 92, 117
Уватская 88, 152
Улансынская 90, 136
Унторская 56
Устьманьинская 86, 156
Фадюшинская 86, 162
Федоровская 90, 126, 128
Фроловская 90, 130, 137, 144
Хантейская 84, 175
Хантымансийская 88
Харосоимская 90, 128
Хетская 54
Чаграйская 84, 174
Чеганская 84, 170
Черкашинская 90, 140
Черлакская 82
Черниговская 92, 98
Чиликтинская 84, 173
Чичкаюльская 94, 98
Шаимская 90, 115, 121, 125, 129, 137
Юконская 92, 113
Юрацкая 90, 132, 134, 139
Юрковская 84, 171
Яковлевская 88, 149
Яновстановская 92, 123, 127
Яныманьинская 92, 100, 104
Ярротипская 90, 118, 130, 138
Ярская 56
Ятринская 58
Свод 186
Владимирский 198
Зеленомысский 200
Каймысовский 198, 219, 522, 527, 589
Красноленинский 197, 522
Нижневартовский 193, 199, 219, 522, 527, 530, 537, 553
Парабельский 198
Пудинский 527
Северный 199
Среднеямальский 200
Степановский 198

Свод
Сургутский 193, 199, 219, 527, 530, 533, 535, 537, 553, 589
Панамский 199
Юрибейский 200
Свода купол 187
Свода склон 187
Седловина 189
Серия бурлинская 81, 82, 176
Дербышинская 81, 86, 153
Заводоуковская 81, 92, 96
Иртышская 82
Называевская 81, 84, 163
Некрасовская 81, 84, 172
Покурская 81, 88, 147
Полудинская 81, 90, 112
Саргатская 81, 88, 135
Тампейская 81, 94, 96
Туринская 53, 94
Устьтазовская 88
Челябинская 55, 94
Синклинорий 15
Байдарицкий 70
Верхнекондинский (Шеркалинский) 69
Верхнеполуйский 70
Готский 70
Ишимская зона 71
Калымак-Кульский 71
Марьевский 71
Муромцевский 72
Нейтинский 70
Селетинский 71, 72
Степнякский 71, 72
Стерлитамакский 71
Талицкий 69
Синклинорий обращенный
Ангаро-Питский 62
Складчатая система 16, 17
Енисейская 61
Салаирско-Кузнецкая 63
Тимано-Печорская 73
Томь-Колыванская зона 64, 65
Уральская 67
Центрально-Западно-Сибирская 64
Центрально-Казахстанская 71
Срединный массив
Барнаульский 73
Уват-Ханты-Мансийский 73
Структурный мыс 189
Большетанский 196
Лозниковский 197
Пахтусовский 197
Тевризский 197
Убинский 197
Чугуклинский 197
Структурный нос 188
Александровский 196
Большереченский 197
Верхнетарский 198
Войкарский 196
Грабовский 196
Добринский 196
Зимовский 198
Иусский 196
Куноватский 196
Леушинский 196
Саргатский 197
Селитинский 196
Таволгинский 198
Тайлаковский 198
Тугровский 198
Хуминский 196
Чулымский 198
Южно-Игольский 197
Юкондинский 197
Ярсалинский 196
Структурный этаж 12

Устойчивый массив
Рудно-Актайский 73
Чарышско-Теректинский 73

Фильтрационный эффект 421
Формация 30, 31
Геосинклинальная 30
Фундамент 12, 13, 14, 15
Гетерогенный 12
Доюрский 28
Домезозойский 12
Западно-Сибирской плиты 16
Складчатый 28

Этаж геосинклинальный 15, 73
Дейгероорогенный 13, 15, 73, 75
Платформенный 15
Протоорогенный 13, 15, 73

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович М. В. Поиски и разведка залежей нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1948. 396 с.

2. Акрамходжаев А. М. Главная фаза газообразования. — «Узбекский геологический журнал», 1973, № 6, с. 3—9.

3. Акрамходжаев А. М. Органическое вещество — основной источник нефти и газа (в свете новых лабораторно-экспериментальных данных). Ташкент, «Фан», 1973. 203 с.

4. Аммосов И. И., Тян-Сю-И. Стадии изменения углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. М., изд-во АН СССР, 1961. 119 с.

5. Аммосов И. И. Литификация и нефтегазоносность. — В кн.: Петрология углей и парагенез горючих ископаемых. М., «Наука», 1967, с. 5—80.

6. Анализ влияния различных факторов на размещение и формирование месторождений нефти и газа. Под ред. В. С. Лазарева и В. Д. Наливкина. Л., «Недра», 1971. 331 с.

7. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962. 492 с.

8. Антонова Т. Ф. О мощностях покрышек нефтяных и газовых залежей мезозойских отложений Сибири. — В кн.: Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, с. 3—6 (НТИ Всесоюз. науч.-исслед. ин-та организации, упр. и эконом. нефтегаз. пром-сти, вып. 22).

9. Антонова Т. Ф. Экраны основных нефтегазоносных горизонтов центральных районов Западной Сибири. — В кн.: Новые материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., 1970, с. 22—26 (НТИ Всесоюз. науч.-исслед. ин-та эконом. минер. сырья и геол.-развед. работ, № 2).

10. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I. М., Гостоптехиздат, 1941. 376 с.

11. Атлас структурных, палеотектонических карт и геологических карт среза для территории Западно-Сибирской низменности. Под ред. М. Я. Рудкевича. Тюмень, 1970. 17 листов.

12. Бабаджанов Т. Л., Иванов Ю. А., Кирюхин Л. Г. Сравнительный анализ перспектив нефтегазоносности красноцветных пермских и пермо-триасовых отложений Туранской и Среднеевропейской плит. — В кн.: Вопросы региональной геологии, геофизики и тектоники нефтегазоносных областей Узбекистана. Ташкент, 1974, с. 45—57.

13. Бабина Н. М., Конторович А. Э. Некоторые черты геохимии щелочных и щелочноземельных элементов в водах юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 46, с. 74—86.

14. Бабинец А. Е. О роли поровых растворов в формировании подземных вод. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 144—150.

15. Багринцева К. И., Васильев В. Г., Ермаков В. И. Роль угленосных толщ в процессе генерации и накопления природного газа. — «Геология нефти и газа», 1968, № 6, с. 7—11.

16. Бакиров В. А. Статистическая модель распределения месторождений нефти и газа по величине запасов. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 63—68.

17. Бакиров А. А., Ованесов Г. П. О научных принципах подсчета прогнозных ресурсов нефти и газа. Обзорный доклад — 4. М., ВНИИОЭНГ, 1971. 19 с.

18. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 601 с.

19. Берамже Р., Бестужев М. Исследование физических и химических превращений нефтей в связи с геологическими условиями. — В кн.: Органическая геохимия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 141—157.

20. Бергер М. Г., Вассоевич Н. Б. Некоторые вопросы геологической терминологии и номенклатуры. — «Советская геология», 1969, № 12, с. 85—90.

21. Березовский газоносный район. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1971, вып. 40. 523 с. Авт.: Г. К. Боярских, Д. Е. Казаков, И. И. Нестеров и др.

22. Бестужев М. А. Углеводороды нефти. — В кн.: Основные аспекты геохимии нефти. М., «Недра», 1970, с. 83—111.

23. Битумоидные компоненты основных генетических классов рассеянного органического вещества пород и их генерация в процессе катагенеза. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», 1972, вып. 310, с. 32—57. Авт.: С. Г. Неручев, В. А. Успенский, И. А. Зеличенко, И. А. Шакс.

24. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. — «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы», 1965. Отд. геол., т. XL, вып. 5, с. 40—68; вып. 6, с. 8—42.

25. Богородская Л. И., Конторович А. Э., Липницкая Л. Ф. Высокомолекулярные углеводороды рассеянного органического вещества (на примере юрских отложений Западно-Сибирской плиты). — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1966, вып. 47, с. 132—155.

26. Бордовский О. К. Процессы накопления и преобразования органического вещества в современных морских и океанических осадках. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 29—32.

27. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 302 с.

28. Ботнева Т. А. Типы нефтей Западного Предкавказья и их связь с условиями нефтегазообразования и залегания. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 177—186.

29. Бочкарев В. С., Куликов П. К., Погорелов Б. С. Стратиграфия досреднеюрских отложений. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Под ред. докт. геол.-минер. наук Н. Н. Ростовцева. М., «Недра», 1968, с. 3—26.

30. Брэй Е. Е., Эванс Е. Д. Распределение н-парафинов как ключ к распознаванию материнских отложений. (Пер. М. Ф. Двали). — В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 7—25.

31. Брэй Е. Е., Эванс Е. Д. Углеводороды в нефтематеринских отложениях. — В кн.: Органическая геохимия. Вып. 1. М., «Недра», 1967, с. 174—193.

32. Бриндзинский А. М. Закономерности размещения месторождений нефти и газа на Западно-Сибирской плите и некоторые положения методики раздельного прогноза.— Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ВНИИЭгазпром, 1974. 33 с.

33. Брод И. О. О принципах районирования нефтегазоносных территорий. — «Докл. АН СССР», 1946, т. LII, № 5, с. 37—40.

34. Брод И. О. Об основном условии нефтегазонакопления. — «Докл. АН СССР», 1947, т. LXII, № 6, с. 595—598.

35. Брод И. О. Залежи нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1951. 349 с.

36. Брукс Дж., Смит Дж. Диагенез и катагенез растительных липидов при образовании угля, нефти и природного газа. — В кн.: Органическая геохимия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 184—194.

37. Будзинский Ю. А. Воднорастворимый комплекс горных пород Северного Кавказа в свете экспериментальных данных. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 116—126.

38. Будников В. И., Конторович А. Э. Зависимость состава нефтей от степени постдиагенетического изменения пород и метаморфизма углей. — «Геология нефти и газа», 1965, № 8, с. 22—25.

39. Ван-Кревелен Д. В., Шуер Ж. Наука об угле. М., Гостоптехиздат, 1960. 303 с.

40. Варламов И. П. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1970, вып. 67. 66 с.

41. Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). — В кн.: Вопросы образования нефти. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 9—220.

42. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. Исторический обзор и современное состояние. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 135—156.

43. Вассоевич Н. Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 11—59.

44. Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 5—22.

45. Вассоевич Н. Б., Бергер М. Г. К наименованию нефтей и их фракций по углеводородному составу. — «Геология нефти и газа», 1968, № 12, с. 38—41.

46. Вассоевич Н. Б., Корнилова Н. Н., Чернышев В. В. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли. — «Вестн. Моск. ун-та. Геология», 1973, № 1, с. 8—23.

47. Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти. М., «Недра», 1966. 274 с.

48. Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 46—48.

49. Вебер В. В., Горская А. И., Глебовская Е. А. Битумообразование в четвертичных осадках и генезис нефти. М., Гостоптехиздат, 1960. 243 с.

50. Влодарская В. Р., Носов Г. И. К вопросу видовой устойчивости глинистых минералов в зоне катагенеза. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1973, т. 210, № 5, с. 1183—1186.

51. Возможности образования газогидратных залежей природных газов в придонной зоне морей и океанов. — «Геология и геофизика», 1973, № 4, с. 3—6. Авт.: Ю. Ф. Макогон, А. А. Трофимук, В. П. Царев, Н. В. Черский.

52. Высоцкий И. В. Теоретическая модель вертикального распределения скоплений углеводородов в стратисфере. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 108—114.

53. Высоцкий И. В., Оленин В. Б. Глубинная зональность в распределении скоплений углеводородов. — «Вестн. Моск. ун-та», 1964, № 6, с. 20—27.

54. Высоцкий И. В., Оленин В. Б. Генетический принцип нефтегеологического районирования. — «Геология нефти и газа», 1968, № 12, с. 30—33.

55. Вышемирский В. С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1963. 377 с.

56. Вышемирский В. С. О возможной нефгегазоносности палеозоя Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 133—139.

57. Вышемирский В. С., Дмитриев А. Н., Трофимук А. А. Поисковые признаки гигантских нефтяных месторождений. М., 1971. 16 с. (Труды VIII нефтяного мирового конгресса).

58. Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск, «Наука», 1971. 168 с.

59. Вышемирский В. С., Рыжкова С. М. Оптические свойства нефтей Западной Сибири. В реф. сб.: Новые материалы по геохимии нефтей Сибири. Сер. геол. Методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., изд-во ВИЭМС, 1971, с. 1—5.

60. Гаврилова О. И. Химическая характеристика изменения витренов и фюзенов метаморфического ряда углей Донбасса. — В кн.: Физические и химические свойства ископаемых углей. М.—Л., изд-во АН СССР, 1962, с. 173—195.

61. Газовые и нефтяные месторождения. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 238—334. Авт.: В. Г. Елисеев, Д. Е. Казаков, Н. Х. Кулахметов и др.

62. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. 226 с.

63. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973. 384 с.

64. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Под ред. Э. Э. Фотиади. Новосибирск, «Наука», 1967. 514 с.

65. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н. Н. Ростовцева. М., Гостоптехиздат, 1958. 391 с. Авт.: З. Т. Алескерова, Г. С. Крищук, П. Ф. Ли и др.

66. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Под ред. Э. Э. Фотиади, В. С. Суркова. Л., «Недра», 1971. 208 с.

67. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. Под ред. Д. В. Дробышева, В. П. Казаринова. Л., Гостоптехиздат, 1958. 271 с.

68. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963. 201 с. Авт.: Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов, Ю. К. Миронов и др.

69. Геология и нефтегазоносность Обь-Иртышского междуречья. Томск, изд-во Томск. гос. ун-та, 1965. 195 с. Авт.: В. В. Гребенюк, Н. П. Заливалов, Т. А. Звязина и др.

70. Геология СССР. Т. 44. Западно-Сибирская низменность. Под ред. Н. Н. Ростовцева. М., «Недра», 1964. 550 с.

71. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 118. 86 с. Авт.: А. Э. Конторович, И. Д. Полякова, П. А. Трушков и др.

72. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1971. 251 с. Авт.: А. Э. Конторович, Е. Л. Берман, Л. И. Богородская и др.

73. Геохимия нефтей и битумов верхнеюрских и нижнемеловых отложений Тюменской области. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1970, вып. 34. 218 с. Авт.: Г. Ф. Григорьева, В. М. Матусевич, И. И. Нестеров и др.

74. Гербер М. И., Жузе Т. Т., Поткова Е. В. О первичной миграции в газовой фазе. — В кн.: Миграция нефти и газа и фазовые равновесия в углеводородных системах при высоких давлениях. М., 1969, с. 83—96.

75. Гидрогеология СССР. Т. XVI. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). Ред. В. А. Нуднер. М., «Недра», 1970. 367 с.

76. Гинсбург Г. Д. Об использовании геотермических данных при тектоническом районировании фундамента Западно-Сибирской плиты. — «Геология и геофизика», 1969, № 10, с. 133—136.

77. Главная фаза нефтеобразования. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1969, № 6, с. 3—27. Авт.: Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Корчагина, Н. В. Лопатин и др.

78. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1967, № 2, с. 3—15. Авт.: С. В. Крылов, А. Л. Крылова, Б. П. Мишенькин и др.

79. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области. — «Геология и геофизика», 1968, № 4, с. 3—12. Авт.: С. В. Крылов, А. Л. Крылова, Б. П. Мишенькин и др.

80. Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969. 440 с.

81. Гольдин С. В., Волков А. М., Гольдина Н. А. Аксиоматическая классификация залежей нефти и газа и ее применение для описания месторождений Тюменской области. М., «Недра», 1970. 208 с.

82. Губкин И. М. Учение о нефти. М.—Л., Гостоптехиздат, 1932. 443 с.

83. Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л., Гостоптехиздат, 1959. 174 с.

84. Гурари Ф. Г. О типах залежей нефти и газа в месторождениях Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1966, вып. 47, с. 4—13.

85. Гурари Ф. Г. Некоторые вопросы методики нефтегазопоисковых работ в Западной Сибири (доклад на экспертно-геологическом совете МГ РСФСР, г. Саратов, 19—22 апреля 1971 г.) — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 137, с. 5—16.

86. Гурари Ф. Г., Запивалов Н. П., Нестеров И. И. Нефтегазоносность отложений платформенного чехла. Характеристика нефтегазосодержащих толщ. — В кн.: Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность, ч. II, гл. II. М., «Недра», 1964, с. 87—147.

87. Гурари Ф. Г., Зимин Ю. Г., Трофимук А. А. О поисках нефти в северных районах Западно-Сибирской провинции. — «Геология нефти и газа», 1971, № 10, с. 6—10.

88. Гурари Ф. Г., Карогодин Ю. Н. Закономерности изменения степени заполнения локальных структур нефтью и газом в Западно-Сибирской провинции. — «Геология нефти и газа», 1970, № 4, с. 15—20.

89. Гурари Ф. Г., Конторович А. Э. Методика оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 65, с. 6—13.

90. Гурари Ф. Г., Конторович А. Э., Микуленко К. И. Некоторые закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967, с. 22—37.

91. Гурари Ф. Г., Конторович А. Э., Острый Г. Б. О роли дизъюнктивных нарушений в процессе формирования нефти и газа в юрских и меловых отложениях Западно-Сибирской низменности. — «Геология нефти и газа», 1966, № 2, с. 5—11.

92. Гурари Ф. Г., Микуленко К. И., Трушкова Л. Я. О региональных размывах в мезозойских отложениях Сибири. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1969, вып. 89, с. 13—21.

93. Гурова Т. И., Залазаева Л. В., Пода А. Г. Коллекторы юрских продуктивных горизонтов Томской области. — В кн.: Геология нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, 1971, с. 69—76. (Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья. Труды, вып. 137).

94. Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962. 296 с.

95. Гусева А. Н., Лейфман И. Е. Генезис твердых углеводородов как подтверждение осадочно-миграционной природы нефти. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 88—93.

96. Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967. 299 с.

97. Дедеев В. А. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Л., «Наука», 1972. 155 с.

98. Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961. 219 с.

99. Деменкова П. Я., Захаренкова Л. Н. Порфирины в нефтях и битуминозных компонентах органического вещества пород мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», 1969, вып. 279, с. 44—59.

100. Дербиков И. В. Тектоника фундамента и чехла Западно-Сибирской эпигерцинской платформы и их взаимосвязь. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук, Томск, Политехнический ин-т, 1958. 19 с.

101. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 65, с. 146—178. Авт.: А. Ф. Гурари, Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович и др.

102. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1970, вып. 97. 193 с. Авт.: Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцев и др.

103. Добрянский А. Ф. Геохимия нефти. Л., Гостоптехиздат, 1948. 476 с.

104. Дроздова Т. В., Гурский Ю. Н. Условия сохранности хлорофилла, феофитина и гуминовых веществ в отложениях Черного моря. — «Геохимия», 1972, № 3, с. 323—335.

105. Дурмишьян А. Г. К вопросу об уплотнении глинистых пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 85—89.

106. Жеглова Т. П., Эриванская Л. А., Платэ А. Ф. Дегидроциклизация некоторых разветвленных 2-амил- и 2-гексилнафталинов в присутствии алюмохромового катализатора. — «Нефтехимия», 1971, т. 11, с. 517—522.

107. Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Основы петрологии углей. М., изд-во АН СССР, 1960. 335 с.

108. Жеро О. Г. Основные черты тектоники и вопросы нефтеносности фундамента северной части Тургайского прогиба. — В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 25—34.

109. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О перспективах нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. — «Геология и геофизика», 1968, № 11, с. 3—11.

110. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Под ред. акад. А. А. Трофимука, чл.-корр. АН СССР Э. Э. Фотиади, докт. геол.-минер. наук Ф. Г. Гурари. М., «Недра», 1972. 312 с.

111. Западно-Сибирская низменность — новая база нефтегазодобычи СССР. — «Геология и геофизика», 1961, № 10, с. 3—15. Авт.: Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов, М. В. Касьянов и др.

112. Зимин Ю. Г., Конторович А. Э. Некоторые особенности температурного поля в отложениях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1969, вып. 89, с. 64—74.

113. Зимин Ю. Г., Новиков Г. Р. Гидродинамические условия мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 137, с. 62—68.

114. Зорькин Л. М. Некоторые вопросы миграции и формирования залежей углеводородных газов. — «Геология нефти и газа», 1969, № 9, с. 31—34.

115. Иванова А. Н., Павлова В. П., Носова В. С. Об особенностях нефтей и газов Самотлорского месторождения. — «Геология нефти и газа», 1972, № 4, с. 40—48.

116. Игнатов Б. Ф. Об оптимальных условиях накопления нефтематеринского осадка. — В кн.: Материалы по геологии и геофизике нефтегазоносных областей Урало-Поволжья и Западной Сибири. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1966, с. 184—214.

117. Извлечение битума, рассеянного в осадочных породах, сжатыми газами и изучение его состава. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 412—420. Авт.: М. И. Гербер, Т. П. Жузе, В. С. Орлова и др.

118. Изопреноидные углеводороды в органическом веществе осадочных пород. — «Геология нефти и газа», 1971, № 8, с. 35—40. Авт.: К. Ф. Родионова, С. П. Максимов, А. Ф. Шляхов и др.

119. Казаков Д. Е., Шамес Д. З. Итоги геолого-поисковых и разведочных работ на нефть и газ за 1948—1965 гг. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 197—227.

120. Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

121. Казаринов В. П. Этажи нефтегазоносности в мезозойских осадках Сибири. — В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 46—57.

122. Калинина О. А., Туезова Н. А. Физические свойства пород Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 56—67.

123. Калинко М. К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М., «Недра», 1964. 207 с.

124. Карогодин Ю. Н. Перспективы нефтегазоносности севера Западной Сибири. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1964, вып. 32, с. 89—95.

125. Карогодин Ю. Н. О структуре гигантских месторождений в Западной Сибири. — «Геология нефти и газа», 1969, № 11, с. 56—60.

126. Карогодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., «Недра», 1974. 176 с.

127. Каратаев Г. И. Строение земной коры в Западной Сибири по геофизическим данным. — «Геология и геофизика», 1960, № 11, с. 65—82.

128. Карта прогнозов нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. Под ред. докт. геол.-минер. наук Н. Н. Ростовцева. М., «Недра», 1965, с. 192—217. Авт.: Ф. Г. Гурари, А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Н. Н. Ростовцев.

129. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963. 338 с.

130. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1972. 280 с.

131. Карцев А. А., Вагин С. П. Роль седиментационных вод в формировании пластовых вод крупных артезианских бассейнов. — «Геология и разведка», 1966, № 8, с. 93—97.

132. К вопросу изучения перспектив нефтегазоносности палеозойского комплекса плато Устюрт. — «Труды Среднеазиатск. науч.-исслед. ин-та геол. и минер. сырья», 1974, вып. 10, с. 3—14. Авт.: А. М. Акрамходжаев, И. В. Кушниров, Х. Х. Авазходжаев и др.

133. Кирюхин Л. Г. Тектоника и нефтегазоносность эпигеосинклинального палеозойско-триасового комплекса молодых плит Евразии. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук. М., ВНИГНИ, 1974. 40 с.

134. Кирюхин Л. Г., Иногамов Х. Х., Авазходжаев Х. Х. Проблема нефтегазоносности доюрских образований Туранской плиты. — «Труды Среднеазиатск. науч.-исслед. ин-та геол. и минер. сырья», 1974, вып. 10, с. 58—72.

135. Клар Э. Полициклические углеводороды. М., «Химия», 1971, т. I—II. 1002 с.

136. К методике составления тектонических карт платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 65, с. 138—145. Авт.: Ф. Г. Гурари, В. В. Гребенюк, К. И. Микуленко и др.

137. Колганова М. М., Конторович А. Э. Некоторые черты геохимии ванадия и никеля в осадочных породах и нефтях. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1966, вып. 46, с. 184—197.

138. Колганова М. М. Ванадий и никель в неокомских нефтях Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 46, с. 87—97.

139. Конторович А. Э. Редкие и рассеянные элементы в пластовых водах нефтеносных отложений Западно-Сибирской низменности. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2, с. 282—287.

140. Конторович А. Э. Некоторые проблемы генезиса и геохимической истории нефтей Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967, с. 91—108.

141. Конторович А. Э. Схема диагностики нефтепроизводящих отложений. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 3, с. 675—677.
142. Конторович А. Э. Теоретические основы объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1970, вып. 95, с. 4—51.
143. Конторович А. Э., Данилова В. П. Нефтеобразование в угленосных осадочных толщах (на примере мезозойских и палеозойских отложений юга Западной и Средней Сибири). — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1973, вып. 167, с. 73—82.
144. Конторович А. Э., Данилова В. П., Диндойн В. М. Изменение химического состава гумусового органического вещества и его парамагнитных свойств в зоне катагенеза. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 6, с. 1431—1434.
145. Конторович А. Э., Зимин Ю. Г. Об условиях формирования химического состава подземных вод Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1968, вып. 46, с. 83—95.
146. Конторович А. Э., Луговцов А. Д., Эпштейн Е. Н. Прогноз качества нефтей Западно-Сибирской низменности с применением электронно-вычислительных машин (ЭВМ). — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 65, с. 26—40.
147. Конторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 51—69.
148. Конторович А. Э., Парпарова Г. М., Трушков П. А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности). — «Геология и геофизика», 1967, № 2, с. 16—29.
149. Конторович А. Э., Полякова И. Д. Абсолютные массы и темпы накопления органического вещества в мезозойских депрессиях на территории Сибири. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 125—137.
150. Конторович А. Э., Полякова И. Д., Фомичев А. С. Закономерности накопления органического вещества в древних осадочных толщах (на примере мезозойских отложений Сибири). — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 6, с. 16—27.
151. Конторович А. Э., Рогозина Е. А. Масштабы образования углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1967, вып. 65, с. 13—25.
152. Конторович А. Э., Рогозина Е. А., Фомичев А. С. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты (опыт объемно-генетической оценки). — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1970, вып. 95, с. 72—82.
153. Конторович А. Э., Стасова О. Ф. К геохимии нефтей Западно-Сибирской низменности. — «Геология и геофизика», 1964, № 2, с. 13—24.
154. Конторович А. Э., Стасова О. Ф., Фомичев А. С. Нефти базальных горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1964, вып. 32, с. 27—39.
155. Конторович А. Э., Трофимук А. А. К методике изучения истории залежей нефти и газа. — «Геология нефти и газа», 1973, № 7, с. 18—24.
156. Конторович А. Э., Шейнерман Д. А. Полициклические конденсированные ароматические углеводороды в нефтях и битумоидах Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Новые материалы по геохимии нефтей Сибири. Сер. геол., Методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., изд-во ВИЭМС, 1971, с. 5—8.
157. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 2, с. 35—48.
158. Корнев М. С., Намиот А. Ю. Растворимость гомологов метана из смесей с азотом в воде. — «Газовая промышленность», 1967, № 8, с. 15—18.
159. Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., изд-во АН СССР, 1954, с. 19—46.
160. Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 116, № 2, с. 293—296.
161. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских морских апшеронских отложений. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 6, с. 1085—1088.

162. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.
163. К познанию диагенеза осадков. Ред. Н. М. Страхов. М., изд-во АН СССР, 1959. 295 с.
164. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества. — В кн.: Вопросы образования нефти. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 221—314. Авт.: В. А. Успенский, Ф. Б. Инденбом, А. С. Чернышова, В. Н. Сенникова.
165. Кругликов Н. М. Гидрогеология северо-западного борта Западно-Сибирского артезианского бассейна. Л., «Недра», 1964. 166 с.
166. Кругликов Н. М., Наливкин В. Д., Сверчков Г. П. О поисках нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности в связи с особенностями нефтегазоносности эпигерцинских плит. — В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963, с. 11—28.
167. Крылов С. В. Глубинные сейсмические зондирования Сибири. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1971. 35 с.
168. Крылов С. В., Сурков В. С., Мишенькина Э. Р. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности. — «Геология и геофизика», 1965, № 1, с. 62—72.
169. Крюков П. А. Об исследованиях растворов, пропитывающих осадочные горные породы. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 137—143.
170. Кулаев Е. П. Некоторые особенности состава нефтей Вахского месторождения в связи с условиями формирования их залежей. — «Геология нефти и газа», 1972, № 4, с. 53—55.
171. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., «Недра», 1968. 156 с.
172. Куликов П. К. Нефтегазоносность доюрских отложений. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 197—227.
173. Лебедева Г. В., Черников К. А. О катагенетических изменениях глинистых пород неокома Центрального Приобья и рассеянного в них органического вещества. — «Геология нефти и газа», 1969, № 9, с. 23—26.
174. Левенштейн М. Л. Закономерности метаморфизма углей Донецкого бассейна. — «Советская геология», 1962, № 2, с. 61—79.
175. Леворсен А. И. Геология нефти и газа. М., «Мир», 1970. 639 с.
176. Литолого-геохимические факторы формирования и размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1968, вып. 78, с. 5—10. Авт.: Ф. Г. Гурари, Т. И. Гурова, В. П. Казаринов и др.
177. Литология и закономерности размещения пород-коллекторов в отложениях юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. М., изд-во АН СССР, 1961. 125 с. Авт.: А. П. Колганова, Л. Г. Орьев, Е. С. Рабиханукаева и др.
178. Лопатин Н. В. О роли геологического времени в процессах карбонатизации каменных углей. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1969, № 1, с. 95—98.
179. Лопатин Н. В., Бостик Н. Х. Геологические факторы катагенеза углей.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 79—90.
180. Максимов С. П. Закономерности распределения и условия формирования залежей нефти и газа в палеозойских отложениях. М., «Недра», 1964. 485 с.
181. Малинин С. Д. Физико-химические данные к характеристике условий образования карбоната кальция. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., изд-во АН СССР, 1962, с. 55—60.
182. Маркевич В. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963, с. 29—45.
183. Маркевич В. И. История геологического развития и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1966. 247 с.
184. Масленникова Г. В. О коллекторах Сургутского свода Южно-Балыкского поднятия. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1966, вып. 47, с. 98—105.
185. Маслов К. С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. М., «Недра», 1968. 220 с.
186. Масштабы нефтегазообразования в палеозойских и мезозойских отложениях Сибирской платформы. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1970, вып. 95, с. 83—127. Авт.: Т. К. Баженова, Д. И. Дробот, А. Н. Золотов и др.

187. Матусевич В. М., Рыльков А. В. О возможных геохимических критериях детального прогноза нефтеносности. — «Нефть и газ Тюмени», 1970, вып. 6, с. 31—35.
188. Матусевич В. М., Рыльков А. В., Ставицкий Б. П. Поисково-геохимическая интерпретация распределения серы в системе порода — вода — нефть мезозойских отложений Западной Сибири по новым данным. — «Нефть и газ Тюмени», 1969, вып. 4, с. 3—6.
189. Матусевич В. М., Швец В. М. Нефтегазопоисковое значение органических кислот подземных вод Западно-Сибирского бассейна. — «Геология нефти и газа», № 10, 1973, с. 63—69.
190. Махмудов А. Х., Рогозина А. Е. К вопросу о фазовом состоянии и давлении флюидов в закрытых порах глинистых пород. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», 1972, вып. 310, с. 86—97.
191. Мейншейн У. Г. Значение углеводородов в осадках и в нефтях (Пер. М. Ф. Двали). — В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 75—82.
192. Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1970, вып. 35. 313 с. Авт.: И. Н. Ушатинский, П. К. Бабицын, А. К. Бачурин и др.
193. Микуленко К. И., Шемин Г. Г. О тектонической трещиноватости верхнеюрской глинистой покрышки центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 137, с. 55—61.
194. Микуленко К. И., Шемин Г. Г. Трещиноватость юрских и нижнемеловых пород Иртышского междуречья. — «Труды Сиб. научн.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 132, с. 90—101.
195. Моделевский М. Ш. Новое в прогнозировании нефтегазоносности (обзор). М., ВНИИОЭНГ, 1972. 88 с.
196. Моделевский М. Ш., Парнов Е. И. К проблеме физического состояния нефти и газа в недрах. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 6, с. 1372—1374.
197. Мэр Б. И. Терпеноиды, жирные кислоты и спирты — исходные материалы для нефтяных углеводородов. — В кн.: Органическая геохимия. М., «Недра», 1967, вып. 1, с. 144—166.
198. Мясникова Г. П. Динамика оценок прогнозных запасов Западной Сибири. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1972, вып. 53, с. 13—27.
199. Назаркин Л. И. Палеоклиматические региональные прогнозы нефтегазоносности. — В кн.: Материалы по геологии и геофизике нефтегазоносных областей Урало-Поволжья и Западной Сибири. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1966, с. 215—252.
200. Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках (в аспекте проблемы происхождения нефти). М., Гостоптехиздат, 1956. 343 с. Авт.: В. В. Вебер, Т. Л. Гинзбург-Карагичева, Е. А. Глебовская и др.
201. Наливкин В. Д. О морфологической классификации платформенных структур. — «Геология нефти и газа», 1962, № 8, с. 24—28.
202. Немченко Н. Н. Геологические условия формирования и размещения крупных месторождений газа в альб-сеноманском комплексе Западной Сибири. — Автореф. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ВНИИГаз, 1974. 21 с.
203. Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962. 224 с.
204. Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., «Недра», 1969. 240 с.
205. Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества пород и генерация нефти и газа в процессе погружения осадков. — «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1970, т. 194, № 5, с. 1186—1189.
206. Неручев С. Г. К изучению главной фазы нефтеобразования. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 43—49.
207. Неручев С. Г., Рогозина Е. А., Капченко Л. Н. Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества. — «Геология и геофизика», 1973, № 10, с. 14—16.
208. Нестеров И. И. Типы залежей нефти и газа. — В кн.: Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность. Ч. II. Нефтегазоносность и гидрогеологические условия. М., «Недра», 1964, с. 39—42.
209. Нестеров И. И. Критерии прогнозов нефтегазоносности. М., «Недра», 1969. 30 с.

210. Нестеров И. И., Потеряева В. В. К методике оценки ресурсов нефти и газа новых нефтегазоносных территорий. — «Геология нефти и газа», 1971, № 6, с. 5—10.

211. Нестеров И. И., Потеряева В. В. Региональные геологические условия, контролирующие формирование крупных месторождений нефти и газа. — «Геология нефти и газа», 1971, № 10, с. 1—6.

212. Нестеров И. И., Прозорович Г. Э. Объемы пород и главных породообразующих минералов песчаников и алевролитов мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Литология и коллекторские свойства нефтегазоносных толщ Западно-Сибирской низменности. М., 1967, с. 23—27.

213. Нестеров И. И., Прозорович Г. Э. Основные проблемы литологии и палеогеографии мезозоя. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 96—122.

214. Нестеров И. И., Ровнин Л. И., Ростовцев Н. Н. Оценка и прогнозы нефтегазоносности мезо-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 335—376.

215. Нестеров И. И., Ростовцев Н. Н., Ставицкий Б. П. Гидрогеологические особенности нефтегазоносных толщ Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1965, с. 166—170.

216. Нестеров И. И., Салманов Ф. К., Шпильман К. А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири. М., «Недра», 1971. 463 с.

217. Нестеров И. И., Ушатинский И. Н. Экранирующие свойства глинистых пород над залежами нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — «Советская геология», 1971, № 5, с. 51—63.

218. Неуймина Л. Д. Условия формирования верхнеюрских коллекторов Шаимского района. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1966, вып. 47, с. 106—114.

219. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1967. 224 с.

220. Нефть и газ Тюмени в документах. Свердловск, 1971. 479 с.

221. Нефтяные и газовые месторождения-гиганты, геологические факторы, способствующие их формированию, классификация бассейнов. (Пер. с англ. И. П. Лаврушко). — В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа. Ч. I. Нефтяные и газовые месторождения-гиганты. М., «Мир», 1973, с. 405—410. Авт.: М. Хэлбути, А. Мейерхофф, Р. Кинг и др.

222. Нефтяные и газовые месторождения-гиганты, геологические факторы, способствующие их формированию, классификация бассейнов. (Пер. с англ. И. П. Лаврушко). — В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа. Ч. II. Факторы, обусловившие формирование нефтяных и газовых месторождений-гигантов. Классификация бассейнов. М., «Мир», 1973, с. 410—429. Авт.: М. Хэлбути, Р. Кинг, Х. Клемм и др.

223. Оболенцев Р. Д., Байкова А. Я. Сераорганические соединения нефтей Урало-Поволжья и Сибири. М., «Наука», 1973. 263 с.

224. Об особенностях геологического строения Русского месторождения. — «Нефть и газ Тюмени», 1970, вып. 7, с. 4—7. Авт.: Л. Б. Альперович, Я. Л. Курилов, В. Т. Подшибякин.

225. Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967. 291 с.

226. Олейников И. Н. Метановое месторождение озера Киву. — «Геология нефти и газа», 1966, № 2, с. 62—64.

227. О природе сигналов ЭПР в углях различной степени метаморфизма. — «Химия твердого топлива», 1968, № 4, с. 133—135. Авт.: Ю. Б. Тютюнников, И. С. Ромоданов, Л. Г. Синцерова и др.

228. О раздельном прогнозировании скоплений нефти и газа. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 114—121. Авт.: В. Д. Наливкин, Н. М. Кругликов, В. С. Лазарев и др.

229. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М., «Недра», 1974. 190 с. Авт.: А. Э. Конторович, И. Д. Полякова, О. Ф. Стасова и др.

230. Органическое вещество в отложениях позднего докембрия и нижнего палеозоя Сибирской платформы. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 146—149. Авт.: Ю. М. Шуменкова, К. К. Макаров, Л. С. Беляева и др.

231. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. — «Физика Земли», 1966, № 4, с. 36—44. Авт.: Н. И. Халевин, В. С. Дружинин, В. М. Рыбалко и др.

232. Особенности палеотемпературного режима мезокайнозойских отложений севера Западной Сибири. — «Проблемы нефти и газа Тюмени», 1973, вып. 18, с. 3—7. Авт.: Н. Н. Немченко, И. И. Нестеров, А. Г. Потеряева, А. В. Рыльков.

233. Основная стадия нефтегазообразования. — В кн.: Последние достижения в понимании происхождения, миграции и аккумуляции нефти и газа и соответствующие методы оценки перспектив нефтегазоносности. М., 1971, с. 3—21. Авт.: А. А. Карцев, Н. Б. Вассоевич, А. А. Геодекян и др.

234. Основные проблемы нефтяной геологии в Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 410—428. Авт.: И. И. Нестеров, Г. Б. Острый, Н. Н. Ростовцев и др.

235. Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации. Л., Гостоптехиздат, 1961. Авт.: В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др.

236. Основные черты геохимии и литологии отложений куонамского типа кембрия Сибирской платформы. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1969, вып. 96, с. 72—76. Авт.: В. М. Евтушенко, А. Э. Конторович, Л. Д. Малюшко и др.

237. Основы генетической классификации битумов. Л., «Недра», 1964. 267 с. Авт.: В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др.

238. Острый Г. Б. Трещиноватые породы мезозойского чехла Западно-Сибирской низменности. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 2, с. 411—413.

239. Острый Г. Б., Иодис Р. Г. Карты перспектив нефтегазоносности. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 377—409.

204. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — «Советская геология», 1972, № 12, с. 7—25. Авт.: А. В. Пейве, И. А. Штрейс, А. А. Моссаковский и др.

241. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968. 150 с. Авт.: А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова, И. Д. Полякова и др.

242. Парпарова Г. М. Изучение рассеянного органического вещества пород петрографическими методами. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 273—307.

243. Парпарова Г. М. О принципах углепетрографической классификации рассеянного органического вещества. — «Бюлл. науч.-техн. информ. Сер. изуч. вещ. состава минер. сырья и технол. обогащения руд». М., изд-во ВИЭМС, 1968, № 8, с. 10—14.

244. Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — «Геотектоника», 1973, № 3, с. 3—13.

245. Перозио Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части (Западно-Сибирской низменности.—«Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 5, с. 1203—1206.

246. Перозио Г. Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967, с. 5—70.

247. Перозио Г. Н. Катагенез и глубинный эпигенез в гранулярных коллекторах нефти Усть-Балыкского месторождения. — В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., «Наука», 1967, с. 70—98.

248. Перозио Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1971. 160 с.

249. Перозио Г. Н. Эпигенетические изменения как показатели времени образования месторождений нефти и газа. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 137, с. 89—112.

250. Перозио Г. Н., Мандрикова Н. П. О времени формирования карбонатных цементов в нефтяных песчаных пластах Усть-Балыкского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 1, с. 164—167.

251. Перспективы нефтегазоносности Западной Сибири. Под ред. Н. А. Кудрявцева. М., Госгеолиздат, 1948. 304 с. Авт.: М. К. Коровин, Н. А. Кудрявцев, Д. А. Степанов и др.

252. Пехтерева И. А., Умперович Н. А., Зимин Ю. Г. Результаты изучения разрывных нарушений на Северном локальном поднятии. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 137, с. 50—54.

253. Погребицкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., «Недра», 1971. 248 с.

254. Поисковые критерии прогноза нефтегазоносности. Л., «Недра», 1969. 224 с. Авт.: С. Г. Неручев, М. Ф. Двали, В. А. Кротова и др.

255. Полиядерные ароматические углеводороды рассеянного органического вещества. — «Геология и геофизика», 1973, № 9, с. 64—91. Авт. А. Э. Конторович, Н. М. Бабина, В. П. Данилова и др.

256. Потеряева В. В. Геологические особенности размещения крупных скоплений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах. — «Геология нефти и газа», 1971, № 8, с. 28—32.

257. Потеряев А. Г. Некоторые особенности распространения крупных и гигантских залежей природного газа. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1973, вып. 66, с. 84—122.

258. Применение математических методов и ЭВМ для решения задач нефтяной геологии. — «Труды Сиб. науч-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1972, вып. 138. 146 с. Авт.: А. Э. Конторович, Э. Э. Фотиади, Г. А. Аникина и др.

259. Проводников Л. Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Новосибирск, «Наука», 1963. 53 с.

260. Прогноз продуктивности локальных структур центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской плиты с применением алгоритмов распознавания образов. — «Геология и геофизика», 1972, № 7, с. 84—90. Авт.: А. Э. Конторович, Э. Э. Фотиади, В. И. Берилко и др.

261. Прозорович Г. Э. О закономерности карбонатной цементации обломочных пород неокома Усть-Балыкского и Сургутского месторождений. М., ОНТИ ВИЭМС, 1967, с. 44—50.

262. Прозорович Г. Э. О перспективах открытия газоконденсатных месторождений на севере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. — В реф. сб.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Вып. 11. М., изд. ВНИИЭгазпрома, 1973, с. 9—13.

263. Прозорович Г. Э., Зарипов О. Г., Валюженич З. Л. Вопросы литологии нефтегазоносных отложений центральных и северных районов Западно-Сибирской низменности. — «Труды Зап.-Сиб. научн.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1970, вып. 26. 185 с.

264. Прозорович Г. Э., Потеряева В. В. Возможности оценки нефтегазоносности на основе литологических критериев. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1973, вып. 66, с. 24—83.

265. Прозорович Г. Э., Саркисян С. Г. Основные направления исследований в литологии нефтегазоносных отложений. — «Труды Зап.-Сиб. науч-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1973, вып. 66, с. 5—23.

266. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.

267. Раабен В. Ф., Черников К. А. Условия проявления главной фазы нефтеобразования и распределение углеводородов в разновозрастных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 7, с. 57—66.

268. Радченко О. А. К вопросу о механизме нефтеобразования. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 1, с. 193—196.

269. Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958. 619 с.

270. Распознавание гигантских нефтяных месторождений. — В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 34—50. Авт.; А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский, А. Д. Дмитриев и др.

271. Ресурсы нефти и газа Западной Сибири. — «Геология нефти и газа», 1971, № 5, с. 7—15. Авт.: И. И. Нестеров, Л. И. Ровнин, Ф. К. Салманов, Ю. Г. Эрвье.

272. Рогозина Е. А., Шапиро А. И. Газовые и низкокипящие компоненты рассеянного органического вещества пород и их генерация. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», 1972, вып. 310, с. 66—85.

273. Роль литогенеза в формировании и сохранении залежей нефти и газа. М., «Недра», 1974. 136 с. Авт.: Т. И. Гурова, Т. Ф. Антонова, К. С. Кондрина и др.

274. Роль процессов преобразования органического вещества и нефтей в распределении нефтяных и газовых залежей Западной Сибири. — «Геология нефти и газа», 1969, № 9, с. 6—12. Авт.: В. Д. Наливкин, Г. П. Евсеев, И. А. Зеличенко и др.

275. Роменко В. И. Некоторые результаты интерпретации геотермограмм и их использование при решении геологических задач. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 133, с. 78—83.

276. Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтегазоносностью). — «Геохимия», 1958, № 5, с. 409—423.

277. Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Информ. сб. № 2. Л., Гостоптехиздат, 1955, с. 3—11.

278. Ростовцев Н. Н. Опыт составления прогнозных карт на нефть и газ для территории Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1961. 23 с.

279. Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита. — В кн.: Тектоника нефтеносных областей. Т. II. М., 1968, с. 299—340.
280. Ростовцев Н. Н. Задачи региональных геолого-геофизических исследований на территории Западно-Сибирской низменности на 1971—1975 гг. — «Геология нефти и газа», 1970, № 4, с. 4—9.
281. Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. Под ред. чл.-корр. АН СССР М. И. Варенцова. М., «Недра», 1969. 278 с.
282. Рудкевич М. Я., Зорькин Л. М. Перспективы нефтегазоносности приуральской части Западно-Сибирской низменности. — «Советская геология», 1961, № 2, с. 6—22.
283. Рудкевич М. Я., Шпильман В. И. Роль неотектонических показателей в прогнозировании зон преимущественно нефте- или газонакопления. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1972, вып. 50, с. 76—82.
284. Рудкевич М. Я., Эдельштейн А. Я. К вопросу об условиях формирования преимущественно газоносных и нефтеносных зон в Западно-Сибирском бассейне. — В кн.: Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности локальных поднятий среднего Приобья и севера Западно-Сибирской плиты по структурному фактору. Под ред. докт. геол.-минер. наук М. Я. Рудкевича. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1971, вып. 47, с. 151—159.
285. Салманов Ф. К. Критерии оценки нефтегазоносности локальных поднятий в неокомских отложениях Широтного Приобья. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 11—18.
286. Салманов Ф. К. О связи состава нефтей с условиями их образования. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 85—88.
287. Салманов Ф. К. Закономерности распределения и условия формирования залежей нефти и газа. М., «Недра», 1974. 280 с.
288. Салманов Ф. К., Тян А. В. Нефтяные и нефтегазовые месторождения Сургутского свода. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1968, вып. 19, с. 112—131.
289. Саркисян С. Г., Процветалова Т. Н. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в раннемеловую эпоху. М., «Наука», 1968. 80 с.
290. Саркисян В. С., Шугрин В. П. Геохимические исследования газов, конденсатов и нефтей при оценке перспектив нефтегазоносности. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 48—52.
291. Сафронова Г. И., Бумкова Л. М., Рябова Т. И. Влияние температурных условий в залежах на состав н-алканов нефтей. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 73—78.
292. Сахибгареев Р. С. Глинистые минералы покрышек продуктивных горизонтов Усть-Балыкского месторождения. — «Нефтегазовая геология и геофизика», вып. 8, с. 37.
293. Сверчков Г. П. Зависимость высоты и размеров залежей от мощности покрышек. — В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Л., «Недра», 1967, с. 122—133.
294. Свойство природных газов находиться в твердом состоянии в земной коре. — В кн.: Открытия в СССР 1968—1969 гг. М., ЦНИИПИ, 1970, с. 15—17. Авт.: В. Г. Васильев, Ю. Ф. Макогон, Ф. А. Требин и др.
295. Связь нефтегазоносности со стадиями катагенного преобразования пород (на примере Тимано-Печорской провинции). — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 61—71. Авт.: В. Д. Наливкин, В. В. Иванцова, Г. С. Калмыков и др.
296. Смирнов В. И. Состояние и задачи теоретической геологии. — «Изв. АН СССР», 1974, № 7, с. 5—20.
297. Смит Х. Качественный и количественный состав нефти. — В кн.: Органическая геохимия. М., «Недра», 1971, вып. 3, с. 5—41.
298. Современные методы анализа в органической геохимии.—«Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1973, вып. 166. 100 с.
299. Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. М.—Л., Гостоптехиздат, 1948. 460 с.
300. Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., «Недра», 1965. 275 с.
301. Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 301 с.

302. Соколов В. А. Органическое и неорганическое образование углеводородов в природе. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 113—133.

303. Соколов В. А. Процессы образования нефти и газа. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений (Материалы Всесоюзного совещания по генезису нефти и газа, 1968). М., «Недра», 1972, с. 16—39.

304. Соколов В. А., Бестужев М. А., Тихомолова Т. В. Химический состав нефтей и природных газов в связи с их происхождением. М., «Недра», 1972. 275 с.

305. Соколов Б. А., Мовшович Э. Б. История формирования осадочных бассейнов как основа прогноза их нефтегазоносности (на примере складчато-платформенных осадочных бассейнов Южной Азии). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 7, с. 67—78.

306. Сорокина Е. Г. Литология и коллекторские свойства продуктивного пласта Б-VIII Соснинско-Советского месторождения нефти. — «Геология нефти и газа», 1966, № 2, с. 28—33.

307. Спевак Ю. А. Изучение газонасыщенности пластовых вод в связи с температурными условиями метаморфизации ОВ. — «Геология нефти и газа», 1972, № 2, с. 57—63.

308. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности локальных поднятий Среднего Приобья и севера Западно-Сибирской плиты по структурному фактору. Под ред. докт. геол.-минер. наук М. Я. Рудкевича. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1971, вып. 47. 161 с.

309. Сравнительное изучение углеводородов рассеянного органического вещества и нефтей в связи с проблемой происхождения нефти. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 240—248. Авт.: А. Э. Конторович, Л. И. Богородская, Л. Ф. Лишницкая и др.

310. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Под ред. В. Д. Наливкина. Л., «Недра», 1965. 323 с. Авт.: В. Д. Наливкин, В. А. Дедеев, В. В. Иванцова и др.

311. Ставицкий Б. П., Сергиенко С. И., Гинсбург Г. Д. Интерпретация результатов исследования геотемпературного поля в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты. — «Нефть и газ Тюмени. Геология», 1970, вып. 8, с. 16—19.

312. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5, с. 12—50.

313. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза в 3-х т. М., изд-во АН СССР, 1960—1962, I т. — 212 с., II т. — 574 с.; III т. — 550 с.

314. Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 1, с. 34—51.

315. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований. — «Геология и геофизика», 1966, № 1, с. 10—20. Авт.: С. В. Крылов, А. Л. Крылова, Б. П. Мишенькин и др.

316. Сургутский нефтеносный район. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1968, вып. 19. 239 с. Авт.: И. И. Нестеров, Г. Э. Прозорович, Ф. К. Салманов и др.

317. Сурков В. С. Тектоническое районирование мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — «Советская геология», 1970, № 4, с. 80—89.

318. Сурков В. С. Глубинная структура и приповерхностная тектоника Алтае-Саянской складчатой области. — «Геология и геофизика», 1972, № 11, с. 15—25.

319. Сурков В. С. К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с. 47—60.

320. Сурков В. С., Роменко В. И., Жеро О. Г. Геотермическая характеристика платформенного чехла центральной части Западно-Сибирской плиты и связь ее с геологическим строением фундамента. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1972, вып. 152, с. 101—109.

321. Тектоника Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966. 481 с.

322. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973. 144 с. Авт.: В. С. Сурков, О. Г. Жеро, П. И. Морсин и др.

323. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 100. 148 с. Авт.: Ф. Г. Гурари, К. И. Микуленко, В. С. Старосельцев и др.

324. Тектоника Туранской плиты. Ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966. 286 с. Авт.: И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер и др.

325. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. М., «Высшая школа», 1968. 468 с. Авт.: А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, В. С. Мелик-Пашаев и др.

326. Типы залежей нефти и газа в Западной Сибири. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1971, вып. 137, с. 22—35. Авт.: Ф. Г. Гурари, Ю. Н. Карогодин, В. В. Гребенюк, В. В. Коптев.

327. Тиссо Б., Пеле Р. Новые данные о механизме генезиса и миграции нефти, математическое моделирование и его применение при разведке. — В кн.: Последние достижения в понимании происхождения, миграции и аккумуляции нефти и газа и соответствующие методы оценки перспектив нефтегазоносности. М., 1971, с. 75—97.

328. Тихомолова Т. В., Гордадзе Г. Н. О равновесии углеводородов в нефтях и температурах их образования. — «Геология нефти и газа», 1971, № 8, с. 48—49.

329. Толстиков Г. А. Условия формирования гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод в юрских отложениях Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья», 1964, вып. 32, с. 50—58.

330. Трофимук А. А. Современные представления о генезисе нефти. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Наука», 1968, с. 206—209.

331. Трофимук А. А. Некоторые проблемы развития Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — «Нефть и газ Тюмени», 1969, № 1, с. 1—4.

332. Трофимук А. А. Важные уроки истории открытия Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 29—36.

333. Трофимук А. А., Конторович А. Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроизводящих толщ. — «Геология и геофизика», 1965, № 12, с. 3—14.

334. Трофимук А. А., Конторович А. Э., Вышемирский В. С. Успехи органической теории происхождения нефти. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 32—42.

335. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа в свете представлений о биогенном генезисе нефти (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна). — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 562—569. Авт.: Ф. Г. Гурари, А. Э. Конторович, К. И. Микуленко и др.

336. Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Под ред. В. Д. Наливкина и К. А. Черникова. Л., «Недра», 1967. 294 с.

337. Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967, с. 5—21. Авт.: Г. К. Боярских, И. И. Нестеров, Л. И. Ровнин и др.

338. Успенский В. А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении углерода в земной коре. Л., Гостоптехизат, 1956. 101 с.

339. Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970. 309 с.

340. Успенский В. А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 6, с. 94—101.

341. Ушатинский И. Н., Бабицын А. К. Атлас электронно-микроскопических снимков, электронограмм, дифрактограмм, термограмм глинистых минералов продуктивных отложений основных нефтегазоносных площадей Западно-Сибирской низменности. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1970, вып. 30. 183 с.

342. Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С. Об изучении глинистых пород. — В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтеносной провинции. М., «Недра», 1968, с. 123—133.

343. Флоровская В. Н., Гурский Ю. Н. Особенности состава органического вещества глубоководных осадков Черного моря. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., «Наука», 1970, с. 226—236.

344. Формирование вещественного состава и процессы катагенного преобразования рассеянного органического вещества пород. — «Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та», 1972, вып. 310, с. 5—31. Авт.: С. Г. Неручев, Г. М. Парпарова, Е. М. Файзуллина, А. В. Жукова.

345. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. — «Геология и геофизика», 1965, № 10, с. 12—22.

346. Фотиади Э. Э., Моисеенко И. П., Соколова Л. С. О тепловом поле Западно-Сибирской плиты. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 2, с. 385—388.

347. Фракционирование битумоидов в процессах миграции. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с.124—129. Авт.: А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский, А. Э. Конторович, С. Г. Неручев.

348. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954. 665 с.
349. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.
350. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.
351. Хаин В. Е., Соколов Б. А. Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 94—108.
352. Хант Д. М. Распределение углеводородов в осадочных породах (пер. М. Ф. Двали). —В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 49—64.
353. Хераскова Н. П. Тектоника и формация. М., «Наука», 1967. 403 с.
354. Ходжакулиев Я. А., Суббота М. И., Абрамова О. П. Водорастворенное органическое вещество и его нефтегазопоисковое значение. Ашхабад, 1972. 230 с.
355. Чайковская Э. В., Дьяконова Е. А. Результативность бурения на большие глубины в США. — «Геология нефти и газа», 1971, № 7, с. 50—53.
356. Черменский Г. А. Влияние допалеозойского фундамента на тепловое состояние пород осадочного чехла Западно-Сибирской низменности. — «Изв. вузов. Сер. геол. и разведки», 1965, № 10, с. 51—56.
357. Черемисина Е. Н. О математическом обеспечении ЭВМ для решения задач направления опробования. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, 1972, с. 200—220.
358. Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми областями. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 5, с. 152—159.
359. Шатский Н. С. Избр. труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.
360. Швец В. М. Органические вещества подземных вод. М., «Недра», 1973. 192 с.
361. Шпильман В. И. Использование методов математической статистики при подсчете прогнозных запасов нефти и газа в Западной Сибири. —«Геология нефти и газа», 1970, № 3, с. 8—14.
362. Шпильман В. И., Мясникова Г. П., Плавник Г. И. Выделение объектов анализа для прогнозирования и их предварительная обработка. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1972, вып. 53, с. 28—49.
363. Шпильман В. И., Пермякова Т. Н. Методика разделения земель на нефтеносные и газоносные. — «Труды Зап.-Сиб. науч. -исслед. геол.-развед. нефт. ин-та», 1972, вып. 53, С. 113—117.
364. Шпильман В. И., Плавник Г. И. Оценка прогнозных запасов по совокупности геологических параметров. — В кн.: Методика оценки прогнозных и перспективных запасов и обоснование подсчетных параметров. Тюмень, 1972, с. 98—112 (Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-т. Труды, вып. 53).
365. Щепеткин Ю. В. О карбонатной цементации пород в зонах водонефтяных контактов. — «Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1970, вып. 34, с. 170—183.
366. Эрдман И. Г. Некоторые химические аспекты происхождения нефти в связи с проблемой опознавания материнских пород (пер. М. Ф. Двали). — В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 26—48.
367. Юркевич И. А. Условия и среда нефтеобразования в терригенных толщах. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минер. наук. М., ИГ и РГИ, 1967. 53 с.
368. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1955, с. 7—18.
369. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. серия, отд. геол.», 1965, т. 40, вып. 5, с. 8—39.
370. Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—35.
371. Brooks B. T. Active-Surface Catalysts in Formation of Petroleum. pt. I — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1948, vol. 32, No 12, p. 2269—2286.
372. Burke R. J., Gardner F. J. The world's monsters oil fields and now they rank. — «Oil and Gas Journal», 1969, No 2, p. 43—49.
373. Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and Its Possible Relation to Petroleum Migration. — «American Assocition of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 53, No 1, p. 55—72.
374. Chapman R. E. Clays with Abnormal Interstitial Fluid Pressures. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 56, No 4, p. 790—795.
375. Chapman R. E. Primary Migration of Petroleum from Clay Source Rocks. — Am erican Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 56, No 11, p. 2185—2191

376. Cordell R. J. Depth of Oil Origin and Primary Migration: A Review and Critique. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 56, No 10, p. 2029—2067.

377. Durand B., Espitalie S. Formation et evolution des hydrocarbures de C_1 a C_{15} et des gaz permanents dans les argiles du taorcien du bassin de Parisin Advances in Organic Geochemistry 1971. Proceedings of the 5th International Meeting on Organic Geochemistry, held in Hannover September 7—10, 1971. Pergamon Press Oxford-New-York — Toronto — Sydney — Braunschweig, p. 455—468.

378. Dunton M. L., Hunt L. M. Destribution of Low Molecular-Weight Hydrocarbons in Recent and Ancient Sediments. — «American Association of Petroleum Geologits Bulletin», 1962, vol. 46, No 12.

379. Fripiat T. F., Telly A. N., Poncelet G., Andre T. Thermodynamic properties of Adsorbed Water Molecules and Electrical Condu-Conduction in Montmorillonites and Silicas. — «Jour. Phys. Chemistry», 1965, vol. 69, p. 2185—2197.

380. Johns W. D., Shimoyama A. Clay minerals and Petroleum-Forming Reactions During Burial and Diagenesis. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 56, No 11, p. 2160—2167.

381. Khan S. U., Schnitzer M. The Retention of Hydrophobic Organic Compounds by Himic Acid.—«Geochimica et Cosmochimica Acta», 1972, vol. 36, No 7, p. 745—754.

382. Kotarba M. Rola procesow termodynamicznich w formawaniu i zachowaniu zloi ropy i gazu «Nafta». 1973, t. 29, No 2, s. 49—54.

383. Landes K. K. Eometamorphism and Oil and Gas in Time and Space. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1967, vol. 51, No 6, p. 828—841.

384. Louis M. Essais sur l'evolution de petrole a faible temperature en presence de mineraux in Advances in Organic Geochemistry. Oxford, Pergamon Press, p. 261—278.

385. Magara K. Compaction and Migration of Fluids in Miocene Mudstone, Nagaoka Plain, Japan. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1968, vol. 52, No 12, p. 2466—2501.

386. Mathews R. F., Igual X. P., Jackson K. S. and Johns R. B. Hydrocarbons and Fatty Acids in the Evergreen Shale, Surat Basin, Queensland, Australia. — «Geochimica et Cosmochimica Acta», 1972, vol. 36, No 8, p. 885—896.

387. Meinhold R. Zur Diagnose der Erdolmuttergesteine. — Zeitschrift für Angewandte Geologie», Bd. 12, No 12, 1966, s. 628—630.

388. Nissenbaum A., Baedecker M. J., Kaplan J. K. Organic Geochemistry of Deed Sea sediments. — «Geohimica et Cosmochimica Acta», 1972, vol. 36, No 7, p. 709—727.

389. Palacas J. G., Cove A. H., Gerrild P. M. Hydrocarbons in Estuarine Sediments of Choctawhatchee Bay, Florida and their Implication for yenesis of Petroleum. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 56, No 8, p. 1402—1418.

390. Perry E. A., Hawer J. Late — Stage Dehydration in Deeply Buried Pelitic Sediments. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1972, vol. 56, No 10, p. 2013—2021.

291. Philippi G. T. On the Depths, Time and Mechanism of Petroleum Generation.— «Geochimica et Cosmochimica Acta», vol. 29, No 9, 1965, p. 1021—1051.

392. Powers M. C. Fluid-Release Mechanism in compacting Marine Mudrocks and Their Importance in Oil Exploration. — «American Association of Petroleum Geologists Bulletin», 1967, vol. 51, No 7, p. 1240—1254.

393. Pusey Walter C. How to evaluate potential gas and oil source rocks. World Oil. 1973, Apr., p. 71—75.

394. Rubey W. W., Hubbert M. K. Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting, Pt. 2, Overthrust Belt in Geosynclinal Area of Western-Wyoming in Light of Fluid — Pressure Hypothesis. — «Geological Soc. of America Bulletin», 1959, vol. 70, No 2, p. 167—205.

395. Schmitr D. M., Kufferath J. Problemas poses par la presence de gaz dissous dans les eaux profondes du lac Kivu. Bull. seances. Acad roy. sci colon. Nouv. ser., 1955, t. J., fasc. 2.

396. Shimoyama A., Johns W. D. Formation of Alkanes from Fatty Acids in the Presence of $CaCo_3$. — «Geochimica et Cosmochimica Acta», 1972, vol. 36, No 1, p. 87—91.

397. Smith J. E. The Dynamics of Shale Compaction and Evolution of Pore-Fluid Pressure. — «International Association of Mathematical Geology Journal», 1971, No 3, p. 239—263.

398. Smith H. Qualitative and quantitative aspects of crude oil composition. Bureau of Mines. Bull, No 642. U. S. Department of the Interior, 1968.
399. Stoll D., Ewing J., Bryan G. Anomalous wave Velocites in Sediments Containing Gaz. Hydrates. J. of Geophys. Res, 1971, 76, No 8.
400. Tissot B., Oudin J. L., Pelet R. Criteres d'origine et d'evolution des petroles. Application a l'etude geochimique des bassins sedimentaires in Advances in Organic Geochemistry 1971. Preceedings of the 5th International Meeting on Organic Geochemistry held in Hannover, September 7—10, 1971. Pergamon Press. Oxford — New-York — Toronto — Sydney — Braunschweig, p. 113—134.
401. Vandenbraucke Mireille. Etude de la Migration primaire: variation de composition des extraites de roche a un passage roche merereservoir. — «Adv. Org. Geochem.», 1971, Oxford c. a., 1972, p. 547—565.

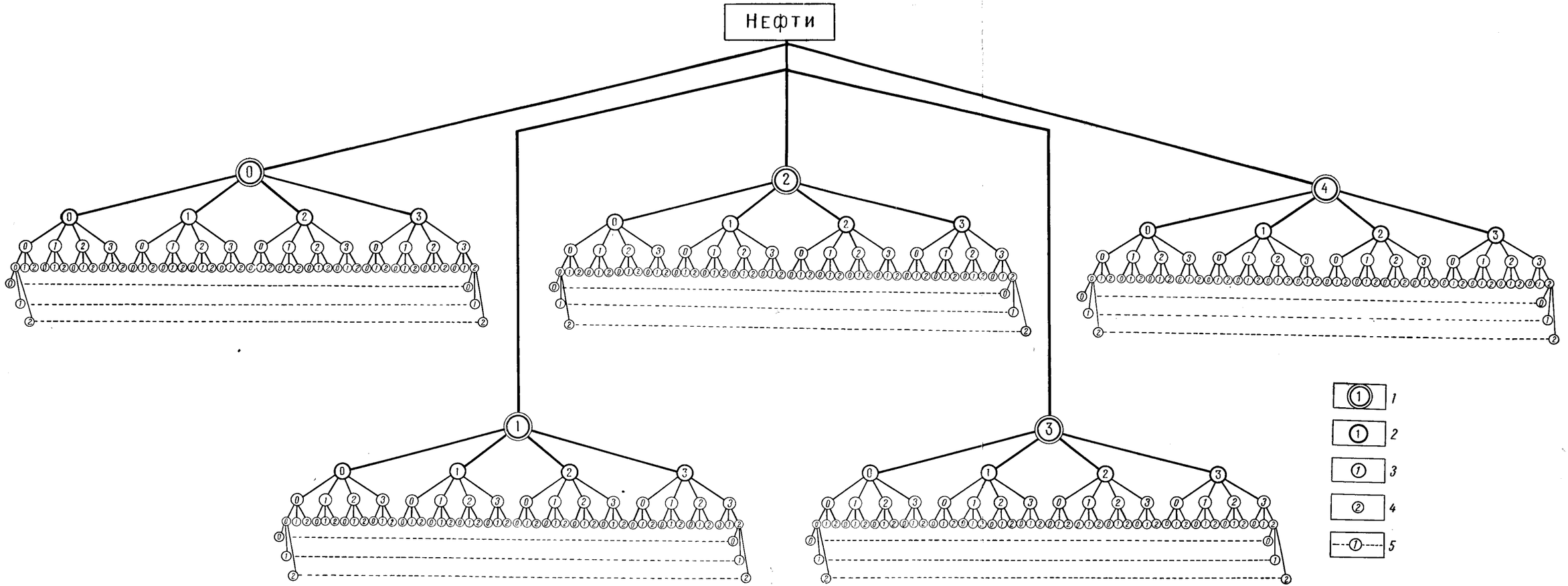


Рис. 103. Классификация нефтей по физико-химическим характеристикам

1 — плотность нефти; *2* — выход светлых фракций; содержание: *3* — серы, *4* — асфальто-смолистых веществ, *5* — твердых углеводородов

Заказ 224

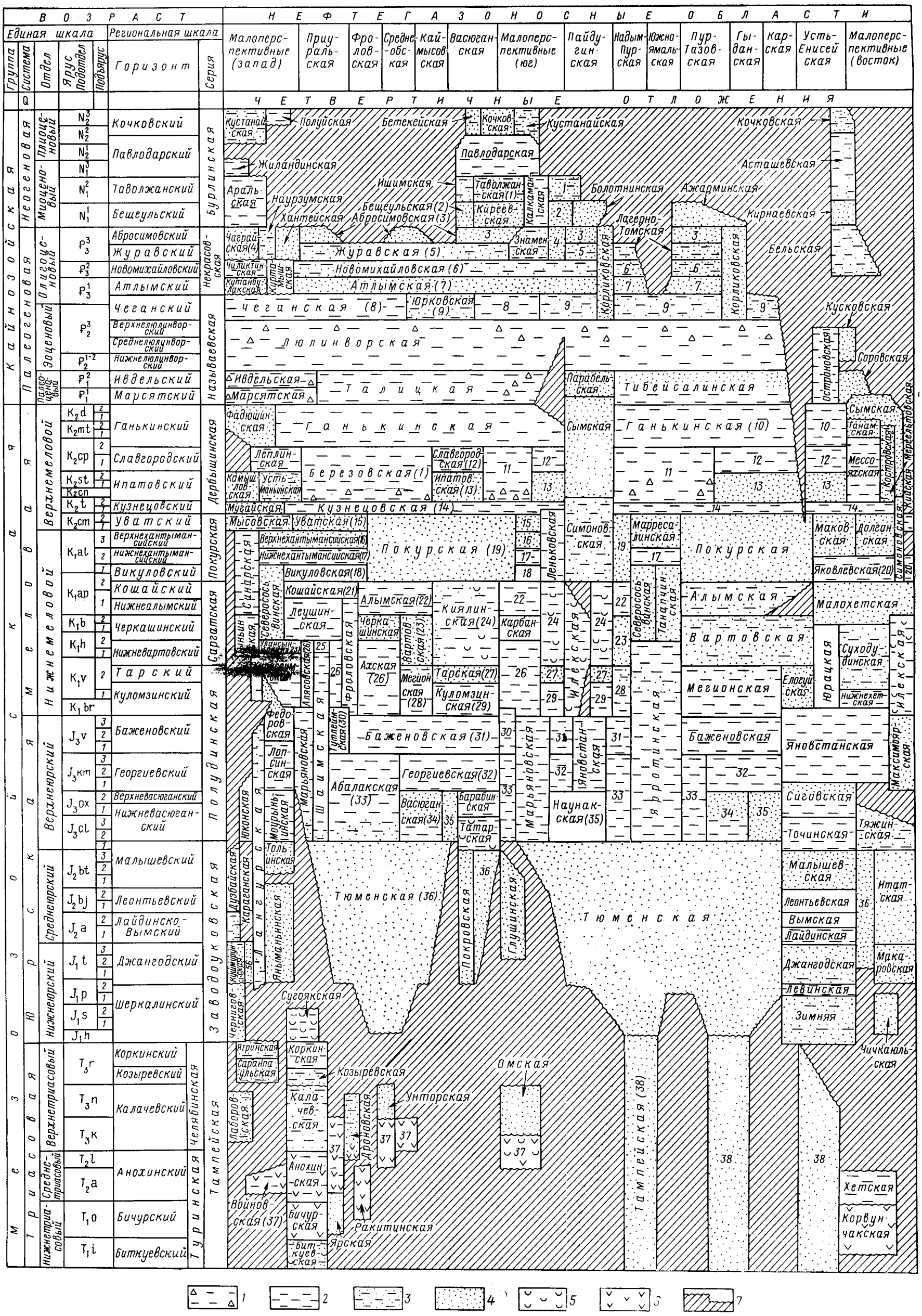


Рис. 9. Корреляционная стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Составил И. И. Нестеров

1 — глинисто-кремнистые отложения; *2* — преимущественно глинистые породы; *3* — чередование песчаников, алевролитов и глин; *4* — преимущественно песчаные породы; *5* — пестроцветность; *6* — эффузивы; *7* — размывы и отсутствие отложений

Заказ 224

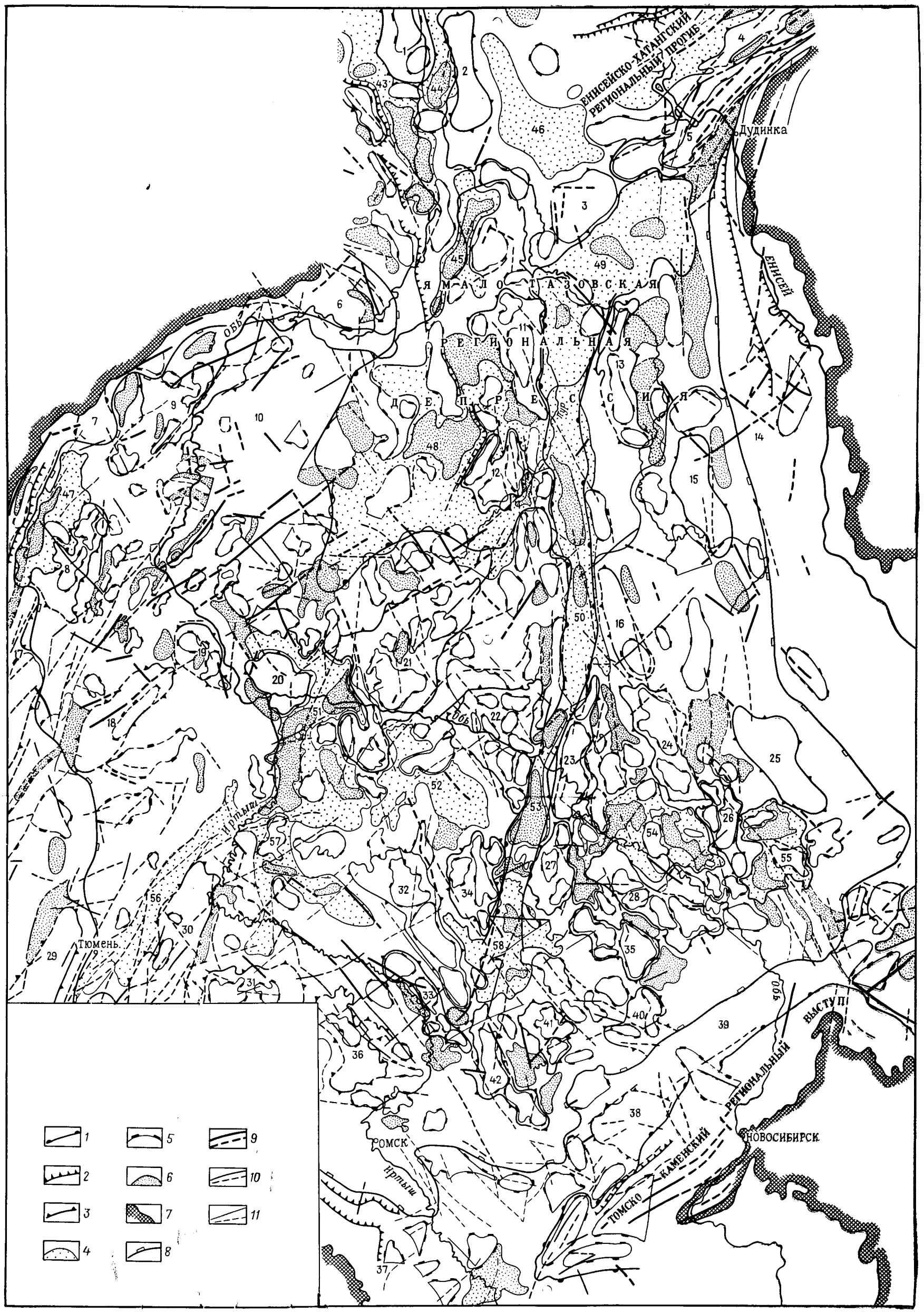


Рис. 11. Карта тектоники мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Схематизированный вариант карты, составленной коллективами сотрудников СНИИГГИМСа, Главтюменьгеологии, Новосибирского, Красноярского и Томского геологических управлений, ВНИГРИ, НИИГА в 1970 г. Под общей редакцией Ф. Г. Гурари

Пликативные дислокации по опорному отражающему горизонту в верхнеюрских отложениях (по поверхности фундамента на участках их отсутствия): *1* — контуры надпорядковых структур, *2* — уступы, флексуры, *3* — контуры положительных структур I порядка (своды, мегавалы, выступы), *4* — отрицательные структуры I порядка (впадины, мегапрогибы), *5* — контуры положительных структур II порядка (куполовидные поднятия, валы, структурные мысы), *6* — отрицательные структуры II порядка (котловины, прогибы, структурные заливы), *7* — граница плиты, *8* — контур внутренней области плиты (по верхнеюрским отложениям); дизъюнктивные дислокации: *9* — проникающие из фундамента и секущие всю толщу чехла — сквозные; *10* — проникающие из фундамента и гаснущие внутри чехла — затухающие, *11* — предполагаемые по ландшафтным элементам с неясной глубиной проникновения в чехол.

Цифры на карте: *1* — Среднеямальский свод, *2* — Гыданский мегавал, *3* — Среднемессояхский свод, *4* — Рассохинский мегавал, *5* — Мессояхско-Малохетский выступ, *6* — Щучинский выступ, *7* — Саранпаульско-Сынинская моноклиналь, *8* — Висимский мегавал, *9* — Хашгортский выступ, *10* — Березовская моноклиналь, *11* — Нижнепурский свод, *12* — Северный свод, *13* — Русско-Часельский мегавал, *14* — Приенисейская моноклиналь, *15* — Ширтинский мегавал, *16* — Лунгеганский мегавал, *17* — Пелымский выступ, *18* — Шаимский наклонный мегавал, *19* — Красноленинский свод, *20* — Зенковский свод, *21* — Сургутский свод, *22* — Нижневартовский свод, *23* — Александровский мегавал, *24* — Пыль-Караминский мегавал, *25* — Ажарминский мегавал, *26* — Пайдугинский мегавал, *27* — Средневасюганский мегавал, *28* — Парабельский мегавал, *29* — Троицкий мегавал, *30* — Тобольский наклонный мегавал, *31* — Вагай-Ишимский выступ, *32* — Верхнедемьянский мегавал, *33* — Пологрудовский наклонный мегавал, *34* — Каймысовский свод, *35* — Пудинский мегавал, *36* — Старосолдатский мегавал, *37* — Приказахстанская моноклиналь, *38* — Каргатский выступ, *39* — Барабинско-Пихтовская моноклиналь, *40* — Калгачский выступ, *41* — Межовский свод, *42* — Тебисско-Воробьевский мегавал, *43* — Нейтинский мегапрогиб, *44* — Усть-Обский мегапрогиб; *45* — Хадуттейский мегапрогиб, *46* — Антипаютинская впадина, *47* — Ляпинский мегапрогиб, *48* — Надымская впадина, *49* — Уренгойско-Хетский мегапрогиб, *50* — Пурский мегапрогиб, *51* — Ханты-Мансийская впадина, *52* — Юганская впадина, *53* — Колтогорский мегапрогиб, *54* — Усть-Тымская впадина, *55* — Восточно-Пайдугинская впадина, *56* — Тюменский наклонный мегапрогиб, *57* — Герасимовский мегапрогиб, *58* — Нюрольская впадина

Заказ 224

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И ЕЁ ОБРАМЛЕНИЯ

Редактор В.С.Сурков

Составили: О.Г.Жеро, А.Э.Конторович, В.Н. Крамник, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов, Л.В. Смирнов, В.С.Сурков, А.А.Трофимук, Ю.Г.Эрвье

Карта составлена по материалам геологических и геофизических работ ГТТГУ, ЗСТГУ, КТГУ, НГЭ, НТГУ, СКГУ, УТГУ, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, СНИИГГИМС, ИГиГ СО АН СССР

км 55 0 55 110 165 км

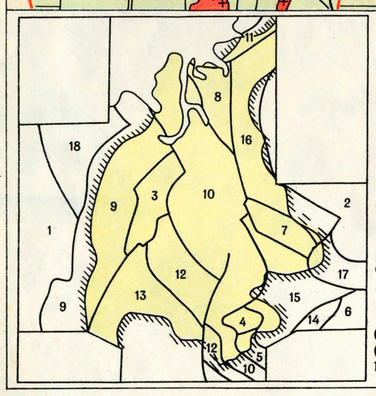
1974г.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- PK — Области докарельской и карельской складчатости
- Bk — Области байкальской складчатости
- Sl — Области салаирской складчатости
- Cl — Области каледонской складчатости
- Hr_1 — Области раннегерцинской складчатости
- Hr_2 — Области позднегерцинской складчатости
- Выступы-горсты докарельских и карельских складчатых комплексов
- Выступы-горсты байкальских складчатых комплексов
- Выступы-горсты салаирских и каледонских складчатых комплексов
- Ядра антиклинориев, сложенные докарельскими и карельскими складчатыми комплексами
- Ядра антиклинориев, сложенные байкальскими складчатыми комплексами
- Ядра антиклинориев, сложенные салаирскими и каледонскими складчатыми комплексами
- Внутренние зоны краевых прогибов
- Внешние зоны краевых прогибов
- Протоорогенные прогибы и внутренние впадины
- Дейтероорогенные впадины и прогибы
- Раннемезозойские грабены и впадины в пределах каледонской и герцинской складчатости
- Полуплатформенные чехлы массивов и складчатые покровы районов ранней консолидации
- Платформенный чехол в пределах докарельской и карельской складчатости
- Интрузивные тела кислого и среднего состава; γ_1 - синорогенны, γ_2 - посторогенные, γ_{1-2} - регенерированные
- Интрузивные тела основного состава
- Интрузивные тела ультраосновного состава
- Траппы
- Покровы эффузивов разного состава
- Оси антиклинориев
- Оси горст-антиклинориев
- Оси синклинориев
- Глубинные разломы, разграничивающие складчатые системы (пунктиром не выходящие на поверхность фундамента)
- Разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны
- Прочие разломы
- Разломы - сдвиги
- Раннемезозойские грабен-рифты
- Изопахиты орогенных, полуплатформенных и платформенных образований, слагающих впадины фундамента плиты (в км.)
- Границы впадин платформенного палеозойского чехла районов с древней складчатостью в пределах плиты
- Изогипсы поверхности фундамента древних платформ (км.)
- Границы крупных структурных зон
- Граница распространения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты
- Группы скважин, вскрывших фундамент
- Отдельные скважины, вскрывшие фундамент

Примечание. Двойные индекс и раскраска обозначают возраст главной складчатости и возраст ее переработки

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ



Платформы добайкальские: 1-Восточно-Европейская, 2-Сибирская.
Массивы срединные и окраинные: 3-Уват-Ханты-мансийский, 4-Барнаульский, 5-Рудно-Алтайский (байкальские, переработанные герцинидами), 6-Тувинский (байкальский, переработанный салаирида-ми), 7-Касский, 8-Нядояхский (добайкальские, переработанные байкалидами).
Складчатые системы: 9-Уральская, 10-Центрально-Западносибирская, 11-Таймырская (позднегерцин-ские), 12-Салымско-Чингизская (раннегерцинская), 13-Центрально-Казахстанская, 14-Западно-Саянская (каледонские), 15-Салаирско-Кузнецкоалатауская (салаирская), 16-Енисейская, 17-Восточно-Саянская, 18-Тимано-Печерская (байкальские).

ПО СОПРЕДЕЛЬНЫМ ТЕРРИТОРИЯМ И ОБРАМЛЕНИЮ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ УЧТЕНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ:

1-тектоническая карта Евразии, Масштаб 1:5000000, ред. А.Л.Яншин, 1966г.; 2-Международная тектоническая карта Европы, масштаб 1:2500000, 1962г.; 3-карта докембрийской тектоники Сибири, масштаб 1:5000000, под редакцией Ю.А.Косыгина, 1962г.; 4-карта складчатых комплексов Сибири и Дальнего Востока, масштаб 1:10000000, под редакцией Ю.А.Косыгина, К.В.Боголепова, Л.Н.Парфенова, 1963г.; 5-карта метаморфических фаций СССР, масштаб 1:7500000, под редакцией В.С.Соболева, Н.Л.Добрецова, В.В.Хлестова, 1966г.; 6-по Русской платформе, Н.В.Неволина, Э.Э.Фотиади; 7-по Уральской складчатой системе: Е.А.Ананьевой, А.А.Королькова, Н.Б.Малютина, Л.А.Подсосовой, И.Д.Соболева; 8-по Центрально-Казахстанской складчатой системе: А.А.Богданова, Л.И. Боровикова, Б.И.Борсук, Е.Д.Ковалева, П.Н.Кропоткина; 9-по Алтае-Саянской складчатой области: Н.Н.Амшинского, М.К.Винкман, О.Г. Жеро, Б.Н.Красильникова, В.А.Кузнецова, Л.А.Матвеевской, В.П.Нехорошева, Л.В.Смирнова, В.С.Суркова, А.П.Щеглова, Д.Ф.Уманцева; 10-по Таймырской складчатой системе: И.П. Атласова, Ю.Е.Погребицкого; 11-по Сибирской платформе: М.П.Гришина, С.П.Микуцкого, В.К.Пятницкого, Г.Г.Ремпеля, Э.Э.Фотиади; 12-по Енисейско-Туруханской перикратонной зоне: М.И.Волобуева, Г.И.Кириченко, Ю.А.Косыгина, С.П.Микуцкого, Д.И.Мусатова.

Карта подписана к печати 6.1.75г.
Отпечатана в СНИИГГИМСе
Технический редактор Антакова Г.Г.
Размер 50×60 Объем 1 п.л. Тираж 4000 экз.

КАРТА ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

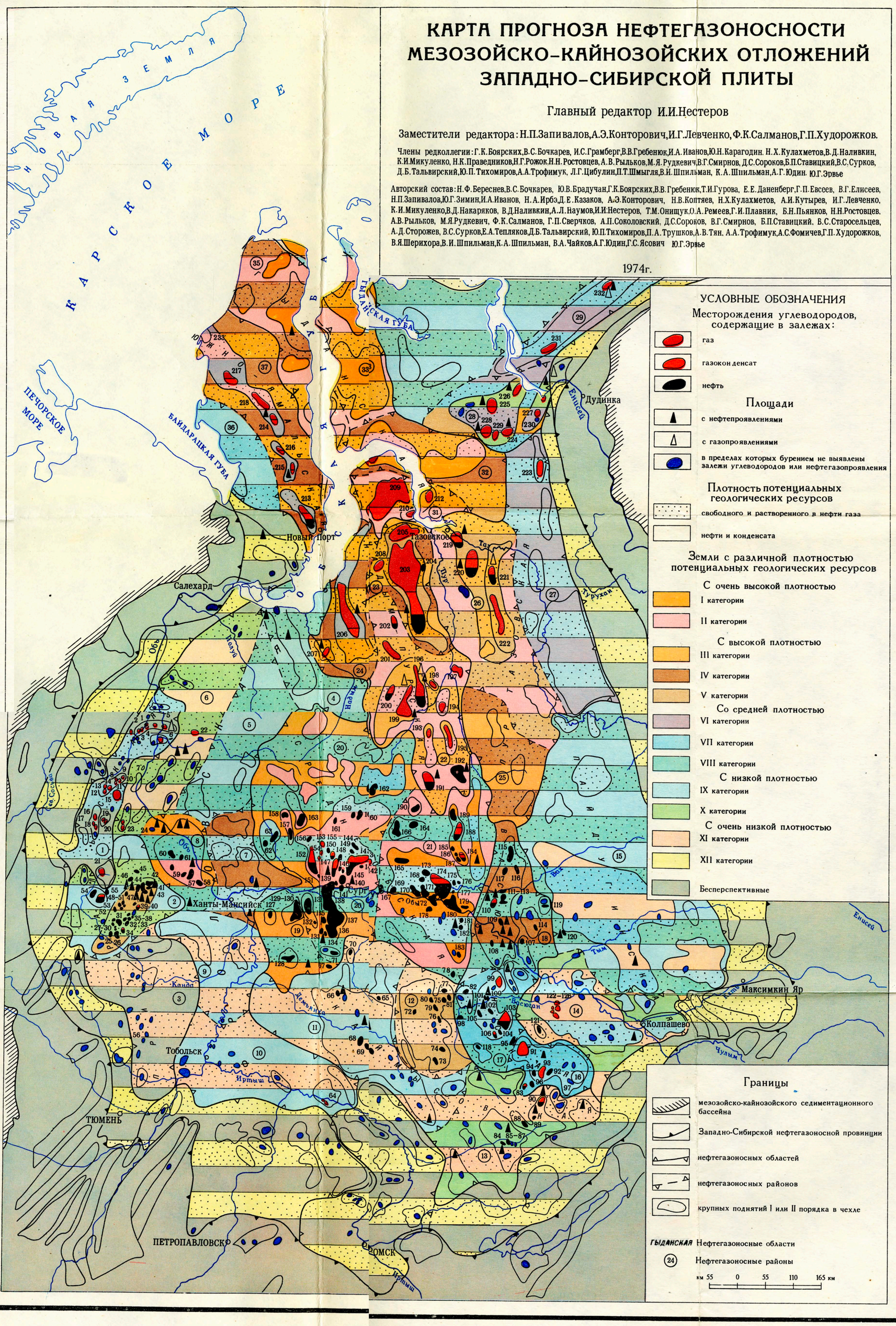
Главный редактор И.И.Нестеров

Заместители редактора: Н.П.Запивалов, А.Э.Конторович, И.Г.Левченко, Ф.К.Салманов, Г.П.Худорожков.

Члены редколлегии: Г.К.Боярских, В.С.Бочкарев, И.С.Грамберг, В.В.Гребенюк, И.А.Иванов, Ю.Н.Карагодин, Н.Х.Кулахметов, В.Д.Наливкин, К.И.Микуленко, Н.К.Праведников, Н.Г.Рожок, Н.Н.Ростовцев, А.В.Рыльков, М.Я.Рудкевич, В.Г.Смирнов, Д.С.Сороков, Б.П.Ставицкий, В.С.Сурков, Д.Б.Тальвирский, Ю.П.Тихомиров, А.А.Трофимук, Л.Г.Цибулин, П.Т.Шмыгля, В.И.Шпильман, К.А.Шпильман, А.Г.Юдин. Ю.Г.Эрвье

Авторский состав: Н.Ф.Береснев, В.С.Бочкарев, Ю.В.Брадучан, Г.К.Боярских, В.В.Гребенюк, Т.И.Гурова, Е.Е.Даненберг, Г.П.Евсеев, В.Г.Елисеев, Н.П.Запивалов, Ю.Г.Зимин, И.А.Иванов, Н.А.Ирбэ, Д.Е.Казаков, А.Э.Конторович, Н.В.Коптяев, Н.Х.Кулахметов, А.И.Кутырев, И.Г.Левченко, К.И.Микуленко, В.Д.Накаряков, В.Д.Наливкин, А.Л.Наумов, И.И.Нестеров, Т.М.Онищук, О.А.Ремеев, Г.И.Плавник, Б.Н.Пьянков, Н.Н.Ростовцев, А.В.Рыльков, М.Я.Рудкевич, Ф.К.Салманов, Г.П.Сверчков, А.П.Соколовский, Д.С.Сороков, В.Г.Смирнов, Б.П.Ставицкий, В.С.Старосельцев, А.Д.Сторожев, В.С.Сурков, Е.А.Тепляков, Д.Б.Тальвирский, Ю.П.Тихомиров, П.А.Трушков, А.В.Тян, А.А.Трофимук, А.С.Фомичев, Г.П.Худорожков, В.Я.Шерихора, В.И.Шпильман, К.А.Шпильман, В.А.Чайков, А.Г.Юдин, Г.С.Ясович Ю.Г.Эрвье

1974г.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Месторождения углеводородов, содержащие в залежах:

- газ
- газоконденсат
- нефть

Площади

- с нефтепроявлениями
- с газопроявлениями
- в пределах которых бурением не выявлены залежи углеводородов или нефтегазопроявления

Плотность потенциальных геологических ресурсов

- свободного и растворенного в нефти газа
- нефти и конденсата

Земли с различной плотностью потенциальных геологических ресурсов

С очень высокой плотностью
- I категории
- II категории

С высокой плотностью
- III категории
- IV категории
- V категории

Со средней плотностью
- VI категории
- VII категории
- VIII категории

С низкой плотностью
- IX категории
- X категории

С очень низкой плотностью
- XI категории
- XII категории

- Бесперспективные

Границы

- мезозойско-кайнозойского седиментационного бассейна
- Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции
- нефтегазоносных областей
- нефтегазоносных районов
- крупных поднятий I или II порядка в чехле

ГЫДАНСКАЯ Нефтегазоносные области

(24) Нефтегазоносные районы

км 55 0 55 110 165 км

СПИСОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Березовское
2. Деминское
3. Южно-Алясовское
4. Северо-Алясовское
5. Похромское
6. Чуэльское
7. Тугиянское
8. Северо-Игримское
9. Южно-Игримское
10. Пауль-Турское
11. Нулин-Турское
12. Западно-Сыскансыньинское
13. Восточно-Сыскансыньинское
14. Южно-Сыскансыньинское
15. Пунгинское
16. Горное
17. Западно-Озерное
18. Восточно-Озерное
19. Западно-Шухтунгортское
20. Восточно-Шухтунгортское
21. Верхне-Кондинское
22. Северо-Казымское
23. Южно-Сотэюганское
24. Северо-Сотэюганское
25. Мулымьинское
26. Трехозерное
27. Северо-Трехозерное
28. Южно-Мортымьинское
29. Западно-Мортымьинское
30. Северо-Мортымьинское
31. Мортымья-Тетеревское
32. Северо-Тетеревское
33. Восточно-Тетеревское
34. Южно-Тетеревское
35. Южно-Толумское
36. Северо-Толумское
37. Восточно-Толумское
38. Толумско-Семивидовское
39. Восточно-Семивидовское
40. Каюмовское
41. Южно-Потанайское
42. Северо-Потанайское
43. Кортапья-Оханское
44. Западно-Кортапьинское
45. Яхлинское
46. Ловенское
47. Филипповское
48. Северо-Убинское
49. Западно-Убинское
50. Малоубинское
51. Южно-Убинское
52. Средне-Мулымьинское
53. Даниловское
54. Лемьинское
55. Верхнелемьинское
56. Карабашское
57. Каменное
58. Елизаровское
59. Лорбинское
60. Ем-Еговское
61. Пальяновское
62. Декабрьское
63. Верхнеляминское
64. Тевризское
65. Тайлаковское
66. Ай-Яунское
67. Туканское
68. Усановское
69. Урненское
70. Мултановское
71. Чупальское
72. Ларломкинское
73. Крапивинское
74. Моисеевское
75. Катыльгинское
76. Лонтынь-Яхское
77. Оленье
78. Ледовое
79. Первомайское
80. Весеннее
81. Озерное
82. Ломовое
83. Нижнетабаганское
84. Межовское
85. Восточно-Межовское
86. Веселовское
87. Маловеселовское
88. Верхтарское
89. Ракитинское
90. Казанское
91. Лугинецкое
92. Мирное
93. Останинское
94. Западно-Останинское
95. Шингинское
96. Калиновское
97. Верхнекамбарское
98. Южно-Черемшанское
99. Северо-Васюганское
100. Средневасюганское
101. Западно-Красноярское
102. Средненюрольское
103. Мыльджинское
104. Южно-Мыльджинское
105. Ключевское
106. Верхнесалатское
107. Никольское
108. Полуденное
109. Чебачье
110. Северное
111. Северо-Вахское
112. Вахское
113. Южно-Вахское
114. Вартовское
115. Хохряковское
116. Пермяковское
117. Колик-Еганское
118. Фестивальное
119. Линейное
120. Киев-Еганское
121. Соболиное
122. Усть-Сильгинское
123. Сильгинское
124. Среднесильгинское
125. Северо-Сильгинское
126. Белоярское
127. Верхнешапшинское
128. Верхнесалымское
129. Салымское
130. Западно-Лемпинское
131. Правдинское
132. Среднесалымское
133. Малобалыкское
134. Среднебалыкское
135. Тепловское
136. Южно-Балыкское
137. Мамонтовское
138. Усть-Балыкское
139. Сайгатинское
140. Западно-Сургутское
141. Южно-Сургутское
142. Федоровское
143. Оленье
144. *Савуйское*
145. Вершинное
146. Яун-Лорское
147. Быстринское
148. Северо-Минчимкинское
149. Западно-Минчимкинское
150. Вачимское
151. Камарьинское
152. Лянторское
153. Тайбинское
154. Тян-Яунское
155. Тутлимское
156. Алехинское
157. Ай-Пимское
158. Лобат-Юганское
159. Тевлинское
160. Коголымское
161. Конитлорское
162. Холмогорское
163. Нижнесартымское
164. Похвовское
165. Покачевское
166. Ван-Еганское
167. Покомасовское
168. Урьевское
169. Локосовское
170. Северо-Покурское
171. Ватинское
172. Мегионское
173. Аганское
174. Самотлорское
175. Среднечерногорское
176. Мало-Черногорское
177. Сороминское
178. Ермаковское
179. Стрежевое
180. Вартовско-Сосninское
181. Малореченское
182. Аленкинское
183. Матюшкинское
184. Тюменское
185. Ван-Еганское
186. Югорское
187. Гун-Еганское
188. Варь-Еганское
189. Северо-Варьеганское
190. Большекотухинское
191. Вэнгапурское
192. Ярайнерское
193. Вэнгаяхинское
194. Айваседопурское
195. Еты-Пурское
196. Губкинское
197. Восточно-Таркосалинское
198. Западно-Таркосалинское
199. Комсомольское
200. Северо-Комсомольское
201. Ямсовейское
202. Юбилейное
203. Уренгойское
204. Самбурское
205. Северо-Уренгойское
206. Медвежье
207. Надымское
208. Песцовое
209. Ямбургское
210. Юрхаровское
211. Семаковское
212. Находкинское
213. Новопортовское
214. Арктическое
215. Нурминское
216. Среднеямальское
217. Бованенковское
218. Нейтинское
219. Тазовское
220. Заполярное
221. Русское
222. Южно-Русское
223. Сузунское
224. Мессояхское
225. Пеляткинское
226. Казанцевское
227. Зимнее
228. Соленинское
229. Южно-Соленинское
230. Нижнехетское
231. Озерное
232. Джангодское
233. Харосовэйское

СПИСОК НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ

1. Березовский
2. Шаимский
3. Карабашский
4. Ярудейский
5. Юильский
6. Казымский
7. Ляминский
8. Красноленинский
9. Иртышский
10. Тобольский
11. Демьянский
12. Каймысовский
13. Межовский
14. Сильгинский
15. Пайдугинский
16. Пудинский
17. Васюганский
18. Александровский
19. Салымский
20. Сургутский
21. Нижневартовский
22. Пурпейский
23. Уренгойский
24. Надымский
25. Толькинский
26. Тазовский
27. Сидоровский
28. Танамский
29. Дорофеевский
30. Предтаймырский
31. Ямбургский
32. Мессояховский
33. Гыданский
34. Напалковский
35. Тамбейский
36. Байдарацкий
37. Нурминский

Карта подписана к печати 6.1.75г.

Отпечатана в СНИИГГИМСе

Технический редактор Антакова Г.Г.

Размер 50×60 Объем 1 п.л. Тираж 4000 экз.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

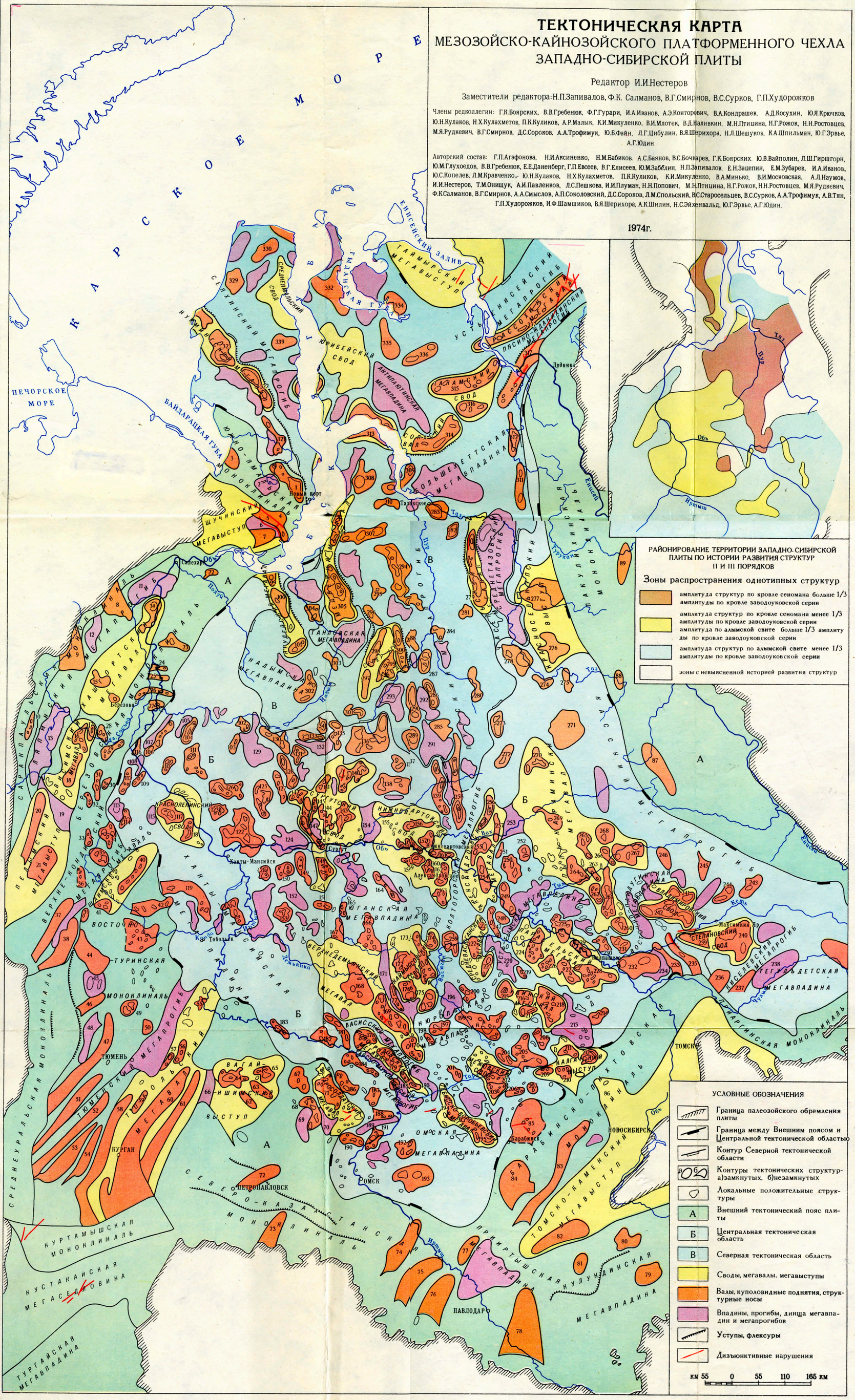
Редактор И.И.Нестеров

Заместители редактора: Н.П.Запивалов, Ф.К. Салманов, В.Г.Смирнов, В.С.Сурков, Г.П.Худорожков

Члены редколлегии: Г.К.Боярских, В.В.Гребенюк, Ф.Г.Гурари, И.А.Иванов, А.Э.Конторович, В.А.Кондрашев, А.Д.Косухин, Ю.Я.Крючков, Ю.Н.Кулаков, Н.Х.Кулахметов, П.К.Куликов, А.Р.Малык, К.И.Микуленко, В.И.Млотек, В.Д.Наливкин, М.Н.Птицина, Н.Г.Рожок, Н.Н.Ростовцев, М.Я.Рудкевич, В.Г.Смирнов, Д.С.Сороков, А.А.Трофимук, Ю.Б.Файн, Л.Г.Цибулин, В.Я.Шерихора, Н.Л.Шешуков, К.А.Шпильман, Ю.Г.Эрвье, А.Г.Юдин

Авторский состав: Г.П.Агафонова, Н.И.Аксиненко, Н.М.Бабиков, А.С.Баянов, В.С.Бочкарев, Г.К.Боярских, Ю.В.Вайполин, Л.Ш.Гиршгорн, Ю.М.Глуховедов, В.В.Гребенюк, Е.Е.Даненберг, Г.П.Евсеев, В.Г.Елисеев, Ю.М.Забелин, Н.П.Запивалов, Е.Н.Зацепин, Е.М.Зубарев, И.А.Иванов, Ю.С.Копелев, Л.М.Кравченко, Ю.Н.Кулаков, Н.Х.Кулахметов, П.К.Куликов, К.И.Микуленко, В.А.Минько, В.И.Московская, А.Л.Наумов, И.И.Нестеров, Т.М.Онищук, А.И.Павленков, Л.С.Пешкова, И.И.Плуман, Н.Н.Поповичь, М.Н.Птицина, Н.Г.Рожок, Н.Н.Ростовцев, М.Я.Рудкевич, Ф.К.Салманов, В.Г.Смирнов, А.А.Смыслов, А.П.Соколовский, Д.С.Сороков, Л.М.Спольский, В.С.Старосельцев, В.С.Сурков, А.А.Трофимук, А.В.Тян, Г.П.Худорожков, И.Ф.Шамшиков, В.Я.Шерихора, А.К.Шилин, Н.С.Эйхенвальд, Ю.Г.Эрвье, А.Г.Юдин.

1974г.


КАРСКОЕ МОРЕ
ПЕЧОРСКОЕ МОРЕ
ЕНИСЕЙСКИЙ ЗАЛИВ
ГЫДАНСКАЯ ГУБА
БАЙДАРАЦКАЯ ГУБА
ТАЗОВСКАЯ ГУБА
ТАЙМЫРСКИЙ МЕГАВЫСТУП
УСТЬ-ЕНИСЕЙСКИЙ МЕГАПРОГИБ
РОССОХИНСКИЙ ВАЛ
ПАСИНО-МАДИНСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ЯМАЛЬСКИЙ МЕГАВАЛ
СЕВЕРО-ЯМАЛЬСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ЮЖНО-ЯМАЛЬСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
СЕЯХИНСКИЙ МЕГАПРОГИБ
НУЛЬМИНСКИЙ ВАЛ
СРЕДНЕЯМАЛЬСКИЙ СВОД
ЮРИБЕЙСКИЙ СВОД
АНТИПАЮТИНСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ТАНАМСКИЙ СВОД
СОЛЬ-КУРСКИЙ ВАЛ
ПЕСТСОВЫЙ МЕГАВАЛ
ГЫДАНСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ШУЧИНСКИЙ МЕГАВЫСТУП
ПЕСТСОВСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ТАЗОВСКИЙ ПОЛУОСТРОВ
ТАНЛОВСКАЯ МЕГАВПАДИНА
НАДЫМСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ПРИУРАЛЬСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ПАНКУЛИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ПРИТАЗОВСКАЯ МЕГАВПАДИНА
КРАСНОСЕЛЬСКОЕ МЕГАВЫСТУП
САРАНПАУЛЬСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ХАШГОРТСКИЙ МЕГАВАЛ
ПЕЛЫМСКИЙ МЕГАВЫСТУП
ВЕРХНЕ-КОНДИНСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ШАИМСКИЙ МЕГАВАЛ
ВОСТОЧНО-ПАЙХОЙСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ТУРИНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ТЮМЕНСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ТЮМЕНСКИЙ МЕГАВАЛ
СРЕДНЕУРАЛЬСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ВАГАЙ-ИШИМСКИЙ ВЫСТУП
КУРТАМЫШСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
КУСТАНАЙСКАЯ МЕГАСЕДЛОВИНА
ТУРГАЙСКАЯ МЕГАВПАДИНА
СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ВЕРХНЕКАМЕННЫЙ ВАЛ
НИЖНЕБАРТОВСКИЙ СВОД
КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКИЙ МЕГАПРОГИБ
ЮГАНСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ВЕРХНЕДЕМЬЯНСКИЙ МЕГАВАЛ
ВАСЮГАНСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ПРИОБСКИЙ ВЫСТУП
ОМСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ПРИИРТЫШСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ЧЕЛЯБИНСКИЙ ВЫСТУП
ТОМСКО-КАМЕНСКИЙ МЕГАВЫСТУП
ПРИОБСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ПАЙХОЙСКО-ТАЗОВСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ПРИТАЗОВСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ЕТТСКАЯ МЕГАВПАДИНА
ТЕТЛЕРСКИЙ ВАЛ
ЛЕКОСИМСКИЙ ВАЛ
ЮЖНО-ТЕТЛЕРСКИЙ ВАЛ
ЮЖНО-ТЕТЛЕРСКАЯ МЕГАВПАДИНА