

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР

Главное управление геофизической разведки

„ГЛАВНЕФТЕГЕОФИЗИКА“

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ (НИИГР)

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОФИЗИКА

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 15



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1956

УДЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ

ОТНОСИТЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ И ПОВЕРХНОСТНАЯ ПРОВОДИМОСТЬ ПОРОД

К настоящему времени в основном разработана удовлетворительная методика перехода от измеряемых в скважине величин кажущегося удельного сопротивления ($KС$) к действительным значениям удельного электрического сопротивления пластов ($УЭС$). По результатам бокового кароттажного зондирования (БКЗ) в большинстве случаев удается определить значения удельного электрического сопротивления $\rho_{п}$ для отдельных «однородных» пластов, т. е. освободиться от различных искажающих влияний (соседних пластов, скважины и др.). Ясно, что для физико-литологической характеристики породы величина $\rho_{п}$ имеет несравнимо большее значение, чем величина $KС$. На практике имеют дело с пластами только приблизительно однородными, поэтому величина $\rho_{п}$ является в некоторой мере усредненной характеристикой пласта.

При сравнительной характеристике пластов, в частности, коллекторов, целесообразно от $\rho_{п}$ находящегося в прямой зависимости от удельного сопротивления $\rho_{в}$ пластовой воды, перейти к величине относительного сопротивления породы

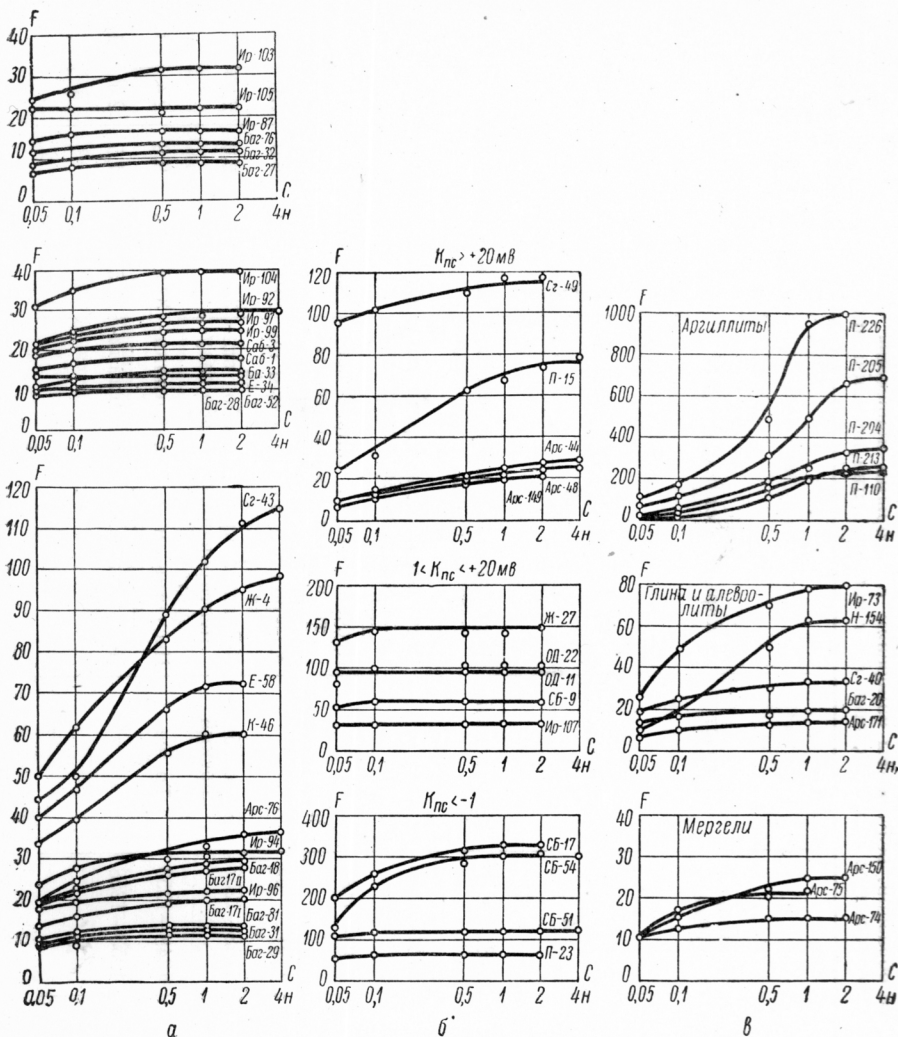
$$F = \frac{\rho_{п}}{\rho_{в}}, \quad (1)$$

которое показывает, во сколько раз удельное сопротивление породы больше удельного сопротивления насыщающего ее раствора, и определяется, в основном, литологической структурой породы.

Однако характеристика породы при помощи относительного сопротивления, определяемого по приведенной формуле, основана на предположении о прямой пропорциональности между величинами $\rho_{п}$ и $\rho_{в}$. Но рядом авторов [2, 7] уже было отмечено для некоторых пород снижение величины F с уменьшением концентрации раствора, заполняющего их поры, что объясняется эффектом, получившим в физико-химической литературе название поверхностной проводимости.

Выполненные в лаборатории Нижневолжского геофизического треста (Саратов) измерения сопротивления образцов пород при

различных концентрациях насыщающих солевых растворов позволили составить представление о распространенности и величине этого эффекта. На фиг. 1 (а, б и в) приведены полученные кривые



Фиг. 1. Зависимость относительного сопротивления породы от концентрации насыщающих растворов NaCl.

а — песчаники; б — известняки и доломиты; в — алевролиты, глины, аргиллиты, мергели.

зависимости относительного сопротивления образцов от концентрации растворов хлористого натрия, которым они последовательно насыщались.

Характеристика образцов, на которых проводились измерения, дана в табл. 1.

Характеристика образцов, результаты измерений с которыми приведены на графиках зависимости относительного сопротивления F от концентрации насыщающих растворов

№ п/п	Образец	Район скважин	Интервал глубины	Возраст	Характеристика породы *	Пористость, %	Карбонатность, %	Предельное относительное сопротивление, F_{∞}	Структурный коэффициент, q	Коэффициент порово-верхностной проводимости, $\Pi_{0,063}$	Параметр $K_{ПС}$, мв
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Баг-17(I)	Багаевка, скв. 1	1181—1186	Верейский	Песчаник т.-з., алевритистый, глауконитовый, известковистый	21,4	30,4	20,8	3,2	1,4	+25,5
2	Баг-17(II)	То же	1181—1186	»	Песчаник м.-з., алевритистый, глауконитовый, известковистый	17,8	30,4	28,0	3,5	1,4	+27,0
3	Баг-18	» »	1181—1186	»	Песчаник м.-з., сильно известковистый, алевритистый, глинистый	19,2	48,5	30,0	4,1	1,47	+23,3
4	Баг-20	» »	1181—1186	»	Алевролит с доломитовым цементом, слабоглинистый	21,6	18,4	19,0	3,0	1,34	+20,9
5	Баг-27	» »	1248—1253	Верхнебашкирский	Песчаник кр.-з., слабо цементированный, слабо глауконитовый	33,4	н/к	9,0	2,26	1,15	+11,7
6	Баг-28	» »	1248—1253	То же	Песчаник м.-з., слабоглинистый, рыхлый	32,9	н/к	9,8	2,4	1,15	+11,5
7	Баг-29	» »	1253—1258	» »	Песчаник м.-з., слабоглинистый	29,5	н/к	11,5	2,4	1,25	+17,5

8	Баг-31	» »	1271—1276	» »	Песчаник ср.-з., рыхлый, слабоглинистый	30,9	н/к	13,6	3,14	1,3	+16,0
9	Баг-32	» »	1271—1276	» »	Песчаник ср.-з., слабоглинистый, глауконитовый, рыхлый	32,0	н/к	11,9	2,85	1,25	+15,0
10	Баг-76	Багаевка, скв. 2	1666—1670	Тульский	Песчаник белый, м.-з.	22,6	н/к	14,0	2,28	1,16	+ 6,5
11	Баг-81	То же	1674—1678	»	Песчаник м.-з.	23,2	н/к	14,5	2,4	1,2	+14,5
12	Баг-52	Багаевка, скв. 1	1656—1661	»	Песчаник м.-з., светлосерый	23,8	н/к	12,6	2,17	1,2	+11,0
13	Ир-87	Ириновка, скв. 22	1483—1488	»	Песчаник м.-з., белый	20,9	н/к	13,0	1,95	1,01	+2,4
14	Ир-92	То же	1801,4—1804	Нижепетровский Живетский	Песчаник м.-з., слюдистый, с углистыми остатками	16,5	н/к	29,2	3,4	1,33	+2,4
15	Ир-94	» »	1804—1808	»	Песчаник р.-з.	15,9	н/к	31,9	3,57	1,24	+16,5
16	Ир-96	» »	1812—1816	»	Песчаник р.-з., серый	17,6	н/к	33,2	3,6	1,26	+16,0
17	Ир-97	» »	1816—1819	»	Песчаник р.-з., серый	15,9	н/к	27,2	3,05	1,29	+14,0
18	Ир-99	» »	1819—1823	»	Песчаник м.-з., слабоглинистый	15,4	н/к	25,0	2,7	1,19	+14,0
19	Ир-103	» »	1866—1871	»	Песчаник кр.-з., серый	14,2	н/к	32,0	3,19	1,23	+8,4
20	Ир-104	» »	1866—1871	»	Песчаник р.-з.	14,1	н/к	39,6	3,9	1,24	+8,3
21	Ир-105	» »	1871—1874	»	Песчаник м.-з., с углистыми остатками	16,7	н/к	23,4	2,76	1,01	+4,4
22	Арс-76	Арал-Сор, скв. 1	1393—1402	Аптский	Песчаник м.-з., алевритистый, глинистый	22,9	н/к	35,2	5,82	1,72	+30,7
23	К-46	Казанла, скв. 5	390—395	Верхнебашкирский	Песчаник т.-з., глинистый, известковистый	14,2	15,2	60,0	5,97	1,64	+35,6
24	Е-58	Елшанка, скв. 105	2526—2531	Кембросилур	Песчаник ср.-з., слабоглинистый, фиолетовый	10,8	1,1	73,0	5,45	1,73	+36
25	Ж-4	Жирное, скв. 1	618—625	Верхнебашкирский	Песчаник ср.-з., кварцевый, глинистый, известковистый	13,6	21,4	99,0	9,44	1,8	+47,1

* Сокращения: т.-з. — тонкозернистый; м.-з. — мелкозернистый; ср.-з. — среднезернистый; кр.-з. — крупнозернистый; р.-з. — разнородный; м.-кр. — мелкокристаллический.

№ п/п	Образец	Район скважин	Интервал глубины	Возраст	Характеристика породы *	Пористость, %	Карбонатность, %	Предельное относительное сопротивление, F_{∞}	Структурный коэффициент, q	Коэффициент порово-верхностной проводимости, $\Pi_{0,063}$	Параметр $K_{\text{ПС}}$, $\mu\text{с}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
26	СГ-43	Сокол. гора, скв. 5	1896—1902	Нижнещигровский	Песчаник т.-з., глинистый	7,64	н/к	113,0	5,91	2,36	+40,0
27	Арс-171	Арал-Сор, скв. 1	1981—1986	Уфимский	Алевролит	16,1	н/к	15,0	1,7	1,97	+44,7
28	СГ-40	Сокол. гора, скв. 14	1187—1189	Сталиногорский	Алевролит	21,6	н/к	32,2	5,0	1,63	+9,5
29	Арс-74	Арал-Сор, скв. 1	1387—1393	Нижневолжский	Мергель темносерый	21,0	26,8	15,6	2,4	1,47	+50,0
30	Арс-75	То же	1387—1393	То же	Мергель темносерый	22,0	27,2	22,0	3,5	1,76	+40,4
31	Арс-150	» »	1858—1863	Казанский	Мергель светлосерый	15,7	83,6	24,6	3,1	2,17	+36,0
32	Н-154	Новоузенск, скв. 1	2912—2921	Нижнеюрский	Глина с тонкими алевроитистыми прослойками	7,1	н/к	66,0	3,2	5,74	+59,5
33	Ир-73	Ириновка, скв. 22	1444—1449	Нижнещигровский	Алевролит слюдястый	11,5	н/к	83,0	6,64	2,24	+42,0
34	Н-110	Нрвоузенск, скв. 1	2457—2464	Нижневолжский	Мергель черный, твердый	8,6	42,2	241,0	14,2	$\Pi_{01}=2,44$	+55,0
35	П-204	Пугачев, скв. 10	1978—1984	Кембросилур	Аргиллит известковистый	0,7	17,6	350,0	1,63	14,0	+66,0
36	П-205	То же	1984—1989	»	Аргиллит известковистый	1,0	8,1	700,0	4,7	8,24	+66,0

37	П-213	» »	2034—2036	»	Аргиллит черный	1,8	н/к	265,0	3,2	12,0	+ 67
38	П-226	» »	2060—2062	»	Аргиллит, участками алевритистый	1,1	н/к	1000,0	7,37	8,7	+61,0
39	П-15	» »	670—677	Каширский	Известняк криптокристаллический, доломитистый	8,4	97,8	79,0	4,58	2,81	+42,6
40	Ж-27	Жирное, скв. 2	477—482	»	Известняк тонкокристаллический	14,6	99,9	145,0	14,8	1,02	+ 8,3
41	ОД-11	Орлово-Духовницк, скв. 1	304—306	Верхний карбон	Известняк м.-кр., доломитистый	12,0	97,9	95,5	7,86	1,06	+ 0,5
42	ОД-22	То же	361—364	То же	Известняк м.-кр.	10,8	98,6	102,0	9,1	1,12	+ 5,5
43	СБ-9	Сев.-Балаковский, скв. 1-к	143—144,5	» »	Известняк м.-кр.	15,4	99,7	59,5	6,47	1,1	+ 2,0
44	СБ-17	То же	171—177	» »	Доломит криптокристаллический	11,6	98,0	333,0	26,8	1,59	— 3,0
45	СБ-49	» »	318—322	» »	Доломит кавернозный, м.-кр.	11,3	92,0	116,0	8,5	1,22	+15,4
46	СБ-51	» »	324—329	» »	Известняк пелитоморфный, участками кавернозный	9,7	99,8	120,0	8,0	1,09	— 2,5
47	СБ-54	» »	337—345	» »	Известняк пелитоморфный	6,9	99,5	300,0	14,2	1,7	— 1,7
48	Ир-107	Ириновка, скв. 11	515—522	Черепетский	Известняк органогенный, обломочный, криптокристаллический	17,4	100,0	33,0	4,05	1,18	+ 2,4
49	П-23	Пугачев, скв. 10	715—720	Верейский	Известняк м.-кр., органогенный	16,5	98,3	70,0	8,14	1,16	— 1,5
50	Арс-44	Арал-Сор, скв. 1	967—974	Маастрихт	Известняк сильноглинистый, светлосерый	19,9	83,5	23,0	3,27	2,71	+41,0
51	Арс-148	То же	1848—1853	Казанский	Доломит м.-кр., известковистый, глинистый	16,5	74,7	24,0	2,8	2,45	+46,3
52	Арс-149	» »	1853—1858	»	Доломит мучнистый, глинистый	19,9	75,9	20,3	2,9	2,48	+40,9

У некоторых, главным образом глинистых, разностей песчаников, известняков и алевролитов, а также у глин и аргиллитов наблюдается сильное снижение относительного сопротивления образцов с уменьшением концентрации насыщающих растворов. Правые ветви кривых $F = f(C)$ таких пород начинают выполаживаться лишь при очень высоких концентрациях растворов — порядка 2н. ÷ 4н., а в некоторых случаях горизонтального участка кривой вовсе не получается. Относительное сопротивление при пресных растворах может снижаться в 2—4 и даже в 10—17 раз. У большого числа неглинистых песчаников и известняков, обладающих повышенной пористостью и заметной проницаемостью, снижение величины F отмечается только при очень сильном понижении концентрации — порядка 0,1 н. (≈ 6 г/л) и ниже. Практически, относительное сопротивление этих пород в области средних и высоких концентраций — от 0,5 н. (или 1,0 н.) до 4 н. и выше — не зависит от концентрации раствора. У единичных образцов (Е-34, Ир-105) относительное сопротивление F постоянно во всем исследованном диапазоне концентрации.

Поверхностная проводимость объясняется проводимостью диффузного слоя, расположенного у стенок поровых каналов. Доля этой проводимости в общей проводимости породы зависит от всех трех факторов: гидрогеологического, структурного и электрохимического. Поверхностная проводимость породы имеет тем большее значение:

а) чем ниже минерализация (ионная сила) насыщающей породу пластовой воды;

б) чем меньше средний радиус поровых каналов породы, или иначе, чем больше отношение удельной поверхности S к пористости породы p (т. е. меньше эффективный гидравлический радиус);

в) чем выше поверхностная плотность σ заряда диффузного слоя, т. е. заряда его подвижных противоионов, приходящихся на 1 см² поверхности стенок пор [8].

Влияние минерализации раствора объясняется тем, что при ее возрастании (увеличении ионной силы) происходит сжатие диффузного слоя (уменьшается отношение толщины диффузного слоя δ' к радиусу порового канала r), снижается электрокинетический потенциал ξ , сглаживается различие в концентрации ионов свободного раствора и диффузного слоя. При высоких концентрациях раствора влияние диффузного слоя практически сводится к нулю.

Таким образом, задача освобождения параметра сопротивления от влияния гидрогеологического фактора не решается полностью переходом от ρ_n к F . Для этого необходимо брать значение относительного сопротивления, соответствующее насыщению породы раствором столь высокой минерализации, чтобы влияние диффузного слоя практически не сказывалось. Для большого числа песчаников и известняков (более или менее свободных от глинистых примесей) достаточна концентрация выше однонормальной. Для глинистых разновидностей пород, пожалуй, следует

брать 3—4 нормальный раствор, особенно при наличии в нем существенных количеств двух и трехвалентных катионов, резко увеличивающих ионную силу раствора.

Таким образом, вместо F в качестве параметра сопротивления породы рекомендуется наибольшее (предельное) значение F_{∞} величины F , соответствующее асимптоте правой ветви кривой зависимости F от концентрации.

КОЭФФИЦИЕНТ ПОВЕРХНОСТНОЙ ПРОВОДИМОСТИ

Понижение относительного сопротивления за счет поверхностной проводимости удобно характеризовать при помощи коэффициента

$$\Pi_n = \frac{F_{\infty}}{F}, \quad (2)$$

где F — относительное сопротивление породы, определенное по результатам измерений при некотором значении концентрации C раствора (определенной соли).

Когда эффект поверхностной проводимости не проявляется, этот коэффициент равен единице. Значения коэффициента Π_n возрастают по мере возрастания доли поверхностной проводимости в общей проводимости породы. Чем ниже минерализация (ионная сила) пластовой воды, чем больше заряд поверхности частиц и дисперсность породы (или меньше радиус ее поровых каналов), тем больше значение коэффициента Π_n . В отношении состава раствора для песчано-глинистых пород, при отрицательном заряде поверхности, наибольшее значение имеет характер и, прежде всего, валентность катионов раствора.

Чтобы обеспечить сопоставимость коэффициента Π_n , необходимо условиться брать его значения, соответствующие одинаковому раствору. Целесообразно выбрать для этой цели коэффициент $\Pi_{0,063}$, соответствующий раствору с концентрацией

$$C = \sqrt{C_1 \cdot C_2} = 0,063 \text{ н}, \quad (3)$$

где $C_1 = 0,02$ н и $C_2 = 0,2$ н — концентрации, рекомендуемые для определения стандартного значения параметра ПС [8].

Значения коэффициента $\Pi_{0,063}$ варьируют от единицы для песчаных коллекторов с высокой проницаемостью, свободных от глинистых примесей, до 17 для плотных глин и аргиллитов. При средней проницаемости песчаных и карбонатных коллекторов

$$1,02 < \Pi_{0,063} < 1,3.$$

Для глинистых пород

$$1,4 < \Pi_{0,063} < 17.$$

Значения этого коэффициента приведены в табл. 1.

Коэффициент поверхностной проводимости Π_n , согласно сказанному, характеризует структуру порового пространства и, в

некоторой мере, химико-литологический состав минерального скелета. В большей мере он связан с глинистостью породы и с величиной параметра ПС.

По вопросу о поверхностной проводимости пород известны высказывания проф. В. Н. Дахнова в ряде его руководств по промышленной геофизике [2; 3; 4].

Согласно В. Н. Дахнову, уменьшение сопротивления при насыщении пор пресными водами «объясняется частичным переходом ионов из кристаллической решетки . . . в раствор с образованиями двойного . . . слоя». Однако вопрос о механизме поверхностной проводимости здесь подменяется вопросом о формировании двойного слоя, причем упускается из виду второй путь образования двойного слоя — в результате адсорбции ионов из раствора.

По В. Н. Дахнову, «так как воды горных пород имеют достаточно высокую минерализацию», то «понижение удельного сопротивления горных пород . . . в природных условиях обычно не наблюдается». Указанное утверждение нельзя считать обоснованным. Как известно, в большинстве нефтяных районов имеются значительные интервалы геологического разреза с минерализацией пластовых вод менее 3—5 г/л ($\rho_v > 2$ ом.м). В некоторых районах Грозного, Краснодара, Средней Азии, Западной Украины такие воды приурочены к ряду продуктивных горизонтов. Между тем, как следует из приведенных выше данных, при насыщении растворами NaCl 0,063 н и 0,1 н ($\rho_v \cong 1-2$ ом.м) более чем у половины образцов отмечено снижение F на 10% и более. У большого числа образцов это снижение фиксируется и при $C = 0,5$ н. ($\rho_v = 0,24$ ом.м). Если не учитывать это обстоятельство, то может быть допущена значительная ошибка при интерпретации кароттажных материалов.

В. Н. Дахнов указывает далее, что происходит «повышение сопротивления тонкодисперсных пород при насыщении их водами высокой минерализации», что объясняется им процессами адсорбции: «чем выше концентрация вод, насыщающих породу, и чем более дисперсна порода, тем больший процент ионов будет задержан в двойном электрическом слое. Соответственно повысится удельное сопротивление такой породы по отношению к сопротивлению грубодисперсной породы». Поэтому, по В. Н. Дахнову, «удельное сопротивление глин при насыщении их водами высокой минерализации обычно выше удельного сопротивления песков той же пористости, насыщенных теми же водами».

Известно, однако, что «адсорбционные явления особенно резко выражены при малых концентрациях», и что «начиная с некоторой концентрации, дальнейшего увеличения адсорбции не замечается, происходит предельное насыщение адсорбционной поверхности» [6, стр. 218 и 129].

С ростом минерализации, как указано выше, роль ионов диффузного слоя в общей проводимости породы снижается и устанавливается постоянное предельное значение относительного сопротивления. Можно полагать, что для тонкодисперсных пород будет

иметь место некоторое повышение относительного сопротивления, обязанное наличию воды адсорбционного слоя (гигроскопической воды, по А. Лебедеву). Этот слой «ориентированной» воды, содержащей неподвижные ионы, не проводит электричества. Частицы большого диаметра имеют более мощные оболочки прочно связанной воды, и поэтому содержание этой воды в дисперсных породах растёт медленней, чем их дисперсность.

Адсорбционный слой в некоторой мере уменьшает эффективное сечение поровых каналов, увеличивает F_{∞} , но количественная оценка этого эффекта может быть получена лишь в результате специальных экспериментальных исследований.

СТРУКТУРНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ

Предельное относительное сопротивление породы является параметром, достаточно свободным от влияний гидрогеологического фактора и двойного электрического слоя.

Поскольку породы обладают электролитической проводимостью, то наиболее очевидной и, вместе с тем, существенной является связь предельного относительного сопротивления породы с ее пористостью. Чем больше пористость, тем больше доля проводящего раствора (электролита) в общем объеме породы, тем выше ее проводимость (ниже удельное сопротивление).

Обычно, основное внимание обращают именно на эту зависимость. Известно однако, что относительное сопротивление не является однозначной функцией пористости или, правильнее, водонасыщения.

Две породы, полностью насыщенные одинаковым солевым раствором и обладающие одной и той же пористостью, могут существенно отличаться друг от друга по величине относительного сопротивления. Это обусловлено значительным влиянием формы поровых каналов или, иначе говоря, морфологии (структуры) порового пространства.

При анализе параметра УЭС целесообразно четко различать влияние общей пористости и влияние морфологии (структуры) порового пространства. В формуле, выражающей связь относительного сопротивления с пористостью, необходимо ввести специальный «структурный» коэффициент, отражающий особенности строения порового пространства.

Предельное относительное сопротивление лучше всего представить как произведение двух величин

$$F_{\infty} = F_1(p) \cdot q, \quad (4)$$

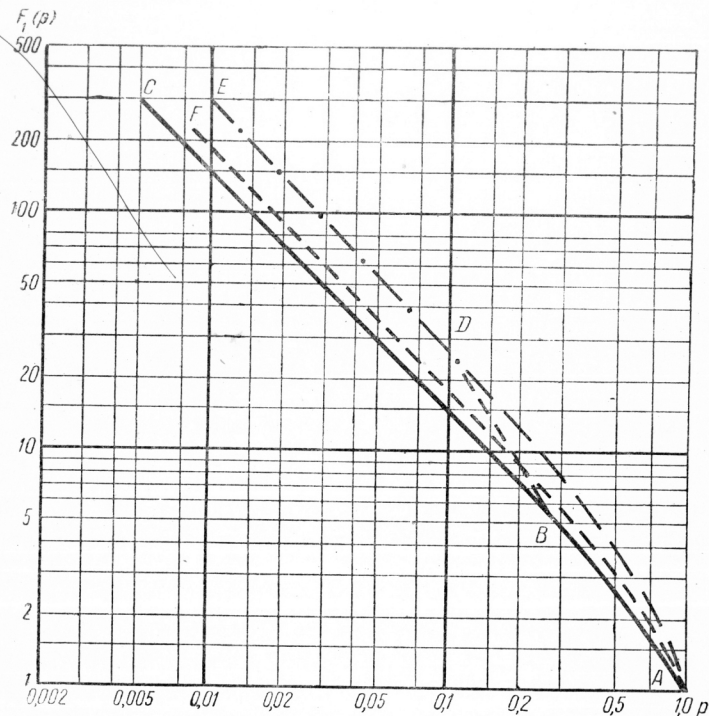
из которых $F_1(p)$ является предельным относительным сопротивлением породы с простейшим (эталонным) поровым пространством и представляет только функцию от пористости, а q — структурный коэффициент, зависящий только от формы пустотного пространства. Структурный коэффициент q указывает, во сколько раз сопротивление данной породы превышает сопротивление эталонной породы той же пористости и при том же насыщающем породе растворе и на-

сколько геометрия порового пространства данной породы сложнее геометрии эталонной породы (например, песков).

В качестве функции $F_1(p)$ целесообразно воспользоваться уравнением, вытекающим из решений Максвелла, соответствующим шаровидной форме зерен

$$F_1(p) = \frac{3-p}{2p}, \quad (5)$$

где p — коэффициент пористости.



Фиг. 2. Зависимость относительного сопротивления эталонных поровых пространств от пористости.

ADE — расчетная кривая С. Г. Комарова; ABDF — рекомендуемая С. Г. Комаровым кривая; AF — расчетная кривая В. Н. Дахнова; ABC — кривая для песков (по Максвеллу).

Вычисленная по этой формуле кривая дана на фиг. 2 (ABC).

Относительное сопротивление, определенное по формуле (5), хорошо соответствует относительному сопротивлению песков, обладающих наиболее простой формой порового пространства.

Для величины предельного относительного сопротивления любой породы получаем таким образом формулу

$$F_{\infty} = \frac{3-p}{2p} \cdot q. \quad (6)$$

С. Г. Комаровым [7] для функции $F_1(p)$ рекомендуется относительное сопротивление следующей модели породы: «сплошная непроницаемая минеральная масса, в которой пустотное пространство образовано тремя взаимно перпендикулярными пересекающимися системами тонких каналов» с квадратным сечением каналов. Однако относительное сопротивление такой модели оказалось выше экспериментальных значений F_{∞} для песков.

В качестве выхода из положения С. Г. Комаров предложил пользоваться для пород, обладающих пористостью выше 18%, не расчетной кривой, а некоторым, произвольно исправленным значением функции $F_1(p)$. В результате, рекомендуемая кривая зависимости $F_1(p)$ по p состоит из отдельных отрезков (AB + BD + DE) и, в целом, не соответствует какому-либо одному определенному поровому пространству горной породы; поэтому она не может быть рекомендована для применения.

В последних своих работах [4; 5] В. Н. Дахнов рекомендует для подсчета $F_1(p)$ формулу

$$F_1(p) = \frac{1+0,25\sqrt[3]{1-p}}{1-\sqrt[3]{(1-p)^2}}, \quad (7)$$

полученную в предположении, что зерна породы представляют кубики, расположенные по системе кирпичной кладки [2; 4; 5]; соответствующая ей кривая показана на фиг. 2 (кривая AF).

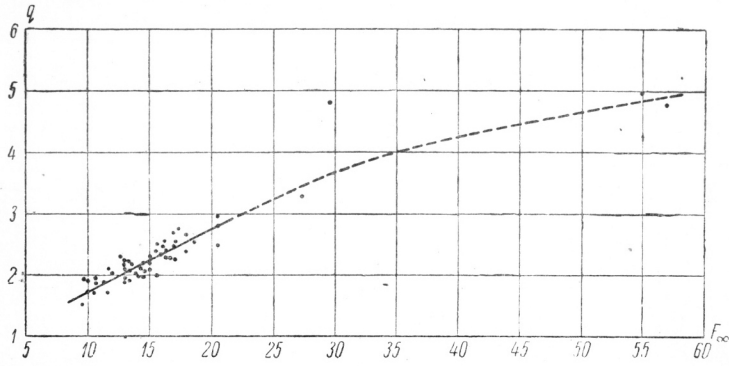
Однако эта искусственная модель далека от действительности как в отношении формы зерен, так и в отношении морфологии порового пространства (что уже было отмечено С. Г. Комаровым), поэтому применение этой формулы для подсчета $F_1(p)$ также не целесообразно.

Структурный коэффициент породы определяется формой поровых каналов — прежде всего степенью неравномерности сечений каналов, числом перемычек, тупиков и разрывов между поровыми ячейками, сложностью и извилистостью каналов и т. п. Его можно рассматривать как весьма существенный литологический параметр, имеющий самостоятельное значение для характеристики породы. Структурный коэффициент по своему существу и значению, повидимому, весьма близок гидравлическому параметру Φ , введенному П. П. Авдусиным и М. А. Цветковой [1]. Оба эти параметра определяются формой поровых каналов и, в первую очередь, степенью изменчивости поперечных сечений каналов.

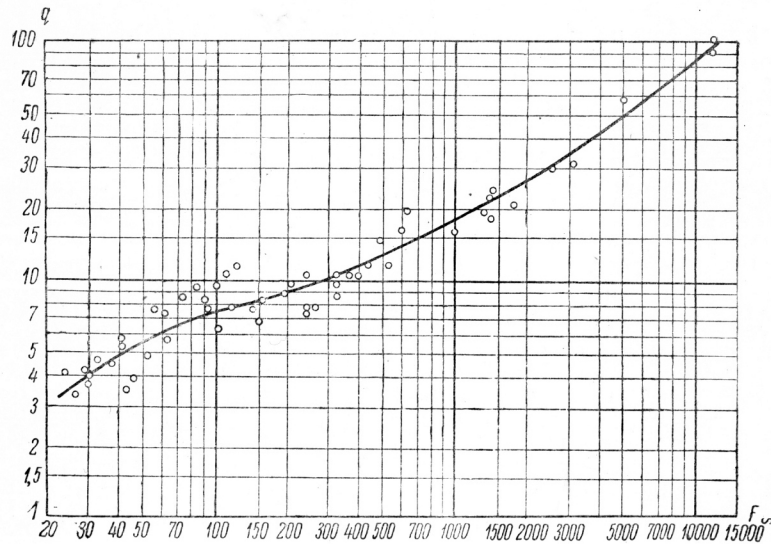
Величина структурного коэффициента изменяется в широких пределах. Для нецементированных неглинистых песков он близок к единице; у более или менее цементированных песчаных коллекторов пористостью от 12 до 30% структурный коэффициент изменяется от 1,7 до 4; у карбонатных пород значения этого коэффициента варьируют в пределах от 2 до 50, а в отдельных случаях достигают и 100.

Структурный коэффициент возрастает с ростом величины F_{∞} ; это иллюстрируется фиг. 3, где дана зависимость структурного

коэффициента q от относительного сопротивления¹, полученная на основании результатов лабораторных измерений предельного относительного сопротивления (F_{∞}) и пористости (p) песчаников нижнецигровского горизонта саратовских месторождений.



Фиг. 3. Структурный коэффициент q как функция относительного сопротивления F_{∞} . Песчаники нижнецигровского горизонта девона.



Фиг. 4. Структурный коэффициент q как функция относительного сопротивления F_{∞} . Известняки и доломиты нижнего карбона.

Аналогичные данные для известняков и доломитов нижнего карбона (нижнебашкирский и турнейский продуктивные горизонты) приведены на фиг. 4. Здесь так же наблюдается закономерное

¹ Для оценки структурного коэффициента более удобно и целесообразно пользоваться функцией $q = f(F_{\infty})$, а не функцией $q = f(p)$, как это рекомендуется рядом авторов [5; 7].

увеличение коэффициента q с возрастанием F_{∞} . Для указанных пород имеется следующее соотношение между F_{∞} и q .

Таблица 2

F_{∞}	25	50	100	200	500	1000	5000	10000	13000
q	3,4	5,5	7,4	9,0	12,7	18	49	85	100

Таким образом, при использовании метода сопротивлений для определения литологического характера и коллекторских свойств горных пород подлежат рассмотрению три параметра:

- 1) предельное относительное сопротивление породы F_{∞} ;
- 2) структурный коэффициент

$$q = \frac{2F_{\infty}p}{3-p}; \quad (8)$$

- 3) коэффициент поверхностной проводимости $\Pi_n = \frac{F_{\infty}}{F}$.

Как известно, нефте-газонасыщенность характеризуется фактором нефтенасыщения Q — отношением удельного сопротивления $\rho_{пн}$ нефтенасыщенной породы к сопротивлению $\rho_{пв}$ той же породы, когда она полностью насыщена водой¹

$$Q = \frac{\rho_{пн}}{\rho_{пв}}. \quad (9)$$

Зависимость фактора нефтенасыщения от нефте-газонасыщенности в настоящее время еще недостаточно изучена. Известные экспериментальные данные [2; 7] не дают однозначных результатов для основных разновидностей коллекторов; поэтому приходится, как указывают В. Н. Дахнов и С. Г. Комаров, пользоваться усредненными графиками.

Необходимо учитывать, что фактор нефтенасыщенности Q зависит от следующих факторов.

- а) Литологического характера коллектора.
- б) Соотношения олеофильных и гидрофильных компонент в породе с данной нефтью.

При некоторых условиях поверхность частиц, составляющих породу, преимущественно смачивается нефтью, а не водой, как обычно, и тогда наблюдается резкое возрастание значений фактора нефтенасыщенности.

- в) Влияния двойного электрического слоя в случае пресных пластовых вод.

¹ Фактор нефтенасыщения называют также коэффициентом увеличения сопротивления (по Комарову) или коэффициентом сопротивления (по Морозову).

Наблюдаемые в ряде районов заниженные величины фактора насыщения Q объясняются именно этим. Не исключена также возможность образования двойного электрического слоя на контакте нефть — остаточная вода, что может усилить указанный эффект.

Снижение фактора нефтенасыщения под влиянием двойного слоя возрастает с увеличением дисперсности (глинистости) породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П. П. и Цветкова М. А. Строение нефтеносных пород и их фильтрующие способности. ДАН СССР, т. 8, № 9, 1947.
2. Дахнов В. Н. Промысловая геофизика. Гостоптехиздат, 1947.
3. Дахнов В. Н. Интерпретация кароттажных диаграмм. Гостоптехиздат, 1948.
4. Дахнов В. Н. Курс электроразведки. Гостоптехиздат, 1953.
5. Дахнов В. Н. и Кобранова В. Н. Изучение коллекторских свойств и нефтенасыщенности продуктивных горизонтов нефтяных месторождений по данным промысловой геофизики. Сб. «Промысловая геофизика», Гостоптехиздат, 1952.
6. Думанский А. В. Учение о коллоидах. Госхимтехиздат, 1948.
7. Комаров С. Г. Геофизические методы исследования нефтяных скважин. Гостоптехиздат, 1952.
8. Эйрман И. Е. Об электрокароттажных параметрах. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 14, Гостоптехиздат, 1956.