П 146

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА

НЕФТЕНОСНОСТЬ ДЕВОНА ВОСТОКА ТАТАРИИ

Том III

ГИЗЛЕГПРОМ 1963

Ответственный редактор —
доктор геолого-минералогических наук
профессор **Л. М. Миропольский**

Печатается по постановлению редакционно-
издательского Совета
Казанского филиала АН СССР
от 16 июня 1961 г.

ПЧ3406
Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Киргизской ССР

ТРУДЫ

КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ

А. И. Кринари

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что наиболее крупные нефтяные залежи в во-
точной части Татарии приурочены в основном к терриген-
ой формации девона. Коллекторами нефти в ней являются
варцевые песчаники и алевролиты. В результате поисковых
абот последних лет установлены также промышленные за-
ежи нефти и в карбонатной формации девона. Здесь они
вязаны в основном с кавернозными (и, по-видимому, трещи-
оватыми) известняками и доломитами. Однако эти коллек-
оры еще не изучены и в настоящей работе не рассматри-
аются.

Изучение терригенных коллекторов девона на востоке
атарии началось с момента их открытия у дер. Бавлы
1946 г. и продолжается до настоящего времени. В основ-
ом этими вопросами занимаются: ЦНИЛ треста „Татнефте-
азразведка", Казанский филиал АН СССР и Татарский неф-
яной научно-исследовательский институт. Коллекторские па-
аметры пород определяются также в лабораториях НПУ
Бугульманефть" и „Альметьевскнефть". Эпизодические ис-
ледования их проводились во Всесоюзном нефтяном научно-
сследовательском институте, Всесоюзном нефтяном научно-
сследовательском геолого-разведочном институте (ВНИГРИ),
азанском университете, тресте „Татнефтегеофизика".

Накопленный фактический материал лишь в незначитель-
ой части был опубликован в печати.

Предлагаемая работа является первой попыткой обобщить
анные, относящиеся в основном к 1956 г. В ней использо-
аны результаты литологического анализа, полученные
. Л. Миропольской, Е. Т. Герасимовой, В. Н. Логиновой,
. Ф. Солонцовым, А. С. Ильясовой, К. А. Богородской,
. А. Зуевым; данные гранулометрического анализа, который
роводила в основном Ф. А. Габитова (Казанский филиал
Н СССР); результаты определения коллекторских парамет-

ров и гранулометрического анализа, полученные в научно-исследовательских лабораториях треста „Татнефтегазразведка“ и Татарского нефтяного научно-исследовательского института. Все эти материалы заимствованы из рукописных отчетов, хранящихся в фондах названных организаций.

Глава I

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

По методике и аппаратуре для изучения физических (в том числе и коллекторских) свойств пород имеется ряд руководств и инструкций. Опыт работы по ним позволил улучшить одни, заменить более совершенными другие и ввести новые приемы и аппараты для исследования. Это было необходимо в целях сокращения затрат труда, получения надежных и сопоставимых данных, наиболее полного, по возможности, соответствия способов задачам исследования и характеру исследуемого материала. Ниже дана характеристика лишь тех способов и приборов, которых коснулись такие изменения и тех, которые предлагаются вновь.

Гранулометрический состав и дисперсность пород

Методика гранулометрического анализа изложена в специальной работе [83]. Дисперсность пород выражалась через удельную поверхность зерен и их средний диаметр, определяемые по данным гранулометрического анализа.

Известно, что удельная поверхность пород по данным гранулометрического анализа определяется формулой

$$S_y = \frac{6(1-m)}{100} \sum \frac{g_i}{d_i}, \qquad (1)$$

где S_y — удельная поверхность, $см^2/см^3$;
m — пористость в долях единицы;
g_i — содержание фракций, %;
d_i — средний диаметр зерен фракции.

При пользовании формулой (1) значительные затруднения возникают обычно при определении среднего диаметра глинистых частиц, так как гранулометрический анализ показывает лишь общее содержание в породе фракции менее 0,01 *мм*. Между тем величина удельной поверхности в значительной мере зависит от содержания в породе высокодисперсной части.

Возник вопрос: а нет ли связи между средним диаметром глинистых частиц и их содержанием в породе? С точки зрения условий седиментации такая связь возможна. Увеличение содержания глинистых частиц свидетельствует о более

спокойной обстановке отложения осадка, которая создает условия для накопления более дисперсного материала. Для решения этого вопроса по 13 образцам был проведен гранулометрический анализ глинистой фракции (менее 0,01 *мм*) с определением относительного содержания в ней (в процентах к весу всей глинистой фракции) частиц (*мм*): менее 0,0005; 0,0005—0,001; 0,001—0,0025; 0,0025—0,005; 0,005—0,01.

По полученным данным строились кумулятивные кривые, по которым определялся средний (медианный) диаметр глинистых частиц. Этот диаметр сопоставлялся с содержанием фракции менее 0,01 *мм* в породе. Результаты таких сопоставлений приведены на рис. 1.

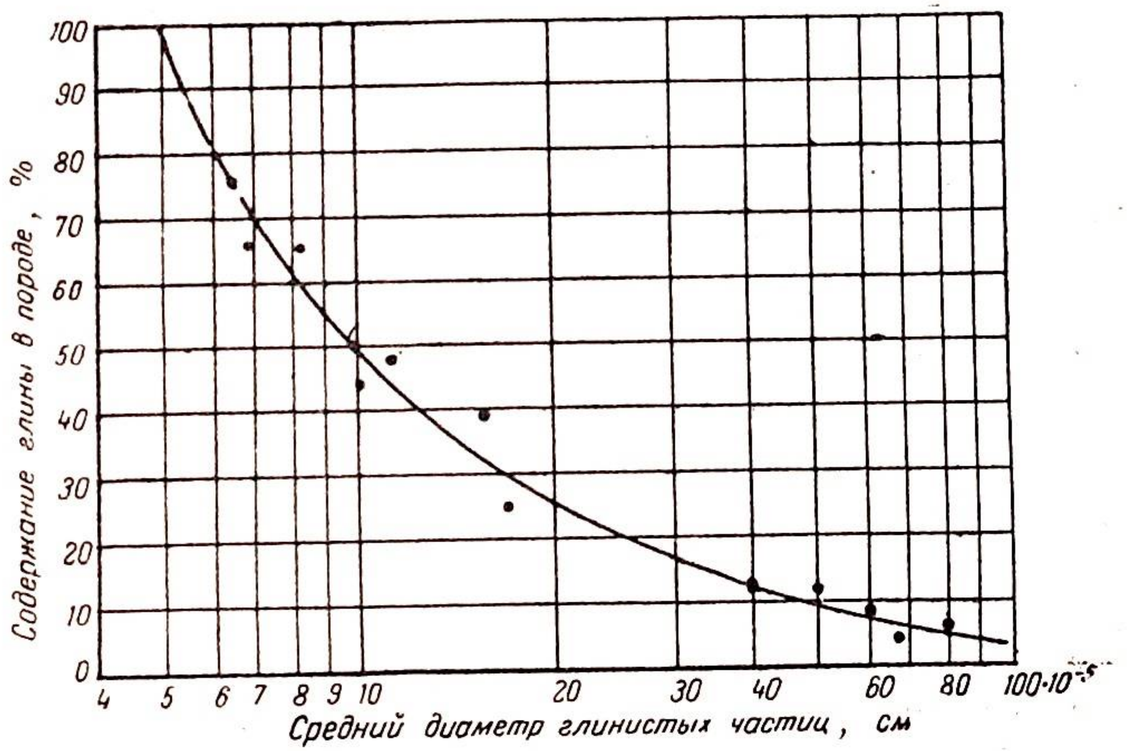


Рис. 1. График зависимости среднего диаметра глинистой фракции от ее содержания в породе

Проведенные исследования показали, что между средней величиной частиц глинистой фракции и содержанием их в породе существует достаточно тесная зависимость. Установление ее позволило следующим образом изменить формулу (1). Если заменить выражение

$$\frac{6}{100} \cdot \frac{1}{d_i} = a, \qquad (2)$$

где a — числовой коэффициент, зависящий от среднего диаметра фракции (для каждой фракции он вычисляется предварительно), то в соответствии с графиком на рис. 1 для глинистой фракции имеем:

$$a_2 = 12 g_2, \qquad (3)$$

где g_2 — содержание глинистой фракции в породе в проце
ном выражении.

Тогда, после соответствующей замены значений, форму
(1) примет следующий рабочий вид:

$$S_y = [1-m][(a_1 g_1 + a_2 g_2 + \ldots + 12 g_2^2)],$$

где a_1, a_2 и т. д.— числовой коэффициент для фракций б
лее 0,01 *мм*;

g_1, g_2 и т. д.— процентное содержание этих фракц
в породе.

В соответствии с этим был принят следующий поряд
определений удельной поверхности: по данным грануломе
рического анализа вычерчивалась кумулятивная крив
(рис. 2); с помощью этой кривой определялось содержан
фракций песчано-алевролитовых зерен в породе, конечны
размеры которых имеют постоянное значение ($\sqrt{2,5} = 1,5$
или постоянную разность логарифмов (0,20); эти фракц
в (*мм*) следующие: 0,010—0,016; 0,016—0,025; 0,025—0,04
0,040—0,063; 0,063—0,10; 0,10—0,16; 0,16—0,25; 0,25—0,4
0,40—0,63; 0,63—1,00; вычислялась удельная поверхность
формуле (4).

В качестве примера определим удельную поверхнос
глинисто-песчаного алевролита (образец № 29 из скв.
у д. Зай-Каратай), гранулометрический анализ которого да
следующее содержание фракций (%): менее 0,01—11,
0,01—0,025—8,5; 0,025—0,050—15,5; 0,050—0,10—47,7; 0,10
0,25—15,0; 0,25—0,50—2,1.

Общая пористость образца составляет 15,7%.

Используя данные анализа построим кумулятивную кр
вую по точкам в круге и цифрам у них (рис. 2). Эта крива
отсекает на ординатах, соответствующих граничным разме
рам фракций, отрезки, равные содержанию зерен в пород
меньше данного размера (точки в круге и цифры у них
Содержание фракций определяется разностью граничных ор
динат (отрезки, взятые в фигурные скобки, и цифры у них
Все дальнейшие расчеты и величины, определенные заранее
приведены в табл. 1.

Таблица 1

Размер фракций, *мм*	Средний диаметр фракции, *мм*	Содержание фракции, %	Индекс g	Величина a_i	Индекс a	$a_i \cdot g_i$
0,010—0,016	0,013	4,4	g_1	46,1	a_1	202,8
0,016—0,025	0,020	4,1	g_2	30,1	a_2	123,4
0,025—0,040	0,032	10,3	g_3	18,7	a_3	192,6
0,040—0,063	0,051	21,2	g_4	11,8	a_4	250,2
0,063—0,10	0,081	31,7	g_5	7,4	a_5	234,6

Продолжение

Размер фракций, *мм*	Средний диаметр фракции, *мм*	Содержание фракции, %	Индекс g	Величина a_i	Индекс a	$a_i \cdot g_i$
,10—0,16	0,13	7,3	g_6	4,6	a_6	33,6
,16—0,25	0,20	7,7	g_7	3,0	a_7	23,1
,25—0,40	0,32	1,1	g_8	1,9	a_8	2,1
,40—0,63	0,51	1,0	g_9	1,2	a_9	1,2
						$\Sigma a_i g_i = 1063,6$

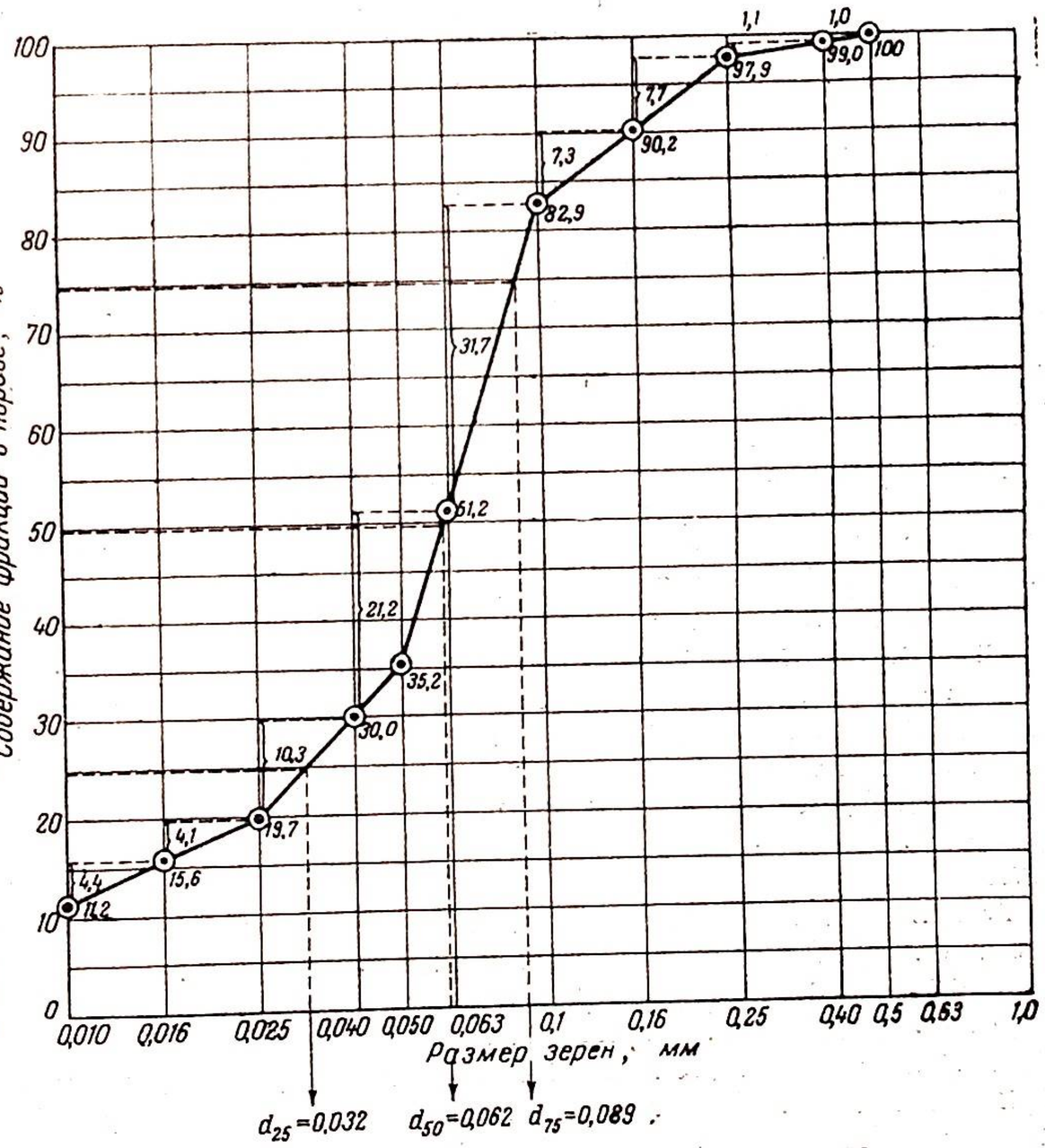


Рис. 2. Кумулятивная кривая, построенная по данным гранулометрического анализа образца № 29 из скв. 16 Ромашкинского месторождения

где g_2 — содержание глинистой фракции в породе в проце
ном выражении.

Тогда, после соответствующей замены значений, форму
(1) примет следующий рабочий вид:

$$S_y = [1-m][(a_1 g_1 + a_2 g_2 + \ldots + 12 g_2^2)],$$

где a_1, a_2 и т. д.— числовой коэффициент для фракций б
лее 0,01 *мм*;

g_1, g_2 и т. д.— процентное содержание этих фракц
в породе.

В соответствии с этим был принят следующий поряд
определений удельной поверхности: по данным грануломе
рического анализа вычерчивалась кумулятивная крив
(рис. 2); с помощью этой кривой определялось содержан
фракций песчано-алевролитовых зерен в породе, конечны
размеры которых имеют постоянное значение ($\sqrt{2,5}=1,5$
или постоянную разность логарифмов (0,20); эти фракц
в (*мм*) следующие: 0,010—0,016; 0,016—0,025; 0,025—0,04
0,040—0,063; 0,063—0,10; 0,10—0,16; 0,16—0,25; 0,25—0,4
0,40—0,63; 0,63—1,00; вычислялась удельная поверхность
формуле (4).

В качестве примера определим удельную поверхност
глинисто-песчаного алевролита (образец № 29 из скв.
у д. Зай-Каратай), гранулометрический анализ которого да
следующее содержание фракций (%): менее 0,01—11,
0,01—0,025—8,5; 0,025—0,050—15,5; 0,050—0,10—47,7; 0,10
0,25—15,0; 0,25—0,50—2,1.

Общая пористость образца составляет 15,7%.

Используя данные анализа построим кумулятивную кр
вую по точкам в круге и цифрам у них (рис. 2). Эта крива
отсекает на ординатах, соответствующих граничным разме
рам фракций, отрезки, равные содержанию зерен в пород
меньше данного размера (точки в круге и цифры у них
Содержание фракций определяется разностью граничных ор
динат (отрезки, взятые в фигурные скобки, и цифры у них
Все дальнейшие расчеты и величины, определенные заранее
приведены в табл. 1.

Таблица 1

Размер фракций, *мм*	Средний диаметр фракции, *мм*	Содержание фракции, %	Индекс g	Величина a_i	Индекс a	$a_i \cdot g_i$
0,010—0,016	0,013	4,4	g_1	46,1	a_1	202,8
0,016—0,025	0,020	4,1	g_2	30,1	a_2	123,4
0,025—0,040	0,032	10,3	g_3	18,7	a_3	192,6
0,040—0,063	0,051	21,2	g_4	11,8	a_4	250,2
0,063—0,10	0,081	31,7	g_5	7,4	a_5	234,6

Продолжение

Размер фракций, *мм*	Средний диаметр фракции, *мм*	Содержание фракции, %	Индекс g	Величина a_i	Индекс a	$a_i \cdot g_i$
0,10—0,16	0,13	7,3	g_6	4,6	a_6	33,6
0,16—0,25	0,20	7,7	g_7	3,0	a_7	23,1
0,25—0,40	0,32	1,1	g_8	1,9	a_8	2,1
0,40—0,63	0,51	1,0	g_9	1,2	a_9	1,2
						$\Sigma a_i g_i = 1063,6$

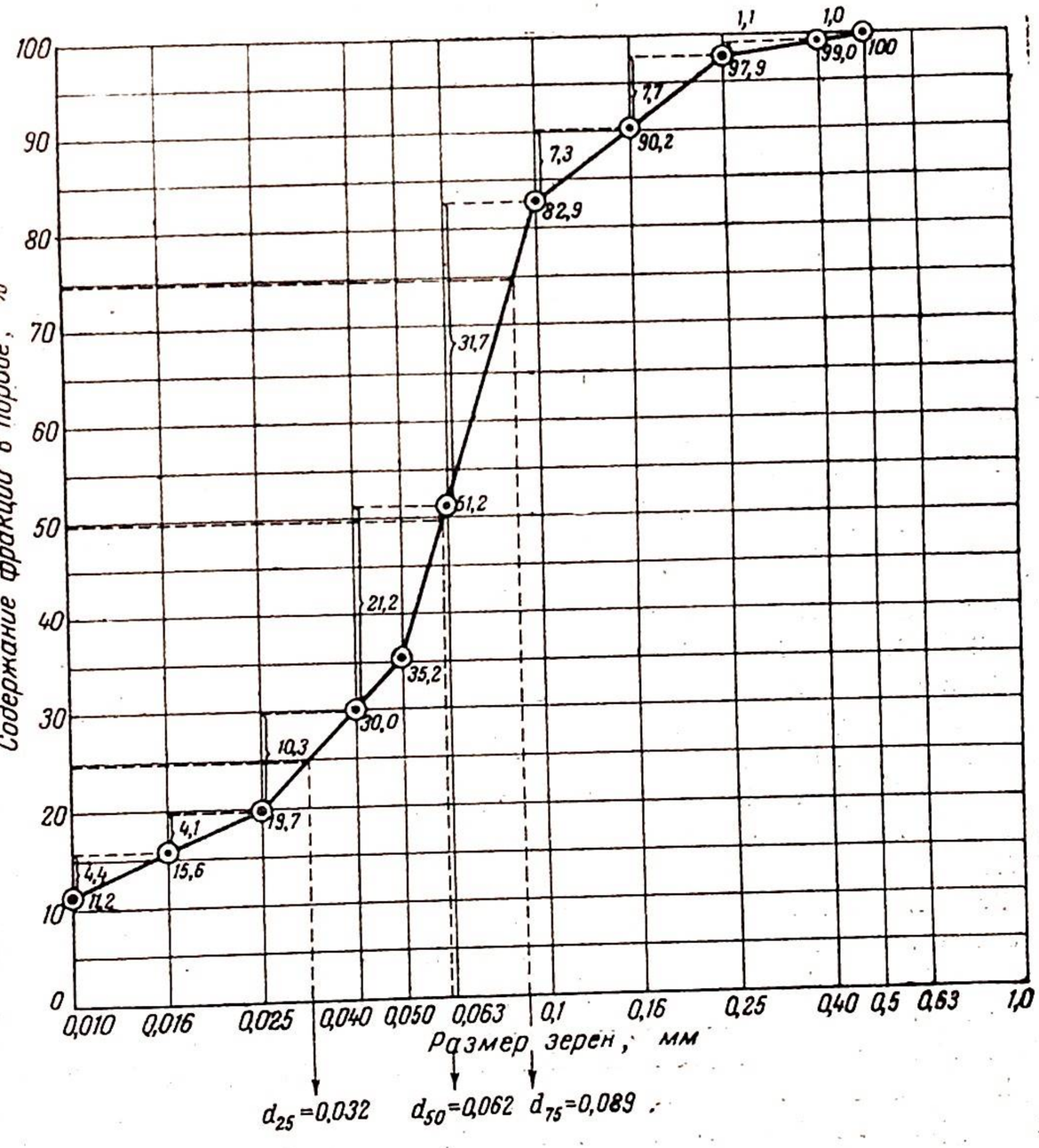


Рис. 2. Кумулятивная кривая, построенная по данным гранулометрического анализа образца № 29 из скв. 16 Ромашкинского месторождения

В соответствии с уравнением (4) имеем:

$$S_y = 0{,}843\,[1063{,}6 + 12\,(11{,}2)^2] = 2569\ см^2/см^3.$$

По этой же кумулятивной кривой определяется средни диаметр зерен d_{50}, больше и меньше которого в породе держится 50% зерен по весу. Коэффициент сортировки

$$S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}},$$

где d_{25} и d_{75} — диаметры, меньше которых в породе соде жится соответственно 25 и 75% зерен.

В нашем примере (см. рис. 2)

$$d_{25} = 0{,}032\ мм,$$
$$d_{75} = 0{,}089\ \ „,$$
$$S_0 = 1{,}57\ \ „,$$
$$d_{50} = 0{,}062\ \ „.$$

Определение коллекторских параметров

Из коллекторских параметров пород определялись пор тость (открытая и общая) и газопроницаемость.

Опыт определения пористости показал, что различные содержанию глинистого материала и степени цементац породы требуют различных методических приемов анали Так, глинистые породы при высушивании растрескиваютс а при взаимодействии с водой набухают. Слабо сцементир ванные образования при насыщении под вакуумом частич или полностью разрушаются. Недоучет всего этого прив дит к большой погрешности в результатах (15—25%). Уст новлено, что величина ошибки возрастает с уменьшени пористости пород и прямо пропорциональна содержани в них глинистого материала.

В ходе исследований, в соответствии с тремя группам пород терригенного девона, выявились три комплекса мет дических приемов для определения пористости:

1) безглинистых и слабоглинистых пород средней и в сокой степени цементации (алевролиты, песчаники, грав литы);

2) глинистых пород (глинистые и сильно глинистые ра ности алевролитов, песчаников, гравелитов и аргиллиты);

3) слабо сцементированных пород.

Для определения пористости безглинистых и слабо гл нистых пород средней и высокой степени цементации керна (его средней части, освобожденной от слоя проник ния бурового раствора) выкалывается кусочек (именуем образцом) весом 25—30 *г*. Он обрабатывается напильнико (срезаются острые углы и грани, выравниваются резкие вп

дины), очищается щеткой от шлама, экстрагируется, сушится при температуре 105—110° С до постоянного веса (P_1), насы щается под вакуумом керосином, взвешивается в керосине (P_2) и в воздухе (P_3). После этого образец вновь экстрагируется, сушится при температуре 105—110° С до постоянного веса (P_4) и делится на две части. Одна его часть идет на грануло метрический анализ, другая — на определение удельного веса: дробится и растирается в порошок, переносится в сухой и предварительно взвешенный (P_5) пикнометр (на 25—50 *мл*) и взвешивается вместе с ним (P_6). Пикнометр до половины заливается дистиллированной водой, вакуумируется, ему при дается комнатная температура, добавляется вода до метки, и пикнометр вместе с содержимым взвешивается (P_7). После взвешивания смесь удаляется, пикнометр споласкивается, за ливается водой до отметки и взвешивается (P_8).

По полученным данным определяются:

открытая пористость (%):

$$m = \frac{P_3 - P_1}{P_3 - P_2} \cdot 100; \qquad (7)$$

объемный вес — плотность ($г/см^3$):

$$\sigma = \frac{P_4 d_к}{P_3 - P_2}; \qquad (8)$$

удельный вес ($г/см^3$)

$$\gamma = \frac{(P_6 - P_5)\, d_в}{[(P_6 - P_5) + P_в] - P_7} \qquad (9)$$

или с достаточной степенью точности

$$\gamma = \frac{P_6 - P_5}{[(P_6 - P_5) + P_8] - P_7}; \qquad (10)$$

общая пористость (%):

$$m_ф = \left(1 - \frac{\sigma}{\gamma}\right) \cdot 100. \qquad (11)$$

При этом уточняются заранее удельный вес керосина ($d_к$), а также удельный вес воды — по таблицам, в соответствии с ее температурой.

В тех случаях, когда пористость устанавливают по ци линдрику для определения проницаемости, удельный вес узнается по смежному кусочку образца, и анализ заканчи вается высушиванием керосина после экстрагирования.

При определении пористости глинистых, сильно глинистых пород и аргиллитов образец, подготовленный к анализу (после его обработки и очистки), взвешивается (P_1), насыщается керосином, взвешивается в керосине (P_2) и в воздухе (P_3),

экстрагируется, сушится при температуре 105—110° С до постоянного веса (P_4) и делится на две части. Одна часть идет на гранулометрический анализ, другая — на определение удельного веса, которое также производится пикнометрическим методом. При этом, в отличие от безглинистых и слабоглинистых пород, анализы проводятся не с водой, а с керосином.

Определяем:

открытую пористость

$$m = \frac{(P_3 - P_1) + \frac{d_к}{d_{п.в}}(P_1 - P_4)}{P_3 - P_2} \cdot 100, \qquad (12)$$

где $d_{п.в}$ — удельный вес поровой влаги (с достаточной для практики точностью $d_{п.в} = 1{,}2$ $г/см^3$);

объемный вес

$$\sigma = \frac{P_4 d_к}{P_3 - P_2}; \qquad (13)$$

удельный вес

$$\gamma = \frac{(P_6 - P_5)\, d_к}{[(P_6 - P_5) + P_8] - P_7}; \qquad (14)$$

общую пористость

$$m_ф = \left(1 - \frac{\sigma}{\gamma}\right) \cdot 100. \qquad (15)$$

Когда глинистые породы насыщены нефтью, одновременно с определением пористости в отдельном кусочке (или нескольких кусочках общим весом 25—30 г) устанавливается его нефте- и водонасыщенность в аппарате ЛП-4.

Если обозначить

P_1 — начальный вес образца;

P_2 — вес образца, прошедшего экстрагирование в аппарате ЛП-4 и сушку при температуре 105—110° С;

$v_в$ — объем воды в ловушке аппарата ЛП-4;

$d_н$ — удельный вес нефти;

b — относительное содержание воды в общей массе поровой жидкости (в долях единицы);

H — относительное содержание нефти в общей массе поровой жидкости (в долях единицы),

то

$$b = \frac{v_в}{P_1' - P_2'}; \qquad (16)$$

$$H = 1 - b; \qquad (17)$$

$$m = \frac{(P_3 - P_1) + (P_1 - P_4)\, b d_к + (P_1 - P_4)\, H \frac{d_к}{d_н}}{P_3 - P_2}. \qquad (18)$$

Остальные определения те же.

У слабо сцементированных пород определить пористость методом насыщения большей частью не удается — образцы их при этом разрушаются. В таких случаях определяется только общая пористость методом парафинирования. Для этого подготовленный к анализу образец взвешивается (P_1), парафинируется, взвешивается в воздухе (P_2) и в воде (P_3), затем снимается с него парафиновая оболочка, образец взвешивается (P_4), упаковывается в фильтровальную бумагу, опять взвешивается (P_5), экстрагируется, сушится до постоянного веса (P_6) и делится на две части. Одна его часть идет на гранулометрический анализ, другая — на определение удельного веса которое также производится в пикнометре. В анализах безглинистых и слабоглинистых пород применяется дистиллированная вода, а в анализах глинистых пород — керосин.

Расчеты ведутся по следующим формулам:

$$\sigma = \frac{P_1 d_п [P_6 - (P_5 - P_4)]}{(P_2 - P_3)\, d_п - (P_2 - P_1)} \qquad (19)$$

$$\gamma = \frac{(P_8 - P_7)\, d_к}{(P_8 - P_7) + P_{10} - P_9} \quad \text{(при работе с керосином)} \qquad (20)$$

$$\gamma = \frac{P_8 - P_7}{(P_8 - P_7) + P_{10} - P_9} \quad \text{(при работе с водой)} \qquad (21)$$

$$m_ф = \left(1 - \frac{\sigma}{\gamma}\right) \cdot 100, \qquad (22)$$

где $d_п$ — удельный вес парафина;

P_7 — вес сухого пикнометра;

P_8 — вес пикнометра с порошком из образца;

P_9 — вес пикнометра с образцом и водой (или керосином);

P_{10} — вес пикнометра с водой (или керосином).

Для насыщения образцов керосином была изготовлена специальная установка (рис. 3).

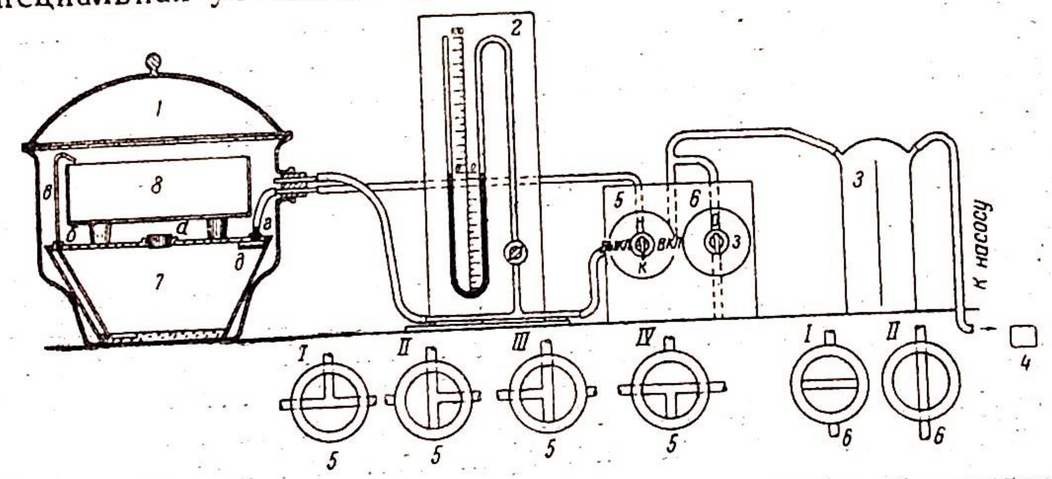


Рис. 3. Принципиальная схема установки для насыщения образцов при определении открытой пористости

Эта установка состоит из вакуумного эксикатора *1* с боковым тубусом, вакуумметра *2*, склянки Тищенко *3* и вакуумного насоса *4*. Части установки соединены между собой резиновыми шлангами с трехходовым краном *5* и двухходовым краном *6*.

В нижнюю часть эксикатора помещен бачок для керосина *7*, изготовленный из органического стекла в виде опрокинутого усеченного конуса, на который устанавливается (на корковых пробках) стеклянный кристаллизатор *8* с образцами для насыщения.

Бачок *7* имеет в крышке два тубуса: центральный *а* для заливки керосина и боковой *б* для прохода фигурной трубки *в*, по которой поднимается керосин из бачка в кристаллизатор, и штуцер *г* для связи с вакуумной линией. Штуцер прикрыт снизу перфорированным колпачком *д*, предохраняющим вакуумную линию от всасывания керосина из бачка.

Образцы пород, подлежащие обработке, помещаются в кристаллизатор (25—30 шт.), который устанавливается в эксикатор на крышку бачка, предварительно наполненного керосином и закрытого пробкой. Образцы, разрушаемые при насыщении, находятся в кристаллизаторе в открытых бюксах для учета осыпи. Эксикатор *1* плотно закрывается крышкой, краны *5* и *6* выводятся в положение *I* и включается вакуумный насос.

Через 15—20 *мин* после того, как достигнуто максимальное разрежение, кран *5* переводится в положение *II*. Осторожно приоткрывая кран *6* на 0,5—1 *сек* (положение *II*), пускают в систему воздух, оказывающий давление на керосин (в бачке), который поднимается по фигурной трубке *в*, поступает в кристаллизатор и насыщает образцы.

После того как все образцы окажутся под уровнем керосина (в том числе и те, которые помещены в бюксы), кран *6* закрывается, кран *5* переводится в положение *I* и вакуумирование продолжается.

Для того чтобы включить вакуумный насос и снять с него нагрузку, оставляя разрежение в эксикаторе, необходимо перевести кран *5* в положение *III*, а кран *6* — в положение *II*. По окончании насыщения кран *5* осторожно переводят в положение *IV*, открывают крышку эксикатора, и кристаллизатор с образцами извлекается из прибора для продолжения анализа.

Описанная установка отличается от существующих (Ф. И. Котяхов, 1956 г., К. Г. Оркин и П. К. Кучинский, 1955 г.) удобством в работе, высокой производительностью (50—60 образцов в день), возможностью учитывать образующуюся иногда при насыщении осыпь образцов.

В методике определения коэффициента газопроницаемости (*К*) значительно упрощены расчеты и сокращено необходимое для них время [82].

Структура порового пространства

Строение порового пространства зависит от величины и формы зерен, плотности их укладки, количества и состава цемента, способа цементации, вторичных минеральных выделений в порах и т. д. Эти особенности изучаются в плоскопараллельных шлифах образцов, пропитанных окрашенным бакелитом (по методу П. П. Авдусина и М. А. Цветковой).

Вязкость бакелита перед насыщением образцов доводилась до вязкости нефти в пластовых условиях (2,5 *спз*). Кроме визуального изучения состава пород и особенностей порового пространства в плоскопараллельных шлифах замерялись величина пор, содержание цемента (*С*) и плотность укладки зерен ($П_у$). Эти замеры производились с помощью интеграционного столика (ИСА) или специальной сетки по зарисовкам и фотографиям. Сетка вычерчивалась на кальке, диаметр ее соответствовал диаметру зарисовки или фотографии, а расстояние между линиями составляло 5 или 10 *мм* (в зависимости от дисперсности породы и кратности увеличения) (рис. 4). По сетке или интеграционному столику замерялись длины отрезков, приходящиеся на зерна *а*, поры *б* и цемент *в*. При этом подсчитывалось общее число границ зерен *к* и число их непосредственных контактов *п*. Тогда

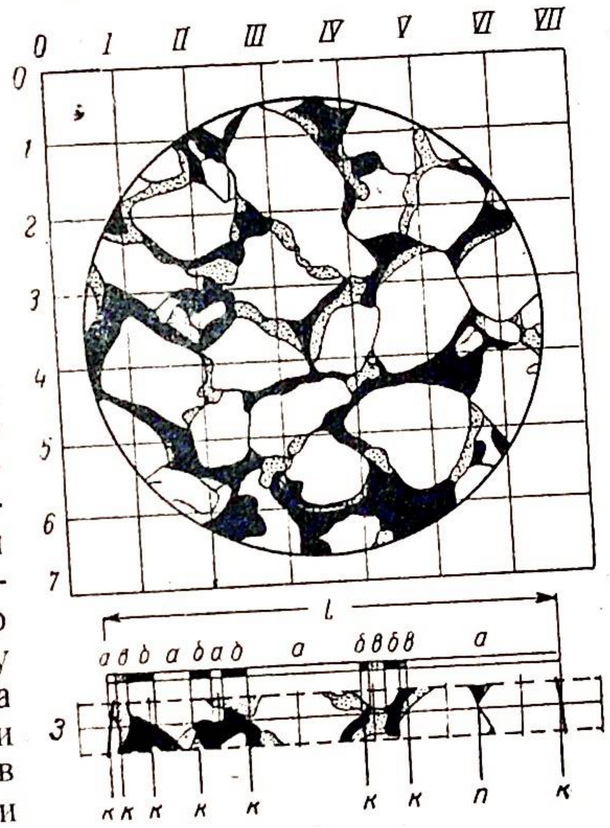


Рис. 4. Микроструктурная зарисовка с наложенной сеткой для определения структурных параметров (белые поля — зерна кварца; черные — поры; поля с точками — цемент)

$$C = \frac{\Sigma в}{\Sigma а + \Sigma б + \Sigma в} \cdot 100\ (\%); \qquad (23)$$

$$П_у = \sqrt{\frac{\Sigma а}{\Sigma а + \Sigma б + \Sigma в} \cdot \frac{п}{к}}. \qquad (24)$$

Литологические особенности коллектора определяют конфигурацию поровых каналов, их величину, извилистость, величину поверхности фильтрации и объем фильтрующегося флюида (динамическая пористость). Эти особенности изу-

чаются путем так называемого порометрического анализа и замеров электропроводности образцов.

Порометрический анализ осуществляется в установке — капилляриметре (рис. 5). Он основан на данных, полученных в процессе вытеснения из образцов жидкости при различных давлениях вытеснения. Для этого используются образцы цилиндрической формы с известными значениями от-

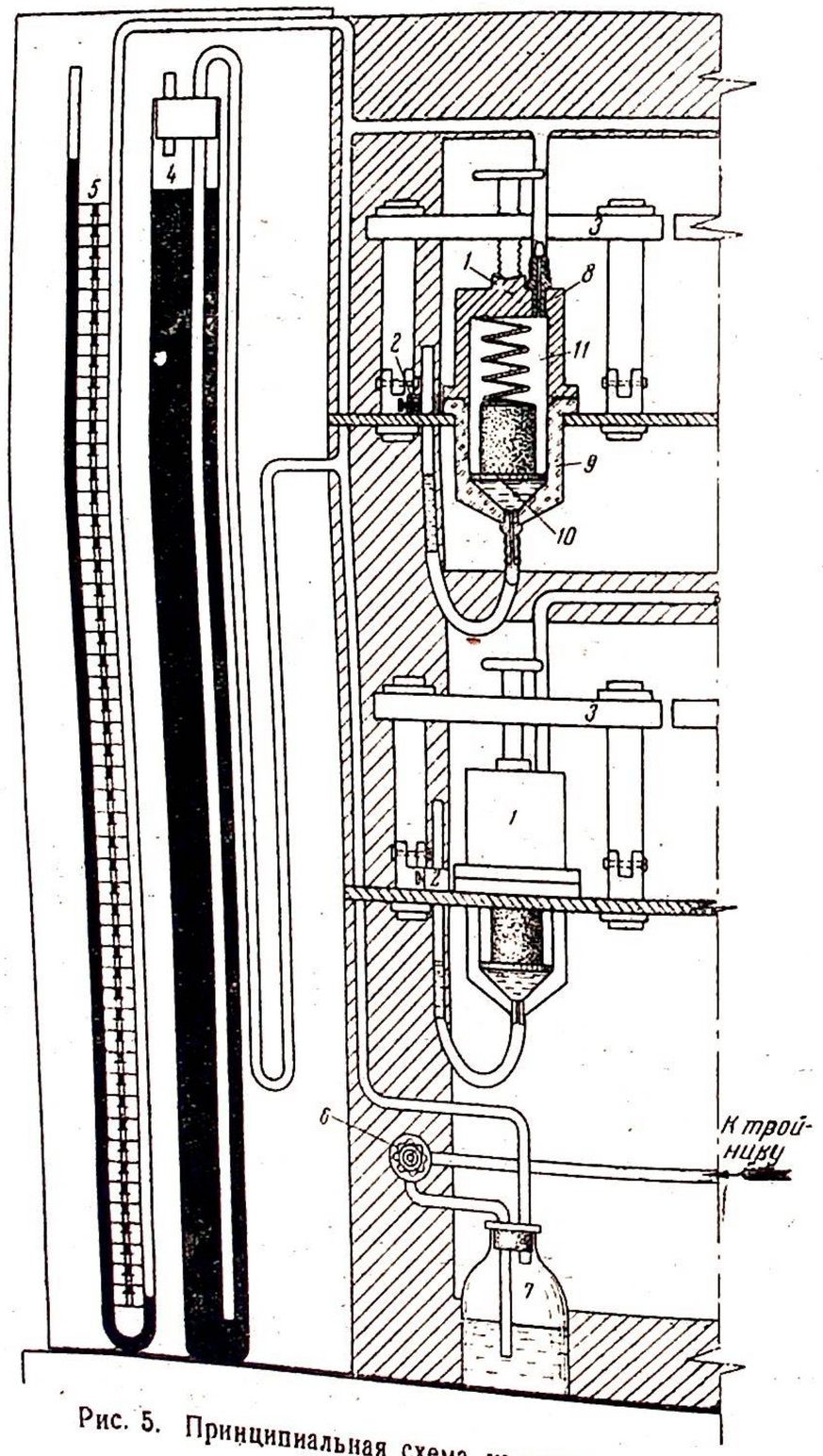


Рис. 5. Принципиальная схема капилляриметра

крытой пористости и газопроницаемости, насыщенные пластовой водой с определенным поверхностным натяжением и краевым углом смачивания.

Установка смонтирована на металлической раме из полосового железа, слева и справа которой укреплены панели для ртутных манометров *5* и регуляторов давления *4*, а в средней части — две полки с кольцевыми отверстиями для кернодержателей *1*, держателей микробюреток 2 и откидных зажимов *3*. На каждой полке помещается пять кернодержателей (на рисунке изображена лишь левая часть установки с одним кернодержателем на каждой полке). На раме, кроме того, имеется два игольчатых вентиля *6* и тройник (на рисунке не показан).

Установка крепится на столе. Все части ее соединены каучуковыми трубками; имеются ограничитель давления *7* — двухлитровая бутыль с водой и малый кислородный баллон для сжатого азота с редуктором (находится под столом). Баллон связан с тройником, а тройник — с игольчатыми вентилями *6* латунными трубками.

Кернодержатель состоит из двух частей: металлической головки *8* и стакана *9* из органического стекла. Головка имеет штуцер под резиновую трубку и спиральную пружину; внутренняя поверхность головки и пружина лужены. Стакан снабжен фарфоровой микропористой перегородкой *10* и штуцером под резиновую трубку. Фланцы головки и стакана сжимаются в откидном зажиме *3*. В рабочем состоянии между ними имеется резиновая прокладка *11*; для создания герметичности поверхности фланцы снабжены бороздками.

Регулятор давления *4* — толстостенный стеклянный цилиндр, высотой в 1 *м* и диаметром в 3 *см*, заполненный ртутью, в котором помещается стеклянная трубка (барометрическое стекло) малого диаметра (2—3 *мм*). С внешней стороны имеется трубка для сообщения с атмосферой. Обе трубки связаны третьей, закрывающей цилиндр.

Держатели микробюреток *2* состоят из корпуса, ввинченного в полку. Микробюретка в спокойном состоянии зажата стопором со спиральной пружиной, на внутреннем конце которого приклеен кусочек резины. При оттягивании стопора микробюретка свободно перемещается по вертикали.

Перед работой микропористая перегородка стакана насыщается под вакуумом той же жидкостью, что и исследуемые образцы жидкость заливается в стакан под перегородку в резиновую трубку и микробюретку так, чтобы под перегородкой и в линии стакан—микробюретка не осталось пузырьков воздуха, а уровень жидкости в микробюретке был на уровне верхней поверхности перегородки.

На фарфоровые перегородки помещаются насыщенные образцы в стаканах кернодержателей. Для лучшей фильтра-

ционной связи под них подкладываются кружочки из фильтровальной бумаги, смоченные насыщающим раствором. Стаканы закрываются головками так, чтобы спиральные пружины плотно прижимали образцы к фарфору, и кернодержатели сжимаются в откидных зажимах.

Вытеснение жидкости из образцов производится в несколько этапов с сохранением постоянного давления. После приведения установки в рабочее положение из баллона подается через редуктор и тройник азот к игольчатому вентилю *6*, который открывается так, чтобы через слой воды в ограничителе давления прорывались пузырьки азота. Азот через систему трубок проникает в кернодержатели и в образцы, вытесняя жидкость, которая фильтруется через фарфоровую перегородку, отчего уровень ее в микробюретке повышается, а объем может быть замерен. Давление в системе фиксируется манометром (барометрическая трубка в регуляторе давления утоплена); когда оно достигнет заданной величины, барометрическая трубка в регуляторе давления поднимается настолько, чтобы избыток азота сбрасывался через нее в атмосферу. Игольчатый вентиль прикрывается настолько, чтобы через слой воды в сосуде 7 прорывалось меньшее число пузырьков азота (3—5 в минуту). Таким образом, давление в системе автоматически удерживается постоянным длительное время. Уровень жидкости в микробюретке периодически подводится к уровню фарфоровой перегородки (бюретка опускается в держателе).

Окончив процесс вытеснения жидкости с данным давлением — о чем судят по прекращению подъема уровня жидкости в бюретке — подачу азота прекращают, образец вынимают из установки, взвешивают, замеряют его электропроводность, и вновь заделывают в установку. Дальнейшее вытеснение жидкости производится при более высоком давлении.

Общий процесс вытеснения жидкости заканчивается, когда при повышении давления уровень раствора в микробюретке не увеличивается (при 2—3 ступенях давления с разницей не менее 100 *мм*). Водонасыщенность образцов (в том числе и остаточная) определяется по потере их в весе и по замерам в микробюретках.

В целях экономии времени можно вести вытеснение жидкости из образца, не вынимая его из установки для взвешивания и замеров электропроводности. В этом случае водонасыщенность на каждой ступени вытеснения жидкости определяется только по показаниям микробюретки, а питающие электроды вводятся в стакан кернодержателя. Однако этот способ менее надежен.

В ходе порометрических исследований ведется рабочий график зависимости степени водонасыщения каждого образца

($K_в$ в процентах к объему пор) от давления ($P_к$ — в *мм рт. ст.*), изображенный на рис. 6 вверху (верхняя часть). Данные для его построения в нашем примере приведены в табл. 2 (удельное сопротивление раствора 0,083 *ом* и относительное сопротивление образца $P_п$ — 8,4).

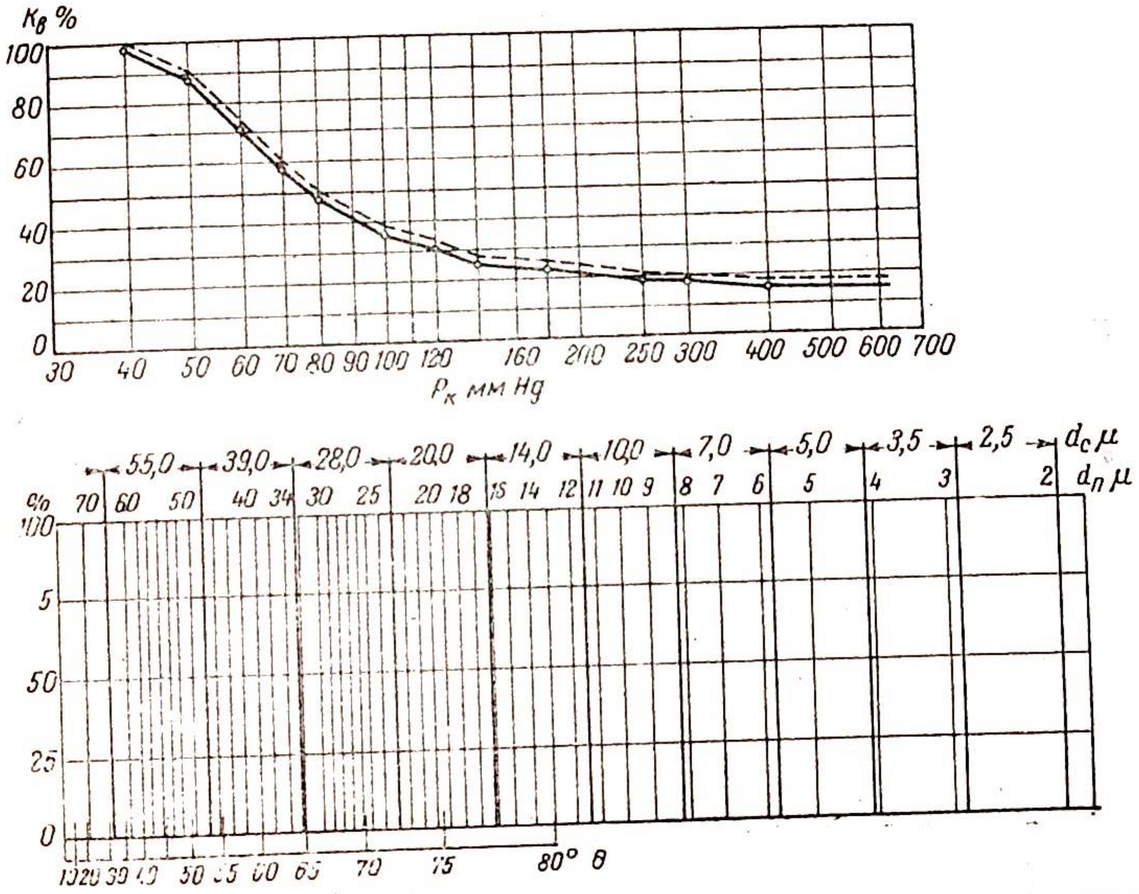


Рис. 6. График зависимости водонасыщения образца от давления вытеснения (вверху) и порометрическая палетка (внизу)

Таблица 2

Давление вытеснения, *мм рт. ст.*	Водонасыщенность (%) в объеме пор	Удельное сопротивление образца, *ом*	Относительное сопротивление образца, $P_п$
	100*	0,70*	1,00
40	98,0	0,72	1,03
50	89,0	0,82	1,2
60	72,0	1,19	1,7
70	58,0	1,50	2,1
80	49,0	1,88	2,7
100	37,0	2,99	4,3
120	31,0	3,65	5,2
140	26,0	4,68	6,7

П 43406

* Эти данные получены экстраполяцией линии графика.

Продолжение

Давление вытеснения, *мм рт. ст.*	Водонасыщенность (%) к объему пор	Удельное сопротивление образца, *ом*	Относительное сопротивление образца, P_n
180	23,0	5,62	8,0
250	19,0	8,00	11,4
400	16,0	10,50	15,0
500	16,0	10,51	15,0
600	16,0	—	—

Обработка результатов наблюдения и определение структурных параметров производятся следующим образом.

Снятие порометрической характеристики. Для этого используются график $K_в = fP_к$ и специальная порометрическая палетка, вычерченная на кальке (рис. 6 внизу) и рассчитанная по известной формуле Лапласа:

$$d = \frac{4\sigma \cdot \cos\theta}{P_к}, \qquad (25)$$

где d — диаметр поровых каналов;
σ — поверхностное натяжение раствора, *дин/см*^{2};
θ — краевой угол смачивания;
$P_к$ — капиллярное давление (давление вытеснения).

Вертикальная ось палетки соответствует аналогичной оси графика, а на горизонтальной оси нанесены в логарифмическом масштабе величины диаметров поровых каналов (второй ряд цифр сверху) так, чтобы при наложении ее на график величины диаметров поровых каналов соответствовали величинам давления вытеснения при $\theta = 0$. На нижнем крае палетки нанесены углы θ так, чтобы при совмещении соответствующих им линий с вертикальной осью графика величины диаметров поровых каналов соответствовали величинам давления вытеснения при значении θ. На этой же палетке утолщенными линиями выделены границы фракций поровых каналов по величине (с постоянным логарифмом основания) и указан их средний диаметр (первый ряд цифр сверху).

Для снятия порометрической характеристики палетку накладывают на график $K_в = f(P_к)$ так, чтобы вертикальная ось графика проходила по линии, соответствующей углу смачивания (θ), а горизонтальные линии совпали с соответствующими ординатами палетки (в нашем примере $\theta = 56°$); причем, если водонасыщение образца было неполным, то экспериментальную линию графика предварительно смещают вверх до тех пор, пока верхний конец ее не встанет на ординату 100% $K_в$ (пунктирная линия на рис. 6). Этим недонасыщенная часть пор приравнивается к наиболее мелкой фракции.

После такого перемещения экспериментальная линия графика становится линией накопленных частот (кумулятивная кривая) палетки в отношении пор. По ней определяются следующие характеристики: а) средний диаметр поровых каналов (d_c — диаметр при ординате 50%); б) первая и третья квартили (d_{25} и d_{75} соответственно); в) коэффициент однородности поровых каналов:

$$K_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}; \qquad (26)$$

г) содержание выделенных на палетке фракций пор в процентах к общему объему порового пространства (по разности ординат граничных линий); д) коэффициент динамической пористости (для воды):

$$m_д^в = \frac{m(100 - a')}{100},$$

где a' — содержание неэффективных пор.

В нашем примере $d_c = 15{,}7$, $K_0 = 1{,}75$, а содержание фракций пор приведено в табл. 3.

$$m_д^в = \frac{25{,}5(100 - 18{,}0)}{100} = 20{,}9\%.$$

Таблица 3

Граничные размеры диаметра поровых каналов, *мк*	Средний диаметр поровых каналов, *мк* (d_i)	Содержание фракции в объеме пор, % (a_i')	$\frac{1}{d_i}$	Содержание фракции в объеме фильтрующих пор, % (a_i)	$a_i \cdot \frac{1}{d_i}$
Менее 2,8	—	18,0	—	—	—
2,8— 4,1	3,5	2,0	0,29	2,44	0,71
4,1— 5,8	5,0	3,0	0,20	3,66	0,73
5,8— 8,1	7,0	4,0	0,14	4,88	0,68
8,1—11,5	10,0	9,0	0,10	10,97	1,10
11,5—16,2	14,0	17,0	0,07	20,73	1,45
16,2—23,0	20,0	29,0	0,05	35,37	1,77
23,0—32,4	28,0	18,0	0,03	21,95	0,66

Когда краевой угол смачивания не определен, часто принимают его за нуль, и этим допускают грубую ошибку. Как показали опыты Адама в трубках с переменным сечением, этот угол изменяется от 0 до 90°. Мы поступаем в этих случаях следующим образом. По данным проницаемости и удельного электрического сопротивления (точнее, относительного сопротивления P_n — отношения удельного сопротивления образца, полностью насыщенного раствором электролита, к удельному сопротивлению этого раствора) определяем средний диаметр поровых каналов. Порометрическую палетку накладываем на график $K_в = f(P_к)$ так, чтобы ее

вертикальная линия, соответствующая d_c, проходила через точку пересечения кумулятивной кривой с ординатой 50%. Остальные порометрические характеристики снимаем описанным выше способом. При этом мы определяем величину краевого угла смачивания, которая является весьма важным параметром породы.

Средний диаметр поровых каналов определяется, исходя из следующих соображений.

Известно, что расход жидкости через единицу объема идеального грунта с прямыми и цилиндрическими поровыми каналами в соответствии с уравнением Пуазейля составит

$$Q_u = \frac{\Delta P F r_c^2}{8 L \mu}, \tag{27}$$

где ΔP — перепад давления;

F — суммарная площадь сечения поровых каналов;

r_c — средний радиус поровых каналов;

L — длина объема грунта;

μ — вязкость жидкости.

В естественном грунте поровые каналы имеют сложное строение. Длина их l больше длины объема грунта L из-за извилистости, а полезная для движения флюидов площадь сечения S_n меньше их средней площади сечения F за счет тупиков.

Если $\frac{l}{L} = T$ — коэффициент извилистости, а

$\frac{S_n}{F} = \tau$ — коэффициент использования сечения поровых каналов, то расход жидкости через единицу объема естественного грунта, а следовательно, и скорость фильтрации составят:

$$Q_e = V_c = \frac{\Delta P F \tau r_c^2}{8 T \mu}, \tag{28}$$

но так как в единице объема

$$FT = m, \tag{29}$$

то

$$V_c = \frac{\Delta P m \tau r_c^2}{8 T^2 \mu}. \tag{30}$$

В соответствии с законом Дарси для этих условий

$$V_c = \frac{K \Delta P}{}$$

Из уравнений (29) и (30), если K выразить в *мда*, m в процентах, а r_c заменить на d_c и выразить в микронах относительно d_c, получим

$$d_c^2 = \frac{3{,}24 T^2 K}{m \tau}. \tag{32}$$

Известно также, что относительное электрическое сопротивление идеального грунта

$$P_n^u = \frac{L}{F}; \tag{33}$$

для единицы объема естественного грунта оно составит

$$P_n = \frac{T}{F\tau} = \frac{T^2}{m\tau}, \tag{34}$$

откуда

$$T^2 = P_n\, m\, \tau, \tag{35}$$

или, если m выразить в процентах,

$$T^2 = \frac{P_n\, m\, \tau}{100}. \tag{36}$$

Заменяя T^2 в уравнении (32) его значением в уравнении (36), получим

$$d_c = 0{,}18 \sqrt{K P_n}. \tag{37}$$

Для нашего примера

$$d_c = 0{,}18 \sqrt{915 \cdot 8{,}4} = 15{,}7 \text{ мк}.$$

Величины d_c, определенные по уравнению (37) и снятые с графика порометрической палеткой (в тех случаях, когда удавалось определить угол θ), практически совпадают.

Удельная поверхность фильтрации. Под удельной поверхностью фильтрации мы понимаем суммарную поверхность поровых каналов в 1 $см^3$ грунта, через которые происходит движение жидкости, т. е. суммарную поверхность поровых каналов тех фракций, из которых удалось вытеснить насыщенный раствор.

Допустим, что в 1 $см^3$ породы имеется K-групп (фракций) поровых каналов, способных пропускать жидкость, длиною $l = T$ (извилистость). В каждой группе число поровых каналов N_i, суммарная площадь их сечения S_i, общий периметр P_i и объем v_i.

Объем всех пор в 1 $см^3$ $v_n = m$. Если объем малых (не фильтрующих) пор v', а их доля в общем объеме порового пространства a_i', то объем фильтрующих пор $v_{n.\phi} = m(1 - a_i')$.

Обозначим содержание каждой фракции фильтрующих пор в объеме эффективного порового пространства a_i.

Тогда

$$a_i = \frac{V_i}{V_{n.\phi}} = \frac{V_i}{m(1 - a_i')},$$

откуда

$$V_i = a_i m (1 - a'_i). \quad (38)$$

Итак, удельная поверхность фильтрации

$$S_{y.ф} = \sum P_i T, \quad (39)$$

$$P_i = N_i \pi d_i, \quad (40)$$

где

$$N_i = \frac{4S_i}{\pi d_i^2}. \quad (41)$$

Но так как

$$S_i = \frac{V_i}{T} = \frac{a_i m (1 - a'_i)}{T}, \quad (42)$$

то

$$N_i = \frac{4a_i m (1 - a'_i)}{\pi d_i^2 T}; \quad (43)$$

откуда

$$P_i = \frac{4m (1 - a'_i) a_i}{d_i T}, \quad (44)$$

а

$$\Sigma P_i = \frac{4m (1 - a'_i)}{T} \sum_{i=1}^{k} \frac{a_i}{d_i}. \quad (45)$$

Из уравнений (39) и (45) (если a'_i, a_i и m выразить в процентах, а d_i — в микронах) получим:

$$S_{y.ф} = 0{,}04m (100 - a_i) \sum_{i=1}^{k} \frac{a_i}{d_i}. \quad (46)$$

Для определения $S_{y.ф}$ из уравнения (46) содержание фракций пор в объеме всего порового пространства (a'_i), снятое с графика $K_в = f(P_к)$ при помощи порометрической палетки, предварительно пересчитывают на содержание их в объеме фильтрующих пор (a_i):

$$a_i = \frac{a'_i \cdot 100}{100 - a'_i}. \quad (47)$$

Для каждой фракции определяют также отношение $\frac{1}{d_i}$ (необходимый расчет для нашего примера приведен в табл. 3), удельная поверхность фильтрации в котором 594 $см^2/см^3$).

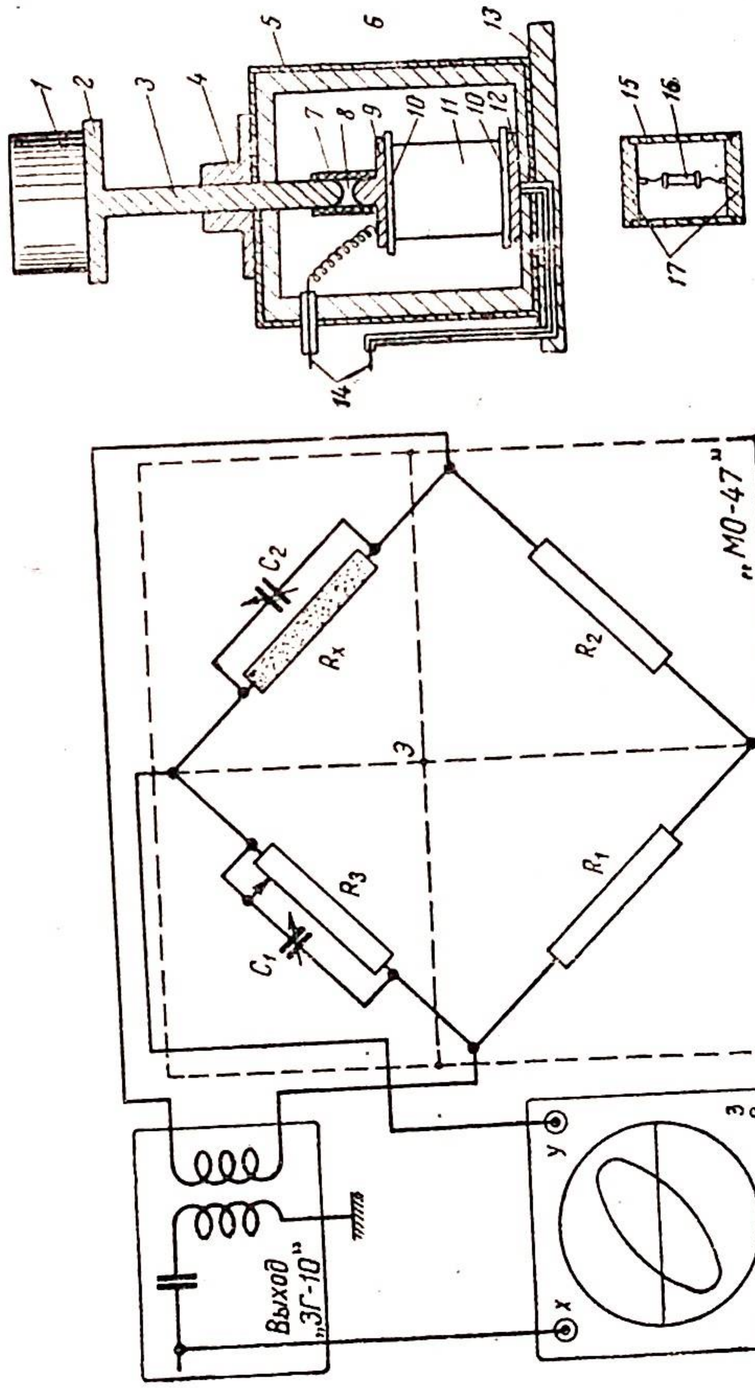


Рис. 7. Схема установки для замера удельного электрического сопротивления пород

На рис. 7 дана схема установки для определения удель
ного электрического сопротивления, которая состоит из мост
переменного тока, звукового генератора ЗГ-10, магазино
емкостью Р-513 (на схеме C_1, C_2), индикатора нуля (ИНО-ЗМ)

В качестве моста переменного тока использован мост по
стоянного тока МО-47, в котором перемонтированы сопро
тивления плеч и приспособлены для работы с осциллограф
ческим индикатором, введена экранировка *Э* всего мост
и его элементов (во избежание реактивных связей) и зазем
лена вершина измерительной диагонали.

В обычную конструкцию ЗГ-10 внесено изменение выхода
позволившее разделить и изменить фазы напряжений, посту
пающих для питания моста и на вход ИНО-ЗМ.

Параллельно магазину сопротивления (R_3) и измеряемому
образцу (R_x) включены магазины емкостей, позволяющие из
бавиться от реактивных (емкостных) составляющих магазин
сопротивления и образца, недоучет которых может привести
к ошибкам измерения.

Индикатор нуля позволяет определить момент компенса
ции моста как в отношении емкостей, так и сопротивлений
Высокая чувствительность, избирательность усиливаемых
рабочих частот и четкий минимум мостового баланса выгодно
отличают этот прибор от других индикаторов (телефон и
гальванометры).

Кернодержатель представляет плексигласовую коробку *6*
с боковой дверцей, заключенную в металлический экран *5* и
укрепленную на плексигласовом основании *13*. На дне ко
робки имеется неподвижный латунный электрод *12*, а в крышке
ее через центрирующую шайбу *4* свободно проходит метал
лический шток *3*. На верхнем конце штока имеется площадка
под груз *1*, а на нижнем конце каучуковой трубкой *7* удер
живается верхний латунный электрод *9*. Нижний конец штока
и верхний электрода заделаны под полусферу с прокладкой
между ними из изолятора (плексиглас) в форме двояково
гнутой линзы *8*. Такое соединение обеспечивает подвижность
электрода и плотное прилегание к торцам образца; электроды
снабжены экранированными соединительными проводами *14*.

Насыщенный раствором электролита образец *11* устанав
ливается между электродами, которые сжимаются грузом *1*.
Для лучшего контакта между торцами образца и электро
дами вкладывается кружочек *10* из фильтровальной бумаги,
смоченный насыщающим образец раствором. Дверца керно
держателя закрывается.

Электропроводность образцов измеряется при частоте пи
тающего тока 1000 *гц*. Для измерения переходных сопротив
лений используется специальный безындуктивный эталон с
известным активным сопротивлением. Это цилиндр из плек
сигласа *15* с образцами, внутри которого помещено эталон

ное сопротивление *16*. В торцы цилиндра заде
электроды *17*.

В ходе электрометрических работ ведется график $P_п =$
$= f(K_в)$, изображенный на рис. 8 (линия *1*). По нему опре
деляется не только удельное сопротивление породы при пол
ном заполнении пор раствором электролита (ордината точки
пересечения линии графика с абсциссой 100% $K_в$), но и коэф
фициент относительного сопротивления

$$P_п = \frac{\rho_{в.п}}{\rho_в} \qquad (48)$$

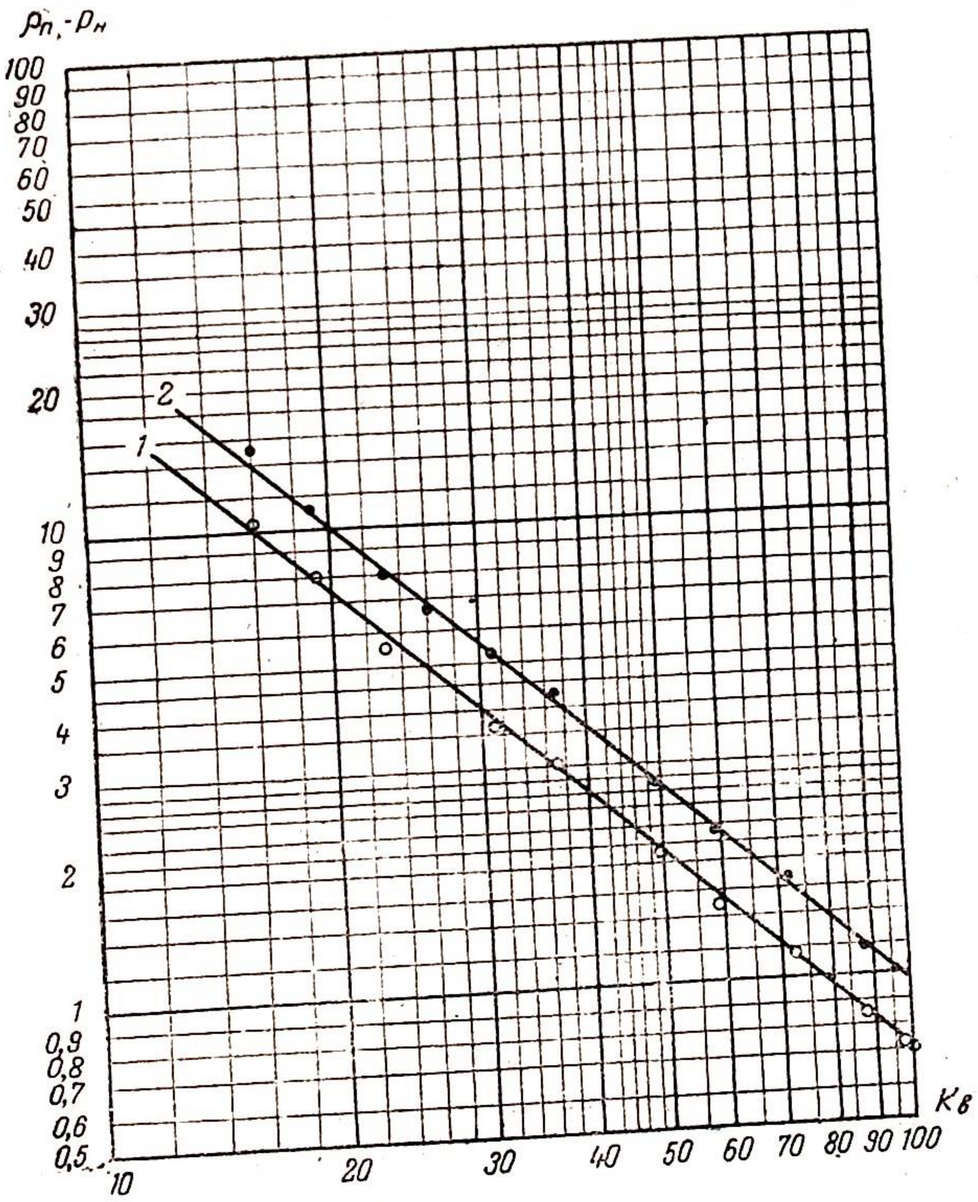


Рис. 8. Рабочий график зависимости удельного электрического сопротивления от степени водонасыщенности

и коэффициент увеличения сопротивления

$$P_н = \frac{\rho_п}{\rho_{в.\,п}}, \qquad (49)$$

где $\rho_{в.\,п}$ — удельное сопротивление образца при полном водонасыщении;

$\rho_п$ — удельное сопротивление образца при частичном водонасыщении;

$\rho_в$ — удельное сопротивление насыщающего раствора.

Зависимость $P_н$ от $K_в$ наносится также на этот график (линия *2*).

По результатам измерения удельного сопротивления не только определяются некоторые структурные параметры пород, но и изыскиваются рациональные методы определения пористости, проницаемости и нефтенасыщенности по электрометрии скважин. К числу таких структурных параметров относятся извилистость поровых каналов T и структурный коэффициент n.

Определение извилистости поровых каналов осуществляется следующим образом.

Известно, что электрическое сопротивление единицы объема идеального грунта, насыщенного раствором электролита (удельное сопротивление),

$$\rho_и = \rho_в \frac{1}{S_п}. \qquad (50)$$

В естественном грунте, как мы уже отмечали, длина поровых каналов больше в T (извилистость) раз их длины в идеальном грунте, а

$$S_п = \frac{m}{T};$$

тогда

$$\rho_{в.\,п} = \frac{T^2}{m}.$$

В соответствии с уравнением (48)

$$P_п = \frac{T^2}{m}, \qquad (51)$$

откуда (если m выразить в процентах)

$$T = 0{,}1\sqrt{Pm}. \qquad (52)$$

Для нашего примера $T = 1{,}46$.

Определим структурный коэффициент n.

Из уравнения (51) видим, что относительное сопротивление идеального грунта ($T = 1$)

$$P_и = \frac{1}{m}. \qquad (53)$$

Экспериментальными работами установлено, что для естественного грунта (если m выразить в процентах)

$$P_п = \left(\frac{100}{m}\right)^n. \qquad (54)$$

Логарифмируя уравнение (54) и решая его относительно n, получим:

$$n = \frac{\lg P}{2 - \lg m}. \qquad (55)$$

Показатель степени n зависит от структурных особенностей пород (степени цементации, характера и плотности укладки зерен и т. д.) и называется структурным коэффициентом. При определении пористости и степени нефтенасыщенности пород этот коэффициент имеет важное значение. Уста-

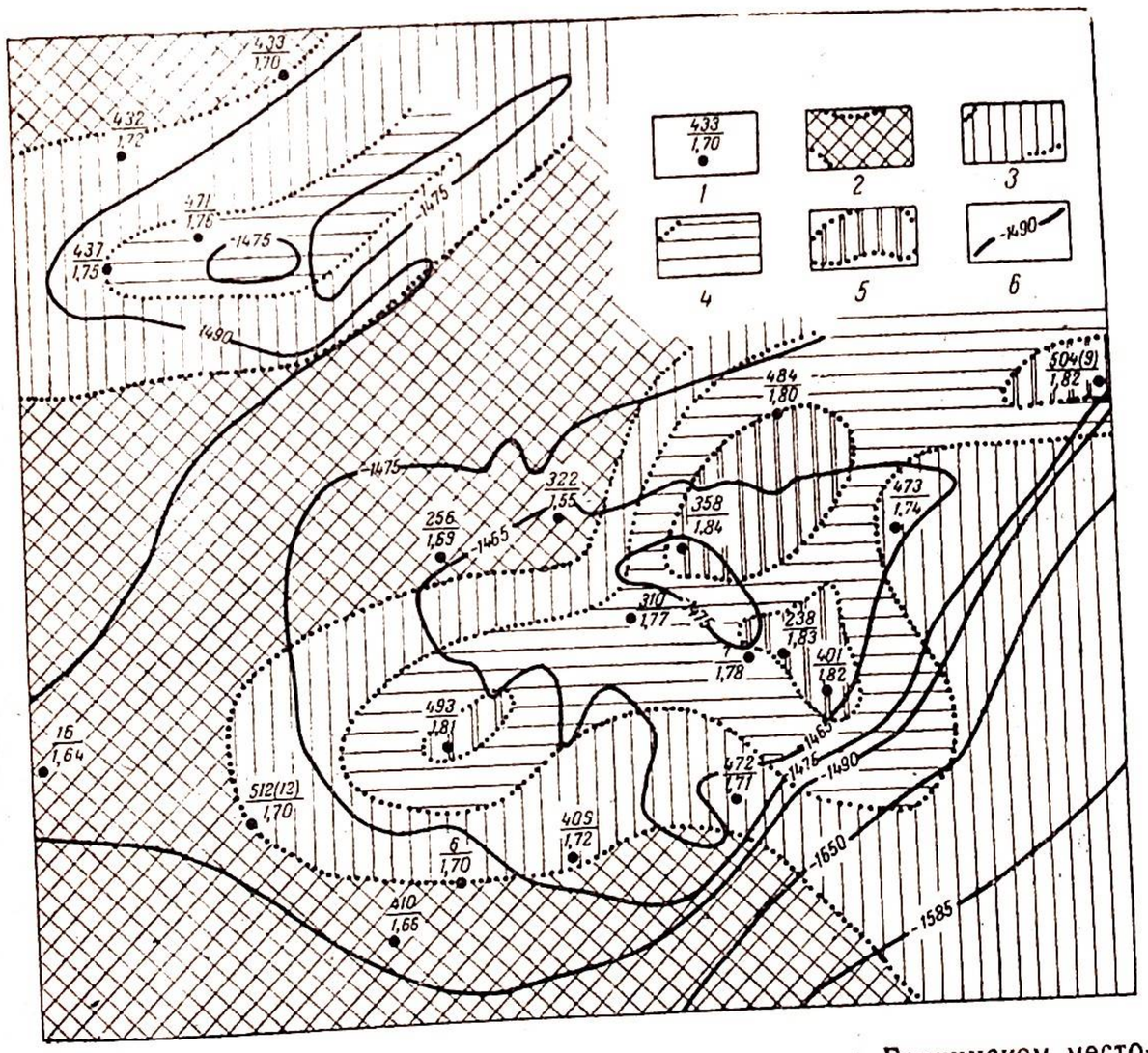


Рис. 9. Карта-схема изменения среднего параметра n на Бавлинском месторождении. Условные обозначения:

1 — скважина, ее номер и средняя величина n для горизонта $Д_1$; *2* — зоны с $n < 1{,}70$; *3* — зоны с $n = 1{,}70 - 1{,}75$; *4* — зоны с $n = 1{,}75 - 1{,}80$; *5* — зоны с $n > 1{,}80$; *6* — изопахит кровли репера „верхний известняк"

новлено, что он изменяется в соответствии с изменением фациально-литологических особенностей осадков, возраста глубины их залегания и структурно-тектоническим планом региона.

На рис. 9 приведена карта-схема изменения среднего параметра n песчано-алевритовых пород горизонта $Д_1$ на Бавлинском месторождении, на которую нанесены изогипсы кровли репера „верхний известняк". Из данных схемы видно, что общий план изменения параметра n соответствует структурному плану горизонта $Д_1$. Наиболее приподнятым зонам горизонта соответствуют максимальные значения параметра (в скв. 358 — 1,84; в скв. 238 — 1,83), а наиболее опущенным участкам — его минимальные значения (в скв. 16 — 1,64; в скв. 410 — 1,66).

Глава II

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Терригенная формация — толща пород, состоящая из аргиллитов, алевролитов, песчаников и гравелитов с тонкими прослоями известняков, доломитов и мергелей, — представляет большой интерес, так как в ней сосредоточены наиболее крупные залежи нефти. Формация залегает либо на породах кристаллического фундамента, либо на различных слоях бавлинской серии осадков (в зонах древних впадин). Покрывается формация карбонатными породами саргаевского возраста. Общепризнано, что отложению осадков формации на территории Татарии и в смежных с нею районах предшествовал длительный континентальный период. По-видимому, перерыв в осадконакоплении с размывом пород формации существовал и в предсаргаевское время.

Изменение мощности терригенной формации в основном обусловлено структурным планом фундамента: в прогибах его мощность возрастает до 160—200 *м* (казанско-кировская впадина, мелекесская депрессия), в куполах сокращается до полного выклинивания (Токмовский свод, северный купол Татарского свода). Региональное увеличение мощности формации в пределах Татарии отмечается в направлении с северо-запада на юго-восток (рис. 10)* и происходит в основном за счет последовательного развития в разрезах все более древних осадков (у дер. Кукмора, например, на кристаллический фундамент ложатся по существу саргаевские осадки, у дер. Бавлов — эйфельские).

* Составлен с использованием данных треста „Татнефтегазразведка" (1960).

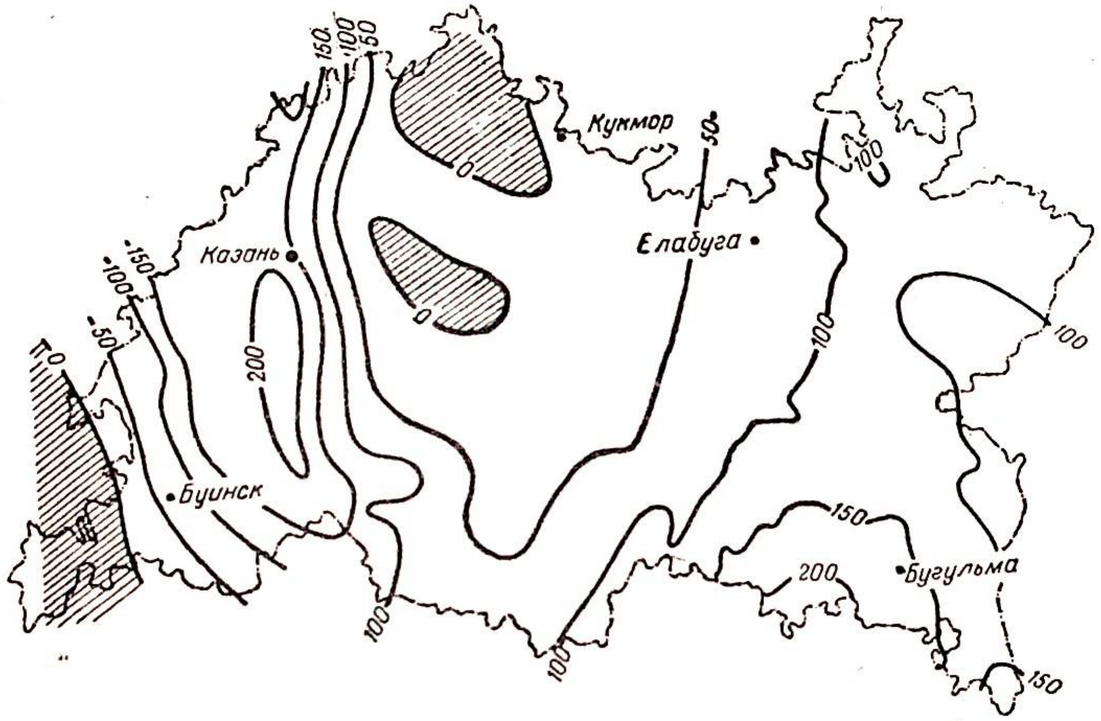


Рис. 10. Карта-схема изменения мощности терригенной формации девона в Татарии. Заштрихованные поля — зоны отсутствия терригенной формации

Строению терригенной формации посвящены работы многих исследователей. Ими установлено, что в составе формации принимают участие породы эйфельского, живетского и нижней части франского ярусов девона (рис. 11).

Эйфельский ярус ($Д_2^1$). В современном объеме эйфельского яруса выделяют две литологические пачки пород: а) нижнюю — гравелито-песчаниковую и б) верхнюю — карбонатно-аргиллитовую.

Эти пачки сопоставляются с бийскими слоями западного склона Урала и объединены в бийский стратиграфический горизонт (по унифицированной схеме стратиграфии 1960 г.).

Нижняя пачка (пласт $Д_V$) залегает с размывом и угловым несогласием либо на различных слоях бавлинской свиты, либо на элювии пород кристаллического фундамента. Пачка сложена в основном разнозернистыми кварцевыми песчаниками. В основании ее встречаются обломки и гальки из гранитогнейсов, кварцитов и других метаморфических пород. В нижней части она содержит прослои и линзы грубозернистых песчаников и гравелитов, а в верхней — постепенно замещается мелкозернистыми песчаниками и песчаными алевролитами. В ней встречается от одного до четырех (иногда и более) прослоев плотных глинистых песчаников, алевролитов и песчано-алевритовых аргиллитов. Венчается пачка местами бурыми аргиллитами с углистым детритом.

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт							
			Центральные районы русской платформы	Западная башкирия	Татария				Куйбышевская область	Оренбургская область
					Юго-восток	Северо-восток	Северо-запад	Юго-запад		
Верхний девон	Франский	Нижний	Верхнещигеровский	Саргаевский	Шугуровский	Саргаевский	Саргаевский	Саргаевский	Шугуровский	Шугуровский
							Шугуровский	Шугуровский		
			Кикинский орчединский	Кыновский	Кыновский	Кыновский	Кыновский	Кыновский	Кыновский	Кыновский
			Пашийский	Пашийский	Пашийский	Пашийский	Пашийский	Пашийский	Пашийский	Пашийский
Средний девон	Живетский		Старооскольский	Муллинский	Муллинский	Муллинский	Муллинский	Муллинский	Муллинский	Муллинский
				Старооскольский	Старооскольский	Старооскольский	Старооскольский	Старооскольский	Старооскольский	Старооскольский
			Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский
			В. Мосоловский	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Мосоловский	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
	Эйфельский		Н. Мосоловский							
				Бийский	Бийский	Базальная пачка	В. Морсовский		Бийский	Бийский
			Морсовский							
			Ряжский	Базальная пачка	Базальная пачка				Базальная пачка	Базальная пачка
Бавлинские осадки или кристаллический фундамент										

Рис. 11. Схема стратиграфического расчленения терригенной формации девона востока Татарии в сопоставлении с соседними областями и центральными районами Русской платформы

Характерными особенностями пород нижней пачки являются: слабая сортировка обломочного материала, каолинитовый, в основном, состав аргиллитов и цемента обломочных пород, прослои оолитовых шамозитовых образований.

Предполагается, что образование этих пачек относится к нижнедевонскому периоду времени [15], [89]. Мощность пачки изменяется от 0 до 35 *м*.

Верхняя карбонатно-аргиллитовая пачка эйфельского яруса залегает на размытой поверхности либо гравелито-песчаниковой пачки, либо эловия кристаллических пород фундамента и имеет по сравнению с нижней пачкой более широкое распространение. Размыв и перерыв в осадконакоплении был впервые установлен В. А. Долицким [36] по электрокаротажным данным. Достаточно полно литологическое обоснование его дано Г. Л. Миропольской [91].

В южных разрезах (Бавлы, Крымсарай, Шугурово) карбонатно-аргиллитовая пачка представлена известняками и доломитами в нижней части; аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и оолитовых шамозитовых образований — в верхней. В более северных разрезах (центральные площади Ромашкинского месторождения) карбонатные породы пачки сменяются мергелями, аргиллитами, алевролитами и оолитово-шамозитовыми образованиями. Мощность пачки 0—16 *м*.

Характерными для пород пачки являются желтовато-бурые, пятнистые алевритовые аргиллиты и темно-серые, почти черные, аргиллиты доманикового облика. В составе глинистых минералов этих пород преобладают гидрослюды с незначительной примесью каолинита.

Живетский ярус ($Д_2^2$). Породы живетского яруса залегают на размытой поверхности эйфельских образований и с некоторым угловым несогласием к ним.

Литологические пачки	Стратиграфические горизонты
Алевролито-(аргиллито)-песчаниковая ($Д_{II}$)	Муллинский
Верхняя алевролито-(песчанико)-аргиллитовая	„ Старооскольский
Песчанико-алевролитовая ($Д_{III}$)	
Карбонатно-аргиллитовая	
Нижняя алевролито-гравийно-песчаниковая	Воробьевский
Алевролито-аргиллитовая	„

В современном объеме живетского яруса, по аналогии с Туймазинскими разрезами, выделяют шесть пачек пород, объединяемых в три стратиграфических горизонта (по унифицированной схеме стратиграфии 1960 г.).

Проведенные нами детальные сопоставления разрезов живетского яруса на востоке Татарии показали, что они имеют здесь ряд своеобразных черт.

В основании живетского яруса на юго-западе Ромашкинского месторождения залегает пачка грубозернистых кварцевых песчаников с прослоями и линзами гравелитов, гравийных и алевритовых песчаников, бурых алевритовых аргиллитов. Последние нередко разделяют пачку на две горизонтальные, приблизительно равные по мощности части, из которых в нижней преобладают грубозернистые песчаники, а в верхней — разнозернистые и алевритовые песчаники.

Гравелито-песчаниковая пачка согласно покрывается здесь пачкой алевритовых и глинистых пород (песчано-алевритовые аргиллиты, алевролиты) мощностью до 4 *м*.

Обе эти пачки имеют меньшую зону распространения по сравнению с эйфельскими образованиями и подстилают ту 6—20-метровую пачку пород, которую в дер. Бавлы и Туймазы К. Р. Тимергазин и М. Ф. Микрюков (1948 г.) предложили называть пластом $Д_{IV}$.

Пачку алеврито-глинистых пород, а в местах ее отсутствия элювий кристаллического фундамента, покрывает пачка разнозернистых кварцевых песчаников (аналог пласта $Д_{IV}$ у Туймазов) мощностью до 25 *м*. Эта пачка сложена по-разному: в местах налегания на фундамент — из грубозернистых песчаников с гравием, которые вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми песчаниками и песчаными алевролитами, а там, где пачка подстилается алеврито-глинистыми породами, она представлена мелкозернистыми песчаниками с незначительным содержанием грубозернистого и гравийного материала в нижней части. Пачка нередко содержит тонкие прослои желтовато-бурых алевритовых аргиллитов, из которых прослой в средней ее части является наиболее постоянным.

Обе рассмотренные гравелито-песчаниковые пачки мы объединяем в продуктивный горизонт $Д_{IV}$. Местами с ними связаны нефтепроявления и промышленные залежи нефти. Нижнюю гравелито-песчаниковую пачку называем пластом (зоной) $Д^{б}_{IV}$, верхнюю — пластом (зоной) $Д^{а}_{IV}$. Каждый из этих пластов часто, в свою очередь, делится на два пропластка так, что продуктивный горизонт в большинстве наиболее полных разрезов имеет четырехчленное строение.

Продуктивный горизонт $Д_{IV}$ всюду согласно перекрыт пачкой бурых пятнистых сидерито-алев- ритов с прослоями сидерит-шамозитовых образований, зеленовато-серых и темно-серых аргиллитов. Мощность этой пачки пород изменяется от 1 до 12 *м*.

На пачке пятнистых аргиллитов залегает пачка пород, которую в Туймазах и Бавлах именуют пластом $Д_{III}$. Там она представлена, в основном, алевролитами и глинистыми алевролитами, в которых лишь местами имеются песчаники. Мощность ее не превышает 12 *м*. Характерно, что почти во всех разрезах пласт $Д_{III}$ прослоем глинистых пород разделен на две приблизительно одинаковые по мощности части.

Сопоставление бавлинских разрезов с разрезами на Ромашкинском месторождении и на площадях, расположенных к северу от него, показывает, что к северо-западу от Бавлинского месторождения пачка пород (аналог $Д_{III}$) увеличивается в мощности и приобретает четко выраженное трехчленное строение. В нижней ее части, которую мы называем пластом $Д^{б}_{III}$, существенное значение приобретают мелкозернистые кварцевые песчаники, тогда как верхняя (пласт $Д^{а}_{III}$) сохраняет преимущественно алевритовый состав. Между песчанико-алевролитовыми пластами залегает пачка сильно глинистых алевролитов и аргиллитов мощностью до 5 *м*. Местами эта пачка выклинивается, и горизонт $Д_{III}$ полностью слагается песчаниками, достигая мощности 20—27 *м*.

В основании пласта $Д^{б}_{III}$ Г. Л. Миропольской (1957 г.) обнаружены в ряде мест разнозернистые песчаники, гравийный и галечный материал, что дает возможность предполагать существование регионального перерыва в осадконакоплении и размыва перед отложением этого пласта.

Сопоставление разрезов показывает, однако, что есть основание допускать возможность локальных размывов лишь на северных площадях (находки здесь гравийно-галечного материала в основании пласта, его состав преимущественно песчаниковый), но нет никаких пока данных говорить о южных площадях.

Каждый из пластов продуктивного горизонта $Д_{III}$ содержит иногда 1—3 прослоя глинистых пород, из которых прослои в средней части являются наиболее постоянными. В горизонте $Д_{III}$ известны промышленные залежи нефти.

Продуктивный горизонт $Д_{III}$ всюду перекрыт пачкой глинистых пород с пластом известняков и доломитов (репер „средний известняк“) в нижней части. В основании пачки залегают зеленовато-серые аргиллиты мощностью 1—3 *м*, выше — известняки и доломиты мощностью 1—4 *м*, и заканчивается разрез пачки зеленовато-серыми и бурыми аргиллитами мощностью 0—15 *м* с прослоями алевролитов и сидерит-шамозитовых образований. Характерными особенностями пачки являются регионально выдержанный пласт карбонатных

пород и прослои темно-серых, почти черных, аргиллитов до маникового облика.

На неровной поверхности карбонатно-аргиллитовой пачки залегает пачка пород, представляющая собой мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты с тонкими прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов (продуктивный горизонт $Д_{II}$). Мощность этой пачки резко изменяется и нередко на коротких расстояниях. В одних местах она полностью выклинивается, в других — непосредственно ложится на пласт известняков и доломитов карбонатно-аргиллитовой пачки (Аргуновская, Миннибаевская и другие площади), достигая мощности 25—30 *м*. Причины такого изменения мощности пачки объясняются по-разному: одни исследователи видят их в фациальном замещении песчаников глинистыми породами [89], другие — в существовании регионального размыва перед отложением пачки [139].

Однообразный состав кварцевых песчаников горизонта $Д_{II}$, местами непосредственно налегающих либо на карбонатные, либо на глинистые породы, резкое изменение мощности его и своеобразный характер строения склоняют к признанию фациальных замещений песчаников глинистыми породами в одних местах и глубоких локальных промывов в карбонатно-аргиллитовой пачке — в других.

Горизонт $Д_{II}$ содержит, как уже отмечалось, прослои глинистых пород, разделяющих его на две-четыре (редко более) части, причем преимущественным является двупластовое строение. Однако нередко горизонт полностью представлен однородной пачкой кварцевых песчаников. В таких случаях с ним связаны местами промышленные залежи нефти.

Разрез живетского яруса венчается на востоке Татарии пачкой алевритово-глинистых пород с прослоем известняков, доломитов и мергелей в средней части (репер „черный известняк"). В нижней части этой карбонатно-аргиллитовой пачки развиты аргиллиты, а в верхней — существенное значение имеют прослои алевролитов. Карбонатные же породы встречаются не повсеместно. Они известны лишь на Бавлинской, Крым-Сарайской и Н. Мусабайской площадях. Н. И. Чернов (1956 г.) указывает на находки „черного известняка" также в южной части Ромашкинского месторождения.

Мощность карбонатно-аргиллитовой пачки изменяется от 0 до 20 *м*. Местами она выклинивается благодаря размыву в предпашийское время.

Таким образом, в наиболее полных разрезах живетского яруса мы выделяем пять пачек алеврито-песчаных пород (продуктивных пластов) и столько же пачек разделяющих и покрывающих их алеврито-глинистых и карбонатно-глинистых пород. Все это свидетельствует о четко выраженной ритмичности в осадконакоплении живетского периода.

Франский ярус ($Д_3^1$). Из пород франского яруса в состав терригенной формации входят два нижних стратиграфических горизонта: пашийский и кыновский (в соответствии с унифицированной схемой 1960 г.).

Пашийский горизонт, по-видимому, залегает на размытой поверхности верхнеживетских осадков. Местами этот размыв полностью уничтожил верхнюю карбонатно-аргиллитовую пачку живетского яруса так, что подстилающий ее продуктивный горизонт $Д_{II}$ непосредственно сменяют базальные песчаники пашийских слоев. Соотношение горизонта с вышележащими отложениями различно. На юго-востоке республики (Бавлинское и Ромашкинское месторождения) пашийская свита согласно и без признаков размыва перекрыта нижнекыновскими слоями, а в более северных и северо-западных разрезах — с размывом верхнекыновскими слоями, причем размыв среднекыновского времени (под продуктивным горизонтом $Д_0$) уничтожил местами не только нижнекыновские осадки, но и верхнюю часть пашийских слоев.

Пашийский стратиграфический горизонт имеет четко выраженное ритмичное строение. Он сложен, в основном, аргиллитами и глинистыми алевролитами, в которых на определенных уровнях от его кровли размещены прослои, плоские линзы и неправильной формы тела кварцевых мелкозернистых песчаников и песчаных алевролитов. Эти тела алевритопесчаных пород на определенном уровне в одних местах обособлены друг от друга, в других — соединяются в поля разнообразных очертаний и размеров. В большинстве случаев такие поля имеют вид полос, ориентированных в северо-восточном или близком к широтному направлениях.

Условия возникновения глинистых разделов между полями развития песчаников и песчаных алевролитов до сих пор еще окончательно не выяснены. Одни исследователи считают их результатом фациального замещения, другие — останцем от вреза потоков, течений, в которых происходило формирование песчаных осадков. Изучение разрезов и их сопоставление показывают, что оба эти явления имеют место и не исключают друг друга. В пользу первого из них (фациального замещения) свидетельствует постепенная смена местами песчаных и алевритовых пород глинистыми путем взаимного расклинивания и замещения; в пользу второго (вмывов) — находки гравийно-галечного материала в вмещающих породах на границе песчаников и аргиллитов, резкая смена на коротких расстояниях (25—50 *м*) мощных пластов песчаников аргиллитами.

В наиболее полных разрезах пашийского стратиграфического горизонта имеется пять уровней развития песчаников и песчаных алевролитов. В промысловой практике эти уровни

называются продуктивными пластами (зонами) и обозначаются буквами русского алфавита от *а* (верхний пласт) до *д* (нижний пласт). Совокупность этих пластов составляет в Татарии продуктивный горизонт $Д_I$, с которым связаны здесь наиболее крупные залежи нефти. Типовой разрез пашийской свиты в Татарии приведен на рис. 12, *А*.

Продуктивные пласты резко изменяются в мощности. Местами они выклиниваются или расклиниваются плотными глинистыми породами. Характерно, что зоны в редких случаях обнаруживаются вместе; даже в наиболее полных разрезах скважин встречаются один или два-три пласта-коллектора. Уровни, соответствующие в типовом разрезе другим пластам, занимают здесь пачки плотных глинистых пород (обычно глинистых алевролитов). Своеобразный „антагонизм" наблюдается часто у двух-трех верхних пластов (*а*, *б*, *в*) по отношению к двум нижним (*г*, *д*). Это связано, очевидно, со смещением зон отложения песчаного материала в период осадконакопления в прогибы дна водоема, образовавшиеся за счет интенсивного уплотнения накопленного здесь ранее глинистого материала. Кроме того, каждый из пластов, в свою очередь, часто разделен прослоем глинистых пород на две части — пропластки (нижний — *н* и верхний — *в*), которые также не всегда представлены в одном разрезе породами-коллекторами. Существует, таким образом, пять видов продуктивных пластов в разрезе: пласт — однородный коллектор; пласт, разделенный на две приблизительно равные по мощности части (пропластки); породы-коллекторы представляющие только верхний пропласток; породы-коллекторы представляющие только нижний пропласток; вместо пласта имеются плотные глинистые породы (рис. 12, *В*) либо они отсутствуют.

Пачки глинистых пород, разделяющие продуктивные пласты в разрезе, также не остаются неизменными. Из-за фациальных замещений в одних местах и размывов — в других они меняют мощность, нередко выклиниваются, в связи с чем смежные продуктивные пласты соединяются друг с другом. Такие локальные литологические взаимосвязи („окна") обычно проявляются у двух-трех верхних (*а*, *б*, *в*) и двух нижних (*г*, *д*) пластов. В общем горизонт $Д_I$ представляет собой единую гидродинамическую систему.

Описанное строение пашийской свиты свойственно, в основном, Ромашкинскому месторождению. На других площадях в ее строении имеется ряд особенностей. Так, на Бавлинском месторождении пласт $Д_1^а$ почти всюду замещен пачкой глинистых алевролитов, среди которых лишь местами встречаются тонкие линзы алевролитов и алевритовых песчаников. Пласты $Д_1^д$ и $Д_1^г$ здесь отсутствуют и

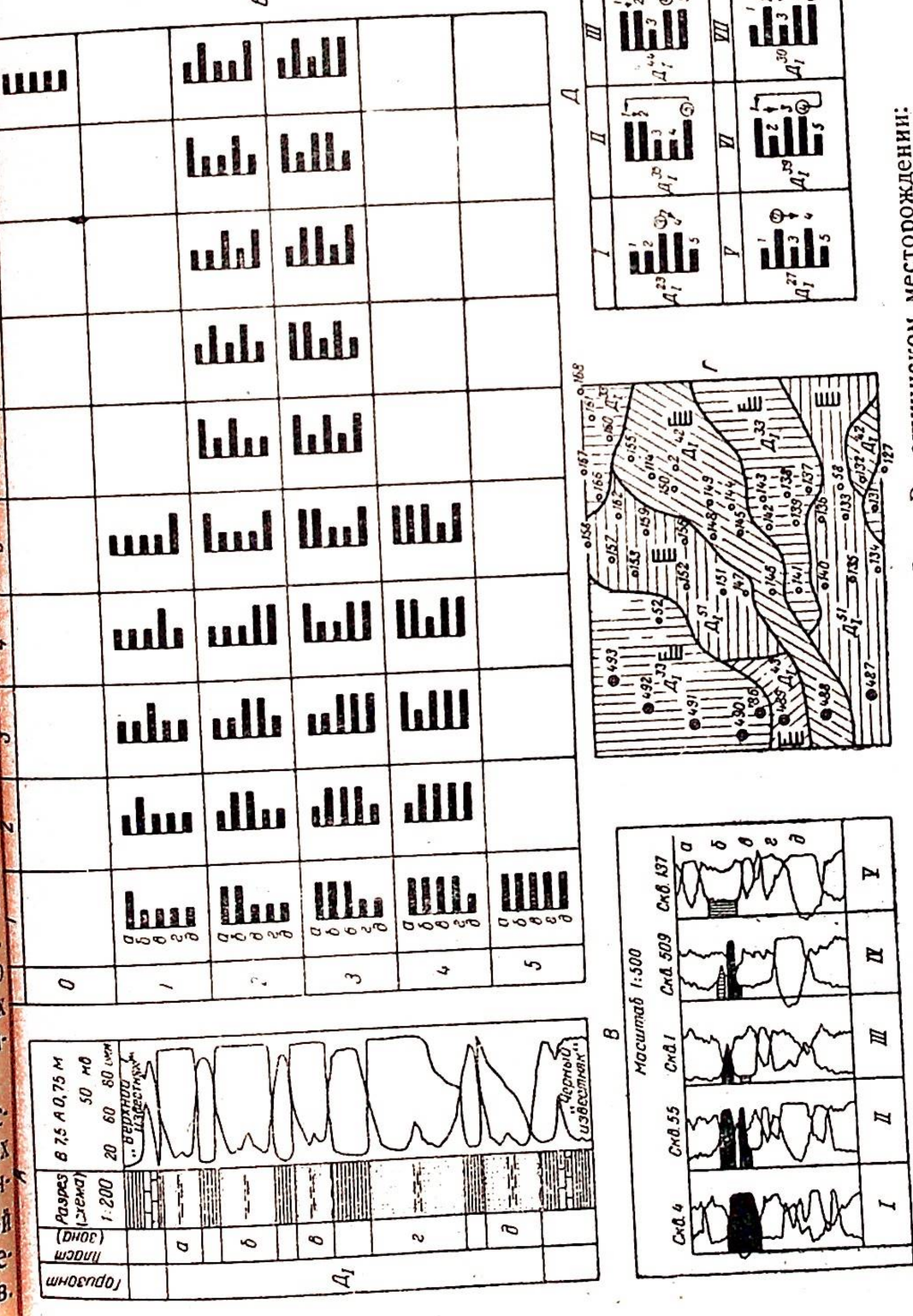


Рис. 12. Схема строения горизонта $Д_I$ на Ромашкинском месторождении:

А — литологическая колонка с каротажной характеристикой; *Б* — типы строения горизонта $Д_I$ (длинные колонки — пласты представлены породами-коллекторами, короткие — пласты либо отсутствуют, либо замещены глинистыми непроницаемыми породами); *В* — виды строения продуктивных пластов (на примере пласта *б*); *Г* — карта-схема изменения строения продуктивного горизонта $Д_I$ на одном из участков Ромашкинского месторождения; *Д* — иллюстрация к методике определения строения горизонта $Д_I$ по шифру

гались. Они встречены лишь южнее бавлинской брахиантиклинальной складки (скв. 45 и др.).

К северу и северо-западу от Ромашкинского месторождения четко выклинивается из разреза пласт $Д_1^д$, покрывающая его пачка глинистых пород и частично пласт $Д_1^г$. Кроме того, размыв середины кыновского времени уничтожил здесь местами нижнекыновские осадки, пласт $Д_1^а$, подстилавшую его пачку аргиллитов и частично пласт $Д_1^б$. У Бондюги, например, пашийский пласт $Д_1^б$ непосредственно перекрыт пластом разнозернистых нефтеносных кварцевых песчаников верхнекыновского возраста (продуктивный горизонт $Д_0$).

Наблюдения за характером размещения пород-коллекторов, изменением разрезов и состава пород показывают, что в пашийское время перед отложением продуктивного пласта $Д_1^в$ в Татарии был, по-видимому, кратковременный, но с широким региональным развитием перерыв в осадконакоплении с размывом ранее сформированных образований. Это мнение подтверждается: гравийно-галечными скоплениями в основании пласта $Д_1^в$ материала подстилающих пород; резкими изменениями мощности аргиллитовой пачки, подстилающей пласт $Д_1^в$, в отличие от мощности самого пласта, нивелирующего ее эрозионный рельеф; преимущественно пластовым характером залегания коллекторов в нижнепашийских отложениях, линзовидным и полосовидным — в верхнепашийских, свидетельствующими о смене условий песчаного осадконакопления в середине пашийского времени; отсутствием нижнепашийских осадков на Бавлинском и своеобразным „антагонизмом" в развитии коллекторов в нижне- и верхнепашийских слоях на Ромашкинском месторождениях.

Таким образом, пашийский стратиграфический горизонт в Татарии имеет весьма сложное строение. Сложными поэтому были пути миграции нефти, сложным оказалось и строение нефтяных залежей, имеющих обычно структурный многопластовый характер. Нередки случаи литологически экранированных и стратиграфических залежей, не исключено наличие залежей нефти в водоносных зонах пластов и залежей пластовых вод в нефтеносных частях разрезов.

При разработке нефтяных месторождений с применением законтурного и внутриконтурного заводнения скважины должны располагаться со строгим учетом местных особенностей строения продуктивного горизонта. Очевидно, что взаимодействие смежных нагнетательных и эксплуатационных скважин будет, при прочих равных условиях, совершенным лишь на участках с одинаковым строением пашийской свиты.

Рациональная разработка месторождений требует гибкой системы заводнения. Надо

воды, если она поступает, например, в нижние пласты ($г$, $д$), а нефть отбирается смежными скважинами из верхних пластов, и наоборот. В случаях недостаточности или отсутствия эффекта от закачки воды через пробуренные ранее скважины нужно своевременно провести дополнительные мероприятия на участках.

Следовательно, необходимо тщательно изучать типы разрезов, закономерности их распространения на месторождениях, их классификацию и картирование, что позволит не только полнее использовать запасы нефти в недрах, улучшить систему и снизить стоимость разработки, но и глубже познать условия формирования продуктивной толщи и нефтяных залежей в ней.

Все разрезы продуктивного горизонта $Д_1$, вскрытые на территории Татарии многими сотнями скважин, мы разделили на шесть типов. В каждом из типов выделили от 1 до 10 групп. Схема классификации разрезов приведена на рис. 12, *Б*.

На рисунке видно, что типы отличаются друг от друга числом уровней, на которых развиты породы-коллекторы (числом продуктивных пластов), группы — положением этих уровней-пластов в разрезе и их сочетанием. Так, в разрезах первого типа имеется лишь один пласт-коллектор, причем в одних разрезах — это пласт $Д_1^а$ (первая группа), в других — пласт $Д_1^б$ (вторая группа) и т. д. Во втором типе разрезов имеется два пласта-коллектора, в третьем — три пласта и т. д., положение которых определяется порядком группы. Всего выделено, таким образом, 32 группы разрезов.

Для удобства сопоставления разрезов и их картирования можно, пользуясь приведенной схемой, записывать строение продуктивного горизонта, вскрытое каждой скважиной, двухзначным числом, помещаемым вверху справа от индекса горизонта. Например: $Д_1^{11}$, $Д_1^{22}$, $Д_1^{51}$, $Д_1^{0}$ и т. д. Первая цифра такого числа — тип разреза, вторая — группа этого типа.

В нашем первом разрезе имеется только пласт $Д_1^а$, во втором — два пласта: $Д_1^а$ и $Д_1^б$, в третьем — все пять пластов, в четвертом — коллекторы отсутствуют и т. д.

По индексу легко определить строение горизонта $Д_1$, и не пользуясь данной схемой. Для этого нужно записать пласты и соответствующие им номера следующим образом:

а,	*б*,	*в*,	*г*,	*д*,	*а*,	*б*,	*в*,	*г*,	*д*
1,	2,	3,	4,	5,	6,	7,	8,	9,	10

Тогда первая цифра у индекса покажет число пластов в разрезе, а вторая — номер пласта, с которого нужно начать их счет слева направо подряд (если вторая цифра индекса 1—5) или через один (если эта цифра 6 и более). Например,

разрез с индексом $Д_1^{23}$ содержит два пласта подряд, начина
с третьего (*в*, *г*); с индексом $Д_1^{27}$ — два пласта через оди
начиная с седьмого (*б*, *г*); с индексом $Д_1^{30}$ — три пласта чере
один, начиная с десятого (*д*, *б*, *г*), и т. д. Для определени
индекса разреза решается обратная задача (рис. 12, *Д*).

При построении карт разрезов места с одинаковыми инде
сами объединяются в поля по общепринятой методике, т. е
закрываются условными знаками (штриховкой или раскрас
кой). Сюда же наносятся зоны взаимосвязи пластов. Карт
разрезов при необходимости могут быть совмещены с картам
изопахит, изобар, структурными и коллекторскими картам
картами изменения мощности нефтенасыщенной части гор
зонта и т. п.

На рис. 12, *Г* приведена карта разрезов горизонта $Д_1$ п
одному из участков Ромашкинского месторождения.

На карте видно, что выделенный участок характеризуетс
четырьмя группами разрезов продуктивного горизонта, пол
развития которых имеют вид полос, ориентированных в се
веро-восточном или близком к широтному направлениях.

На участке размещены нагнетательные (двойные кружки
и эксплуатационные скважины. Нагнетательные скважины
основном способны принять воду только в нижние пласты
а из большинства эксплуатационных скважин нефть добы
вается также и из верхних пластов. Поэтому нельзя ожидать
положительного эффекта от закачки воды в пластах, напри
мер *а* и *б*, для всей северной части участка, так как не
может быть равномерного перемещения по нему контура
нефтеносности и максимального использования запасов нефти.
В этом случае необходимы дополнительные мероприятия.

Таким образом, подобные карты в удобной для толкова
ния форме содержат основные данные о геологической об
становке на участке или месторождении, необходимые для
управления процессом разработки, рационального размеще
ния скважин, прогноза изменения строения продуктивного
горизонта и т. д.; кроме того, они пригодны для изучения
закономерностей размещения осадков и при палеогеографи
ческих и палеотектонических реконструкциях.

Кыновский стратиграфический горизонт на востоке Тата
рии четко делится на четыре пачки пород (снизу вверх):
нижняя карбонатно-аргиллитовая, алевролито-песчаниковая
(пласт $Д_0^б$), верхняя карбонатно-аргиллитовая, алевролитовая
(пласт $Д_0^а$).

Пачки алевролитово-песчаниковых пород мы объединяем в
продуктивный горизонт $Д_0$. К нему приурочены промышлен
ные залежи нефти.

Нижняя карбонатно-аргиллитовая пачка на Бавлинском и
Ромашкинском месторождениях

доломитизированными известняками и доломитами — снизу,
мощностью до 4 *м* (репер „верхний известняк“) и зеленовато-
серыми сланцеватыми аргиллитами с тонкими прослоями
алевролитов и глинистых песчаников — сверху.

В северо-западной части Ромашкинского месторождения
и на площадях, расположенных к северу от него, нижняя
карбонатная часть пачки замещается мергелями, аргиллитами
и алевролитами, а верхняя — обогащается песчано-алеврито-
вым материалом, который не только составляет здесь суще-
ственную примесь в аргиллитах, но и образует с ними тон-
кое (до нескольких миллиметров) переслаивание в виде не-
правильных и прерывистых слойков (см. слойчатые текстуры
пород).

Алевролито-песчаниковая пачка (продуктивный пласт $Д_0^б$)
на Бавлинском месторождении, а также на восточных, юж-
ных и центральных площадях Ромашкинского месторождения
представлена в основном глинистыми алевролитами и алев-
ролитами с прерывистым прослоем аргиллитов в средней
части. Она залегает здесь на нижней карбонатно-аргиллито-
вой пачке без видимых признаков размыва и несогласия.

В северо-западной части Ромашкинского месторождения
и на площадях, расположенных к северу от него, алевролито-
песчаниковая пачка сложена преимущественно алевролитами
и песчаниками, местами с примесью гравийно-галечного ма-
териала в нижней части (Бондюжская площадь). Она зале-
гает здесь на размытой поверхности подстилающей ее аргил-
литовой пачки. Амплитуда размыва возрастает к северу от
Ромашкинского месторождения так, что пласт $Д_0^б$, выполняя
неровности в эрозионном рельефе, ложится на все более
древние слои кыновских, а затем и пашийских отложений.
У Бондюги, например, этот пласт залегает уже на пласте $Д_1^б$.

Верхняя карбонатно-аргиллитовая пачка представляет со-
бой зеленовато-серые, серовато-зеленые и шоколадно-коричне-
вые сланцеватые аргиллиты с прослоями известняков, доло-
митов и редкие линзы алевролитов. Прослои карбонатных
пород чаще всего встречаются на двух уровнях: в основании
и в кровле пачки.

Алевролитовая пачка-пласт $Д_0^а$, — венчающая разрез тер-
ригенного девона на востоке Татарии, состоит из глинистых
алевролитов и алевролитов, которые местами замещают
глинистые песчаники и песчаники.

Эта пачка не всегда четко выделяется в разрезе, местами
она отсутствует (вследствие предсаргаевского размыва), а
прослои глинистых пород в средней части нередко делят ее
на две приблизительно равные по мощности части. Харак-
терно, что эту пачку составляют иногда породы-коллекторы,

в которых известны нефтепроявления (дер. Сулеево) и залежи нефти (дер. Нурлат). Мощность пачки изменяется от 0 до 6 *м*.

Итак, терригенная формация на востоке Татарии представляет собой ритмичное чередования пачек песчано-алевритовых и карбонатно-глинистых пород (рис. 13). Выделяются ритмы трех порядков. Ритмы первого порядка начинаются гравийно-песчаными пачками и заканчиваются пачками карбонатно-глинистых пород. Между ними устанавливаются перерывы в осадконакоплении с размывом подстилающих пород. Ритмы второго порядка начинаются песчаными, гравийно-

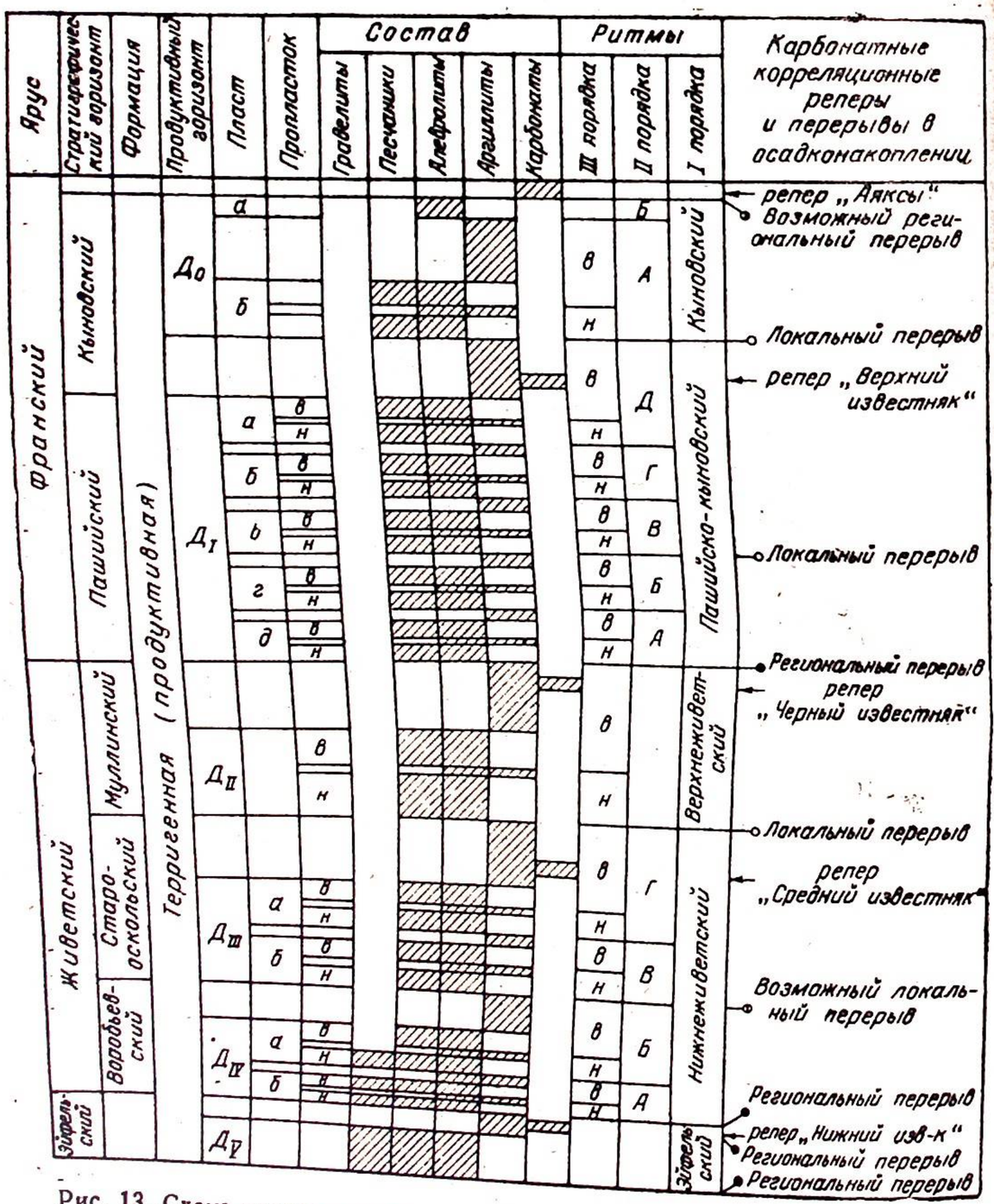


Рис. 13. Схема строения терригенной формации девона на востоке Татарии

песчаными породами и заканчиваются пачками аргиллитов без карбонатных пород. Эти ритмы как бы вложены в ритмы первого порядка и подчинены им. Ритмы третьего порядка начинаются песчано-алевритовыми породами и заканчиваются алеврито-глинистыми. Они, в свою очередь, как бы вложены в ритмы второго порядка и характеризуют наиболее мелкие пульсации в смене условий осадкообразования.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ

Основную роль в составе терригенной формации играют аргиллиты, алевролиты и песчаники. Им сопутствуют гравелиты, известняки, доломиты, мергели, глинистые сланцы и шамозитовые породы. Однако все эти сопутствующие образования составляют не более 5% мощности формации. Из них наиболее распространены известняки и доломиты, образующие регионально-выдержанные прослои на различных уровнях формации, которые имеют важное корреляционное значение. Доля участия основных составляющих в разрезах формации различна. Это подтверждают данные анализа разрезов более 1000 скважин, приведенные в табл. 4.

Таблица 4

Стратиграфические горизонты	Содержание в разрезах пород в % к мощности формации								
	песчаников и гравелитов			алевролитов			аргиллитов		
	минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее	минимальное	максимальное	среднее
Кыновский . .	0	25	6	15	65	25	35	100	69
Пашийский . .	0	70	30	5	60	35	30	70	35
Муллинский . .	0	100	30	0	50	35	0	70	35
Старооскольский . . .	0	65	27	12	50	38	20	75	40
Воробьевский	3	60	35	10	40	30	15	65	35
Эйфельский ярус	5	90	50	7	34	25	10	60	25
Среднее для формации .	0	45	25	5	60	30	35	75	42

Мы видим, что в большинстве разрезов формации преобладают аргиллиты и менее развиты песчаники. Алевролиты занимают промежуточное положение. В соотношениях пород наблюдается определенная закономерность. Так, в эйфель-

ском ярусе преобладающее значение имеют песчаники и гравелиты, в воробьевском и вышележащих горизонтах роль этих пород заметно убывает, а аргиллитов, наоборот, возрастает. В осадках муллинского и пашийского горизонтов значение ведущих типов пород примерно одинаково.

Коллекторами нефти являются безглинистые или слабо глинистые песчаники и алевролиты. Аргиллиты и глинистые разности терригенных пород лишены коллекторских возможностей. Они образуют непроницаемые разрезы между продуктивными пластами и перекрывают нефтяные залежи. Остановимся на некоторых литологических особенностях ведущих типов пород формации.

Состав пород*

В данном разделе рассматриваются основные моменты, касающиеся главным образом пород-коллекторов, слагающих продуктивные горизонты, и в той мере, в какой это необходимо для их последующей петрофизической характеристики.

Песчаники — породы средней степени цементации местами слабо сцементированные, местами весьма плотные кварцитовидные, сливные. Между степенью цементации, величиной зерен и степенью их сортировки существует взаимозависимость: чем крупнее терригенный материал и ниже степень его сортировки, тем рыхлее сложение породы.

Песчаники, свободные от примесей и выделений, имеют светло-серую (почти белую) окраску; с примесью глинистого вещества и фитогенного детрита — серую, темно-серую, зеленовато- или буровато-серую; с выделениями минералов железа (пирит, сидерит, шамуазит) — буровато-серую; нефтенасыщенные песчаники — бурую.

Обломочный материал песчаников в основном представлен зернами кварца с незначительной примесью зерен кварцитов, кремния, опала, полевых шпатов (преимущественно ортоклаза), выветрелых и „тяжелых" минералов (рудные, циркон, рутил, анатаз, турмалин, эпидотцоизит, титанит и др.).

Содержание кварца в песчаниках (по данным Г. Л. Миропольской и В. Н. Логиновой) составляет 80—100% (в среднем 97—98%) веса песчано-алевритовых фракций, и только в эйфельском ярусе и кыновском горизонте оно понижается иногда соответственно до 30 и 78%. Полевые шпаты составляют не более 2—5% (в среднем 0,5%) веса песчано-алевритовых фракций, а в породах эйфельского яруса и кыновского горизонта их доля может возрастать иногда соответственно до 19 и 38%. Выветрелые и не распознанные минералы в песчано-алевритовых фракциях песчаников измеряются от единичных зерен до 18% (в среднем 1—3%) по весу, и только в песчаниках эйфельского яруса они составляют иногда 70%. Кремень и опал обычно встречаются в виде единичных зерен и не более 1% по весу. Содержание группы „тяжелых" минералов (до 30 видов) в песчано-алевритовых фракциях обычно составляет 0,1—0,3% и не превышает 4%.

Кстати сказать, постоянных терригенно-минералогических комплексов, характерных для пород того или иного возраста, пока не установлено. Исключение в этом отношении составляет группа пироксенов, из которых только в $Д_V$ встречен диопсид, в $Д_{IV}$ и $Д_{III}$ — эгирин и в $Д_{II}$ — энстатит. В пашийских и кыновских отложениях пироксены не были встречены. Незначительным распространением пользуются глауконит ($Д_I$), хлорит ($Д_{IV}$, $Д_{III}$ и $Д_{II}$) и актинолит ($Д_V$ и $Д_{IV}$).

Все эти минералы, редко встречающиеся в породах, не могут играть существенной роли при корреляции разрезов.

Кроме породообразующих минералов Л. М. Миропольским и Г. Л. Миропольской установлена группа вторичных минералов: кварц, сидерит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и борнит. К. Р. Чепиков, Е. П. Ермолова и Н. А. Орлова [159] выделяют также кальцит, доломит и ангидрит. Все эти минералы содержатся в качестве вторичных выделений в порах и трещинах. На некоторых участках породы один или несколько из этих минералов (чаще всего сидерит и пирит) играют роль цемента, частично или полностью заполняя поры или образуя основу пойкилитовых структур.

Цементом в песчаниках служит, в основном, глинистый материал и битум. Встречаются песчаники с карбонатным цементом (кальцит, доломит, сидерит) и без цемента; постоянной примесью в них является растительный детрит.

Глинистый материал песчаников представляет собой (под микроскопом) серое изотропное вещество, нередко раскристаллизованное, и чешуйчатый агрегат. Раскристаллизация геля происходит прежде всего вокруг крупных зерен облочного материала, где цемент обычно представляет собой изогнутые чешуйки глинистых минералов, окаймляющие зерна. Глинистая масса пропитана местами бурыми гидроокислами железа и битума. В ней почти всегда содержатся выделения сидерита либо в виде изометричных зерен менее 0,01 *мм* в диаметре, либо в виде агрегатных скоплений. Роль сидерита возрастает снизу вверх разреза формаций.

Основное место в составе глинистых минералов занимают в $Д_V$ — каолинит, в вышележащих горизонтах — гидрослюды [52], [53], [89], [90].

---

* Состав пород терригенной формации подробно описан в т. II настоящей монографии.

Алевролиты в качестве коллекторов имеют подчиненное значение. В продуктивных пластах они либо фациально замещают песчаники, либо образуют в них прослои и линзы различных размеров.

Алевролиты — породы в большинстве случаев средне- и прочно сцементированные. Окраска их, как и у песчаников, зависит от содержания глинистого вещества, битума, гидроокислов железа и сидерита и изменяется от светло-серой до темно-серой, коричневато-серой, зеленовато-серой и бурой.

Обломочный материал в алевролитах составляет 40—98% породы. Представлен он, по данным Г. Л. Миропольской и В. Н. Логиновой (1957, 1961 гг.), в основном кварцем с примесью кремня, халцедона и опала, полевых шпатов, выветрелых, нераспознанных и тяжелых минералов.

Содержание кварца в зернах песчано-алевритовой размерности изменяется главным образом от 70 до 99% (в среднем 92—95%) по весу, и лишь в глинистых разностях оно снижается иногда до 25—35%. Наиболее низким содержанием кварца характеризуются алевролиты муллинского, наиболее высоким — кыновского горизонтов. Наличие кремня, халцедона и опала не превышает 5% и обычно составляет менее 1% веса песчано-алевритовых фракций. Лишь в горизонте $Д_{II}$ содержание их (в основном кремня) достигает иногда 40%. Полевые шпаты не превышают, как правило, 4—7% (в среднем 1—2%) и только в горизонте $Д_V$ достигают иногда 24%. Выветрелые минералы в большинстве случаев составляют 4—6%, однако могут представлять иногда существенную часть песчано-алевритовых фракций (60—70% по весу). Что касается многочисленной группы „тяжелых" минералов, то их содержание обычно составляет 0,2—0,3% и выходит за пределы 2%. В основном это те же минералы, что и в песчаниках, и среди них также не удается пока выделить определенных терригенно-минералогических комплексов, пригодных для целей корреляции разрезов.

Кроме породообразующих минералов, в порах и трещинках алевритов содержатся те же вторичные минералы, что и у песчаников (Л. М. Миропольский, Г. Л. Миропольская, К. Р. Чепиков, Е. П. Ермолова, Н. А. Орлова и др.).

Цемент в алевролитах, так же как и в песчаниках, главным образом — глинистое вещество и битум. Встречаются разности и участки с карбонатным цементом и редко — без цемента. Состав и характер раскристаллизации глинистого вещества у алевролитов близки к таковым у песчаников.

Аргиллиты. Внешний облик, текстурные и структурные особенности определяются, в основном, следующими факторами: количеством, размерностью и характером распределения обломочного материала; степенью раскристаллизации коллоидного вещества и структурой новообразования; содержанием карбонатов (главным образом сидерита) и формами их выделения; примесью органического вещества, характером и степенью его преобразования.

В зависимости от того, какой из перечисленных факторов является ведущим в характеристике породы, выделяются следующие разности аргиллитов: 1) обломочные — преобладает тонкодисперсный (менее 0,01 *мм* в диаметре) терригенный материал; 2) гелевые — с преобладанием нераскристаллизованного материала; 3) чешуйчатые — основная масса раскристаллизована в чешуйчатый агрегат глинистых минералов; 4) известковистые — существенное значение в составе имеет известковистый материал; 5) сидеритовые — повышенное содержание сидерита в виде изометричных зерен, ромбоэдров, сферических стяжений, радиально-лучистых агрегатов и сферолитов; 6) углистые — существенное значение в составе имеют гумифицированные растительные остатки и сгустки бурого органического вещества.

Основными из глинистых минералов являются: в составе аргиллитов $Д_V$ — каолинит, в вышележащих отложениях — гидрослюды.

Таким образом, породы-коллекторы в терригенной толще девона на востоке Татарии имеют кварцевый состав (примесь других минералов не существенна).

Текстуры пород

Под текстурой осадочной породы следует понимать характер ее сложения, обусловленный ориентировкой составных частей в пространстве, причем за составные ее части необходимо принимать всякие естественные минеральные или органические образования в породе независимо от того, будут ли они ведущими (породообразующими) или акцессорными, простыми или агрегатными, синхронными или асинхронными осадку.

Вопросы текстур осадочных пород рассматриваются в работах Ю. А. Жемчужникова, Н. М. Страхова, Н. Б. Васоевича, Л. Н. Ботвинкиной, М. С. Швецова, Л. В. Пустовалова и др. Текстурам же пород терригенной формации девона Татарии и Башкирии посвящена работа [117], в которой переоценена роль червей и илоядных в текстурообразовании, а также факторы смятия и оползания осадка и не отмечено текстурообразующее значение остатков водорослей, их колоний и биогерм.

Общепринятой классификации текстур, учитывающей морфологические и генетические признаки, пока еще не разработано. Это объясняется, по-видимому, многообразием таких

признаков, одинаковым морфологическим эффектом различных по происхождению факторов текстурообразования.

В основу классификации текстур терригенной толщи девона целесообразно положить признаки стратификации [17] и степень ее выражения. В соответствии с этим все изученные текстуры следует разделить на две группы: нестратификационные (неслоистые) и стратификационные (слоистые в широком смысле слова).

В группе нестратификационных текстур следует выделить типы: массивные и биогермные; в группе стратификационных — слоеватые, слойчатые и слоистые (рис. 14).

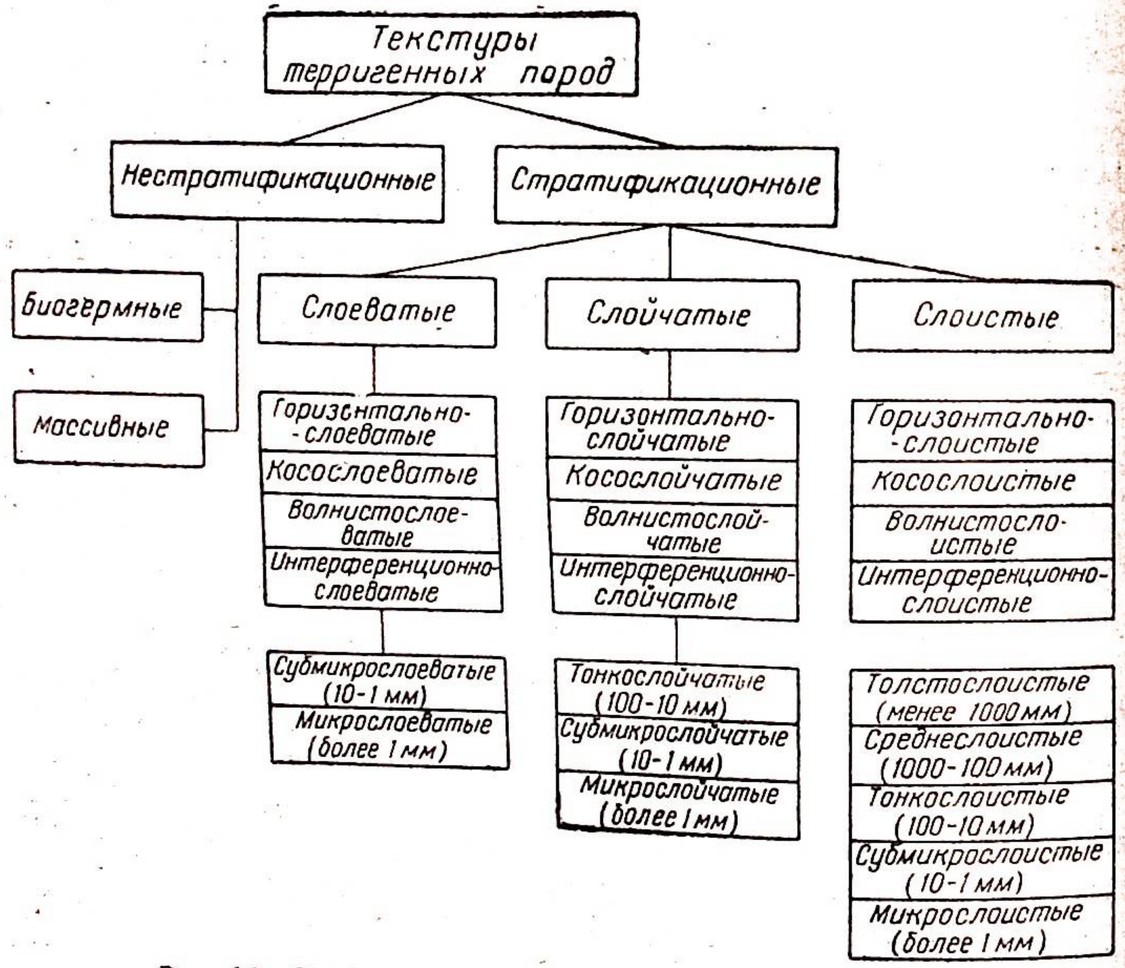


Рис. 14. Схема классификации текстур терригенных пород

Под массивной текстурой понимается такое сложение пород, когда составные части их расположены без видимой ориентировки в пространстве и стратификация отсутствует.

Текстуры биогермного типа установлены К. А. Богородской для некоторых разностей глинистых алевролитов и аргиллит-алевролитов, у которых взаиморасположение основных породообразующих компонентов подчинено строению растительных организмов (предполагаются водоросли), постепенно погребенных по мере их роста. Стратификация у таких пород также отсутствует.

Некоторые составные части пород со слоеватой текстурой, являясь как бы акцессорными, имеют уплощенную форму, размещены параллельно, но на разных уровнях и далеком расстоянии друг от друга. Слоеватость представляет собой зачаточную слоистость, „слоистость без слоев“ [17]. Четко выраженная стратификация основной массы пород отсутствует.

Слойчатость — более совершенное выражение стратификации — обусловлена чередованием слойков, которые обязаны своим обособлением „... пульсации седиментационных факторов, характеризующих ту или иную единичную фациальную зону“ [17].

Слоистость (наслоенность или, по Вассоевичу, истинная слоистость) — четко выраженная стратификация осадка — характеризуется чередованием слоев (наслоев) „... пластообразных пород, независимо от того, как они ведут себя за пределами данного разреза“ [17].

Основой дальнейшего расчленения стратификационных текстур Л. Н. Ботвинкина предлагает считать форму и размеры слоистости — „... объективные признаки, поддающиеся измерению и исследованию и в то же время функционально связанные с генезисом“ [13].

Таким образом, по форме слоистости в терригенных отложениях девона выделяются горизонтально-слоистые, косослоистые, волнистослоистые, интерференционно-слоистые текстуры.

По мощности слоев [12] имеются толстослоистые (более 1 *м*), среднеслоистые (от 100 до 10 *см*), тонкослоистые (от 10 до 1 *см*), субмикрослоистые (от 10 до 1 *мм*), микрослоистые (менее 1 *мм*) текстуры.

Общая схема классификации текстур терригенных отложений девона Татарии приведена на рис. 14.

Кроме классификационных структур целесообразно выделять текстурные признаки сложения пород, свойственные конкретным условиям, как например, слои, слойки и их серии, и причины, обусловившие стратификацию.

Для слоев, слойков и их серий характерен ряд признаков [13], [12], [17]:

1. Форма слоев, слойков, серий: плоская, линзовидная и другие формы (биогенная для слойков и т. д.).

2. Взаимоотношение слоев, слойков, серий: параллельное, субпараллельное, перекрестное (для серий — срезающее).

3. Соотношение по мощности слоев, слойков, серий: равномерное — отношение мощности наиболее толстого слоя (слойка, серии) к наиболее тонкому (менее 2:1); неравномерное — отношение мощности наиболее толстого слоя (слойка, серии) к наиболее тонкому (от 2:1 до 5:1); весьма неравномерное — отношение мощности наиболее толстого слоя к наиболее тонкому (более 5:1.)

У алевролитов массивные текстуры обусловлены теми же причинами, что и у песчаников. Интересный пример массивной текстуры некоторых разностей глинистых алевролитов встречен в разрезах скважин (горизонты $Д_I$ и $Д_{VI}$) у дер. Ромашкино, Миннибаево и др. В этих породах, связанных глинистым, глинисто-битумным или вторичным кварцевым цементом, беспорядочно размещены плотные биоморфные образования из зернистого кварца. Все составные части пород не имеют какой-либо ориентировки в пространстве (рис. 15, *4*).

Массивные текстуры аргиллитов вызваны незакономерным расположением чешуек глинистых минералов, алевролитового материала и разнообразных включений (пирит, обугленный растительный детрит, сидерит). Такие породы наблюдались в разрезах скважин (горизонт $Д_I$) на Ромашкинской площади (рис. 15, *5*). В разрезе площади горизонтов $Д_{IV}$ и $Д_V$ были встречены шамуазитовые аргиллиты, массивная текстура которых обусловлена незакономерным распределением ооидовидных стяжений шамозита. Другие составные части пород также не имеют какой-либо определенной ориентировки (рис. 15, *6*).

Биогермные текстуры пользуются наиболее узким вертикальным распространением. Они наблюдались только в глинистых алевролитах и аргиллит-алевролитах старооскольского и муллинского горизонтов, однако имеют широкое региональное распространение. Установлены две формы проявления биогермных текстур: одна имеет развитие лишь в отдельных участках пород и названа К. А. Богородской локальной, другая определяет текстуру всей породы и названа сплошной.

Локальная биогермная текстура имеет наиболее широкое региональное распространение: она наблюдалась почти во всех разрезах скважин, охарактеризованных керном.

Сплошная биогермная текстура предполагается лишь в единичных образцах скважин на Сулеево-Ташлиярской площади, но и это из-за слабой охарактеризованности разрезов каменным материалом не может быть достоверным.

Наиболее четко выраженные локальные биогермные текстуры были описаны по образцам ромашкинской скважины 83 (рис. 16, *1*) и сулеевской скважины 611 (рис. 16, *2*) из старооскольского и муллинского горизонтов.

На рис. 16, *1а* биогерм представлен серией из восьми слойков, расположенных друг над другом. В основании серии находится небольшой (до 13 *мм* по длинной оси), несколько сплюснутый желвак из алеврито-глинистого материала неясно концентрического строения. Выше него, и как бы огибая, лежат последующие слабо выпуклые слойки, длина которых постепенно увеличивается от 15 до 40 *мм*. Несколько вдав-

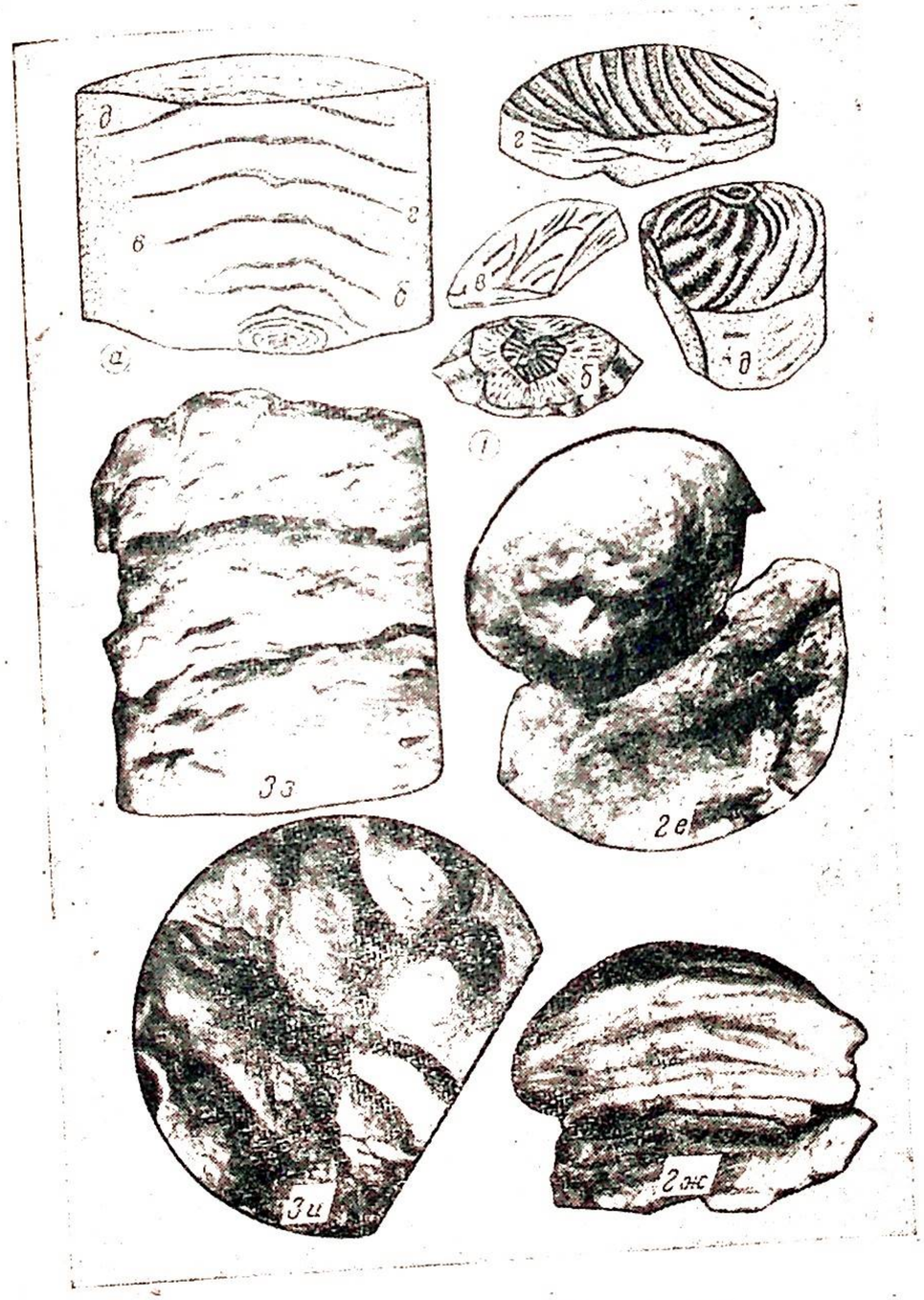


Рис. 16. Биогермные текстуры пород:

1 — алевролит локальный биогермной текстуры. Старооскольский горизонт. Скв. 83 (Ромашкино): *а* — вертикальный срез образца (натуральная величина); *б*, *в*, *г*, *д* — отпечатки-слепки, отвечающие слойкам вертикального среза. Увеличение 1,5 — 2× (схематизированные зарисовки по керну); *2* — желвакообразная текстурная форма, обуславливающая локальную биогермную текстуру. Алевролит-аргиллит горизонта $Д_{II}$. Скв. 611 (Сулеево): *е* — вид сверху. Увеличение 1,2×; *ж* — вид сбоку (вертикальный срез). Увеличение 1,4× (фото); *3* —алевролит-аргиллит из горизонта $Д_{II}$ Скв. 50 (Сулеево); *з* — вид сбоку. Увеличение 1,2×, *и* — вид сверху. Увеличение 1,7× (фото)

ленный центр таких слойков (рис. 16, *1д*) последовательно смещается относительно центра базального „желвака". Расстояние между слойками также увеличивается от 1 до 12 *мм*. Многие слойки на поверхности несут дугообразно изогнутую радиальную ребристость (рис. 16, *1в, г, д*). Третий снизу слоек (рис. 16, *1б*) имеет на поверхности радиально-лучистую и концентрическую ребристость, а нижележащий — только концентрическую.

На рис. 16, *2* биогерм представлен „желваком" типа Oncolites. „Желвак" слабо сплюснут; размер его около 45 *мм*. Верх „желвака" в разрезе окаймляет глинистая оболочка как бы радиального строения из одного, заметно вдавленного центра. Под оболочкой лежат белые слойки толщиной 2,5—3 *мм* из зернистого кварца, разделенные между собой пленками и промазками из глинистого материала толщиной 1—2 *мм*, которые соединяются с глинистой оболочкой.

Сплошная биогермная текстура описана Богородской по образцу глинисто-кварцевой породы муллинского горизонта с Сулеево-Ташлиярской площади (скв. 50). Эта порода целиком состоит из погребенной колонии водорослей типа Collema ilimica Masl. В. П. Маслов [106] относит ее к группе строматолитов. Каждый индивидуум такой колонии представляет „столбик" из наложенных друг на друга выпуклых слойков толщиной 1—2 *мм* и шириной до 10—15 *мм* — попеременно кварцевого и глинистого состава. Каждая пара слойков соответствует определенному этапу в развитии водорослей. „Столбики" тесно примыкают друг к другу, а на поверхности породы образуют овальные бугры (рис. 16, *3б*).

Очевидно, к образованию подобных текстур авторы [143] и относят воздействие червей и илоядных.

Стратификационные (слоистые) текстуры

Слоеватые текстуры. Породы со слоеватой текстурой имеют широкое распространение в терригенных отложениях девона. В этом или ином выражении они встречаются во всех частях разреза и на всей площади восточной части Татарии. Основным текстурным элементом являются слойки — сильно уплотненные образования из глинистого и песчаного материала, углистого детрита, стяжений гидроокислов железа, минеральных и биоморфных включений и т. п., не свойственных составу основной массы породы.

У песчаников такие слойки чаще всего сложены либо более крупнозернистым, либо более мелкозернистым обломочным материалом, чем основная масса породы; нередко они состоят из глинистого материала.

Так, в одном из образцов мелкозернистого песчаника горизонта $Д_{IV}$ Ромашкинской площади (рис. 17, *3*) слойки

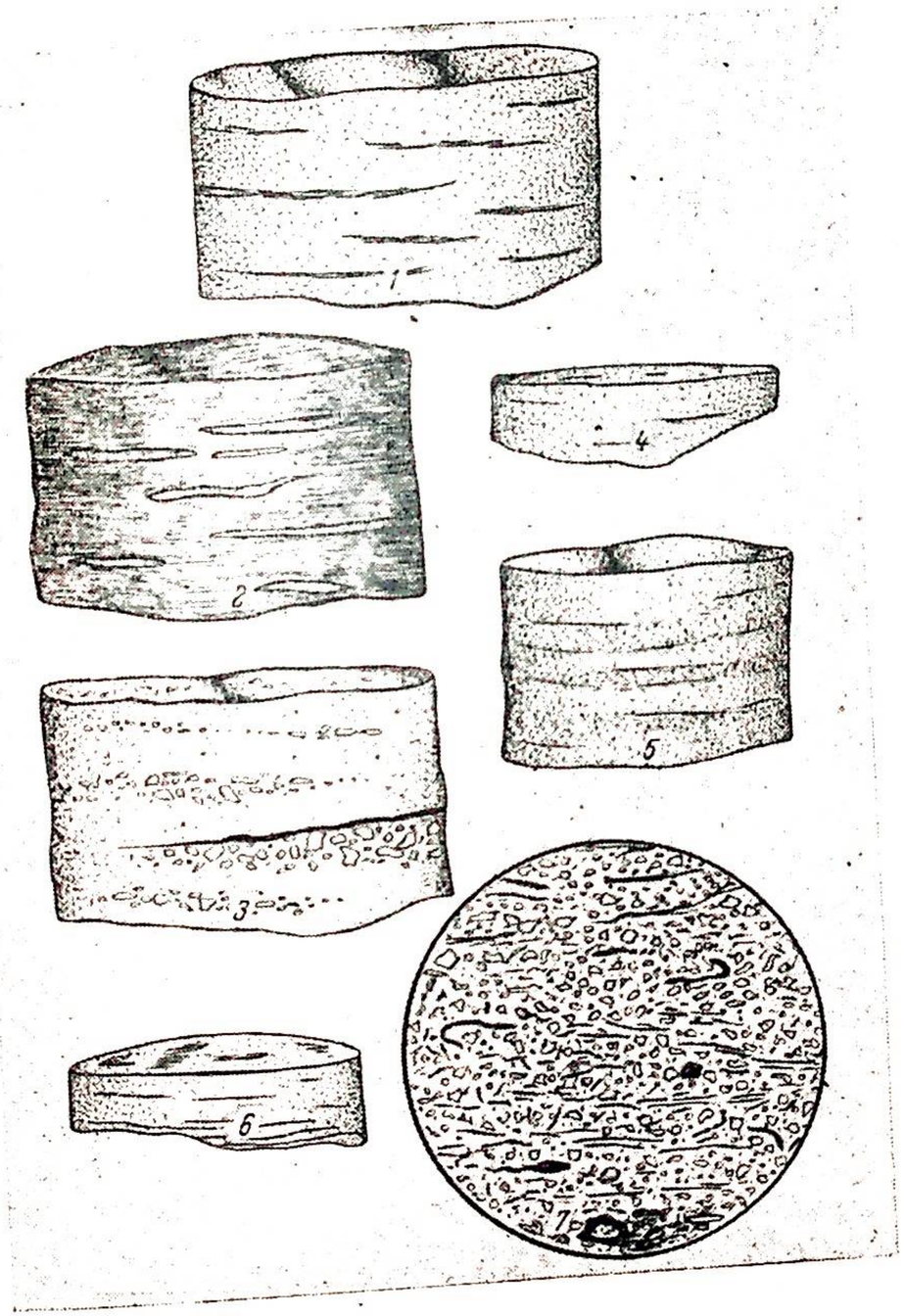


Рис. 17. Слоеватые текстуры пород:

1 — алевролит песчаный, кварцевый, разнозернистый. Эйфельский ярус. Горизонт $Д_I$. Скв. 44 (Ромашкино). Натуральная величина (схематизированная зарисовка по керну); *2* — аргиллит. Эйфельский ярус. Скв. 44 (Ромашкино). Увеличение 1,5× (зарисовка по керну); *3* — песчаник кварцевый, разнозернистый. Горизонт $Д_{IV}$. Скв. 6 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *4* — алевролит кварцевый, неравномерноглинистый. Горизонт $Д_{III}$. Скв. 82 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *5* — алевролит мелкопесчаный, кварцевый, нефтеносный. Горизонт $Д_{II}$. Скв. 49 (Миннибаево, зарисовка по керну); *6* — текстура неясно-слоистая, переходящая книзу в слоевато-слойчатую. Алевролит кварцевый. Горизонт $Д_I$. Скв. 44 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *7* — алевролит сильноглинистый, кварцевый. Горизонт $Д_I$. Скв. 82 (Ромашкино). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка под микроскопом)

имеют длину 40—50 *мм* и толщину 8—10 *мм*. Одни из них сложены грубо- и среднезернистым песчаным материалом, другие — материалом, близким к алевритовому. Границы между слойками и основной массой породы нечеткие. У кварцевых мелкозернистых песчаников из пашийской свиты Ромашкинской площади, кроме песчаных слойков, наблюдались слойки или присыпки из глинистого материала (скв. 13) и слойки, содержащие битум (скв. 83).

Состав слойков алевролитов более разнообразен. Так, в образце песчаного светло-серого алевролита из горизонта $Д_V$ Ромашкинской площади (рис. 17, *1*) одни слойки сложены темно-серым глинистым материалом толщиной до 1,5 *мм*, другие имеют вид промазок, налетов и пленок толщиной до 1 *мм*, состоящих также из глинистого материала. Подобные промазки из зеленовато-серого глинистого вещества наблюдались у светло-серых алевролитов из горизонта $Д_I$ Ромашкинской площади (рис. 17, *6*).

Во многих случаях глинистые промазки имеют биоморфные очертания (рис. 17, *4*), как бы фиксируя места захоронения и отпечатки растительных остатков (скв. 82, 83, 44 Ромашкинской площади и др.).

В алевролитах горизонтов $Д_{IV}$ и $Д_I$ слойки толщиной до 1 *мм* нередко представляют присыпки более тонкого алевритового материала иногда в смеси с углистым детритом и чешуйками слюд (скв. 6, 13, 44, 83 Ромашкинской площади, скв. 84 Акташской площади и др.). У сильно глинистых алевролитов пласта $Д_I$ (рис. 17, *7*) слойки представлены агрегатом чешуек глинистых материалов с неясными границами, ориентированных параллельно напластованию. У некоторых нефтеносных песчаных алевролитов горизонтов $Д_I$ и $Д_{II}$ наблюдается слоеватое распределение оставшейся нефти. Слойки в этом случае сложены более мелкозернистым материалом и темнее основной массы породы (рис. 17, *5*).

Интересная разновидность слоеватой текстуры у алевролитов встречена в образцах старооскольского и муллинского горизонтов. Слойки представляют собой отпечатки-слепки из глинистого материала толщиной 2—3 *мм* отдельных элементов различных растительных организмов, имеющие прямую и слабо выгнутую вверх форму, иногда скорлуповидное строение и характерную радиально-расходящуюся, выгнутую в одну сторону ребристость на верхней поверхности (рис. 18, *1*). Иногда такие слойки имеют радиальную штриховку на верхней поверхности и закручены по спирали (рис. 18, *2*). Нередки случаи, когда слойки располагаются друг над другом (рис. 18, *3*) и все вместе представляют собой те или иные части локальных многоярусных биогерм, постепенно засыпанных обломочным материалом в процессе их роста.

У аргиллитов слоеватые текстуры встречены в образцах эйфельского яруса, старооскольского, муллинского и пашийского горизонтов, где слойки сложены алевритовым кварцевым материалом толщиной до 1,5—2 *мм* и длиной до 40 *мм* (рис. 17, *2*).

Таким образом, для пород терригенной толщи девона характерна, в основном, горизонтальная микро- и субмикрослоеватость.

Слойчатые структуры. Слойчатые текстуры имеют большее распространение, чем слоеватые текстуры: в различном виде они содержатся во всех частях разреза формации. Основной текстурный элемент — слойки — плоская или линзовидная по форме, индивидуализированная, сравнительно однородная по составу часть горной породы. В отличие от слоеватой текстуры слойки слойчатой текстуры плотно сложены породообразующим материалом, имеющим иногда форму кладки, и играют в его составе существенную роль.

У песчаников слойчатая текстура наблюдалась в образцах горизонтов $Д_{IV}$ и $Д_I$ Ромашкинской площади (скв. 6, 13 и 42). В первом случае образец состоит из линзовидных слойков кварцевого песчаника в 2,5—3 *мм*, разделенных друг от друга промазками и пленками алеврито-глинистого материала толщиной не более 1 *мм*. Текстура породы параллельная, субмикрослойчатая. Во втором случае на фоне равномерно насыщенной нефтью коричнево-бурой массы кварцевого песчаника отчетливо выделяются линзовидные слойки, имеющие более темный цвет и более мелкозернистый состав и примесь глинистого вещества (рис. 19, *4*).

У алевролитов слойчатая текстура широко распространена и представляет собой линзовидные слойки из алевритового материала, разделенные промазками, пленками или подобными же слойками из глинистого вещества иногда с примесью растительного, нередко обугленного детрита, и выделениями сидерита. Такие породы наблюдались на всех участках разреза формации.

Так, в разрезе эйфельского яруса (горизонт $Д_V$) Ромашкинской площади алевролит светло-серый кварцевый со слойчатой текстурой сложен уплощенными линзовидными слойками из кварцевого алевритового материала толщиной от 1,5 до 4 *мм* и длиной от 5 до 30 *мм*. Эти слойки имеют четкие границы, сложены плотно, горизонтально и разделены между собой пленками и промазками темно-серого глинистого вещества толщиной не более 1 *мм* (редко до 2 *мм*, рис. 19, *1*).

Подобные породы встречены также в живетских и нижнефранских отложениях Ромашкинской, Миннибаевской, Сулеевской, Акташской и других площадей. Разница между

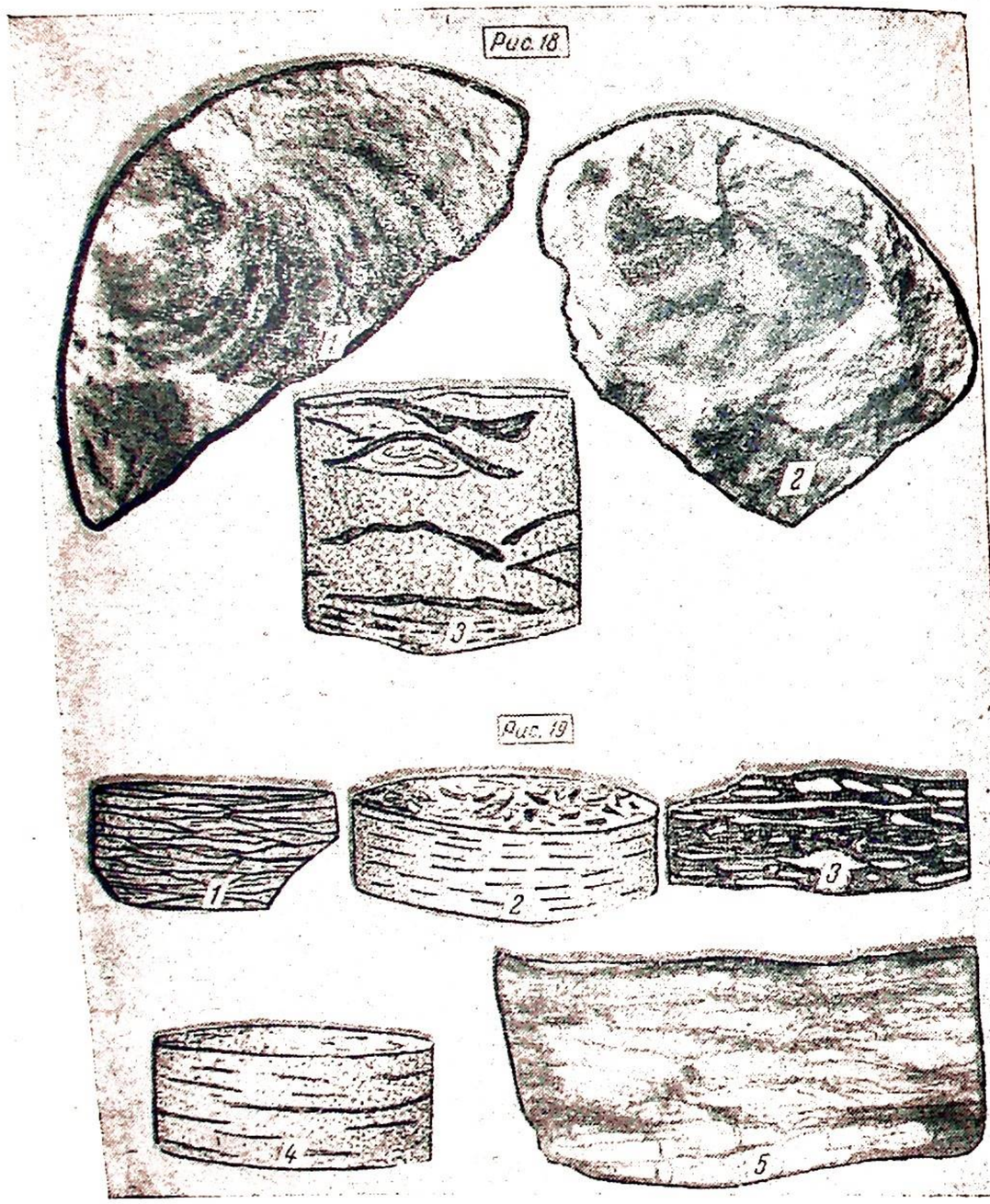


Рис. 18. Биогенные слоеватые текстуры:

1 — ребристый отпечаток-слепок в глинистых алевролитах. Старооскольский горизонт Скв. 13 (Сергеевка). Увеличение 2,2× (фото); *2* — отпечаток-слепок, закругившийся вверх по спирали, с радиально-лучистой штриховкой на поверхности (вид сверху). Старооскольский горизонт. Скв. 53 (Миннибаево). Увеличение 2,2× (фото); *3* — алевролит неравномерноглинистый, кварцевый. Старооскольский горизонт. Скв. 82 (Ромашкино). Натуральная величина (схематизированная зарисовка по керну).

Рис. 19. Слойчатые текстуры пород:

1 — алевролит с глинистыми промазками. Горизонт $Д_V$. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну); *2* — алевролит кварцевый с глинистыми биоморфными скоплениями. Старооскольский горизонт. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну); *3* — контрастная слойчатость. Алевролит-аргиллит. Муллинский горизонт (аргиллитовая пачка). Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну); *4* — песчаник сильноалевритовый, мелкозернистый, кварцевый, нефтеносный. Горизонт $Д_I$. Скв. 42 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *5* — алевролит кварцевый с глинистыми промазками. Горизонт $Д_I$. Скв. 49 (Миннибаево). Увеличение 1,4× (фото)

породами с подобным сложением заключается в окраске разобщающего слойки глинистого материала: у пород эйфельского и живетского ярусов окраска глинистого материала темно-серая или коричневато-серая; франского яруса — зеленовато-серая и серовато-зеленая. К глинистому материалу в алевролитах горизонтов $Д_{III}$ и $Д_I$ нередко примешан обугленный растительный детрит (рис. 19, 2 и 19, 5).

В некоторых алевролитах слойчатой текстуры из горизонтов $Д_{II}$ и $Д_I$ Ромашкинской и Акташской площадей слойки отличаются друг от друга содержанием глинистого материала. Толщина чередующихся слойков изменяется от 1 до 2 *мм*, длина — от 7 до 25 *мм*. На поверхности алевритовых слойков иногда видны пленки глинистого, а глинистых слойков — присыпки алевритового материалов.

В скважине 84 Акташской площади в разрезе пашийской свиты встречены сидеритово-глинистые алевролиты, которые в текстурном отношении представляют собой чередование слойков коричневого сидерита, в разной степени глинистого алеврита, окрашенного в серые, темно-серые и коричневато-серые тона, толщиной от 1,5 до 3 *мм* и темно-серого, с зеленоватым оттенком, аргиллита. Поверхность слойков аргиллита нередко покрывают налеты буровато-черного и зеленовато-золотистого бархатистого вещества, а у глинистых слойков — сильно сглажена и имеет характерный жирный блеск. Иногда встречаются слойки сидерита и аргиллита стеблевидной формы с поперечным сечением в диаметре 2—3,5 *мм*.

У глинистых алевролитов старооскольского и муллинского горизонтов широко распространены своеобразные слойчатые текстуры, называемые биогеннослойчатыми. Породы с такой текстурой состоят в основном из слойков, расположенных на различных уровнях и близко друг к другу. Форма и внутреннее строение этих слойков определяются формой и строением замещенных глинистым и зернистым силикатным материалом остатков каких-то растительных организмов (по мнению Богородской — водорослей). Некоторые наиболее часто встречающиеся виды этих текстур приведены на рис. 20.

Наибольшим распространением в этих породах пользуются линзовидные слойки толщиной 2—3 *мм* скорлуповатого чешуйчатого строения, разрез которых создает впечатление цепочки, звенья которой сплюснуты и чередуются вложенными друг в друга частями глинистого и кварцевого зернистого состава, а вершины обращены обычно в одну сторону, и лишь иногда ориентированы в противоположных направлениях от общего центра. Высота звеньев убывает от центра к краю слойка. Если в слойке преобладает алевритовый материал, то части зернистого кварца толще (2—3 *мм* у вер-

Рис. 20. Биогенные слойчатые текстуры пород:

1 — скорлуповатое внутреннее строение биогенных слойков. Увеличение 1,5 – 2× (схематизированная зарисовка); *2* — алевролит слабоглинистый кварцевый. Старооскольский горизонт. Скв. 84 (Акташ). Увеличение 1,5× (зарисовка по керну); *3* — аргиллит-алевролит. Старооскольский горизонт. Скв. 84 (Акташ). Увеличение 1,1× (фото); *4* — отпечатки-слепки биоморфных скоплений глинистого материала на плоскостях горизонтальных сколов неравномерно-глинистого алевролита. Старооскольский горизонт. Скв. 13 (Сергеевка). Увеличение 1,5× (зарисовка по керну)

шины) глинистых (0,5—1 *мм*). При преобладании в слойках глинистого материала — обратное соотношение.

У аргиллитов слойчатой текстуры слойки имеют либо песчано-алевритовый, либо глинистый состав. Иногда они сложены биоморфными образованиями. Так, в разрезе горизонта *Дiv* у Ромашкино встречен песчаный аргиллит, который состоит из слойков линзовидной формы зеленовато-серого глинистого песчаника (до 2,5—3 *мм*) и чередующихся с ними слойков аргиллита (до 0,5—2 *мм*), подогнанных друг под друга. Местами глинистые слойки как бы обтекают песчаные.

Подобное сложение аргиллитов наблюдается в старооскольском, муллинском и пашийском стратиграфических горизонтах, где слойки аргиллита чередуются со слойками светло-серого алевролита, имеющими линзовидную, овальную, уплощенную и другие формы; размеры их: 2—50 *мм* по длине и 0,5—3,5 *мм* по высоте (рис. 19, *3*). Глинистые слойки по форме подогнаны к форме алевритов, иногда огибают их, давая волнистую слойчатость (образец 94 из скв. 82 Ромашкинской площади).

В разрезе кыновской свиты по скв. 521 (Миннибаевская площадь) обнаружены слойчатые аргиллиты, которые в равной мере состоят из слойков почти белого кварцевого алевритового материала (1—4 *мм*) и серовато-зеленых глинистых слойков (0,5—3 *мм*). В составе алевритовых слойков нередко встречаются биоморфные образования из зерен кварца. Иногда такие слойки имеют стеблевидную форму с округлым или овальным поперечным сечением 1—5 *мм* в диаметре. В других частях разреза подобные образования отличаются в основном окраской глинистых слойков: коричневато-темно-серой в живетском ярусе и серой с легким зеленоватым оттенком в пашийском горизонте.

Широко распространенной является слойчатая текстура аргиллитов, при которой слойки линзовидной формы представляют собой параллельно-чешуйчатый агрегат глинистых минералов. Толщина слойков изменяется от 1 до 2 *мм*. С поверхности они окаймлены либо тончайшей, как бы полированной, глинистой пленкой, либо присыпкой алеврито-глинистого материала иногда с примесью измельченного обугленного растительного детрита. К этим поверхностям приурочены также листочки слюд и скопления створок и отпечатков раковин лингул. Толщина пленок и присыпок не превышает 1 *мм*. Особенно часты такие образования в кыновском горизонте, реже встречаются в пашийском горизонте и других частях разреза формации.

Итак, для пород терригенной формации девона характерны горизонтальная субмикро- и микрослойчатая текстуры. Иногда встречается волнистослойчатая текстура.

Слоистые текстуры. Слоистость является наиболее характерной чертой пород терригенной формации девона. Поэтому слоистые текстуры имеют здесь преобладающее значение. Хотя терригенная формация представляет ритмично-слоистую серию с преобладанием толсто- и среднеслоистых текстур, однако в керновом материале можно наблюдать лишь мелкую, субмикро- и микрослоистость, которые являются, по существу, лишь внутренними текстурами более крупных слоев. В этом отношении все текстуры, описанные выше, в большинстве случаев также являются лишь внутренними текстурами.

Горизонтально-слоистые текстуры песчаников, судя по керновому материалу, встречаются довольно редко и связаны в основном с их глинистыми разностями. Каротажные данные, результаты сопоставления разрезов и изучение коллекторских параметров пород показывают, что преобладающими у песчаников являются толсто- и среднеслоистые текстуры, которые не фиксируются в керновом материале из-за малого выноса. Эта слоистость обусловлена в основном изменением гранулометрического состава, разницей в структуре и текстуре слоев, накоплениями глинистого вещества и растительного детрита, характером цементации и распределения битума.

Так, например, в разрезе горизонта $Д_V$ у дер. Сергеевка разнозернистый кварцевый песчаник имеет горизонтальную параллельную субмикрослоистую текстуру и представляет собой чередование слоев с преобладающим содержанием какой-либо из фракций: среднепесчаной (слой в 8—10 *мм*), крупнопесчаной (слой около 5 *мм*), или крупнопесчаной с примесью гравийной (слой до 10 *мм*). Границы одних слоев четкие, других — неясные. В верхней части этого же разреза светлосерые мелко- и среднезернистые трещиноватые кварцевые песчаники также являются параллельно-субмикрослоистыми. Однако здесь между слоями имеются как бы прослои толщиной 1,5—2 *мм*, где песчаный материал содержит существенную примесь глинистого материала — границы вследствие этого четкие (рис. 21, *4*).

В разрезе горизонта $Д_I$ у дер. Чершелы (скв. 83) мелкозернистые кварцевые алевритовые песчаники имеют горизонтальную параллельную тонкослоистую текстуру и представляют собой чередование слоев нефтенасыщенных пород слоистослойчатой внутренней текстуры толщиной около 25 *мм* со слоями светло-серых слегка желтоватых пород с глинистым цементом толщиной около 22 *мм*. Последние, в свою очередь, состоят из слоев, характеризующихся слойчатой, слоеватой внутренними текстурами — толщина слоя около 10 *мм* — или биоморфной структурой (около 8 *мм*). На плоскостях наслоения между нефтенасыщенным и глини-

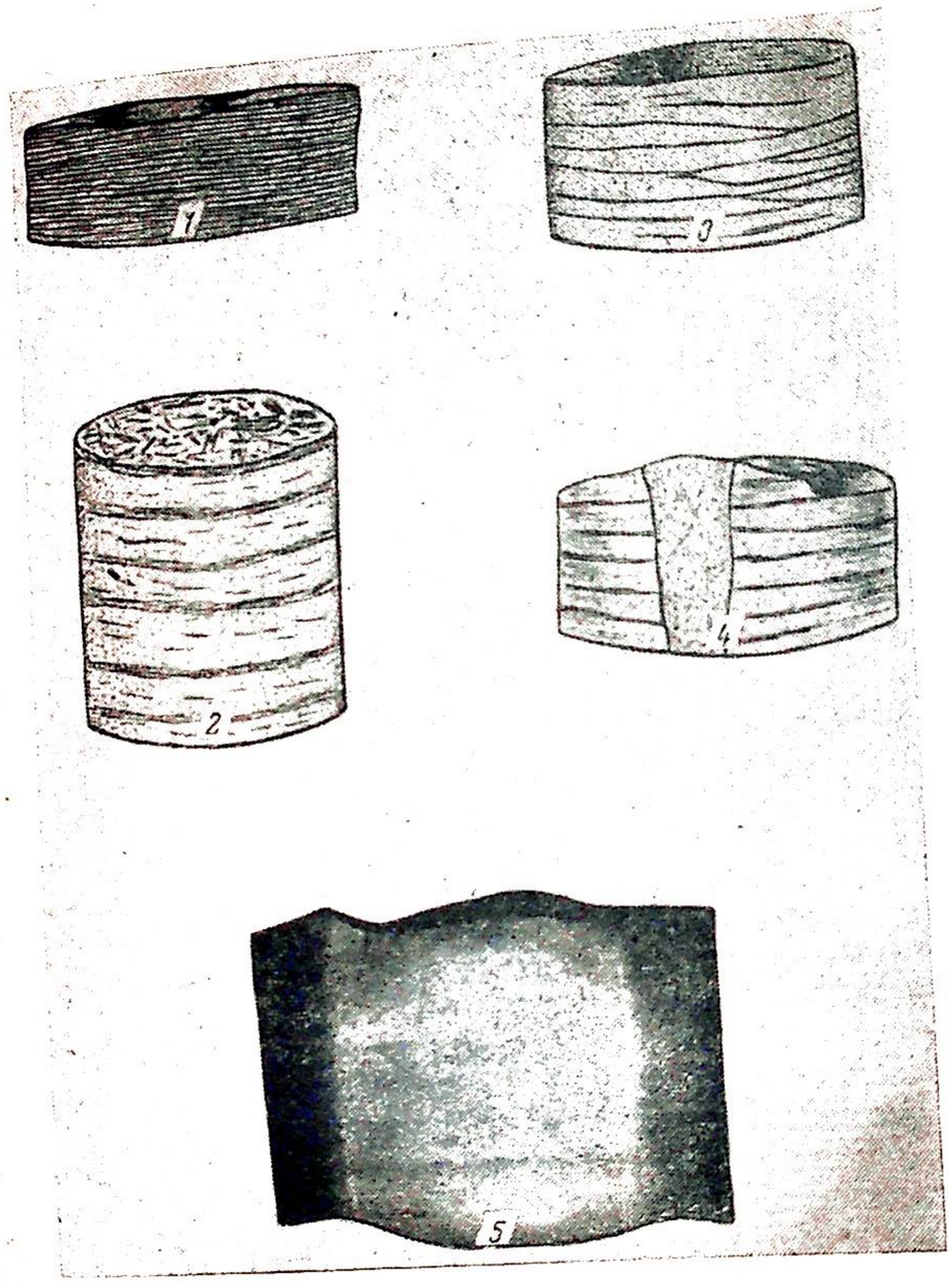


Рис. 21. Слоистые текстуры пород:

1 — выдержанная, параллельная, горизонтальная субмикро- и микрослоистая текстура. Алевролит кварцевый. Горизонт $Д_{II}$. Скв. 44 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *2* — выдержанная, параллельная, горизонтальная, тонко- и субмикрослоистая текстура. Алевролит мелкопесчаный, кварцевый. Горизонт $Д_I$. Скв. 82 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *3* — параллельная, местами интерференционная, тонко- и субмикрослоистая текстура. Песчаник алевритовый, мелкозернистый, кварцевый, нефтеносный. Горизонт $Д_I$. Скв. 49 (Миннибаево). Натуральная величина (зарисовка по керну); *4* — параллельная, горизонтальная, субмикро- и тонкослоистая, местами слоевато-слоистая текстура. Песчаник мелкозернистый, местами среднезернистый, кварцевый. Видна трещина, выполненная песчано-алевритовым и глинистым материалом. Горизонт $Д_V$. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну); *5* — параллельная, горизонтальная субмикрослоистая текстура. Песчаник алевритовый, мелкозернистый, кварцевый, нефтеносный. Горизонт $Д_I$. Скв. 53 (Миннибаево). Натуральная величина (фото)

стым песчаником встречаются мелкие, а иногда и крупные обугленные растительные остатки.

Внутренние текстуры нефтенасыщенных песчаников обусловлены накоплениями глинистого материала в смеси с битумом в виде пленок, ориентированных параллельно наплас-тованию и расчленяющих местами породу на ряд слойков толщиной до 2 *мм*. Внутренние текстуры песчаников с глинистым цементом обусловлены скоплениями алевритового и глинистого материала в виде пленок и слойков толщиной около 0,5 *мм*. В слоях глинистых песчаников слоеватой и слойчатой текстур эти слойки расположены параллельно плоскостям наслоения, в слойках биоморфного строения — волнисто, огибая скопления биоморфного материала.

В разрезе горизонта $Д_I$ у дер. Абдрахманово слоистость мелкозернистых кварцевых алевритовых песчаников связана с послойной цементацией породы опаловым цементом (толщина слоев до 10 *мм*). Вследствие этого горизонтальная параллельная субмикрослоистая текстура породы выражена чередованием слоев пористого песчаника желтоватого цвета со слоями плотного песчаника белого цвета. К последним приурочены прерывисто-волнистые микропрослои кремня толщиной около 1 *мм*.

Горизонтальная параллельная субмикрослоистая текстура нефтеносных песчаников из горизонта $Д_I$ нередко проявляется в чередовании слоев толщиной 3—12 *мм* светло-коричневой окраски с тонкими слоями, окрашенными в темно-коричневый цвет, с высоким содержанием остаточной нефти (толщина слоев до 2 *мм*). Такое проявление слоистости объясняется, по-видимому, изменением гранулометрического состава и скоплением глинистого материала в местах темно-коричневых прослоев (рис. 21, *3* и *5*).

Горизонтальная слоистость алевролитов имеет большее, по сравнению с песчаниками, распространение, причем преобладающая роль принадлежит тонко- и субмикрослоистости. Слоистость обусловлена насыщением глинистым материалом пород от сравнительно чистых, неглинистых до сильно глинистых алевролитов и аргиллитов, в той или иной мере алевритовых, содержащих нередко скопления обугленного растительного детрита, а иногда выделения сидерита.

Послойное обогащение пород глинистым материалом чаще происходит ритмически, а неравномерное его распределение и примесь биоморфных образований вызывает своеобразие внутренних текстур чередующихся слоев. Этим объясняется весьма прихотливое иногда сложение пород.

Типичные примеры наиболее простых горизонтально-слоистых текстур наблюдались в разрезах горизонта $Д_I$ у дер. Ивановка (скв. 44), Куакбаш (скв. 82) и др. Породы в первом разрезе представляют собой чередование слоев до

1,5 *мм* толщиной, светло-серого слабо глинистого алевролита с алевролитом серым, глинистым, обогащенным обугленным растительным детритом (рис. 21, *1*). Во втором разрезе порода представляет чередование слоев песчаного алевролита массивной, слоеватой и слойчатой текстур в 5—10 *мм*. Роль слойков выполняют обугленные растительные остатки, которые дают вместе с глинистым материалом скопления между слоями в 1—3 *мм* (рис. 21, *2*).

По 91-му образцу из скв. 13 у дер. Сергеевка (рис. 22, *1*) дается пример горизонтальной слоистости, выраженной послойным изменением содержания глинистого материала и изменением внутренней текстуры слоев. Здесь чередуются следующие слои: слой *а*, толщиной в 2 *см* — алевролит светло-серый слабо глинистый с интерференционной внутренней текстурой — чередование сближающихся и расходящихся слоев светло-серого алевролита в 3—5 *мм* со слоями аргиллита до 1 *мм*; слой *б* в 1 *см* — аргиллит темно-коричневый с микрослойчатой текстурой, роль слойков выполняют почти белые округлые или овальные скопления алевритового материала и биоморфных образований до 1—5 *мм*; слой *в* в 8 *мм* — алевролит светло-серый с субмикрослоеватой внутренней текстурой; роль слойков выполняют скопления темно-коричневого глинистого материала до 1 *мм*; слой *г* в 6—9 *мм* — алевролит сильно глинистый темно-коричневый с неясной слойчатой внутренней текстурой, слойки — скопления светлого алевритового материала или темного обугленного растительного детрита; слой *д* в 1,8 *см* — алевролит глинистый светло-коричневый с неясно слойчатой волнистой внутренней текстурой, слойки — скопления светлого алевритового материала и биоморфных образований.

Подобные текстуры алевролитов встречались в живетских и пашийских отложениях (см. рис. 22, *II*, *III*; 22, *V*, *VI*).

Послойное изменение глинистого материала в составе плевролитов, а также и внутренней текстуры слоев нередко ароисходит ритмически. Так, в разрезе горизонта $Д_{II}$ у дер. Чершелы (скв. 83) субмикрослоистый алевролит имеет следующее строение (см. рис. 22, *IV*):

Начало ритма
- *3* — алевролит слабо глинистый, светло-серый (2,5 *мм*),
- *2* — алевролит глинистый темно-серый (0,5 *мм*),
- *1* — алевролит слабо глинистый светло-серый (1,5 *мм*).

Ритм
- *6* — алевролит глинистый темно-серый (1 *мм*),
- *5* — алевролит слабо глинистый светло-серый (2,5 *мм*),
- *4* — алевролит глинистый темно-серый (0,5 *мм*),
- *3* — алевролит слабо глинистый светло-серый (2 *мм*),
- *2* — алевролит глинистый темно-серый (0,5 *мм*),
- *1* — алевролит слабо глинистый светло-серый (1 *мм*).

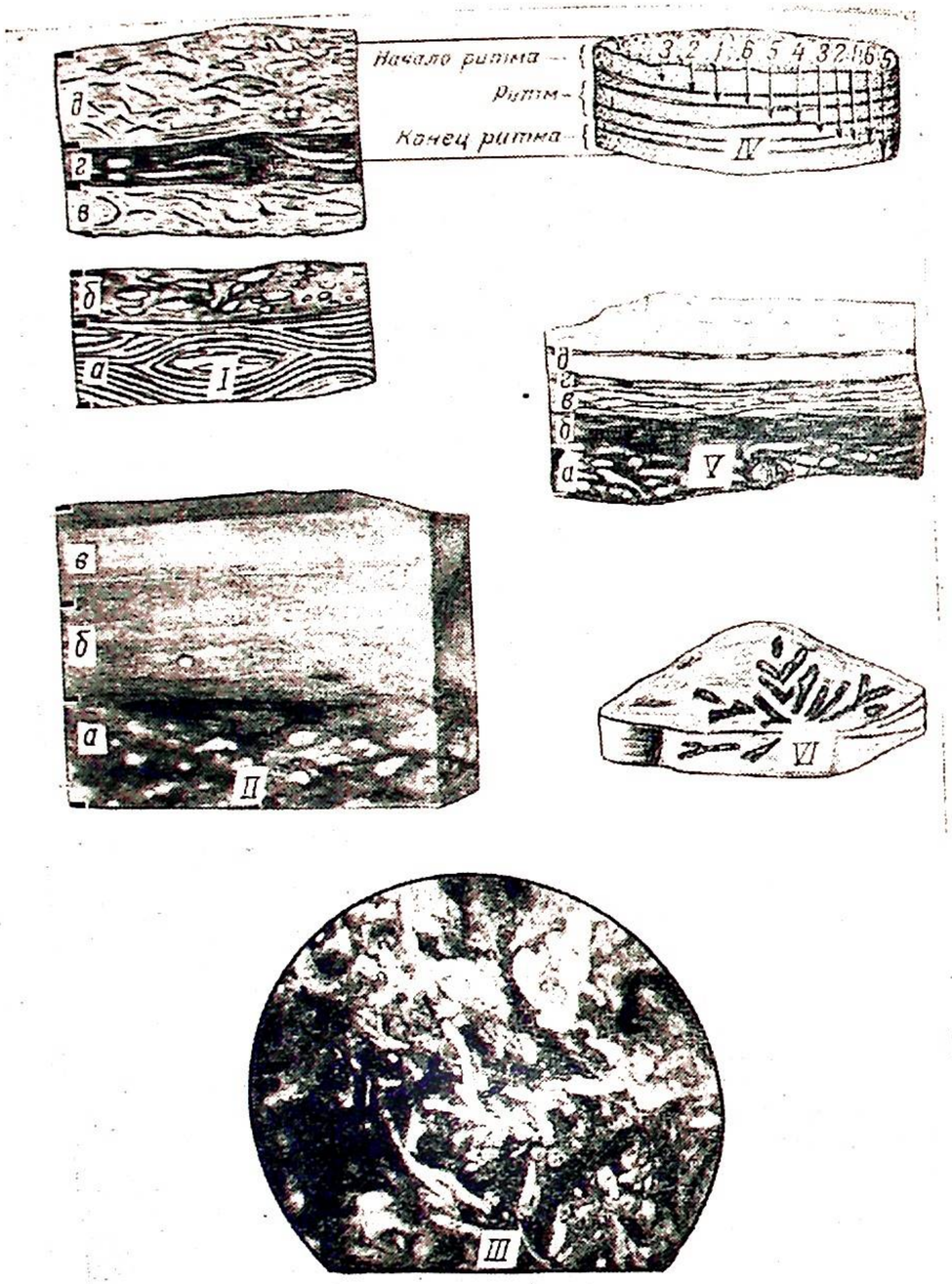


Рис. 22. Слоистые текстуры пород:

I — выдержанная, параллельная, горизонтальная, тонкослоистая текстура. Алевролит, неравномерно-глинистый, кварцевый. Горизонт $Д_{III}$. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну). *II*, *III* — выдержанная, субпараллельная, горизонтальная тонко- и субмикрослоистая текстура; алевролит неравномерно — глинистый, кварцевый с вертикальной (*II*) и горизонтальной (*III*) пришлифовкой керна. Горизонт $Д_{III}$. Скв. 10 (Ромашкино). Увеличение 1,1× (фото). *IV* — выдержанная, параллельная, горизонтальная, субмикро- и микронеравномерно-слоистая ритмичная текстура. Алевролит неравномерно-глинистый, кварцевый. Горизонт $Д_{II}$. Скв. 83 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *V*, *VI* — параллельная, горизонтальная, тонко- и субмикрослоистая текстура с вертикальной пришлифовкой керна (*V*) и горизонтальным срезом в слое (*VI*). Муллинский горизонт (аргиллитовая пачка). Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну)

Конец ритма { *6* — алевролит глинистый темно-серый (1 *мм*), *5* — алевролит слабо глинистый светло-серый (2,5 *мм*).

В прослоях глинистых алевролитов содержится обугленный растительный детрит.

Иногда слоистость алевролитов выражена концентрацией наслоения по плоскостям сферитов сидерита. Например, в разрезе пашийского горизонта у той же дер. Чершелы встретились белые (слегка желтоватые) алевролиты тонкослоистой текстуры, по плоскостям наслоения которых наблюдались легкие промазки зеленовато-серого глинистого материала и сферитов сидерита до 1 *мм* в диаметре. Толщина слоев 10—15 *мм*; границы между ними нечеткие.

Горизонтально-слоистые текстуры у аргиллитов образовались в разрезах муллинского и нижней части кыновского горизонтов в результате послойного обогащения аргиллитов алевритовым материалом, что привело к чередованию слоев аргиллита со слоями алевритового аргиллита и алевролита. Так, в разрезе нижней части кыновского горизонта у дер. Чершелы (скв. 83) аргиллиты представляют чередование слоев до 3—5 *мм* зеленовато-серого аргиллита, почти не содержащего алевритового материала, со слоями в 2—3 *мм* более светлых аргиллитов в разной мере алевритовых. На плоскостях наслоения видны листочки слюд, отпечатки и ядра раковин лингул, стеблевидные образования из алевритового материала.

В разрезе муллинского горизонта у дер. Сергеевка (скв. 13) аргиллиты представляют собой чередование слоев алевритового аргиллита коричневого цвета со слоями желтовато-серого алевролита. На плоскостях наслоения часто встречается обугленный растительный детрит. Слои имеют неясную микрослойчатую внутреннюю текстуру, толщина их до 15 *мм*.

Таким образом, горизонтально-слоистые текстуры пород терригенной формации относятся в основном к субмикро- и микрослоистым, в меньшей мере — тонкослоистым текстурам.

Волнисто-слоистые текстуры отмечены в образцах эйфельских, живетских и нижней части пашийских образований. Так, у песчаников из разреза горизонта $Д_I$ (скв. 83 у дер. Чершелы) волнистая текстура выражена чередованием слоев глинистого разнозернистого кварцевого песчаника толщиной до 3 *см*, с волнистыми слоями сланцеватого аргиллита в 5—10 *мм*. У алевролитов из разреза аргиллитовой пачки, залегающей между горизонтами $Д_{IV}$ и $Д_{III}$ у дер. Миннибаево (скв. 53), волнистая микрослоистая текстура связана с гофрировкой слоев глинистого алевролита, залегающих на слоях алевролита, или биоморфных образований. Во всех случаях волнистость обусловлена процессами неравномерного уплотнения осадка.

Косослоистые текстуры наблюдались только у песчаников и алевролитов из разрезов горизонтов $Д_V$ и $Д_{IV}$.

У песчаников они выражены косослоистым расположением крупно-песчаного и гравийно-галечного материала в разнозернистой основной породообразующей массе (рис. 23, *1* и 23, 2). Местами косослоистые серии срезаются горизонтально ориентированными слоями с наклоном 10—45° к оси керна (см. рис. 23, 2).

Интересный пример ритмичной косослоистой текстуры у алевролитов изучен в разрезе горизонта $Д_{IV}$ у дер. Куакбаш (скв. 82). Породы здесь представляют ритмичное чередование микро- и субмикропрослоев алевролита с различным содержанием глинистого материала. В образцах выделяются пачки слоев, содержащих серии, которые несут микро- и субмикропрослои, отображающие ритмичность осадконакопления разного порядка. В каждой серии и пачке слоев наблюдается снизу вверх возрастание их общей мощности, уменьшение толщины элементарных наслоев и увеличение в них содержания глинистых компонентов.

Так, в образце на рис. 23, *4* выделяются три пачки.

Нижняя, мощностью 18 *мм*, не имеет четкого разграничения на серии, т. е. не полная. Слои алевролита в ней непостоянной мощности (2—4 *мм*), отчего в вертикальном срезе они представляют собой как бы цепочку из тесно сомкнутых звеньев с неровными поверхностями раздела и местами оползневым закручиванием. Верхний слой пачки (1—2 *мм*) представлен коричневато-темно-серым сильно глинистым алевролитом.

Средняя пачка мощностью 25 *мм* четко делится на три серии.

Серия *а* мощностью 9 *мм* начинается (снизу) тремя слоями слабо глинистого светло-серого алевролита в 4, 25 и 15 *мм*. Их сменяют чередующиеся почти пунктирные микрослои слабо и сильно глинистого алевролита, составляющие около 1,5 *мм*. Выше следует слой слабо глинистого алевролита в 1—2 *мм*. Венчает серию слой темно-серого сильно глинистого алевролита около 1 *мм*.

Серия *б* мощностью 8 *мм* представляет снизу слой светло-серого слабо глинистого алевролита около 3 *мм*, отдельные части которого как бы надвинуты друг на друга, а плоскости наслоения имеют ступенчатое очертание. Выше следует чередование прерывистых микрослоев слабо глинистого алевролита до 1—1,5 *мм* толщиной (в раздувах до 2 *мм*) с такими же слоями глинистого алевролита (до 1 *мм*), переходящие в серию слоев сильно глинистого алевролита (до 1 *мм*).

Серия *в* мощностью около 8 *мм* начинается также слоем слабо глинистого светло-серого алевролита толщиной до

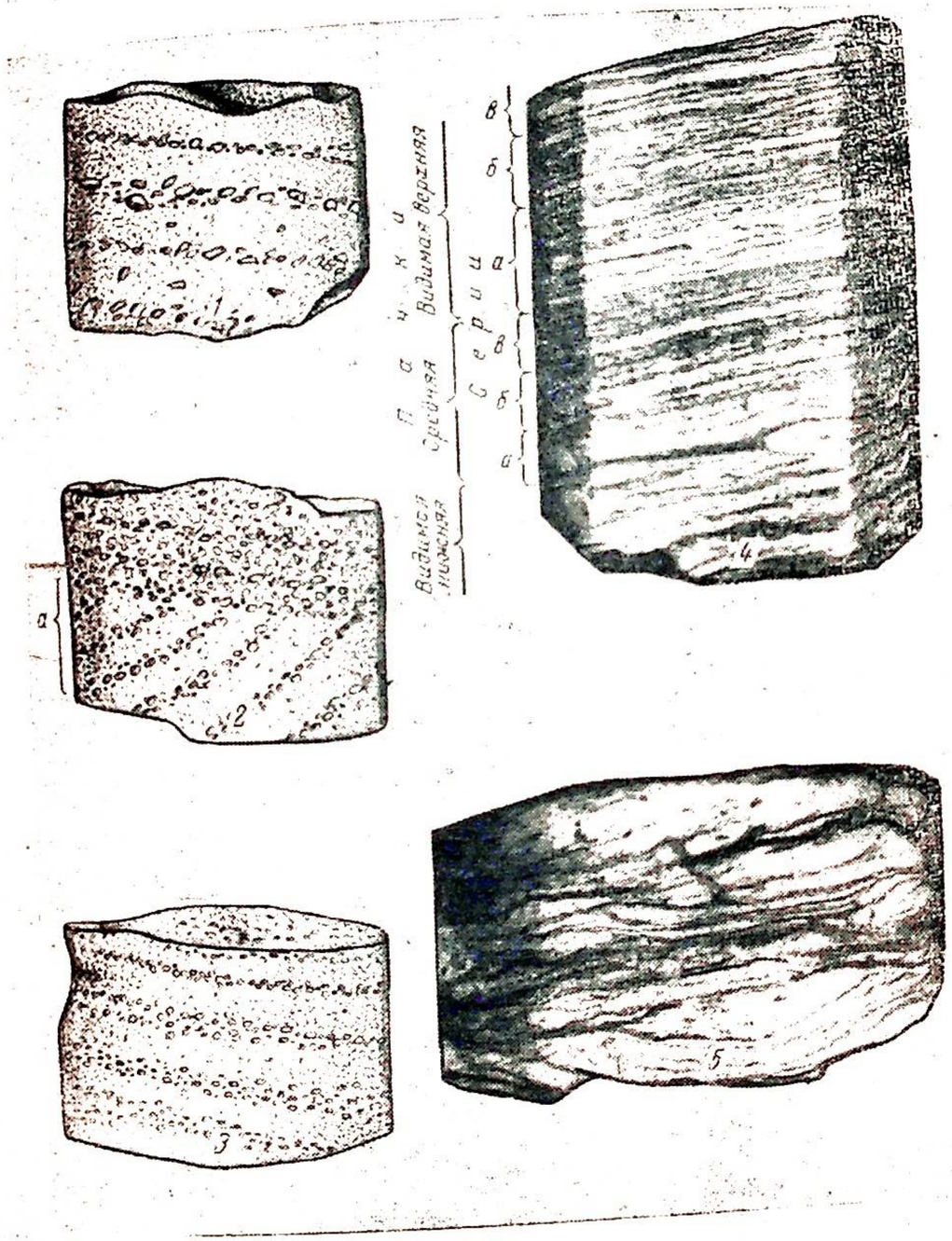


Рис. 23. Косослоистые и интерференционные текстуры.

1 — параллельная, косая, тонкослоистая текстура. Песчаник кварцевый, разнозернистый. Горизонт $Д_V$. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну); *2* — косослоистая текстура срезающих серий. Песчаник кварцевый, разнозернистый. Горизонт $Д_V$. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина (зарисовка по керну); *3* — косая субпараллельная тонкослоистая текстура. Песчаник кварцевый, разнозернистый. Горизонт $Д_V$. Скв. 10 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *4* — косая, параллельная, субмикро- и микрослоистая, ритмичная текстура. Алевролит неравномерно глинистый, кварцевый. Горизонт $Д_{IV}$. Скв. 82 (Ромашкино). Увеличение 1,2× (фото); *5* — интерференционная текстура; Алевролит слабо глинистый, кварцевый. Горизонт $Д_{III}$. Скв. 82 (Ромашкино). Увеличение 1,4× (фото)

2 *мм*, затем следует переслаивание прерывистых микрослоев слабо глинистого алевролита (до 1 *мм*) со слоями глинистого алевролита (до 0,5 *мм*), которое постепенно сменяется слойчатостью породы (слойки из глинистого алевролита). Заканчивается серия тонкими промазками глинистого вещества.

Верхняя пачка слоев мощностью 35 *мм* также отчетливо делится на три серии, которые начинаются снизу слоями слабо глинистого светло-серого алевролита (толщина каждого слоя 1—2 *мм* и в раздувах до 3 *мм*). Выше следует переслаивание микрослоев слабо глинистого и глинистого алевролита, сменяющееся постепенно слойчатостью породы — слойки из слабо глинистого светло-серого алеврита, размещенные в более темной основной массе глинистого алевролита.

Интерференционно-слоистые текстуры наблюдались только у алевролитов из горизонтов $Д_{III}$ и $Д_I$. Породы с такой текстурой обычно представляют собой чередование слоев светло-серого слабо глинистого алевролита, имеющих переменную мощность в 0—3 *мм* (в раздувах до 12 *мм*) с линзовидными раздувами и локальным выклиниванием, со слоями или микрослоистыми сериями глинистого и сильно глинистого алевролита. В результате такого строения отдельные слои местами сближаются до слияния или резко расходятся (рис. 22,*1*, 23,5).

Описанные текстуры пород терригенной формации девона резко проявляются в „чистом" виде. Обычно в разрезах наблюдаются сочетания двух или нескольких видов текстур. Так, у песчаников и алевролитов массивные текстуры нередко несут признаки слоеватости (рис. 24, *1*, *2*, *3*) или слойчатости (слойки — скопления глинистого материала, обугленного растительного детрита и песчано-алевритового материала иной размерности по сравнению с породообразующей массой). Горизонтально-слоистые текстуры чередуются с косослоистыми. Наиболее распространено сочетание слоистых текстур со слоеватыми и слойчатыми; слоистых, слоеватых и слойчатых — с массивными (см. рис. 24, *1*, *4*) и т. д. Разнотипная слоистость — характерная черта пород всей терригенной формации.

Недостаток кернового материала не позволил вывести пока определенных закономерностей в региональном или возрастном изменении текстурных особенностей пород. Характерна приуроченность биогенно-слоеватых и биогенно-слойчатых текстур к старооскольским, муллинским и пашийским образованиям и биогермных текстур — только к старооскольскому и муллинскому горизонтам. У песчаников, безглинистых и слабо глинистых алевролитов преимущественным развитием пользуются толсто-, среднеслоистые и мас-

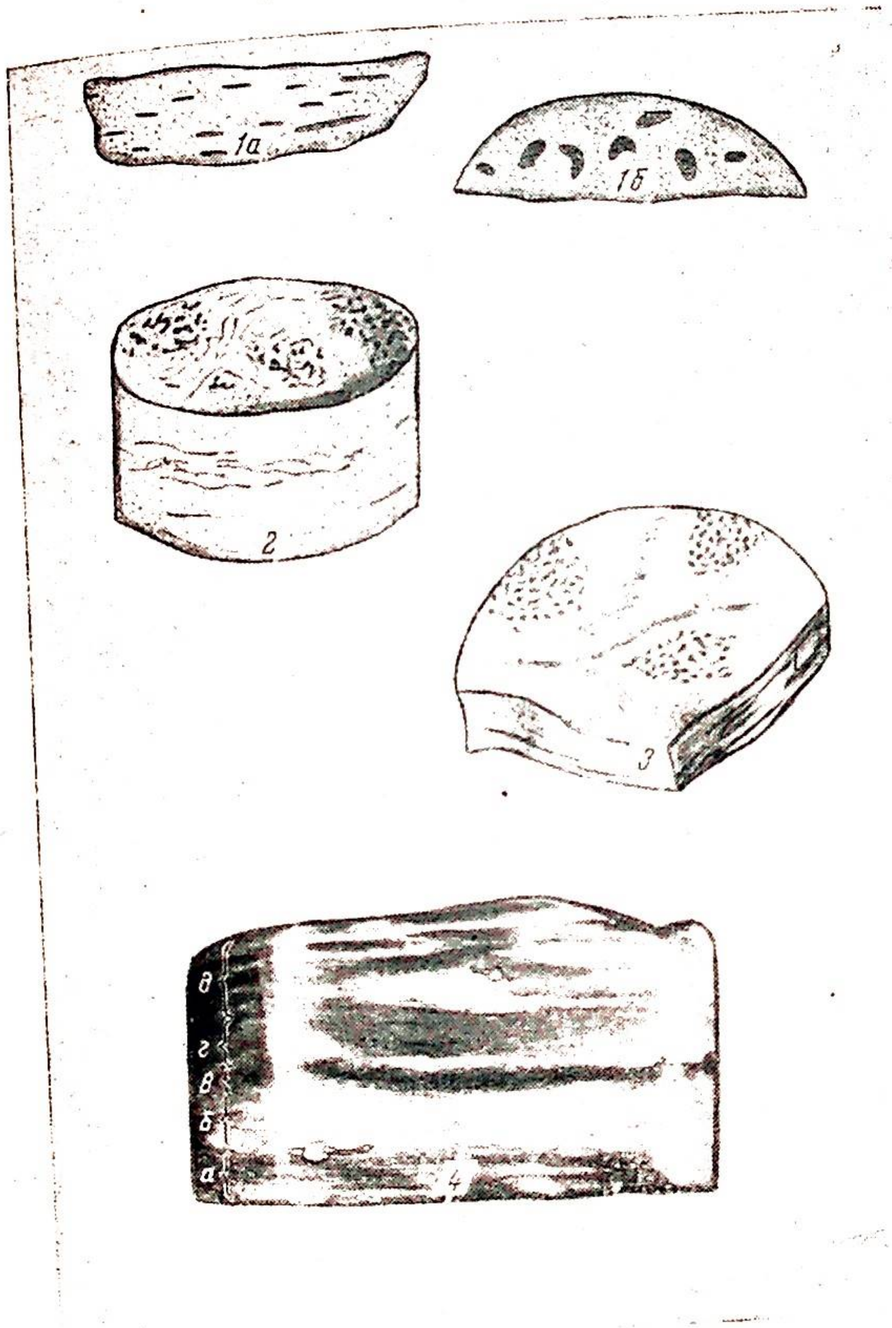


Рис. 24. Некоторые смешанные текстуры:

1 — массивная текстура с элементами слоеватости. Песчаник алевритовый, кварцевый, мелкозернистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 13 (Сергеевка). Натуральная величина: *а* — вертикальный срез керна; *б* — горизонтальный срез керна (зарисовка по керну); *2* — массивная текстура с элементами слойчатости. Алевролит песчаный, кварцевый. Горизонт $Д_I$. Скв. 44 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *3* — массивная текстура с элементами слоеватости. Алевролит наравномерно песчаный, кварцевый. Горизонт $Д_{II}$. Скв. 44 (Ромашкино). Натуральная величина (зарисовка по керну); *4* — параллельная, горизонтальная тонко- и субмикрослоистая текстура с различной внутренней текстурой слоев: *а* — микрослойчатой, *б* — микро- и субмикрослойчатой, *в* — неясно-слоеватой, *г* — массивной с элементами слоеватости, *д* — субмикрослойчатой. На границе слоев *а*, *б* и в слое *д*—видимые сердцевидные биоморфные образования. Алевролит неравномерно глинистый, кварцевый. Горизонт $Д_{III}$. Скв. 82 (Ромашкино).

Увеличение 1,6× (фото)

сивные текстуры с элементами локальной слоеватости и слойчатости. В разрезах горизонтов *Дv* и *Дiv* широкое распространение, по-видимому, имеют косослоистые текстуры; у глинистых алевролитов—горизонтально-субмикро- и микрослоистые в сочетании со слоеватыми, слойчатыми, интерференционнослоистыми текстурами. У аргиллитов преобладают микрослоистые и микрослойчатые текстуры.

Специфические особенности изученных текстур у пород терригенной формации девона свидетельствуют о морских мелководных, местами прибрежных условиях их формирования с частой пульсацией в приносе терригенного материала. Существенные различия в сложениях пород говорят о различных фациальных обстановках в местах их скопления. Безглинистые песчаники и алевролиты (толсто- и среднеслоистые, массивные и косослоистые текстуры) отлагались, по-видимому, главным образом в условиях направленных течений, потоков с широким разносом и перераспределением обломочного материала волнами. Глинистые алевролиты и аргиллиты (субмикро- и микрослоистые, слойчатые и слоеватые текстуры) образовались в обстановке слабого и неориентированного (волнообразного) движения водной среды со значительным развитием, временами, водорослей и других растительных и животных организмов.

Неравномерное по площади и ритмичное во времени распределение обломочного материала в период накопления осадков оказало значительное влияние на образование текстур при последующем его уплотнении. Раздувы слоев из алеврита и песка, их локальное выклинивание или сокращение в мощности привели к волнистой и интерференционной слоистости пород, к возникновению локальных прогибов и поднятий глинистых слоев в более крупном плане. Изучение текстурных особенностей пород поможет лучше узнать закономерности смены фациальных условий как во времени, так и в пространстве.

Структуры пород

Под структурой осадочных горных пород понимают совокупность особенностей их строения, зависящих от формы, величины и взаимоотношений породообразующих составных частей. Особенностям строения пород посвящены работы многих исследователей, но общепринятой классификации структур до сих пор еще не разработано.

Рассмотренные структуры пород терригенной формации девона касаются лишь песчаников, алевролитов и аргиллитов. Карбонатные и некоторые другие породы еще не изучены.

Структуры песчаников и алевролитов

Песчаники и алевролиты являются, как известно, породами, существенную часть которых (более 50%) составляют обломки минералов и горных пород, величиной 0,01—1,0 *мм*, связанные тем или иным цементирующим веществом. Поэтому мы прежде всего различаем структуры породообразующего материала и структуры цемента.

В основу классификации структур породообразующего материала мы положили форму и величину его составных частей. Важнейшими структурными признаками, кроме того, являются характер укладки и цементации этих частей, определяющие их взаимоотношение. Поэтому при классификации структур песчаников и алевролитов следует учитывать эти особенности (рис. 25).

Зернистые структуры. Зернистыми называются структуры песчаников и алевролитов, когда порода в основном состоит из мономинеральных зерен—в различной степени окатанных или угловатых обломков минералов (преимущественно кварца). Зерна песчаников и алевролитов из терригенной формации девона разнообразны по форме, как видно на рис. 26, делятся на округлые (окатанные), угловато-округлые (окатанные), округло-окатанно-угловатые и угловатые.

В каждой из этих групп по отношению размеров (длины, ширины, толщины) выделяются 4 подгруппы: изометричные (размеры длины, ширины и толщины зерна приблизительно одинаковы, отношение менее 2:1); удлиненные (длина зерна значительно больше его ширины и толщины, отношение длины к ширине более 2:1); таблитчатые (длина и ширина зерна больше его толщины, отношения изменяются от 2:1 до 10:1); чешуйчатые (длина и ширина зерна значительно больше толщины, отношение больше 10:1).

Таблитчатые и чешуйчатые зерна среди терригенного материала встречаются чрезвычайно редко и не имеют существенного значения.

Среди зернистых структур выделяются: округлозернистые структуры, угловато-округлозернистые структуры и угловато-зернистые структуры.

В породах округлозернистой структуры преобладающая масса обломков окатана: все углы стерты, закруглены (рис. 27, *1*, *2**). Такие зерна могут быть либо изометричными (собственно округлозернистая структура), либо вытянутыми в одном направлении (продолговато-округлозернистая структура).

* Рисунки выполнены Зуевым.

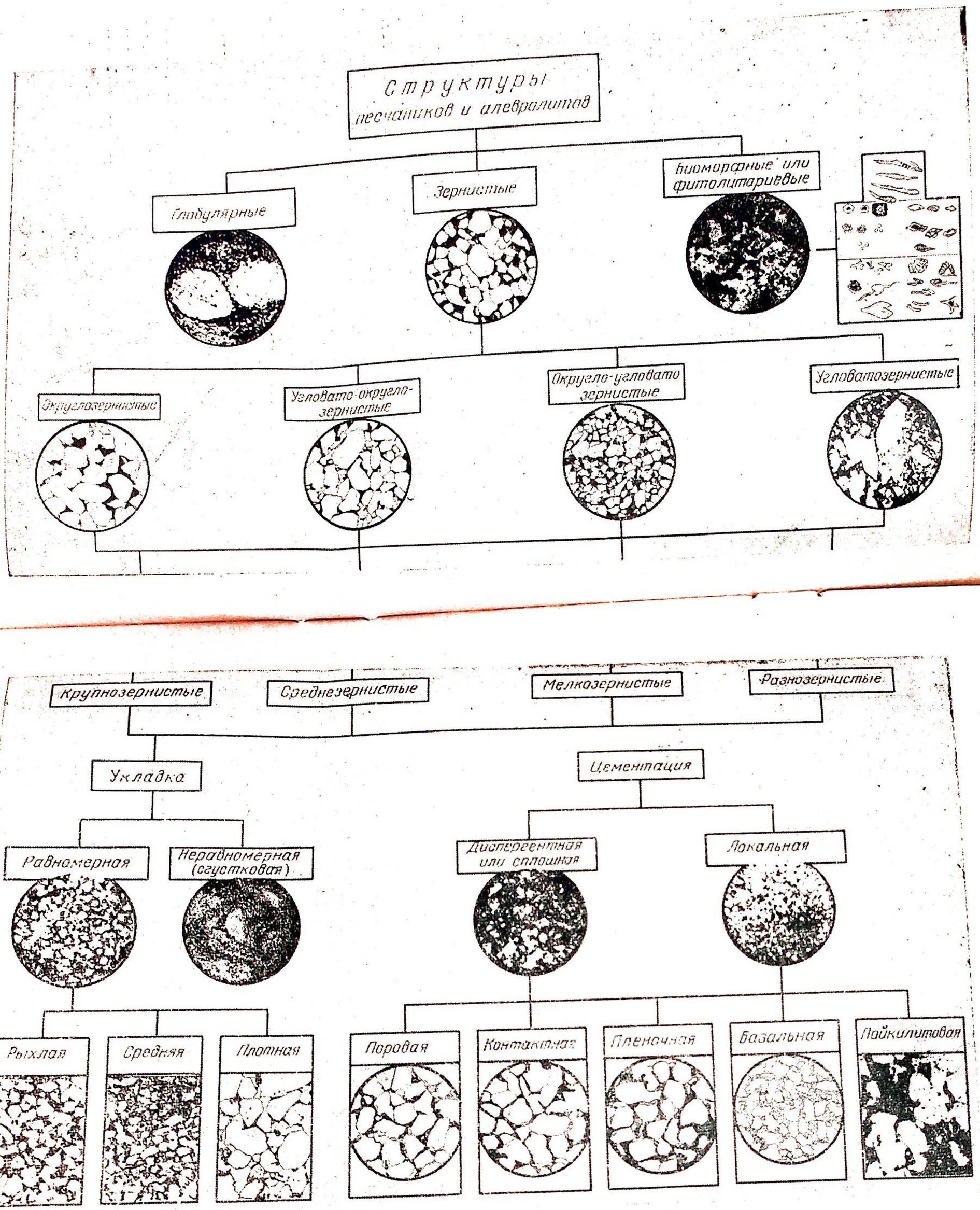


Рис. 25. Схема классификации структур песчаников и алевролитов терригенной формации девона

Рис. 26. Схема классификации зерен песчаников и алевролитов по форме

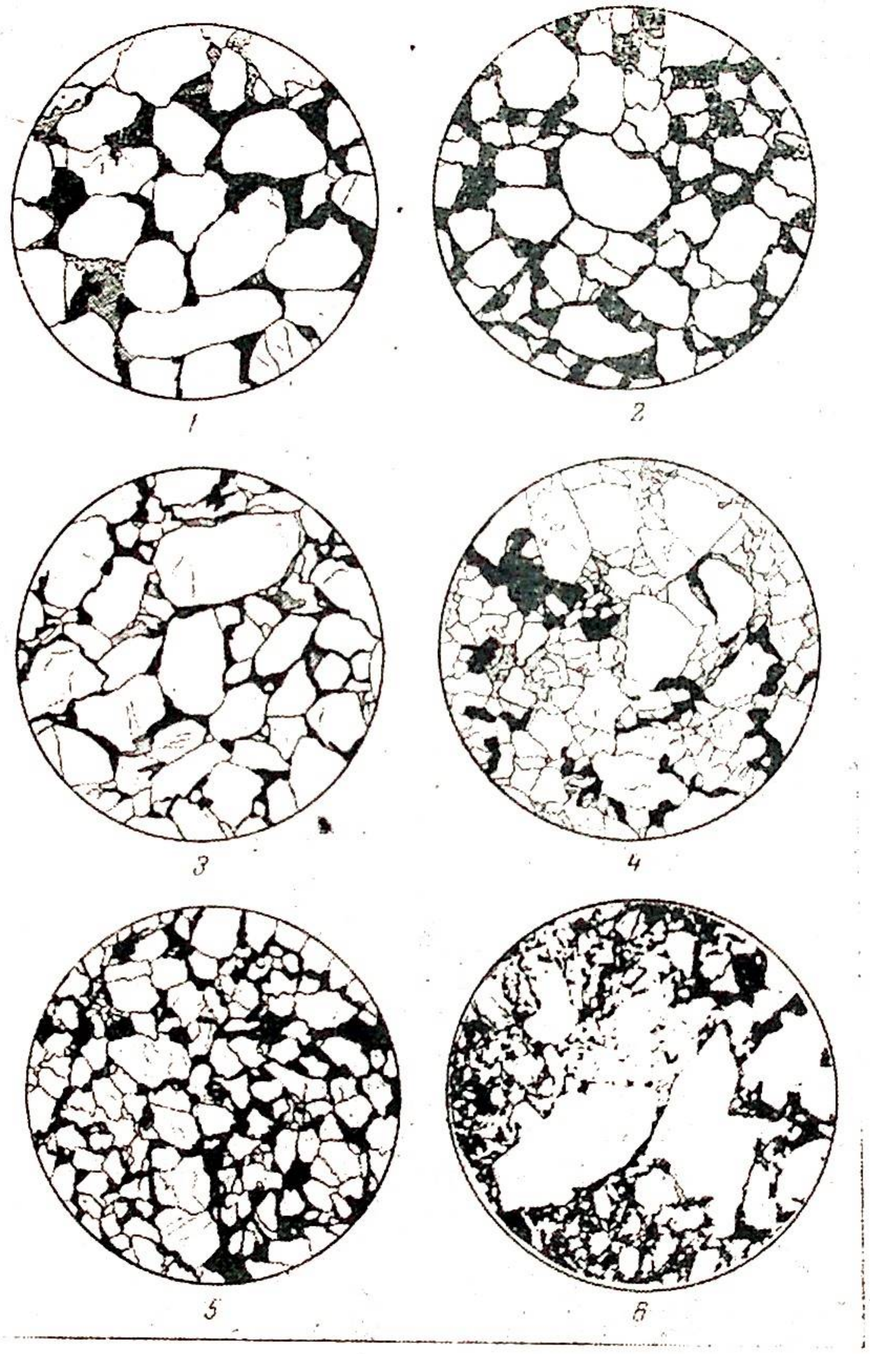


Рис. 27. Структура песчаников и алевролитов:

1 — округлозернистая, местами продолговато-округлозернистая структура. Цемент глинистый, локальный, контактный. Горизонт $Д_I$. Скв. 7 (Урал), образец 101. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *2* — округлозернистая структура. Песчаник алевритовый, кварцевый, без цемента. Горизонт $Д_I$ (Урал), образец 99. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *3* — угловато-округлозернистая структура. Песчаник алевритовый, кварцевый. Цемент глинистый, локальный, контактный. Горизонт $Д_I$. Скв. 469 (Миннибаево), образец 10. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *4* — округло-угловатозернистая структура. Песчаник алевритовый, кварцевый, разнозернистый. Цемент глинистый, локальный, поровый. Горизонт $Д_{IV}$. Скв. 382 (Миннибаево), образец 1. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *5* — угловатозернистая структура. Алевролит песчаный, кварцевый, без цемента. Горизонт $Д_I$. Скв. 461 (Миннибаево), образец 8. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *6* — угловатозернистая структура. Песчаник кварцевый, порфировиднозернистый. Цемент алеврито-глинистый, локальный, поровый. Горизонт $Д_V$. Скв. 6 (Ромашкино), образец 1128. Увеличение 75× (фото).

Угловато-оруглозернистые обломки пород имеют как закругленные, так и резко выраженные углы (рис. 27, *3*, *4*). Они также могут быть либо изометричными, либо вытянутыми в одном направлении (продолговато-угловато-оруглозернистая структура).

Угловатозернистые структуры характеризуются неокатанностью зерен: углы резко выражены (рис. 27, *5*, *6*). Зерна также могут быть изометричными или продолговатыми.

Наибольшим распространением среди песчаников и алевролитов терригенной формации девона позьзуются угловато-округлозернистые структуры, причем степень окатанности зерен песчаников обычно выше, чем у алевролитов. Округлозернистые структуры имеют локальное значение и встречаются лишь в горизонтах $Д_{III}$, $Д_{II}$, $Д_I$ и $Д_0$. Роль их несколько возрастает снизу вверх разреза формации. Угловатозернистые структуры наиболее часто встречаются в горизонте $Д_V$, в основании горизонта $Д_{IV}$ и редко — в горизонте $Д_0$. В других песчано-алевритовых горизонтах формации эти структуры обычно не встречаются.

По величине зерен и степени их сортировки среди зернистых структур выделяются: крупнозернистые (1,0—0,5 *мм* у песчаников, 0,10—0,05 *мм* у алевролитов), среднезернистые (0,5—0,25 *мм* у песчаников, 0,05—0,025 *мм* у алевролитов), мелкозернистые (0,25—0,10 *мм* у песчаников, 0,025—0,01 *мм* у алевролитов), разнозернистые (преобладают 1—0,1 *мм* у песчаников и 0,1—0,01 *мм* у алевролитов).

Среди разнозернистых структур, кроме того, выделяются порфировидно-зернистые; в сравнительно одноразмерной массе обломочного материала встречаются зерна значительно бо́льшие по величине (рис. 27, *6*).

Большое распространение среди песчаников и алевролитов терригенной формации имеют мелкозернистые структуры, встречающиеся преимущественно в горизонтах $Д_{III}$, $Д_{II}$ и $Д_I$, и разнозернистые — в горизонтах $Д_V$, $Д_{IV}$ и $Д_0$. Крупно- и среднезернистые структуры имеют незначительное (локальное) развитие в горизонтах $Д_V$ и $Д_{IV}$.

По характеру укладки (упаковки) зерен различаются породы с равномерной укладкой и с неравномерно-сгустковой укладкой обломочного материала. В первом случае обломочный материал более или менее равномерно распределен в объеме породы, во втором случае образует разнообразной формы локальные скопления, зерна между которыми размещены относительно равномерно и свободно (рис. 28, *1*, *2**). Из-за недостатка кернового материала не удалось установить какие-либо закономерности в размещении этих типов укладки. По-видимому, они имеют локальное, но

* Рисунки Зуева.

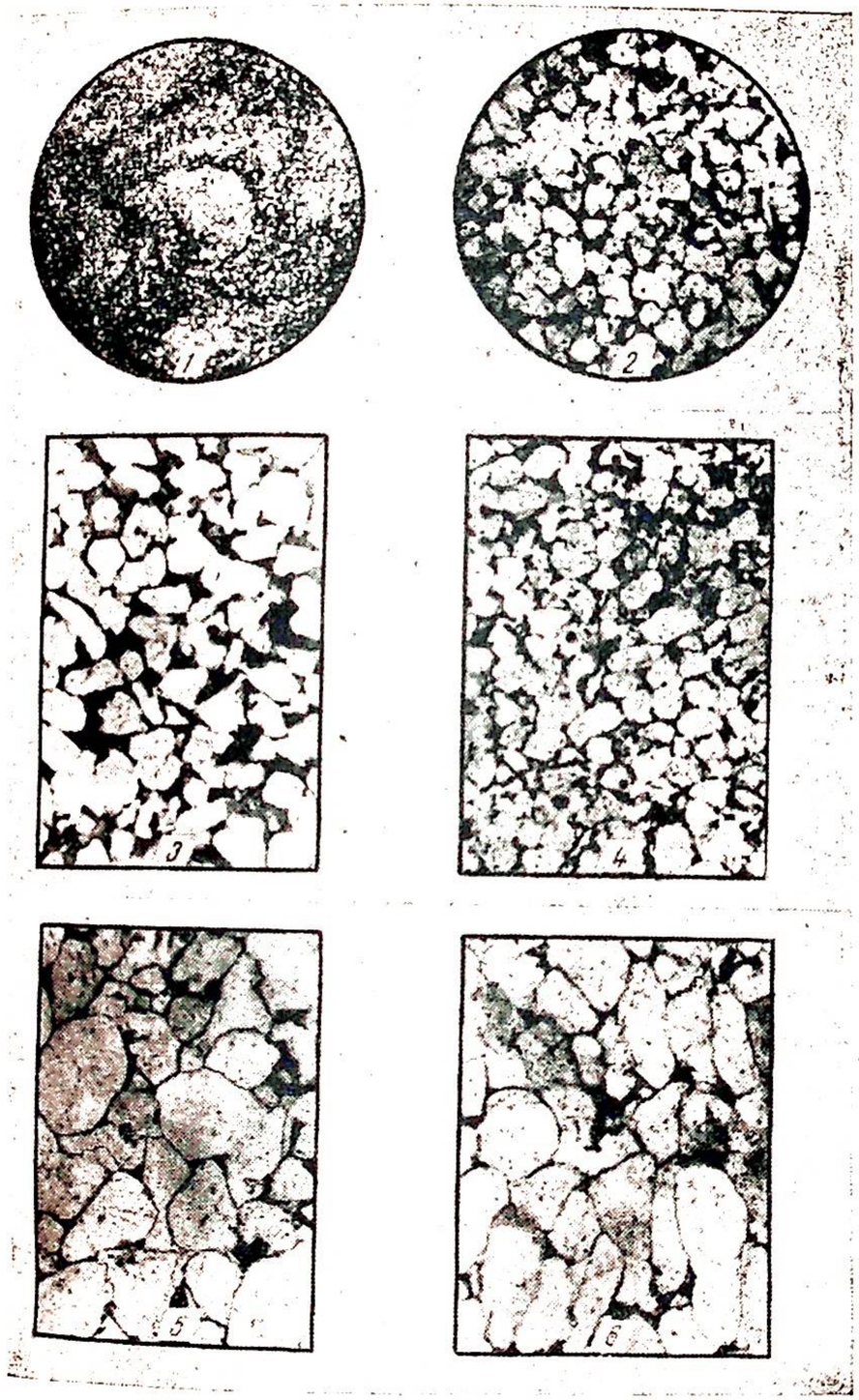


Рис. 28. Характер укладки зерен в песчаниках и алевролитах:

1 — сгустковая укладка. Алевролит глинистый, кварцевый. Цемент глинистый, локальный, поровый. Кыновские отложения. Скв. 521 (Ромашкино). Увеличение 54× (фото Богородской); *2* — равномерная укладка. Песчаник сильно алевритовый, кварцевый. Цемент глинистый, локальный, контактовый. Горизонт $Д_I$. Скв. 515 (Абдрахманово), образец 8. Увеличение 65× (фото Н. А. Зуева); *3* — свободная укладка зерен. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент глинистый, локальный, поровый. Горизонт $Д_I$. Скв. 576 (Абдрахманово), образец 7. Увеличение 65× (фото); *4* — средняя укладка зерен. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент глинистый, локальный, поровый. Горизонт $Д_I$. Скв. 576 (Абдрахманово), образец 9. Увеличение 65× (фото); *5* — плотная несогласная укладка зерен. Песчаник кварцевый, разнозернистый, без цемента. Горизонт $Д_I$. Скв. 34 (Абдрахманово), образец 29. Увеличение 65× (фото); *6* — плотная согласная (мостовая) укладка. Песчаник кварцевый, мелкозернистый, без цемента. Горизонт $Д_I$. Скв. 15 (Миннибаево), образец 1218. Увеличение 65×.

повсеместное распространение. Замечено лишь, что чаще всего сгустковая укладка встречается в глинистых разностях песчаников и алевролитов, равномерная — в их безглинистых и высоко сортированных разностях.

Песчаники и алевролиты обладают, кроме того, различной плотностью укладки и делятся на породы со свободной укладкой ($П_у < 0{,}75$), средней укладкой ($П_у = 0{,}75 - 0{,}85$) и плотной укладкой ($П_у > 0{,}85$), где $П_у$ — коэффициент плотности укладки. Величина его изменяется от 0,5 до 0,96%.

В породах со свободной укладкой зерна обломочного материала соприкасаются чаще всего только углами (рис. 28, *3*), а при недостатке цемента (до 5%) обладают высокой открытой пористостью (20—25 и более процентов) и высокой газопроницаемостью (более 1000 *мда*). Это обычно рыхловатые и легко растирающиеся породы.

При средней плотности укладки зерна проникают друг к другу обычно короткими сторонами (рис. 28, *4*). В случаях отсутствия цемента или при малом его содержании зерна обладают средней величиной пористости (15—20%) и средней проницаемостью (100—500 *мда*). Эти породы гораздо крепче.

В плотной укладке зерна соприкасаются в большинстве случаев длинными гранями, причем встречаются несогласная и согласная, или мостовая, укладки.

Для несогласной плотной укладки (рис. 28, *5*) характерно, что зерна, соприкасаясь наиболее длинными гранями, не подогнаны друг к другу ни по форме, ни по величине, т. е. не подобраны для наиболее плотной укладки. Коэффициент $П_у$ для них обычно составляет 0,85—0,90%. При согласной укладке очертания одних зерен согласуются с очертаниями других, им смежных. Коэффициент $П_у$ для них обычно более 0,90% (рис. 28, *6*).

Плотная укладка определяет максимальную компактность и крепость породы. Такой укладкой, особенно согласной, чаще всего характеризуются сливные песчаники и алевролиты. Открытая пористость их не превышает 10—15%, а газопроницаемость — 10—100 *мда*. Нередко эти породы являются практически непроницаемыми.

Таким образом, характер и плотность укладки обломочного материала песчаников и алевролитов имеют тесную связь с их коллекторскими свойствами.

По характеру цементации среди песчаников и алевролитов выделяются две группы пород: породы с диспергентной цементацией и породы с локальной цементацией.

У пород с диспергентной цементацией цементирующее вещество распределено сравнительно равномерно (рис. 29, *1* и *3*). При локальной цементации оно концентрируется лишь в отдельных участках, между которыми порода лишена

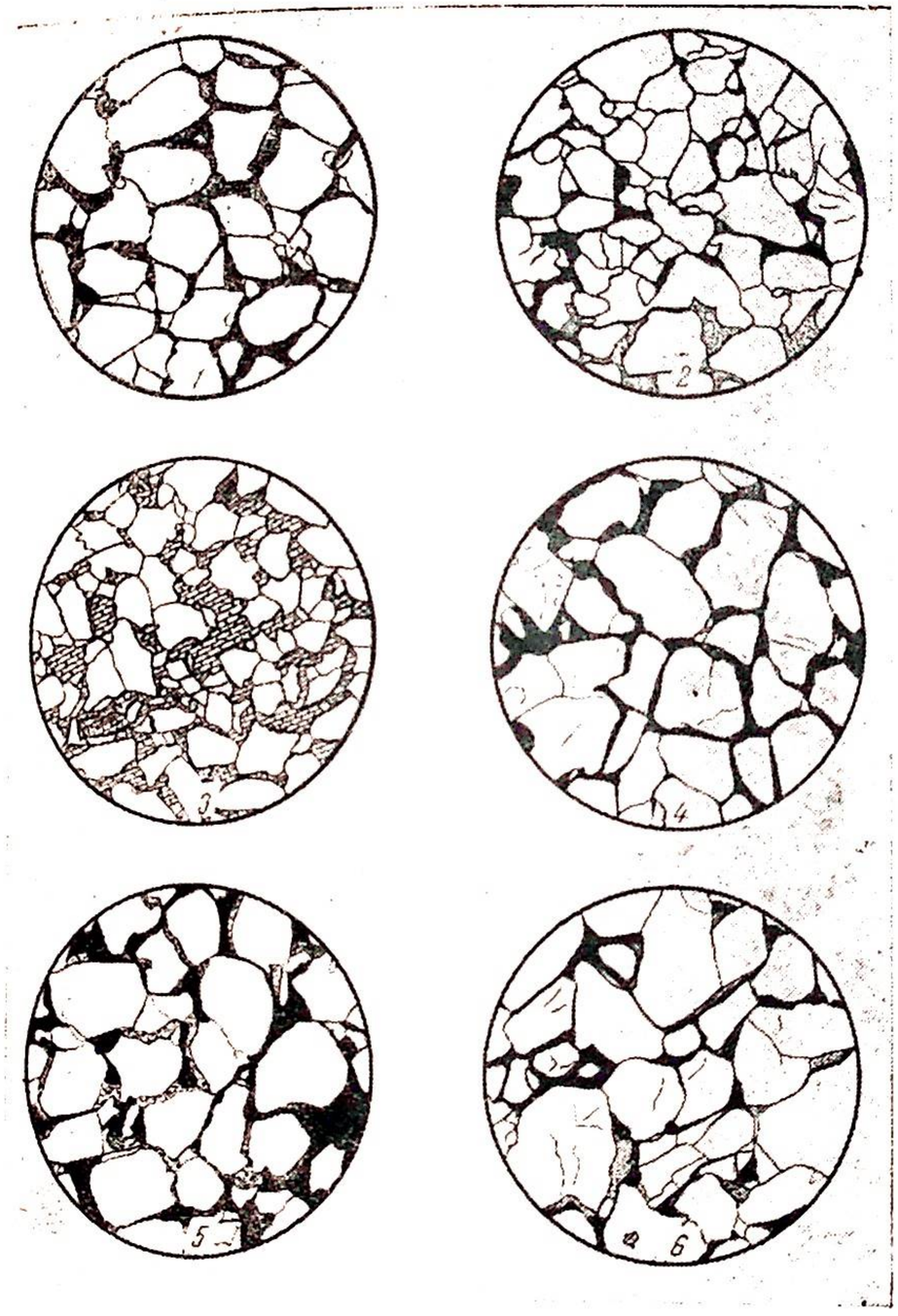


Рис. 29. Типы цементации песчаников и алевролитов:

1 — диспергентная неполно-поровая цементация. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент глинистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 23 (Абдрахманово), образец 996. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *2* — локальная полно-поровая цементация. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент глинистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 82 (Ромашкино), образец 42. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *3* — диспергентная базальная цементация. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент сидеритовый. Горизонт $Д_I$. Скв. 483 (Абдрахманово), образец 42. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *4* — локальная контактная цементация. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент глинистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 511 (Абдрахманово), образец 96. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *5* — локальная пленочная цементация. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Цемент глинистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 23 (Абдрахманово), образец 995. Увеличение 87× (зарисовка под микроскопом); *6* — локальная неполно-поровая цементация. Песчаник кварцевый мелкозернистый. Цемент глинистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 82 (Ромашкино), образец 48. Увеличение 87× (за-

видимого цементирующего материала (рис. 29, *2* и 30, *3*). Иногда такие участки настолько отдалены друг от друга, что при изучении пород по образцам малого размера создается впечатление полного отсутствия цемента в разрезе. По соотношению цемента и зерен обломочного материала выделяются следующие виды цементации: поровая, контактная, пленочная, базальная и пойкилитовая.

В породах с поровой цементацией (см. рис. 29, *1*) цементирующее вещество в той или иной мере заполняет промежутки между зернами обломочного материала — поры. Цементом обычно служит глинистый материал, битум, смесь глинистого материала и битума, реже — зернистый сидерит, пирит и, редко, кремень, раскристаллизованный до микрозернистых агрегатов кварца. В разнозернистых песчаниках горизонтов $Д_V$ и $Д_{IV}$ между крупными зернами нередко содержится более мелкозернистый обломочный материал, промежутки которого, в свою очередь, заполнены глинистым, железистым или кремнистым веществом (см. рис. 27, *4*). Цемент заполняет поры целиком (см. рис. 29, *3*) или частично. В последнем случае цементирующее вещество распределяется обычно по стенкам пор в виде сплошных и прерывистых каемок. Полное насыщение пор наблюдается обычно либо в породах с высоким содержанием глинистого вещества (15—20 и более процентов), либо в породах, обогащенных минеральными выделениями (сидерит, кальцит, доломит, пирит и др.).

Поровая цементация является наиболее характерной для песчаников и алевролитов, причем у пород-коллекторов всех продуктивных горизонтов преимуществом пользуется неполно-поровая цементация битумно-глинистым материалом. Местами широко распространена неполно-поровая цементация сидеритом, а в горизонтах $Д_V$ и $Д_{IV}$ — обломочным материалом в смеси с глинистым веществом.

При контактной цементации цементирующее вещество концентрируется лишь в местах соприкосновения зерен или между их наиболее сближенными углами и гранями (рис. 29, *4*). В качестве цемента обычно выступает битум в смеси с глинистым веществом, чешуйки глинистых минералов, зерна сидерита. Содержание цемента в таких породах весьма низкое (1—3%). Поры их обычно свободны от минеральных выделений.

Контактная цементация по сравнению с поровой имеет подчиненное значение. Преимущественно она развита в местах повышенной мощности песчаников горизонта $Д_I$.

В породах с пленочной цементацией цементирующее вещество обволакивает зерна обломочного материала тонкой пленкой, толщина которой не превышает в большинстве случаев 0,02 *мм*; поры при этом остаются свободными (рис. 29, *6*). Подобные пленки образуют: гидроокислы железа — на зернах обломочного материала, чаще всего в песчаниках и алевролитах эйфельских и живетских отложений; глинистые вещества и битум — в песчаниках и алевролитах вышележащих отложений; кремнезем (распознается с трудом), распространение которого не изучено. По-видимому, кремнистые оболочки развиты у пород, крепко связанных, но лишенных видимого цемента.

Породы с пленочной цементацией встречаются во всех продуктивных горизонтах формации (особенно в местах их повышенной мощности и монолитного строения). Для них характерно малое содержание цемента (менее 1%) и высокие коллекторские параметры.

Базальная цементация свойственна лишь сильно глинистым и сидеритовым разностям песчаников и алевролитов при примерном соотношении 1:1 объемов обломочного материала и цемента. В таких случаях большинство зерен обломочного материала разобщены цементом и „плавают" в нем (рис. 30, *2*). Цемент представляет глинистое вещество (нередко с примесью битума или обломочного материала) или зернистый сидерит (см. рис. 29, *3*).

Породы с базальной цементацией наиболее часто встречаются в прослоях аргиллитовых пачек, заключенных между продуктивными пластами, во всех частях разреза формации. В продуктивных горизонтах они имеют локальное развитие и связаны в основном либо с прослоями и линзами глинистых песчаников и алевролитов, либо с участками сидеритизации пород. Такие породы не могут быть коллекторами нефти: они имеют весьма низкую открытую пористость (менее 5%) и являются непроницаемыми.

В породах с пойкилитовой цементацией цемент представляет собой кристаллы сидерита, кальцита, реже — доломита (см. рис. 30, *3*, 30, *4*). Зерна обломочного материала часто играют роль изолированных друг от друга ксеноморфных включений в эти кристаллы. Величина кристаллов достигает иногда 1—2 *мм*.

Пойкилитовая цементация имеет локальное развитие в обособленных участках с плотными, непроницаемыми породами. Иногда такие участки соединяются между собой прожилками из зернистого сидерита или кальцита, образуя округлые пятна или линзы до 1 *см* в поперечнике. Пойкилитовая цементация встречалась у песчаников и алевролитов горизонтов $Д_{IV}$, $Д_{III}$, $Д_{II}$ и $Д_I$.

Глобулярные структуры. Глобулярными названы структуры, состоящие в основном из круглых агрегатов кварца, величиной около 1 *мм* в поперечнике. Такие структуры наблюдаются у глинистых алевролитов из горизонтов

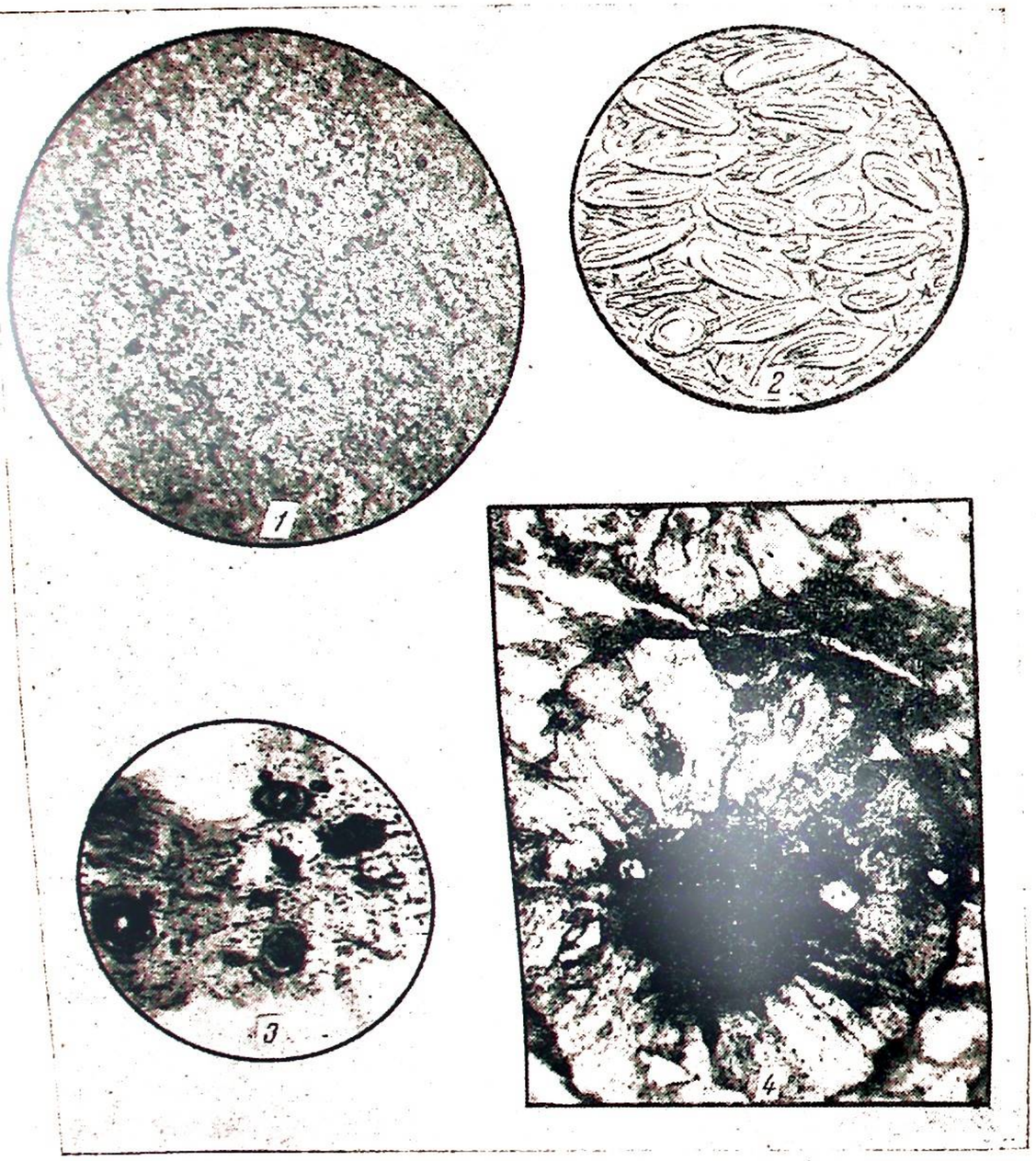


Рис. 30. Структуры и цементация песчаников и алевролитов:

1 — глобулярная структура. Аргиллит-алевролит. Горизонт $Д_{II}$. Скв. 13 (Сергеевка). Увеличение 40×. (фото К. А. Богородской); *2* — диспергентная базальная цементация. Алевролит сильно глинистый. Горизонт $Д_{IV}$. Скв. 83 (Ромашкино). Увеличение 56×. Николи 11 (фото К. А. Богородской); *3* — локальная пойкилитовая цементация. Алевролит слабо песчаный. Горизонт $Д_{II}$. Скв. 44 (Ромашкино). Увеличение 56× (фото К. А. Богородской); *4* — пойкилитовая цементация. Песчаник кварцевый, мелкозернистый. Горизонт $Д_{I}$. Скв. 100 (Ромашкино). Увеличение 87× (фото Н. А Зуева)

$Д_{III}$ и $Д_{II}$, редко — у глинистых алевролитов из горизонтов $Д_{IV}$, $Д_{I}$ и $Д_{0}$.

В шлифах под микроскопом такие породы имеют своеобразное строение: в глинисто-алевритовой массе их беспорядочно размещены круглые или овальные обособленные агрегаты из плотноуложенных угловатых зерен кварца, лишенных глинистого материала или с незначительным содержанием его.

Агрегаты кварца находятся на различном расстоянии друг от друга: либо приближены, либо отдалены. Они отличаются резко выраженной угловатостью зерен, их малой величиной (0,01—0,05 *мм*), более плотной укладкой по сравнению с вмещаемой их алевритовой массой и отделены от нее зоной с повышенной концентрацией глинистого материала (см. рис. 30, *1*).

Происхождение подобных агрегатных скоплений кварца пока не установлено. Возможно, что этот результат замещения растительных остатков кремнеземом с последующей раскристаллизацией замещающего вещества.

Глобулярные структуры не имеют самостоятельного значения и встречаются лишь в некоторых участках пород. Однако наиболее часто такие участки приурочены к старооскольскому и муллинскому горизонтам.

Биоморфные структуры. Эти структуры свойственны глинистым алевролитам, существенной составной частью которых являются своеобразные сильно уплотненные агрегаты зернистого кварца величиной в 1—8 *мм*, при величине составляющих зерен от 0,01 до 0,1 *мм* (преимущественно 0,01—0,05 *мм*).

Эти агрегаты имеют очень разнообразные формы, но наиболее распространены округлая, овальная, в разной мере удлиненная — от линзовидной к призматической до стеблевидно-вытянутой с дихотомическим ветвлением рис 31, *3*, 31, 5*). Иногда встречаются сердцевидные формы (см. рис. 31, *4*), а также веерообразные с признаками радиально-лучистого строения и углом расхождения лучей около 45° (см. рис. 31, *5а*).

Округлые агрегаты нередко имеют в разрезах кольцевое или концентрическое строение, иногда с зазубренным в виде шестеренки внешним контуром или с радиально-лучистой внешней оторочкой (см. рис. 31, *1*).

Реже встречаются полые формы, имеющие угловатый контур, осложненный четырьмя шипами, слегка выгнутыми в одну сторону (см. рис. 31, *5д*).

Происхождение всех этих образований точно не установлено. Однако органическая (в основном растительная) при-

* Последующие рисунки выполнены К. А. Богородской.

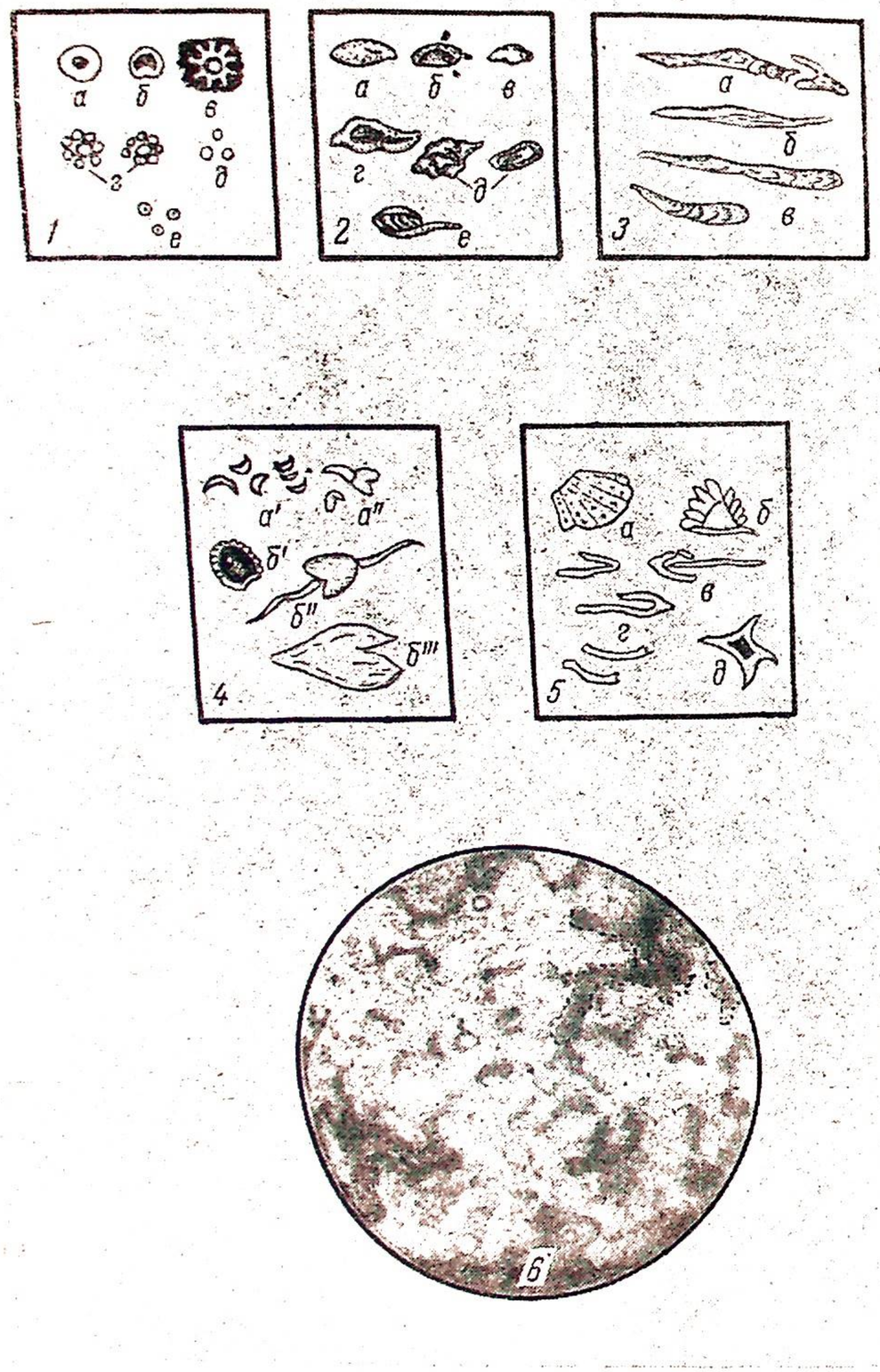


Рис. 31. Биоморфные структуры и образования:

1 — округлые биоморфные образования из глинистых алевролитов. *а, б, е* — кольцеобразные (увеличение 1,5×); *в* — шестеренковидные (увеличение 1,5×); *г* — розетковидные (увеличение 1,5×); *д* — монолитные (натуральная величина). Живетские и пашийские слои. Скв. 10 и 83 (Ромашкино) (зарисовка); *2* — биоморфные образования овальной формы из алевролитов. Пашийские слои и верхний живетский комплекс. Скв. 10 (Ромашкино) и 84 (Акташ). Увеличение 1,5× (зарисовки); *3* — биоморфные образования линзовидно-вытянутой формы из алевролитов горизонта $Д_{II}$. Скв. 10 (Ромашкино) и 48 (Акташ). Увеличение 1,5× (зарисовки); *4* — биоморфные образования из алевролитов: *а', а''* — серповидные и *б', б''* и *б'''* — сердцевидные. Горизонты $Д_{III}$ и $Д_{II}$. Скв. 10 и 83 (Ромашкино). Увеличение 1,5; 1,2 и 4 (зарисовки); *5* — биоморфные образования из алевролитов: *а* — веерообразные; *б, в, г* — неопределенной формы и *д* — формы с четырьмя шипами. Пашийский горизонт. Скв. 10, 13 и 83 (Ромашкино). Увеличение 1,5× (зарисовки); *6* — биоморфная структура. Алевролит слабоглинистый. Горизонт $Д_{III}$ Скв. 84 (Акташ). Увеличение 1,4× (фото)

рода их не вызывает сомнений. Предполагается, что это растительные остатки, подвергшиеся в процессе диагенеза, эпигенеза и метаморфизма сначала окремнению, а потом кварцитизации. Об этом свидетельствуют как разнообразие форм, свойственное различным элементам растительных организмов, так и мономинеральный, во всех случаях кварцевый состав, высокая плотность укладки резко угловатых зерен и отсутствие цемента. По нашему мнению, многие из данных образований являются раскристаллизованными скоплениями фитолитарий — телец коллоидного кремнезема, содержащихся в растительных клетках и в межклеточных пространствах растительных тканей Известно, что фитолитарии из современных растений имеют величину менее 0,1 *мм* и весьма разнообразную форму [161]. Есть основания полагать, что древние растительные организмы были способны накапливать коллоидный кремнезем в бóльших количествах, чем современные. В пользу такого предположения свидетельствует, кроме того, приурóченность к породам с фитолитариевой структурой растительных остатков.

Биоморфные (фитолитариевые) структуры особенно широко развиты среди глинистых алевролитов из старооскольского и муллинского горизонтов (рис. 31, *6*). Значительно реже их можно встретить у тех же пород из аргиллитовых пачек нижнефранских отложений и продуктивного горизонта $Д_I$, в котором породы с биоморфной структурой образуют плотные прослои и линзы, резко выделяющиеся среди нефтенасыщенных песчаников и алевролитов своей почти белой окраской (у дер. Чершелы, Ромашкино, Сергеевка и др.).

Структуры аргиллитов

Аргиллиты играют ведущую роль в составе терригенной формации. Они, как известно, являются метаморфизованными глинами и преимущественно состоят из частиц величиной не более 0,01 *мм*. Глинистый материал является наиболее распространенным цементирующим веществом песчаников и алевролитов.

По происхождению его можно разделить на механогенный (терригенный или обломочный) и хемогенный (в основном коллоидный). Механогенный материал — высокодисперсный кварц и другие устойчивые минералы — в процессах диагенеза и эпигенеза не испытывает существенных изменений. Хемогенный же — гелевый — материал меняется в значительной мере: в нем происходят процессы дегидратации, уплотнения, кристаллизации, перераспределения вещества и т. д. При этом возникают разнообразные по форме минеральные ассоциации, определяющие структуру глинистых

пород, в основу классификации которых целесообразно положить форму минеральных ассоциаций.

На рис. 32 приведена схема классификации структур глинистых пород терригенной формации девона, а также битумно-глинистых и глинистых цементов песчаников и алевролитов.

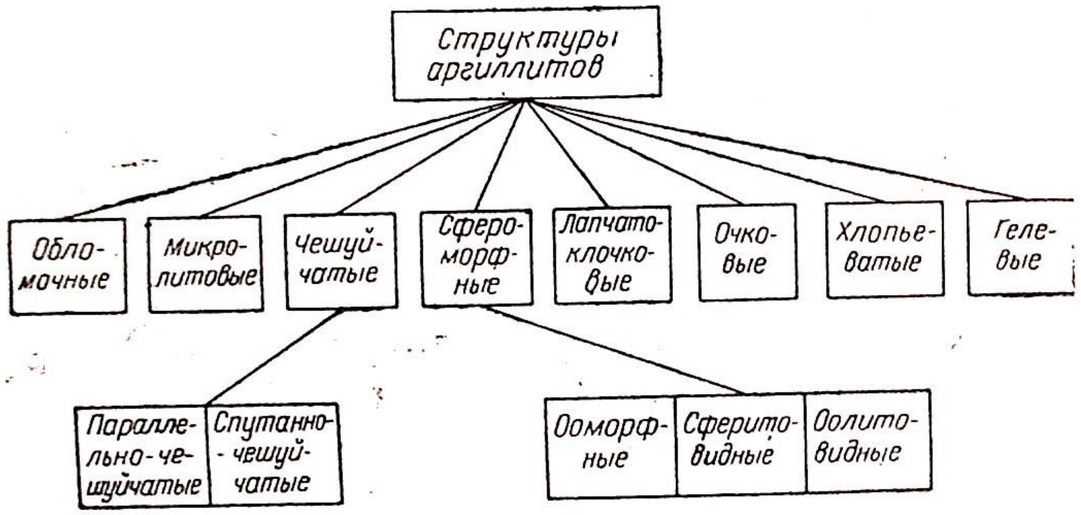


Рис. 32. Схема классификации структур аргиллитов терригенной формации девона

Рассмотрим эти структуры.

Обломочные структуры. Аргиллиты, а также глинистый или битумно-глинистый цемент песчаников и алевролитов обломочной структуры в шлифах под микроскопом представляют собой однородное изотропное вещество, не действующее на поляризованный свет, среди которого либо равномерно, либо весьма неравномерно размещены обломки терригенных минералов, главным образом кварца, величиной от 0,002 до 0,02 *мм* и более, причем основная их масса имеет величину 0,005—0,01 *мм*, т. е. относится к крупнопелитовой фракции гранулометрического анализа. Содержание обломочного материала в таких породах изменяется от 25 до 75%. В большинстве случаев отношение содержания этого материала к изотропному составляет приблизительно 1:1 (рис. 33, *1*). Обломки терригенных минералов имеют резко угловатые очертания, а изотропная масса нередко пропитана бурым органическим веществом, гидроокислами железа и содержит выделения сидерита и пирита.

Окраска аргиллитов зеленовато-серая, реже буровато-серая; при неравномерном распределении обломочного материала принимает пятнистый характер: белесые пятна на зеленовато- или буровато-сером общем фоне породы. Эти структуры имеют тесную связь с алевритовыми, иногда песчаными аргиллитами и встречаются в разрезах эйфельского (особенно в прослоях и линзах среди песчаников

Рис. 33. Структуры глинистых пород:

1 — обломочная структура. Аргиллит слабоалевритовый. Кыновский горизонт. Скв. 521 (Ромашкино). Увеличение 56× (фото); *2* — оолитовидная структура. Аргиллит шамозитовый. Эйфельский ярус. Скв. 44 (Ромашкино). Увеличение 56× (схематизированная зарисовка под микроскопом); *3* — сферитовая структура. Аргиллит песчаный, железистый. Горизонт „Ду" Скв. 83 (Ромашкино). Увеличение 66× Николи II (фото); *4* — строение сферита сидерита (фото Н. А. Зуева)

горизонта *Дv*) нижней части живетского ярусов и нижней части кыновского горизонта.

Микролитовые структуры. Аргиллиты и битумно-глинистый цемент микролитовой структуры в шлифах под микроскопом также представляют собой однородную гелевидную, часто изотропную массу, в которой без видимой закономерности или пятнами размещены кристаллоиды, величина которых, в основном, изменяется от 0,01 до 0,005 *мм*. Часть таких кристаллоидов является продуктом выборочной раскристаллизации основной массы породы, а другая — высокодисперсным терригенным материалом с той же величиной зерен (рис. 34, *4*).

Микролитовые структуры аргиллитов и битумно-глинистых цементов встречаются в разрезах пашийского и кыновского горизонтов у дер. Сулеево, Миннибаево, Ромашкино и др. Они имеют локальное развитие (встречаются лишь в некоторых участках пород) и тесно связаны с чешуйчатыми и гелевыми структурами.

Чешуйчатые структуры. У аргиллитов и цемента чешуйчатой структуры основная масса представляет собой агрегат чешуек. Чешуйки разнообразны по размерам, но не превышают 0,2 *мм*. Толщина их изменяется от 0,001 до 0,01 *мм*. Они принадлежат в основном к глинистым минералам, явившимся результатом раскристаллизации алюмосиликатного осадка, и иногда к серициту — продукту разрушения полевых шпатов. Чешуйки располагаются в породе либо параллельно друг другу (параллельно-чешуйчатая структура), либо без видимой относительной ориентировки (спутанно-чешуйчатая структура). Виды этих структур приведены на рис. 34, *1*, *2*.

Аргиллиты с чешуйчатой структурой являются наиболее распространенными образованиями. Параллельно-чешуйчатые аргиллиты темно-серого (старооскольский горизонт) или зеленовато-серого цветов (кыновский горизонт), спутанно-чешуйчатые — зеленовато-серые (эйфельские, живетские и нижнефранские образования) или коричневые (кыновский горизонт). Однако бывают случаи, когда в одних участках порода имеет параллельно-чешуйчатую структуру, в других — спутанно-чешуйчатую (см. рис. 34, *3*). Особенно часто это наблюдается в аргиллитах живетского яруса пашийского и кыновского горизонтов.

Сфероморфные структуры. В эту группу выделены структуры, которые возникли при выборочной и собирательной раскристаллизации коллоидного железисто- или карбонатно-глинистого вещества с образованием своеобразных минеральных агрегатов округлой формы. Одни из таких агрегатов близки по строению к ооидам, другие к оолитам,

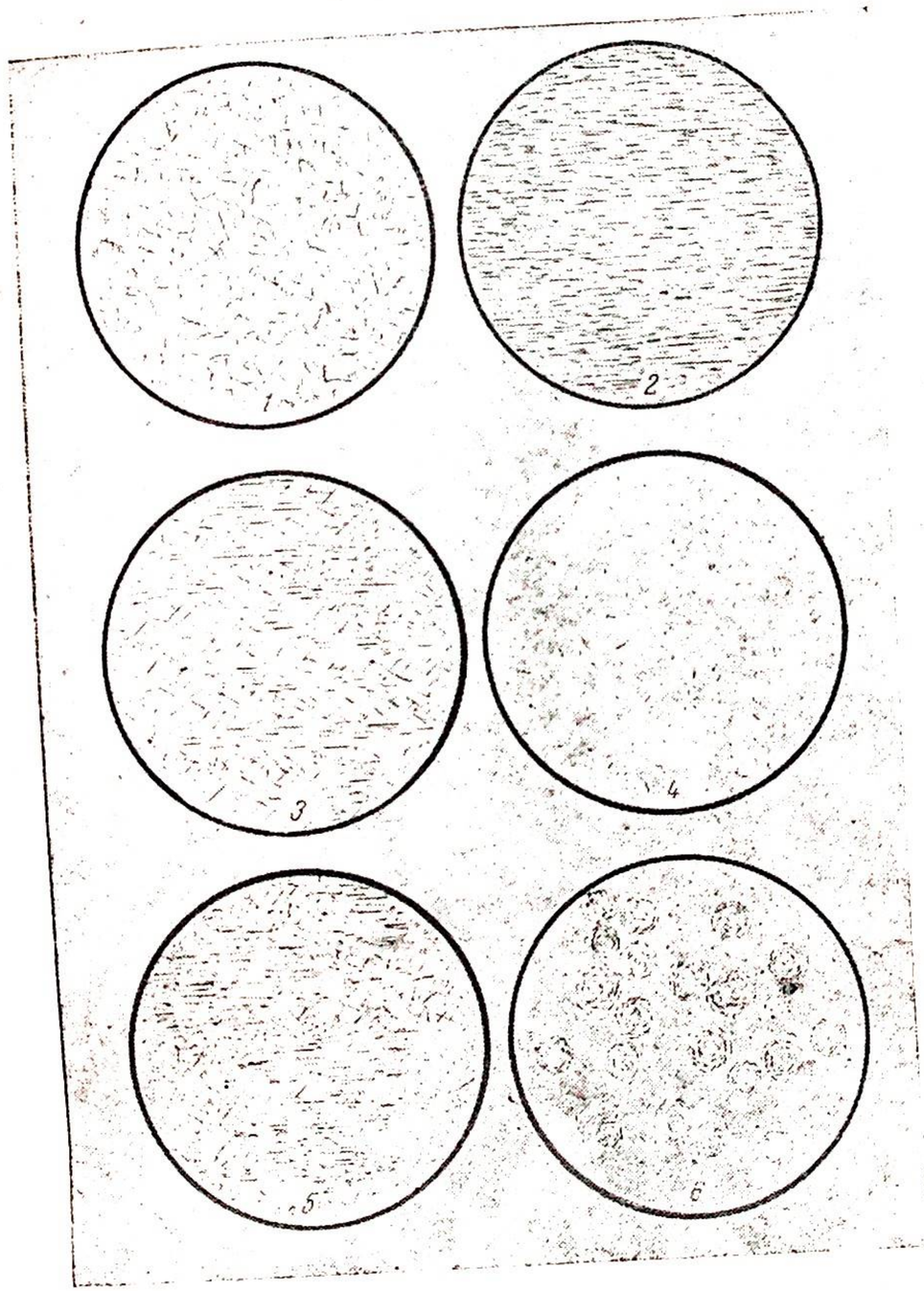


Рис. 34. Структуры аргиллитов:

1 — спутанно-чешуйчатая структура. Аргиллит. Пашийский горизонт. Скв. 521 (Ромашкино). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка под микроскопом); *2* — параллельно-чешуйчатая структура. Аргиллит. Муллинский горизонт. Скв. 13 (Сергеевка). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка под микроскопом); *3* — сочетание спутанно- и параллельно-чешуйчатой структур. Аргиллит. Пашийский горизонт. Скв. 13 (Сергеевка). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка); *4* — микролитовая структура. Аргиллит. Кыновский горизонт. Скв. 42 (Сулеево). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка под микроскопом); *5* — лапчато-клочковая структура. Аргиллит. Эйфельский ярус. Скв. 83 (Ромашкино). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка); *6* — ооидоморфная структура. Аргиллит. Кыновский горизонт. Скв. 68 (Сулеево). Увеличение 48× (схематизированная зарисовка под микроскопом)

третьи к сферолитам. Соответственно выделены структуры: ооидоморфные, оолитовидные и сферитовидные.

В ооидоморфных структурах чешуйки глинистых минералов концентрируются вокруг некоторых центров с образованием округлых чешуйчато-скорлуповатых агрегатов, напоминающих ооиды (см. рис. 34, *6*). Величина их 0,1—0,3 (иногда более) миллиметров. Невооруженным глазом они часто не различимы; под микроскопом на фоне изотропной или микролитовой основной массы выделяются неодинаково отчетливо. В одном и том же шлифе можно наблюдать стадии формирования едва заметных концентраций чешуек в четко оформленные ооидоморфные стяжения. Это говорит о несомненной генетической связи подобных образований с породообразующей массой, из которой обычно состоят и центральные части ооидов.

Аргиллиты ооидоморфной структуры встречаются только в разрезах кыновского горизонта и, по-видимому, могут иметь для его образования корреляционное значение.

Оолитовидными названы структуры, в однородной породообразующей массе которых размещены карбонатно-железистые стяжения чечевицеобразной или округлой формы, радиально-лучистого концентрически скорлуповатого строения, весьма сходные с оолитами (см. рис. 33, *2*). Величина таких стяжений колеблется от 0,2 до 1,5 *мм*, но иногда достигает 2—3 *мм*.

Содержание оолитов в породе обычно составляет 40—60% и, реже, 10—30%. Размещены они либо равномерно, либо образуя скопления неправильной, линзовидной и слоевидной формы. Концентры оолитов сложены шамозитом или гель-шамозитом. В центре оолитов часто встречаются угловатые зерна кварца, стяжения пирита, обрывки растений, комочки гель-шамозита. Нередко оолиты в той или иной степени бывают замещены другими минералами. Замещение кальцитом, сидеритом, пиритом, гидроокислами железа и кварцем, а чаще всего кальцитом и сидеритом происходит от центра оолита к периферии, иногда до полного отсутствия шамуазита или остатка по краю его узкой каемки. Замещение пиритом, гидроокислами железа и кварцем идет от периферии к центру. Иногда эти минералы образуют выделения по границам концентратов. Оолиты в таких случаях часто деформированы: расплющены, изогнуты или разорваны.

Цементирующая оолиты масса представляет собой либо гелевидное вещество с примесью чешуек шамозита и изометрических зерен сидерита, либо микро-чешуйчатый агрегат глинистых минералов, либо изометрично-зернистый (0,01—0,1 *мм*) агрегат сидерита с примесью глинистого материала и чешуек шамозита.

Оолитоморфные структуры характерны для так называемых шамозитовых руд и шамозитосодержаших аргиллитов. Эти породы зеленовато-черного, бурого, желтовато-бурого и бурovато-черного цветов. Они встречаются почти повсеместно в виде прослоев в разрезах эйфельского, живетского ярусов и пашийского горизонта. Оолитоморфные аргиллиты встречаются местами в разрезах кыновского горизонта.

Сферитовыми названы структуры глинистых пород, где в однородной породообразующей глинистой массе, обогащенной солями железа, размещены более или менее обособленные радиально-лучистые агрегаты сидерита обычно правильной сферической формы. Величина таких агрегатов от 0,06 до 0,15 *мм*.

Установлено, что подобные структуры возникли в результате выборочной собирательной раскристаллизации породообразующего материала, и прослежены стадии формирования сферитов.

В однородной гелевидной массе осадка возникают группы из трех-четырех изометричных зерен сидерита; при большем числе они располагаются обычно вокруг одного центрального зерна в виде розетки. Грани между смежными зернами сидерита в группах постепенно исчезают или почти исчезают, и агрегаты приобретают радиально-лучистое строение, распространяющееся иногда до середины центрального зерна, и форму полурозетки-полусферита. В радиально-лучистой части такого агрегата нередко еще можно различить неясные контуры первичных изометричных зерен. Заканчивается формирование полным слиянием всех зерен, и полурозетки-полусферит превращаются в радиально-лучистые сферит, нередко без признаков первоначального изометрично-зернистого строения агрегатов (см. рис. 33, *3*, *4*).

Сферитовые структуры отмечены у сидеритовых аргиллитов (и сидеритов) в ряде мест, в частности в разрезах старооскольского и муллинского горизонтов у дер. Сергеевка (скв. 13).

Лапчато-клочковые структуры. Этим термином обозначено своеобразное строение глинистых пород: в совершенно однородной в проходящем свете массе, составные части которой не различимы даже при сильных увеличениях, при скрещенных николях выявляются участки-клочки, погасающие одновременно как один кристалл. Такие участки имеют удлиненную форму, расплывчатые, как бы рваные лапчатые очертания (см. рис. 34, *5*). Предполагается, что такие лапчатые клочки возникли за счет раскристаллизации под давлением алюмо-силикатного осадка, в результате чего неразличимые под микроскопом отделенные чешуйки получили одинаковую оптическую ориентировку.

Лапчато-клочковые структуры встречаются у аргиллитов, перекрывающих карбонатные пачки „нижний известняк" и „средний известняк" и разделяющих продуктивные пласты в горизонте $Д_I$ у дер. Ромашкино, Миннибаево и др.

Очковые структуры. Очковые структуры характерны тем, что среди однородной, обычно темноокрашенной органическим веществом глинистой массы размещены округлые или слегка удлиненные светлые пятна — очки. Величина таких пятен составляет 0,4—0,6 *мм*. В породе они попадаются редко и распределены весьма неравномерно. Описанные М. Ф. Викуловой [18], подобные образования из глин каменноугольных отложений Подмосковной котловины представляют собой чешуйки каолинита, а в аргиллитах терригенной формации девона — светлое аморфное вещество. Происхождение этих пятен пока не установлено. По-видимому, они возникли благодаря заполнению первичным коллоидным веществом стеблей растений или других органических остатков, стенки которых препятствовали прониканию красящего вещества.

Очковые структуры не имеют самостоятельного значения. Встречаются они редко и приурочены к некоторым участкам гелевых и углистых аргиллитов эйфельского и живетского ярусов (Бавлы, Крым-Сарай, Ромашкино).

Хлопьеватые структуры. Аргиллиты, глинистый или битумно-глинистый цемент песчаников и алевролитов хлопьеватой структуры в шлифах под микроскопом представляют гелевидную массу, весьма неравномерно пропитанную органическим веществом или бурыми гидроокислами железа. Участки более насыщенные имеют вид хлопьев неправильной формы, более густую (бурую, коричневую, темно-коричневую, желтую) окраску и неясные, расплывчатые контуры.

Эти структуры также не имеют самостоятельного значения. Они встречаются спорадически в разрезах эйфельского и живетского ярусов (в гелевых и углистых аргиллитах и аргиллитах, обогащенных органическим веществом), в разрезах пашийского горизонта (в цементах глинистых песчаников и алевролитов).

Гелевидные структуры. Гелевидные структуры характеризуют наиболее высокую степень дисперсности породообразующего материала (менее 0,001 *мм*). Породы или цементы с такой структурой представляют однородную массу, не действующую на поляризованный свет, составные части которой не различимы даже в шлифах под микроскопом при больших увеличениях.

Подобные структуры имеют ограниченное распространение в терригенной формации девона. Они наблюдались в прослоях гелевых аргиллитов из разрезов эйфельского яруса (Икбиек, Ключевка, Крым-Сарай) и аргиллитов, обогащенных органическим веществом, из разрезов Воробьевского горизонта (у дер. Тукмак).

Аргиллиты с гелевидной структурой из разрезов эйфельского яруса имеют темно-серый, почти черный цвет, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком. Под микроскопом основная масса имеет в проходящем свете желтовато-серую окраску. Незначительная раскристаллизация ее в микрочешуйчатые агрегаты наблюдается лишь вокруг редких крупных зерен обломочного материала.

Аргиллиты, обогащенные органическим веществом, имеют серовато-бурую или буровато-черную окраску. Они содержат углефицированные растительные остатки и прослои углистых сланцев. Особенность их — частое содержание сгустков органического вещества желтого цвета.

Аналогичные структуры для цементов наблюдались у песчаников и алевролитов из разрезов горизонта $Д_I$ (Сергеевка, Миннибаево, Акташ и др.). Цемент в этих случаях имеет битумный состав.

В качестве локальных и главным образом реликтовых структур (свойственных лишь некоторым участкам породы) гелевидные структуры имеют широкое распространение в аргиллитах эйфельского, живетского ярусов и пашийского горизонта.

Итак, структуры аргиллитов, а также глинистых и глинисто-битумных цементов песчаников и алевролитов разнообразны и связаны в основном с раскристаллизацией первично-коллоидного осадка. Подобные структуры аргиллитов обусловливают их высокую компактность, а следовательно, и непроницаемость (открытая пористость их составляет от 0 до 5%). В связи с этим аргиллиты, покрывая нефтяную залежь, предохраняют ее от рассеивания. Даже при их малой мощности (0,1—0,3 *м*) в прослоях, разделяющих нефтеносную и водоносную части продуктивных пластов, надежно изолируются забои эксплуатационных скважин от проникания подошвенных вод.

Наибольшее распространение в аргиллитах терригенной формации имеют чешуйчатые и обломочные структуры. Другие виды структур имеют подчиненное значение. Менее развиты сфероморфные структуры, причем ооморфные структуры могут, по-видимому, служить корреляционным признаком для кыновских отложений.

Рассмотренные структуры песчаников, алевролитов и аргиллитов обычно наблюдаются в небольших площадях. Нередки случаи, когда различные участки одной породы характеризуются разными видами структур или одному и тому же образцу свойственны черты, присущие двум или нескольким видам структур.

Для песчаников и алевролитов характерны смешанные структуры: по форме и величине зерен обломочного материала, по характеру и видам укладки, по характеру и видам цементации.

В образцах из продуктивных пластов можно наблюдать сочетание плотной и рыхлой укладки; поровую и пойкилитовую, поровую и контактную, базальную и пойкилитовую цементации и т. п., а также крустификационные и регенерационные структуры (рис. 35). Однако эти структуры свойственны обычно лишь небольшим участкам пород и не имеют широкого развития.

У аргиллитов чаще всего наблюдаются чешуйчатые структуры в сочетании с другими их видами. В разрезах терригенной формации широко развиты зернисто-чешуйчатые, гелево-чешуйчатые и чешуйчато-микролитовые структуры. Первые свойственны обычно очень распространенной в живетских, пашийских и кыновских отложениях разности алевритовых аргиллитов, когда в основной чешуйчатой массе пород содержится обломочный материал алевритовой размерности в количествах 10—50% к объему породы. В разрезах эйфельского яруса встречаются чешуйчатые разности аргиллитов, содержащие обломочный материал гравийной, песчаной и алевритовой размерности от 30 до 45%. Гелево-чешуйчатые аргиллиты характерны для разрезов живетского яруса и пашийского горизонта. Иногда эти аргиллиты содержат (до 30%) обломочный материал песчано-алевритовой размерности (обломочно-гелево-чешуйчатые структуры), вокруг зерен которого в большей степени концентрируются чешуйчатые агрегаты. Чешуйчато-микролитовые структуры встречаются в разрезах эйфельского и живетского ярусов. Микролитово-гелевая основная масса таких пород содержит чешуйки глинистых минералов до 75%.

Ограниченным развитием пользуются сочетания чешуйчатых структур со сфероморфными и лапчато-клочковатыми; гелевых — со сфероморфными, лапчато-клочковатыми, хлопьеватыми, очковыми и т. п. Подобные сочетания структур аргиллитов можно встретить лишь в некоторых участках пород всех частей разреза терригенной формации.

Глава IV

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Коллектором называют пористую, проницаемую горную породу, способную вместить в естественных условиях нефть, газ или воду. Коллекторские свойства определяются коэффициентами: пористости, характеризующей емкость породы, и проницаемости, определяющей ее пропускную способность.

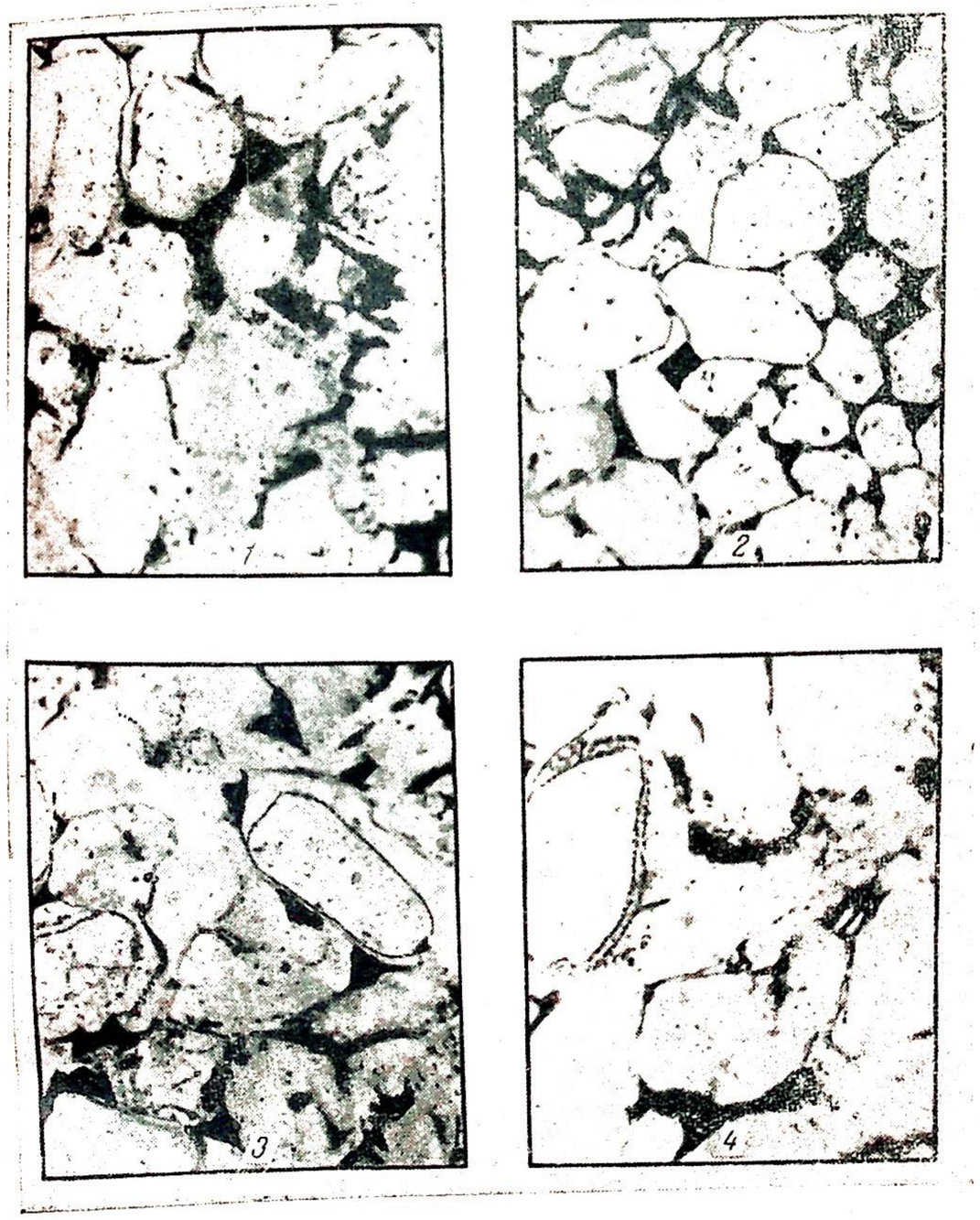


Рис. 35. Локальные регенерационная и крустификационная структуры песчаников. На всех рисунках видны регенерированные зерна кварца: *1* — песчаник кварцевый, мелкозернистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 536 (Азнакаево), образец 9. Увеличение 160× (фото Н. А. Зуева); *2* — песчаник кварцевый, мелкозернистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 15 (Миннибаево), образец 1203. Увеличение 160× (фото Н. А. Зуева); *3* — песчаник кварцевый, мелкозернистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 536 (Азнакаево), образец 9. Увеличение 160× (фото Н. А. Зуева); *4* — песчаник кварцевый, мелкозернистый. Горизонт $Д_I$. Скв. 462 (Абдрахманово), образец 8. Увеличение 160× (фото Н. А. Зуева)

Р-125.—7

В категории коллекторских свойств и параметров вкладываются различные понятия. Нами выделены:

1. Категории пористости: а) полная или физическая (мера-коэффициент $m_ф$), соответствующая полному или общему объему пор; б) открытая (мера-коэффициент m), учитывающая объем взаимосвязанных пор, куда возможно проникание наименее вязкого флюида — керосина или газа; в) эффективная (мера-коэффициент $m_э$), которая отвечает тому объему взаимосвязанных пор, который может быть занят флюидом, с определенными физико-химическими свойствами, конкретного горизонта или месторождения); г) динамическая (мера-коэффициент $m_д$), учитывающая объем взаимосвязанных пор, в котором возможна фильтрация флюида с определенными физико-химическими свойствами.

Коэффициенты $m_ф$, m, $m_э$ и $m_д$ представляют собой отношение объема всех взаимосвязанных эффективных пор или пор, в которых возможно движение флюида, к объему взятой породы, выраженному в процентах или долях единицы.

2. Категории проницаемости: а) физическая (мера-коэффициент K) для наименее вязкого нейтрального флюида — азота (газопроницаемость); б) эффективная (мера-коэффициент $K_э$) — для флюида с определенными физико-химическими свойствами в пластовых условиях при полном заполнении им порового пространства; в) фазовая (мера-коэффициент $K_ф$) — для одного из флюидов в условиях заполнения пор двумя или несколькими не смешивающимися жидкостями или газом; г) относительная (мера-коэффициент $K_о$) — отношение $\frac{K_э}{K} = K_о$.

Как видим, от особенностей пород зависят лишь общая, открытая пористость и физическая (газо-) проницаемость. Остальные категории во многом определяются физико-химическими свойствами флюидов и условиями их перемещения. Общая пористость, учитывающая, кроме полезного объема, объем изолированных и весьма тонких пор, также не может служить сопоставимой мерой емкости пород. Поэтому в лабораторной практике сравнительная оценка коллекторских свойств пород производится лишь по параметрам открытой пористости и газопроницаемости. Другие категории определяются лишь в особых случаях. Известно, что по величине поры делятся на сверхкапиллярные (с диаметром более 500 μ), капиллярные (от 500 до 0,2 μ) и субкапиллярные (менее 0,2 μ).

Установлено, что движение жидкости при естественных градиентах давления в современных условиях разработки возможно только в капиллярных и сверхкапиллярных порах. Следовательно, коллектором может быть только такая горная порода, которая содержит взаимосвязанные поры первых

двух групп. Поэтому в терригенной толще девона коллекторами нефти являются лишь гравелиты, песчаники и алевролиты. Аргиллиты содержат, в основном, поры субкапиллярной размерности.

Величина пор у пород-коллекторов терригенной формации девона зависит от дисперсности и сортировки обломочного материала, плотности его укладки, количества и характера распределения цемента и вторичных выделений. Наиболее крупными порами (до 60 μ в диаметре) обладают гравелиты и грубозернистые песчаники, наиболее мелкими — алевролиты (до 5 μ). В большинстве случаев средний диаметр пор составляет 0,08 среднего диаметра зерен. Распределение образцов по среднему диаметру пор показано на рис. 36.

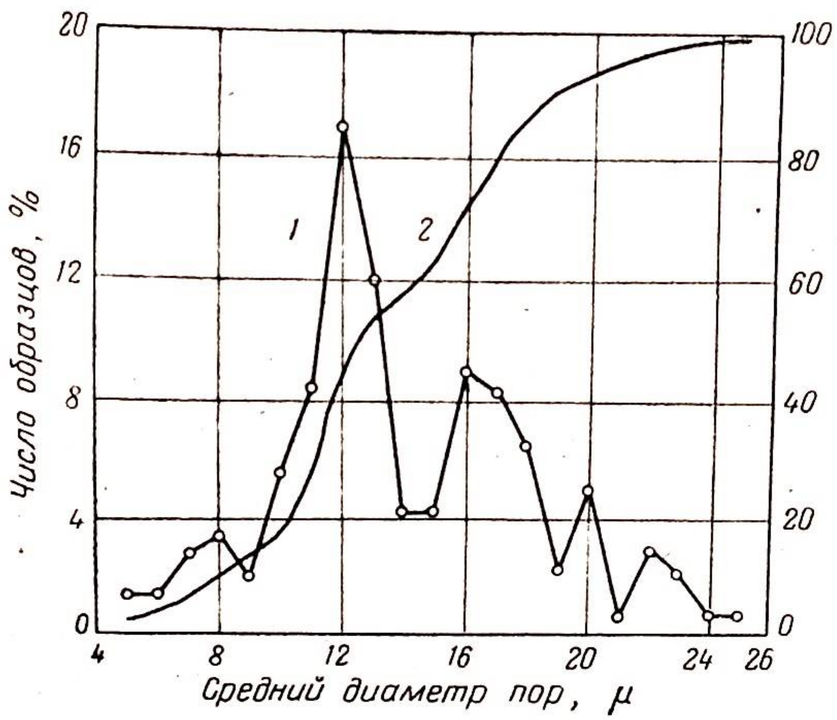


Рис. 36. Распределение образцов песчаников и алевролитов по среднему диаметру поровых каналов (данные определения в капилляриметре):

1 — кривая распределения, *2* — кривая накопленных частот

Пористость песчаников. Открытая пористость песчаников терригенной формации девона изменяется в широких пределах.

В табл. 5 (см. на стр. 100) дано распределение образцов по величине коэффициента открытой пористости (в %).

Из данных таблицы следует, что открытая пористость у песчаников: изменяется от 2 до 31%, причем преобладающее значение имеют образцы с открытой пористостью (18—22%); составляет не менее 15% (чаще 85—90%) от общего числа образцов основной массы пород живетского

Таблица 5

Продуктивные горизонты	Коэффициенты открытой пористости, %		
	минимальный	максимальный	преобладающие
$Д_0$	10	30	20—22
$Д_I$	2	31	21—22
$Д_{II}$	10	27	20—22
$Д_{III}$	16	24	18—19
$Д_{IV}$	9	26	18—20
$Д_V$	7	27	16—18

яруса; пашийского и кыновского горизонтов франского яруса и более 75%—эйфельского; возрастает в разрезе терригенной формации снизу вверх.

Пористость алевролитов. Пористость алевролитов изменяется в еще бо́льших пределах, чем песчаников.

Приводим табл. 6 для алевролитов, аналогичную предыдущей.

Таблица 6

Продуктивные горизонты	Коэффициенты открытой пористости, %		
	минимальный	максимальный	преобладающие
$Д_0$	1	17	6—8 и 18—20
$Д_I$	1	27	6—8 „ 18—21
$Д_{II}$	1	26	6—9 „ 16—21
$Д_{III}$	1	18	8—10 „ 16—18
$Д_{IV}$	2	21	5—8 „ 16—20
$Д_V$	2	18	8—9 „ 16—18

Из приведенных данных видно, что: 1. По величине открытой пористости и характеру ее изменения выделяются две группы пород алевролитов: глинистые — с пористостью от 1—2 до 15—16% и песчаные — более 15—16%. Первая группа алевролитов участвует, как правило, в сложении аргиллитовых и карбонатно-аргиллитовых пачек пород. Она имеет с ними тесную генетическую связь и свойственна всему разрезу терригенной формации. Вторая группа играет роль в образовании продуктивных горизонтов, пластов и пропласт-

ков, имеет тесную генетическую связь с песчаниками и свойственна, в основном, горизонтами $Д_{II}$, $Д_I$ и $Д_0$.

2. Открытая пористость алевролитов обеих групп почти не связана с их возрастом, однако у первой группы имеет тенденцию к некоторому увеличению снизу вверх разреза формации.

3. Открытая пористость основной массы образцов первой группы (более 60—70% от их общего числа) изменяется в пределах 5—10%, а алевролитов второй группы — 18—21%.

Пористость аргиллитов. Открытая пористость аргиллитов изменяется в наиболее узких пределах по сравнению с другими группами пород, принимающими участие в сложении терригенной формации девона. Табл. 7 аналогична двум предыдущим.

Таблица 7

Стратиграфические горизонты	Коэффициенты открытой пористости, %		
	минимальный	максимальный	преобладающие
Кыновский	0	10	1—5
Пашийский	0	10	1—4
Муллинский	0	10	1—3
Старооскольский . . .	0	8	1—5
Воробьевский	0	8	1—4
Бийский	0	8	1—3

Из этих данных следует, что открытая пористость у аргиллитов горизонтов бийского, воробьевского и старооскольского 0—8%; муллинского, пашийского и кыновского 0—10%; у самих же аргиллитов обычно не превышает 5%. Пористость в 6—10% наблюдается иногда лишь у алевритовых аргиллитов.

Открытая пористость аргиллитов возрастает снизу вверх разреза формации.

Используя керновый и электрокаротажный материал по скважинам, проходящим на центральных площадях Ромашкинского месторождения, мы определили среднюю открытую пористость только нефтенасыщенных продуктивных пластов горизонта $Д_I$ по 750 пересечениям. При этом нефтенасыщенность пород определялась по величине удельного сопротивления и результатам испытания скважин, а средняя открытая пористость — либо по кривой ПС, либо по результатам исследования кернов методом средневзвешенного.

Распределение изученных пересечений пластов по средней величине открытой пористости в % дано в табл. 8 (см. на стр. 102)

Приведенные данные показывают следующие характерные особенности: открытая пористость нефтеносных пород

Таблица 8

Открытая пористость	Число пересечений	Открытая пористость	Число пересечений	Открытая пористость	Число пересечений	Открытая пористость	Число пересечений
13	0,5	17	7,7	21	14,5	25	3,0
14	1,2	18	10,4	22	10,7	26	1,2
15	5,3	19	13,3	23	7,3	27	0,1
16	6,7	20	14,0	24	4,1	28	—

составляет более 13%, причем пласты с пористостью 13—15% при испытании скважин без воздействия на пласт, как правило, почти не отдают нефть. Следовательно, промышленными коллекторами следует считать лишь породы с открытой пористостью в 6 (и более) процентов, т. е. песчаники и песчаные алевролиты; пористость основной массы нефтеносных пластов изменяется от 18 до 22%, но в большинстве случаев составляет 20—21%.

Исследования показали, что открытая пористость песчаников и алевролитов терригенной формации девона, так же, как и аргиллитов, определяется в основном их структурными особенностями. Величина открытой пористости песчаников и алевролитов зависит: от характера и плотности укладки зерен обломочного материала; количества глинистого, а также другого цементирующего материала и порядка его распределения; формы зерен, степени их дисперсности, окатанности и сортировки; вторичных минеральных выделений в порах, а пористость аргиллитов — от степени раскристаллизации глинистого материала и количества обломочного материала алевритовой или песчаной размерности и характера распределения его в породе.

Вид и плотность укладки зерен значительно влияют на пористость песчаников и алевролитов. Породы с согласной укладкой зерен обладают меньшей пористостью, чем с несогласной, а с увеличением коэффициента $П_V$ пористость пород уменьшается.

Основное влияние на пористость оказывает глинистый материал: чем больше его содержание, тем меньше коэффициент пористости пород. Однако строгой зависимости здесь не существует, имеет значение характер распределения глинистых компонентов и другие структурные особенности пород. Поэтому между коэффициентом открытой пористости и количеством глины существует лишь среднестатистическая связь, от которой в каждом конкретном случае будут те или иные отклонения.

На рис. 37 приведены осредненные кривые распределения образцов песчаников и алевролитов с близкими коэффициен-

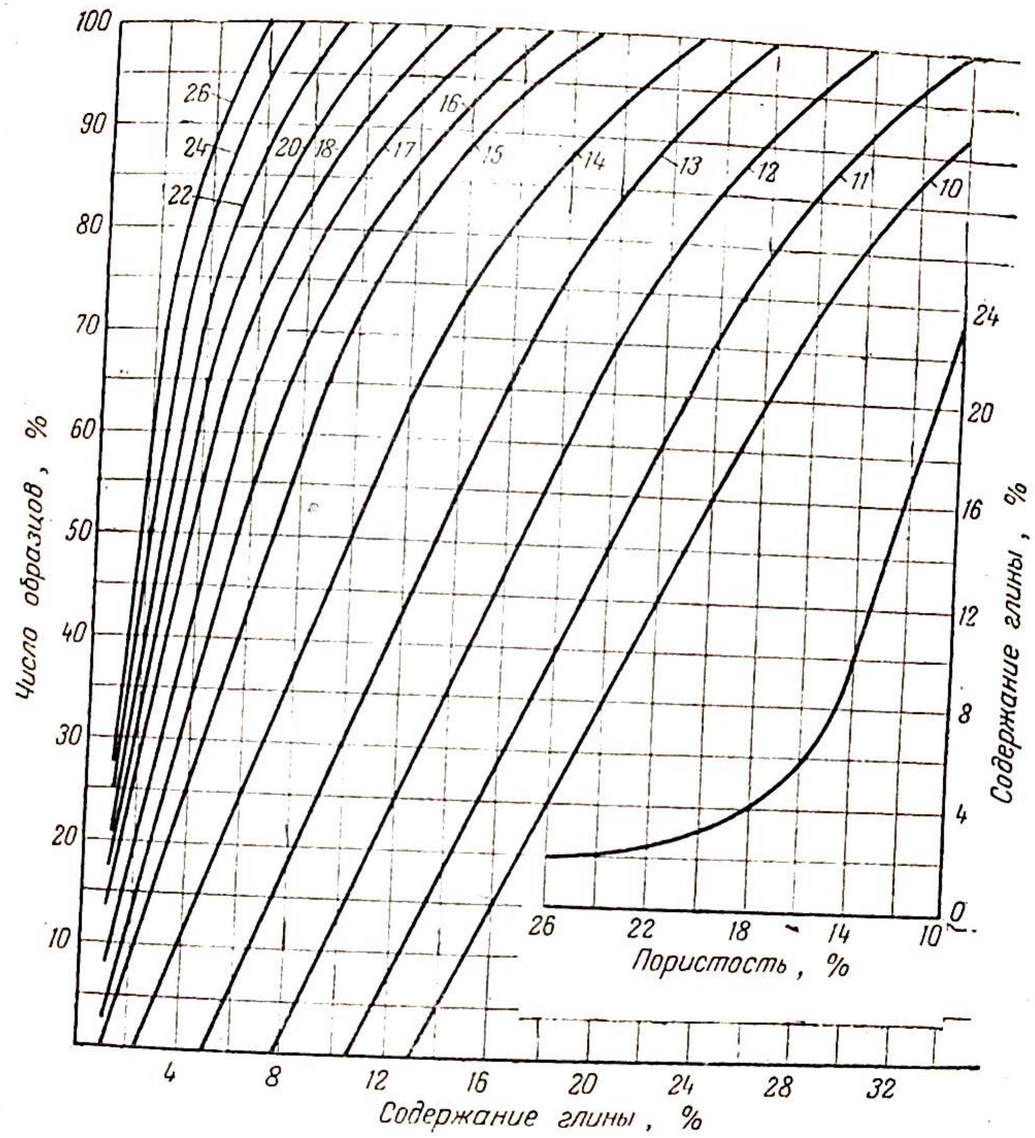


Рис. 37. Распределение образцов песчаников и алевролитов по содержанию глинистого материала (кривые — коэффициент открытой пористости, %) и график зависимости среднестатистического коэффициента открытой пористости от содержания глины (справа)

тами открытой пористости по содержанию глинистого материала и график зависимости среднестатистических величин этих параметров. Из этих данных следует, что в породах с равной пористостью содержание глинистого материала изменяется в широких пределах, которые резко сужаются с ростом этого параметра.

Между среднестатистическими (медианными) величинами рассматриваемых параметров существует четко выраженная взаимосвязь: для пород с открытой пористостью менее 16%

$$m = 17 - 0{,}3\ P_l, \tag{56}$$

где P_l — содержание глинистого материала.

Величина пористости зависит также от степени дисперсности и сортировки обломочного материала. С увеличением степени дисперсности увеличивается плотность укладки частиц и доля субкапиллярных пор в объеме порового пространства. При разнородности зерен снижается пористость материала (мелкие зерна заполняют промежутки между крупными зернами). Форма зерен и степень их окатанности с близкой в условиях терригенной толщи девона характеристикой не имеют для величины пористости существенного значения.

Минеральные выделения в порах (пирит, сидерит, кальцит, кварц и др.) оказывают локальное, но существенное влияние на величину пористости. Местами они целиком заполняют поровое пространство, превращая даже чистые и однородные кварцевые песчаники в плотные породы. Из-за недостатка кернового материала нами не выведены пока закономерности в региональном размещении участков с интенсивным проявлением минеральных выделений. Замечено лишь, что роль их возрастает с увеличением дисперсности пород и содержания в них глинистого материала.

У глинистых пород (аргиллитов) раскристаллизация коллоидного материала в параллельно-чешуйчатый агрегат связана с некоторым увеличением открытой пористости, в спутанно-чешуйчатый — уменьшением ее. При содержании алевритового материала до 20—30% величина пористости аргиллитов существенно не меняется, а при более значительных его добавках несколько увеличивается (до 10%). Однако решающее значение в таких случаях имеют текстурные и структурные особенности пород.

И. Фэтт (1957 г.) и Д. О. Вейбл (1958 г.) экспериментально установили влияние на открытую пористость песчаников приложенного давления, т. е. что с увеличением давления до 350 *атм* открытая пористость уменьшается до 0,97 ее величины без нагрузки. С таким влиянием практически можно не считаться.

Сопоставление коэффициентов полной, открытой и эффективной пористостей показало, что здесь существует лишь среднестатистическая связь. Соответствующий график приведен на рис. 38, из данных которого следует, что: 1) с увеличением пористости разница между коэффициентами различных ее категорий сокращается, а у пород с открытой пористостью более 20% не имеет существенного значения; 2) среднестатистическая зависимость между коэффициентами открытой и полной (физической) пористостей подчиняется уравнению вида:

$$m_ф = 0{,}85\,m + 4; \qquad (58)$$

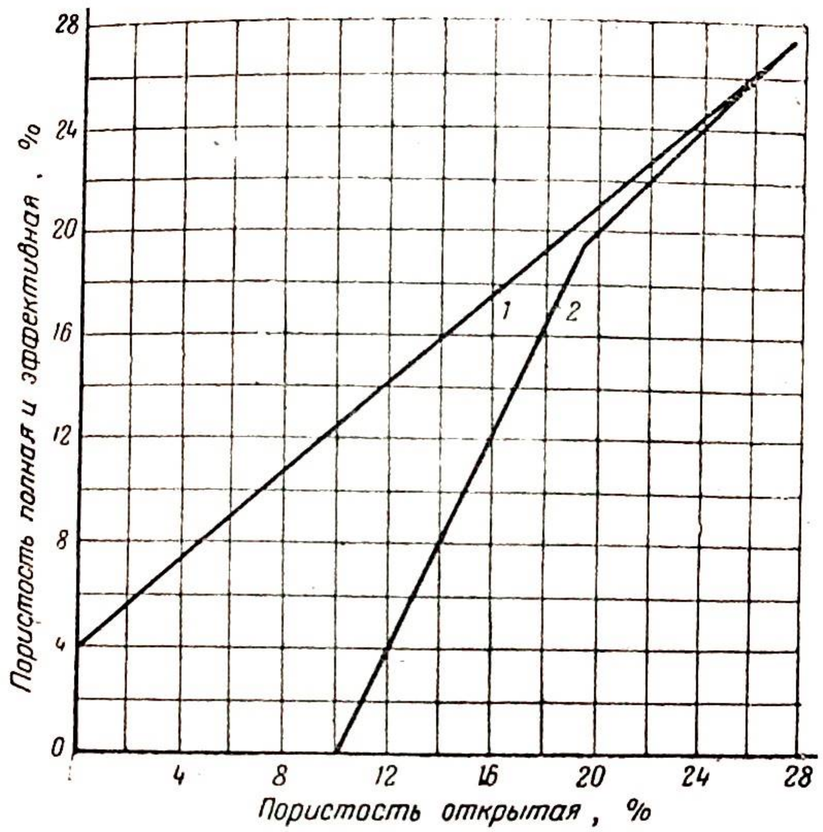


Рис. 38. Взаимосвязь коэффициентов полной (кривая *1*), открытой и эффективной (кривая *2*) пористостей

3) у пород с открытой пористостью более 20% коэффициенты открытой и эффективной пористости практически совпадают, а при менее 10% эффективная пористость составляет 10—20%, но в большинстве случаев отсутствует.

$$m_ф = 2\,(m - 10). \qquad (59)$$

Проницаемость песчаников. Изменения коэффициентов газопроницаемости у песчаников наиболее часты и резки по сравнению с пористостью (табл. 9).

Таблица 9

Продуктивный горизонт	Количество непроницаемых образцов, %	Газопроницаемость, *мда*		
		минимальная	максимальная	преобладающая
$Д_0$	5	0	1844	500—700
$Д_I$	10	0	3644	400—500
$Д_{II}$	3	0	1956	300—500
$Д_{III}$	10	0	3028	400—500
$Д_{IV}$	18	0	1585	300—500
$Д_V$	25	0	453	150—200

Приведенные данные характеризуют следующие особенности песчаников: 1) газопроницаемость их изменяется от 0 до 3644 *мда*, причем преобладающая проницаемость основной части разреза (за исключением $Д_V$) 300—700 *мда*; 2) средний коэффициент газопроницаемости имеет тенденцию к увеличению снизу вверх разреза формации; максимальная газопроницаемость свойственна песчаникам, приуроченным к $Д_I$ и $Д_{III}$, наиболее низкая — породам эйфельского яруса; общее число случаев непроницаемых песчаников в основной части разреза формации не превышает 10%, только в $Д_{IV}$ и $Д_V$ оно составляет соответственно 18 и 25%.

Следовательно, песчаники терригенной формации девона являются в основном породами проницаемыми, причем некоторые их разности имеют весьма высокие значения этого параметра.

Проницаемость алевролитов. Газопроницаемость алевролитов изменяется в более узких пределах по сравнению с песчаниками (табл. 10).

Таблица 10

Продуктивный горизонт	Количество непроницаемых образцов, %	Газопроницаемость, *мда*		
		минимальная	максимальная	преобладающая
$Д_0$	85	0	50	0
$Д_I$	80	0	1929	200—400
$Д_{II}$	83	0	826	150—400
$Д_{III}$	94	0	308	0
$Д_{IV}$	90	0	512	0
$Д_V$	93	0	12	0

Из таблицы видим, что: 1. Газопроницаемость алевролитов изменяется от 0 до 1929 *мда*, причем не менее 80% из них являются породами непроницаемыми. 2. По величине и характеру изменения проницаемости, так же, как и пористости, среди алевролитов терригенной формации девона обособляются глинистые алевролиты и песчаные алевролиты. Первая группа алевролитов представлена непроницаемыми разностями: даже их максимальная газопроницаемость не превышает 50 *мда*. Они составляют основную массу алевролитов формации (не менее 80%) и близки по проницаемости к аргиллитам. Коэффициент газопроницаемости второй группы изменяется обычно от 50 до 1929 *мда* и в среднем составляет около 300 *мда*. В отношении проницаемости эти породы близки к песчаникам и участвуют вместе с ними

в сложении продуктивных горизонтов. 3. Газопроницаемость алевролитов возрастает от эйфельских к пашийским образованиям и резко снижается в кыновских слоях.

Итак, алевролиты терригенной формации девона являются, в основном, непроницаемыми породами, и только группа песчаных алевролитов имеет в этом отношении практическое значение.

Проницаемость аргиллитов. Аргиллиты терригенной формации девона, как показали результаты исследования кернов, при перепадах давления до 10 *атм* являются породами практически непроницаемыми. Коэффициент газопроницаемости даже сильно алевритовых разностей пород не превышает при этих перепадах 0,01 *мда*. Однако следует отметить, что проницаемость аргиллитов до сих пор еще слабо изучена, а проницаемость карбонатных пород не изучалась.

Таким образом, в составе терригенной формации девона проницаемыми породами, могущими быть коллекторами нефти, являются лишь песчаники, а также песчаные алевролиты, которые, кстати сказать, имеют весьма ограниченное распространение, будучи приуроченными, в основном, к живетским и пашийским образованиям.

Изучение кернового материала показало, что породы проницаемостью в 1 *мда* и более все же в некоторой степени пропитаны нефтью, а менее 1 *мда* — по-видимому, не способны были в естественных условиях принять ее.

Интенсивное нефтенасыщение наблюдается лишь у пород с газопроницаемостью более 50 *мда*.

Проницаемость, как свойство породы, зависит от дисперсности и содержания глинистого материала, открытой пористости и структуры поровых каналов, текстурных особенностей и вторичных выделений в порах.

Величину поровых каналов, в основном, определяет дисперсность пород, но существенное влияние на нее оказывает также содержание глины в породе, которое обычно возрастает с увеличением дисперсности породообразующего материала. Поэтому следует ожидать снижения проницаемости с ростом дисперсности и наличия глинистого материала.

Зависимость среднестатистических значений коэффициента газопроницаемости (K) и содержания глинистого материала для песчано-алевритовых пород (данные анализа 2000 образцов), приведенная на рис. 39 (линия *1*), удовлетворяет уравнению вида

$$K = 1{,}91\ (1{,}82 - \lg P_l). \qquad (60)$$

Необходимо, однако, отметить, что это выражение зависимости рассматриваемых параметров является результатом осреднения данных по большому числу анализов. В конкрет-

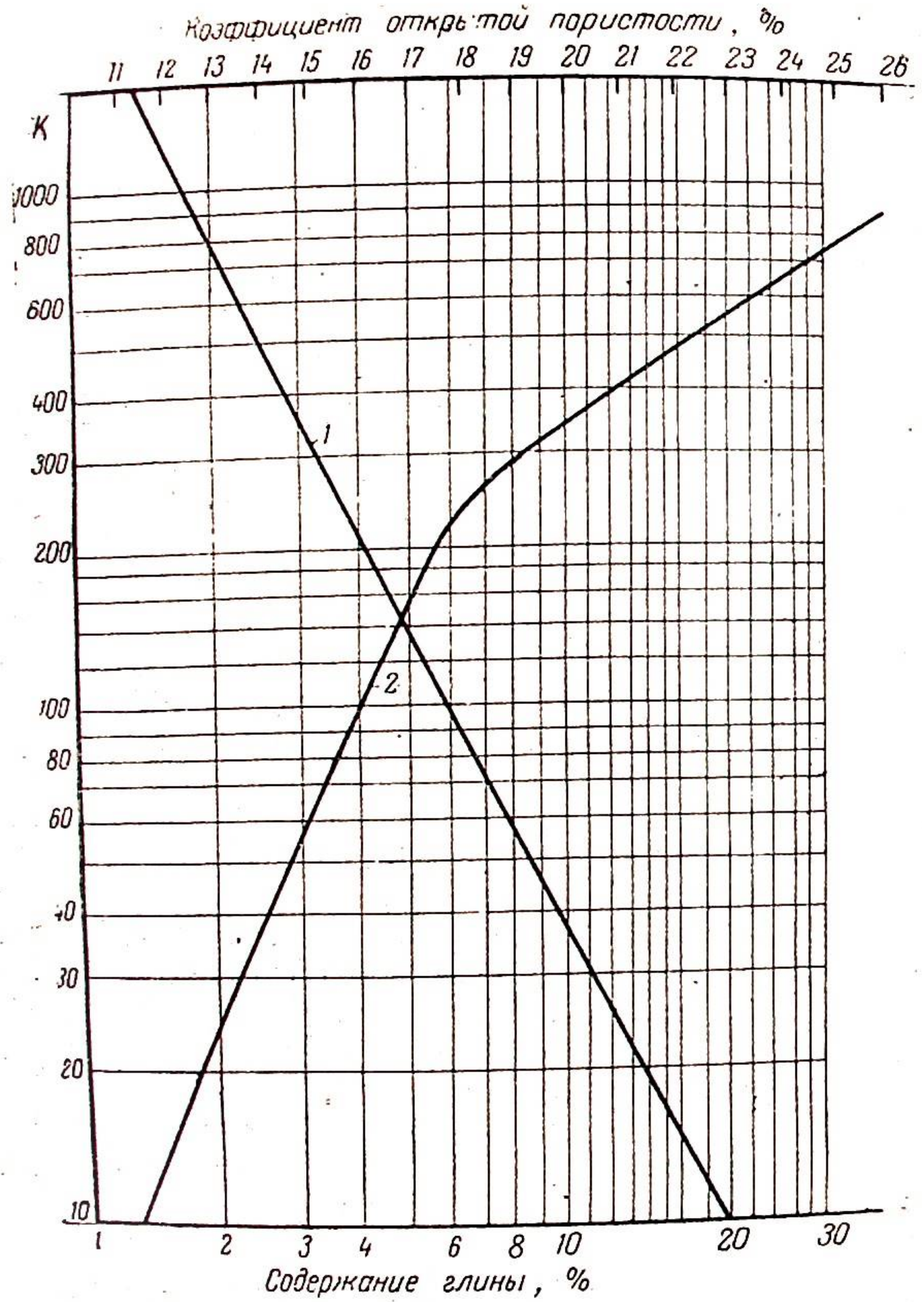


Рис. 39. Зависимость среднестатистических величин коэффициента проницаемости от содержания глинистого материала (линия *1*) и коэффициента открытой пористости (линия *2*)

ных случаях от него будут те или иные (иногда существенные) отклонения.

Пористость существенно влияет на проницаемость, однако однозначной для всех случаев зависимости между этими параметрами не существует. На рис. 40 приведены кумулятивные кривые распределения изученных образцов по проницаемости, которые показывают следующие особенности пород: при равной открытой пористости проницаемость изменяется в широких пределах; средние величины коэффициента проницаемости возрастают с увеличением пористости.

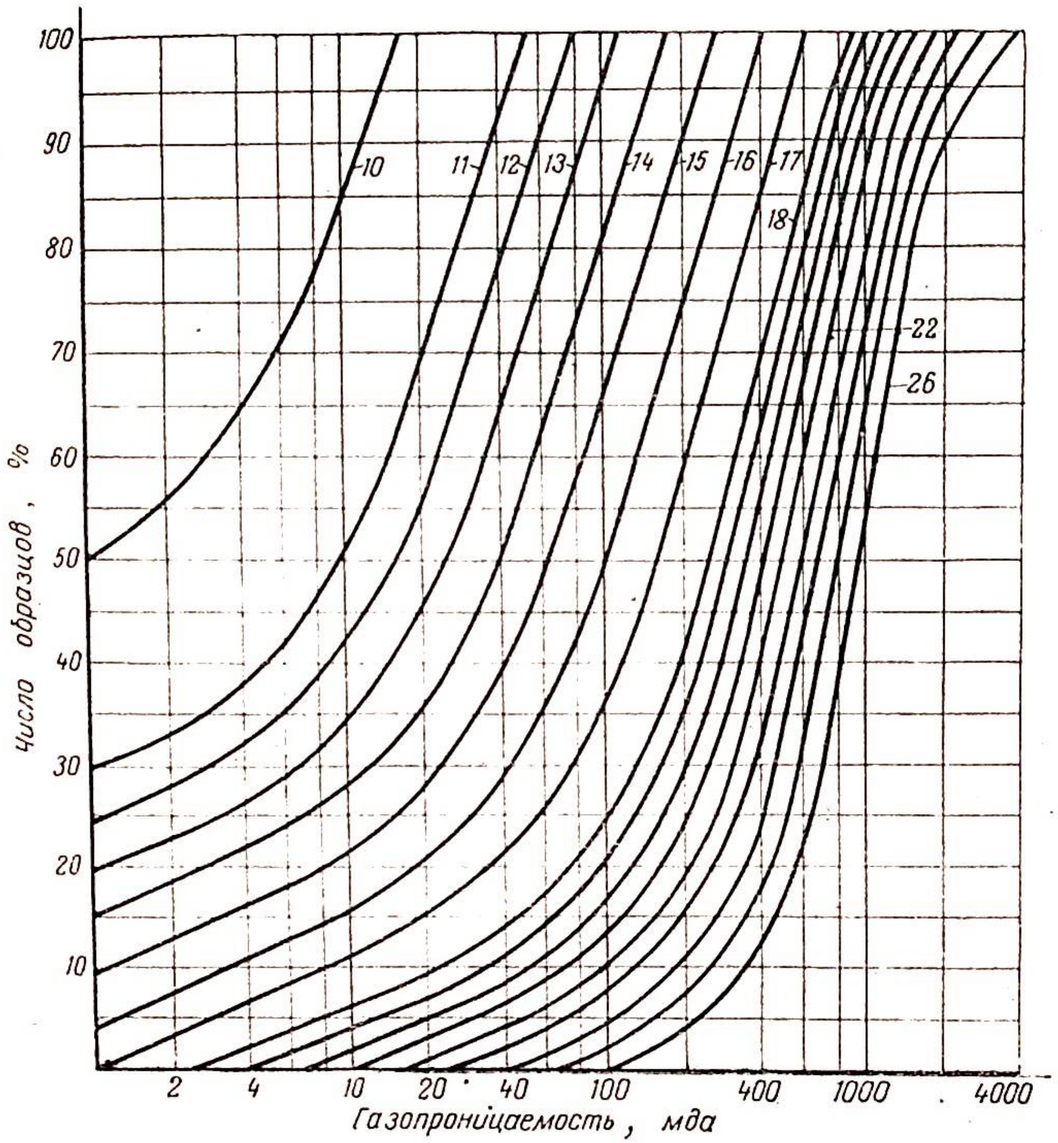


Рис. 40. Кумулятивные кривые распределения образцов по проницаемости (шифр кривых — коэффициент открытой пористости, %)

По графику зависимости средних коэффициентов проницаемости от пористости, показанному на рис. 39 линией *2*, выводятся два закона взаимосвязи этих параметров: для пород с пористостью менее 18%

$$\lg K = 0{,}2m - 1{,}2, \qquad (61)$$

а с пористостью, большей 18%

$$\lg K = 0{,}07m + 1{,}14. \qquad (62)$$

Структура поровых каналов оказывает решающее влияние на проницаемость. С увеличением извилистости, удельной поверхности фильтрации (а следовательно, уменьшением диаметра поровых каналов) и уменьшением коэффициента использования пор для потока флюида проницаемость пород

снижается. На проницаемости отражаются, кроме того, и другие структурные особенности породы. Количественная сторона этого влияния зависит от комплекса, характера сочетания и степени проявления каждого из факторов. Поэтому выяснить количественные соотношения между проницаемостью и структурными особенностями порового пространства (и породы) весьма затруднительно. Теоретически это представляется следующим образом.

Известно, что расход флюида при ламинарном потоке через некоторый объем идеального грунта длиной L, площадью сечения S и с N прямыми и цилиндрическими поровыми каналами (длина каждого из них $l = L$, а диаметр d), в соответствии с уравнением Пуазейля, составит:

$$Q_u = \frac{\Delta P F d_c^2}{32\, l\mu}, \tag{63}$$

где ΔP — разность давления на концах образца;
F — площадь сечения каналов;
d_c — диаметр струи;
μ — вязкость флюида.

В естественной горной породе $l > L$ и $d > d_c$ (площадь сечения порового канала больше площади сечения струи). Если обозначить

$\frac{l}{L} = T$ — коэффициент извилистости;

$\frac{\pi d_c^2}{4} : \frac{\pi d^2}{4} = \tau$ — коэффициент использования сечения пор для потока,

то $l = LT$, а $d_c^2 = d^2\tau$.

Тогда расход флюида через естественную горную породу составит:

$$Q_l = \frac{\Delta P F d^2 \tau}{32\, LT\mu}. \tag{64}$$

Но так как

$$m = \frac{NFl}{SL},$$

то

$$Q_l = \frac{\Delta P m\, d^2 \tau\, S}{32\, LT^2\, \mu}, \tag{65}$$

а скорость фильтрации

$$V = \frac{Q_l}{S} = \frac{\Delta P m d^2 \tau}{32 LT^2\, \mu}. \tag{66}$$

В соответствии с законом Дарси

$$V = \frac{K \Delta P}{L\mu}. \tag{67}$$

Приравняв правые части уравнений (66) и (67) и решив их относительно K, получим:

$$K = \frac{m d^2 \tau}{32 T^2}. \tag{68}$$

Если K выразить в *мда*, d — в микронах, а m — в процентах, то

$$K = \frac{0{,}32\, m d^2 \tau}{T^2}. \tag{69}$$

Но так как $m\tau = mg$,

то

$$K = \frac{0{,}32\, mgd^2}{T^2}. \tag{70}$$

Следовательно, наибольшее значение для проницаемости имеют диаметр и извилистость поровых каналов.

Текстура песчаников и алевролитов в основном влияет на соотношение проницаемости пород по слоистости и перпендикулярно к слоистости. У слоистых и неслоистых пород проницаемость по слоистости обычно выше, чем проницаемость перпендикулярно к слоистости. У пород с массивной текстурой значения коэффициентов проницаемости в этих направлениях либо близки друг к другу, либо перпендикулярная проницаемость выше параллельной.

На 132 образцах песчаников и алевролитов пашийской свиты определены значения коэффициентов газопроницаемости по слоистости и перпендикулярно к слоистости. Полученные данные приведены в табл. 11.

Таблица 11

Отношение $\frac{K\perp}{K\parallel}$	Число образцов, %	Отношение $\frac{K\perp}{K\parallel}$	Число образцов, %	Отношение $\frac{K\perp}{K\parallel}$	Число образцов, %	Отношение $\frac{K\perp}{K\parallel}$	Число образцов, %
0,5	9,8	0,7–0,8	6,8	1,0–1,1	10,6	1,3–1,4	2,4
0,5–0,6	5,3	0,8–0,9	14,5	1,1–1,2	4,5	1,4–1,5	4,5
0,6–0,7	6,1	0,9–1,0	22,7	1,2–1,3	8,3	1,5	4,5

Имеем следующие особенности изученных пород: 1. Песчаники и алевролиты являются в отношении проницаемости породами анизотропными. В основной их массе (65,2%) коэффициент газопроницаемости в направлении слоистости выше, чем в направлении, ему перпендикулярном. Однако не редки случаи (около 35%) обратного соотношения этих параметров. Отношение

$$\frac{K\perp}{K\parallel} = A_K \tag{71}$$

мы называем числом анизотропии проницаемости. При A_K меньшем единицы анизотропию проницаемости называем прямой, при большем — обратной.

2. Число анизотропии проницаемости пород терригенной формации девона изменяется главным образом от 0,5 до 1,5. Случаи с меньшей или большей анизотропией единичны. Замечено, что число анизотропии возрастает с увеличением проницаемости пород и мощности слоев.

3. Преобладание пород с прямой анизотропией свидетельствует о преимущественном распространении в продуктивных горизонтах слоистых текстур. Массивные текстуры имеют подчиненное значение.

Высокие числа анизотропии связаны, по-видимому, не только с текстурой пород, но и с их вертикальной микротрещиноватостью, которая наблюдается при изучении поперечных плоскопараллельных шлифов под микроскопом.

Выделения в порах вторичных минералов, как это отмечалось выше, проявляются локально, резко сокращают при этом размеры поровых каналов, предельно заполняя их, а, следовательно, уменьшают и проницаемость пород. Местами вторичные выделения изолируют различные по величине участки продуктивных пластов от их общей массы. В нефтеносных пластах такие участки выделяются белой окраской или весьма слабым насыщением нефтью.

Необходимо отметить большое влияние на проницаемость трещиноватости пород, которая наблюдалась во многих образцах керна: одни из трещин крупные, другие различимы только в шлифах под микроскопом; одни из них оказываются открытыми, другие заполнены глинистым материалом или вторичными минеральными выделениями (сидерит, кальцит, кварц, пирит и др.). Имеются трещиноватости зерен породы и пластов.

Разрушение зерен вышележащими породами вызывает их трещины, имеющие разнообразную ориентировку. Эта категория наиболее распространена и является характерной для песчаников.

Трещины в пластах обычно наклонены под углом 50—80° к вертикали. Устойчивый и относительно высокий дебит скважин, наблюдаемый иногда в местах низкопроницаемых коллекторов, связан, по-видимому, с этой категорией трещиноватости. Однако весьма важные вопросы трещиноватости пород остались не изученными из-за плохого выноса кернового материала.

Таким образом, коллекторские свойства продуктивных пластов терригенной формации девона зависят от большого числа литолого-физических особенностей, возникших как в период осадконакопления, формирования, так и при последующих изменениях пород.

Глава V

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Классификация коллекторов имеет важное значение для поисков и разработки нефтяных месторождений. Между тем общепринятой схемы классификации, которая удовлетворяла бы геологическим условиям и запросам нефтяной промышленности, до сих пор еще не существует. Это обстоятельство связано, в основном, с большим разнообразием факторов, определяющих коллекторские свойства пород, и своеобразием их проявления на различных месторождениях.

Впервые схема классификации алеврито-песчаных коллекторов была предложена П. П. Авдусиным и М. А. Цветковой [1], [2], в основу которой были положены два структурных параметра пород: эффективная пористость ($П_э$) — выделены пять классов коллекторов (A, B, C, D, E) и гидравлический коэффициет ($Ф$) — по три группы в каждом классе.

Эта классификация для большинства коллекторов не может быть использована, так как структурные параметры $П_э$ и $Ф$ в настоящее время обычно не определяются. Кроме того, как показали исследования, эти параметры практически не связаны с коллекторскими параметрами пород, не определяются с достаточной точностью и не характеризуют в полной мере промышленные свойства коллектора.

Г. И. Теодорович [130] предложил делить карбонатные коллекторы по характеру проводящих каналов, степени равномерности и величине проницаемости.

Недостатком данной классификации является отнесение к среднепроницаемым (3-й класс) коллекторов, которые в промышленном отношении являются слабопроницаемыми. К этому добавим, что в классификации не учитывается основное свойство коллектора — емкость.

Существует также классификация, данная Ф. А. Требиным [135].

К недостаткам этой классификации относится то, что в основе ее лежит зависимость проницаемости от эффективной пористости, дебита от проницаемости и содержания цементирующего материала. Не учтены дисперсность и структурные особенности пород, которые оказывают большое влияние на эти зависимости. К классу наивысшей проницаемости причислены породы с коэффициентом газопроницаемости более 300 *мда*. Эта граница явно занижена. То же можно сказать и о нижней границе класса высокодебитных коллекторов; к классу малодебитных отнесены породы с коэффициентом газопроницаемости менее 5 *мда* и содержанием

цемента более 20%. Такие породы, например в терригенной формации девона, не отдают нефть в скважины.

Н. Б. Вассоевич и М. К. Калинко (1954 г.) предлагают делить коллекторы по соотношению порового пространства с составляющими породу компонентами, содержанию в порах цемента и заполняющего материала. Все коллекторы делятся на две большие группы: коллекторы с межзерновым (межгранулярным) и с межагрегатным поровыми пространствами.

В первой группе по степени заполнения пор цементом и другим материалом выделяются четыре класса, а во второй — по геометрии порового пространства — два класса (кавернозные и трещиноватые) коллекторов.

Положительным моментом классификации является учет геометрии порового пространства, существенный недостаток — отсутствие четких границ между классами и подклассами коллекторов и их промышленных кондиций (емкость, проницаемость и т. п.). Кроме того, выделение классов и подклассов произведено на различных и несопоставимых признаках.

Весьма подробную классификацию коллекторов, основанную на их литологических особенностях, условиях и формах залегания (иногда с учетом генезиса пород и дебитов скважин), предложил И. В. Высоцкий [22], разделив их на пятнадцать типов.

Однако его классификация является сугубо литологической. Это по существу систематизированный перечень тех групп пород, в которых в том или ином районе земного шара установлены в настоящее время залежи нефти или газа. Классификация не содержит ни четких границ между классами, ни их конкретной промышленной характеристики.

А. А. Ханин [154] строит свою классификацию алевритопесчаных коллекторов по существу на тех же принципах, что и Требин [135], но при построении графиков зависимости проницаемости от эффективной пористости ($П_э$) он учитывает лишь дисперсность пород и изменяет границы классов по этим параметрам. Коэффициент эффективной пористости здесь определяется либо по методу Авдусина, что является основным недостатком классификации, либо через коэффициент открытой пористости и содержание реликтовой воды. Эффективная пористость, по Авдусину и Цветковой, лишь сугубо ориентировочно определяет емкость пород.

Не увеличивает точности и способ определения емкости по открытой пористости с поправкой на остаточную воду. Несомненно, что связь между содержанием остаточной воды и коллекторскими параметрами пород не является тесной даже у пород, близких по составу и степени дисперсности. Важную роль в этой связи играют физико-химические свойства воды и нефти, условия их вытеснения и различная способность пород к смачиваемости. Поэтому не случайно, что границы класса в этом отношении зависят не только от характера пород, но и от способа определения эффективной пористости, и отличаются друг от друга на 2—5%.

Кроме того, использование для определения границ классов зависимости между эффективной пористостью и проницаемостью пород не дает правильного представления о их тесной связи.

Из соответствующих графиков, характеризующих эту зависимость, видно, что она меняется с изменением дисперсности пород. При этом изменяется также положение характерных точек на линиях графика, а следовательно, смещаются и классификационные границы.

Автор выделил только три группы дисперсности пород (крупно- и среднезернистые, мелкозернистые песчаники и алевролиты) и показал на графике три будто бы соответствующие им кривые. Однако такое выделение весьма условно и во многом определяется специфичностью имевшегося фактического материала. При большой совокупности песчано-алевритовых пород различной дисперсности между крайними линиями аналогичного графика, соответствующими породам с наименьшей и наибольшей дисперсностью, пришлось бы провести очень много линий (для пород с промежуточной дисперсностью) со своими характерными точками и классификационными границами. Помимо этого, нужно учесть еще различное содержание в породах глинистого материала, различную степень их уплотнения и неодинаковые структурные особенности.

В 1958 г. А. И. Кринари [69] все коллекторы нефти и газа предложил разделить на четыре типа: поровые, каверновые, трещинные и смешанные. При этом разница между порами и кавернами понималась не только по величине, но и по генезису. Под порами подразумевались пространства между составляющими породу компонентами или свободные от минерального вещества, или в той или иной степени заполненные им; кавернами назывались вторичные пустоты, возникшие за счет растворения пород, процессов кристаллизации (перекристаллизации) и доломитизации. В каждом типе по коэффициентам проницаемости и пористости выделялись классы и подклассы.

К недостаткам этой классификации, выявленным в процессе дальнейшей работы, следует отнести трудность практического разделения поровых и каверновых коллекторов с точки зрения их первичного и вторичного характера и выделения классов коллекторов по проницаемости. Последнее связано с тем, что при современных темпах бурения сква-

жин керн почти не выносится, а надежных и достаточно точных бескерновых методов определения проницаемости пока еще не разработано. Кроме того, в классификации не отмечен важный тип коллекторов, связанный с крупными карстовыми полостями, учет его в типе каверновых коллекторов недостаточен.

В 1958 г. М. К. Калинко [49] дал общую классификацию коллекторов, которая является обстоятельной сводкой и систематизацией многих и разнообразных особенностей коллекторов. Однако для практического использования она не может быть рекомендована, так как границы между многими типами коллекторов весьма условны, характерные черты их часто не могут быть определены, а количественная характеристика емкостных и фильтрационных свойств отсутствует.

Е. М. Смехов [122] предложил по характеру порового пространства различать семь типов коллекторов. В 1961 г. [141] он видоизменил свою классификацию, предложив делить коллекторы по характеру путей фильтрации на две большие группы:

1) гранулярные (поровые); 2) трещинные, которые по характеру емкости делятся на восемь типов.

Данная классификация является, по нашему мнению, наиболее совершенной из всех рассмотренных, так как учитывает главные черты, определяющие фильтрационные свойства коллектора. Однако и она не лишена некоторых недостатков. Так, Смехов, как и Теодорович, признает лишь два типа фильтрационных путей: по порам или по трещинам, между тем нередко в карбонатных и в некоторых терригенных породах нефть и газ фильтруются и по порам, и по трещинам одновременно. Выделение классов в типах пород имеет те же недостатки, что и в работе [130].

Таким образом, в деле создания унифицированной классификации достигнуты некоторые успехи. От отдельных типов коллекторов мы перешли к созданию общих схем классификации. На этот счет имеются конкретные, рассмотренные выше рекомендации. Однако они в свете современных данных требуют некоторых изменений.

Большинство исследователей согласно с тем, что в основу единой схемы классификации коллекторов должны быть положены, во-первых, особенности, определяющие фильтрационные свойства, и, во-вторых, коллекторские параметры пород. При этом, естественно, должны быть использованы такие категории параметров, которые характеризуют только породу и не зависят ни от способа их определения, ни от физико-химических особенностей флюида и условий добычи нефти. Отметим кстати, что такими категориями параметров являются лишь открытая пористость и физическая (газо-) проницаемость.

Прежде чем перейти к характеристике основ унифицированной схемы классификации коллекторов нефти и газа, необходимо остановиться на некоторых вопросах терминологии.

В настоящее время принято называть пустоту менее 2 *мм* порой, более 2 *мм* — каверной и более 200 *мм* — пещерой. Учитывая, что большинство литологов употребляет десятичную систему выражения размеров, следует называть порой пустоту до 1 *мм*, каверной — 1 — 100 *мм* и пещерой — более 100 *мм*. В связи с тем, что почти у всех известных пород-коллекторов величина первичных пор не превышает 0,5 *мм*, целесообразно придать этим терминам также и генетический смысл, т. е. считать пору первичным образованием, каверну и пещеру — вторичными, возникшими в основном за счет выщелачивания пород.

Под трещиной многие исследователи понимают любые разрывы, в том числе и дизъюнктивные нарушения. Однако целесообразно согласиться, что трещинами называются лишь такие разрывы, по которым „...какие либо перемещения слоев друг относительно друга почти отсутствуют“ [141], стр. 21.

Емкостные свойства пород обычно называют пористостью, а мерой их является коэффициент пористости. Эти термины возникли применительно к терригенным породам и были распространены на породы карбонатные. Для оценки емкости трещинных коллекторов Ф. И. Котяхов [60] предложил использовать термин коэффициент трещиноватости, а Смехов — коэффициент трещинной пористости. Для выражения общих емкостных свойств пород очевидно лучше использовать термин скважность — совокупность пор, трещин, карстовых каналов и других пустот в породе независимо от их формы и размеров *, а мерой скважности считать коэффициент K_c — „... отношение объема всех пустот к объему породы“ (там же). При этом необходимо различать скважности общую или физическую ($K_{c.ф}$), открытую ($K_{c.o}$), эффективную ($K_{c.э}$) и динамическую ($K_{c.д}$), вкладывая в эти понятия то же содержание, что и для соответствующих категорий пористости.

В тех случаях, когда в той или иной категории скважности необходимо определить соответствующий объем пор, каверн или трещин либо пустотное пространство пород принадлежит к одному из названных типов, лучше использовать специальные термины: коэффициент пористости, коэффициент кавернозности и коэффициент трещиноватости.

Такое разделение понятий важно и для методики определения емкостных параметров пород. Если пористость пород может быть точно определена широко известными лабора-

* Геологический словарь, т. II, 1960, стр. 263.

торными и геофизическими (по удельному сопротивлению, потенциалам *ПС*, данным радиометрии) методами, то для определения кавернозности и трещиноватости пород эти методы пока еще не могут быть рекомендованы. При определении кавернозности и трещиноватости, в отличие от пористости, объем образцов имеет решающее значение.

Перейдем теперь к схеме классификации природных коллекторов нефти и газа, которая изображена на рис. 41.

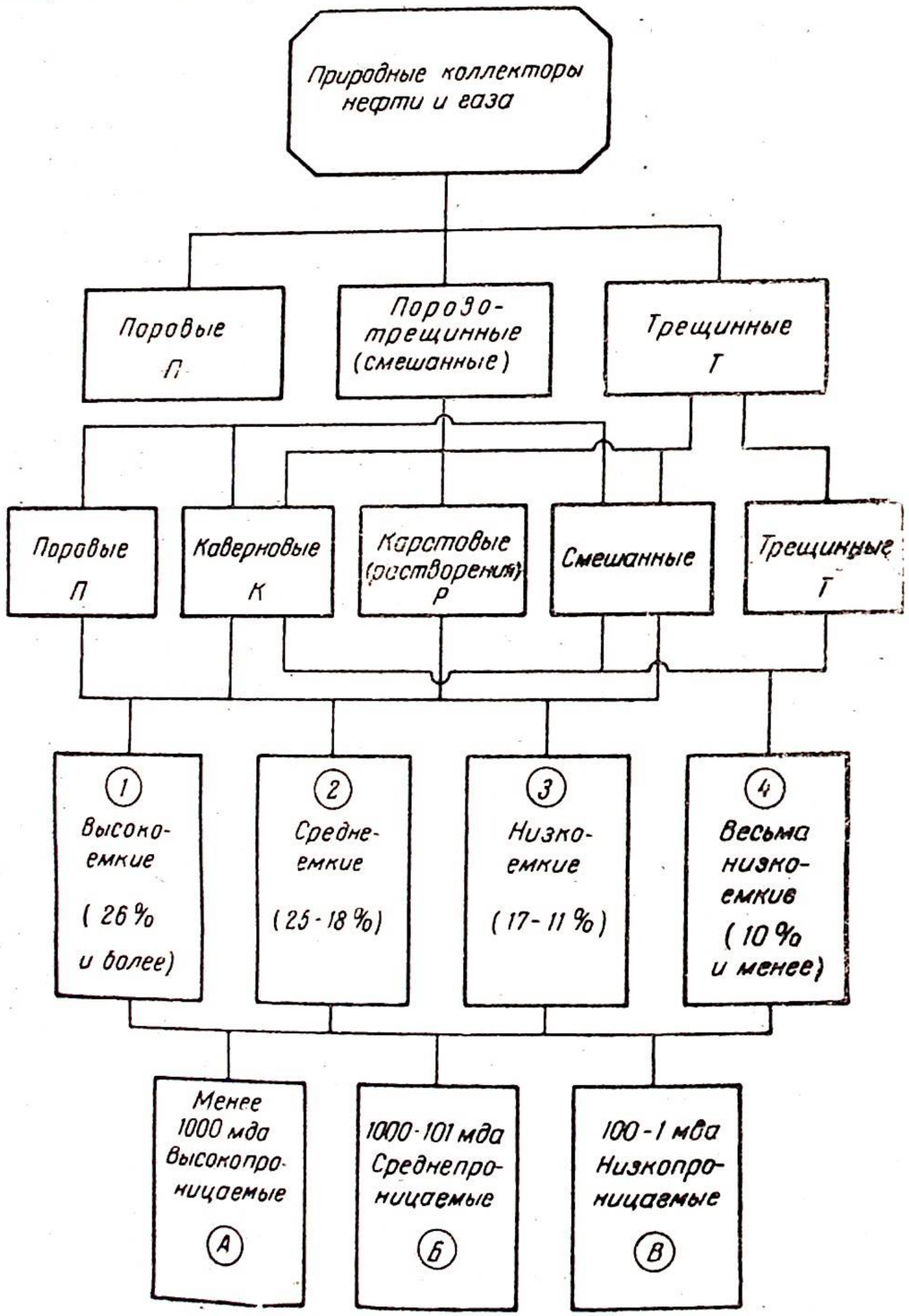


Рис. 41. Общая схема классификации природных коллекторов нефти и газа

Основываясь на опыте, мы считаем, что при разделении коллекторов на крупные классификационные единицы первого порядка (группы) целесообразно учитывать, прежде всего, характер путей миграции и фильтрации нефти и газа в коллектор и из него. В структурном отношении это форма и строение проводящих каналов, объединяющих пустоты как основные вместилища флюида, так как пустоты характеризуют емкость коллектора, а связывающие их каналы — его фильтрационные свойства. В этом отношении все известные коллекторы нефти и газа следует разделить на три группы: поровые, порово-трещинные (при преобладающей роли пор— трещинно-поровые) или смешанные и трещинные.

В коллекторах первой группы фильтрация флюидов происходит по порам, которые более или менее равномерно распределены в массе породы, а связывающие их каналы либо не имеют четких границ с основной емкостью и являются по существу составной частью поры, либо имеют поровое строение (каверны). Теодорович называет эту группу коллекторов — по порам проницаемой, Калинко — межзерновой, а Смехов — гранулярной. Последние два термина являются менее удачными, так как один из них характеризует строение породы, но не пустотного пространства, а другой учитывает лишь межзерновую фильтрацию.

Во второй группе коллекторов фильтрация идет как по порам, так и по трещинам. Основную емкость коллектора могут составлять не только поры, но и каверны, а связующие их каналы являться поровыми и трещинными. Эту группу коллекторов названные выше исследователи не выделяют.

В третьей группе коллекторов фильтрация происходит по трещинам, а основную емкость могут составлять каверны, карстовые полости и даже сами трещины. Эта группа коллекторов выделяется многими исследователями. Наиболее полно она охарактеризована Смеховым.

В основу разделения коллекторов по классификационным единицам второго порядка (типам) следует положить морфологические особенности элементов, составляющих основную емкость коллектора. В этом отношении выделяются следующие пять типов коллекторов: собственно поровые (*П*), каверновые (*К*), карстовые растворения (*Р*), собственно трещинные (*Т*) и смешанные. Распределение их по группам показано на рис. 41.

В коллекторах *П* поровое пространство в основном первично. Поры располагаются между составляющими породу компонентами и имеют форму, обусловленную формой, размером, пространственным положением и взаимоотношением этих составляющих. К коллекторам этого типа относятся терригенные породы и некоторые разности карбонатных и изверженных пород. В терригенных — порами являются про-

межутки между зернами, свободные от минерального вещества либо в той или иной мере заполненные им; в карбонатных — пространства между кристаллами кальцита и доломита, органическими остатками, оолитами, внутри органических остатков. В изверженных породах поры возникают в эффузивных разностях за счет выделения паров и газов (базальты, вулканические туфы и т. п.).

В коллекторах *К* поровое пространство в основном вторично и возникло за счет выноса или перераспределения вещества пород. В структуре его четко выделяются каверны, определяющие емкость, и связывающие их каналы, характеризующие в основном фильтрационные свойства пород — поровые, трещинные или те и другие вместе, что определяет принадлежность к группе. Коллекторы этого типа образуют главным образом карбонатные породы.

Карстовый тип коллекторов в генетическом и структурном отношениях сходен с каверновым. По существу это макрокаверновый подтип коллектора, но выделяется он как самостоятельный тип, поскольку занимает особое место в группе природных резервуаров. Обычные представления о коллекторе как горной породе, о ее скважности и проницаемости в применении к этому типу теряют всякий смысл. Сюда мы относим совокупность карстовых пустот (пещер), минимальный размер которых составляет 10 *см*. Изучение этого типа коллекторов по существу еще только начинается. Впервые как самостоятельный тип он упоминается в работах Г. И. Теодоровича и А. И. Леворсен (1958 г.), позднее — В. Н. Дахнова и Э. М. Галимова (1960 г.). В схему же классификации коллекторов карстовый тип был включен лишь в 1961 г. Смеховым.

В коллекторах *Т* поровое пространство составляют трещины, которые определяют емкость и фильтрационные свойства породы. В чистом виде этот тип коллектора имеет малое распространение и встречается в основном среди изверженных и метаморфических образований.

Типы смешанных коллекторов весьма разнообразны. Характерной их особенностью является комплексный характер порового пространства, содержащего элементы двух или более структурных типов, наиболее развитых в карбонатных породах. Встречаются коллекторы смешанных типов в терригенных (трещинно-поровый), изверженных и метаморфических (трещинно-каверновый, трещинно-поровый) породах; всего известно около 10 их видов. Нам кажется излишним вносить их в схему классификации. Лучше в каждом конкретном случае, в зависимости от преобладания в объеме пустотного пространства той или иной породы, ставить на первое место подчиненный тип, а затем преобладающий (например: порово-каверновый, трещинно-каверново-поровый).

Выделение в каждом типе классификационных подразделений третьего порядка (классов) следует производить по коллекторским параметрам. В этом случае целесообразно прежде всего разделить коллекторы по скважности, а затем по проницаемости. Такое разделение ближе соответствует понятию коллектора как природной емкости. Кроме того, открытая скважность пород в наиболее распространенной группе поровых коллекторов достаточно точно определяется не только по керну, но и по геофизическим данным, что весьма важно для практического использования классификации.

По коэффициенту открытой скважности целесообразно выделить четыре класса пород: первый класс — высокоемкие ($К_{с.о}$ = 26 и более процентов), второй — среднеемкие ($К_{с.о}$ = = 25 — 18%), третий — малоемкие ($К_{с.о}$ = 17 — 11%), четвертый — весьма малоемкие ($К_{с.о}$ = 10 и менее процентов).

В рассмотренных нами породах терригенной формации девона коллекторы первого класса почти не содержат глинистого материала, они слабо сцементированы и нередко имеют рыхлое сложение, газопроницаемость их никогда не опускается ниже 100 и в среднем составляет около 1000 *мда*.

Коллекторы четвертого класса отличаются высокой глинистостью (более 20%), они плотного сложения и высокой степени цементации, газопроницаемость их в большинстве случаев менее 1 *мда* и не превышает 20 *мда*. Скопления нефти в таких породах отсутствуют. По-видимому, для группы поровых этот класс необходимо исключить из состава коллекторов, однако в других группах, прежде всего в трещинных, он имеет практическое значение.

Границу между вторым и третьим классами мы приводим на основании среднестатистической зависимости между коэффициентами открытой пористости и газопроницаемости. Как показано на рис. 39, по характеру этой зависимости выделяются две группы пород с границей между 17 и 18% пористости — соответствует границе между классами *В* и *С* схемы Авдусина и Цветковой по 15% эффективной пористости (см. рис. 38). Первый и второй классы различаются также и характером среднестатистической взаимосвязи между пористостью и содержанием глинистого материала, что видно из данных рис. 37.

По коэффициенту газопроницаемости выделяем следующие классы коллекторов: *А* — высокопроницаемые ($К >$ > 1000 *мда*), *Б* — среднепроницаемые ($К = 1000 — 100$ *мда*), *В* — низкопроницаемые ($К < 100$ *мда*).

Эти границы между классами приняты для коллекторов в схемах Теодоровича — карбонатных, Ханина — терригенных и Смехова — трещинных. У изученных нами терригенных коллекторов девона Татарии породы с газопроницаемостью

менее 1 *мда* не содержат нефти, менее 100 *мда* — не обеспечивают ее промышленных притоков в скважину без мер искусственного воздействия на пласт (торпедирование, гидроразрыв), а более 1000 *мда* — отличаются высокими дебитами скважин. Выделяемые некоторыми исследователями границы проницаемости в 10 и 500 *мда*, как показали наблюдения, практически не оправданы. В этом отношении заслуживает внимания граница между классами A_1 и $Б_1$, данная Требиным (300 *мда*). Наблюдения за работой эксплуатационных и нагнетательных скважин показывают, что многие пласты с проницаемостью менее 250 *мда*, соединенные общим фильтром с более проницаемыми пластами, почти не отдают нефти и не принимают воду без мер воздействия на них. Из рис. 39 видим, что и характер взаимосвязи между пористостью и проницаемостью существенно меняется при 250 *мда*. Поэтому границу между классами *Б* и *В* нашей схемы необходимо считать условной.

В соответствии с коэффициентами открытой скважности и проницаемости классы коллекторов следует называть 1*А*, 1*Б*, 1*В*, 2*А*, 2*Б* и т. д. Вопрос о мерах емкости и проницаемости коллекторов карстового типа остается открытым и требует специального изучения.

Очевидно, что не в каждом классе по скважности обязательно будут присутствовать все классы (от *А* до *В*) по проницаемости. Это зависит от типа коллектора и местных геологических условий. Например, для собственно поровых коллекторов терригенной толщи девона Татарии соотношение названных элементов классов приведено в табл. 12.

Таблица 12

по проницаемости	Классы по скважности			
	1	2	3	4
А	Почти равно *Б*	Подчиненное значение	Нет	Не являются коллекторами нефти
Б	» » *А*	Преобладают	Подчиненное значение	
В	Нет	Подчиненное значение	Преобладают	

Разделить коллекторы так, чтобы каждый класс по скважности соответствовал определенному классу, выделенному по проницаемости, не представляется возможным. Невозможно также в классах по скважности выделить постоянные для всех типов более мелкие классификационные подразделения (четвертого порядка) по проницаемости или наоборот.

В соответствии с принятой классификацией целесообразно ввести маркировку коллекторов, т. е. условную запись, указывающую на группу, тип и класс коллектора. Марку должны составлять индексы группы и типа, а затем, через дефис, — класса. Так, марка собственно порового коллектора с пористостью 20% и газопроницаемостью 600 *мда* будет ПП-2*Б*, трещинно-порового, кавернового с пористостью 12% и газопроницаемостью 800 *мда* — СК-3Б, трещинного кавернозно-карстового (смешанный тип) с теми же параметрами — ТРК-3Б, собственно трещинного с теми же параметрами — ТТ-3Б и т. д.

В приведенной схеме классификации не указаны определенные величины коллекторских параметров, по которым можно было бы отличать коллекторы от неколлекторов, поскольку такая граница зависит не только от особенностей пород, но и от характера флюида (нефть, газ, вода), от его состава и физико-химических свойств. Так, в работе [49] приводится нижний предел для коллекторов по проницаемости 10 *мда* для нефти и 1 *мда* для газа. А. И. Леворсен (1958 г.) нижний предел пористости определяет в 5%, а проницаемости — в 5 *мда*. У. Л. Рассел (1958 г.) минимальное значение проницаемости песчаников для обеспечения промышленной продуктивности скважин считает равным нескольким миллидарси, а пористости — 12 — 14%. М. А. Жданов и А. А. Карцев (1958 г.) нижний предел пористости определяют в 10%. Известно, что карбонатные и трещинные коллекторы с пористостью 1—2% дают промышленные притоки нефти в скважины.

Таким образом, граница между коллектором и неколлектором зависит, в частности, от состава и структурных особенностей пород, мощности продуктивных горизонтов, состава и физико-химических свойств флюидов, к тому же играет роль техника воздействия на пласт. Следовательно, такая граница не может быть унифицирована, а должна определяться для каждого месторождения и продуктивного горизонта в соответствии с названными условиями и задачей получения экономически выгодных дебитов скважин.

В терригенной толще девона развиты собственно поровые коллекторы, в основном, классов 2Б и 3Б, подчиненное значение имеют 3А и 3В и редко встречаются 1А и 2В. Марки этих коллекторов — соответственно ПП-2Б, ПП-3В, ПП-1А и ПП-2В. К неколлекторам, как правило, следует относить породы с минимальным значением пористости — 10 и менее процентов, газопроницаемости — 10 и менее миллидарси, которые для ряда месторождений, промысловых площадей и горизонтов, в зависимости от состава, мощности пластов, их глинистости, степени уплотнения и характера взаимосвязи между пористостью и проницаемостью, могут

повышаться (по пористости — до 12 — 13% и по проницаемости — до 25 — 50 *мдa*). Поэтому для определения границы между коллекторами и неколлекторами для конкретных площадей и горизонтов путем исследования скважин необходимо установить минимальную проницаемость пласта, необходимую для получения экономически выгодных дебитов (произведение проницаемости на мощность), изучить зависимость между проницаемостью и пористостью путем составления графиков, аналогичных рис. 40, и с их помощью определить минимальную пористость пород (по положению точки, соответствующей ординате 50% и минимальной проницаемости относительно линий графика с определенными величинами пористости) с учетом мощности пластов.

Литература

1. Авдусин П. П., Цветкова М. А. О структуре поровых пространств песчаных коллекторов нефти. „Нефтяное хозяйство", 1938, № 6.
2. Авдусин П. П. и Цветкова М. А. О классификации коллекторов нефти, ДАН СССР, 1943, т. XVI, № 2.
3. Авдусин П. П. Сравнительная характеристика коллекторов нефти (песчаного типа) в визейских отложениях Второго Баку. „Советская геология", 1944, № 3.
4. Авдусин П. П. и Цветкова М. А. Строение нефтеносных пород и их фильтрующие способности, ДАН СССР, 1947, т. 57, № 9.
5. Антропов И. А., Батанова Г. П. Стратиграфия девона Татарии. В книге „Нефтегазоносность Урало Волжской области", АН СССР, 1956.
6. Антропов И. А., Батанова Г. П., Юсупов Б. М. Стратиграфия и тектоника девонских отложений востока Татарии. Нефтеносность девона востока Татарии. Труды КФАН СССР, 1958, т. 1, № 6.
7. Архангельский Б. В. Исследование методов механического анализа грунтов. Известия Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники, 1932, т. 7.
8. Архангельский Б. В. Экспериментальное исследование точности шкал гидравлической крупности частиц. Известия Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники, 1933, т. 15.
9. Астапов С. В. Экспериментальные исследования скоростей падения элементарных частиц и микроагрегатов в воде. „Почвоведение", 1944, № 2—3.
10. Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Аз. ОНТИ, Баку, 1937.
11. Батурин В. П. Новый метод изучения песчано-алевритовых осадков, ДАН СССР, 1942, т. 37, № 2.
12. Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джесказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана, Госгеолтехиздат, 1955.
13. Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости, Известия АН СССР, серия геологическая, 1950, № 5.
14. Васильев А. М Основы расчета скорости осаждения грунтовых частиц в жидкости, ОНТИ, 1936.
15. Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. Машстройиздат, 1949.
16. Вассоевич Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород, Литологический сборник, Гостоптехиздат, 1948, № 2.
17. Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации, Известия АН СССР, серия геологическая, 1950, № 5.

18. Викулова М. Ф. Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин нижнего карбона Боровичско-Любытинского района, Литологический сборник ВСЕГЕИ, Госгеолиздат.
19. Вистелиус А. Б. Ритмы пористости и явления фазовой дифференциации осадочных толщ. Доклады АН СССР, 1946, т. IV, № 6.
20. Вистелиус А. Б. О корреляции мезоритмов в нижнепермских отложениях Закамской Татарии и их стратиграфическом значении, Доклады АН СССР, 1947, т. V, № 3.
21. Владимиров Б. В. Прибор для определения газопроницаемости пород. „Нефтяное хозяйство", 1951, № 4.
22. Высоцкий И. В. Основы геологии природного газа, Гостоптехиздат, 1954.
23. Гаттенбергер Ю. П. Влияние проницаемости пласта на положение водо-нефтяного контакта. „Геология нефти", 1958, № 3.
24. Геология нефти (справочник), т. 1., Гостоптехиздат, 1960.
25. Гейман М. А. и Столяров А. Д. Об определении пористости и кажущегося удельного веса пород нефтяных коллекторов. „Нефтяное хозяйство", 1950, № 11.
26. Гейман М. А. и Столяров А. Д. Об определении пористости и кажущегося удельного веса горных пород. „Разведка недр", 1951, № 1.
27. Глумов И. Ф., Оленев В. И. Метод определения проницаемости керпов параллельно и перпендикулярно напластованию, Труды ТатНИИ, 1959, вып. 1.
28. Грим Р. Е. Минералогия глин (перевод с английского), Изд-во „Иностранная литература", 1959.
29. Гриневич Л. В. Проектирование гранулометрического состава минеральных смесей методом трехугольных координат и ортогональных проекций.
30. Дахнов В. Н., Галимов Э. М. О карстовом типе пористости продуктивных карбонатных отложений. „Геология нефти и газа", 1960, № 2.
31. Девликанов В. В. О проницаемости глиносодержащих пород (нефтяных месторождений), Труды УфНИИ, 1956, вып. 1.
32. Джавадов Д. М. К вопросу классификации трещин горных пород, Труды Азерб. НИИ по добыче нефти, 1959, вып. 8.
33. Дерягин Б. В. и Кусаков М. М. Свойства тонких слоев жидкостей и их влияние на взаимодействие тонких поверхностей, Известия АН СССР, серия химическая, 1936, № 5.
34. Джонс П. Д. Механика нефтяного пласта, Гостоптехиздат, 1947.
35. Долицкий В. А. Продуктивная толща девона месторождений Туймазы и Бавлы. Бюллетень „Новости нефтяной техники", серия геологическая, 1947, вып. 2.
36. Долицкий В. А. Перерывы в осадконакоплении девона восточной части Русской платформы. В книге „Нефтегазоносность Урало-Волжской области", АН СССР, 1956.
37. Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков, Записки Ленинградского горного института, 1926, т. 7, вып. 1.
38. Жемчужников Ю. А. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация (сборник статей), Труды Всесоюзного института минерального сырья, 1940, вып. 163.
39. Жемчужников Ю. А. Слой и пласт, Известия АН СССР, серия геологическая, 1950, № 5.
40. Жемчужников Ю. А. О структуре в углепетрографии, Записки Ленинградского ордена Ленина и Трудового Красного Знамени горного института, 1952, т. XXVI, вып. II.
41. Жемчужников Ю. А. К вопросу о понятиях „структура" и „текстура" для осадочных пород, Записки Всесоюзного минералогического об-ва, 1956, вып. 1.
42. Зильберминц В. А., Крестовников В. Н. К вопросу о методике определения пористости горных пород, Труды Грозн. ИНИ, 1928, вып. 2.

43. Золотухин В. В. К вопросу об определении удельного веса пикнометрическим методом, Минералогический сборник (Львовское геологическое об-во), 1954, № 8.
44. Иванова З. А., Ломоть К. И. Схема классификации песчано-алевритовых пород. Сборник Геология и геохимия, № 1 (VII), Ленинградское отделение Гостоптехиздата, 1957.
45. Иванова М. М. Особенности разработки Павловской площади Ромашкинского месторождения, Бюллетень „Татарская нефть", 1957, № 4.
46. Ишкин И. П. и Когонер М. Г. Распределение пор по их размерам в пористых телах, Физическая химия, 1950, вып. 8.
47. Казмина Т. И. Аутигенные минералы терригенной толщи девона Волго-Уральской области, ДАН СССР, 1954, XCVI, № 2.
48. Калганов В. И. Об изучении и классификации коллекторов, „Геология нефти", 1957, № 6.
49. Калинко М. К. Об общей классификации коллекторов нефти и газа. „Геология нефти" 1958, № 7.
50. Калинко М. К. Определение гранулометрического состава тяжелых минералов как один из методов выяснения путей их миграции, „Советская геология", 1959, № 17.
51. Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования, Труды Института геологических наук АН СССР, 1949, вып. 104, № 34.
52. Кирсанов Н. В. О составе и характере аргиллитов франского яруса в Татарии, ДАН СССР, 1955, т. 102, № 3.
53. Кирсанов Н. В. и Миропольская Г. Л. О составе и генезисе аргиллитов живетского яруса на востоке Татарии, ДАН СССР, 1955, т. 103, № 3.
54. Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород, Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1956, № 5.
55. Кирсанов Н. В. О минералогическом составе девонских аргиллитов на востоке Татарии, Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1957, № 4.
56. Кляровский В. М. Метод фотографирования целого шлифа, Записки Всесоюзного минералогического общества, 1954, т. 83, вып. 3.
57. Кобранова В. Н., Лепарская Н. Д. Определение физических свойств горных пород, Гостоптехиздат, 1957.
58. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии, Известия АН СССР, серия геологическая, 1947, № 2.
59. Котяхов Ф. И., Ремнев Б. Ф., Буторин Г. П. Анализ кернов нефтяных месторождений, Гостоптехиздат, 1948.
60. Котяхов Ф. И. Основы физики нефтяного пласта, Гостоптехиздат, 1956.
61. Котяхов Ф. И. О существующих противоречиях в оценке трещиноватости пород, „Нефтяное хозяйство", 1960, № 2.
62. Крестовников В. Пористость и механический состав песчаников и песков, „Нефтяное хозяйство", 1929, № 9.
63. Кринари А. И. К методам определения газопроницаемости горных пород, Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1955, № 3, стр. 131—137.
64. Кринари А. И. О гранулометрическом анализе терригенных отложений девона Татарии, Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1955, № 5, стр. 159—177.
65. Кринари А. И. Некоторое усовершенствование способа определения открытой пористости горных пород, Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1955, № 5, стр. 185—188.
66. Кринари А. И. Новые данные о строении и коллекторских особенностях пород терригенной формации девона юго-восточной Татарии. В книге „Нефтеносность Урало-Волжской области", Изд-во АН СССР, 1956, стр. 301—312.

67. Кринари А. И. Девонская нефть Татарии, Таткнигоиздат, 1956, стр. 68.
68. Кринари А. И. Строение и коллекторские особенности пород терригенной формации девона юго-восточной Татарии, Известия КФАН СССР, серия геологическая, 1957, № 4, стр. 122—132.
69. Кринари А. И. Об унифицированной схеме классификации коллекторов нефти и газа, Геология нефти и газа, 1959, № 7.
70. Кузнецов А. В. О некоторых формах песчаных образований в горизонте $Д_1$ Ромашкинского месторождения, Труды ВНИИ, 1960, вып. XXIII.
71. Кулиш Ю. С. Определение пористости пород коллекторов газа. Вопросы разработки и эксплуатации газовых месторождений, Труды ВНИИГАЗ, Гостоптехиздат, 1953.
72. Кусаков М. М. и Мекеницкая Л. И. Исследование состояния связанной воды на моделях газовых и нефтяных коллекторов. Вопросы геологии нефти и газа. Труды Моск. инст-та нефти и газовых приборов, Гостоптехиздат, 1959, вып. 25.
73. Ламтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов, Госгеологиздат, 1952.
74. Лапинская Т. А. К вопросу о количественной характеристике формы зерен обломочных минералов. Советская геология, 1947, № 18.
75. Леворсен А. И. Геология нефти, Гостоптехиздат, 1958.
76. Леммлейн Г. Г. и Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца, Известия АН СССР серия геологическая, 1951, № 4.
77. Лейбензон Л. С. Собрание трудов, 1953, изд. АН СССР, т. II.
78. Логинова В. Н. Литология кыновских и саргаевских отложений востока Татарии. В книге „Нефтегазоносность Урало-Волжской области", Изд-во АН СССР, 1956.
79. Логинова В. Н. Литология кыновской свиты востока Татарии и некоторых прилегающих к ней районов, Известия КФАН СССР, 1957, № 4.
80. Лугицкий И. В. О форме песчаных зерен терригенных отложений угленосной и тульской толщи C_1, Ученые записки МГУ, Геология, 1947, т. 2, вып. 124.
81. Малинин С. И. О недостатках агрегатного метода механического анализа, Бюлл. Моск. общества испытателей природы, отделение геологическое, 1952, т. 27, вып. I.
82. Мамиконов А. Г. Измерение пористости горных пород газовым объемомером с электрическим измерителем давления. Нефтяное хозяйство, 1952, № 7.
83. Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР, Изд-во АН СССР, 1956.
84. Микрюков М. Ф., Тимергазин К. Р. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений девона Бавлинско-Туймазинского нефтяного района, Нефтяное хозяйство, 1948, № 9.
85. Милаушкин П. Ф. Расчет коэффициента газопроницаемости горных пород, Труды ВНИГРИ, геохимический сборник, 1958, вып. 113, № 5.
86. Миропольская Г. Л. Новые данные о литологии пашийской свиты на востоке Татарии, ДАН СССР, 1954, т. 98, № 3.
87. Миропольская Г. Л. Литологические особенности нижне-живетского подъяруса на юго-востоке Татарии, ДАН СССР, 1955, т. 103, № 4.
88. Миропольская Г. Л., Герасимова Е. Т., Ерофеев Н. С. Литология пашийской свиты юго-востока Татарии. В книге „Нефтегазоносность Урало-Волжской области", Изд-во, СССР, 1956.
89. Миропольская Г. Л. Краткая литологическая характеристика отложений живетского яруса и пашийской свиты на юго-востоке Татарии. Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1957, № 4.
90. Миропольская Г. Л., Герасимова Е. Т., Логинова В. Н., Тузова Л. С. Литология и фации девонских отложений востока Татарии. Нефтеносность девона востока Татарии, Труды Казанского филиала АН СССР, 1961, т. II, № 6.

91. Миропольская Г. Л. О распространенности сфалерита, халькопирита, галенита в эйфельско-пашийских отложениях на востоке Татарии. Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1961, № 8.
92. Миропольский Л. М., Ковязин Н. М. и др. Об оолитовых шамуазитовых рудных накоплениях в живетских отложениях Башкирии и Татарии. „Разведка недр", 1949, № 6.
93. Миропольский Л. М., Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии, Известия Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, 1950, № 1.
94. Миропольский Л. М. К общей характеристике первичной и вторичной минерализации в девонских отложениях на юго-востоке Татарии, Ученые Записки КГУ, 1954, т. 114, кн. 8.
95. Миропольский Л. М. Некоторые данные об условиях осадконакопления и формирования месторождений нефти и газа в девоне юго-востока Татарии, в книге „Нефтегазоносность Урало-Волжской области", Изд-во АН СССР, 1956.
96. Мирошников Л. Д. О корреляции песчано-глинистых толщ при помощи гранулометрических коэффициентов. Материалы по литологии. Новая серия, ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1956, вып. 1.
97. Михайлова Н. А. Петрография живетских отложений Урало-Волжской нефтеносной области и палеогеография времени их образования, Изд-во АН СССР, 1956.
98. Муравьев И. С., Иванов Е. Е. О кыновских слоях юго-востока Татарии, Казанского Поволжья и Удмуртии, ДАН СССР, 1955, т. 101, № 4.
99. Муравьев И. С. Живетские и нижнефранские отложения северной части Татарии и прилегающих районов Кировской области и Удмуртии. Ученые записки КГУ, геология, т. 116, кн. 12, 1956.
100. Наливкин Д. В. Учение о фациях, Изд-во АН СССР, 1955.
101. Нестеров Л. Я. Физические свойства песчаников и сланцев. Материалы ЦНИГРИ, серия геофизическая, Сборник № 8, 1940.
102. Новиков В. А. Кора выветривания, Изд. АН СССР, 1952, вып. 1.
103. Оркин К. Г., Кучинский П. К. Физика нефтяного пласта, Гостоптехиздат, 1955.
104. Орлов М. А. Новый сифон и комбинированный прибор для массовых определений механического состава почв. „Почвоведение", 1928, № 3—4.
105. Петровская А. Н. Упрощенный метод послойной гранулометрической характеристики пород в терригенных разрезах, ВНИИ, Научно-технический сборник по добыче нефти, 1959, № 7.
106. Плющ А. М. О методах оценки структуры порового пространства породы. Материалы по геологии и разработке нефтяных месторождений Азербайджана, Изд-во АН Аз. ССР, 1959.
107. Половинкина Ю. И., Викулова М. Ф., Разумовская К. Э. и др. Структуры горных пород, т. 2, Осадочные породы, Госгеолиздат, 1948.
108. Преображенский И. А. Об определении пористости несыпучих пород, Азерб. нефтяное хозяйство, 1931, № 1.
109. Преображенский И. А. Определение пористости пород, Труды АзНИИ, 1932, вып. 5.
110. Преображенский И. А. О формах зерен, Труды Института геологических наук, изд. АН СССР, 1941, вып. 21.
111. Прошляков Б. К. К вопросу о связи коллекторских свойств с вещественным составом пород, Известия Вуз., Нефть и газ, 1958, № 5.
112. Пустовалов Л. Б. Петрография осадочных пород, ч. I и II, Гостоптехиздат, 1940.
113. Ронов А. Б. и Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира. „Советская геология", сборник 41, 1954.
114. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков, Изд. ЛГУ, 1947.
115. Рухин Л. Б. Основы литологии, Гостоптехиздат, 1953.

116. Сабанин А. Н. Различные способы механического анализа почв и способ двойного отмучивания с малой навеской. Почвоведение, 1903, № 1 и 2.
117. Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР. Бюллетень Московского об-ва испытателей природы, отдел геологический, 1956, № 6.
118. Свищев Б. С., Валеев Р. Н. Песчано-алевритовые отложения Михайловского горизонта франского яруса и условия их образования на Ромашкинском месторождении, Бюллетень „Татарская нефть", изд. объединения „Татнефть", 1957, № 2.
119. Свищев Б. С., Микитко Н. Ф. Выделение и классификация нефтеносных пластов на Миннибаевской площади. Геология нефти, 1958, № 6.
120. Семин Е. И. Изучение связи между пористостью и проницаемостью пород горизонта $Д_1$ Ромашкинского и Туймазинского нефтяных месторождений. Труды ВНИИ, 1960, вып. 30.
121. Смехов Е. М. Трещиноватые породы и их коллекторские свойства. Труды ВНИГРИ, 1958, стр. 119—130.
122. Смехов Е. М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы, Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 172.
123. Смирнова Н. В. О типах цемента и влияние цементации на коллекторские свойства песчаных пород, Труды Всесоюзного нефтегазового научно-исследоват. инст-та, 1954, № 4.
124. Смирнова Н. В. Типы цемента в песчаниках и алевролитах, Труды института геологии и разработки горючих ископаемых, 1960, т. 1.
125. Снарский А. И., Силицин В. Я. К методике определения проницаемости пород по кернам. Азерб. нефтяное хозяйство, 1956, № 7.
126. Спутник полевого геолога-нефтяника, т. II, Гостоптехиздат, 1954.
127. Старицкий Ю. Г. Определение понятий „структура" и „текстура", Записки Всесоюзного минералогического общества, 1954, вып. 3.
128. Страхов Н. М. Методы изучения осадочных пород, Госгеолтехиздат, 1957, т. 1 и 2.
129. Султанов А. Д. Об эффективной пористости пород, Известия Азерб. филиала АН СССР, 1941, № 6.
130. Теодорович Г. И. Структуры порового пространства карбонатных коллекторов нефти и их проницаемость, ДАН СССР, 1943, т. 39, № 6.
131. Теодорович Г. И. О ритмичности в разрезе вероятных нефтематеринских свит (на примере девона Урало-Волжской области), ДАН СССР, новая серия, 1952, т. 86, № 5.
132. Теодорович Г. И. О классификации песчаников по вещественному составу обломочных зерен и цемента, ДАН СССР, 1957, т. 112, № 1.
133. Тихвинская Е. И. Девон Татарской АССР на фоне общего геологического строения Республики. В книге „Девон Русской платформы", Гостоптехиздат, 1953.
134. Тихвинская Е. И. К истории миграции девонской нефти в недрах Татарской АССР. Ученые записки КГУ, 1956, т. 116, кн. 5.
135. Требин Ф. А. Нефтепроницаемость песчаных коллекторов, Гостоптехиздат, 1945.
136. Троепольский В. И. Стратиграфическая схема девонских отложений Татарской АССР, в книге „Девон Русской платформы", Гостоптехиздат, 1953.
137. Троепольский В. И., Постников Д. В. К вопросу о структуре и проницаемости порового пространства в карбонатных коллекторах, Ученые записки КГУ, геология, 1955, т. 115, кн. 16.
138. Троепольский В. И. Палеогеография и фациальные особенности осадконакопления на севере и северо-западе Татарии в девонский период. Ученые записки КГУ, 1955, т. 115, кн. 16, вып. 23.
139. Троепольский В. И., Эллерн С. С., Новые данные о геологическом строении и истории формирования северной части Аксубаево-Мелекесской депрессии, Ученые записки КГУ, 1956, т. 116, кн. 5.

140. Трофимук А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Гостоптехиздат, 1950.
141. Труды Всесоюзного совещания по трещинным коллекторам нефти и газа. Гостоптехиздат, 1961.
142. Фадеев П. И. К вопросу о гранулометрическом анализе песков ситовым методом, Вестник МГУ, геология, 1961, серия IV, № 1.
143. Федоров С. С. Установка для определения удельного веса порошкообразных веществ. Заводская лаборатория, 1955, № 10.
144. Фигуровский Н. А. Седиментометрический анализ, Изд-во АН СССР, 1948.
145. Филиппова М. Ф. Новые данные по петрографии девонских отложений центральных районов Русской платформы. Решения и тезисы докладов Расширенной сессии Ученого совета ВНИГРИ, 1948.
146. Флоренский В. П. Об особой методике построения седиментационных кривых и их использования для корреляционных целей, ДАН СССР, 1947, т. 57, № 8.
147. Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Материалы по петрографии архейских пород центральной и восточной частей Русской платформы, ДАН СССР, 1952, т. 83, № 1.
148. Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. Основные магматические породы южной части Татарской АССР, ДАН СССР, 1952, т. 84, № 6.
149. Флоренский В. П., Михайлова Н. А. Сульфиды цинка в девонских породах Западного Приуралья, ДАН СССР, 1952, т. 86, № 6.
150. Флоренский В. П., Князев В. С. Материалы по литологии красноцветных пород бавлинской свиты некоторых районов юго-восточной части Татарии, Труды ВНИИ имени Губкина, 1952, вып. 12.
151. Флоренский В. П., Князев В. С. Доломитовые породы основания палеозойского разреза юго-востока Татарии, ДАН СССР, 1953, т. 89, № 3.
152. Ханин А. А. К вопросу о влиянии содержания цемента в песчаных породах на значения проницаемости и пористости, Труды ВНИИГаз. Сборник „Вопросы добычи, транспортировки и переработки природных газов", 1951.
153. Ханин А. А. Газопроницаемость сцементированных песчаных пород. „Разведка недр", 1952, № 4.
154. Ханин А. А. О классификации пород-коллекторов нефти и газа. „Разведка и охрана недр", 1956, № 1.
155. Ханин А. А. Связанная (остаточная) вода и ее влияние на газопроницаемость горных пород. „Газовая промышленность", 1958, № 1.
156. Ханин А. А., Мухаринская Н. А. Об определении эффективной удельной поверхности и нефте-газонасыщенности пород. „Разведка и охрана недр", 1959, № 5.
157. Ханин А. А. Определение коэффициентов газо- и нефтенасыщенности горных пород, „Разведка и охрана недр", 1960, № 1.
158. Цветкова М. А. Влияние минералогического состава песчаных пород на фильтрующие способности и нефтеотдачу, Труды Института нефти АН СССР, 1954, т. III.
159. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы в неогеновых породах продуктивных горизонтов и их влияние на коллекторские свойства, Труды Института геологии и разработки горючих ископаемых, Изд-во АН СССР, 1960, т. I.
160. Чирков П. В. К вопросу о гидродинамической связи горизонтов *Дi* и *Дii* на центральных площадях Ромашкинского месторождения, Бюллетень „Татарская нефть", 1957, № 7.
161. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре, Изд-во АН СССР, 1955.
162. Швецов М. С. Петрография осадочных пород, Госгеолиздат, 1948.
163. Эллерн С. С., Троепольский В. И., Бальчунас. О живетских отложениях в Татарии, ДАН СССР, новая серия, 1951, т. 79, № 1.
164. Эллерн С. С. Живетские отложения юго-восточной Татарии. Ученые записки КГУ, 1954, т. 114, кн. 3.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСКОЙ АССР

М. С. Кавеев, У. З. Галиев

За последнее десятилетие в результате нефтеразведочных и эксплуатационных бурений выяснены характер залегания и напорные уровни подземных вод, исследованы их химический, газовый и бактериальный состав, физико-химические свойства.

Материалы геологических исследований, определения физических свойств нефтяного пласта, а также гидрогеологические данные позволяют в настоящее время в той или иной мере судить об условиях формирования, и динамики подземных вод девона.

Подземные воды продуктивной толщи девона на значительной части юго-востока Татарской АССР составляют самые нижние водоносные горизонты осадочной толщи и характеризуются, по сравнению с вышележащими горизонтами, своеобразием условий формирования, химизма и динамики.

Для характеристики особенностей формирования водоносных горизонтов продуктивной толщи девона с вышележащими водоносными горизонтами и их своеобразия рассмотрим в общих чертах гидрогеологические условия толщи осадочных пород.

В настоящее время ввиду происходивших в течение третичного и четвертичного периодов процессов эрозии на дневной поверхности оказались породы верхнего отдела пермской системы. В наиболее тектонически приподнятых участках, по р. Шешме в Шугуровском районе и по р. Каме у впадения в нее р. Иж, эрозией обнажены верха нижнепермских отложений.

Как известно, в зависимости от глубины вреза эрозионных долин толща осадочных пород делится на два гидрогеологических комплекса: верхний — свободного движения подземных вод, приуроченный на юго-востоке Татарии к аллювиальным и элювио-делювиальным отложениям кайнозоя и к

междуречным массивам коренных пермских отложений, и нижний — напорного движения, залегающий ниже уровня эрозионного вреза до кристаллического фундамента.

Верхний гидрогеологический комплекс наиболее характерен для юго-восточной части Татарии, на значительной территории которой непосредственно на поверхность выступают трещиноватые коренные верхнепермские отложения; водораздельные пространства, слабо расчлененные овражно-балочной сетью, имеют платообразную форму поверхности и значительную залесенность. Эти условия благоприятно отражаются на инфильтрации и инфлюмации, на которые, по расчетам Е. А. Краева, расходуется 16,5% атмосферных осадков, что составляет в среднем для республики 8,5—9% от их общего количества. Глубокий врез речных и овражно-балочных долин значительно увеличивает мощность зоны аэрации, что, по-видимому, благоприятно отражается на конденсации атмосферной влаги.

Наряду с питанием подземных вод за счет атмосферных осадков происходит усиленный дренаж (истечение), следствием которого явился довольно активный водообмен. В зоне его направление движения подземных вод в междуречных массивах коренных отложений находится в прямой зависимости от тектонических условий. Скорость (в *м/сутки*) определяется в толще элювио-делювиальных отложений—0,001; аллювиальных отложений: сложенных песками — 0,005—0,01, а в песчано-гравийно-галечном слое — 0,05—0,7; в междуречных массивах пермских отложений: в толще водоносных горизонтов, сложенных карбонатными породами,— 0,004—0,02, а в толще водоносных горизонтов, сложенных пористыми песчаниками,—0,003—0,19. Движение подземных вод происходит по уклону водоносного пласта: в толще аллювиальных отложений — в сторону русла рек, а в толще элювио-делювиального покрова связано с рельефом подкоровой поверхности пермских отложений.

Мощность верхнего гидрогеологического комплекса в придолинных частях междуречных массивов достигает 100—150 *м*, по мере удаления от речных долин уменьшается до 50—30 *м*.

Нижний гидрогеологический комплекс по условиям водообмена, по Н. К. Игнатовичу [5], делится на две зоны: верхняя — затрудненного водообмена, нижняя—лишенная в современной физико-географической обстановке водообмена, или зона вековых движений.

В верхней зоне выделяются области накопления и области разгрузки первого, второго и третьего порядков.

Область накопления первого порядка охватывает всю территорию Бугульминско-Белебеевской возвышенности, второго и третьего порядков — занимают водораздельные

участки малых рек. Разгрузка вод происходит в основном за пределами юго-востока—на севере в долине р. Камы, на западе в области Мелекесской депрессии и в долине р. Волги; воды более глубоких горизонтов этой зоны возможно частично разгружаются в области Прикаспийской низменности, а самых верхних горизонтов — непосредственно на юго-востоке в долинах малых рек, образуя очаги второго и третьего порядков.

В области накопления пьезометрические уровни подземных вод верхних горизонтов выше нижележащих, а в области разгрузки, наоборот, нижних горизонтов — обычно выше верхних (табл. 1, стр. 134).

Из приведенных данных следует, что в области накопления имеются благоприятные условия для нисходящего движения подземных вод, а в области разгрузки — для восходящего. Таким образом, в верхней зоне, помимо общего горизонтального движения, надо полагать, имеют место и вертикальные движения.

В силу местной и региональной разгрузки в зоне затрудненного водообмена движения подземных вод имеют довольно сложную форму и различные скорости, наибольшие из которых приурочены к верхним горизонтам. Максимальные скорости, очевидно, связаны с закарстованными толщами близ очагов разгрузки второго и третьего порядков. Так, например, в районе Шугуровской структуры для закарстованной толщи сакмарского яруса, принимая среднюю величину коэффициента фильтрации ее равной 100 *м/сутки*, скорость движения подземных вод определяется в 0,1—0,6 *м/сутки*, а в целом для сакмарского яруса — в 0,0008—0,0012 *м/сутки*. В нижних горизонтах скорости резко падают. Здесь уже они составляют примерно 0,0004 *м/сутки*, или 1,46 *м* в год.

Вследствие этого за период последнего этапа формирования гидродинамической обстановки (неоген и четвертичный период) подземные воды зоны затрудненного водообмена неоднократно обновлялись за счет верхней зоны свободного водообмена и сильно минерализованных вод глубинных горизонтов.

Мощность зоны затрудненного водообмена определяется в 800—1000 *м*. Провести четкую границу между верхней и нижней зоной нижнего гидрогеологического комплекса пока не представляется возможным. Условно ее можно принять за толщу угленосной свиты, содержащей водонепроницаемые или трудноводопроницаемые слои аргиллитов.

В зоне вековых движений водообмен с поверхностью, по-видимому, не осуществляется, однако он возможен участками лишь в местах крупных дизъюнктивных нарушений.

Таблица 1

Область накопления (Шугуровская структура — наиболее приподнятая часть)							Область разгрузки (Булдырская структура — на р. Каме)						
Номер скважины	глубина водоносного горизонта в *м*	геологический возраст	высота напора	удельный вес	абсолютные отметки статического уровня	абсолютные отметки приведенного уровня	Номер скважины	глубина водоносного горизонта в *м*	геологический возраст	высота напора	удельный вес	абсолютные отметки статического уровня	абсолютные отметки приведенного уровня
R-2	260	C_3	187	1,002	120	120	К-16	7	Q^{uf}	—	1,0004	47	47
							К-16	88,4	P_2	84,2	—	58,2	—
							К-16	116,9	P_1^s	118,5	—	55,6	—
"	670	C_1^{serp}	583	1,019	106	117							
							К-16	153,3	C_3	153,5	1,006	54,0	54,4
							К-16	286,8	C_3	287	1,007	54,14	56,14

Примечание. Приведенные уровни рассчитаны по формуле $n\gamma$,

где высота напора — n; удельный вес воды — γ.

По данным А. Г. Забирова [2], статический уровень подземных вод девона юго-востока республики равен — 20 *м* абсолютной высоты. В. Г. Герасимов и др. (1959 г.) произвели замеры пьезометрического уровня подземных вод продуктивной толщи на различных участках восточной части Татарии.

Согласно полученным данным, о водообмене в этой толще в современных условиях не может быть и речи.

Однако после захоронения девонских осадков происходили неоднократные обновления заключенных в них седиментационных вод, приходящиеся в основном на конец девонского периода. К концу фаменского века, по данным В. Н. Тихого [21], эрозионные долины углублялись на всю толщу фаменского яруса и частично захватили аскынские и мендымские слои франского яруса. Таким образом, осталась не захваченной эрозией всего лишь $^1/_3$ девона.

Образование глубоких эрозионных долин способствовало в значительной степени дренированию седиментационных вод и инфильтрации в толщу девона атмосферных осадков. Континентальный режим, существовавший на западе и севере Татарии в конце турнейского и начале визейского веков, также способствовал обновлению вод.

С конца палеозойской эры условия для водообмена в толще девона были неблагоприятными. Здесь при очень замедленной циркуляции в основном развивались процессы метаморфизации. Воды, находясь под большим гидростатическим напором, достигающим 150—200 *am*, приобретают упруго-водонапорный режим. При давлении в среднем 175 *am* объем воды должен был сокращаться примерно на 6%, что создало своеобразные условия динамического режима, отличающегося от режима вышележащих зон.

Вертикальные тектонические движения альпийского этапа орогенеза резко нарушили упруго-водонапорный режим и привели к перераспределению пластовых давлений в толще девона.

Юго-восток, представлявшийся в палеозое областью погружения в период альпийского этапа орогенеза, превратился в область поднятия. При этом упругий запас пласта в этих местах значительно уменьшился. Те участки платформы, которые в герцинский этап орогенеза были областями поднятий с большим упругим водонапорным режимом, погрузились, и из них произошел отток воды в области с меньшим упругим режимом. Юго-восточная часть Татарии в период альпийского этапа орогенеза в целом превратилась в область притока. Однако темпы проявления динамики подземных вод в толще девона были не одинаковы и определились скоростями тектонических движений, то усиливавшихся, то ослаблявшихся в отдельные фазы этого последнего в истории земной коры этапа орогенеза.

Итак, динамику и формирование запасов подземных вод осадочной толщи рассматриваемой территории можно представить в виде следующей схемы (табл. 2).

Таблица 2

Гидрогеологические комплексы движения	Зоны	Области	Характер движения
Свободного движения	Аэрации	Инфлюация Инфильтрация Конденсация	Втекание Просачивание Диффузионное или потоковое движение водяных паров
	Активного водообмена	Питания	Нисходящие и горизонтальные
		Дренежа (истечения)	Горизонтальное
Напорного движения	Затрудненного водообмена	Накопления	Горизонтальные и нисходящие
		Разгрузки	Горизонтальные и восходящие
	Вековых движений	Притока	Перемещения из области опускания в область поднятия
		Оттока	Перемещения из области опускания в область поднятия

Толщу осадочных пород юго-востока Татарии можно разделить на отдельные гидрогеологические свиты, характеризующиеся одинаковыми фациально-литологическими и коллекторскими особенностями.

По литологическому составу отложения девонской, каменноугольной и пермской систем характеризуются преобладанием карбонатных пород. В толще осадков додевонского возраста, живетского и франского ярусов, угленосной свиты и верейского горизонта карбона и верхнего отдела перми широко развиты также песчано-глинистые породы, представленные, наряду с водоносными песчаниками, водонепроницаемыми глинами, служамими водоупором, расчленяющим слои на отдельные горизонты. Водоупором среди осадочных

пород служат также гипсы и ангидриты нижнепермских отложений. Однако они, как предполагают некоторые гидрогеологи, не являются региональным водоупором.

Основными коллекторами подземных вод являются пористые карбонатные породы, песчаники и алевролиты. Средняя величина пористости пород по отдельным их разновидностям для всего разреза палеозоя в Татарии приведена в табл. 3.

Средняя величина пористости для всей палеозойской толщи определяется равной 9%.

Наряду с пористостью для отдельных горизонтов или участков осадочной толщи, как коллекторы подземных вод важное значение имеют подземные полости, пустоты и трещиноватость пород, связанные с тектоническими процессами и с выветриванием на поверхности.

Степень трещиноватости зависит от характера тектонических напряжений, при которых жесткие разновидности осадочных пород почти всюду пересекаются вертикальными и наклонными трещинами, иногда образующими ряд разветвлений. В местах наибольших напряжений толща осадочных пород в виде отдельных участков сильно раздроблена.

Широкое развитие имеет также трещиноватость, приуроченная к зонам перерывов и обусловленная экзогенными процессами. Подобная трещиноватость резко выражена в кровле фамена, турне и визе и в кровле нижнепермских отложений.

Как тектоническая, так и экзогенная трещиноватости подверглись дальнейшим изменениям: с одной стороны, в результате выщелачивания трещины значительно расширены, а с другой — в зонах гидрохимического кольматажа — залечены.

Процессы залечивания хорошо выражены в зоне сульфатно-натриево-магниевых и хлор-магниевых вод.

Трещиноватости в толще осадочных пород в целом составляют небольшой процент: ориентировочно 0,05% к общему объему, однако для отдельных участков, как коллекторы подземных вод, они имеют существенное значение.

С учетом пористости и трещиноватости объем подземных вод в палеозойских отложениях (площадь 22,2 тыс. $км^2$) определяется в 3600 $км^3$, из которых 39% приходится на зону вековых движений, 5,5% — свободного водообмена.

Нижний комплекс характеризуется сплошным насыщением коллекторов подземными водами (нефтью, газом) и образует отдельные водосодержащие свиты, состоящие из нескольких водоносных горизонтов,

Установлено десять гидрогеологических свит, состоящих из нескольких водоносных горизонтов, отделенных друг от друга водонепроницаемыми пластами. К ним относятся: 1) бавлинская гидрологическая (песчаники и алевролиты);

Таблица 3

Стратиграфические комплексы	Индекс	Средняя пористость, %	Средняя пористость отдельных разновидностей пород, %																
			гравелит	песчаник	песчаник глинистый	алевролит	алевролит глинистый	аргиллит алевритовый	аргиллит	аргиллит известковый	мергель	доломит глинистый	доломит	известняк	известняк глинистый	известняк доломитизированный	ангидрит	углистый сланец	уголь	доломит известковистый	алевролит песчаный	аргиллит глинистый
Бавлинская свита		9,0	17,6	13,1	—	6,8	—	—	6,5	6,0	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Средний девон	D_2	17,4	19,5	19,0	—	9,1	—	—	7,5	—	—	—	10,7	3,8	4,7	—	—	—	—	—	—	—
Пашийский горизонт	D_3^1 pasch	11,5	—	22,6	—	9,5	—	—	9,5	—	—	—	5,6	5,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Кыновский „	D_3^1 kln	8,2	—	12,5	—	10,0	—	—	8,9	—	5,5	—	6,4	4,7	6,6	—	—	—	—	—	—	—
Саргаевский „	D_3^1 srg	5,5	—	—	—	—	—	—	9,5	—	—	—	—	4,9	—	—	—	—	—	—	—	—
Домашкинский „	D_3^1 dom	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,0	—	—	—	5,4	—	—	—	—
Мендымский „	D_3^1 mend	4,9	—	—	—	—	—	—	—	—	6,8	—	5,9	5,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Аскынский „	D_3^1 ask	5,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,8	5,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Фаменский ярус	D_3^2	6,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,8	7,0	—	—	2,9	—	—	—	—	—
Карбонатная часть турне	C_1^1	9,0	—	—	—	—	—	—	15,6	—	—	15,6	7,8	7,0	—	—	4,8	—	—	14,1	—	—
Сарайлинская толща и яснополянский горизонт	C_1^2	12,0	—	18,7	8,8 (точно не установлена)	12,5	—	9,2	11,0	—	10,2	21,4 (точно не установлена)	8,1	6,2	—	4,6	—	10,1	8,3 (точно не установлена)	—	12,1	—
Визейский и намюрский ярусы	$C_1^{2ok}+S+C_1^3$	4,9	—	—	—	—	—	—	12,2	—	—	—	8,5	7,0	—	3,1	2,2	—	—	7,6	—	—
Башкирский ярус	C_2^1	~ 6,0	—	—	—	—	—	—	14,0	—	—	—	6,0	7,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Верейский горизонт	C_2^2 vr	~13,5	—	25,6	16,7	12,6	15,2	—	—	—	9,9	13,0	10,4	7,0	10,0	—	—	—	—	—	—	14,7
Московский ярус	C_2^2	~10,0	—	—	—	—	—	—	8,2 (точно не установлена)	—	—	10,6	12,0	11,0	9,9	—	1,6	—	—	—	—	—
Верхний карбон	C_3	~ 9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,4*	12,3	14,3	—	—	0,3	—	—	—	—	—
Пермь нижняя	P_1	~ 8,0	—	—	—	—	—	—	20,3	—	7,7**	13,0	13,3	—	—	7,9	1,8	—	—	13,7	—	—
„ верхняя	P_2	~17,5	—	24,2	22,7	—	—	20,3	18,2	13,6	—	—	11,3	—	8,9	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Таблица составлена по данным В. Л. Зубкова.

* Доломит загипсованный.
** Гипс.

2) живетско-нижнефранская (песчаники, алевролиты); 3) верхнефаменская (переслаивание аргиллитов с карбонатными породами); 4) гидрогеологическая — заключенная в толще фамена и турне (карбонатные породы); 5) яснополянская (алевролиты); 6) окско-серпуховская, местами включается намюрская (карбонатные породы); 7) верейская (песчано-глинистые породы); 8) гидрогеологическая, включающая отложения московского, касимовского, гжельского и нижней части сакмарского ярусов (карбонатные породы); 9) гидрогеологическая — верхней части сакмарского яруса и артинских отложений (карбонатные породы); 10) гидрогеологическая — верхнепермских отложений, залегающих ниже уровня речных долин.

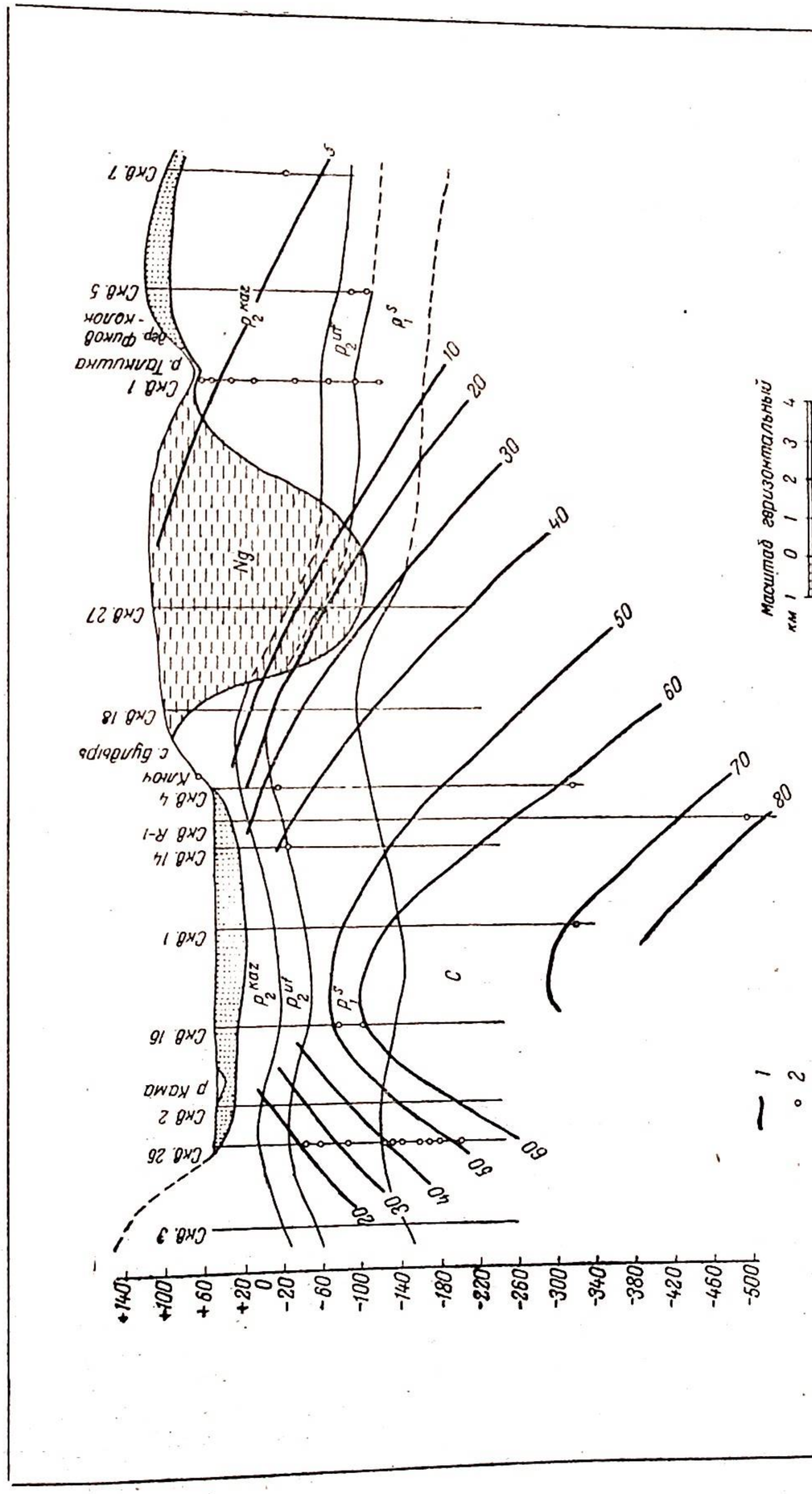
Восьмая и девятая свиты или разделены толщей водонепроницаемых пород — гипсов и ангидритов второго комплекса сакмарского яруса, или местами объединяются.

Каждая из перечисленных свит характеризуется самостоятельным проявлением динамического режима при внешнем воздействии (откачки, нагнетании и т. п.).

Удельный вес подземных вод нижнего гидрогеологического комплекса колеблется в пределах от 1,0001 до 1,19 *г/см*^{3} и возрастает с глубиной; напорные уровни при этом соответственно уменьшаются.

Опреснение подземных вод до нижнего карбона в области питания (Шугуровский район), проникание глубинных вод в верхние горизонты в области гидродинамической разгрузки (Чистопольский район, рис. 1), отражение разгрузки на характере динамики в вертикальном разрезе до глубины более 800 *м* наводят на мысль о гидравлической связи всех гидрогеологических свит нижнего комплекса.

Однако некоторые факты, на первый взгляд, отрицают возможность такой связи. Так, например, эксплуатация Шугуровского нефтяного месторождения показала, что отбор жидкости в течение десяти лет привел к падению пластового давления в угленосной свите примерно на 50 *атм* (с 98 *ат*). Это не согласуется с незначительным его снижением при более форсированном отборе жидкости из вышележащей толщи верей-серпуховского возраста в этом же районе. Должно бы происходить сохранение пластового давления в нижнем горизонте за счет притока воды из верхнего. Тем не менее наличие гидравлической связи между гидрогеологическими свитами объясняется стремлением к уравновешиванию между отдельными горизонтами гидравлического давления за счет медленной, затрудненной фильтрации, протекавшей в течение длительного геологического времени. Пополнение расходов воды того или иного горизонта зависит от степени водопроницаемости. Серпуховский водоносный



Масштаб горизонтальный
км 1 0 1 2 3 4

Рис. 1. Профиль солевого состава подземных вод по структурам Чистопольского района:
1 — изолинии содержания хлористого натрия, %; 2 — глубина отбора воды на анализ

горизонт, представляющий сильно трещиноватые закарстованные карбонатные породы, обладает высокой водопроницаемостью, и поэтому происходит быстрое пополнение расхода жидкости за счет притока воды со стороны, т. е. скорость отбора жидкости меньше скорости ее притока.

Водоносный горизонт угленосной свиты характеризуется незначительными величинами фильтрации; отбор жидкости из этого горизонта не компенсируется притоком воды из соседних участков. Поэтому здесь мы наблюдаем резкое падение пластового давления.

В зоне затрудненного водообмена отдельные гидрогеологические свиты между собой гидродинамически не уравновешены (см. табл. 1). Данные наблюдений за статическим уровнем в зоне вековых движений показывают наличие такой согласованности между отдельными свитами и горизонтами.

Исходя из изложенного, мы считаем, что между отдельными гидрогеологическими свитами в течение длительного геологического времени происходит уравновешивание гидродинамического давления. Однако в течение короткого времени такого уравновешивания не наблюдается. Оно возможно лишь при наличии непосредственной на данном участке связи между водоносными горизонтами.

В верхнем гидрогеологическом комплексе подземные воды залегают в виде гидравлически изолированных друг от друга горизонтов, имеющих незначительную площадь распространения, поскольку прорезаются многочисленными речными и овражно-балочными долинами. Эти водоносные горизонты приурочены в основном к верхнепермским отложениям. Некоторые из них, находящиеся ниже уровня речных долин, иногда соединяются с нижним гидрогеологическим комплексом.

Подземные воды верхнего комплекса всюду дренируются современной гидрографической сетью. В результате этого они истекают в виде нисходящих источников.

Истечение подземных вод обычно происходит по направлению падения слоев, поэтому характер проявления динамики подземных вод определяется тектоническими условиями района.

Количество вод, выраженных источниками, не одинаково. В среднем с одного квадратного километра водосборной площади стекает 0,5 *л/сек* (модуль истечения).

Верхняя часть вод нижнего комплекса, подвергаясь всюду гидродинамической разгрузке, служит основным источником питания рек в межень. Количество вод, идущее на питание рек за счет гидродинамической разгрузки, в среднем определяется в 1,6 *л/сек* (модуль гидродинамической разгрузки) на 1 *км* площади.

Таблица 4

Возраст	Количество анализов	Удельный вес	Плотный остаток	Электропроводность	pH	мг/л K	мг/л Na	мг/л Mg	мг/л Ca	мг-экв Cl	мг-экв SO_4	мг-экв HCO_3
Q	31	1,0004	379,13	0,00055	—	—	—	28,45	78,24	3,71	67,07	317,49
Ng	61	1,0006	412,33	0,00063	7,17	112(1)	13,32(1)	26,82	95,16	10,61	30,31	369,17
P_2^{tat}	91	1,0005	405,68	0,00057	7,61	0,76(2)	1,20(2)	24,8	85,73	12,66	33,99	369,99
$P_2^{kaz_2}$	124	1,0006	361,09	0,00051	7,49	1,53(38)	11,61(38)	28,09	85,49	6,97	66,87	329,2
$P_2^{kaz_1}$	83	1,0007	479,66	0,00060	7,35	1,71(22)	20,55(22)	36,06	97,15	6,92	112,35	351,95

Таблица 5

Возраст	Количество анализов	Удельный вес	Плотный остаток	pH	мг/л Mg	мг/л Ca	мг/л Cl	мг/л SO_4	мг/л HCO_3	мг-экв K и Na	мг-экв Mg	мг-экв Ca	мг-экв Cl	мг-экв SO_4	мг-экв HCO_3
P_2^{kaz}	3	1,0003	711,0	7,7	51,28	44,51	16,44	180,48	343,24	3,56	4,21	2,07	4,21	3,76	5,62
P_2^{uf}	11	1,0013	1513,7	7,4	66,27	143,89	37,16	528,15	404,94	7,13	5,68	8,37	0,87	14,71	6,69
P_1	69	1,0031	2686,2	7,3	157,27	401,97	299,48	1612,18	249,5	13,89	12,69	19,93	9,27	33,62	4,07
C_3	10	1,0024	3658,0	7,4	131,9	399,47	157,6	1532,28	203,84	10,17	10,42	19,19	4,46	32,02	3,29
C_1^{serp}	26	1,0185	23967,6	7,8	281,46	728,62	8765,15	5483,81	771,52	312,95	23,18	36,38	249,47	114,43	12,33

Таким образом, подвижный (динамический) баланс подземных вод, включая зону истечения, составляет 2,1 *л/сек* на квадратный километр площади.

В современной физико-географической и геотектонической обстановке зона вековых движений обладает лишь статическими запасами.

По вертикальному разрезу химический состав подземных вод по отдельным гидродинамическим зонам юго-востока Татарии меняется в сторону накопления ионов легко растворимых солей.

Средний химический состав подземных вод зоны свободного водообмена характеризуется показателями, приведенными в табл. 4.

По степени минерализации воды верхнего комплекса являются в основном пресными гидрокарбонатно-кальциево-магниевыми.

Воды зоны затрудненного водообмена отличаются наибольшей пестротой химического состава. На юго-востоке Татарии, представляющей собою область накопления, в верхних горизонтах они имеют сравнительно невысокую минерализацию, степень которой увеличивается с глубиной соответственно с изменением состава вод. В табл. 5 даны средние показатели для отдельных гидрогеологических свит.

Химические составы подземных вод области накопления и разгрузки второго и третьего порядков не имеют резких различий (см. табл. 1). В области накопления первого порядка, т. е. на юго-востоке Татарии, мы наблюдаем опреснение подземных вод до глубины 800—900 *м*, в области же гидродинамической разгрузки, например в долине Камы, подъем сильно минерализованных вод происходит с глубины более 600 *м* (см. рис. 1).

Средний химический состав подземных вод зоны вековых движений приведен в табл. 6.

Таблица 6

Место взятия пробы	Плотный остаток	Удельный вес	pH	*мг/л*				
				K	Na	Mg	Ca	Cl
Ромашкино	288978,0	1,1802	6—6,4	2270,5	60340,5	4140,01	23400,4	157130,0
Бавлы	311764,3	1,1844	6—6,8	2122,65	60941,1	4813,1	26546,8	167367,6

		мг/экв						
SO_4	HCO_3	K	Na	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3
86,38	20,21	58,01	2646,5	344,7	1227,6	4565,9	1,54	0,31
6,32	19,6	54,3	2649,7	379,3	1242,6	4665,1	1,46	0,26

В этой зоне имеется в общем постоянный состав вод по типообразующим компонентам. Некоторое отличие по вертикали и горизонтам наблюдается по изменению количества некоторых компонентов или по специфическим для данной свиты химическим особенностям.

В зависимости от условий среды в толще осадочных пород юго-востока происходят различного рода гидрохимические процессы. При этом динамика и условия питания подземных вод являются направляющими факторами развития гидрохимических процессов и формирования их состава.

По химическому составу подземные воды могут быть разделены на три гидрохимические зоны: верхняя — пресных вод, средняя — солоноватых или минеральных вод и нижняя — рассольных вод.

Минеральные или солоноватые воды, так же как и пресные, характеризуются высоким содержанием щелочноземельных металлов. Средней зоне присущи, кроме того, ионы щелочных металлов, преобладающие в нижних горизонтах. Схематически состав минеральных вод можно представить в следующем виде: с преобладанием влияния пресных вод

$$SO_4'' HCO_3' Ca'' Na'$$

$$SO_4'' HCO_3' Mg'' Na'$$

$$SO_4'' Ca'' Mg'' Na'$$

с преобладанием влияния рассольных вод

$$Na\ SO_4'' Cl' Ca''$$

$$Na\ SO_4'' Cl' Mg''$$

$$Na\ SO_4'' Cl'$$

В зоне рассольных вод преобладающими компонентами являются Na и Cl. В верхней части этой зоны воды имеют магниево-хлорнатриевый состав, заключенные ниже в карбонатной толще,— кальциево-хлорнатриевый с высоким pH, а эти же воды в песчаниках — pH менее 7.

Границы между гидрохимическими зонами не горизонтальные: в области накопления они значительно ниже, чем в области разгрузки.

Гидрохимические и физико-химические процессы сказываются на формировании состава подземных вод. Основные причины различного их состава: 1) взаимодействие вод, пород, газов и организмов, 2) смешивание вод различного состава и 3) обогащение наиболее устойчивыми компонентами при взаимодействии вод и пород.

В самых верхних горизонтах осадочной толщи наиболее широким развитием пользуются процессы выщелачивания

карбонатных пород, сульфатов и глинистых пород, которые протекают при активном участии углекислоты, кислорода и гуминовых кислот. Процессы растворения наиболее интенсивно протекают в зонах аэрации и сезонных колебаний подземных вод. Выщелачивание ведет к формированию гидрокарбонатно-кальциево-магниевых и сульфатно-кальциевых вод. Взаимодействие сульфатно-кальциевых вод с доломитами приводит к формированию сульфатно-магниевых вод и к кальцитизации доломитов. Этот процесс обмена основаниями может быть выражен в следующем виде (реакция Гайдингера):

$$CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 \rightleftarrows MgSO_4 + 2CaCO_3.$$

При взаимодействии сульфатно-магниевых вод с известняками происходит вторичная доломитизация:

$$MgSO_4 + 2CaCO_3 = CaSO_4 + CaMg(CO_3)_2.$$

В зоне затрудненного водообмена в результате смешивания сульфатно-магниевых вод с кальциево-хлор-магниевым рассолом формируются хлормагниевые воды согласно следующей реакции:

$$MgSO_4 + CaCl_2 = MgCl_2 + CaSO_4,$$

что сопровождается обычно выпадением из водного раствора гипса в порах и трещинах (зона гидрохимического кольматажа).

Широким развитием в толще осадочных пород пользуются процессы, в результате которых в верхних горизонтах восстанавливаются полуторные окислы, а коллоиды кремния переводятся в ионно-дисперсное состояние и т. д. В более глубоких горизонтах восстановление сульфатов происходит при активном участии углеводородов и сульфатредуцирующих бактерий.

Остановимся на конкретной характеристике подземных вод продуктивной толщи девона юго-востока Татарии (глубина залегания 1700 *м*). По схеме Н. К. Игнатовича [6], они относятся к зоне относительного застоя или вековых движений. Продуктивная толща девона, характеризующаяся переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями известняков, относится к живетскому ярусу ($Д_2$) и нижнефранскому подъярусу ($Д_3^1$) (рис. 2). Эта толща представляет более или менее однородный комплекс водовмещающих пород и названа живетско-нижнефранской гидрогеологической свитой. Она включает в себя ряд водоносных горизонтов, отделенных друг от друга водонепроницаемыми аргиллитами. Условия залегания, проницаемость и состав вод этой свиты тесно связаны с литологическим составом водовмещающей толщи.

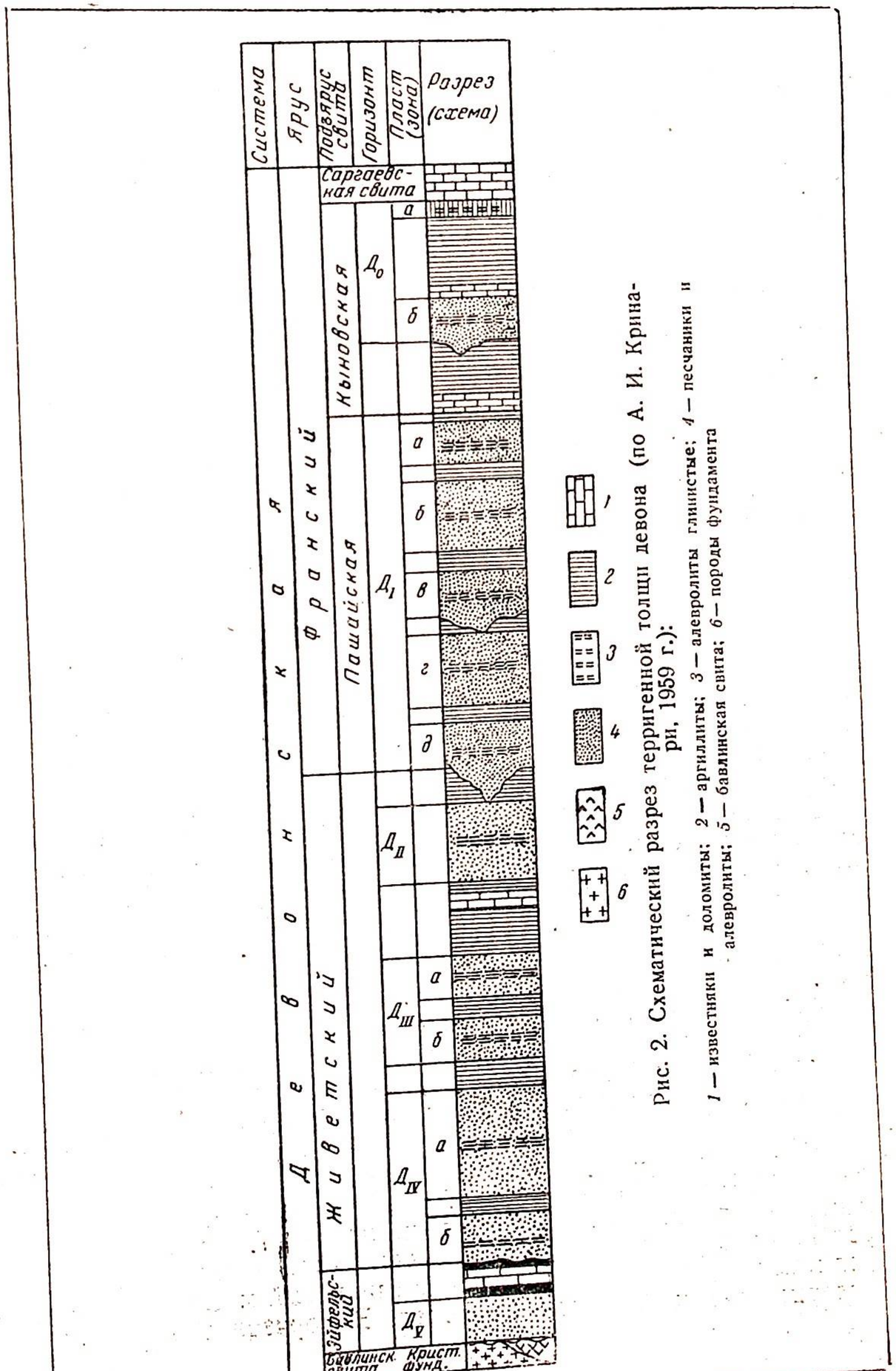


Рис. 2. Схематический разрез терригенной толщи девона (по А. И. Кринари, 1959 г.):

1 — известняки и доломиты; *2* — аргиллиты; *3* — алевролиты глинистые; *4* — песчаники и алевролиты; *5* — бавлинская свита; *6* — породы фундамента

Литологические особенности, коллекторские свойства и водоносность пород, а также химизм вод продуктивной толщи девона изучены недостаточно.

Состав, условия залегания пород и вод хорошо известны лишь в районах и в пределах тех горизонтов, где продуктивная толща является нефтеносной. Однако, учитывая относительную выдержанность пород пашийской и кыновской свит на больших регионах, физические параметры нефтеносных горизонтов, очевидно, можно принять близкими для водосодержащих пород.

В терригенной толще девона выделяются шесть горизонтов-коллекторов, приуроченных в основном к песчано-алевролитовым породам. В практике эти горизонты снизу вверх обозначаются $Д_V$, $Д_{IV}$, $Д_{III}$, $Д_{II}$, $Д_I$ и $Д_0$. Горизонт $Д_V$ приурочен к нижней части эйфельских образований, $Д_{IV}$, $Д_{III}$ и $Д_{II}$ — к осадкам живетского яруса, $Д_I$ и $Д_0$ — соответственно к породам пашийской и кыновской свит.

Горизонты-коллекторы $Д_V$, $Д_{IV}$, $Д_{III}$ и $Д_{II}$ на рассматриваемой территории, как правило, являются водонасыщенными. $Д_I$ и $Д_0$, в зависимости от условий залегания, оказываются либо нефтеносными (в купольных частях), либо водосодержащими (в областях погружения).

Водоносный горизонт $Д_V$ сложен кварцевыми песчаниками, мелко- и разнозернистыми, почти всегда глинистыми. Местами в них содержатся прослои гравелитов, реже — алевролитов и аргиллитов; окраска — серая, светло-серая и зеленовато-серая. Мощность горизонта 0—35 *м*.

Как коллекторы породы этого горизонта характеризуются следующими средними величинами. Открытая пористость их 18%, а газопроницаемость по напластованию — 200 *мда*.

Водонепроницаемой кровлей служит толща аргиллитов, содержащая прослои алевролитов, с пропластком карбонатных пород („нижний известняк") зеленовато-серого, темно-серого, буровато-серого, а иногда почти черного цветов; мощность — 0—16 *м*.

Толща пород эйфельского яруса имеет место лишь на Бавлинском и юге Ромашкинского месторождений; на северных площадях отсутствует вследствие выклинивания осадков этого возраста в данном направлении.

В толще осадков живетского яруса имеется три водоносных горизонта $Д_{IV}$, $Д_{III}$ и $Д_{II}$, разобщенные водонепроницаемыми породами. Сложены они чаще всего плотно сцементированными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Цементом чаще служит глинистый материал, реже сидерит, кальцит, доломит и опал. В горизонте $Д_{IV}$, особенно в нижней его половине, в толще песчаников часто наблюдаются прослои грубозернистого песчаника и даже гравелита. Мощность песчано-алевролитовых пород, слагающих горизонты $Д_{IV}$ — 5—25 *м*, а $Д_{II}$ — 3—30 *м*.

Как коллекторы, породы указанных водовмещающих горизонтов характеризуются следующими средними цифрами. Открытая пористость в % для $Д_{IV}$ 21,0; $Д_{III}$ 19,0 и $Д_{II}$ 21,0. Газопроницаемость по слоистости пород для тех же горизонтов выражается величинами 500, 400 и 500 ***мда***.

Рассмотренные коллекторы воды, заключенные в толще осадков живетского яруса, отделены друг от друга довольно хорошо выдерживающимися в пространстве и во времени газопроницаемыми пачками-перемычками пород. Эти перемычки обычно представлены разной степени песчанистыми аргиллитами, нередко переходящими в связи с этим в алевролиты различной глинистости. Наиболее распространена аргиллитовая пачка с прослоем карбонатных пород („средний известняк") между горизонтами $Д_{III}$ и $Д_{II}$; мощность ее до 27 *м*.

Пачка аргиллито-алевролитовых пород, обособляющая водоносные горизонты $Д_{IV}$ и $Д_{III}$, также достаточно выдержана по простиранию, но меньшей мощности (1—8 *м*).

Следует отметить, что два нижних водоносных горизонта, в отличие от верхнего ($Д_{II}$), не являются сплошными: каждый из них разобщается аргиллитовым пропластком на две части, образуя как бы подгоризонты.

В пределах Ромашкинского месторождения нефти из толщи пород горизонта $Д_{III}$ и $Д_{II}$ на отдельных участках получена промышленная нефть: из горизонта $Д_{III}$ — в скв. 42, 79 и 88, а из горизонта $Д_{II}$ — в скв. 42, 509 и 33. Однако, как показывает буровая практика, залежи, приуроченные к этим горизонтам, по-видимому, имеют линзообразную форму и небольшие размеры, но хорошо изолированы от окружающей среды слабопроницаемыми породами.

Наконец, водоносный горизонт $Д_{IV}$ в полном объеме имеется лишь в южных разрезах Бавлинского и Ромашкинского месторождений. В северных разрезах как Бавлинского, так и Ромашкинского месторождений имеется лишь верхняя половина горизонта $Д_{IV}$, сложенная в основном мелкозернистыми кварцевыми песчаниками.

Осадки живетского яруса завершаются пачкой алевролито-аргиллитовых пород мощностью 0—20 *м*, которые служат водонепроницаемой кровлей для водоносного горизонта $Д_{II}$. Сложена эта пачка слоистыми аргиллитами серого, темно-зеленовато-серого и коричневато-серого цветов с прослоями

алевролитов. В верхней части ее местами встречаются скопления гравия, мелкой гальки и оолитовых железных руд.

Однако, очевидно вследствие размыва, эта толща пород распространена не повсеместно. В результате размыва этой аргиллитовой перемычки водоносный горизонт $Д_I$, относящийся к породам пашийской свиты, имеет непосредственную связь с нижележащим горизонтом $Д_{II}$, входящим в состав живетских осадков.

Слияние двух данных водоносных горизонтов с образованием единого мощного песчаникового горизонта установлено, например, в скв. 144, 145, 503, 533, 529, 511, 151, 739, 560, 546, 558, 559, 545 и др.

В толще пашийских осадков (горизонт $Д_I$) Геологическим институтом КФАН СССР выделяются пять основных нефтеносных горизонтов, которые индексируются сверху вниз как пласты *А*, *Б*, *В*, *Г* и *Д* (см. рис. 2). Каждый из подстилающих горизонтов отделяется от покрывающего более или менее выдержанным в пространстве и во времени прослоем практически непроницаемых пород. Имеется значительное количество пунктов, где выделяемые основные нефтеносные горизонты расщепляются пропластками малопроницаемых пород на ряд более мелких прослоев или же, наоборот, сливаясь между собой, образуют один мощный песчаный горизонт. Слияние горизонтов *А* и *Б* в один мощный песчаный пласт установлено в скв. 478, 268, 207, 386, 812, 19, 1104, 861, 718, 800, 798, 32, 516, 276, 757 и др.; горизонтов *Б* и *В*— в скв. 4, 478, 298, 460, 198, 187, 188, 250, 268, 506, 351, 350, 900 и др.; горизонтов *В* и *Г*—в скв. 461, 201, 188, 250, 270, 169, 128, 126, 122, 120, 520, 522, 752, 442, 437, 447, 448, 504, 451, 456, 16 и др.; горизонтов *Г* и *Д*—в скв. 459, 462, 451, 504, 447, 448, 490, 163, 259, 2, 144, 146, 120, 128, 125, 512, 511, 391, 790, 400, 348, 33, 830, 818, 331 и др.

Кроме того, наблюдается слияние трех горизонтов, как например, *Б*, *В* и *Г*, в один мощный песчаный горизонт, наблюдаемый в разрезе скв. 188 и 250, горизонтов *Г*, *В* и *Д* в скв. 128, 120, 205, 188. В редких случаях (скв. 188) объединяются даже четыре горизонта.

Отдельные песчаные пласты горизонта $Д_I$ находятся в гидравлической связи друг с другом и образуют единую систему. В купольной части Ромашкинского и Бавлинского месторождений рассматриваемый горизонт в целом является основным объектом нефти и лишь в областях погружения становится водонасыщенным.

Открытая пористость песчаников горизонта $Д_I$ 10—27%. Газопроницаемость различных пластов составляет 360—650 *мда*.

Участки горизонтов $Д_{II}$ и $Д_I$, где аргиллитовая пачка, залегающая между ними, размыта, по-видимому, также гидравлически связаны между собой, но ввиду значительной протяженности водонепроницаемой перемычки, разделяющей эти горизонты, связь их в естественных условиях слабо выражена.

Непосредственной связи между другими выделенными водоносными горизонтами не установлено. Однако узко-локальные связи, вероятно, могут быть между водоносными горизонтами $Д_{II}$ и $Д_{III}$. Водоносный горизонт $Д_{II}$ залегает непосредственно на кароттажный репер „средний известняк", т. е. срезая значительную толщу водонепроницаемой пачки (скв. 19 и 22).

Следующий водоносный горизонт приурочен к песчанико-алевролитовым пачкам кыновской свиты (горизонт $Д_0$).

Нижнекыновские образования в северной части месторождения размыты, и граница между двумя свитами носит условный характер.

Водоносный горизонт $Д_0$ сложен песчаниками и алевролитами кварцевыми, мелкозернистыми то слабо, то сильно глинистыми. Окраска пород серая, светло-серая, буроватая и зеленовато-серая. На северо-западе Ромашкинского месторождения (Акташская площадь) и на Бавлинском месторождении горизонт $Д_0$ расклинивается на две пачки карбонатно-аргиллитовых пород мощностью 8—16 *м*. Нижняя из них на северных площадях Ромашкинского месторождения содержит промышленную нефть.

Открытая пористость песчаников горизонта $Д_0$ от 10 до 25% (в среднем 20,0%). Средняя газопроницаемость по наслоению 400 *мда*.

Водоносный горизонт $Д_0$, как и большинство других коллекторов терригенной толщи девона, непостоянен по простиранию. Он часто замещается глинистыми алевролитами, песчаными аргиллитами или даже аргиллитами.

Общая мощность пород кыновской свиты в пределах юго-востока Татарии 14,0—42,5 *м*, а суммарная мощность горизонта $Д_0$ 2,0—16,0 *м*.

Выделенные выше водосодержащие горизонты в силу существования размыва между отдельными свитами и пачками пород, а также литологической изменчивости самих водовмещающих пород местами, видимо, находятся друг с другом в гидравлической связи.

Наиболее изолированными аргиллитово-алевролитовой пачкой пород следует считать горизонты, приуроченные к толще живетских пород ($Д_{II}$, $Д_{III}$ и $Д_{IV}$), а также горизонт $Д_V$, входящий в эйфельский ярус. Лишь там, где глинистые по-

роды полностью (между $Д_{II}$ и $Д_I$) или в значительной части ($Д_{II}$ и $Д_{III}$) размыты, водоносные горизонты оказываются гидравлически связанными между собой.

Более свободную гидравлическую связь имеют горизонты $Д_{II}$ и $Д_I$ в силу существования ряда локальных участков, где глинистый раздел полностью уничтожен размывом. Гидравлическая связь между отдельными пластами горизонта $Д_I$ сказывается весьма быстро.

Существование подобной связи между горизонтами подтверждает факт реагирования пластового давления при отборе жидкости из смежных горизонтов. Однако судить о степени этой связи для всего Ромашкинского месторождения по трем-четырем скважинам, где наблюдалось снижение давления в горизонте $Д_{II}$ при отборе жидкости из горизонта $Д_I$, еще нельзя.

Определенных сведений о наличии гидравлической связи, хотя бы даже локального характера, между горизонтами $Д_{II}$ и $Д_{III}$ и $Д_{III}$ и $Д_{IV}$ живетского яруса пока еще не имеется, но некоторые данные говорят об ее отсутствии. Так, пластовое давление горизонта $Д_{III}$ в скв. 42 равнялось 175 *ат*. После трех-четырех лет эксплуатации в связи с резким снижением давления был вскрыт вышележащий горизонт $Д_{II}$. Пластовое давление этого горизонта оказалось равным 174 *ат*, т. е. практически соответствовало начальному давлению в пласте $Д_{III}$.

Таким образом, терригенная часть девона содержит в себе шесть водоносных горизонтов, изолированных водонепроницаемой толщей аргиллитов (рис. 3). Местами возможен размыв, приводящий к связи отдельных горизонтов ($Д_I$ и $Д_{II}$). Каждый водоносный горизонт, в свою очередь, прослоями аргиллитов расчленяется на два подгhorизонта, связь между которыми более свободная.

Физические свойства подземных вод характеризуются нами с точки зрения температурного режима, удельного веса, электропроводности, вязкости и поверхностного натяжения.

О температуре подземных вод продуктивной толщи девона можно судить лишь по термо-каротажным данным, полученным в процессе бурения. В районе Ромашкинского месторождения замеры температуры показывают пределы колебания от 36,85 до 41,0°. Средняя температура (скв. 3, 10, 11) составляет 39, 48°, из чего следует, что колебание температуры в толще девона Ромашкинского месторождения незначительное.

За пределами Татарии, в районе Мариинского посада (Чувашская АССР), где не установлена нефтеносность

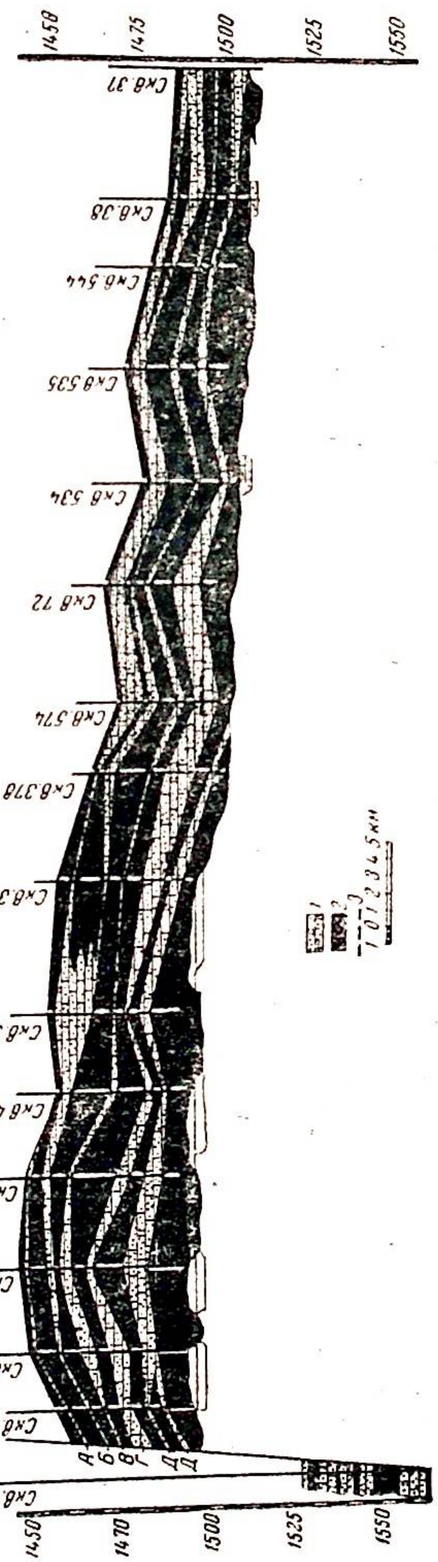


Рис. 3. Схема соотношения нефтеносных и водоносных горизонтов продуктивной толщи девона Ромашкинского месторождения по широтному профилю:

1 — песчаники и алевролиты; *2* — аргиллиты и глины; *3* — водонефтяной контакт; *А, Б, В, Г* и *Д* — нефтеносные пласты горизонта $Д_I$.

девонских отложений, в пашийской свите девона на глубине 1800 *м* температура равна 23,5° (рис. 4).

По линии Марпосад — Булдырь — Ромашкино, по мере приближения к нефтеносным районам, температура среды повышается (см. рис. 4).

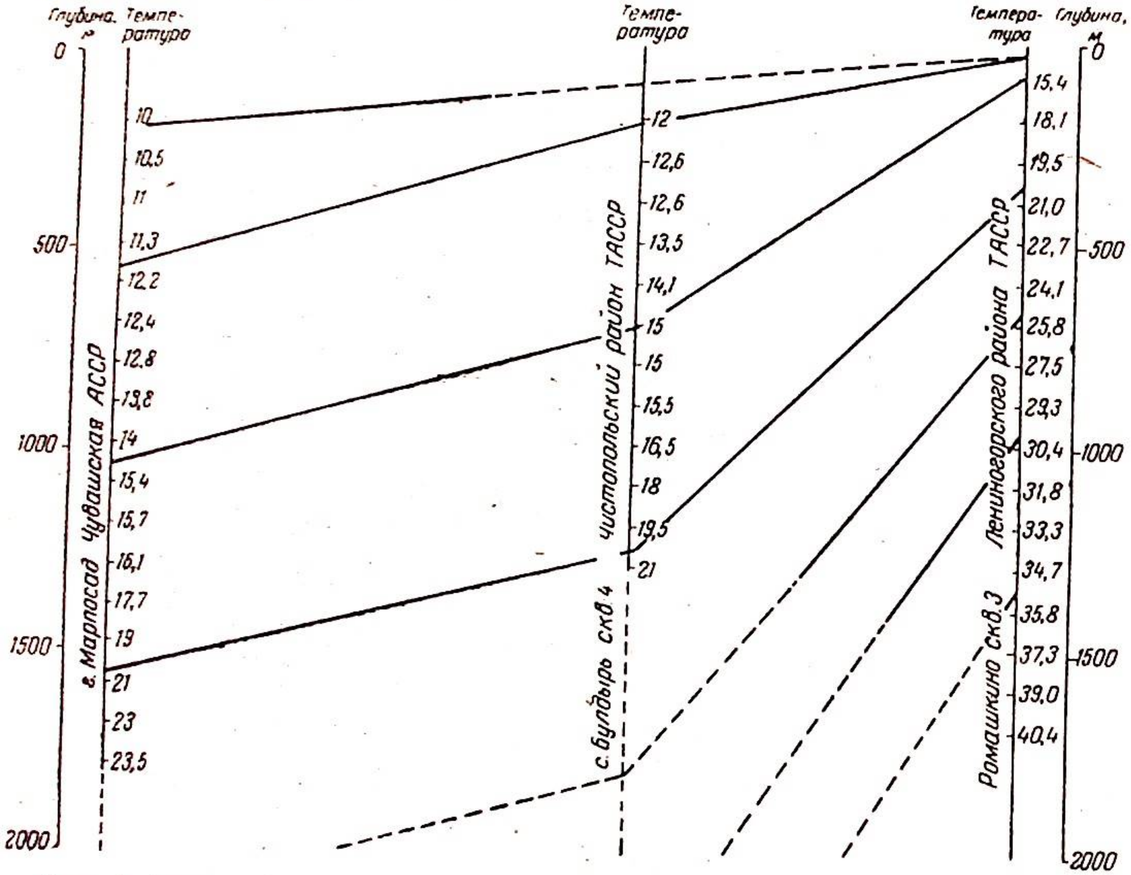


Рис. 4. Профиль изотерм осадочной толщи по данным термокароттажа

Кроме того, изменение температуры воды наблюдается даже на более коротких расстояниях в пределах самого нефтяного месторождения. Здесь температура пластовой воды возрастает по мере приближения к нефтяной залежи. В непосредственной близости от контура нефтеносности (рис. 5) она составляет 35° (скв. 9), по мере продвижения воды в нефтяную залежь повышается до 39° (скв. 4, 23). Таким образом, наблюдения за температурой пластовой воды могут служить дополнительным критерием в оценке нефтеносности того или иного участка.

Повышение температуры среды связано, в основном, с протекающими восстановительными процессами.

Восстановительные процессы, как известно, сопровождаются выделением или поглощением тепла. Так, например, когда идет процесс восстановления сульфат иона, находящегося в равновесии с ионом кальция, происходит выделение тепла до 34 тыс. калорий. Процессы восстановления в на-

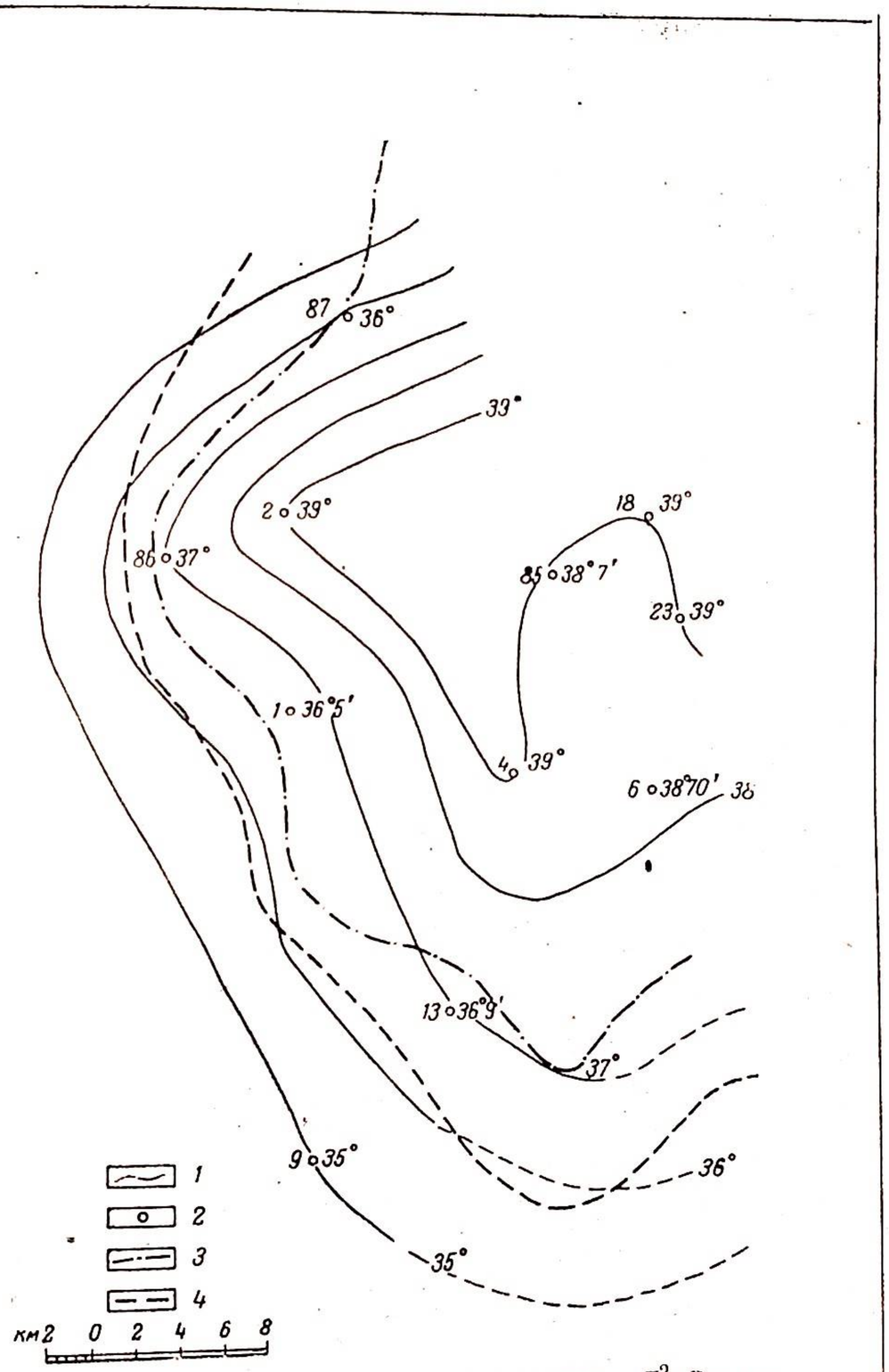


Рис. 5. Карта изотерм по водонефтяному слою $Д_I^2$ Ромашкинского месторождения (1953 г.):

1 — линия изотерм; *2* — скважина; *3* — внешний контур нефтеносности по слою $Д_I^2$; *4* — внешний контур нефтеносности по слою $Д_I^1$

стоящее время в продуктивной толще девона идут слабо, о чем свидетельствует отсутствие в ней сульфатредуцирующих бактерий и незначительное содержание сульфат ионов, находящихся в равновесии с тяжелыми металлами ($Fe^{\cdot\cdot}$). Процессы восстановления сульфатов более усиленно протекают в вышележащих каменноугольных отложениях, что в какой-то мере, видимо, способствует повышению температуры в толще осадочных пород.

Подземные воды продуктивной толщи девона являются сильно минерализованными; удельный вес их достигает 1,195, значение которого обычно колеблется в пределах 1,18—1,19, реже наблюдается снижение — до 1,17. Воды девона с удельным весом менее 1,17, как правило, бывают смешанными с промывочной жидкостью. Однако к такому выводу, вероятно, не следует подходить без соответствующего анализа условий проходки и испытания скважин, а также отбора проб воды.

На карте распространения подземных вод продуктивной толщи девона по их удельным весам в Ромашкинском месторождении нефти видно, что в пределах контура нефтеносности удельный вес подземных вод 1,1800—1,1941, за пределами же этого контура он, обычно, снижается до 1,1710—1,1796. Несмотря на указанные закономерности распределения подземных вод, внутри контура нефтеносности встречаются отдельные участки, где отмечается резкое снижение удельного веса. Подобное явление объясняется разбавлением пластовой воды в процессе бурения и испытания.

Довольно большое количество определений электропроводности подземных вод произведено из продуктивной толщи девона. Из них видно, что величина электропроводности для рассолов с удельным весом более 1,15, по данным 44 определений, равна 0,196440 *ом*, что соответствует электропроводности двадцатипроцентной концентрации водного раствора хлористого натрия. По мере снижения удельного веса подземных вод уменьшается и их электропроводность.

Было произведено также несколько определений вязкости и поверхностного натяжения подземных вод. Их результаты, электропроводность, удельный вес и плотный остаток приведены в табл. 7.

Из данных таблицы видно, что вязкость и поверхностное натяжение увеличиваются с увеличением удельного веса.

По химическому составу подземные воды продуктивной толщи девона однородны (табл. 8 и 9); отклонения наблюдаются лишь в количественном изменении отдельных компонентов. Преобладающими компонентами являются ионы натрия и хлора. Они составляют в среднем 79,5% от общего количества растворенных солей, причем содержание натрия колеблется в пределах от 1329,0 до 3330,8, а хлора —

Таблица 7[1]

Место взятия пробы	Удельный вес	Вязкость в сантипуазах	Электропроводность, *ом*$^{-1}$/*см*$^{-1}$	Поверхностное натяжение, *дин/см*	Плотный остаток, *мг/л*
Ромашкино, скв. 18, глубина 1695 *м*	1,1633	1,8270	0,196440	80,86	253606
Бавлы, скв. 16, глубина 1977 *м*	1,1729	1,9113	9,196440	80,85	267652
Бавлы, скв. 3, из траппа	1,1781	1,9506	1,196440	80,93	272973
Бавлы, скв. 10, при свабировании	1,1833	2,0353	0,196440	81,60	264960
Бавлы, скв. 23, глубина 1711 *м*	1,1843	2,0363	0,196440	81,63	286712
Бавлы, скв. 13, глубина 1718 *м*	1,1857	2,0320	0,196440	80,91	289660
Бавлы, скв. 6	1,1867	2,0504	0,196440	78,96	360009
Бавлы, скв. 4	1,1900	2,0996	0,196440	81,80	297393

4281,24 — 4929,32 *мг-экв/л*. По наличию солей воды продуктивной толщи девона могут быть отнесены к группе хлор-натриевых рассолов.

В этих рассолах наблюдается сравнительно большой процент ионов $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$, которые обычно составляют 16% от общего количества растворенных солей. Содержание $Ca^{\cdot\cdot}$ в *мг-экв* колеблется в пределах 1058,99—1341,30, а $Mg^{\cdot\cdot}$ — 138,73—577,70, причем соотношения содержания $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ несколько меняются с приближением водоносного горизонта к нефтяным залежам.

Отношение $\frac{Cl - Na}{Mg}$ во всех водах девона больше единицы, из чего следует (по В. А. Сулину), что эти воды относятся к типу хлоркальциевых вод. По данному показателю все рассолы, как в толще девона, так и в толще карбона, в зоне вековых движений относятся к одному типу — хлоркальциевому.

Характерным отличием подземных вод продуктивной толщи девона Татарии от подобного же типа рассолов карбона является то, что они имеют слабо кислую реакцию, обусловленную содержанием в воде ионов закисного железа. Во всех пробах присутствие этих ионов из продуктивной толщи девона обнаружено в количестве от 5,72 до 22,48 *мг-экв/л*.

Активная реакция, т. е. величина pH указанных вод по определениям непосредственно на месте отбора пробы,

[1] Таблица составлена З. Мустафиной.

равна 6,6—6,8. Пределы колебания величины pH воды в лабораторных условиях достигают от 3,5 до 6,5, а при длительном хранении, в течение трех лет, pH воды снижается до 2.

Снижение pH раствора при стоянии объясняется гидролитическим разложением сернокислого и хлористого железа в присутствии кислорода, с образованием свободной кислоты.

Подземные воды продуктивной толщи девона, в отличие от подземных вод карбона, характеризуются незначительным содержанием ионов HCO_3 и SO_4, высоким содержанием щелочноземельных металлов (Sr, Ca, Mg), отсутствием сероводорода и сульфидов. Кроме того, в подземных водах продуктивной толщи девона не обнаружены NO_2 и NO_3.

Максимальное содержание иона HCO_3' в водах продуктивной толщи девона достигает 1,020 *мг-экв/л*. В большинстве проб воды, с pH менее 5, HCO_3' отсутствует, что, по-видимому, обусловлено хранением пробы воды в лабораторных условиях. В естественных условиях ион HCO_3' в водах девона, по-видимому, содержится во всех горизонтах; при этом среднее содержание его около 1 *мг-экв/л*.

Содержание иона SO_4'' колеблется в довольно широких пределах: от 0,10 до 14,92 *мг-экв/л*. В общем для терригенной толщи характерно незначительное содержание иона SO_4'': среднее содержание его для Ромашкинского месторождения равно 1,83 *мг-экв/л*, а для Бавлинского — 2,51 *мг-экв/л*.

В водах продуктивной толщи девона, как правило, содержатся ионы NH_4^+, K^+, Sr^{++}, Ba^{++}, Br', I', F' и др.

Ионы NH_4 обнаружены во всех пробах в общем от 0,50 до 84,00 *мг-экв*, среднее их содержание 19,81 *мг-экв/л* в Ромашкинском месторождении, 12,8 *мг-экв/л* — в Бавлинском месторождении.

Среднее содержание ионов K^+, Ba^{++}, Sr^{++}, Br', I', F', выраженное в *мг-экв/л*, приведено в табл. 10.

Таблица 10

Содержание	K^+	Ba^{++}	Sr^{++}	Br'	I'	F'
Минимум	22,88	0,03	5,27	9,56	0,04	0,13
Максимум . . .	197,0	2,11	26,28	14,50	0,12	0,38
Среднее	74,82	0,99	13,09	11,27	0,064	0,23

Намечается некоторая закономерность в пространственном распределении Br. Содержание его в водах на Бавлинском месторождении выше, чем на Ромашкинском.

В водах продуктивной толщи девона аналитически установлено незначительное содержание ионов F и Li, спектральным анализом обнаружены ионы Cu, Mn, V, La, Y.

Переходя к вопросу о происхождении кислых вод продуктивной толщи девона, следует в первую очередь отметить, что они относятся к единому генетическому циклу формирования сильно минерализованных вод осадочной толщи (тип рассолов), которые, как указывает Сулин, обра-

одземных вод Ромашкинского месторождения нефти с удельны

Катионы, *мг-экв*					
Na^+	NH_4^+	Ba^{++}	Sr^{++}	Li^+	Cl'
2712,4	23,89	0,03	11,97	—	4517,09
2801,0	14,58	0,05	12,02	—	4528,24
2835,4	5,8	1,39	9,63	—	4497,69
2378,0	6,72	0,72	10,93	—	4466,05
2702,56	28,47	0,99	18,20	—	4595,88
2996,82	20,62	0,009	15,70.	—	4758,98
2841,70	15,0	1,73	5,27	—	4666,17
3190,5	12,5	1,73	13,13	—	4762,8
2955,8	14,0	0,70	10,17	—	4666,16
2966,6	9,55	2,07	14,28	—	4789,8
2924,65	14,00	0,27	7,90	—	4774,25
2509,10	2,52	—	—	3,98	4623,70
132,90	84,0	0,12	11,02	—	4281,24
3160,5	9,0	1,01	14,05	—	4799,7
2676,50	23,55	1,00	27,73	—	4628,40
2774,60	9,0	1,17	22,16	—	4278,22
2953,40	3,70	Не определено		—	4638,82
3133,50	6,30	—	—	—	4929,32
3330,8	14,90	1,65	11,45	—	4775,0
3167,5	10,5	1,92	14,56	—	4814,5
2633,3	55,56	1,82	8,79	—	4718,05
2881,7	22,10	2,11	11,1	—	4834,22
2908,25	11,87	0,23	12,91	—	4848,33
2758,21	20,8	1,48	3,83	—	4838,41
2781,70	10,72	1,48	26,28	—	4747,95
2486,6	65,55	0,07	8,03	—	4580,85
2799,70	19,81	0,99	13,09	—	4659,99

Впервые (1942—1943 гг.) газовым составом подземных вод пермских и частично каменноугольных отложений Татарии в широких масштабах занялась экспедиция АН СССР, возглавляемая проф. И. Е. Старик. Газовый состав подземных вод девона Татарии до последних лет не изучался; лишь в 1953 и 1954 гг. были отобраны и проанализированы пробы газа из вод продуктивной толщи девона юго-востока. Эти анализы производились в нефтяной лаборатории химического института КФАН СССР (Л. А. Мухамедова) и в газовой лаборатории ВСЕГЕИ (Г. А. Мишина).

В пробах газа определялись углекислый газ, окись углерода, водород, предельные углеводороды и азот, а в лаборатории ВСЕГЕИ и редкие газы (Ar, Xe, Kr, He, Ne).

Указанной лабораторией КФАН был изучен также состав нефтяных газов. Сравнение среднего состава нефтяных газов с составом растворенных в водах газов (в %) приведено в табл. 11.

Таблица 11

Объект	CO_2	O_2	Углеводороды	N_2
Нефтяные газы	0,45	0,16	86,06	8,85
Растворенные в воде газы	0,5	0,17	66,9	32,9

Всего было отобрано 10 проб из восьми скважин Ромашкинского и Бавлинского месторождений нефти. Газовый состав подземных вод этих месторождений почти одинаков.

По данным анализов ВСЕГЕИ, из углеводородов в большинстве случаев превалирующим является метан, но в отдельных пробах преобладают этан + высшие углеводороды. В небольшом количестве содержатся углекислый газ и кислород; сероводород и водород отсутствуют.

В числе редких газов концентрация Ar, Kr, Xe колеблется от 0,032 до 0,194%, а He и Ne — от 0,007 до 0,762%. Отношение $\frac{Ne}{He}$ составляет от 41,13 — 908,7 до 0,166 — 8,10.

Данные табл. 12 показывают, что в некоторых пробах газа наблюдается резкое изменение количественного состава отдельных компонентов, что, очевидно, зависит от длительности дегазации пробы воды. Сопоставление анализов показывает, что чем продолжительнее эта дегазация, тем полнее происходит выделение азота и вместе с ним благородных газов.

Из приведенных данных вытекает также другое положение: состав растворенных в воде газов имеет сходство с

Таблица 12

Номер и характер скважины	Длительность дегазации	Объем, *мл*	Количественный состав газа, %							Отношения		
			CO_2	O_2	CH_4	C_2H_6 + высш.	N_2 + ред.	Ar, Xe, Kr	He + Ne	$\frac{N_2}{He}$	$\frac{N_2}{Ar}$	$\frac{He}{Ar}$
250 (водо-нефтяной контакт) .	10 *мин*	510	0,1	0,4	64,1	29,2	6,2	0,054	0,009	681,88	113,65	0,166
То же	10 »	493	0,4	0,8	32,1	52,6	14,1	0,037	0,081	172,61	377,9	2,189
»	30 »	670	—	0,4	4,6	24,1	70,9	0,051	0,12	539,40	1386,84	2,353
408 (законтурная)	30 »	517	0,1	0,5	45,6	46,4	7,4	0,040	0,13	55,61	180,75	3,25
То же	28—30 *мин*	370	0,4	0,4	44,2	20,8	34,2	0,093	0,484	69,48	361,53	5,20
62 (подошвенная)	10 *мин*	385	0,9	0,5	39,2	48,2	11,2	0,041	0,076	145,83	270,31	1,853
То же	1 *ч*	75	0,8	0,6	42,6	23,8	32,2	0,094	0,762	41,13	333,44	8,10
208 (нагнетательная)	20 *мин*	105	1,2	1,5	50,1	5,6	41,6	0,194	0,745	54,58	209,58	3,84
То же	12 *ч*	225	0,8	0,6	47,6	7,0	44,0	0,167	0,740	58,64	258,04	4,431
518 (приконтурная)	20 *мин*	528	—	0,3	46,6	29,3	23,8	0,055	0,420	55,53	424,00	7,636
То же	1 *ч*	227	—	0,5	50,4	15,9	33,2	0,051	0,301	109,10	644,08	5,902
207 (подошвенная)	20 *мин*	364	0,5	0,2	48,5	20,6	30,2	0,082	0,377	78,88	362,69	4,597
424 (законтурная)	30 *мин*	558	0,5	0,4	39,0	53,7	6,4	0,032	0,007	908,7	198,78	0,22

Е-125.—11

нефтяными газами, что указывает на генетически тесную связь их с месторождениями нефти.

Отличие состоит в том, что в газах, растворенных в воде, имеется номинальное содержание углеводородов, и, соответственно, повышенное — азота. Это свидетельствует о некоторых изменениях состава газа в процессе миграции.

Как в нефтяных, так и в растворенных в воде газах отсутствуют сероводород и непредельные углеводороды.

Величина отношения предельных углеводородов к азоту, по-видимому, может служить показателем близости нефтяного месторождения; на самом деле, в тех районах, где обнаружено до 80—90% азота в растворенном газе [5], мы не наблюдаем вблизи нефтяных месторождений. Имеющиеся в нашем распоряжении данные пока еще недостаточны для установления показателя нефтеносности по отношению предельных углеводородов к азоту. Дальнейший отбор фактических данных в этом направлении, несомненно, представляет практический интерес в поисках нефтяных месторождений.

Наряду с изучением газового состава в микробиологической лаборатории КГУ (Р. А. Сайманова) производились исследования бактериального состава подземных вод продуктивной толщи девона.

При качественном анализе для обнаружения определенных физиологических групп микроорганизмов изучаемые пробы высевались на селективные (избирательные) среды. Были поставлены опыты для обнаружения денитрифицирующих, сульфатредуцирующих бактерий, серобактерий, тионовокислых бактерий, группы углеводородных бактерий (использующие углеводороды, окисляющие водород, метан, пропан, разлагающие парафин, привлекающие толуол, ксилол, бензойные и фталевые кислоты, бензин, керосин и т. п.). На основе изучения бактериального состава вод каменноугольных, пермских и четвертичных отложений выявилось его резкое отличие от бактериального состава вод девона. В этих отложениях имеют место некоторые разновидности углеводородных бактерий и довольно широко развиты серобактерии, денитрифицирующие, сульфатредуцирующие и тионовокислые бактерии. В водах же девонских отложений наблюдается ограниченное развитие бактерий; установлено наличие тионовокислых бактерий; в некоторых пробах обнаруживаются железобактерии, бактерии, разрушающие парафин, и др. Наличие отдельных видов бактерий в некоторых пробах, возможно, связано с некачественным отбором пробы. Однако присутствие в девонских водах тионовокислых бактерий не вызывает сомнения.

На основании небольшого количества микробиологических анализов выяснилось, что в условиях девонских месторождений нефти совершенно не происходят процессы денитрификации и сульфатредукции. Процессы сульфатредукции широко развиты в толще каменноугольных и пермских отложений; изучение их позволит установить степень разрушенности нефтяных залежей от внешних воздействий, а также специфические особенности состава подземных вод.

Подземные воды продуктивной толщи девона, с точки зрения гидродинамики, нами рассматриваются как единый гидрогеологический комплекс, обладающий в различных своих горизонтах уравновешенными напорными градиентами. Уравновешивание это происходило за счет медленной затрудненной фильтрации, протекающей в течение длительного геологического времени.

Благодаря низкой величине фильтрации и небольшой скорости движения подземных вод естественный гидродинамический режим в продуктивной толще девона в условиях эксплуатации нефти подвергается локальным нарушениям.

Движение вод в песчаных коллекторах продуктивной толщи, даже при естественном режиме, имело весьма сложный характер. Законы гидродинамики, которыми пользуются для определения скорости движения вод, дренируемых речными долинами, не применимы к высокоминерализованным водам, обладающим упруго-водонапорным режимом. Поэтому приводимые некоторыми гидрогеологами расчеты о скоростях движения подземных вод глубинных горизонтов не согласуются с историко-геологической обстановкой.

За последние годы появилось несколько работ, рассматривающих взаимоотношения горизонтов $Д_I$ и $Д_{II}$.

Этот вопрос хорошо освещен в работах [22] и [1], а в работах [4] и [14] дается количественная оценка перетока из горизонта $Д_{II}$ в горизонт $Д_I$.

Таким образом, к настоящему времени уже имеется некоторый фактический материал, позволяющий судить о количествах перемещающихся жидкостей, которые, несмотря на различный подход к этому вопросу, большинство авторов склонно считать небольшими.

На основании фактических данных очевидно, что в условиях разработки горизонта $Д_I$ действительно происходит переток воды из горизонта $Д_{II}$. Глинистая перемычка, существующая между этими горизонтами, видимо, недостаточна для препятствия фильтрации жидкости при уменьшении пластового давления в горизонте $Д_I$ на 20—30 *ат*.

Фильтрация через эту перемычку происходит очень медленно даже при значительных перепадах давления. Это, в частности, подтверждается непрерывным падением пластового давления в горизонте $Д_I$, несмотря на постоянный приток воды из горизонта $Д_{II}$. Следует иметь в виду, что поступление воды из $Д_{II}$ в $Д_I$ в значительной степени облегчается литологическим непостоянством глинистой пере-

мычки и слиянием указанных горизонтов в отдельных местах в один мощный песчаный пласт. Несмотря на все эти благоприятные условия, уравновешивание пластового давления в горизонтах $Д_I$ и $Д_{II}$ происходит очень медленно. Так, на Абдрахмановской площади давление в пласте $Д_I$ в 145 *атм* наблюдалось в конце 1955 г., „а в $Д_{II}$ вследствие сниженного темпа падения давления эта величина была достигнута в начале 1958 г." [4].

Характер взаимоотношения нефтяных залежей с водоносными горизонтами юго-востока Татарии связан с тектоническим строением этой территории.

Нефтяные залежи приурочены к отдельным куполовидным поднятиям (Бавлы) или крупному тектоническому своду с рядом куполовидных структур.

Горизонт ($Д_I$) в пределах тектонических структур выше отметки 1485—1490 является нефтеносным, ниже этой отметки — водоносным.

Водонефтяной контакт на юго-востоке Татарской АССР в пределах площади Ромашкинского и совершенно изолированной, сравнительно небольшой площади Бавлинского месторождений нефти колеблется в пределах абсолютной отметки 1485—1493.

Установить строгую закономерность в изменении положения водонефтяного контакта пока не представляется возможным.

Это объясняется прежде всего тем, что недостаточно разработана методика определения этого контакта. Кроме того, он имеет расплывчатые границы; переходная граница, по-видимому, характеризуется наличием различной мощности водонефтяной эмульсии.

В наиболее тектонически приподнятых участках нефтеносные песчаники контактируют с водонепроницаемыми аргиллитами, значительная же часть площади нефтяных залежей юго-востока, в связи с тем что структуры очень пологи, непосредственно контактирует с подземными водами. Это обстоятельство вызывает осторожность при подготовке скважин к эксплуатации.

Одним из важных вопросов правильной организации эксплуатации нефтяных месторождений является установление возможных путей связи между отдельными горизонтами.

Изучение характера водонефтяного контакта и контура нефтеносности отдельных горизонтов показывает, что все пять нефтеносных горизонтов пашийской свиты имеют общий (единый) водонефтяной раздел. При этом внешние контуры нефтяных залежей для всех горизонтов определяются в зависимости от тектонических условий и положения водонефтяного контакта.

Следовательно, все нефтеносные горизонты пашийской свиты гидравлически уравновешены между собой.

ВЫВОДЫ

1. Запасы подземных вод продуктивных горизонтов девона формировались в течение всей палеозойской эры.

2. Естественная динамика продуктивной толщи девона обусловлена тектоническими процессами, и проявление ее в мезокайнозое имеет несколько иной характер, чем в палеозойскую эру, когда шло накопление запасов подземных вод.

3. Продуктивная толща девона содержит шесть водоносных горизонтов, изолированных друг от друга водонепроницаемыми толщами аргиллитов. Между водоносными горизонтами существует связь, обусловленная объединением песчаников различных водоносных горизонтов. Каждый водоносный горизонт, в свою очередь, прослоями аргиллитов расчленяется на два (реже более) подгоризонта. Они, как правило, имеют между собой более свободную связь.

4. Подземные воды всех горизонтов продуктивной толщи по химическому составу относятся к железистым кальциево-хлорнатриевым (хлоркальциевым) водам; каких-либо существенных различий в их составе между отдельными горизонтами не установлено. Некоторые отклонения предполагаются в количественном изменении отдельных компонентов, но пока не установлены.

5. Гидродинамически все горизонты продуктивной толщи рассматриваются как единая гидрогеологическая свита, обладающая уравновешенными напорными градиентами. Благодаря незначительной скорости фильтрации проявление гидродинамической связи между отдельными горизонтами на значительной площади в течение короткого времени не наблюдается. Эта связь быстро проявляется лишь на тех участках эксплуатации нефти, где имеются непосредственные окна связи между отдельными горизонтами и в местах сильного утонения глинистых перемычек.

Литература

1. Горбунов А. Т., Кульчицкий Ю. К., Король М. И. Установление гидродинамической связи горизонтов $Д_I$ и $Д_{II}$ на основании исследования пьезометрических скважин на Миннибаевской и Абдрахмановской площадях. „Татарская нефть", 1958, № 6—7.
2. Забиров А. Г. Больше внимания гидрогеологическим наблюдениям и опробованию водоносных горизонтов в скважинах. „Татарская нефть", 1958, № 6, 7.
3. Забиров А. Г. Некоторые особенности водонефтяного контакта нефтяных залежей девона Ромашкинского месторождения. „Геология нефти", 1958, № 11.
4. Иванова М. М. Оценка возможных перетоков нефти из горизонта $Д_I$ в горизонт $Д_{II}$ на Абдрахмановской площади. „Татарская нефть", 1958, № 11.

5. Игнатович Н. К. К вопросу о гидрологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей, ДАН, 1945, т. XVII, № 5.
6. Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. „Советская геология", 1945, № 6.
7. Игнатович Н. К. О гидрогеологической классификации геоструктурных элементов, ДАН, 1945, № 4.
8. Кавеев М. С. Характеристика вод разведочных площадей и нефтяных месторождений Татарской АССР. Сборник „Геологическое строение и нефтеносность ТАССР", Таткнигоиздат, 1948.
9. Кавеев М. С. К вопросу о происхождении азота, приуроченного к толще нижнепермских отложений и каменноугольных отложений Татарской АССР, ДАН СССР, 1953, т. XCI, № 2.
10. Кавеев М. С. Специфические особенности состава подземных вод продуктивной толщи девона и условия их формирования. Гидрохимические материалы, Изд-во АН СССР, 1955, т. 24.
11. Кавеев М. С., Васильев Б. В. Гидрогеология нефтяных месторождений девонских отложений юго-востока Татарии, Труды совещания по проблеме нефтегазоносности Урало-Поволжья, 1956.
12. Каштанов С. Г. К вопросу о формировании подземных вод Татарского свода, ДАН СССР, 1956, т. 108, № 4.
13. Линдтроп Н. Т. Восстановление сульфидов в грозненских месторождениях нефти, ДАН СССР, 1947, т. VII, № 9.
14. Литвинов А. А. О взаимодействии горизонтов $Д_I$ и $Д_{II}$ на центральных площадях Ромашкинского месторождения. Геология нефти и газа, 1960, № 4.
15. Силин-Бекчурин А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах рек. „Советская геология", 1940, № 8.
16. Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала, Труды лаборатории гидрогеологических проблем, 1940, т. IV.
17. Силин-Бекчурин А. И. О влиянии колебательных движений земной коры в районе Урало-Волжской впадины на условия формирования подземного стока и нефтяных залежей, Труды лаборатории гидрогеологических проблем, 1949, т. I.
18. Семихатов А. Н. О гидрогеологических циклах, ДАН СССР, т. XVI, 1947, № 6.
19. Тагеева Н. В. К геохимии подземных вод Татарской республики, ДАН СССР, 1943, т. XXXIX, № 6.
20. Тагеева Н. В. Экспериментальные исследования по изучению происхождения пластовых хлоридно-щелочноземельно-натриевых рассолов. Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов, АН СССР, 1955.
21. Тихий В. Н. Девонские отложения, Труды ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1957, вып. 106.
22. Чирков П. В. К вопросу о гидродинамической связи горизонтов $Д_I$ и $Д_{II}$ на Центральных площадях Ромашкинского месторождения. „Татарская нефть", 1957, № 7.
23. Ягодин В. В. Новые данные по гидрогеологии девона центральной части Волго-Уральской нефтеносной области. „Новости нефтяной техники", геология, 1958.

Оглавление

	Стр.
Кринари А. И. Коллекторы нефти. Введение . . .	3
Глава I. Вопросы методики исследования	4
Глава II. Современные представления о строении терригенной формации	28
Глава III. Основные литологические особенности коллекторов	43
Состав пород	44
Текстуры пород	47
Структуры пород	72
Глава IV. Коллекторские свойства пород	96
Глава V. К вопросу о классификации коллекторов нефти и газа	113
Литература	124
Кавеев М. С., Галиев У. З. Подземные воды продуктивной толщи девона юго-востока Татарской АССР	131
Литература	165