

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН**

В.Н.Дахнов

ВВЕДЕНИЕ

Для создания материально-технической базы коммунизма — главной экономической задачи Советского государства народное хозяйство Советского Союза должно располагать мощной сырьевой базой. Для обеспечения этого требуется проведение в большом объеме с высокой степенью эффективности геологоразведочных работ, в частности геофизических исследований скважин. По данным этих работ в настоящее время в основном осуществляются геологическая документация разрезов скважин, выявление и промышленная оценка полезных ископаемых.

Геофизические методы позволяют получать необходимые сведения о разрезах скважин при высокоэффективном способе бурения без отбора керна. При этом значительно повышается скорость проходки скважин, снижается стоимость разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Это особенно относится к нефтяным и газовым месторождениям, разрабатываемым глубокими скважинами.

Следует отметить, что роль геофизических исследований скважин в общем комплексе геолого-геофизических работ непрерывно увеличивается. Это объясняется двумя следующими обстоятельствами.

Во-первых, постепенная выработка полезных ископаемых, залегающих вблизи поверхности, требует разведки более глубоких недр нашей планеты и, следовательно, бурения скважин все возрастающей глубины. Эффективная разведка недр глубоким бурением невозможна без максимального использования современных геофизических методов, обеспечивающих высокоэффективное бурение скважин без отбора керна или с минимальным его отбором.

Во-вторых, из-за больших глубин затрудняются полноценное извлечение керна на поверхность и его изучение в термобарических условиях залегания *in situ*, что, в свою очередь, приводит к повышению роли геофизического обслуживания скважин.

В условиях глубоких скважин осложняется интерпретация первичных материалов геофизических исследований и требуется введение более сложных приемов обработки исходных данных, что в итоге обуславливает возрастание роли интерпретационных работ в общем процессе геофизического обслуживания скважин.

Геофизические исследования разрезов скважин выполняются широким комплексом, включающим электрические, магнитные, радиоактивные, термические, механические и физико-химические (геохимические) методы, для решения следующих задач.

1. Задачи общего характера включают: а) расчленение горных пород, слагающих разрезы скважин; определение глубин их залегания и мощностей; б) выделение коллекторов; в) выявление полезных ископаемых и изучение особенностей их распространения по площади района; г) изучение структуры геологических объектов и характера их фациальной изменчивости; д) выделение реперов для корреляции разрезов скважин и последующее изучение строения месторождений по данным обобщающей интерпретации результатов геофизических исследований; е) стратиграфическое расчленение разрезов, определение и уточнение геологического возраста пород.

2. Задачи детального исследования, к которым относятся количественные определения: а) коэффициентов пористости, проницаемости, глинистости и извилистости поровых каналов; б) коэффициентов первоначального и остаточного нефтенасыщения и газонасыщения продуктивных объектов и коэффициентов вытеснения нефти и газа; в) марочного состава, зольности и других параметров ископаемых углей; г) содержания в породах рудных и нерудных полезных ископаемых.

Таблица 1

Технологическая схема обработки и интерпретации результатов геофизических исследований разрезов скважин

Первый этап	Второй этап	Третий этап	Четвертый этап
-------------	-------------	-------------	----------------

Исходные данные первого этапа	Содержание этапа	Окончательные данные первого этапа и исходные данные второго этапа	Содержание этапа	Окончательные данные второго этапа и исходные данные третьего этапа	Содержание этапа	Окончательные данные третьего этапа и исходные данные четвертого этапа	Содержание этапа	Окончательные данные четвертого этапа
$\ell_p,$ $\ell_\varepsilon,$ $\ell_{сп},$ $\ell_\gamma,$ $\ell_{пу},$ $\ell_{\gamma\gamma},$ ℓ_τ и т.д.	Переход от величин отклонений подвижных систем измерительных приборов к геофизическим параметрам. Эталонирование и калибровка показаний измерительных приборов. Общий курс промышленной геофизики; Курсы радиоэлектроники и измерительной техники.	$\rho_k,$ $\rho_{эф},$ $U_{сп},$ $I_\gamma,$ $I_{пу},$ $I_{\gamma\gamma},$ $\tau,$ χ_k и т.д.	Переход от геофизических параметров к физическим свойствам горных пород. Теоретические курсы: Электрические и магнитные методы исследования скважин. Радиоактивные и другие методы исследования скважин; Газометрия скважин и др. Первая часть курса- Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин.	$\rho_p,$ $\rho_{пп},$ $A_{да},$ $K_\gamma,$ $A_{пп},$ $\delta_p,$ $\tau_p,$ χ и т.д.	Переход от физических свойств горных пород к их литологии, коллекторским свойствам. Выявление полезных ископаемых и оценка их содержания. Петрофизика, петрография. Вторая часть курса- Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин.	$L,$ $K,$ $ПИ,$ $K_p,$ $K_{п,д}$ $K_{ГЛ},$ $K_n,$ $K_{н,извл},$ $\beta_v,$ $A_c,$ $K_{м, j}$ и т.д.	Использование данных индивидуальной и комплексной интерпретации для изучения строения месторождений полезных ископаемых и при региональных геологических исследованиях. Структурная геология; Геология нефтяных и газовых месторождений; Нефтепромысловая геология; Геология каустобиолитов; Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Третья часть курса- Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин.	$h,$ $\sum h$ $S,$ $\alpha, \theta,$ $F,$ α_F, θ_F и т.д.

Примечание. Индексы у ℓ указывают параметр, регистрируемый прибором; $k_{m,i}$ — содержание i -го рудного полезного ископаемого; F — сбросы и взбросы; α_F и L — литология; K — выделение коллекторов; $ПИ$ — выделение полезных ископаемых; θ_F — углы и азимуты падения плоскостей сбрасывателя.

Для решения перечисленных задач используют специально разработанные методы интерпретации результатов геофизических исследований скважин, основы которых излагаются в настоящем курсе.

Интерпретация результатов заключается в переходе от геофизических параметров, измеряемых в скважинах, к сведениям о геологических разрезах скважин, обнаруженных полезных ископаемых и строении площадей, на которых расположены скважины.

В соответствии с технологической схемой познания земных недр по данным геофизических исследований скважин этот процесс может быть подразделен на четыре этапа (табл. 1).

Первый этап интерпретации — преобразование сигналов, поступающих из скважинных приборов и отмечаемых на диаграммной бумаге отклонениями подвижных систем регистрирующих механизмов в кривые геофизических параметров — кажущегося и эффективного сопротивлений, потенциалов собственной и вызванной поляризации, интенсивностей счета излучений и других величин. Этот этап осуществляется при записи исходных диаграмм в промыслово-геофизических партиях. В интерпретационную службу должны поступать только эталонированные кривые требуемого качества. Вопросы эталонирования и выбора масштабов регистрации в учебных программах высших учебных заведений рассматриваются в общем курсе геофизических методов исследования скважин, а также в специальных курсах по аппаратуре и методике измерений.

Второй этап интерпретации — переход от перечисленных выше геофизических

параметров к истинным физическим свойствам изучаемых пород — электрическому удельному сопротивлению, электрохимической активности, магнитной восприимчивости, плотности, гамма-активности и другим. Такой переход часто требует выполнения дополнительных исследований скважин с зондами различных размеров и проведения большого объема трудоемких интерпретационных работ, что объясняется следующим:

а) устройства, с помощью которых измеряются различные параметры в скважинах, находятся в глинистом растворе, по физическим свойствам отличающемся от изучаемых пород;

2) объемы, изучаемые геофизическими методами, довольно значительны и во многих случаях захватывают породы с различными физическими свойствами;

3) в коллекторах образуются зона проникновения фильтрата глинистого раствора (близ стенок скважины) и глинистая корка на стенке скважины, физические свойства которых обычно отличаются от физических свойств исследуемых пород;

4) некоторые из геофизических методов применяются в скважинах, обсаженных зацементированной колонной труб. По физическим свойствам сталь и цемент отличаются от исследуемых пород.

Таким образом, геофизические параметры, измеряемые в скважинах, определяются не только физическими свойствами изучаемой породы, но и ее мощностью, физическими свойствами, а иногда и мощностями вмещающих отложений, диаметром скважины, физическими свойствами глинистого раствора, глубиной и физическими свойствами зоны проникновения фильтрата в породы, толщиной и физическими свойствами глинистой корки, размерами измерительных устройств, а при работах в обсаженных скважинах — числом и диаметром обсадных колонн, а также наличием цемента за колонной. Интерпретатор должен хорошо знать влияние перечисленных факторов, приемы их исключения и способы выделения пород, различающихся по физическим свойствам, уметь количественно оценить эти свойства.

Теоретические обоснования этого этапа освещаются в специальных теоретических курсах — «Электрические и магнитные методы исследования скважин», «Радиоактивные и другие методы исследования скважин», «Газометрия скважин» и др. Практические приемы использования теоретических положений в конкретных петрофизических условиях изучаемых сред составляют первую часть курса интерпретации. В этой части курса, носящей название «Индивидуальная интерпретация диаграмм геофизических исследований скважин», рассматриваются зависимости конфигурации кривых различных геофизических параметров от мощности и условий залегания пород, различающихся физическими свойствами, и способы их определения.

Третий этап интерпретации — переход от физических свойств горных пород к их литологии, коллекторским свойствам. Он рассматривается во второй части курса «Комплексная геологическая интерпретация данных геофизических исследований скважин». В этой части курса на основе сведений о физических свойствах горных пород и полезных ископаемых, изучаемых в курсе «Петрофизика», освещаются совокупности физических свойств пород и геофизических параметров, измеряемых в скважинах, методика их совместной обработки, позволяющая однозначно диагностировать породы, вскрытые скважиной, и выявлять в них наличие нефти, газа, погребенных вод, угля, руд и других полезных ископаемых.

Здесь же рассматриваются методики определения по геофизическим данным коэффициентов пористости, проницаемости, глинистости, нефте-газонасыщения, угле- и рудосодержания горных пород в разрезах скважин и некоторые другие вопросы.

Объем информации, поступающей в результате геофизических исследований скважин, позволяет использовать ее с высокой эффективностью для изучения условий залегания пород не только в данной скважине, но и в совокупности скважин.

На этой основе геофизические работы в скважинах позволяют решать широкий круг геологических задач различного масштаба, а именно: а) детально изучать особенности

геологического разреза скважины, выявлять в нем нарушения, элементы несогласий и др.; б) изучать геологическое строение площадей, в пределах которых расположены скважины, и характер фациального изменения осадочных пород на этой территории; в) выяснять характер строения залежей полезных ископаемых, их площадное распространение и получать необходимые данные для наиболее обоснованного подсчета их запасов.

Четвертый этап интерпретации — использование результатов геофизических исследований скважин для решения перечисленных выше задач. Этот этап технологической схемы рассматривается в третьей части курса «Обобщающая интерпретация результатов геофизических исследований скважин». Этот заключительный этап интерпретации позволяет определять перспективные направления дальнейших поисков и разведки новых месторождений того или иного полезного ископаемого, решать задачи региональной геологии.

Методы интерпретации результатов геофизических исследований разрезов скважин разработаны большим коллективом советских и зарубежных специалистов. Академик В. А. Фок в 1932 г. создал общую теорию электрометрии скважин для случая цилиндрических границ раздела. На основании этих исследований Л. М. Альпиным и С. Г. Комаровым были созданы способы определения удельного электрического сопротивления пород по данным боковых электрических зондирований [15].

П. М. Белаш и Е. А. Нейман совместно с автором впервые применили методику электро моделирования процессов электрометрии скважин на интеграторах с проволочной сеткой [20]. Данные этих и более поздних исследований Л. М. Альпина, А. Е. Кулинковича и других позволили более обоснованно подойти к интерпретации кривых кажущегося и эффективного сопротивлений в пластах ограниченной мощности [15].

Автором настоящего учебника была создана методика определения пористости и нефтенасыщения пород по удельному электрическому сопротивлению, разработаны способы интерпретации диаграмм электрометрии скважин методом кажущихся сопротивлений в пластах ограниченной мощности, диаграмм потенциалов собственной поляризации и данных термометрии [2,3,35,44]. Коллективом сотрудников кафедры промысловой геофизики Московского института нефтехимической и газовой промышленности (МИНХ и ГП) Б. Ю. Вендельштейном, В. М. Добрыниным, В. Н. Кобрановой, Д. А. Кожевниковым, М. Г. Латышевой, М. Д. Шварцманом и другими разработана методика определения многих физических свойств горных пород, изучена их природа, получены основные связи между ними [7,8,29,43,45,46]. А. С. Семеновым, В. А. Мейером, А. В. Вешевым, В. А. Комаровым, В. П. Кальварской и другими разработана методика интерпретации результатов электрических и магнитных методов исследования рудных скважин [9,24,52]. С именами В. В. Гречухина, И. А. Гаркаленко, Г. М. Воскобойникова, Ш. Х. Попова и других связано создание способов интерпретации и изучения разрезов угольных скважин [1,48,49]. В. А. Арцыбашевым, Ю. П. Булашевичем, Г. М. Воскобойниковым, Ю. А. Гулиным, В. П. Иванкиным, Д. А. Кожевниковым, А. П. Очкуром, В. В. Ларионовым, М. М. Соколовым, Г. Ф. Новиковым, Р. А. Резвановым, Е. М. Филипповым, Ю. С. Шимилевичем и многими другими созданы способы интерпретации данных радиометрии скважин [27— 34,51,52]. Д. И. Дьяконовым, Ш. Ф. Мехтиевым, Л. З. Позиным, Э. Б. Чекалюком, Г. А. Череменским и другими разработана методика интерпретации термометрии скважин с целью изучения строения нефтяных и газовых месторождений и изучения газовых залежей [36,37].

Ряд крупных исследований в области интерпретации данных промысловой геофизики выполнен И. И. Башлыкиным, А. С. Даевым, Л. П. Долиной, С. С. Итенбергом, В. Л. Комаровым, О. Л. Кузнецовым, Е. И. Леонтьевым, Н. А. Перьковым, Г. И. Петкевичем, В. А. Ряполовой, Н. М. Свихнушиным, Д. М. Сребродольским, Н. Н. Сохрановым, С. А. Султановым, В. П. Тузовым, Л. М. Чекалиным, О. А. Черемисиновым, Ю. М. Юровским и многими другими, с именами которых связано усовершенствование методик интерпретации результатов геофизических исследований скважин в Советском Союзе [6, 17, 19, 38, 41, 42, 47, 54, 57, 58, 59].

Большое число работ по интерпретации результатов геофизических исследований скважин опубликовано за рубежом [4,11,13,14]. В этих работах изложены основы интерпретации данных экранированных зондов индукционного метода, методов потенциала собственной поляризации, ультразвукового, радиометрии и комплексной интерпретации с использованием вычислительной техники.

Хорошо известны читателям своими работами в области интерпретации результатов геофизических скважин Г. Арчи, М. Вилли, В. Винзаур, Л. де Витте, Г. Гюйо, И. Деван, Р. Десбранд, М. Гондуин, Г. Долль, Ж. Дюмануар, М. Лой, М. Мартен, Г. Патнод, С. Плева, С. Пирсон, А. Пупон, М. Тиксье, И. Титман и многие другие [4,11,13,18].

Результаты работ по созданию способов интерпретации геофизических исследований скважин, относящиеся к первому десятилетию их применения, были освещены автором в монографии «Каротаж скважин, интерпретация каротажных диаграмм» (1941 г.), переизданной в 1948 г. под названием «Интерпретация каротажных диаграмм». Создание в ряде высших учебных заведений профилирующего курса «Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин» потребовало составления учебного пособия, вышедшего из печати первым изданием в 1955 г., вторым — в 1962 г. [2], и затем учебника в 1972 г. [3]. Настоящий учебник является переработанным, исправленным и дополненным изданием учебника [3] в соответствии с новой программой, утвержденной в 1974 г. Учебно-методическим управлением Минвуза СССР.

В учебнике автор, как и ранее, не пользуется термином «каротаж», не характеризующим физической сущности процесса, обозначаемого этим термином (см., например, омонимы этого слова во французско-русских словарях). В учебнике геофизические методы исследования скважин называются: электрометрия, радиометрия, термометрия, газометрия скважин и т. д. Эти наименования методов отражают их физико-техническое содержание и широко используются в отечественной литературе [1—5, 7, 8, 18, 21, 23, 30, 36, 37, 43—46, 58].

В учебнике использованы общепринятые сокращенные обозначения (символы) величин (физических свойств, параметров, коэффициентов). Для того чтобы избежать многократных пояснений, приведен перечень основных наиболее часто встречающихся обозначений и единиц измерений в Международной системе (СИ) за исключением единиц измерения поглощенной дозы излучения ($1 \text{ мкР/ч} = 0,0716 \text{ пА/кг.}$), числа распадов в секунду ($1 \text{ Ки} = 37 \text{ ГБк}$), микроскопического эффективного сечения ($1 \text{ б} = 10^{-28} \text{ м}^2$). Для этих величин целесообразно сохранить указанные единицы измерения, так как в них дан используемый палеточный и диаграммный материал.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И НАИМЕНОВАНИЯ

Методы электрического
сопротивления

ρ_r — электрическое удельное сопротивление глинистого раствора (промывочной жидкости), Ом · м

ρ_n — то же, породы (коллектора) в общем случае, Ом · м

$\rho_{гл,сл}, \rho_{гл,р}$ — то же, глин, находящихся в слоистом и в рассеянном состояниях, Ом · м

$\rho_{вм}$ — то же, пород, вмещающих (окружающих) пласт, Ом · м

$\rho_{зп}$ — электрическое удельное сопротивление зоны проникновения фильтра глинистого раствора в коллектор, Ом · м

$\rho_{пп}$ — то же, промытой зоны коллектора, Ом · м

$\rho_{пп,гл}$ — то же, глинистого коллектора, Ом · м

$\rho_{вп}$ — электрическое удельное сопротивление водонасыщенной неглинистой породы, Ом · м

$\rho_{вп,гл}$ — то же, глинистой породы, Ом · м

$\rho_{нп}$ — электрическое удельное сопротивление породы, частично насыщенной водой, Ом · м

$\rho_{н,пп}$ — то же, промытой породы, Ом · м
 $\rho_{нп,гл}$ — электрическое удельное сопротивление глинистой, частично водонасыщенной породы, Ом · м
 $\rho_{гк}$ — электрическое удельное сопротивление глинистой корки, Ом · м
 $\rho_{в}$ — то же, воды, в частности, пластовой, Ом · м
 $\rho_{ф}$ — то же, фильтрата глинистого раствора, Ом · м
 $\rho_{в,ф}$ — то же, смеси пластовой воды с фильтратом, Ом · м
 $\rho_{з}$ — то же, среды, заполняющей поровое пространство, Ом · м
 $\rho_{к}$ — кажущееся электрическое удельное сопротивление, Ом · м
 $\rho_{к,мах}, \rho_{к,экс}, \rho_{к,опт}$ — то же, максимальное, экстремальное, оптимальное, Ом · м
 $\rho_{эф}$ — эффективное электрическое удельное сопротивление (экранированный и индукционный зонды), Ом · м
 $\rho_{к}^g, \rho_{к}^п$ — кажущееся сопротивление, измеренное градиент-зондом и потенциал-зондом, Ом · м
 $\rho_{к}^{мг}, \rho_{к}^{мп}$ — то же, измеренное микроградиент- и микропотенциалзондами, Ом · м
 $\rho_{эф}^{мз}, \rho_{эф}^{бз}$ — эффективные сопротивления, измеренные микроэкранированным зондом и зондом ближней зоны, Ом · м
 $\rho_{в,к}$ — кажущееся электрическое удельное сопротивление пластовой воды, Ом · м
 $\sigma_{эф}$ — эффективная удельная электропроводность, См/м
 $P_{п} = \rho_{вп}/\rho_{в}$ ($P_{п} = 1$) — параметр пористости
 $P_{п,д}$ — параметр динамической пористости
 $P_{п,ф}$ — фиктивное значение параметра пористости
 $P_{п,дт}, P_{п,γγ}, P_{п,пγ}$ — параметры пористости, рассчитанные по коэффициенту пористости, определенному ультразвуковым методом, гамма-гамма-методом и нейтронным гамма-методом
 m/m_0 — структурный показатель
 $P_{п} = P_{п,ф}/P_{п}$ — параметр поверхностной проводимости
 $P_{п,зп}, P_{п,пп}$ — то же, для зоны проникновения фильтрата глинистого раствора и промытой зоны
 $\zeta = P_{п,зп}(\rho_{в,ф}/\rho_{ф})$, коэффициент, учитывающий поверхностную проводимость и неполноту вытеснения перовых вод фильтратом глинистого раствора
 $P_{н} = \rho_{нп}/\rho_{вп}$ — параметр насыщения
 $P_{н,зп}, P_{н,пп}, (P_{н,ост})$ — то же, для зоны проникновения фильтрата глинистого раствора и для промытой зоны
 $P_{н,гл}$ — то же, для глинистых коллекторов
 n — показатель смачиваемости
 $P_{\omega} = P_{п}P_{п}$ — параметр влажности (относительное сопротивление в общем случае)
 $P_{\omega,п}, P_{\omega,пп}$ — то же, для нефтенасыщенного пласта и его промытой зоны
 $P_{\omega,гл}$ — параметр влажности глинистой породы
 q — показатель степени в зависимости $P_{\omega} = f(k_{п}k_{в})$
 P_t — параметр температуры
 U — параметр эквивалентности кривых бокового электрического зондирования
 i — фактор вытеснения поровых вод фильтратом глинистого раствора
 L — размер зонда в общем случае, м
 $L_{п}, L_{г}, L_{э}, L_{и}$ — размеры потенциал-зонда, градиент-зонда, экранированного и индукционного зондов, м
 L_r — расстояние между парными электродами градиент-зонда, м

λ — коэффициент анизотропии

Методы потенциалов собственной и вызванной поляризации

$A_{да}$ — диффузионно-адсорбционная активность, мВ

$A_{да,п}$, $A_{да,гл}$, $A_{да,вм}$ — диффузионно-адсорбционная активность породы (коллектор), чистых глин и вмещающих пород, мВ

K_d — коэффициент э. д. с. диффузии, мВ

$K_{да}$ — коэффициент диффузионно-адсорбционной э. д. с., мВ

$K_{сп}$ — коэффициент потенциалов собственной поляризации, мВ

ξ_s — статический диффузионно-адсорбционный потенциал, мВ

$\xi_{s,гл}$ — то же, для глинистого коллектора, мВ

$\alpha_{сп}$ — коэффициент снижения $\xi_{s,гл}'$ относительно ξ_s

$U_{сп}$ — то же, в случае потенциалов собственной поляризации различной природы

$U_{сп}$ — потенциал собственной поляризации горных пород, мВ

$U_{да}$ — диффузионно-адсорбционный потенциал, мВ

$\Delta U_{сп}$ — амплитуда аномалии потенциалов собственной поляризации, мВ

$\Delta U_{сп}^\infty$ — то же, при отсутствии влияния мощности и электрического удельного сопротивления пласта, глинистого раствора и вмещающих пород, мВ

$\Delta U_{сп,оп}^\infty$ — то же, в опорном пласте

$\Delta U_{сп,мах}$ — максимальное значение $\Delta U_{сп}$ в чистом неглинистом коллекторе, мВ

$v_{сп}$ — поправка за мощность пласта и электрическое сопротивление пласта, глинистого раствора и вмещающих пород, мВ

$\Omega_{сп}$ — площадь аномалии потенциалов собственной поляризации, мВ · м

A_v — вызванная электрохимическая активность пород

$A_{v,1}$ — то же, отнесенная к сопротивлению ρ_v , (Ом · м)⁻¹

$U_{вп}$ — потенциал вызванной поляризации, мВ

$U_{вп}^\infty$ — то же, в пласте неограниченной мощности, мВ

U_p — потенциал поляризующего поля, мВ

$A_{v,эф} = U_{вп}/U_p$ — эффективная вызванная электрохимическая активность

$v_{вп}$ — поправка за мощность поляризующего пласта

$\mu_{вп}$ — поправка за толщину слоя поляризации

Радиоактивные методы

α_γ — относительный разностный параметр — функция глинистости

$k_{\gamma,д}$, $k_{\gamma,п}$, $k_{\gamma,вм}$,

$k_{\gamma,эт}$, $k_{\gamma,ц}$, $k_{\gamma,к}$,

$k_{\gamma,гл}$, $k_{\gamma,а-п}$ — объемные гамма-активности глинистого раствора, изучаемой и вмещающих пород, эталона, цемента, колонны, глинистой и алевроитово-псамитовой фракций нкг × экв. Ра/м³

$q_{\gamma,д}$, $q_{\gamma,п}$, $q_{\gamma,вм}$,

$q_{\gamma,эт}$, $q_{\gamma,ц}$, $q_{\gamma,к}$,

$q_{\gamma,гл}$, $q_{\gamma,а-п}$ — то же, массовые гамма-активности, пкг·экв.Ра/кг

q_γ — то же, в общем случае

I_γ — интенсивность естественного гамма-излучения, имп/с (имп/мин), мкР/ч

$I_{\gamma,п}$, $I_{\gamma,вм}$ — то же, в изучаемой и во вмещающих породах, имп/с (имп/мин), мкР/ч

ΔI_γ — амплитуда аномалии на кривой I_γ , имп/с (имп/мин), мкР/ч

ΔI_γ^∞ — то же, при отсутствии влияния вмещающих пород, имп/с (имп/мин), мкР/ч

p_γ — поправка за поглощение гамма-излучения в скважине

$v_\gamma = \Delta I_\gamma / \Delta I_\gamma^\infty$ — поправка за мощность пласта и произведение $v_p \tau_\gamma$

v_p — скорость регистрации кривых радиометрии скважин, м/ч
 τ_y — постоянная времени интегрирующей ячейки, с
 $I_{\gamma\gamma}$ — интенсивность рассеянного гамма-излучения, имп/с (имп/мин)
 $I_{\gamma\gamma,п}, I_{\gamma\gamma,ф}$ — то же, в плотностном и фото-(селективном) вариантах, имп/с (имп/мин)
 $I_{\gamma\gamma,оп}$ — интенсивность гамма-гамма-излучения в опорной породе, имп/с (имп/мин)
 $\Delta J_{\gamma\gamma}$ — разностный относительный параметр по гамма-гамма-излучению
 $I_{\gamma,и}$ — интенсивность гамма-излучения изотопов, имп/с (имп/мин)
 $A_{н,п}$ — нейтронная поглощающая активность породы, m^{-1}
 $A_{н,п,ск}, A_{н,п,гл}$
 $A_{н,п,в}, A_{н,п,у}$ — то же, скелетной и глинистой частей породш, воды и углеводородов, m^{-1}
 I_n — интенсивность счета нейтронов в общем случае, имп/с (имп/мин)
 $I_{н,н}, I_{н,т}$ — то же, нейтронов надтепловой и тепловой энергий, имп/с (имп/мин)
 $I_{н,оп}$ — интенсивность счета нейтронов в опорной среде, имп/с
 I_n^{τ} — интенсивность счета нейтронов при задержке времени τ , имп/с (имп/мин)
 $I_{n\gamma}$ — интенсивность нейтронного гамма-излучения (преимущественно излучения радиационного захвата), имп/с (имп/мин)
 $\Gamma_{n\gamma,оп}, I_{n\gamma,оп}$ — то же, в опорных средах (пластах), имп/с (имп/мин)
 $J_n = I_n/I_{н,оп}$ — относительный параметр
 $\Delta J_{n\gamma} = (I_{n\gamma} - \Gamma_{n\gamma,оп}) / I_{n\gamma,оп} - \Gamma_{n\gamma,оп}$ — относительный разностный параметр
 $L_n, L_{н,\gamma}$ — размеры нейтронного и нейтронного гамма-зондов, м
 $\eta_d, \eta_{гк}, \eta_c$ — поправки за диаметр скважины, эксцентричное положение прибора и минерализацию глинистого раствора
 $T_{1/2}$ — период полураспада радиоактивного изотопа, с, мин, ч, сут, годы
 $I_{\gamma,a}$ — интенсивность гамма-излучения активации, имп/с (имп/мин)
 $I_{\gamma,a}^0, I_{\gamma,a}^{\infty}$ — то же, в начальный момент времени и в состоянии радиоактивного равновесия, имп/с (имп/мин)

Термические методы
 a, a_p, a_n — температуропроводность в общем случае, глинистого раствора и породы, m^2/c
 $a_{эф}$ — эффективная температуропроводность, m^2/c
 c — теплоемкость (массовая), Дж/(кг·°C)
 $c_v = c_d$ — теплоемкость объемная, Дж/(m^3 ·°C)
 ξ, ξ_n — удельное тепловое сопротивление в общем случае и изучаемой породы, $(m \cdot ^\circ C)/Вт$
 ε_t — коэффициент Джоуля — Томсона, °C/МПа

$$\frac{m \cdot ^\circ C}{m} \left(\frac{^\circ C}{m} \cdot 10^{-2} \right)$$
 Γ — геотермический градиент,
 Γ_ϕ — то же, фиктивное значение градиента при неустановившемся тепловом режиме скважины,

$$\frac{m \cdot ^\circ C}{m} \left(\frac{^\circ C}{m} \cdot 10^{-2} \right)$$
 q_t — плотность теплового потока, Вт/ m^2
 τ_c — время остывания или нагревания скважины, с(ч)

Ультразвуковой и другие механические методы
 $A_{уз}$ — амплитуда вступления ультразвукового сигнала, мВ (усл. ед.)
 α_n — коэффициент поглощения упругих волн, дБ/м
 $\alpha_{п,п}, \alpha_{п,вм}, \alpha_{п,р}$ — то же, в изучаемой, во вмещающих породах и в глинистом растворе, дБ/м

v_p — скорость распространения продольных волн, м/с

$\Delta\tau$ — интервальное время в общем случае, мкс/м

$\Delta\tau_{п}, \Delta\tau_{вм}, \Delta\tau_{р}$ — то же. в изучаемой, вмещающих породах и в глинистом растворе, мкс/м

$\Delta\tau_{ск}, \Delta\tau_{тв}, \Delta\tau_{гл},$

$\Delta\tau_{з}, \Delta\tau_{г}, \Delta\tau_{н}, \Delta\tau_{в}$ — интервальное время в скелете, твердой части породы, глинистых частицах, в среде, заполняющей поровое пространство, в газе, нефти и воде, мкс/м

$\tau_{пр}$ — продолжительность проходки, (с/м) · 10² (мин/м)

$k_{кр}$ — коэффициент сопротивления породы разрушению долотом, МПа

Плотностные характеристики

$\delta_{п}$ — плотность породы, кг/м³ (г/см³)

$\delta_{тв}, \delta_{ж}, \delta_{г}$ — то же, твердой, жидкой и газовой составляющих породы, кг/м³

$\delta_{ск}, \delta_{гл}, \delta_{н},$

$\delta_{в}, \delta_{г}$ — плотность скелетной составляющей твердой фазы, глины, нефти, воды и газа, кг/м³

$\delta_{н,пл}$ — плотность нефти в пластовых условиях, кг/м³

$\delta_{г}^B$ — плотность относительная газа по воздуху

Физико-химические характеристики

C_n — относительная концентрация n-го компонента газовой смеси

$\Gamma_{сум}$ — суммарное газопоказание, %

$\Gamma_{пр}, \Gamma_{пр,ср}$ — приведенное и среднее приведенное (в пределах аномалии) газопоказание, м³/м³

$q_{г,п}$ — объемное содержание газа в породе, м³/м³

E_g — коэффициент разбавления

$D_{хл}, D_{пэф}$ — оптические плотности экстрактов битумов, приготовленных на хлороформе и петролейном эфире

Коллекторские свойства и нефтегазонасыщение

пород

$k_{п,о}$ — коэффициент общей пористости, м³/м³, %

$k_{п,р}$ — коэффициент реальной пористости, м³/м³, %

$k_{п,эф}, k_{п,д}$ — то же, эффективной и динамической пористости, м³/м³, %

$k_{п,тр}, k_{п,тр=кав},$

$k_{п,бл}$ — коэффициенты трещинной, трещинно-каверновой и блоковой пористости, м³/м³, %

$k_{п,р}, k_{п,н}, k_{п,γγ}, k_{п,\Delta\tau}$ — коэффициенты пористости, определенные методами сопротивлений, нейтронным, гамма-гамма-методом и ультразвуковым, м³/м³, %

$k_{п,ф} = k_{п,р} + k_{гл}(\rho_v/\rho_{гл})$ — фиктивное значение коэффициента пористости глинистого коллектора по данным метода сопротивления, м³/м³, %

k_v — коэффициент водонасыщения порового пространства, м³/м³, %

$k_{в,подв}$ — то же, по подвижной воде, м³/м³, %

$k_{в,св}$ — то же, по связанной воде, м³/м³, %

$k_{в,ост}$ — то же, по остаточной воде, м³/м³, %

$k_{в,зп}, k_{в,пп}$ — коэффициенты водонасыщения в зоне проникновения фильтрата глинистого раствора и в промытой породе, м³/м³, %

$\omega_{п} = k_v k_{п}$ — объемная влажность породы, м³/м³, %

$\omega_{пп} = k_{в,пп} k_{п}$ — то же, в промытой зоне, м³/м³, %

$\omega_{кр}$ — объемное содержание кристаллизационной воды, м³/м³, %

$\omega_{гл}$ — объемное содержание гигроскопической и кристаллизационной воды в глинах, м³/м³, %

$V_{гл}$ — коэффициент набухания глинистых частиц

$C_{гл}$ — массовая (весовая) глинистость, м³/м³, %

$k_{гл}$ — коэффициент глинистости (объемная глинистость), м³/м³,

$k_{г,с}$ — то же, в сухом состоянии, $м^3/м^3$, %

$\eta_{гл} = \frac{k_{гл}}{k_{гл} + k_{н,р}}$ — относительная глинистость

$\chi_{гл}$ — содержание глинистых прослоев в единице мощности коллектора (породы)

$\chi_{п}$ — то же, песчаных прослоев

T_k — извилистость норových каналов

T_g — гидравлическая извилистость (извилистость гидравлически связанных каналов)

T_e — электрическая извилистость — извилистость токопроводящих путей

$k_{пр}$ — коэффициент физической проницаемости, $фм^2$

$K_{пр,в}, K_{пр,н}, K_{пр,г}$ — коэффициенты относительных проницаемостей по воде, нефти и газу, %

k_n — коэффициент насыщения (насыщения норového пространства непроницающей средой), $м^3/м^3$, %

$k_{н,пп}$ — то же, для промытой породы, $м^3/м^3$, %

$k_{н,извл}$ — то же, для извлекаемой нефти, $м^3/м^3$, %

$k_{н,св}$ — то же, для гидрофобно-связанной нефти, $м^3/м^3$, %

$k_{н,ср}$ — среднее значение коэффициента насыщения, $м^3/м^3$, %

k_g — коэффициент газонасыщения — доля объема норového пространства, заполненного газом, $м^3/м^3$, %

$\chi_n = k_{п}k_n$ — объемный коэффициент нефтенасыщения породы, $м^3/м^3$, %

$\chi_{н,извл} = \beta_v k_{п}k_n$ — объемный коэффициент извлекаемой нефти из породы, $м^3/м^3$, %

$\beta_v k_o k_{но}$ — коэффициенты вытеснения нефти, охвата и нефтеотдачи, $м^3/м^3$, %

q_n — удельное массовое нефтесодержание коллектора по площади залежи, $кг/м^2$ ($т/м^2$)

v_g — удельное объемное газосодержание коллектора по площади залежи, $м^3/м^2$, м

$p_{пл}$ — (нормальное) пластовое давление, МПа

p_p — гидростатическое давление глинистого раствора на уровне залегания изучаемого коллектора, МПа

$p_{гс}$ — геостатическое давление, МПа

$p_{гдс}$ — гидростатическое давление, МПа

$p_{эф}$ — эффективное напряжение, МПа

Δp_a — превышение аномального пластового давления над гидростатическим, МПа

$\mu_n, \mu_v, \mu_g, \mu_z$ — динамические вязкости нефти, воды, газа и заполнителя порového пространства, $Н \cdot с/м^2$, Па·с

S_a — удельная адсорбционная поверхность, $м^{-1}$

$S_{гр}$ — удельная поверхность по данным гранулометрического анализа, $м^{-1}$

S_f — удельная поверхность каналов, по которым фильтруются жидкости и газы, $м^{-1}$

$\Delta_{св}$ — средняя толщина пленки связанной воды, мкм

$\Delta_{ост}$ — то же, остаточной воды, мкм

Геометрические характеристики скважины и пласта

$d_z, d_{п}$ — диаметры зонда и скважинного прибора, мм, м

d_d — диаметр долота, которым бурилась скважина, мм, м

d_c — диаметр скважины, мм, м

D — диаметр зоны проникновения фильтрата глинистого раствора по данным электрического зондирования, мм, м

$D_{зп}$ — то же, действительное значение, мм, м

$h_{п}$ — мощность пласта, м

$\sum h_{п}$ — суммарная мощность пластов (пропластков), м

h_t — мощность пласта по данным метода сопротивлений, м

$h_{эф}$ — эффективная мощность продуктивного коллектора, м

$\sum h_{эф}$ — то же, пачки продуктивных коллекторов, м

$h_{пл}$, $\sum h_{пл}$ — мощность и суммарная мощность плотных прослоев, м

$h_{гл}$, $\sum h_{гл}$ — то же, глинистых прослоев, м

h_v — мощность наклонно залегающего пласта по вертикали, м

$h_{в,ф}$ — то же, в направлении искривления скважины, м

$h_{ф}$ — фиктивное значение мощности пласта (ширина аномалии геофизического параметра на половине ее амплитуды), м

$h_{пер}$ — мощность переходной зоны в продуктивном коллекторе, м

h_d — мощность пласта, выраженная в диаметре скважины

$h_{гк}$ — толщина глинистой корки, мм

α — угол падения пласта, градус, мин, с

β — угол встречи пласта скважиной, градус, мин, с

σ — угол искривления скважины, градус, мин, с

φ — азимут искривления скважины, градус, мин

θ — азимут падения пласта, градус, мин

Примечание. В скобках указаны nereкомендуемые единицы, однако широко используемые в практике.

В учебнике нет задач и примеров их решения. С ними можно познакомиться в практическом руководстве М. Г. Латышевой [8], а также в работах [2,43,44]. При подготовке рукописи к изданию автору оказал большую помощь коллектив сотрудников кафедры промысловой геофизики Московского ордена Трудового Красного Знамени института нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина. Автор приносит всему коллективу глубокую признательность.

Автор сердечно благодарит коллектив кафедры Геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых Тюменского индустриального института имени Ленинского комсомола за труд по рецензированию рукописи и ценные замечания, позволившие откорректировать некоторые разделы рукописи.

Пожелания читателей просьба направлять в адрес кафедры промысловой геофизики МИНХ и ГП (Москва, 117296, Ленинский проспект, 65) и в адрес Издательства «Недра» (Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19).

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ ИНДИВИДУАЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Глава I. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ, ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ТОКА

§ 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН, ОСНОВАННЫЕ НА ИЗУЧЕНИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ [ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ] ГОРНЫХ ПОРОД

При изучении геологических разрезов скважин современная геофизическая служба располагает большим числом различных методов определения электрического удельного сопротивления горных пород (В дальнейшем для сокращения письма термин «электрический» опускаем.), основанных на особенностях распространения электрического поля в изучаемой среде в зависимости от условий возбуждения поля и способов определения характера его распространения [2,5,13,14,21].

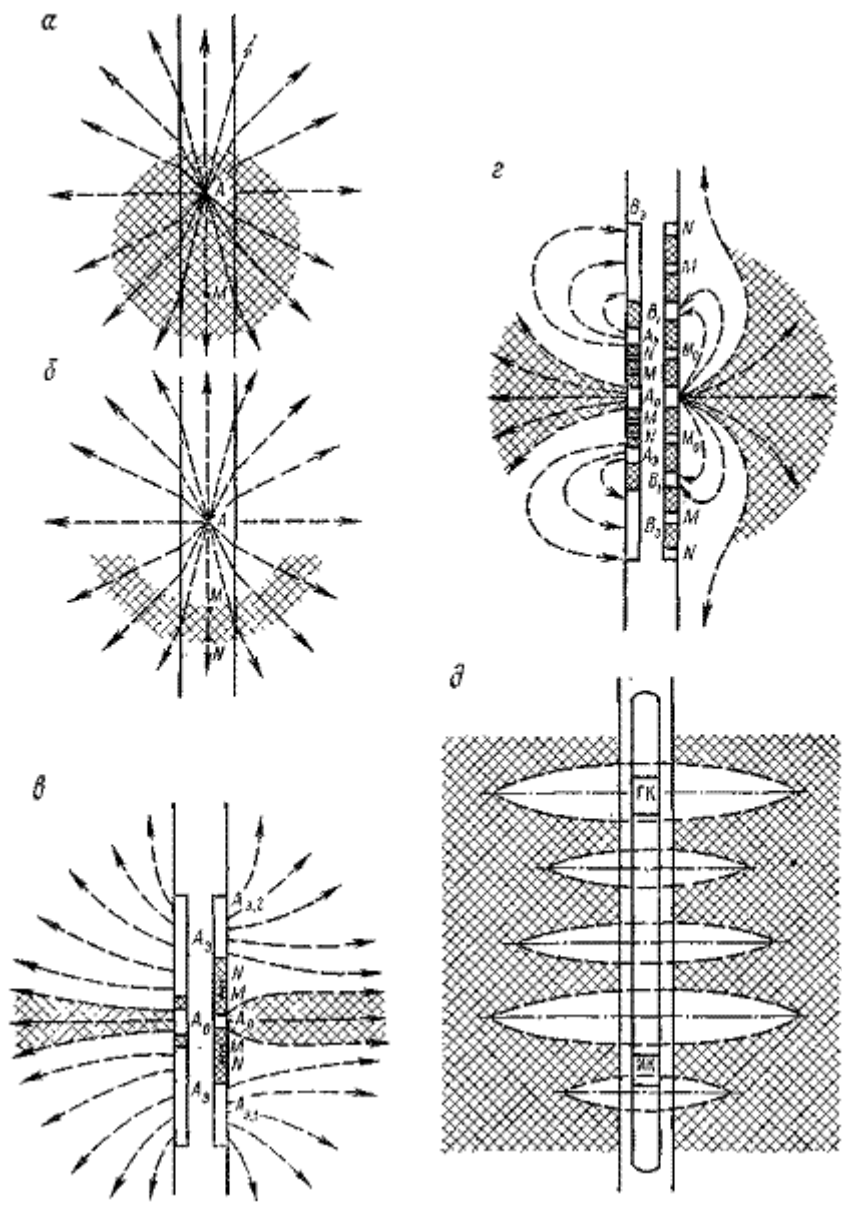
Из большого числа разнообразных зондовых устройств для изучения электрических удельных сопротивлений ρ_n пород, $\rho_{зп}$ ($\rho_{пп}$) зоны проникновения фильтрата глинистого раствора в практике исследования скважин наиболее часто применяют:

- а) потенциал- и градиент-зонды прямого и взаимного питания;
- б) микропотенциал- и микроградиент-зонды;
- в) экранированные (фокусированные) зонды в трех-, семи-, восьми- и девятиэлектродных вариантах;
- г) микроэкранированные (микрофокусированные) зонды в двух-, четырех- и пятиэлектродных вариантах;
- д) индукционные зонды с различным числом генераторных, приемных и фокусирующих катушек.

Реже используют зонды токового метода с фокусировкой или без фокусировки тока питания.

На рис. 1 изображены схемы зондов, показаны характер распространения токового и потенциального полей, область исследования, электрическое удельное сопротивление которой определяет основную долю (до 70 % и более) измеряемого кажущегося и эффективного электрического удельного сопротивления.

Особенности характера распространения тока в зондах различных конструкций (радиально-сферический — у градиент- и потенциал-зондов, радиально-плоский — у экранированных зондов и концентрический — у индукционных зондов), различная глубина исследования этими зондами, обусловленная их размерами, обеспечивают высокую эффективность методов сопротивления в различных геоэлектрических условиях и позволяют определять электрическое удельное сопротивление горных пород в большинстве случаев с высокой степенью точности.



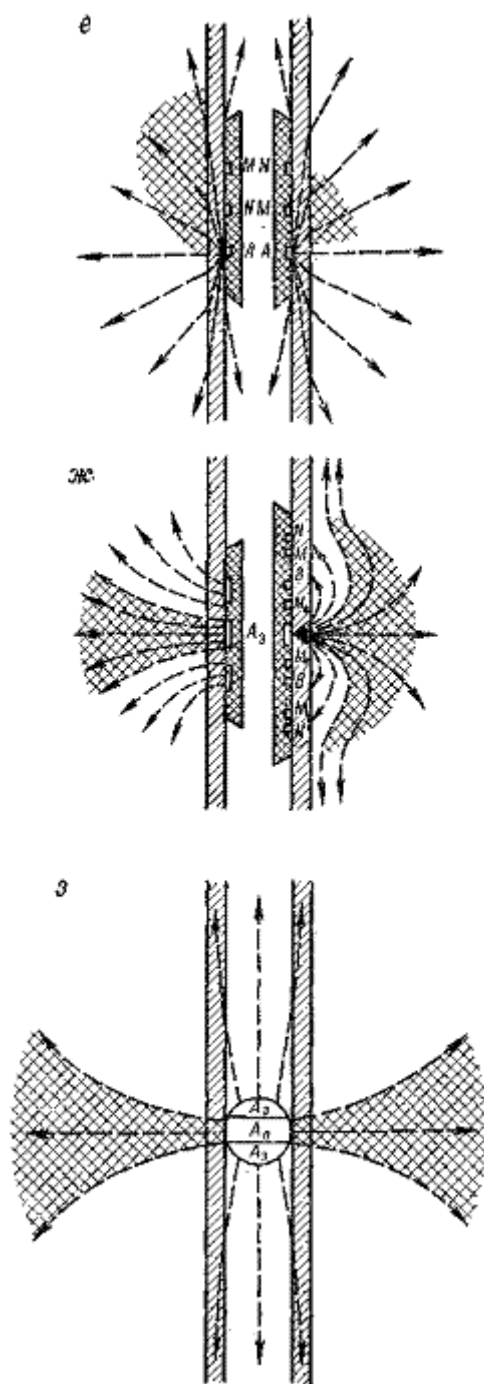


Рис. 1. Схемы основных зондов, используемых при электрометрии скважин методом сопротивлений а — потенциал-зонд; б — градиент-зонд; в — трехэлектродные и семи-электродные экранированные зонды; г — девятиэлектродные (псевдо - и сферический) зонды; д — индукционный зонд; е — микропотенциал- и микроградиент-зонды; ж — микроэкранированные — двухэлектродный и пятиэлектродный (сферический) зонды; з — разностный (сферический) зонд; 1 — линии тока, 2 — область исследований, 3 — глинистая корка

§ 2. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ УДЕЛЬНОМ СОПРОТИВЛЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Электрическое удельное сопротивление — свойство горных пород, на изучении которого основаны способы документации геологических разрезов скважин методами кажущегося и

эффективного сопротивлений, сопротивления заземления, регистрации тока и индукции. Его величина определяется электрическими удельными сопротивлениями и объемными содержаниями минералов, составляющих породу, и ее структурой [2,7].

Электропроводность минералов, составляющих твердую фазу горных пород, различается по природе и величине. По характеру электропроводности минералы относятся к группам проводников, полупроводников и диэлектриков. Преобладающее большинство породообразующих минералов — полупроводники и диэлектрики с электронной и ионной электропроводностями. Электронная электропроводность преобладает у минералов-полупроводников (сульфиды и их аналоги, некоторые окислы и др.), ионная электропроводность — у минералов-диэлектриков. Роль ионной электропроводности значительно возрастает у легко гидролизующихся минералов класса глин, где наряду с типичной ионной электропроводностью наблюдается и электронная. Роль ионной электропроводности существенна у глинистых растворов.

Ионную электропроводность имеют водные растворы солей, насыщающие поровое пространство горных пород, удельное, сопротивление котопых

$$\rho = \frac{10}{\sum_i (c_a l_a, i f_{ca, i} + c_k l_k, i f_{ck, i})},$$

(1)

где c_a и c_k — концентрации анионов и катионов в растворе; l_a и l_k — их подвижности; f_{ca} и f_{ck} — коэффициенты электропроводности [2].

По величине удельного сопротивления минералы разделяются на следующие классы:

- 1) сверхнизкого удельного сопротивления (ниже 10^{-6} Ом · м) — самородные металлы — золото, платина, серебро и другие и природные твердые растворы металлов;
- 2) очень низкого сопротивления (от 10^{-6} до 10^{-2} Ом · м) — борнит, графит, кобальтин, ковелин, никелин, пирит, пирротин, халькопирит, халькозин и др.;
- 3) низкого сопротивления (от 10^{-2} до 10^2 Ом · м) — браунит, магнетит, ильменит, марказит и др.;
- 4) среднего сопротивления (от 10^2 до 10^6 Ом · м) — боксит, галлуазит, гематит, железная слюдка, монтмориллонит, серпентин, хромит и др.;
- 5) высокого сопротивления (от 10^6 до 10^{10} Ом · м) — ангидрит, киноварь, монацит, шеелит и др.;
- 6) очень высокого сопротивления (от 10^{10} до 10^{14} Ом · м) — кальцит, кварц, полевые шпаты, сера, флюорит и др.;
- 7) сверхвысокого сопротивления (свыше 10^{14} Ом · м) — галит, сильвин, слюды, нефть.

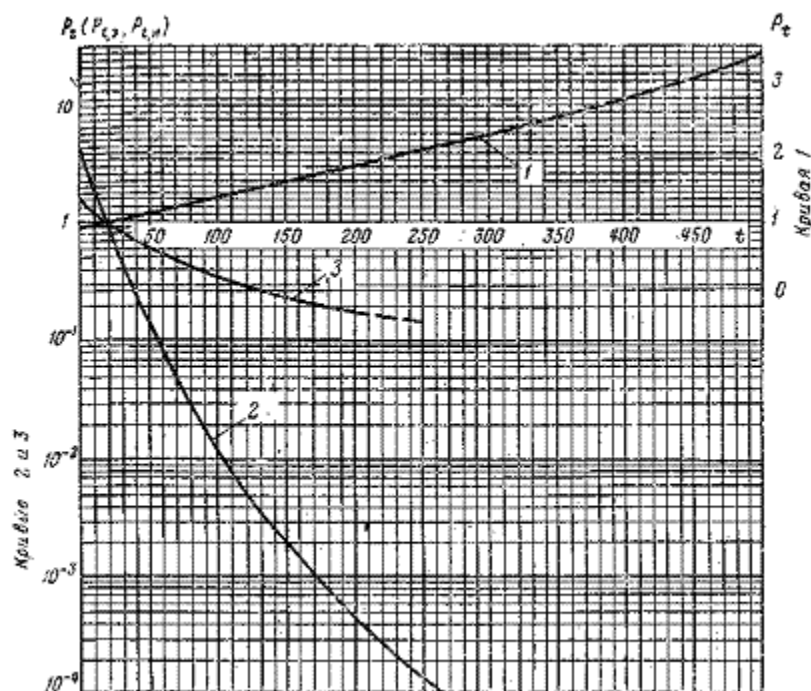


Рис. 2. Зависимость параметра P_t от температуры t .

1 — $P_{t,э} = f(t)$ для электронных проводников (металлов); 2 — $P_{t,э} = f(t)$ для электронных полупроводников; 3 — $P_{тн} = f_t$ для ионных проводников (раствор NaCl)

В приведенной классификации указана наиболее вероятная принадлежность минералов к тому или иному классу. Однако в зависимости от кристаллической структуры минерала и примесей его удельное сопротивление может оказаться соответствующим соседнему классу.

Удельное сопротивление минералов и горных пород зависит от температуры t и частоты f тока, с которым измеряется сопротивление. При температуре t

$$\rho_t = P_t \rho_0, \quad (2)$$

где ρ_0 — удельное сопротивление проводника при температуре t_0 ; P_t — параметр температуры, определяемый характером электропроводности.

Для электронных проводников

$$P_{t,э} = 1 + a(t - t_0) + b(t - t_0)^2, \quad (3)$$

где a и b — постоянные.

Зависимость $P_{t,э}$ от температуры t приведена на рис. 2 (кривая 1). при $t < 100^\circ\text{C}$ эта зависимость близка к линейной.

Для минералов — электронных полупроводников

$$P_{t,э} = e^{-\frac{\Delta E}{2kT_0} \left(\frac{t}{T_0 + t} \right)}, \quad (4)$$

Здесь ΔE — ширина запрещенного участка между энергетическими зонами, эВ; k — постоянная Больцмана, $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/°C; T_0 — абсолютная температура нуля стоградусной шкалы.

Параметр $P_{t,э}$, а следовательно, и удельное сопротивление минералов-полупроводников резко убывает с увеличением температуры (кривая 2 на рис. 2). Уменьшение удельного сопротивления с температурой также характерно для минералов и растворов с ионной электропроводностью, для которых

$$\rho_t = \frac{\rho_0}{1 + \alpha_t(t - t_0) + \beta_t(t - t_0)^2} = P_{t,и} \rho_0,$$

(5)

где α_t, β_t — температурные коэффициенты электропроводности.

Зависимость $P_{t,u} = f(t)$ приведена на рис. 2 (кривая 3).

Зависимость удельного сопротивления минералов от частоты тока, с которым определяется ρ , оценивается параметром частоты $P_f = \rho_0/\rho_f$, где ρ_f и ρ_0 — удельные сопротивления минерала (породы) при заданной и нулевой частотах. Параметр P_f изучен недостаточно. При частотах, обычно используемых при измерениях удельного сопротивления в скважинах, $P_f \approx 1$

Удельное сопротивление горных пород, имеющих различный минеральный состав и структуру, изменяется от тысячных долей Омметра до многих десятков, сотен тысяч и даже миллионов омметров [2,7,44,50].

Для горных пород характерна смешанная электропроводность с преобладанием ионной в осадочных породах и электронной в магматических, находящихся на больших глубинах. Поэтому зависимость удельного сопротивления осадочных пород от температуры определяется равенством (5) с тем различием, что в случае тонкодисперсных пород значение P_t может быть несколько меньшим.

Большинство горных пород по электрическому удельному сопротивлению может быть сведено к следующим двухкомпонентным системам: 1) порода состоит из породообразующих минералов высокого удельного сопротивления и проводящих рудных включений; 2) порода представлена породообразующими минералами высокого удельного сопротивления и проводящим заполнителем порового пространства.

В первом случае удельное сопротивление породы

$$\rho_{п} = \Pi_{м} P_{f} \rho_{пм},$$

(6)

где $\rho_{пм}$ — удельное сопротивление породообразующих минералов высокого сопротивления; $\Pi_{м} = f(k_{м}, \rho_{м})$ — параметр проводимости (рис. 3), обусловленный включением минералов низкого сопротивления.

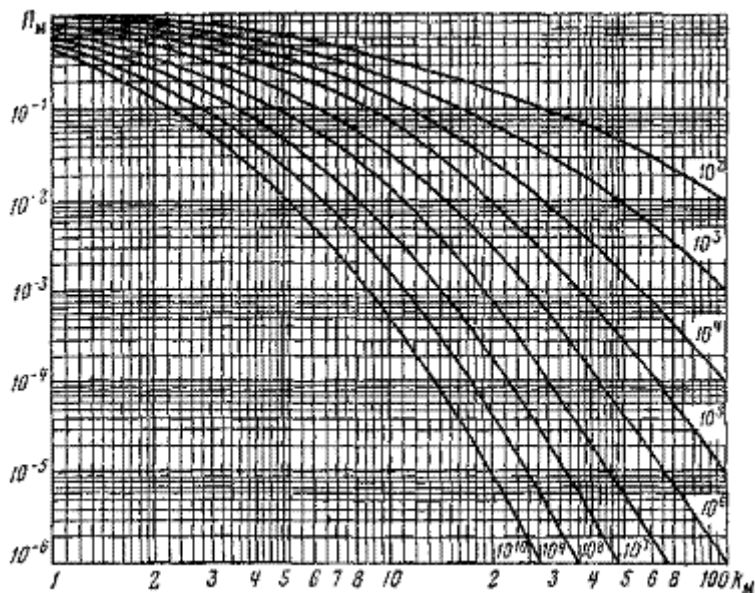


Рис. 3. Зависимость параметра $\Pi_{м}$ от содержания $k_{м}$ проводящих минералов в породе.

Шифр кривых — $\rho_{пм}/\rho_{м}$

Во втором случае

$$\rho_{п} = P_{п} P_{н} P_{t} \Pi_{п} \rho_{пн}.$$

(7)

Параметры $P_{п}, P_{н}, P_{t}$ и $\Pi_{п}$ зависят друг от друга, однако эти связи обычно несущественны и в большинстве случаев ими пренебрегают.

Параметр пористости $P_{п} = f(k_{п})$ и параметр насыщения $P_{н} = f(k_{н})$ изучены

теоретически и экспериментально [2,4,7,10,12—14,44,45,47].

Согласно автору, для неглинистых пород при $k_{п} = k_{п,р}$ зависимость

$$P_{п} = \frac{\rho_{вп}}{\rho_{в}} = \frac{1}{k_{п}^{m_0 - (m_0 - 1)k_{п}}}, \quad (8)$$

графически представлена на рис. 4 [3,44]. Структурный показатель m_0 изменяется от 1,3 до 2,5 и реже достигает больших величин. Чем больше сцементирована порода, тем выше значения m_0 . При заполнении части порового пространства проводящими глинистыми частицами коэффициент $k_{п}$ в формуле (8) может быть заменен фиктивным значением $[k_{п,ф} = k_{п,р} + k_{гл}(\rho_{в}/\rho_{гл})]$

Для среднего диапазона изменения $k_{п}$ зависимость (8) приводится к хорошо известному равенству

$$P_{п} = a_{п} k_{п}^m, \quad (9)$$

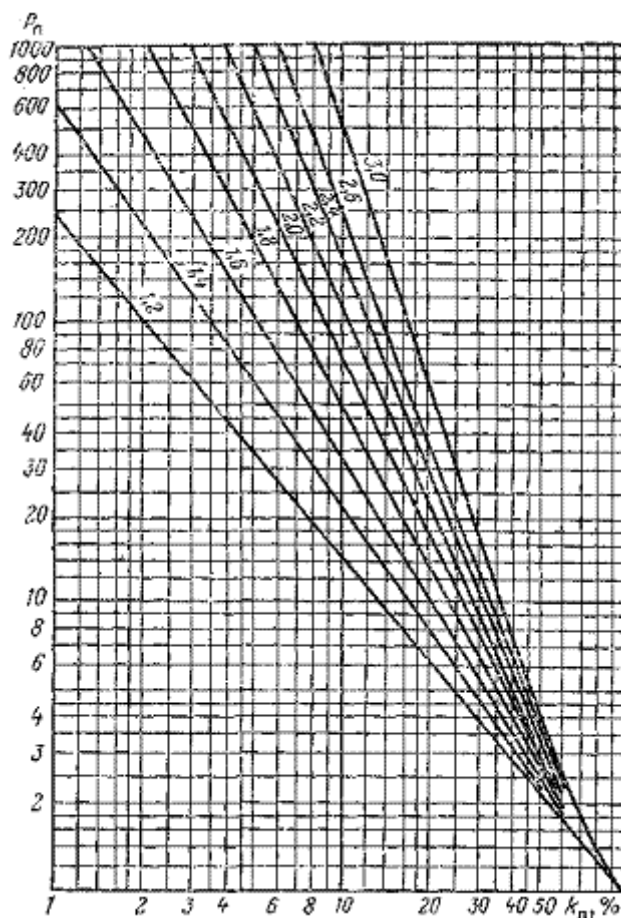


Рис. 4. Зависимость параметра $P_{п}$ от коэффициента пористости $k_{п}$ для различных значений структурного показателя m_0 (шифр кривых)

где $a_{п}$ — коэффициент, обычно изменяющийся от 0,4 до 1,6 (число 1,6 характерно для глинистых коллекторов); m — среднее значение тангенса угла наклона кривой $\lg P_{п} = f(\lg k_{п})$ в указанном интервале изменения $k_{п}$.

Зависимости (8) и (9) позволяют по данным $\rho_{вп}$, $\rho_{в}$ и m_0 определить коэффициент пористости $k_{п}$ (см. § 91).

Увеличение параметра пористости $P_{п}$ с возрастанием неоднородности и степени цементации породы объясняется увеличением длины токопроводящих путей, количественно оцениваемой электрической извилистостью T_3 — отношением средней статистической длины l_3 токопроводящих путей в образце породы к его длине l .

Согласно теории электропроводности горных пород [2,3,7,44],

$$P_{нн} = \frac{\rho_{нн}}{\rho_{н\eta}} = \frac{1}{k_n^{m_0} - (n_0 - 1) k_n}.$$
(10)

Для среднего диапазона изменения коэффициента пористости

$$T_s = \sqrt[3]{\overline{P_n k_n}} = k_n^{\frac{(1-m_0)(1-k_n)}{2}}.$$
(11)

Структурный показатель

$$T_s = \sqrt[3]{\overline{P_n k_n}} = \left(\frac{a_n}{k_n^{m-1}} \right)^{1/2}.$$
(12)

Формула (12) раскрывает физическую сущность структурного показателя, величина которого при $k_n < 30\%$ в основном определяется извилистостью T_s .

Параметр насыщения

$$m_0 = 1 + \frac{2 \lg T_s}{(1 - k_n)(2 - \lg 100 k_n)}.$$
(13)

При $k_n < 0,4 \div 0,5$

$$P_n = \frac{a_n}{k_n^m},$$
(14)

где a_n — постоянная, близкая к единице.

Показатель смачиваемости n_0 (n) обычно изменяется от 1,8 до 3,5. Чем более гидрофобен коллектор, тем выше n_0 (рис. 5).

Для газо- и нефтенасыщенной породы коэффициент k_v водонасыщения порового пространства связан с коэффициентами нефтенасыщения k_n и газонасыщения k_r (при атмосферном давлении) соотношениями $k_v = 1 - k_n$ (нефтеносная порода) и $k_v = 1 - k_r$ (газонасная порода). Поэтому по величине параметра P_n , зная вид зависимости $P_n = f(k_v [(k_n), (k_r)])$, можно определить k_n и k_r (см. § 105).

Поверхностная проводимость Π_n убывает с увеличением относительной глинистости $\eta_{гл}$ и отношения удельного сопротивления ρ_v вод к удельному сопротивлению $\rho_{гл}$ глин (рис. 6).

Характерной особенностью большинства горных пород является электрическая анизотропия, количественно оцениваемая коэффициентом анизотропии

$$\lambda = \rho_n / \rho_t > 1,$$
(15)

где ρ_n и ρ_t — удельные сопротивления породы, измеренные перпендикулярно к напластованию и вдоль напластования.

Обычно $\lambda < 2$; в редких случаях λ превосходит эту величину.

Для двухкомпонентной слоистой среды, состоящей из слоев суммарной мощности h_a удельного сопротивления ρ_a и прослоев суммарной мощности h_b удельного сопротивления ρ_b ,

$$\lambda = \sqrt{1 + \frac{h_a h_b}{(h_a + h_b)^2} \frac{(\rho_a - \rho_b)^2}{\rho_a \rho_b}}.$$
(16)

Удельное сопротивление анизотропных пород является тензорной величиной. Из характерных значений тензора сопротивлений наибольшее практическое значение имеет удельное сопротивление ρ_t по напластованию.

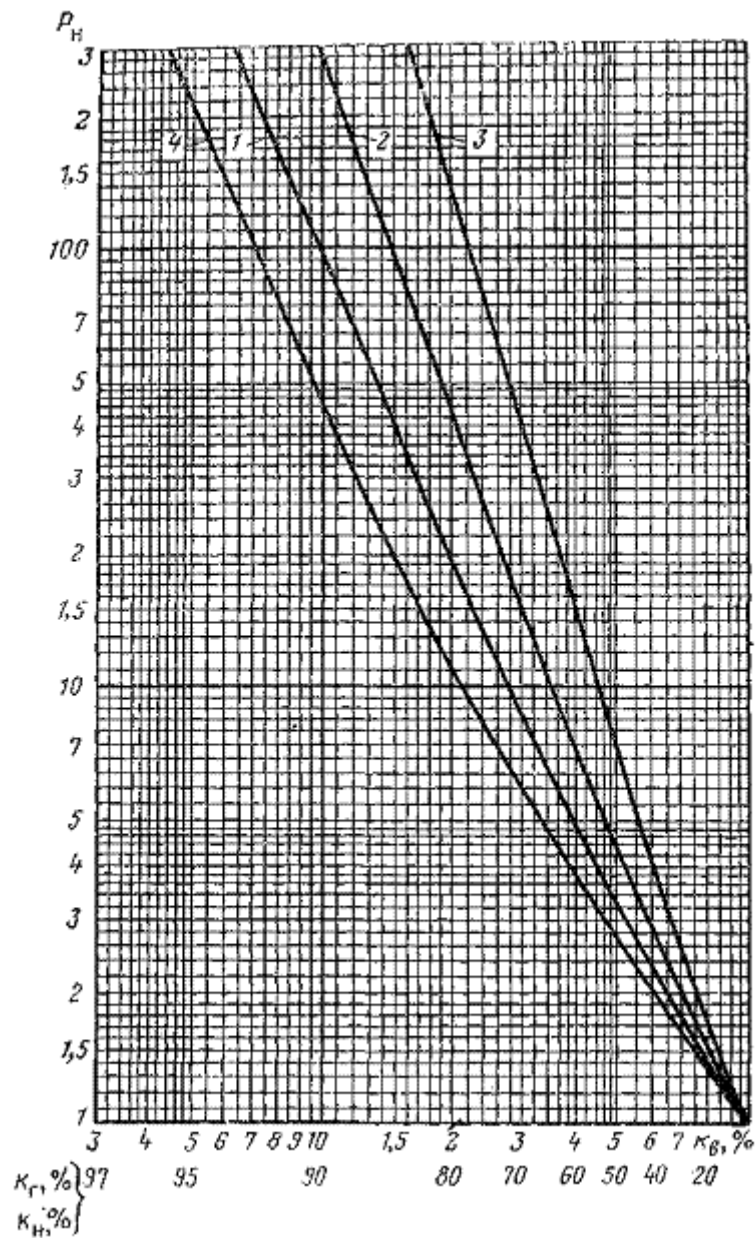


Рис. 5. Зависимость параметра P_n от коэффициента k_n (k_b , k_r) нефтенасыщения (водонасыщения, газонасыщения) породы.
 Песчано-глинистые породы: 1 — гидрофильные, 2 — слабогидрофобные, 3 — гидрофобные, 4 — карбонатные породы

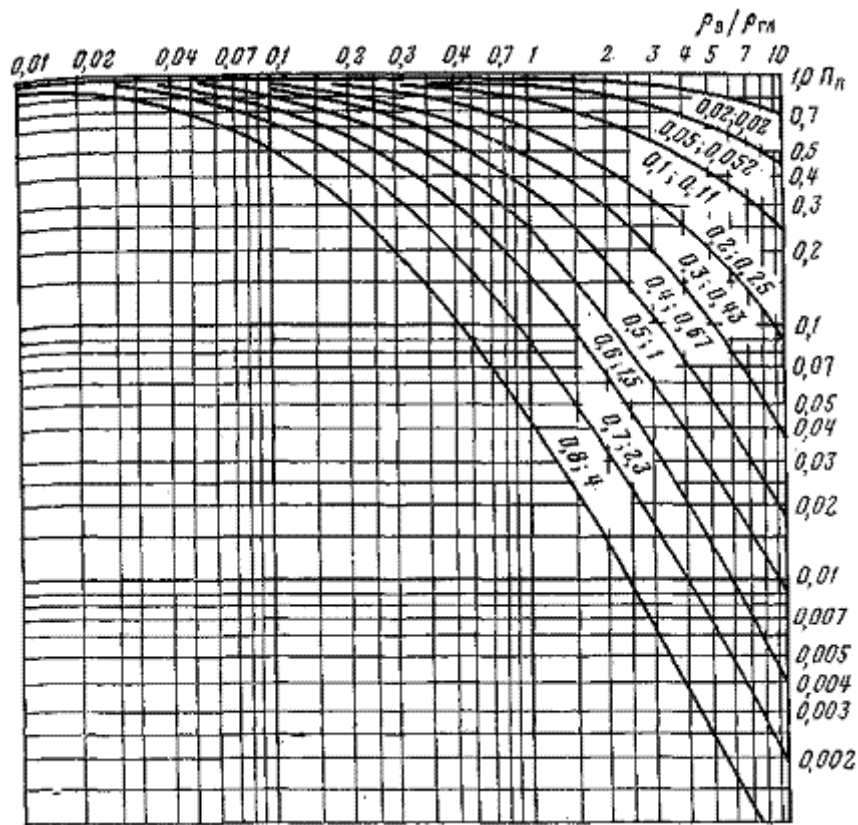


Рис. 6. Зависимость поверхностной проводимости Π_n от отношения $\rho_b/\rho_{гг}$. Шифр кривых — $\eta_{гг}; k_{гг}/k_n$

§ 3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДИАГРАММ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

Среда, в которой измеряется сопротивление горных пород, неоднородна. Поэтому регистрируемое в скважине кажущееся удельное сопротивление горных пород

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (17)$$

вычисляемое по разности потенциалов ΔU между измерительными электродами потенциал- и градиент-зондов, силе тока I , питающего зонд, и известному значению коэффициента K зонда в общем случае не равно истинному удельному сопротивлению исследуемой среды.

Кажущееся сопротивление зависит от удельных сопротивлений и мощностей пород (залегających в пространстве, окружающем зонд, со средним радиусом, определяемым размером зонда), сопротивлений $\rho_p, \rho_{зп}$, диаметров d_c и $D_{зп}$, от взаимного расположения электродов зонда и расстояний между ними. Перечисленные факторы определяют конфигурацию кривых ρ_k .

Для идеальных зондов после подстановки соответствующих значений K формула (17) преобразуется к двум следующим:

а) для потенциал-зонда

$$\rho_k = 4\pi AM \frac{U_M}{I} = 4\pi L_n \frac{U_M}{I}, \quad (18)$$

где U_M — потенциал электрода M ; AM — расстояние между электродами A и M ;

б) для однополюсного градиент-зонда

$$\rho_k = 4\pi AO^2 \frac{E}{I} = 4\pi L_r^2 \frac{E}{I}, \quad (19)$$

где E — напряженность электрического поля в точке O (M); AO — расстояние от

электрода А до этой точки. Для любого трехэлектродного однополюсного зонда

$$\rho_k = 4\pi A O^2 \frac{E}{I} = 4\pi L_r^2 \frac{E}{I}, \quad (20)$$

Для однополюсных зондов, на примере которых изложены основы интерпретации кривых (Для однополюсных зондов (зондов прямого питания) более наглядна картина распределения электрического поля в неоднородных средах. В этом случае облегчается уяснение физической сущности кривых ρ_k . Принцип взаимности позволяет безоговорочно распространить все выводы, получаемые с однополюсными зондами, на двухполюсные зонды (зонды взаимного питания)) ρ_k , точка О замера ρ_k находится у идеальных потенциал-зондов в середине отрезка АМ, у градиент-зондов, если расстояние l_r между сближенными электродами М и N зонда меньше $0,2 AO$, — в середине отрезка l_r . При смещении заземления М от заземления N к электроду А точка замера перемещается с середины отрезка l_r к середине отрезка АМ.

Зависимость кажущегося сопротивления, измеренного потенциал- и градиент-зондами, от перечисленных выше параметров (ρ_p , h , ρ_p , d_c , $\rho_{зп}$, $D_{зп}$) аналитически установлена для ограниченного числа простых случаев: 1) однородной изотропной безграничной среды; 2) однородной анизотропной безграничной среды; 3) среды, состоящей из плоскопараллельных слоев различного удельного сопротивления и мощности; 4) коаксиальных бесконечно длинных цилиндрических слоев; 5) пересечения пласта ограниченной мощности заданного удельного сопротивления скважиной конечного диаметра, заполненной глинистым раствором с сопротивлением, отличающимся от сопротивления пласта, при расположении питающих и измерительных электродов на оси скважины [2,21]. Для более сложных условий залегания пород характер распределения кажущегося сопротивления получен их моделированием [2,15,21].

Однако число имеющихся кривых недостаточно для изучения разнообразных случаев, с которым приходится встречаться на практике. Поэтому при интерпретации часто используют теоретические кривые, рассчитанные для двух предельных случаев, когда скважина имеет бесконечно малый диаметр (случай 3) и когда удельное сопротивление одиночного пласта бесконечно велико (случай 5). Кривые ρ_k в реальных условиях для любых пластов высокого сопротивления ограниченной мощности, пересеченных скважиной, имеют вид, промежуточный между кривыми для указанных предельных случаев. Чем выше удельное сопротивление пласта и больше диаметр скважины, тем ближе кривая кажущегося сопротивления подходит по конфигурации к кривым ρ_k для пластов бесконечно высокого сопротивления с учетом влияния скважины. При уменьшении d_c и снижении ρ_p кривые ρ_k по виду приближаются к кривым, рассчитанным для пластов конечного сопротивления при отсутствии влияния скважины.

На практике приходится встречаться с многочисленными сочетаниями пластов различных мощностей и сопротивлений. В этих условиях кривые ρ_k могут быть построены с помощью зависимости, определяющей связь между кажущимся сопротивлением и удельным сопротивлением ρ_{MN} среды, в которой находятся измерительные электроды зонда.

Для градиент-зонда согласно равенству (19)

$$\rho_k = \frac{E}{I/4\pi L_r^2} = \frac{j}{j_0} \rho_{MN}, \quad (21)$$

где j — действительное значение плотности тока между электродами М и N; j_0 — плотность тока в однородном изотропном безграничном пространстве [21].

Для потенциал-зонда связь между ρ_k и удельным сопротивлением среды, в которой находятся приемные электроды, определяется формулой

$$\rho_k = \left(\frac{j}{j_0} \rho_{M\infty} \right)_{cp}; \quad (22)$$

здесь через $((j/j_0)\rho_{M\infty})_{cp}$ обозначено усредненное произведение отношения

действительного значения плотности тока к плотности тока в однородной изотропной среде на удельное электрическое сопротивление пород на участке между точкой М и бесконечно удаленной точкой [2,21]. Величина этого произведения в основном определяется характером распределения тока и удельным электрическим сопротивлением среды в сферическом пространстве, окружающем источник питания с радиусом до 5—10 размеров зонда.

§ 4. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПЛАСТАХ РАЗЛИЧНЫХ МОЩНОСТЕЙ И СОПРОТИВЛЕНИЙ ПРИ ОТСУТСТВИИ ВЛИЯНИЯ ГЛИНИСТОГО РАСТВОРА

ДВА ОДНОРОДНЫХ И ИЗОТРОПНЫХ ПОЛУПРОСТРАНСТВА

Градиент-зонд

Последовательный градиент-зонд ($AMN, I_r \rightarrow 0$), $\rho_2 > \rho_1$ (рис. 7, а). При удалении зонда от плоскости раздела сред на расстояние $z > 2L_r$ ток в пространстве, прилегающем к зонду, распространяется, как и в однородной изотропной среде удельного сопротивления ρ_1 (схема $A_1M_1N_1$) [2]. В этом случае

$$j \approx j_0 \text{ и } \rho_k = \frac{j}{j_0} \rho_1 \approx \rho_1.$$

При приближении зонда к плоскости раздела сред (При рассмотрении кривых ρ_k зонд перемещается снизу вверх. Сопротивления сред обозначаются индексами в номерном порядке снизу вверх.) плотность тока j плавно возрастает, что ведет к аналогичному увеличению ρ_k (рис. 7, а, участок ab , схема $A_2M_2N_2$). В момент пересечения электродом А (М) (Здесь и далее после символического наименования электродов в скобках приводятся обозначения заменяющих их электродов по схеме взаимного питания.) поверхности раздела экранное влияние среды, покрывающей пласт, наибольшее. В этой точке кажущееся сопротивление

$$\rho_{k,1} = \frac{j}{j_0} \rho_{MN} = \frac{j}{j_0} \rho_1 = \frac{2\rho_1\rho_2}{\rho_1 + \rho_2} \quad (23)$$

и в пределе при $\rho_2 = \infty$ достигает $2\rho_1$ [2,21], что объясняется распространением тока только в среде 1. Здесь плотность тока превзойдет в 2 раза величину j_0 ; в то же число раз ρ_k превысит ρ_1 . До пересечения границы раздела электродами М и N $\rho_k = 2\rho_1\rho_2/(\rho_1 + \rho_2)$ постоянно в связи с постоянством плотности тока на этом участке [21]. Когда электроды М и N находятся возле границы раздела, то в среде 1

$$\rho_{k,1}^* = \frac{j_1}{j_0} \rho_1, \quad (24)$$

а в среде 2

$$\rho_{k,2}^* = \frac{j_2}{j_0} \rho_2. \quad (25)$$

В этих точках нормальная составляющая плотности тока $j_n = \text{const}$. Следовательно, $j_1 = j_2$,

$$\frac{\rho_{k,2}^*}{\rho_{k,1}^*} = \frac{\rho_2}{\rho_1}; \quad (26)$$

$$\rho_{k,2}^* = \rho_{k,1}^* \frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{2\rho_1^2}{\rho_1 + \rho_2} = \frac{2}{(\rho_1/\rho_2) + 1} \rho_2 > \rho_2. \quad (27)$$

Таким образом, пересечение плоскости раздела сред отметится на кривой ρ_k резким скачком кажущегося сопротивления (рис. 7, а участок кривой cd). Так как $\rho_{k,1}^* > \rho_1$ и с

возрастанием ρ_2 (увеличиваясь) стремится к $2\rho_1$ то и $\rho_{к,2}^* > \rho_2$, и с ростом ρ_2 стремится к $2\rho_2$

При дальнейшем удалении зонда от плоскости раздела сред влияние нижней среды на распределение тока в пространстве, окружающем зонд, уменьшается (сравните картины полей тока на схемах $A_3M_3N_3$ и $A_4M_4N_4$; j стремится к j_0 и ρ_k — к ρ_2 (рис. 7, а, участок кривой de). Кажущееся сопротивление практически достигает ρ_2 на расстоянии от границы раздела сред, равном $1,5L_T$ [2].

На рис. 8 изображена серия кривых ρ_k , рассчитанных для различных отношений ρ_2/ρ_1 (шифр кривых). Кривые даны в логарифмическом масштабе [по ρ_k].

Обращенный градиент-зонд (NMA, $l_T \rightarrow 0$), $\rho_2 \gg \rho_1$. В этом случае (рис. 7, б) при приближении зонда к границе раздела сред в связи с экранированием тока верхней средой высокого сопротивления плотность тока между электродами М и N, а следовательно, и кажущееся сопротивление, уменьшаются (рис. 7, б, участок кривой ab). Экранное влияние верхней среды наибольшее, когда электроды М и N достигнут границы раздела сред. На этой границе ρ_k минимально и при беспредельном возрастании ρ_2 стремится к нулю. При пересечении электродами М и N плоскости раздела сред ρ_k резко возрастает и достигает величины $2\rho_1\rho_2/(\rho_1 + \rho_2) \leq 2\rho_1$.

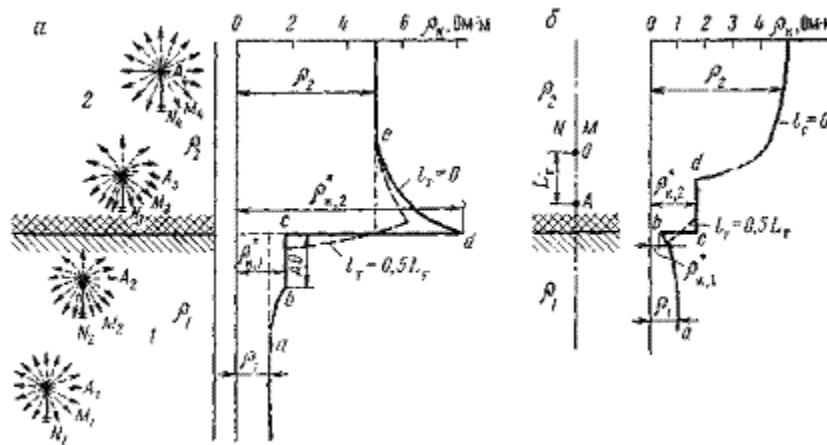


Рис. 7. Кривые ρ_k при пересечении градиент-зондами границы раздела двух сред ($\rho_2 = 5\rho_1$). а — последовательный зонд (слева дана схема поля электрического тока); б — обращенный зонд

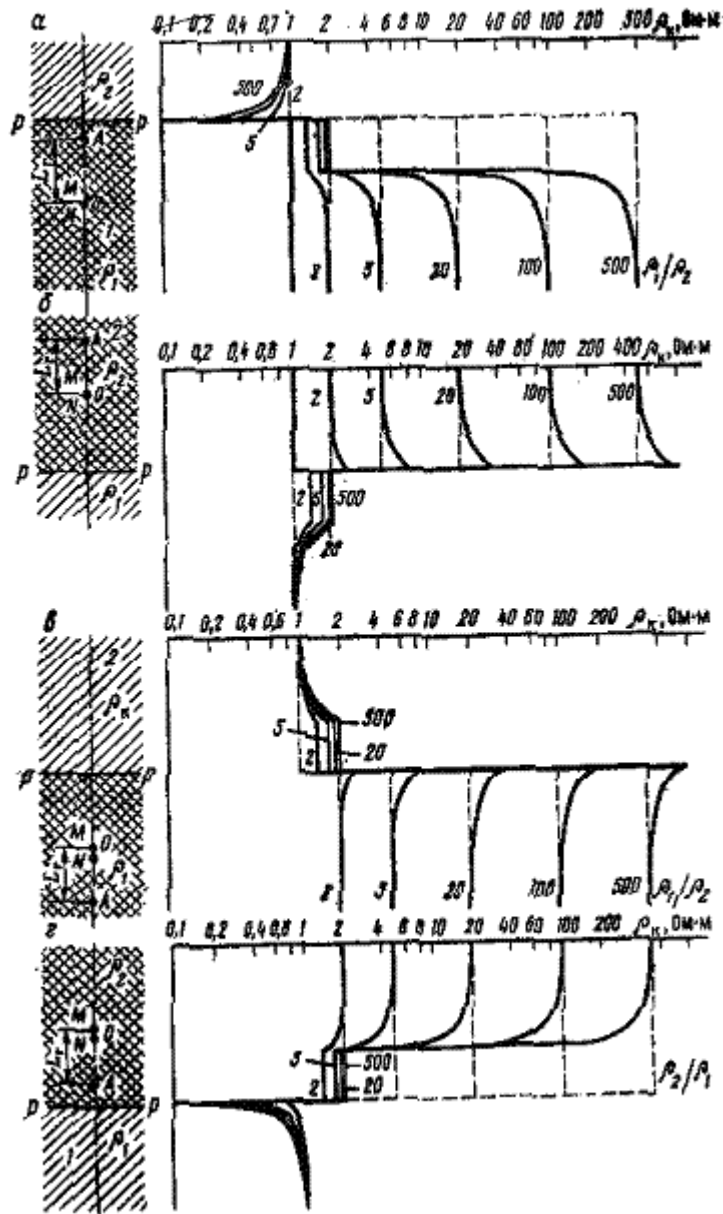


Рис. 8. Кривые ρ_k при пересечении градиент-зондами ($I_r \rightarrow 0$) границы раздела двух сред.

а, б — последовательный зонд; в, г — обращенный зонд; а, в — $\rho_2 < \rho_1$; б, г — $\rho_2 > \rho_1$. Пунктирной линией изображен график удельных электрических сопротивлений сред

В силу постоянства j_n в точках, прилегающих к плоскости раздела и разделенных ею,

$$\rho_{k,1}^* / \rho_{k,2}^* = \rho_1 / \rho_2$$

и, следовательно,

$$\rho_{k,1}^* = \rho_{k, \min} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \rho_{k,2}^* = \frac{2}{1 + (\rho_2/\rho_1)} \rho_1 < \rho_1. \quad (28)$$

Далее до пересечения плоскости раздела сред питающим заземлением на участке, равном размеру зонда, ρ_k постоянно (рис. 7, б участок кривой cd). После перехода заземления А в верхнюю среду кажущееся сопротивление вследствие уменьшающегося влияния нижней проводящей среды возрастает вначале резко, а затем более плавно. Величина ρ_k асимптотически достигает ρ_2 на расстоянии от плоскости раздела сред, равном двум-трем размерам зонда [2].

При взаимной замене сопротивлений сред 1 и 2 кривые кажущегося сопротивления для последовательного градиент-зонда (рис. 8, а) явятся зеркальным изображением в

плоскости раздела кривых ρ_k обращенного градиент-зонда при $\rho_2 > \rho_1$ (рис. 8, г), а кривые ρ_k обращенного градиент-зонда (рис. 8, в) — зеркальным изображением в плоскости раздела кривых последовательного градиент-зонда (рис. 8, б) при $\rho_2 > \rho_1$.

Таким образом, на кривых последовательного градиент-зонда четко отмечается подошва пород высокого сопротивления, обращенного градиент-зонда — их кровля. С увеличением размера зонда возрастает протяженность зоны, в пределах которой кажущееся сопротивление отличается от истинного. При увеличении MN кажущееся сопротивление в точке максимума ρ_k уменьшается, и эта точка смещается относительно границы раздела сред на $l_r/2$ в сторону непарного заземления А (М). На то же расстояние относительно границы раздела сред в сторону непарного электрода А (М) смещается точка минимума ρ_k (см. на рис. 7 пунктирную кривую).

Потенциал-зонд

В случае, когда $\rho_2 > \rho_1$, при расположении потенциал-зонда на расстоянии от границы раздела сред, в 5 раз и более превышающем размер зонда, кажущееся сопротивление практически равно ρ_1 [2,21]. При приближении зонда в плоскости раздела сред ρ_k возрастает (рис. 9, участок кривой ab), что объясняется увеличением плотности тока в полупространстве, расположенном ниже электрода М. С момента пересечения заземлением А границы раздела и до пересечения этой границы электродом М $\rho_k = 2\rho_1\rho_2/(\rho_1 + \rho_2) = \text{const}$ (рис. 9, участок кривой bc).

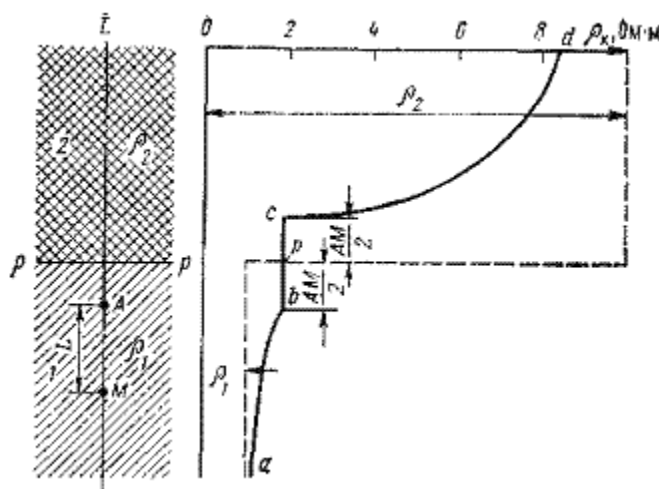


Рис. 9. Кривые ρ_k при пересечении потенциал-зондом ($MN \rightarrow \infty$) границы двух сред ($\rho_2 = 10\rho_1$).

Пунктирной линией изображен график удельных электрических сопротивлений сред

После перехода электрода М в верхнюю среду кажущееся сопротивление вновь возрастает, асимптотически приближаясь к ρ_2 сперва интенсивно, а затем более плавно (рис. 9, участок кривой cd). Увеличение ρ_k на этом участке объясняется включением в интервал MN среды 2 высокого удельного сопротивления. Влияние наблюдающегося при этом уменьшения отношения j/j_0 невелико, так как диапазон его снижения (от $2\rho_1/(\rho_1 + \rho_2)$ до 1) намного меньше диапазона увеличения ρ_m (от ρ_1 до ρ_2) на том же интервале.

Зона, в пределах которой фиксируется переход от $\rho_k = 2\rho_1\rho_2/(\rho_1 + \rho_2)$ к $\rho_k \approx \rho_2$, тем больше, чем выше отношение ρ_2/ρ_1 и больше размер зонда. Протяженность этой зоны практически не превышает пятикратного размера зонда. Граница сред соответствует середине участка bc равных значений ρ_k (рис. 9 и 10) длиной L_p .

При $\rho_2 < \rho_1$ кривые кажущегося сопротивления (рис. 10, а) являются зеркальными изображениями в плоскости раздела сред кривых ρ_k , приведенных на рис. 10, б ($\rho_2 > \rho_1$). Это можно показать, если, перемещая обращенный зонд сверху вниз, повторить рассуждения, изложенные выше.

При уменьшении расстояния MN, т. е. при переходе от идеального потенциал-зонда к

обычному трехэлектродному зонду, ρ_k после пересечения зондом плоскости раздела сред возрастает тем интенсивнее, чем меньше отношение MN/AM (AB/MA). На кривых появляется максимум ρ_k , и они по конфигурации приближаются к кривым ρ_k градиент-зонда [2].

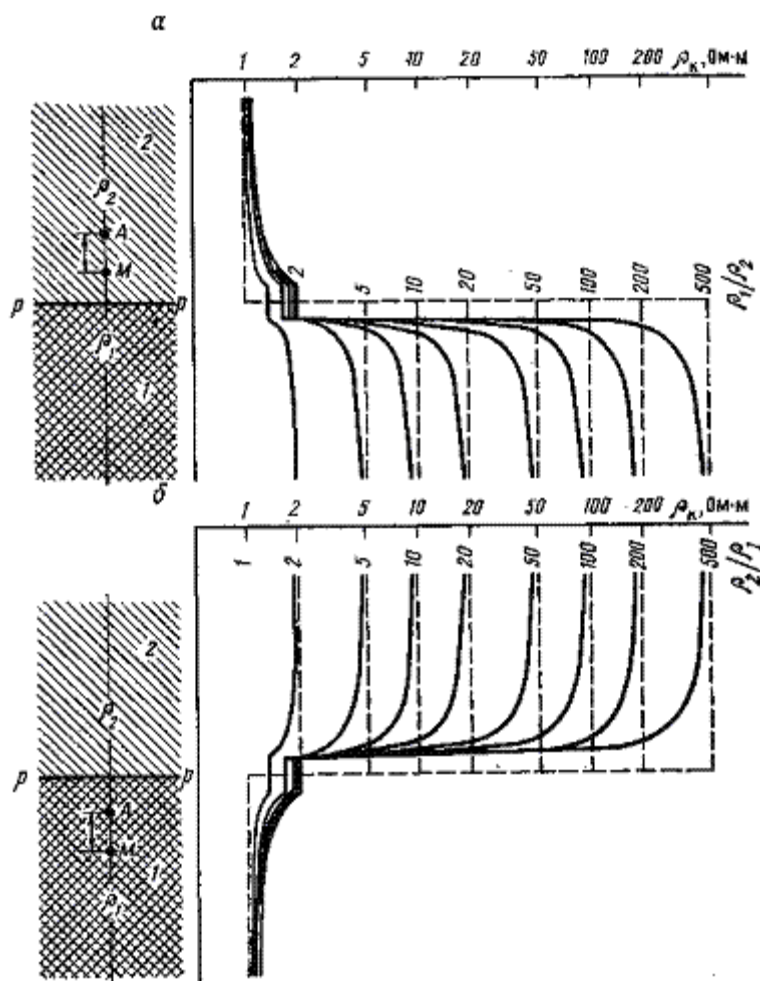


Рис. 10. Кривые ρ_k при пересечении потенциал-зондом ($MN \rightarrow \infty$) границы раздела двух сред. а — $\rho_1 > \rho_2$; б — $\rho_1 < \rho_2$. Пунктирной линией изображены графики удельных электрических сопротивлений сред

ТРИ ОДНОРОДНЫЕ И ИЗОТРОПНЫЕ СРЕДЫ КОНЕЧНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ С ПЛОСКОПАРАЛЛЕЛЬНЫМИ ГРАНИЦАМИ РАЗДЕЛА

Кривые кажущегося сопротивления при пересечении пластов ограниченной мощности имеют существенно различную конфигурацию в зависимости от того, больше или меньше мощность h пласта размера L зонда. Поэтому пласты с мощностью $h > L$ условно называются мощными пластами, а с мощностью $h < L$ — пластами малой мощности. При $h > 5L_T$ и при $h > 10L_n$ кривые ρ_k могут быть получены путем соединения кривых ρ_k для случая пересечения одной границы сред — сначала подошвы, а затем кровли пласта (рис. 11, а, в, д). Постепенно сближая эти кривые и проводя между ними среднюю линию с учетом положений, изложенных ниже, можно получить кривую ρ_k и для меньших отношений h/L (рис. 11, б, г, е [8]).

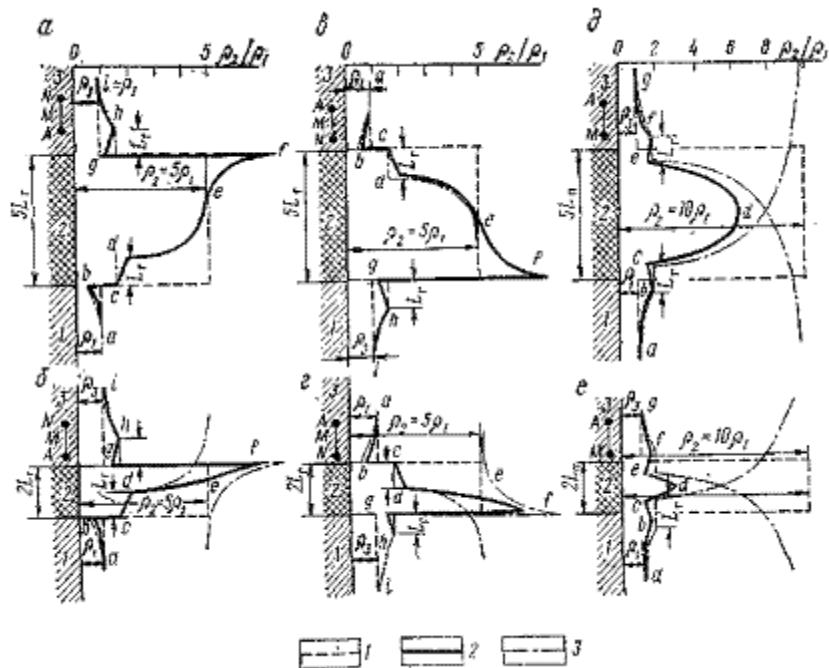


Рис. 11. Кривые ρ_k при пересечении пластов высокого сопротивления ($d_c = 0$).
 а, б — обращенный градиент-зонд; в, г — последовательный градиент-зонд; д, е — потенциал-зонд; 1 — одна граница раздела; 2 — две границы раздела; 3 — график удельного электрического сопротивления

Пласты высокого сопротивления ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$)

Градиент-зонд

1. Пласт большой мощности; $h > L$; $L_T \rightarrow 0$; $\rho_1 = \rho_3$. Обращенный градиент-зонд (см. рис. 11, а, б). С уменьшением мощности пласта наблюдается менее резкий минимум ρ_k под подошвой пласта. При пересечении электродами М и N этой границы ρ_k резко увеличивается (участок кривой bc) и превышает $2\rho_1\rho_2/(\rho_1 + \rho_2)$ тем больше, чем меньше h/L_T . Далее на участке cd, равном размеру зонда, ρ_k плавно возрастает. Это возрастание тем интенсивнее, чем меньше отношение h/L_T , и объясняется влиянием покрывающей среды на плотность тока между электродами М и N.

После пересечения заземлением А подошвы пласта ρ_k резко возрастет (участок кривой def); затем рост ρ_k несколько снижается; вновь возрастает ρ_k , доходя до максимума, в точке пересечения электродами М и N кровли пласта. Затем ρ_k резко снижается и снова несколько возрастает (участок кривой gh). После пересечения кровли пласта заземлением А ρ_k понижается и асимптотически достигает ρ_3 на расстоянии, равном $(1,5—2) L_T$ (участок кривой hi). На кривых ρ_k обращенного градиент-зонда видно, что кровле и подошве пласта высокого сопротивления соответствуют точки максимума и минимума ρ_k .

Последовательный градиент-зонд. Кривые кажущегося сопротивления последовательного градиент-зонда (рис. 11, в, г) являются зеркальным изображением кривых ρ_k обращенного градиент-зонда в плоскости, проходящей через середину пласта и параллельной его кровле и подошве. На кривых ρ_k последовательного градиент-зонда отмечаются точкой минимума ρ_k кровля пласта высокого сопротивления и точкой максимума — подошва.

При конечной величине расстояния MN точки максимума и минимума кривых смещаются относительно границ раздела сред на $L_T/2$ в сторону непарного электрода. При этом кажущееся сопротивление в точке максимума уменьшается, в точке минимума — возрастает.

2. Пласт малой мощности; $L_T \rightarrow 0$; $\rho_1 = \rho_3$. Обращенный градиент-зонд. При приближении зонда к подошве пласта кажущееся сопротивление вследствие экранирования

тока пластом плавно понижается (рис. 12, участок кривой ab) и достигает минимума, когда электроды M и N (A и B) находятся близ подошвы пласта. При пересечении подошвы пласта ρ_k резко возрастает (участок bc), причем, как и ранее, $\rho_{k,2}^* / \rho_{k,1}^* = \rho_2 / \rho_1$. Затем ρ_k несколько увеличивается (рис. 12, - участок кривой cd) и достигает максимума ρ_k^{**} у кровли пласта. В точке d значение ρ_k тем меньше ρ_2 , чем больше неравенство $\rho_2 > \rho_1$ (рис.13). Далее кажущееся сопротивление резко уменьшается до величины $\rho_{k,3} < \rho_3$ и остается постоянным до пересечения заземлением A подошвы пласта (рис. 12, участок кривой ef). Этот участок длиной $L_T - h$ называется зоной экранного минимума. Затем в связи с увеличением плотности тока ρ_k вновь возрастает (рис. 12, участок кривой fg) и достигает небольшого экранного максимума (точка g) при пересечении заземлением A кровли пласта. В точке g $\rho_3 < \rho_k < 2\rho_2\rho_3 / (\rho_2 + \rho_3)$. При дальнейшем продвижении зонда кажущееся сопротивление снижается и асимптотически приближается к ρ_3 .

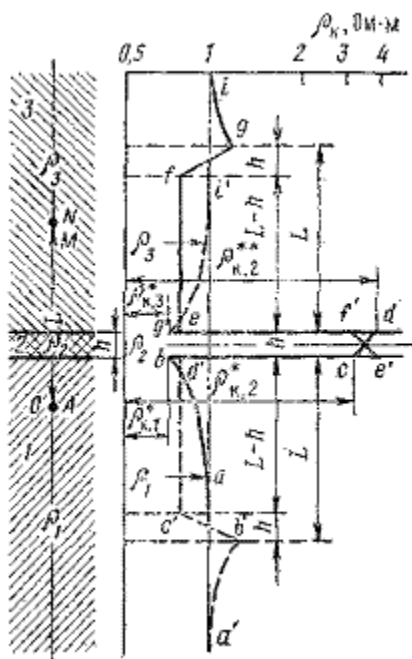


Рис. 12. Кривые ρ_k при пересечении последовательным (пунктирная линия) и обращенным (сплошная линия) градиент-зондами пласта мощностью $h < L_T$.

$I_T \rightarrow 0; d_c = 0; \rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}; \rho_2 = 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$

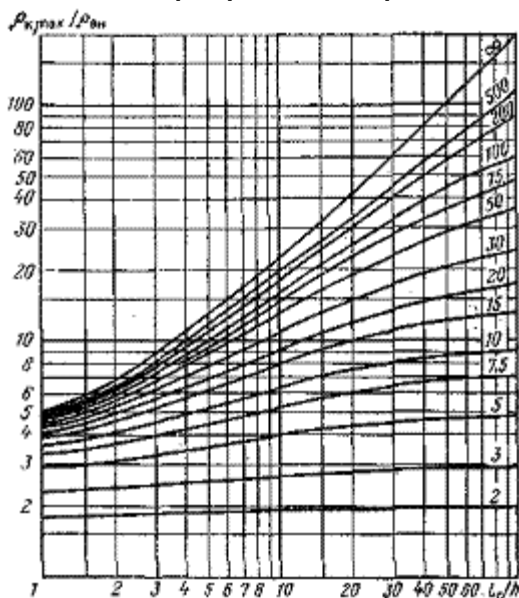


Рис. 13. Палетка кривых $\rho_{k,max} / \rho_{01} = f(L_T/h)$ при

$$\rho_{\Pi}/\rho_{\text{ВМ}} \left(\frac{\rho_1}{\rho_2}, \frac{\rho_2}{\rho_3} \right) = \text{const для пластов мощности } h < L_{\Gamma} (L_{\Gamma} \rightarrow 0).$$

Шифр кривых — $\rho_{\Pi}/\rho_{\text{ВМ}}$

больше неравенство $\rho_2 > \rho_1$ (Рис.13). Далее кажущееся сопротивление резко уменьшается до величины $\rho_{\kappa,3} < \rho_3$ и остается постоянным до пересечения заземлением А подошвы пласта (рис. 12, участок кривой ef). Этот участок длиной $L_{\Gamma} - h$ называется зоной экранного минимума. Затем в связи с увеличением плотности тока ρ_{κ} вновь возрастает (рис. 12, участок кривой fg) и достигает небольшого экранного максимума (точка g) при пересечении заземлением А кровли пласта. В точке g $\rho_3 < \rho_{\kappa} < 2\rho_2\rho_3/(\rho_2 + \rho_3)$. При дальнейшем продвижении зонда кажущееся сопротивление снижается и асимптотически приближается к ρ_3 .

Кривая кажущегося сопротивления последовательного градиент-зонда (рис. 12, кривая a'b'c'd'e'f'g'i') представляет собой зеркальное изображение кривой ρ_{κ} обращенного зонда в плоскости, параллельной кровле и подошве пласта и проходящей через его середину.

Из рис. 12 следует, что на кривых ρ_{κ} градиент-зонда пласт высокого сопротивления малой мощности отмечается четким максимумом ρ_{κ} . Максимальное кажущееся сопротивление возрастает с увеличением отношения L_{Γ}/h и ρ_2 и приближается к ρ_2 при тем меньших значениях L_{Γ}/h , чем меньше отношение ρ_2/ρ_1 (ρ_2/ρ_3) (рис. 13).

С увеличением расстояния l_{Γ} (при $l_{\Gamma} \ll h$) $\rho_{\kappa, \text{max}}$ убывает незначительно. Это снижение резко увеличивается при $l_{\Gamma} > h$, в результате чего нивелируется кривая ρ_{κ} и затрудняется ее интерпретация [2].

Потенциал-зонд

1. Пласт большой мощности; $MN (AB) \rightarrow \infty$; $\rho_1 = \rho_3$. При приближении зонда к подошве пласта ρ_{κ} возрастает (см. рис. 11, д, е, участок кривой ab) до пересечения заземления А подошвы пласта (точка b). В точке b ρ_{κ} тем больше, чем больше ρ_2/ρ_1 и h/AM ; в пределе при $\rho_2/\rho_1 \rightarrow \infty$ ρ_{κ} достигает $2\rho_1$. После пересечения заземлением А подошвы пласта кажущееся сопротивление снижается (участок bc) тем интенсивнее, чем меньше h/AM . Это объясняется возрастающим уходом тока в проводящую среду 3. Затем ρ_{κ} увеличивается сперва резко, затем более плавно и достигает максимума в середине пласта (точка d). Возрастание ρ_{κ} обуславливается включением среды 2 высокого удельного сопротивления в пространстве M_{∞} .

С середины пласта кажущееся сопротивление сперва постепенно, а затем резко уменьшается (участок кривой de) из-за ухода большей части тока в проводящую среду 3. Отношение j/j_0 резко уменьшается и $\rho_{\kappa} - [(j/j_0)\rho_{M_{\infty}}]_{\text{ср}}$ становится намного меньше ρ_2 . После пересечения заземлением А кровли пласта ρ_{κ} несколько возрастает (участок кривой ef) и затем асимптотически достигает ρ_3 .

Пласт высокого сопротивления большой мощности выделяется на диаграмме ρ_{κ} потенциал-зонда симметричной аномалией с максимумом в центре пласта. Кровля и подошва пласта приурочены к серединам наклонных площадок ef и bc.

С уменьшением расстояния между электродами М и N (А и В) нарушается симметрия кривой. Максимум ρ_{κ} смещается к кровле пласта при обращенном потенциал-зонде и к подошве пласта — при последовательном зонде. Кажущееся сопротивление в точке максимума увеличивается, и кривая ρ_{κ} по конфигурации приближается к кривой кажущегося сопротивления градиент-зонда [2].

2. Пласт малой мощности; $MN (AB) \rightarrow \infty$; $\rho_1 = \rho_3$. Номере приближения зонда к пласту высокого сопротивления малой мощности ρ_{κ} сперва возрастает и достигает наибольшей величины при пересечении подошвы пласта заземлением А (рис. 14, точка b). В этой точке ρ_{κ} тем больше, чем больше ρ_2 , и в пределе при $\rho_2 = \infty$ достигает $2\rho_1$.

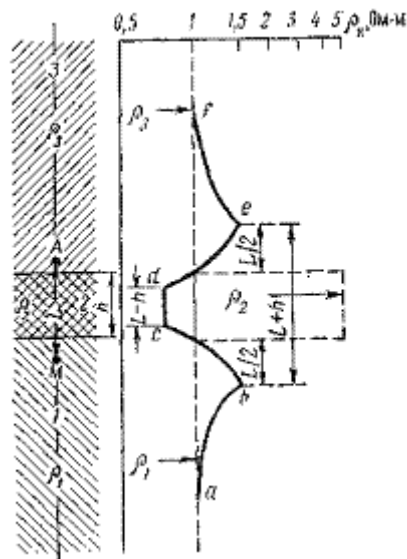


Рис. 14. Кривая ρ_k при пересечении потенциал-зондом ($MN \rightarrow \infty$) пласта малой мощности высокого сопротивления.

$$d_c = 0; \rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}; \rho_2 = 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}.$$

Пунктирной кривой изображен график удельных электрических сопротивлений сред

После пересечения заземлением А подошвы пласта ρ_k уменьшается (рис. 14, участок кривой bc) до значения $\rho_{k,2} < \rho_1$ и далее на участке протяженностью $L_p - h$ остается постоянным. После пересечения электродом М подошвы пласта (точка d) кажущееся сопротивление вновь возрастает (рис. 14, участок кривой de) и достигает максимума при пересечении кровли пласта электродом М. В этой точке, расположенной на расстоянии $L_p/2$ от кровли пласта, $\rho_3 < \rho_k < 2\rho_2\rho_3/(\rho_2 + \rho_3)$. Затем ρ_k снижается и асимптотически достигает ρ_3 (участок кривой ef).

Пласт высокого сопротивления малой мощности отмечается на кривой ρ_k потенциал-зонда минимумом кажущегося сопротивления. В точке минимума кажущееся сопротивление тем ниже, чем выше удельное сопротивление пласта.

Пласты низкого сопротивления

Под пластами низкого сопротивления подразумеваются пласты, удельное сопротивление которых меньше сопротивления вмещающих пород. Конфигурация кривых кажущегося сопротивления при пересечении этих пластов показана на рис. 15. При $h > 5L_T$ и при $h > 10L_p$ кривые ρ_k слагаются из соответствующих кривых ρ_k для одной границы раздела. По мере уменьшения мощности пласта вследствие взаимного влияния сред, вмещающих пласт, ход кривых изменяется следующим образом. Площадки постоянных значений ρ_k над пластом и в подошве пласта (рис. 15, а) и под пластом и в кровле пласта (рис. 15, б) становятся наклонными, возрастают кажущиеся сопротивления в точках минимума. На рис. 15, а и б видно, что пласт низкого сопротивления выделяется на кривых ρ_k градиент-зондов асимметричной аномалией пониженных значений кажущихся сопротивлений. Кровля пласта отмечается на кривых обращенного зонда точкой минимума ρ_k , а на кривых последовательного зонда — точкой максимума ρ_k ; подошва пласта отмечается соответственно точками максимума (обращенный зонд) и минимума (последовательный зонд) ρ_k .

При конечной величине L_T границы пласта смещаются относительно точек максимума и минимума кривых на $L_T/2$ от непарного электрода А (М).

При уменьшении мощности пласта площадки равных значений ρ_k на кривых потенциал-зонда близ границ пласта (рис. 15, в) становятся наклонными. По мере уменьшения мощности пласта минимальное значение ρ_k в его центре возрастает, и при $h \leq L_a$ в зоне минимума появляется локальный максимум ρ_k .

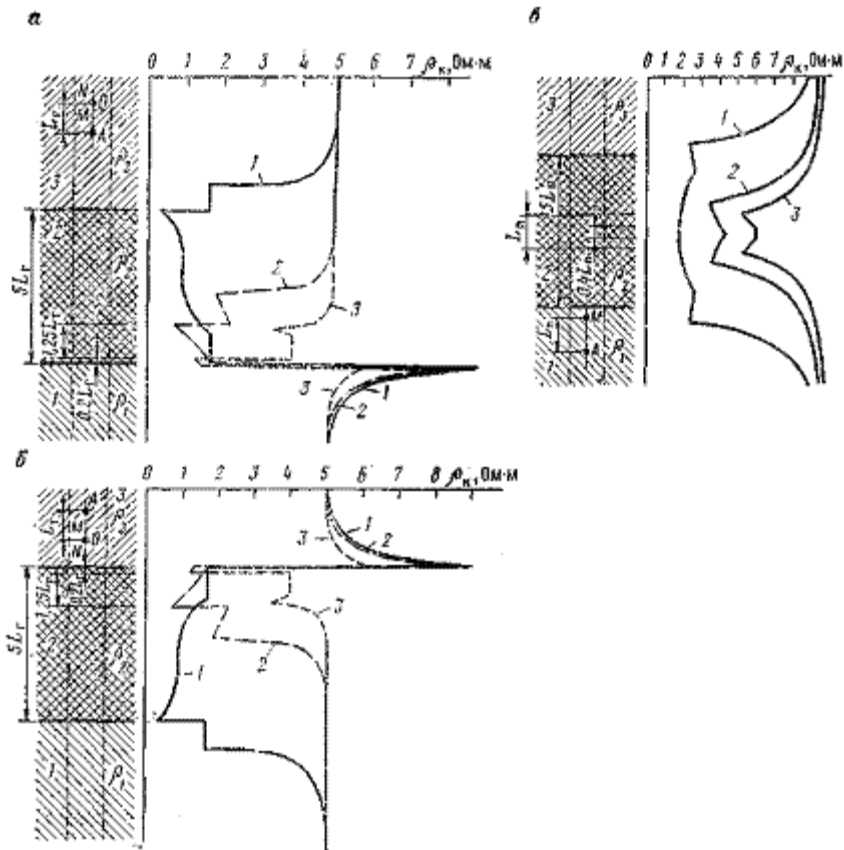


Рис. 15. Кривые ρ_k при пересечении пластов низкого удельного сопротивления.
 а — обращенный градиент-зонд; б — последовательный градиент-зонд; $\rho_2 = 0,2\rho_1 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; 1 — $h_1 = 5L_r$;
 2 — $h_2 = 1,25L_r$; 3 — $h_3 = 0,2L_r$; в — потенциал-зонд; $\rho_2 = 0, \rho_1 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $\rho_1 = \rho_3 = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; 1 — $h_1 = 5L_n$;
 2 — $h_2 = L_n$; 3 — $h_3 = 0,4h_n$

§ 5. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛЬНОМ СЛУЧАЕ ПЛАСТОВ БЕСКОНЕЧНО ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

Кривые кажущегося сопротивления в предельном случае пластов бесконечно высокого удельного сопротивления ($\rho_2 \rightarrow \infty$), пересеченных скважиной диаметром d_c , заполненной глинистым раствором, сопротивление которого ρ_p , равно сопротивлениям ρ_1 подстилающей и ρ_3 покрывающей сред, рассчитаны теоретически и получены на моделях [21]. В практике исследования скважин часто встречаются пласты высокого сопротивления, залегающие среди глин, удельное сопротивление которых мало отличается от сопротивления глинистого раствора.

Градиент-зонд

В рассматриваемом случае электроды зонда все время находятся в растворе с удельным сопротивлением ρ_p . Поэтому кажущееся сопротивление

$$\rho_k = \frac{i}{I_0} \rho_p \quad (29)$$

в основном определяется средней плотностью тока по стволу скважины.

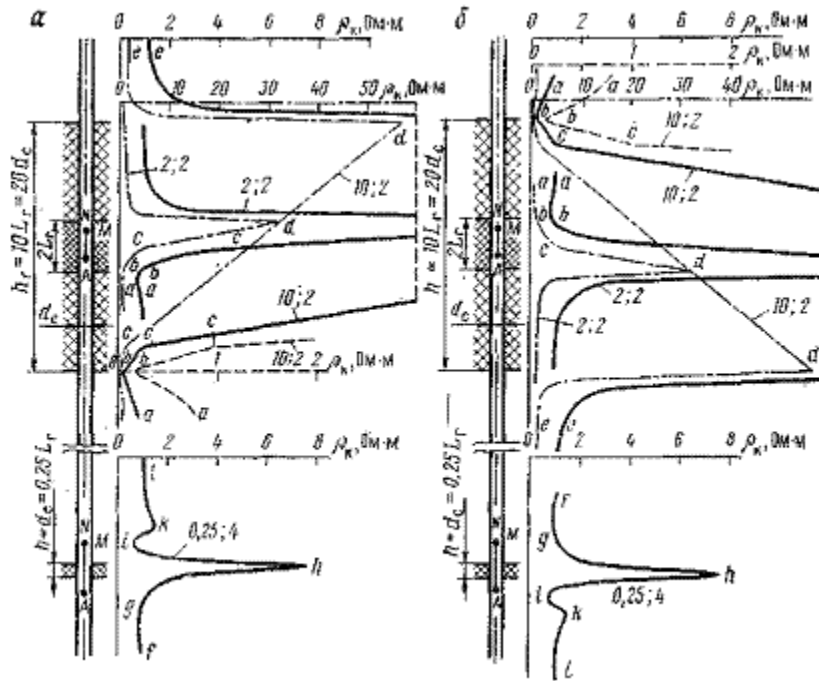


Рис. 16. Кривые ρ_k при пересечении идеальным градиент-зондом пластов бесконечно высокого сопротивления ($\rho_p = \rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$).
 а — обращенный зонд; б — последовательный зонд. Шифр кривых — h/L_r ; L_r/d_c

1. Пласт большой мощности; $h > L_r$; $l_r \rightarrow 0$. Обращенный градиент-зонд. При приближении зонда к подошве пласта кажущееся сопротивление уменьшается (рис. 16, а, кривые с параметрами 10, 2; 2,2, участок ab) вследствие экранирования тока пластом. При пересечении подошвы пласта ρ_k минимально (точка b). Далее кажущееся сопротивление возрастает, сперва незначительно (рис. 16, участок кривых bc), а затем интенсивно (участок cd) по линейному закону [21]:

$$\rho_k = \frac{8(8z + \pi d_c) L_r^2}{(4h + \pi d_c) d_c^2} \rho_p = (az + b) \rho_p, \quad (30)$$

где z — расстояние от заземления А до подошвы пласта; a и b — постоянные числа для заданных мощности h пласта, диаметра d_c скважины и размера L_r зонда.

Кажущееся сопротивление максимально в кровле пласта:

$$\rho_{k, \max} = 16 \frac{h^2}{d_c^2} \left(1 - \frac{L_r}{h}\right) \left(\frac{L_r}{h}\right)^2 \rho_p, \quad (31)$$

наибольших значений оно достигает при $L_r/h = 2/3$:

$$\rho_{k, \max \cdot \max} = \frac{64}{27} \left(\frac{h}{d_c}\right)^2 \rho_p. \quad (32)$$

Максимальное кажущееся сопротивление, измеренное с зондом оптимального размера, пропорционально квадрату отношения мощности пласта к диаметру скважины и сопротивлению ρ_p глинистого раствора.

Условие ρ_k максимально при $L_r/h = 2/3$ с достаточным приближением выполняется и для пластов высокого конечного сопротивления (см. рис. 46), что объясняется тождественностью распространения электрического поля в пластах бесконечно высокого и высокого конечного сопротивлений, пересеченных скважиной, заполненной проводящим глинистым раствором. Отмеченная общность в распространении полей подтверждается кривыми $\rho_k/\rho_p = f(L_r/d_c)$ палетки бокового электрического зондирования для градиент-зондов (см. рис. 44).

После пересечения электродами М и N (А и В) кровли пласта кажущееся сопротивление сперва резко, а затем плавно понижается и асимптотически стремится к удельному сопротивлению покрывающей среды (рис. 16, участок кривой de).

Последовательный градиент-зонд. Кривые кажущегося сопротивления (рис. 16, б, кривые с параметрами 10,2 и 2,2) для этого зонда являются зеркальным изображением кривых ρ_k обращенного зонда в плоскости, проходящей через середину пласта и параллельной его кровле и подошве.

Если расстояние L_r конечно, точки максимума и минимума кривых ρ_k смещаются относительно границ пласта на $L_r/2$ в сторону непарного заземления А (М), и кажущееся сопротивление в точке максимума ρ_k уменьшается [3].

2. Пласт малой мощности; $h < L_r$; $L_r \rightarrow 0$. Обращенный градиент-зонд (рис. 16, а, кривая с параметром 0,25; 4). При приближении зонда к пласту ρ_k уменьшается (рис. 16, а, участок кривой fg), что объясняется понижением плотности тока, экранированного пластом. После пересечения электродами М и N подошвы пласта ρ_k возрастает и достигает максимума близ кровли пласта (точка h). В этой точке

$$\rho_{k, \max} = \frac{8L_r^2}{(4h + \pi d_c)(L_r - h)} \rho_p \approx \frac{8L_r}{4h + \pi d_c} \rho_p \quad (33)$$

(при $L_r \gg h$) [21].

Кажущееся сопротивление в точке максимума тем больше, чем больше L_r/h , и ρ_p и меньше d_c/h .

Затем кажущееся сопротивление резко уменьшается и в покрывающей среде на расстоянии $z_d = 2/3 (L_r - h)$ от кровли пласта достигает минимума (точка i, $\rho_k < \rho_p$), после которого вновь возрастает; на расстоянии L_r от кровли пласта отмечается экранный максимум (точка k), не превосходящий $2\rho_p$. После экранного максимума ρ_k понижается и асимптотически достигает удельного сопротивления ρ_3 среды, покрывающей пласт.

Кривая ρ_k последовательного градиент-зонда (рис. 16, б, кривая с параметром 0,25; 4) является зеркальным изображением кривой ρ_k обращенного зонда (рис. 16, а, кривая с параметром 0,25; 4) в плоскости, проходящей через середину пласта.

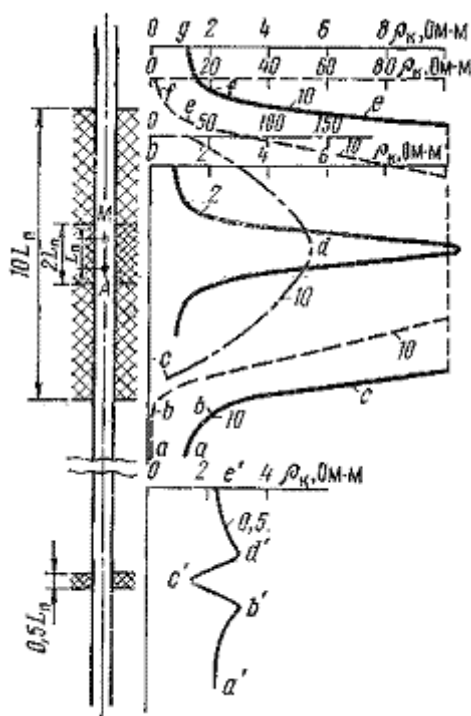


Рис. 17. Кривые ρ_k при пересечении идеальным потенциал-зондом пластов бесконечно высокого сопротивления.

$$\rho_p = \rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}; L_n = 2d_c. \text{ Шифр кривых — } h/L_n$$

Потенциал-зонд

1. Пласт большой мощности; $h > L_n$, MN (AB) $\rightarrow \infty$. По мере приближения зонда к пласту ρ_k возрастает в связи с увеличением в полупространстве M_∞ плотности тока, экранированного пластом (рис. 17). В отличие от случая, когда влияние скважины отсутствует, возрастание ρ_k сохраняется и после пересечения подошвы пласта заземлением А (рис. 17, кривая с параметром 10, участок bc) вследствие продолжающегося увеличения плотности тока j в области электрода М. Кажущееся сопротивление максимально в середине пласта (точка d). В этой точке [21]

$$\rho_{k, \max} = \frac{[4(h - L_n) + \pi d_c]^2 L_n}{(4h + \pi d_c) d_c^2} \rho_p \quad (34)$$

и в пластах большой мощности при $4(h - L_n) \gg \pi d_c$

$$\rho_{k, \max} = 4 \frac{h^2}{d_c^2} \frac{L_n}{h} \left(1 - \frac{L_n}{h}\right)^2 \rho_p. \quad (35)$$

Для пластов заданной мощности $\rho_{k, \max}$ достигает наибольшей величины при $L/h = 1/3$. При этом

$$\rho_{k, \max-\max} = \frac{16}{27} \left(\frac{h}{d_c}\right)^2 \rho_p. \quad (36)$$

От середины пласта к его кровле ρ_k понижается, что объясняется уменьшением плотности тока в полупространстве ниже точки М в связи с уходом все большей части тока в покрывающую проводящую среду 3. Снижение кажущегося сопротивления продолжается и после пересечения заземлениями А и М кровли пласта (рис. 17, участок кривой ef), что объясняется также включением в полупространство M_∞ проводящей среды 3.

Местоположение кровли и подошвы пласта определяется значениями $\rho_{k, \text{гр}}$ в точках замера ρ_k , находящихся на этих границах [21]:

$$\rho_{k, \text{гр}} = 2 \frac{8(h - L_n/2) + \pi d_c}{4h + \pi d_c} \rho_p = 2 \frac{2h - L_n + \pi d_c/4}{h + \pi d_c/4} \rho_p. \quad (37)$$

Если $h > 10d_c$ и $L_n < 1/3h$, то произведением $\pi d_c/4$ по сравнению с $2h - L_n$ и h можно пренебречь. В этом случае

$$\rho_{k, \text{гр}} \approx 2 \left(2 - \frac{L_n}{h}\right) \rho_p; \quad (38)$$

и, наконец, при $h \gg L_n$

$$\rho_{k, \text{гр}} \approx 4\rho_p. \quad (39)$$

При расстоянии между электродами М и N (А и В) потенциал-зонда, меньшем мощности пласта, конфигурация кривой кажущегося сопротивления изменяется. Кривая становится несимметричной, и по мере уменьшения расстояния между электродами М и N (А и В) кривые ρ_k по конфигурации приближаются к кривым ρ_k градиент-зондов [2].

2. Пласт малой мощности; $h < L_n$; MN (AB) $\rightarrow \infty$. При приближении электродов А и М к пласту кажущееся сопротивление возрастает (рис. 17, кривая с параметром 0,5, участок a'b'). При расположении заземления А (М) в подошве пласта ρ_k достигает максимума, не превосходящего $2\rho_p$. Затем до середины пласта ρ_k понижается (участок b',c'), что объясняется уменьшением тока, проходящего в среду, подстилающую пласт. При дальнейшем продвижении зонда кажущееся сопротивление вновь возрастает (участок c'd') до выхода электрода М из пласта (точка d'), после чего ρ_k снова понижается и асимптотически достигает удельного сопротивления среды, покрывающей пласт.

В середине пласта — в точке минимума при $d_c \ll L_n - h$

$$\rho_{n, \min} = \frac{4 (L_n/h) (d_c/h)^2 \rho_p}{(4 + \pi d_c/4) (L_n/h - 1)^2} \approx \frac{(d_c/h)^2}{L_n/h} \rho_p = \frac{d_c^2}{h L_n} \rho_p \quad (40)$$

Из формулы (40) следует, что для зонда заданного размера кажущееся сопротивление будет тем меньше, чем меньше удельное сопротивление, раствора, меньше отношение d_c/h и больше отношение L_n/h .

§ 6. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПЛАСТАХ ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ, ПЕРЕСЕЧЕННЫХ СКВАЖИНОЙ, ЗАПОЛНЕННОЙ ГЛИНИСТЫМ РАСТВОРОМ

Кривые кажущегося сопротивления в пластах высокого удельного Сопротивления, пересеченных скважиной, заполненной глинистым раствором, сопротивление которого отличается от сопротивления исследуемого пласта, приведены на рис. 18 и 19.

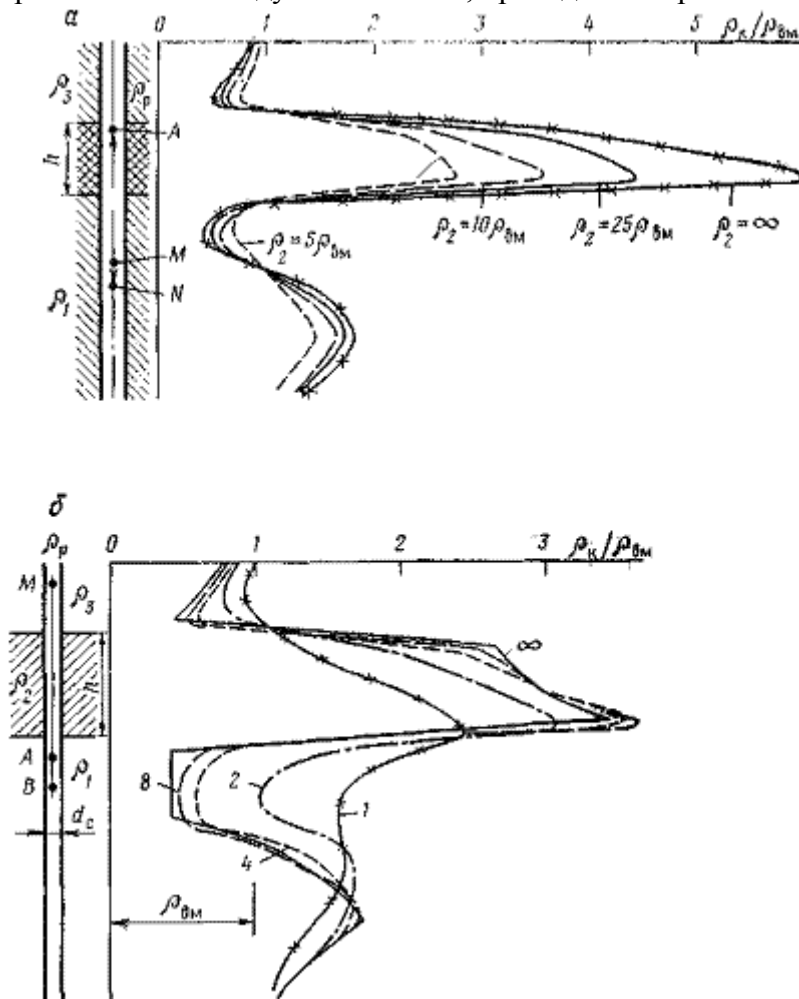


Рис. 18. Кривые ρ_k при пересечении последовательным градиент-зондом пластов высокого сопротивления.

$\rho_{вм} (\rho_1, \rho_3) = \rho_p$; а-кривые ρ_k в пластах различного сопротивления, $h = 4d_c$; б — кривые ρ_k при различных отношениях мощности пласта к диаметру скважины (шифр кривых)

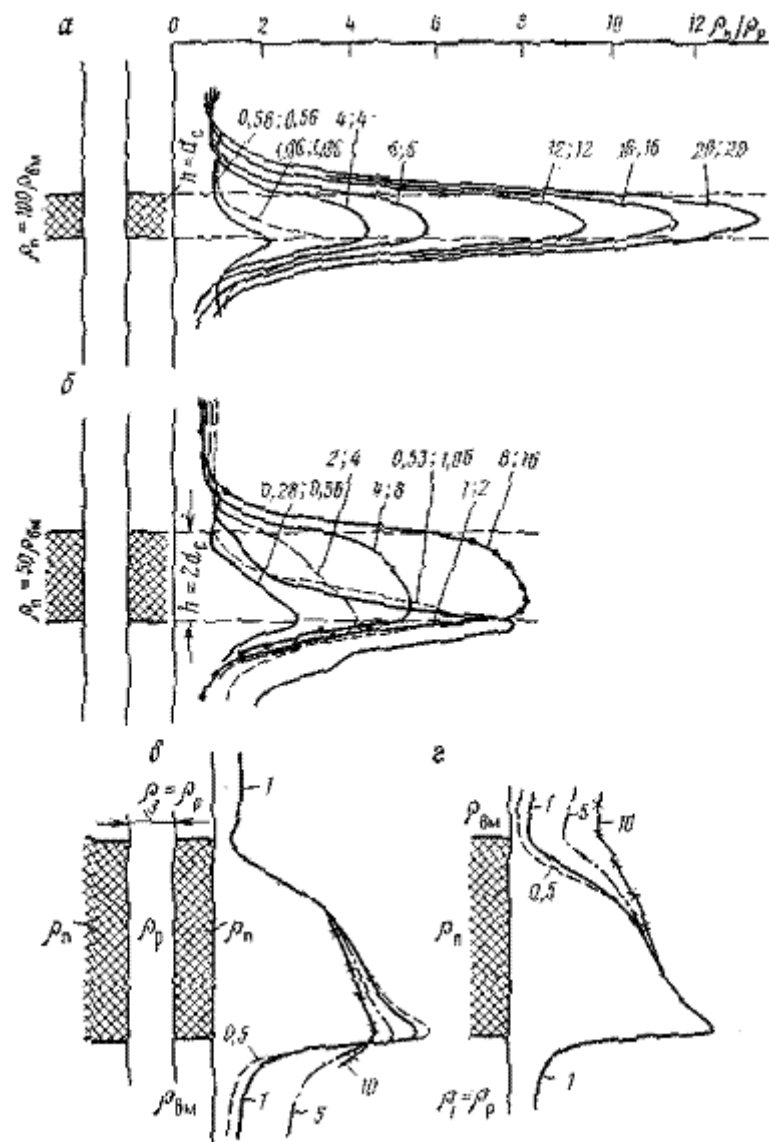


Рис. 19. Кривые ρ_k при пересечении последовательным градиент-зондом пластов различных мощностей и сопротивлений. а, б - шифр кривых - L_r/h ; L_r/d_c ($\rho_r = \rho_{вм}$); в, г - шифр кривых $\rho_{вм}/\rho_r$

Анализ кривых, изображенных на этих рисунках, и многих других кривых [15] приводит к следующим выводам.

1. Кривые кажущегося сопротивления в пластах высокого сопротивления по конфигурации подобны кривым ρ_k для пластов бесконечно высокого сопротивления.
2. При одинаковой мощности пласта кажущееся сопротивление тем выше, чем выше его удельное сопротивление (рис. 18, а). Чем больше сопротивление пласта и размер зонда и меньше диаметр скважины, тем резче выражены экранные минимумы близ границ пласта (рис. 18, б).
3. В пластах малой мощности по мере уменьшения отношений L/h и L_r/d_c экранный минимум исчезает и экранный максимум сливается с максимумом кривой ρ_k против пласта (см. рис. 18, б и 19, б).
4. При больших размерах градиент-зонда максимум ρ_k в пласте смещается к его центру (рис. 19, а).
5. При увеличении диаметра скважины снижается кажущееся сопротивление и нивелируются экранные максимумы и минимумы (рис. 19, б).
6. При увеличении сопротивления вмещающих пород повышается кажущееся сопротивление в пласте на участке кривой, прилегающей к точке минимума ρ_k , и понижается ρ_k на участке кривой близ точки максимума ρ_k (рис. 19, в, г).

Анализ зависимости отношения ρ_k/ρ_p от $L_d = L/d_c$ для значений ρ_k , соответствующих средней части пласта, позволяет оценить влияние глинистого раствора на измеряемое кажущееся сопротивление. Для этого участка кривой ρ_k при мощности пласта, превосходящей в 5—10 раз наибольший размер зонда, зависимости $\rho_k/\rho_p = f(L_d)$ для различных значений $\mu_{п,р} = \rho_p/\rho_p$, близки к аналогичным кривым для пластов неограниченной мощности (см. рис. 43, 44). С ростом L_d кажущееся сопротивление приближается к удельному сопротивлению пород и в зависимости от отношения ρ_p/ρ_p практически достигает его при тем больших значениях L_d , чем выше отношение ρ_p/ρ_p . Таким образом, влияние глинистого раствора тем значительнее, чем меньше L_d и больше $\mu_{п,р}$.

Поэтому для стандартных измерений кажущегося сопротивления рекомендуется использовать зонды, размер которых существенно превышает диаметр скважины, особенно при проникновении фильтрата глинистого раствора. Зона проникновения, электрическое удельное сопротивление которой обычно существенно отличается от удельного сопротивления пород *in situ* (см. § 18), во многих случаях значительно изменяет конфигурацию кривых ρ_k .

Кривые кажущегося сопротивления, зарегистрированные различными зондами в скважинах, пересекающих пласты, в которые проник фильтрат глинистого раствора высокого удельного сопротивления, приведены на рис. 20. В этих пластах наблюдается резкое повышение кажущегося сопротивления, зарегистрированного зондом малого радиуса исследования по сравнению с кажущимся сопротивлением, измеренным зондом глубокого исследования. Кажущееся сопротивление, зарегистрированное зондом малого размера, в основном определяется величиной $\rho_{зп}$, тогда как ρ_k зонда большого размера — сопротивлением ρ_p .

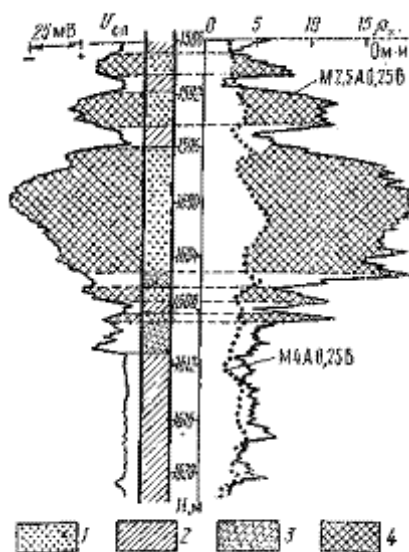


Рис. 20. Изменение кажущегося сопротивления ρ_k , зарегистрированное двумя градиент-зондами разного размера в коллекторах в связи с проникновением фильтрата глинистого раствора высокого удельного сопротивления.

1 — пески и песчаники; 2 — глины; 3 — песчаные глины; 4 — участки кривых, соответствующие коллекторам

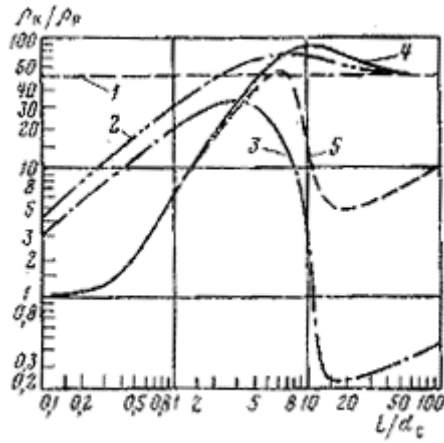


Рис. 21. Изменение кажущегося сопротивления ρ_k в зависимости от отношения L/d_c в пластах конечной и бесконечной мощности при $\rho_n = 50\rho_p$ и $\rho_p = \rho_{вм}$.

1 — линия ρ_n/ρ_p ; кривые $\rho_k/\rho_p = f(L/d_c)$:
 2 — для потенциал-зонда при $h = \infty$,
 3 — для потенциал-зонда при $h = 10d_c$
 4 — для градиент-зонда при $h = \infty$, 5 — для градиент-зонда при $h = 10d_c$

В пластах ограниченной мощности с возрастанием размера зонда оптимальные значения ρ_k могут не достигнуть значений ρ_n (см. рис. 46, 47).

В пластах высокого сопротивления ограниченной мощности из-за влияния вмещающих пород отмечаются следующие характерные особенности изменения оптимального кажущегося сопротивления.

На кривых ρ_k для градиент-зондов по мере возрастания отношения L_T/d_c кажущееся сопротивление сперва увеличивается (рис. 21, кривая 5). При $L_T \approx 2/3h$ ρ_k максимально, затем резко снижается. При $L_T \approx 2h$ ρ_k достигает минимума, незначительно (до 5—6 раз) превосходящего электрическое удельное сопротивление вмещающих пород, и затем при дальнейшем возрастании L_T/d_c асимптотически стремится к $\rho_{к,ас}$, тем более близкому к $\rho_{пп}$ чем меньшем ρ_p .

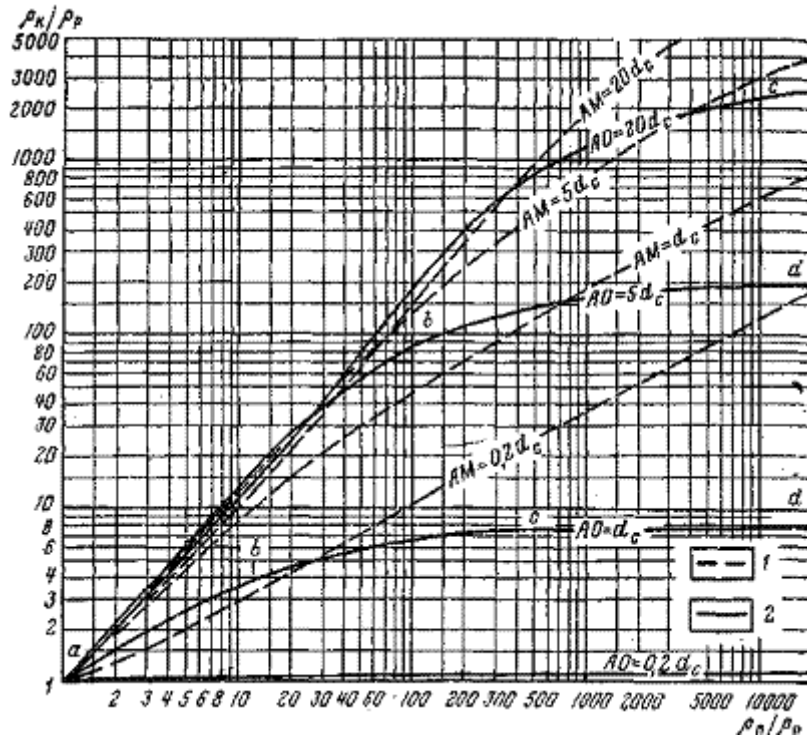


Рис. 22. Зависимость ρ_k/ρ_p от ρ_n/ρ_p при $L_d = L/d_c = \text{const}$ для зондов различных типов и размеров.

1 — потенциал-зонд; 2 — градиент-зонд

На кривых ρ_k потенциал-зонда по мере увеличения отношения $L_{\text{п}}/d_c$ кажущееся сопротивление также возрастает (см. рис. 21, кривая 3). При $L_{\text{п}} \approx 1/3h$ ρ_k достигает максимума; затем оно резко снижается до значений $\rho_k \ll \rho_{\text{вм}}$. При $L_{\text{п}}/h \approx 2$ ρ_k минимально; далее оно плавно увеличивается и асимптотически достигает $\rho_{\text{вм}}$ при беспредельном возрастании $L_{\text{п}}$.

Анализ теоретических кривых бокового электрического зондирования $\rho_k/\rho_p = f(L/d_c)$ при $\mu_{\text{п,р}} = \rho_{\text{п}}/\rho_p = \text{const}$ (см. рис. 43 и 44) показывает, что при заданных d_c и ρ_p кажущееся сопротивление, измеренное идеальным потенциал-зондом при увеличении $L_{\text{п}}$, быстро достигает $\rho_{\text{п}}$. Для широкого диапазона изменения $\mu_{\text{п,р}}$ и $L_d = L/d_c$ кажущееся сопротивление почти прямо пропорционально $\rho_{\text{п}}$ (рис. 22). Такая зависимость ρ_k от $\rho_{\text{п}}$ обеспечивает значительную дифференциацию кривых ρ_k , полученных потенциал-зондом в мощных пластах высокого сопротивления, и облегчает их интерпретацию.

Для градиент-зондов, интенсивная зависимость ρ_k от $\rho_{\text{п}}$ наблюдается только у зондов большого размера или при относительно низких удельных сопротивлениях пород (см. рис. 22, участки кривых ab). При высоких $\rho_{\text{п}}$ и небольших L_d кажущееся сопротивление мало зависит (участки кривых bc) или практически не зависит (участки кривых cd (Малая зависимость ρ_k от $\mu_{\text{п,р}}$ при больших значениях $\mu_{\text{п,р}}$ объясняется тем, что в этих условиях почти весь ток течет по стволу скважины и дальнейшее увеличение $\mu_{\text{п,р}}$ не приводит к заметному возрастанию плотности тока между электродами М и N, которой пропорционально кажущееся сопротивление [2].)) от $\rho_{\text{п}}$. Таким образом, для расчленения пород высокого сопротивления необходимы градиент-зонды очень большого размера, использование которых сопряжено со значительными техническими трудностями [3].

В этих условиях величина ρ_k , измеренная идеальными градиент-зондами малого размера,

$$\rho_k = \frac{j}{I_0} \rho_p = \frac{2I/\pi d_c^2}{I/4\pi L_r^2} \rho_p = 8 \left(\frac{L_r}{d_c} \right)^2 \rho_p = 8L_d^2 \rho_p \quad (41)$$

в основном определяется квадратом отношения L_r к d_c , сопротивлением ρ_p и мало зависит от $\rho_{\text{п}}$, что исключает возможность детального расчленения горных пород высокого сопротивления по данным ρ_k градиент-зондов.

Для неидеальных зондов формула (41) заменяется выражением

$$\rho_k = \frac{8AMAN}{d_c^2} \rho_p = 8 \frac{L_r^2}{d_c^2} [1 - (I_r/2L_r)^2] \rho_p, \quad (42)$$

практически обращаемся в формулу (41) при всех значениях $L_r < (0,2) L_r$.

Таким образом, для изучения мощных пластов высокого сопротивления целесообразно использовать потенциал-зонды с $L_{\text{п}} < 1/3h$. Такие зонды хорошо дифференцируют разрез скважины, если расстояние между парными электродами зонда превышает наибольшую мощность изучаемых пластов. При несоблюдении этого условия резко уменьшаются максимальные значения ρ_k , снижается дифференцированность кривых и они по конфигурации приближаются к кривым ρ_k градиент-зондов (парадокс трехэлектродного потенциал-зонда) [2].

В тех случаях, когда забой скважины находится в пласте большой мощности высокого сопротивления, кривые ρ_k имеют следующие особенности [2].

На кривых ρ_k последовательных трехэлектродных зондов кажущееся сопротивление в пласте и близ забоя близко к нулю, так как преобладающая доля тока от заземления А уходит в проводящую среду, покрывающую пласт. После выхода электродов М и N из пласта ρ_k повышается и асимптотически достигает сопротивления среды, покрывающей пласт. На кривых ρ_k обращенных трехэлектродных зондов кажущееся сопротивление близ кровли пласта в 2 раза превышает ρ_k для случая, когда зонд находится в середине пласта, полностью вскрытого скважиной. Кажущееся сопротивление идеального потенциал-зонда возрастает линейно по мере удаления точки замера ρ_k от кровли пласта.

§ 7. ПРАВИЛА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ И МОЩНОСТЕЙ ПЛАСТОВ ПО КРИВЫМ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

Пласты высокого сопротивления

Градиент-зонд

1. Пласт большой мощности; $h > 5L$. Обращенный градиент-зонд. Для этого зонда

$$H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \max}} - l_r/2, \quad (43)$$

$$H_{\Pi} = H_{\rho_{\kappa, \min}} - l_r/2, \quad (44)$$

где H_{κ} и H_{Π} — глубины залегания кровли и подошвы пласта; $H_{\rho_{\kappa, \max}}$ и $H_{\rho_{\kappa, \min}}$ — глубины точек, в которых ρ_{κ} максимально и минимально.

Мощность пласта

$$h = H_{\Pi} - H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \min}} - H_{\rho_{\kappa, \max}}. \quad (45)$$

Последовательный градиент-зонд. В этом случае

$$H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \min}} + l_r/2; \quad (46)$$

$$H_{\Pi} = H_{\rho_{\kappa, \max}} + l_r/2; \quad (47)$$

$$h = H_{\Pi} - H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \max}} - H_{\rho_{\kappa, \min}}. \quad (48)$$

Если ρ_{κ} измеряли последовательным и обращенным градиент-зондами, то

$$H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \max}(\text{обр})} - l_r/2, \quad (49)$$

$$H_{\Pi} = H_{\rho_{\kappa, \max}(\text{посл})} + l_r/2, \quad (50)$$

$$h = H_{\Pi} - H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \max}(\text{посл})} - H_{\rho_{\kappa, \max}(\text{обр})} + l_r. \quad (51)$$

Когда точка минимума ρ_{κ} выделяется недостаточно четко, глубины залегания подошвы (обращенный градиент-зонд) и кровли пласта (последовательный градиент-зонд) могут быть найдены приближенно по положению точек с (см. рис. 16), начиная с которых наблюдается резкое возрастание ρ_{κ} . Положение границы пласта, прилегающей к этой точке, смещено относительно ее положения на величину размера зонда в сторону непарного электрода.

2. Пласт средней мощности; $L_r < h < 5L$. Глубины залегания кровли, подошвы, а также мощность пласта определяются по формулам (49)—(51).

3. Пласт мощности $h < L_r$. Глубины залегания кровли, подошвы, а также мощность пласта могут быть определены по глубинам отметок $H_{\rho_{\kappa, \text{эк}}}$ точек $\rho_{\kappa, \text{эк}}$ экранного максимума кривых (см. рис. 16), расположенных выше кровли пласта (обращенный градиент-зонд) и ниже подошвы пласта (последовательный градиент-зонд (рис. 23):

$$H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \text{эк}}(\text{обр})} + L_r; \quad (52)$$

$$H_{\Pi} = H_{\rho_{\kappa, \text{эк}}(\text{посл})} - L_r; \quad (53)$$

$$h = H_{\Pi} - H_{\kappa} = H_{\rho_{\kappa, \text{эк}}(\text{посл})} - H_{\rho_{\kappa, \text{эк}}(\text{обр})} - 2L_r. \quad (54)$$

Если измерения выполнялись одним зондом, то сначала по формулам (52) или (53)

определяют глубину залегания кровли или подошвы пласта. Для нахождения глубины залегания второй границы вычисляют мощность h пласта одним из следующих способов [2,3].

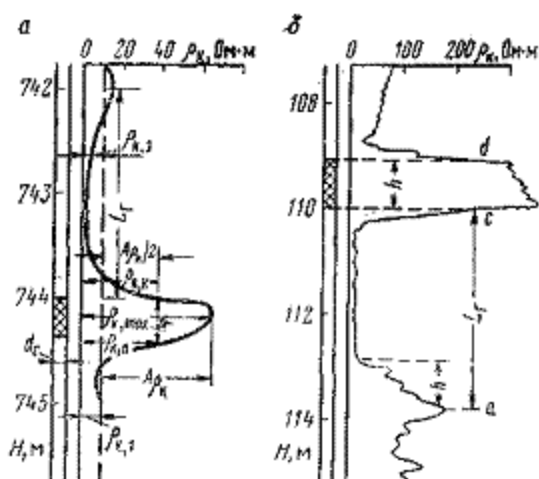


Рис 23. Примеры определения мощности h пласта высокого сопротивления при $h < L_T$ по диаграммам ρ_k , зарегистрированным градиент-зондом
а-способ фиктивной мощности пласта; б - способы максимальных градиентов ρ_k и ширины аномалии на расстоянии L_T от экранного максимума

1. Способом фиктивной мощности пласта — по кривым $h_\phi/d_c = f(h/d_c)$, где h_ϕ — фиктивная мощность пласта. Под фиктивной мощностью пласта подразумевается ширина аномалии (в масштабе глубин) любого физического параметра (в данном случае ρ_k) на половине ее амплитуды $A_{pк}$ (рис. 23, а). На рис. 24 приведена серия кривых зависимости $(h_\phi/d_c)\eta_l = f(h/d_c)$ для различных отношений $\rho_{п}/\rho_{вм}$ и $L_T/h < 5$; (η_l — поправочный коэффициент за величину расстояния между сближенными электродами зонда). Определив глубины $H_{п,ф}$ и $H_{к,ф}$ залегания границ зоны фиктивной мощности, рассчитывают $h_\phi = H_{п,ф} - H_{к,ф}$, отношение L_T/h_ϕ ; затем определяют поправку η_l по кривой, приведенной на рис. 24, б, и, зная диаметр d_c скважины, вычисляют

$$y = \frac{h_\phi}{d_c} \eta_l. \quad (55)$$

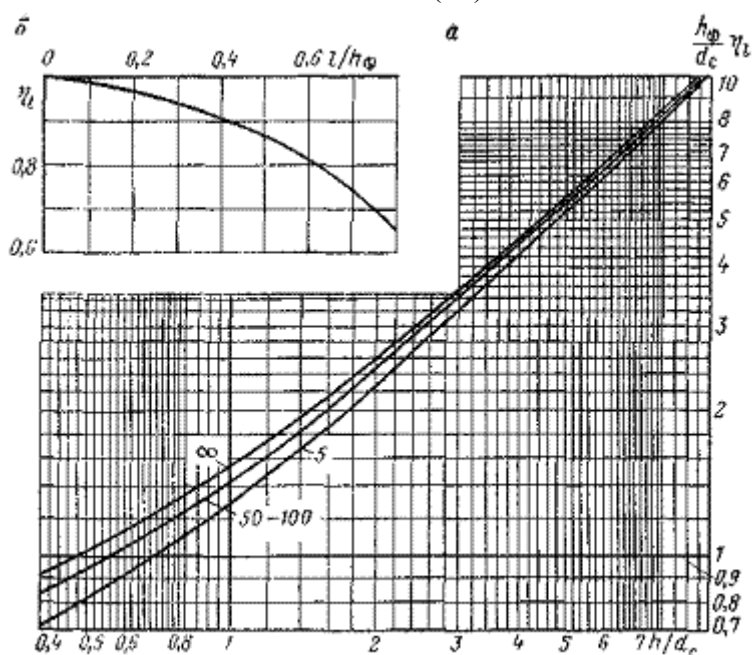


Рис. 24. Зависимости между фиктивной и истинной мощностями пласта (а); шифр кривых — $\rho_{п}/\rho_{вм}$ и график поправки за величину отношения L_T/h_ϕ (б)

Для полученного значения y по кривой $h_{\phi}\eta/d_c = f(h/d_c)$ (рис. 24, а) ближайшего модуля ρ_{Π}/ρ_p находят абсциссу x и рассчитывают искомую мощность $h = xd_c$.

2. Способом максимальных градиентов ρ_k . Границы пласта проводят против точек кривой ρ_k , в которых градиент $\rho_k (\partial\rho_k/\partial H)$ максимален (см. рис. 23, б). Определив глубины H_{Π} и H_k , вычисляют мощность пласта $h = H_{\Pi} - H_k$. Метод требует регистрации диаграмм в крупном масштабе глубин (1 : 20, 1 : 50) или определения положения точек максимального градиента с помощью специального дифференцирующего устройства.

3. Способом ширины аномалий ρ_k на расстоянии L_r от экранного максимума (см. рис. 23, б). Отрезок cd принимается равным мощности h в масштабе глубин диаграммы.

Наиболее точные результаты дают способы фиктивной мощности и максимальных градиентов.

Потенциал-зонд

Пласт большой мощности; $h > 5L_{\Pi}$. Глубины залегания кровли и подошвы пластов высокого сопротивления в зависимости от удельных сопротивлений глинистого раствора, вмещающих пород и изучаемого пласта, его мощности, размера зонда и диаметра скважины определяются одним из следующих способов.

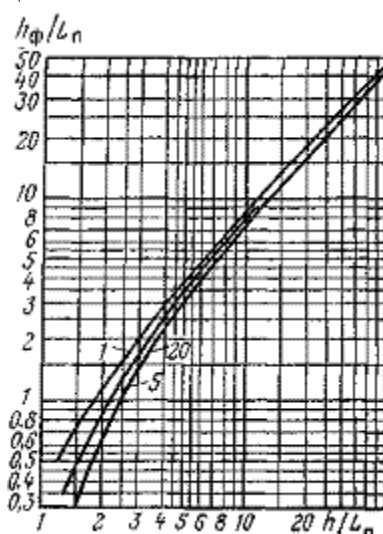


Рис. 25. Зависимость между h_{ϕ}/L_{Π} и h/L_{Π} . Шифр кривых — L_{Π}/d_c

1. По значениям $\rho_{k,гр}$, определяемым по формулам (37) — (39) в тех случаях, когда удельное сопротивление пород, залегающих близ кровли и подошвы пласта, не превосходит двукратной величины ρ_p и пласт имеет очень высокое сопротивление.

2. По глубинам залегания точек кривой, в которых

$$\rho_k = \rho_{k,гр} = \frac{2\rho_{k, макс}}{1 + (\rho_{k, макс}/\rho_{k, вк})^2}$$

(56)

где $\rho_{k, макс}$ и $\rho_{k, вк}$ — максимальное кажущееся сопротивление в изучаемом пласте и кажущееся сопротивление в породе, прилегающей к пласту со стороны изучаемой границы.

Этот способ используют в тех случаях, когда ρ_k в пластах, прилегающих к изучаемому, превышает $2\rho_p$.

Для определения $\rho_{k,гр}$ по формуле (56) применяют специальную номограмму.

3. По глубинам залегания точек, в которых градиент $\partial\rho_k/\partial H$ максимален.

4. По глубинам залегания середин «площадок» кривой ρ_k с относительно небольшим изменением кажущегося сопротивления [1,2] (способ применяют в пластах невысокого сопротивления, при слабом влиянии глинистого раствора, например, в скважинах малого диаметра).

5. По зависимостям $h_{\phi}/L_{\Pi} = f(h/L_a)$ (рис. 25). В этом случае находят абсциссу x точки кривой модуля $\mu=L_{\Pi}/d_c$, ордината которой $y = h_{\phi}/L_{\Pi}$, и далее вычисляют искомое $h = xL_{\Pi}$.

При $h_{\phi}/L_{\Pi} > 1$, $L > d_c$ и $\rho_{\Pi} > 5\rho_p$ ($\rho_{вк} \approx \rho_p$) для расчета h можно использовать

приближенную формулу

$$h = \{1 + 0,41 [1 - (\rho_p/\rho_n)^{1/2}]\} h_{\phi} + L_n. \quad (57)$$

Глубины залегания кровли и подошвы пласта приближенно определяются по глубине H_{cp} средней точки отрезка h_{ϕ} :

$$H_n = H_{cp} + h/2; \quad (58)$$

$$H_k = H_{cp} - h/2. \quad (59)$$

Пласт средней мощности; $L_n < h < 5L_n$. В пластах средней мощности положение кровли и подошвы пласта и его мощность определяются по фиктивной мощности h_{ϕ} .

Пласт малой мощности; $h < L_n$. В этих условиях вследствие недостаточной точности определения положения границ пластов по данным кривые ρ_k потенциал-зонда применять не рекомендуется.

Пласты низкого сопротивления

Глубины залегания кровли и подошвы пластов низкого сопротивления определяются глубинами залегания подошвы и кровли покрывающих и подстилающих пород высокого сопротивления по указанным выше формулам.

Если удельное сопротивление пласта очень мало и кривая ρ_k зарегистрирована в масштабе, позволяющем детально расчленять кажущееся сопротивление во вмещающих породах, то проводящий пласт выделяется зоной минимума, превышающей его мощность на размер L_r зонда [1,3,18]. В этих случаях кровля пласта находится на расстоянии L_r ниже верхней границы зоны минимума ρ_k на кривой обращенного зонда. Обозначая глубину этой точки через H_{nr} , получаем:

$$H_k = H_{nr} + L_r. \quad (60)$$

Глубина залегания подошвы пласта

$$H_n = H_{\rho_k, \max} - l_r/2, \quad (61)$$

где $H_{\rho_k, \max}$ — глубина точки максимума ρ_k ниже подошвы пласта. Мощность пласта

$$h = H_n - H_k = H_{\rho_k, \max} - H_{nr} - AN (BM). \quad (62)$$

На диаграмме последовательного градиент-зонда

$$H_k = H'_{\rho_k, \max} + l_r/2, \quad (63)$$

где $H'_{\rho_k, \max}$ — глубина точки максимума ρ_k над кровлей пласта,

$$H_n = H_{nr} - L_r, \quad (64)$$

где H_{nr} — глубина нижней границы зоны минимума ρ_k . Мощность пласта

$$h = H_{nr} - H'_{\rho_k, \max} - AN (MB). \quad (65)$$

§ 8. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПАЧКАХ ПЛАСТОВ

Разрезы скважины обычно представлены чередованием пород низкого и высокого сопротивлений. В тех случаях, когда расстояние между пластами не превышает двух-четырех размеров зонда, кривые ρ_k отличаются по конфигурации от кривых для единичных пластов тем больше, чем меньше расстояние между пластами. Вид кривых кажущегося сопротивления в пачках (Пачкой будем называть сочетание двух или нескольких близлежащих пластов различного сопротивления.) зависит не только от типа зонда и соотношений между его размером, мощностями h пластов и диаметром d_c скважины, но и от

соотношений между размером зонда и мощностями e пропластков, разделяющих пласты, и мощностью H всей пачки.

Из совокупностей пачек пластов различных мощностей и сопротивлений наиболее простой будет пачка, состоящая из двух пластов одинаковой или различной мощности; с нее начнем рассмотрение данного вопроса.

Пачки двух пластов одинаковой или различной мощности

Градиент - зонд

При исследовании обращенным градиент-зондом пачки, состоящей из двух пластов одинаковой мощности (рис. 26, кривая 1), в случае, когда размер зонда превышает мощность пачки, наиболее четко выделяется нижний пласт (пачка а). Верхний пласт вследствие экранирования тока нижним пластом отмечается менее четко. По мере сближения пластов максимум кажущегося сопротивления в верхнем пласте возрастает (пачка б), но не достигает значений ρ_k в нижнем пласте. При малом значении e оба пласта отмечаются общей аномалией ρ_k с максимумом, расположенным против нижнего пласта (пачка в). При бесконечном сближении пластов этот максимум переходит в верхний пласт.

При $L_r < h + e$ вследствие экранирования тока нижним пластом более высокие кажущиеся сопротивления отмечаются в верхнем пласте (рис. 26, кривая 2, пачка а). По мере сближения пластов кажущееся сопротивление в верхнем пласте возрастает, в нижнем — уменьшается.

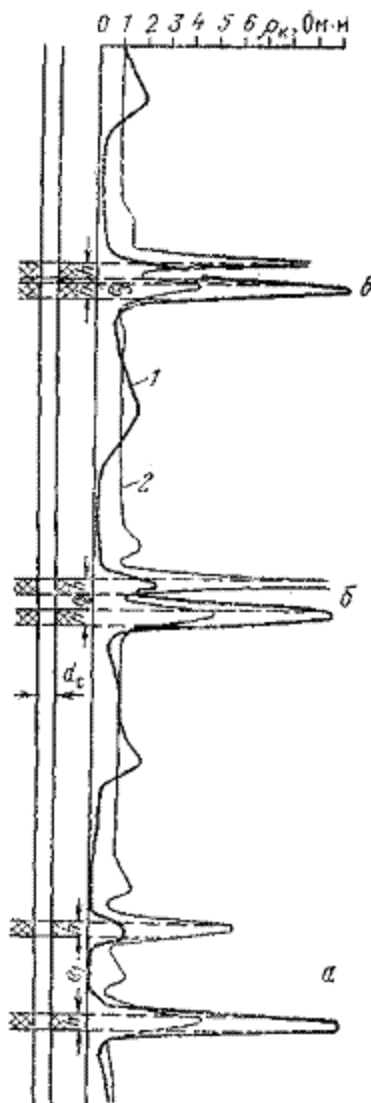


Рис. 26. Кривые ρ_k при пересечении обращенным градиент-зондом пачки пластов бесконечно высокого сопротивления одинаковой мощности (по С. Г. Комарову).

$$\rho_{вм} = \rho_p = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}; 1 - L_r = 10,5h; 2 - L_r = 2,95h; e_1 = 5h; e_2 = h; e_3 = 0,25h, d_c = 0,35h$$

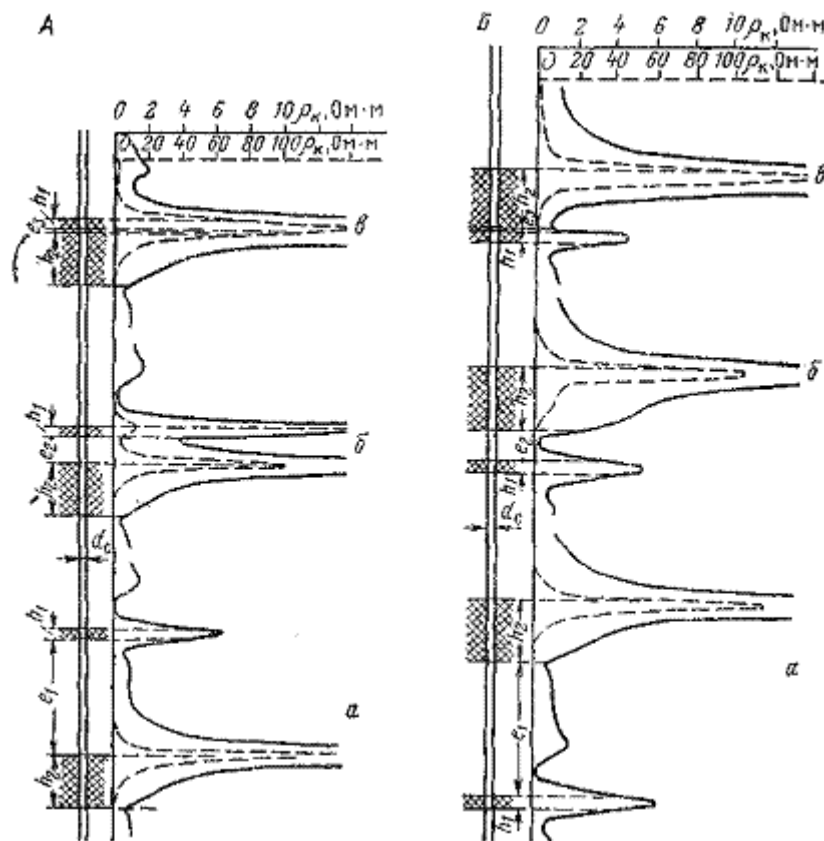


Рис. 27. Кривые ρ_k при пересечении обращенным градиент-зондом пачки пластов бесконечно высокого сопротивления различной мощности (по С. Г. Комарову). А — пласт малой мощности залегает над мощным пластом; В — пласт малой мощности залегает под мощным пластом; $\rho_{\text{вм}} = \rho_p = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $h_1 = 0,2221L_r$; $h_2 = 1,11L_r$; $e_1 = 2,51L_r$; $e_2 = 0,555L_r$; $e_3 = 0,0278L_r$; $d_c = 0,35h_1$

Таким образом, на кривых ρ_k обращенного градиент-зонда при $L_r > e + h$ наиболее четко выделяется нижний пласт пачки, а при $L_r < e + h$ — верхний пласт. Обратное наблюдается при измерениях ρ_k последовательным зондом. Если эту особенность не учитывать, то легко допустить погрешность при интерпретации, предполагая, что уменьшение или увеличение ρ_k вызвано соответствующими сопротивлениями пластов, слагающих пачку.

При исследовании градиент-зондами двух пластов высокого сопротивления различных мощностей вид кривых ρ_k зависит от взаимного расположения этих пластов.

Если пласт малой мощности залегает над мощным пластом (рис. 27, А), то при достаточном удалении пластов (пачка а) оба пласта на кривых ρ_k обращенного градиент-зонда выделяются четко. При их сближении (пачка б) кажущееся сопротивление против тонкого пласта возрастает вследствие экранирования тока подстилающим пластом. При дальнейшем сближении пластов депрессия в межпластовой зоне исчезает и оба пласта выделяются единой аномалией ρ_k (пачка в). Обращенный градиент-зонд не позволяет выделить пласт малой мощности, залегающий над мощным пластом, если мощность пропластка, отделяющего эти пласты, невелика.

Если пласт малой мощности залегает под пластом большой мощности (рис. 27, Б), то пласт малой мощности отмечается при любых соотношениях между размером зонда и мощностью разделяющего пропластка.

На кривых ρ_k последовательного градиент-зонда тонкий пласт, залегающий над мощным пластом, отмечается обособленным максимумом ρ_k (четко отделяющимся от зоны повышенных кажущихся сопротивлений в мощном пласте). Максимум ρ_k в тонком пласте, находящемся под мощным пластом, возрастает по мере сближения пластов и в пределе сливается в единую аномалию ρ_k повышенных кажущихся сопротивлений.

Потенциал-зонд

Если мощность каждого пласта превышает размер зонда и пласты достаточно

удалены друг от друга, то оба пласта на диаграмме кажущегося сопротивления отмечаются обособленными максимумами ρ_k (рис. 28, А, пачка а). При сближении пластов наблюдается возрастание кажущегося сопротивления в пределах пачки (пачки б и в). При близком залегании пластов депрессия ρ_k в зоне пропластка исчезает (пачка г). Оба пласта на диаграмме ρ_k выделяются как один пласт суммарной мощностью $h_1 + h_2 + e$. (пачка г). В этих условиях потенциал-зонд не позволяет выделить пропластки малой мощности.

Если $L_{\Pi} > h$, то каждый пласт отмечается минимумом кажущегося сопротивления (рис. 28, Б). По мере сближения пластов кажущееся сопротивление увеличивается, и при близком залегании пластов между ними наблюдается четкий максимум ρ_k (пачки б и в), созданный в результате экранирования тока соседним пластом.

При пересечении потенциалзондом двух пластов различной мощности ($h_1 > L_{\Pi}$ и $h_2 < L_{\Pi}$) по мере сближения пластов у границы мощного пласта, находящегося со стороны расположения пласта малой мощности, появляется ложный максимум ρ_k (рис. 29, пачка б). При дальнейшем сближении пластов (рис. 29, пачка в) этот максимум сливается с основной аномалией высокого сопротивления против мощного пласта.

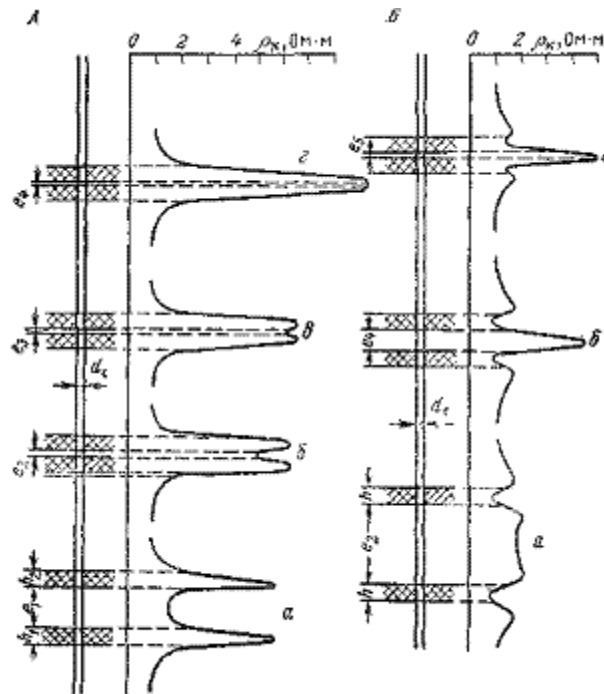


Рис. 28. Кривые ρ_k потенциал-зонда в пачках пластов высокого сопротивления равной мощности.
 А- $h_1=h_2=10L_{\Pi}$; Б- $h_1=h_2=L_{\Pi}$; $\rho_{\text{вм}} - \rho_p = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $e_1=25L_{\Pi}$; $e_2=5L_{\Pi}$; $e_3=2,5L_{\Pi}$; $e_4=1,25L_{\Pi}$; $e_5=0,25L_{\Pi}$; $d_c=0,3h_1$

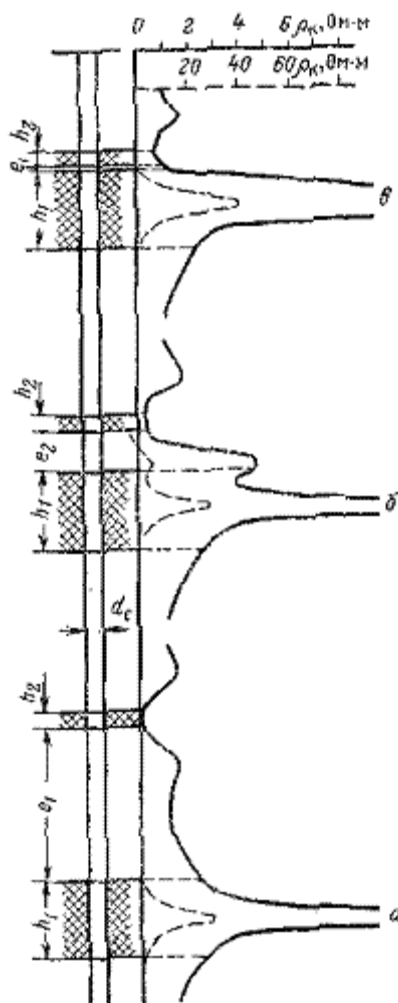


Рис. 29. Кривые ρ_k при пересечении потенциал-зондом пачки пластов бесконечно высокого сопротивления различной мощности (по С. Г. Комарову).

$$\rho_{\text{вм}} = \rho_p = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}; h_1 = 1,25L_n; h_2 = 0,25L_n; e_1 = 2,5L_n; e_2 = 0,625L_n; e_3 = 0,0313L_n; d_c = 0,351h_2$$

Пачка, состоящая из многих пластов малой мощности высокого сопротивления

Градиент - зонд

При $L_T > H$ на диаграммах ρ_k обращенного градиент-зонда наиболее четко выделяется пласт, залегающий в подошве пачки (рис. 30, а), а на кривых последовательного зонда — пласт, находящийся в кровле пачки (рис. 30, б). Остальные пласты проявляются тем меньше, чем дальше они залегают от границ пачки. Получаемая кривая ρ_k (см. рис. 30, а, б) мало отражает картину истинного распределения удельных сопротивлений пластов, слагающих пачку. При $L_T < H$ по мере уменьшения отношения L_T/H отдельные пласты выделяются четче, за исключением пласта, залегающего в подошве (на кривой ρ_k обращенного зонда, рис. 30, д) и в кровле (на кривой ρ_k последовательного зонда, рис. 30, е) пачки. Кажущееся сопротивление постепенно возрастает от кровли к подошве на кривой ρ_k последовательного градиент-зонда и от подошвы к кровле — на кривой ρ_k обращенного зонда. В пачке пластов малой мощности значительно увеличивается влияние глинистого раствора [2].

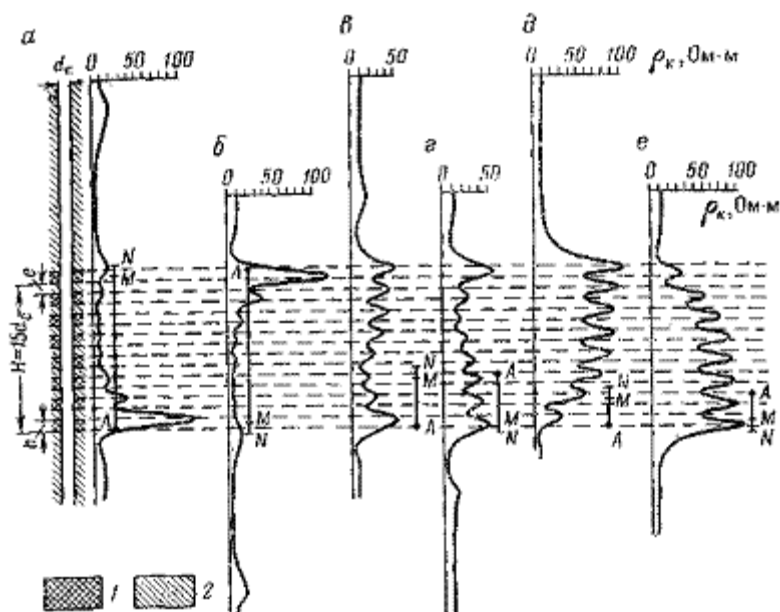


Рис. 30. Кривые ρ_k при пересечении пачки тонких пластов бесконечно высокого сопротивления одинаковой мощности.

а, в, д — обращенный градиент-зонд; б, г, е — последовательный градиент-зонд; 1 — пласты бесконечно высокого сопротивления; 2 — вмещающая среда сопротивления $\rho_{вм} = \rho_p = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $h = e = d_c$

Потенциал-зонд

В пачках пластов малой мощности при использовании этого зонда получают трудно интерпретируемые кривые ρ_k . Так, например, если размер зонда удовлетворяет условию $2h > L_n > h$, пласты отмечаются локальными минимумами ρ_k ; максимумы располагаются против пропластков [2]. Зона повышенных кажущихся сопротивлений сокращается, и близ границ пачки появляются депрессии ρ_k . Их протяженность возрастает по мере увеличения размера зонда. При $L_n > H$ вся пачка отмечается депрессией кажущихся сопротивлений, ограниченной сверху и снизу экранными максимумами. Несоответствие диаграмм ρ_k действительному распределению удельных сопротивлений по разрезу пачки исключает возможность использования потенциал-зондов для изучения пачек пластов малой мощности. Случай частого чередования пластов очень малой мощности

При частом чередовании слоев высокого и прослоев низкого сопротивлений с весьма малыми значениями h , сложенных в пачки, мощностью, превышающей размер зонда, на кривых ρ_k , зарегистрированных градиент-зондами при $l_f > h$, каждый слой в отдельности обычно не выделяется. Вся пачка отмечается зоной незначительного повышения кажущегося сопротивления. Для такой среды кажущееся сопротивление $\rho_{к,п}$, измеренное перпендикулярно к напластованию, равно истинному удельному электрическому сопротивлению, измеренному по напластованию:

$$\rho_{к,п} = \rho_f = \frac{\rho_n \rho_{гг}}{(1 - \chi_{гг}) \rho_{гг} + \chi_{гг} \rho_n}, \quad (66)$$

где

$$\chi_{гг} = \frac{\sum h_{гг}}{\sum h_{гг} + \sum h_n};$$

$\sum h_{гг}$ и $\sum h_n$ — суммарные мощности прослоев низкого удельного сопротивления $\rho_{гг}$ (обычно глин) и высокого удельного сопротивления ρ_n .

При $\rho_n = \infty$

$$\rho_{к,п} = \rho_f = \rho_{гг} / \chi_{гг}. \quad (67)$$

В частности, если суммарная мощность слоев бесконечно высокого сопротивления равна мощности проводящих прослоев ($\chi_{гг} = 0,5$), замеренное кажущееся сопротивление даже в пачке тонких слоев бесконечно высокого сопротивления всего в 2 раза превзойдет сопротивление вмещающих проводящих пород.

Зависимости $\rho_{п,гг}/\rho_{гг} = f(\sum h_n / (\sum h_n + \sum h_{гг})) = f(1 - \chi_{гг})$ при $\rho_{п}/\rho_{гг} = \text{const}$ показывают, что только при малом $\chi_{гг}$ ($1 - \chi_{гг} \approx 1$) кажущееся сопротивление значительно превосходит удельное сопротивление проводящих прослоев (рис. 31).

§ 9. КРИВЫЕ МИКРОЗОНДОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Кривые кажущегося сопротивления, зарегистрированного микрозондами, по конфигурации в общих чертах подобны кривым обычных зондов. Выделяя пропластки мощностью 5—10 см, микрозонды дают более дифференцированные кривые ρ_k на участках тонкослоистого разреза.

По диаграммам микрозондов границы пластов и их мощности определяются по изложенным выше правилам. Чем меньше толщина глинистой корки и чем плотнее прилегает башмак микрозонда к стенке скважины, тем точнее устанавливается глубина залегания границ пластов. По кривым ρ_k микропотенциал-зонда границы пластов высокого сопротивления приурочены к точкам кривой ρ_k , определяемым равенством (56). По кривым ρ_k микроградиент-зонда границы соответствуют точкам максимума и минимума ρ_k .

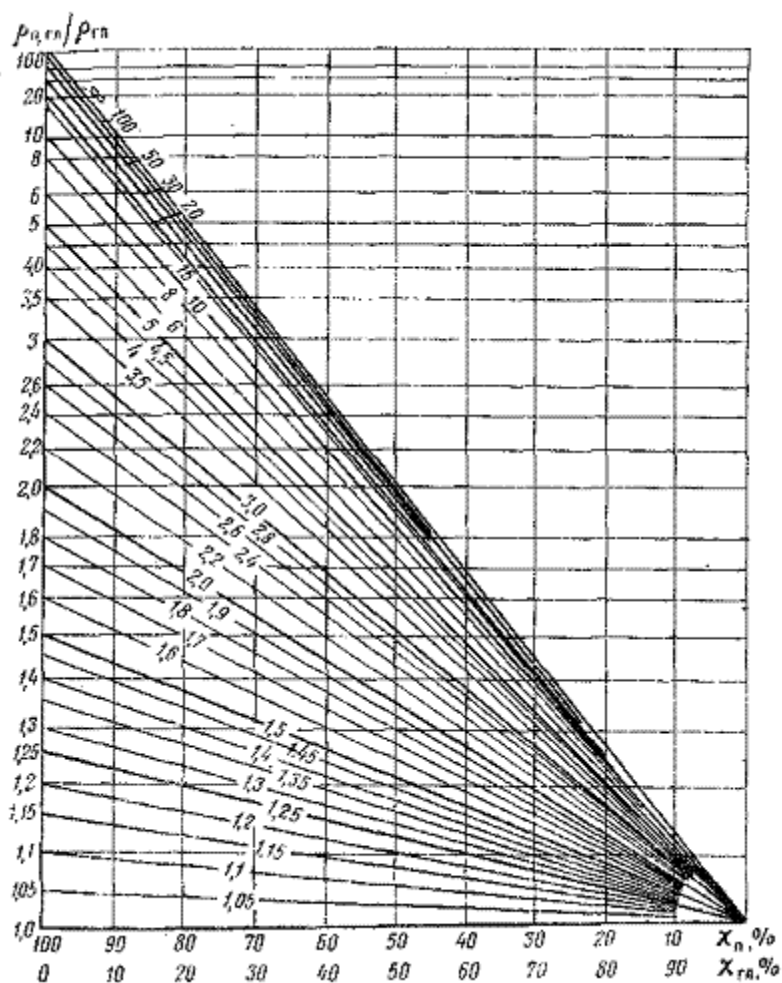


Рис. 31. Палетка кривых зависимостей $\rho_{п,гг}/\rho_{гг}$ от $\chi_{гг}$. Шифр кривых - $\rho_{п}/\rho_{гг}$

§ 10. ОСОБЕННОСТИ КРИВЫХ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В НАКЛОННЫХ ПЛАСТАХ ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

Конфигурация кривых ρ_k зависит от величины угла β встречи пласта со скважиной. На кривых кажущегося сопротивления градиент-зондов при пересечении наклонной границы раздела сред с уменьшением угла β (увеличением угла $\alpha = \pi/2 - \beta$, угла падения пород при вертикальной скважине) величина ρ_k уменьшается в точках максимума и увеличивается в точках минимума и эти точки удаляются от границ раздела среды. При $\beta < 45^\circ$ ($\alpha > 45^\circ$) максимум ρ_k близ границы раздела сред исчезает, и при приближении зонда к границе кажущееся сопротивление при переходе из среды высокого сопротивления в среду низкого сопротивления постепенно понижается [2,3].

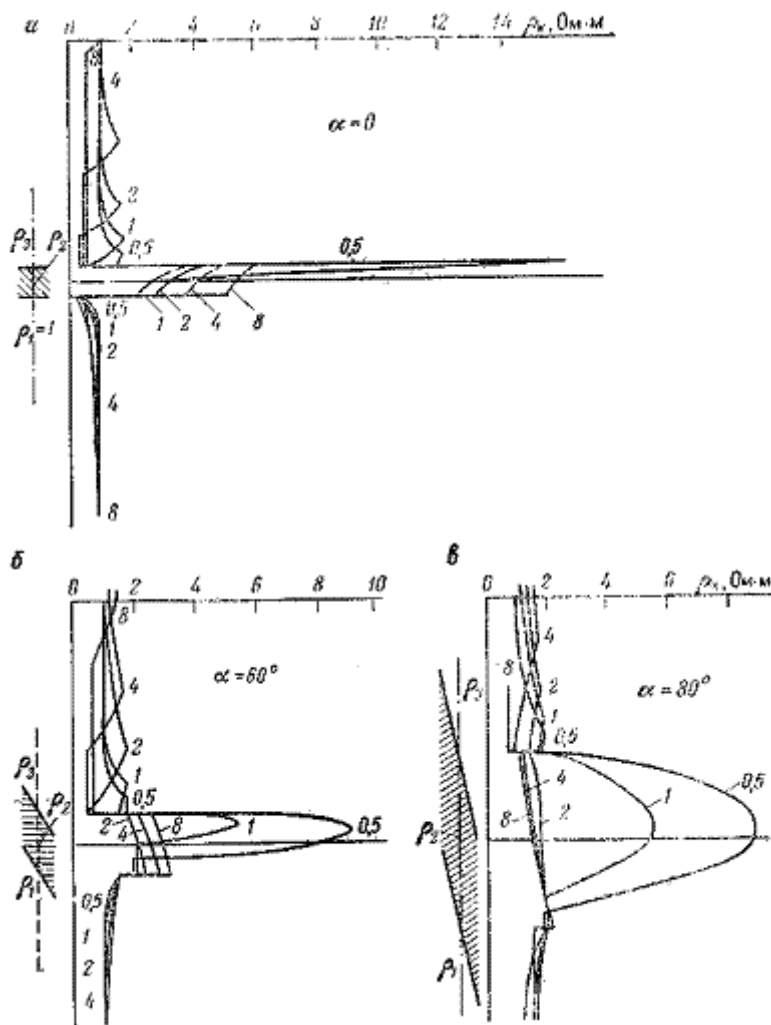


Рис. 32. Кривые ρ_k при пересечении градиент-зондом пластов высокого сопротивления (по С. Я. Литвинову). а — против горизонтального пласта; б, в — против наклонных пластов. Шифр кривых — L_r/h ; $\rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$

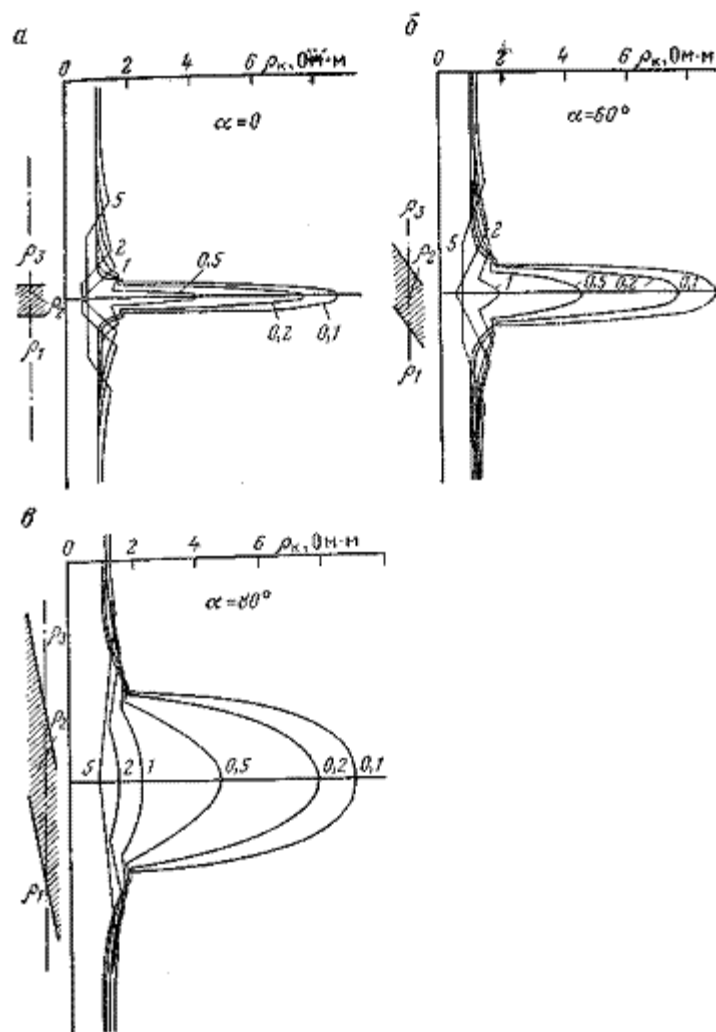


Рис. 33. Кривые кажущегося сопротивления потенциал-зондов в пластах высокого сопротивления (по С. Я. Литвинову).
 а — против горизонтального пласта; б, в — против наклонных пластов; $\rho_1 = \rho_3 = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$; $\rho_2 = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.
 Шифр кривых — $L_{\text{н}}/h$

На кривых ρ_k потенциал-зонда уменьшение β вызывает увеличение протяженности зоны плавно изменяющегося сопротивления без границы сред.

При исчезающе малом влиянии глинистого раствора кривые ρ_k обращенного градиент-зонда в зависимости от угла β (а), размера зонда и мощности пласта имеют вид, изображенный на рис. 32, б, в. Сопоставление этих кривых с кривыми ρ_k для $\beta = \pi/2$ ($\alpha = 0$, рис. 32, а) показывает, что при размере зонда, большем видимой мощности пласта ($h_{\text{в}} = h/\sin \beta$), максимум ρ_k с уменьшением угла β приближается к подошве пласта.

Кривые кажущегося сопротивления потенциал-зонда (рис. 33) симметричны. Максимальное кажущееся сопротивление возрастает с увеличением видимой мощности пласта. Качественно уменьшение угла β идентично увеличению истинной мощности пласта. Как видно из сопоставления кривых, приведенных на рис. 32 и 33, потенциал-зонды имеют преимущество перед градиент-зондами при малых углах встречи пласта со скважиной.

В случаях существенного влияния проводимости глинистого раствора все особенности влияния угла β на конфигурацию кривых ρ_k , о которых говорилось выше, качественно сохраняются [2,3]. При этом уменьшение β ведет к еще большему сглаживанию кривых и исчезновению характерных точек.

Истинные мощности h наклонно залегающих пластов (при $\beta < 60^\circ$) определяются с достаточной точностью при их видимой мощности $h_{\text{в}}$, превосходящей L , следующими способами.

1. По кривым ρ_k последовательного и обращенного градиент-зондов. По этим кривым,

используя формулы (43)—(51), вычисляют величину h , условно называемую электрической мощностью h_3 пласта, и далее по формуле

$$h = [h_3 + d_c (\operatorname{ctg} \beta + 0,82\beta - 1,29)] \sin \beta \quad (68)$$

рассчитывают его истинную мощность.

2. По кривым ρ_k потенциал-зондов. Для этих зондов способами, изложенными в § 7, находят мощность h , полагают ее равной h_3 и вычисляют далее ;

$$h = (h_3 + d_c \operatorname{ctg} \beta) \sin \beta. \quad (69)$$

Точность определения глубин залегания границ пластов и их мощностей по кривым ρ_k , зарегистрированным макрозондами (и особенно градиент-зондами), понижается с уменьшением угла β . При $\beta < 45^\circ$ мощности пластов рекомендуется определять по кривым $\rho_{\text{эф}}$ экранированного, микроэкранированного и микрозондов. В последних двух случаях h_3 соответствует видимой мощности h_v и, следовательно, истинная мощность пласта

$$h = h_v \sin \beta. \quad (70)$$

§ 11. КРИВЫЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЗАЗЕМЛЕНИЯ, РЕГИСТРАЦИИ ТОКА И МЕТОДА СКОЛЬЗЯЩИХ КОНТАКТОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На диаграммах сопротивления заземления R_A породы высокого и низкого удельного сопротивлений отмечаются соответственно повышенными и пониженными значениями измеряемого параметра. Аномалии на кривых R_A против проводящих пластов и пластов высокого сопротивления симметричны. Положение границ определяется точками, в которых градиент изменения R_A максимален [2,3].

На диаграммах тока, в частности диаграммах метода скользящих контактов, пласты высокого сопротивления фиксируются уменьшением силы тока I_A , а проводящие пласты ее возрастанием [2,9]. При одинаковом изменении удельного, сопротивления пород аномалии на диаграммах тем резче, чем больше диаметр заземления, меньше диаметр скважины и сопротивление внешней цепи, в которую включено заземление. Границы пород, различающихся по сопротивлению, определяются по точкам максимумов градиента изменения силы тока (dI_A/dz) или приближенно по точкам, в которых приращение силы тока равно половине его максимального приращения в центре аномалии.

При изменении эффективного сопротивления пород на $\Delta\rho_{\text{эф}}$ сила тока изменяется на

$$\Delta I_A = - \frac{E}{(\sum R + \rho_{\text{эф}}/K_3)^2} \cdot \frac{\Delta\rho_{\text{эф}}}{K_3} = - \frac{I_A}{\sum R + \rho_{\text{эф}}/K_3} \cdot \frac{\Delta\rho_{\text{эф}}}{K_3}, \quad (71)$$

где E — напряжение источника питающего заземления; $\sum R$ — сумма сопротивлений, включенных последовательно с заземлением A ; $\rho_{\text{эф}}$ — среднее (эффективное) сопротивление среды, в которой находится заземление A ; K_3 — коэффициент заземления.

При $\rho_{\text{эф}}/K_3 \gg \sum R$, что, в частности, наблюдается в методе скользящих контактов.

$$\Delta I_A = -I_A \frac{\Delta\rho_{\text{эф}}}{\rho_{\text{эф}}}. \quad (72)$$

На основании последней формулы рассчитывается усредненное сопротивление $\rho_{\text{эф},x}$ другого участка скважины, если известны значения $\rho_{\text{эф},o}$ и I_A на одном из ее участков:

$$\rho_{\text{эф},x} = \rho_{\text{эф},o} + \Delta\rho_{\text{эф}} = \rho_{\text{эф},o} (1 - \Delta I_A / I_A). \quad (73)$$

§ 12. КРИВЫЕ ЭФФЕКТИВНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Изучение горных пород методом сопротивления экранированного заземления осуществляют по эффективному (среднему) сопротивлению (Термин «эффективное сопротивление» научно более обоснован, чем термин «кажущееся сопротивление», в связи с чем было бы правильнее не пользоваться термином «кажущееся сопротивление», как это делали проф. В. Р. Бурсиан, проф. А. П. Краев и др. Однако в связи с тем, что термин «кажущееся сопротивление» глубоко вошел в практику метода сопротивления, автор нашел возможным произвести такую замену только для метода сопротивления экранированного заземления, для которого вначале его применения в СССР термин «кажущееся» не использовался.), пропорциональному полному сопротивлению заземления A , экранированного двумя однополярными с ним заземлениями [2,4,5,12—14,21].

ТРЕХЭЛЕКТРОДНЫЕ ЗОНДЫ БЕЗ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ФОКУСИРОВКИ ЭКРАНИРОВАННОГО ТОКА

Кривые эффективного сопротивления или пропорциональные им кривые $\rho_{эф}/\rho_p$ при ρ_1 — ρ_2 — $\rho_{вм}$ симметричны относительно середины пласта [2,21]. Максимум $\rho_{эф}$ приурочен к середине пласта и возрастает с увеличением его мощности и удельного сопротивления ρ_p , стремясь к некоторому пределу, меньшему $\rho_p(\rho_p/\rho_p)$. В том случае, когда $\rho_1 \neq \rho_3$, кривые $\rho_{эф}$ асимметричны. Максимум $\rho_{эф}$, смещен к вмещающей среде, имеющей более высокое сопротивление.

Термин «эффективное сопротивление» научно более обоснован, чем термин «кажущееся сопротивление», в связи с чем было бы правильнее не пользоваться термином «кажущееся сопротивление», как это делали проф. В. Р. Бурсиан, проф. А. П. Краев и др. Однако в связи с тем, что термин «кажущееся сопротивление» глубоко вошел в практику метода сопротивления, автор нашел возможным произвести такую замену только для метода сопротивления экранированного заземления, для которого вначале его применения в СССР термин «кажущееся» не использовался.

Экстремальное значение $\rho_{эф,экс}$ эффективного сопротивления (максимальное в пластах высокого сопротивления и минимальное в пластах низкого сопротивления) зависит от отношений диаметра d_3 зонда к диаметру d_c скважины, размера L_3 зонда к его диаметру d_3 и от отношения мощности h пласта к диаметру d_c скважины.

Мощность пласта по диаграммам $\rho_{эф}$ сопротивления экранированного заземления определяется по палетке зависимостей $h_{ф} = f(h)$. Для $h > h_3$ функция $h_{ф} = f(h)$ представляет почти линейную зависимость, параметрами которой являются отношения L_3/d_3 , d_3/d_c и ρ_p/ρ_p .

ТРЕХЭЛЕКТРОДНЫЙ ЭКРАНИРОВАННЫЙ ЗОНД С НЕПРЕРЫВНОЙ ФОКУСИРОВКОЙ ЭКРАНИРУЮЩЕГО ТОКА (ЗОНДЫ ТИПА АБК)

При неограниченной мощности среды, окружающей скважину, сопротивление $\rho_{эф,з}$, измеренное трехэлектродным экранированным зондом, находится в прямой зависимости от удельного сопротивления ρ_p ($\rho_{зп}$) этой среды и возрастает при $\rho_p > \rho_p$ с увеличением отношений d_3/d_c и L_3/d_c (рис. 34).

В пластах ограниченной мощности кривые $\rho_{эф,з}$ симметричны при симметричном распределении удельных сопротивлений относительно середины объекта, создавшего аномалию $\rho_{эф}$. Оптимальные отношения $\rho_{эф,з}/\rho_p$ возрастают с увеличением отношений ρ_p/ρ_p , $\rho_{зп}/\rho_p$, h/d_c , L_3/d_c и d_3/d_c . Чем ближе d_3/d_c к единице, тем меньше разница между оптимальным значением $\rho_{эф}$ и ρ_p (при отсутствии зоны проникновения фильтрата раствора) и между $\rho_{эф}$ и $\rho_{зп}$ (при глубоком проникновении фильтрата).

При близком расположении пластов большой мощности может наблюдаться

асимметрия кривых $\rho_{эф,з}$ за счет влияния соседнего пласта.

Использование экранированного зонда особенно эффективно для расчленения пачек пластов высокого сопротивления малых мощностей (рис. 35, а, б). В отличие от диаграмм ρ_k потенциал-зонда и градиент-зонда на диаграммах экранированного зонда четко выделяются все пропластки высокого сопротивления, если их мощности и мощности разделяющих прослоев удельного сопротивления $\rho_{пр}$ близки к длине центрального электрода или превышают ее (сравните рис. 30 и 35). Экранные влияния отдельных пропластков вызывают незначительное увеличение эффективных сопротивлений в средней части пачки.

Мощность пласта на диаграммах $\rho_{эф}$ может быть определена:

а) по разности глубин H_n и H_k точек кривой с граничными значениями $\rho_{эф,гр}$, полученными по зависимостям $\rho_{эф,гр} = f(\rho_{вм}/\rho_p, \rho_n/\rho_p, D/d)$;

б) по палетке кривых зависимостей $h_{ф}/d_c = f(h/d_c)$ (построение abc см. на рис. 36).

При углах встречи пласта ($\beta < \pi/2$ по $h_{ф}$ определяется «электрическая» h_3 мощность, и далее по формуле (69) рассчитывается истинное значение мощности.

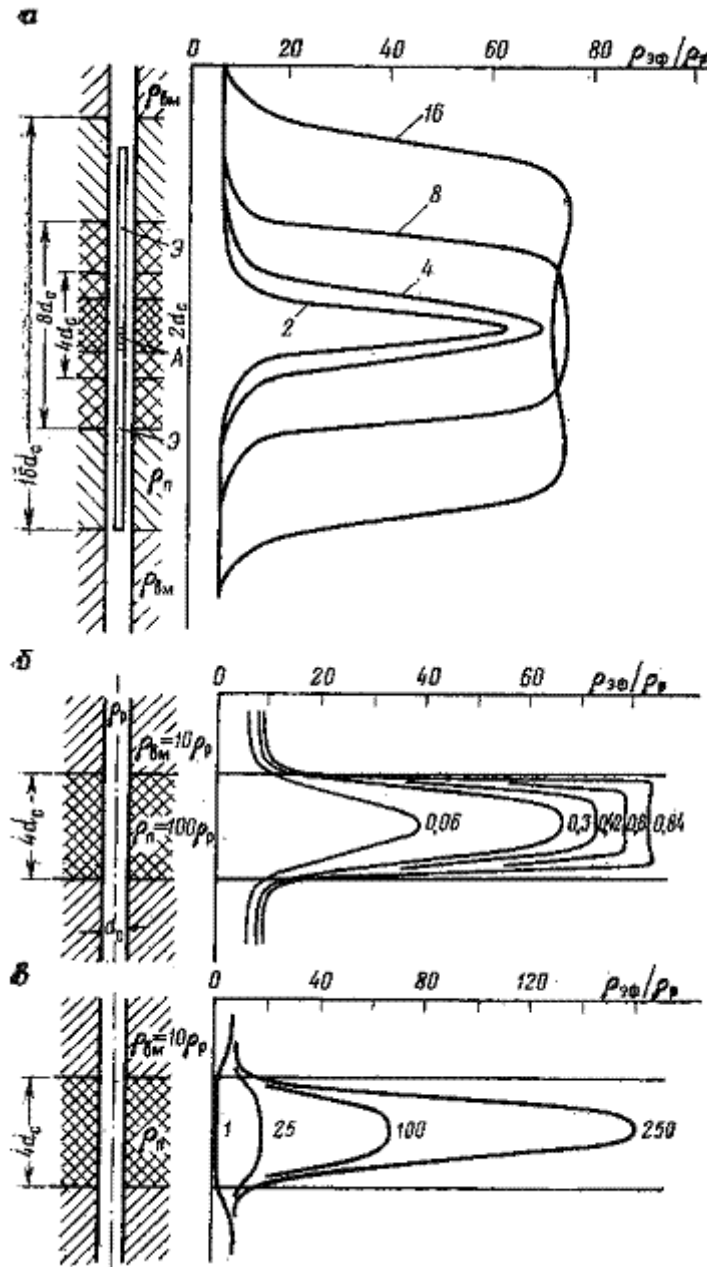


Рис. 34. Кривые $\rho_{эф}/\rho_p$ в одиночных пластах различного сопротивления.

а — в пластах различной мощности, $\rho_n = 100\rho_p$, $\rho_{вм} = 10\rho_p$, $d = 0,43d_c$, $L_3 = 15d_c$; шифр кривых — h/d_c ; б — при различном отношении d/d_c (шифр кривых), $L_3 = 10d_c$; в — при различном сопротивлении пласта; $L_3 = 10d_c$, $d = 0,3d_c$; шифр кривых — ρ_n/ρ_p

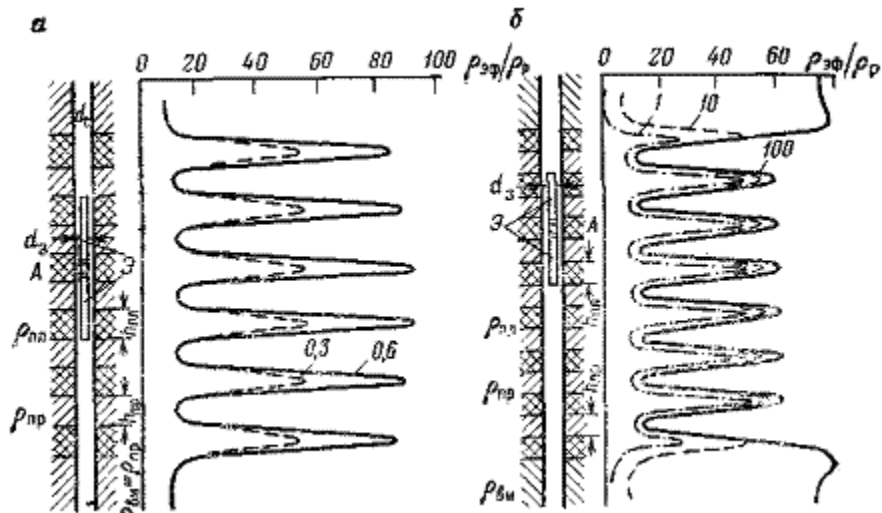


Рис. 35. Кривые $\rho_{3\phi}/\rho_p$, полученные трехэлектродным экранированным зондом в пачках пластов различного сопротивления.

$\rho_{пл} = 10\rho_{пр} = 100\rho_p$; $h = 2d_c$. Шифр кривых — d_3/d_c (а); $\rho_{вм}/\rho_p$ (б)

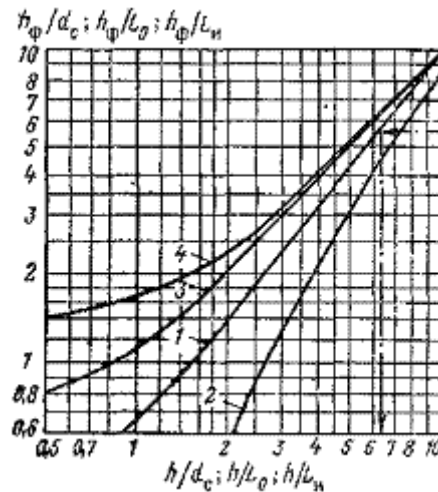


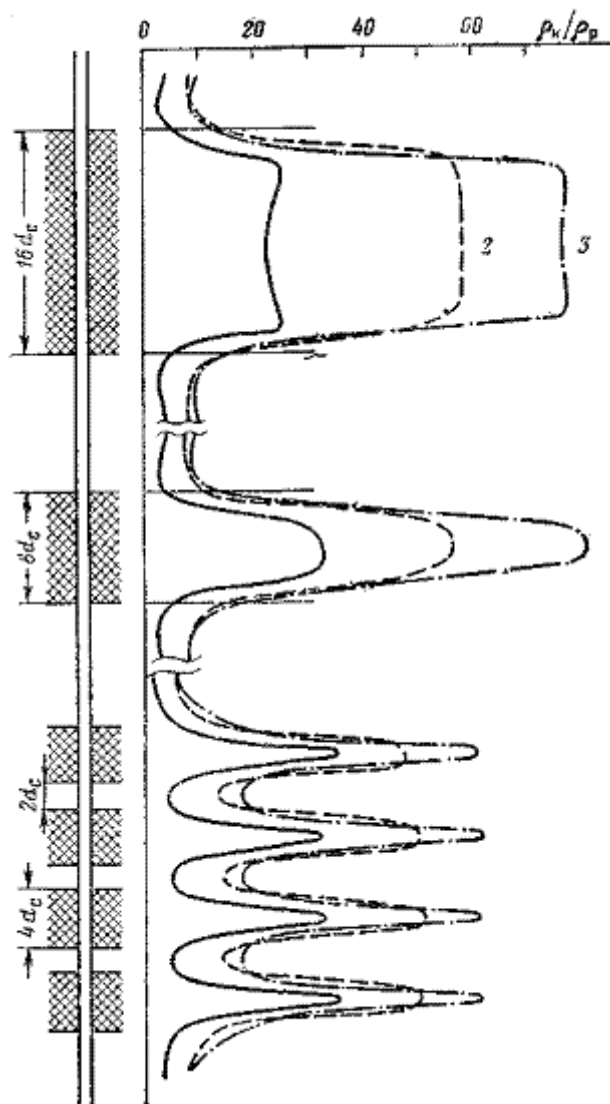
Рис. 36. Палетка для определения мощности пласта h по ее фиктивному h_ϕ значению.

1- $h_\phi/d_c = f(h/d_c)$ для трехэлектродного экранированного зонда $d_3/d_c > 0,5$; $10 < \rho_{пл}/\rho_p < 1000$; 2- $h_\phi/L_0 = f(h/L_0)$ для семиэлектродного зонда; зависимость $h_\phi/L_n = f(h/L_n)$: 3 — для индукционного зонда 6Ф1, 4 — для зонда 4И1

СЕМИЭЛЕКТРОДНЫЙ ЭКРАНИРОВАННЫЙ ЗОНД

(ЗОНДЫ ТИПА L_A3q4 , $L_A2q1,5$ и др. (Цифры в шифре зонда обозначают: первая — общая длина зонда — расстояние между заземлениями A_1 и A_2 (в м), вторая — параметр фокусировки зонда

$$\frac{A_1A_2 - O_1O_2}{O_1O_2} = \frac{L_2 - L_0}{L_0} \quad (L_0 = AO).$$



**Рис.37.Кривые зависимостей семиэлектродных и девятиэлектродных экранированных зондов в пластах высокого сопротивления различных мощностей.
1-L3q4; 2-L_B1L_A0,6q1; 3-L2q1,5**

В пластах высокого сопротивления кривые $\rho_{\text{эф},7}$ имеют следующие особенности. При симметричном распределении удельных сопротивлений относительно середины пласта кривые $\rho_{\text{эф},7}$ симметричны (рис. 37, кривые 1, 3). При $\rho_1 \neq \rho_3$ кривые $\rho_{\text{эф},7}$ асимметричны, причем более высокие значения $\rho_{\text{эф},7}$ наблюдаются близ границы пласта с вмещающей средой (ρ_1 или ρ_3) более высокого удельного сопротивления.

Протяженность аномалии на кривых $\rho_{\text{эф},7}$ в пластах высокого сопротивления меньше их мощностей. На рис. 36 (кривая 2) приведена зависимость $h_{\text{ф}}/L_0$ от h/L_0 . Используя эту зависимость и зная $h_{\text{ф}}$ и L_0 , можно определить искомую мощность пласта.

При $h_{\text{ф}}/L_0 > 4$ с достаточной для практики точностью полагают

$$h = h_{\text{ф}} + 2L_0.$$

(74)

В тех случаях, когда угол β встречи кровли пласта со скважиной не равен $\pi/2$, то мощность пласта, вычисленная по формуле (73) и по кривой 2 (см. рис. 36), соответствует h_3 .

ДЕВЯТИЭЛЕКТРОДНЫЙ (ГРАДИЕНТ) ЭКРАНИРОВАННЫЙ ЗОНД

(ЗОНДЫ ТИПА $L_{B1}L_{A0,6}q1$, $L_{B3}L_{A1,2}q1$ (Цифры в шифре зонда обозначают: первая — расстояние между заземлениями B_1 и B_2 (в м), вторая — расстояние между заземлениями $A1$

и A_2 (в м) и третья — параметр q фокусировки зонда.)

Кривые $\rho_{\text{эф},9}$ девятиэлектродного экранированного зонда в пластах, отличающихся по удельному сопротивлению от вмещающих пород при симметричном распределении сопротивлений симметричны относительно середины пластов (см. рис. 37). В пластах мощности h , превышающей длину зонда, на кривых $\rho_{\text{эф},9}$ близ границ наблюдаются локальные аномалии $\rho_{\text{эф},9}$.

Характерная особенность девятиэлектродных зондов — меньшая глубина исследования по сравнению с семиэлектродными зондами того же размера. Вследствие этого конфигурация кривых $\rho_{\text{эф},9}$ часто определяется характером измерения электрического удельного сопротивления зоны проникновения фильтрата глинистого раствора.

Еще меньшую глубину исследования имеет сферический экранированный зонд $NMBN_0A_0N_0BM$ (см. рис. 1), для которого измеряемое эффективное сопротивление с небольшими поправками соответствует $\rho_{\text{пп}}$ ($\rho_{\text{зп}}$). Укажем также, что кривые $\rho_{\text{эф}}$ семи- и девятиэлектродных зондов более подвержены искажающим влияниям локальных неоднородностей, создающих неравенство в распределении токов в цепях экранирующих заземлений, чем кривые $\rho_{\text{эф},3}$ трехэлектродного зонда.

Конфигурация кривых $\rho_{\text{эф}}$ микроэкранированных зондов, а также правила определения положения границ пород, отличающихся по электрическому удельному сопротивлению от вмещающей среды, аналогичны экранированным зондам.

§ 13. КРИВЫЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ИНДУКЦИОННОГО МЕТОДА И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В пластах ограниченной мощности при симметричном распределении удельного сопротивления пород относительно середины пласта кривые эффективной (кажущейся) электропроводности $\sigma_{\text{эф}}$ симметричны. Зонды с дополнительной фокусировкой тока (например, типа 6Ф1) дают близ границ пласта незначительные локальные максимумы и минимумы (рис. 38).

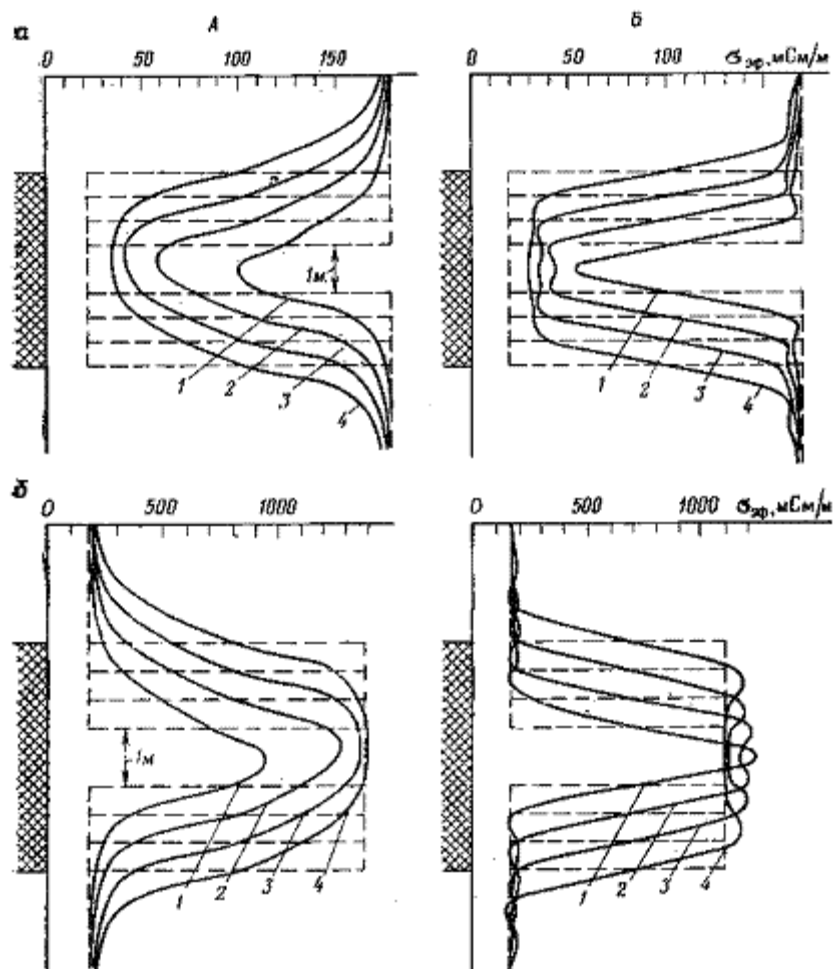


Рис. 38. Кривые эффективной (кажущейся) электропроводности $\sigma_{эф}$, измеренной индукционными зондами 4И1 (А) и 6Ф1 (Б) в пластах высокого (а) и низкого (б) удельных электрических сопротивлений. Шифр кривых — мощность пласта, м. Пунктирной линией изображены графики изменения истинной электропроводности

Истинная мощность h пласта высокого сопротивления определяется по кривым зависимостей $h_{\phi}/L_{и} = f(h/L_{и})$, приведенным на рис. 36. В пластах низкого сопротивления для зонда 6Ф1 при $h/L_{и} > 0,8$ можно принять $h = h_{\phi}$.

Амплитуда аномалии $\Delta\sigma_{эф} = \sigma_{эф,опт} - \sigma_{эф,вм}$ при прочих, равных условиях зависит от угла β встречи пласта со скважиной. Чем больше неравенство $\sigma_{п} \neq \sigma_{вм}$, тем при больших значениях β это влияние существенно. Предельный угол, ниже которого требуется внесение корректив в величину $\Delta\sigma_{эф}$ обычно варьирует в интервале от 50 до 75°.

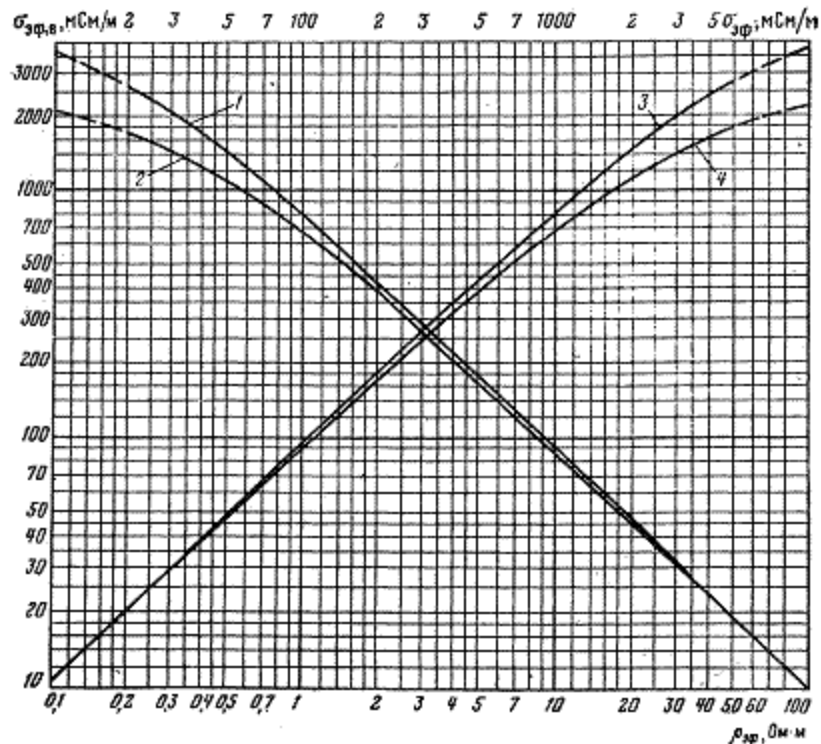


Рис. 89. Зависимости $\sigma_{эф,в} = f(\sigma_{эф})$ [кривые 1 и 2] и $\sigma_{эф,в} = f(\rho_{эф})$ [кривые 3,4].
1,3 — зонд 4Т1; 2, 4 — зонд 6Ф1

Сигнал, регистрируемый в индукционном методе, пропорционален эффективной $\sigma_{эф}$ (неоднородная среда) или истинной $\sigma_{п}$ (однородная среда) электропроводностям при их значениях, меньших $0,2 \text{ См} \cdot \text{м}^{-1}$. При больших значениях $\sigma_{эф}$ ($\sigma_{п}$) в связи со скин-эффектом указанная пропорциональность нарушается, и это приводит к нелинейности масштаба записи $\sigma_{эф}$. На рис. 39 приведены зависимости между величиной так называемой видимой эффективной электропроводностью $\sigma_{эф,в}$, регистрируемой в предположении линейного масштаба записи, и величинами $\sigma_{эф}$ и $\rho_{эф}$ для наиболее широко используемых зондов 4И1 и 6Ф1. Инструкцией института ВНИИГ геофизика рекомендуется до пересчета $\sigma_{эф,в}$ в $\sigma_{эф}$ ($\rho_{эф}$) из величины $\sigma_{эф,в}$ вычитать долю сигнала, обусловленного электропроводностью глинистого раствора:

$$\Delta\sigma_p = B_{н, \nu} \sigma_p = f\left(\frac{a}{r_c}, d_c\right) \sigma_p,$$

(75)

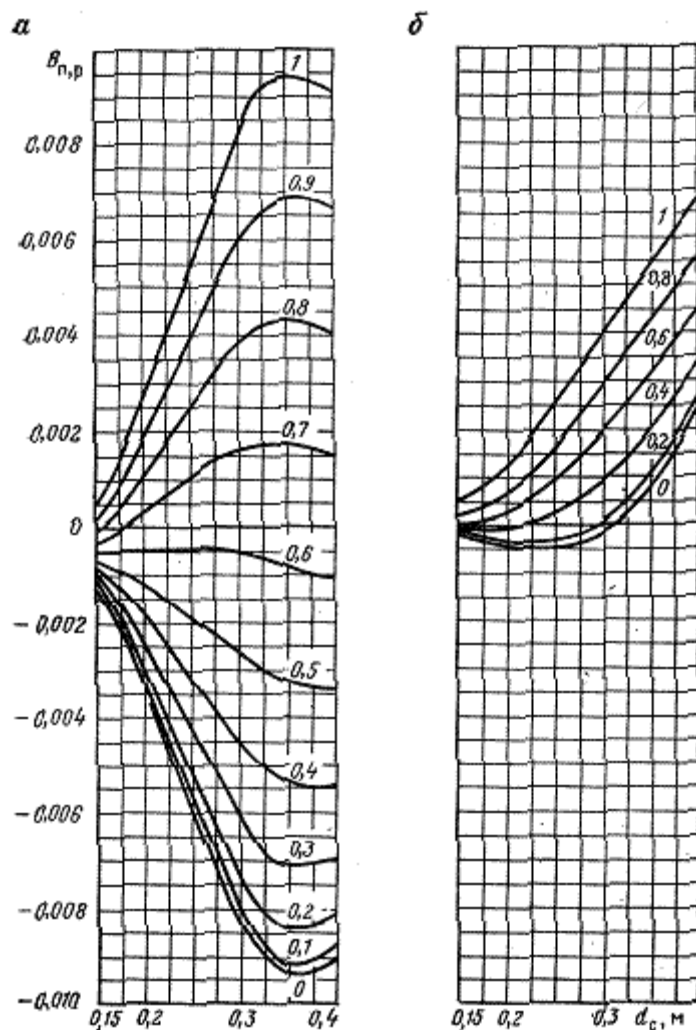


Рис. 40. Палетка кривых зависимостей $V_{n,p}=f(d_c)$ для зондов 6Ф1 (а) и 4И1 (б).
Шифр кривых — a/r_c

где $V_{n,p}$ — пространственный фактор скважины; a — расстояние между осями зонда и скважины.

При обычном положении индукционного зонда на стенке скважины $a = r_c - r_3$ (r_3 — радиус зонда). На рис. 40 приведены зависимости $V_{n,p}$ от d_c при $a/r_c = \text{const}$ (шифр кривых) для зондов 4И1 и 6Ф1.

§ 14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ КАЖУЩЕГОСЯ И ЭФФЕКТИВНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Предварительный разрез исследуемой скважины расчленяют на горизонты различного сопротивления по правилам, изложенным выше. Так, например, на диаграммах ρ_k (рис. 41) выделяют следующие объекты: a_1, a_2, a_3, a_4 и a_5 — пласты низких сопротивлений; b_1, b_2 и b_3 — мощные пласты высоких сопротивлений; b_4 — пласт высокого сопротивления малой мощности; c — весьма проводящие пласты.

Пласты высокого сопротивления b_1, b_2 и b_3 отмечаются на диаграммах ρ_k потенциал- и градиент-зондов и диаграмме $\rho_{эф}$ экранированного зонда рельефными аномалиями высоких сопротивлений. Пласт b_4 хорошо выделяется на кривой ρ_k градиент-зонда и особенно на кривой $\rho_{эф}$ экранированного зонда. Пласты c — весьма низкого сопротивления, наиболее четко прослеживаются на диаграмме индукционного зонда — оптимального зондом для выделения низкоомных объектов.

При определении литологии пород основываются на знании электрических удельных

сопротивлений геологических формаций, слагающих разрез исследуемой скважины. Если скважина пробурена в песчано-глинистых отложениях, то низкие сопротивления характерны для глин и песков, насыщенных высокоминерализованными водами. Высокие сопротивления наблюдаются в нефтеносных и газоносных песках, в песчаниках, в крепких породах — сцементированных песчаниках, известняках, доломитах.

Без диаграмм других геофизических методов расчленить более точно разрез по диаграммам ρ_k ($\rho_{эф}$) можно лишь в тех случаях, когда известно, что в разрезе скважины могут быть встречены только определенные породы высокого или низкого сопротивления (см. часть вторую). Очень низкие сопротивления характерны для сульфидов, сильно пиритизированных пород, антрацитов, полуантрацитов и графитизированных сланцев.

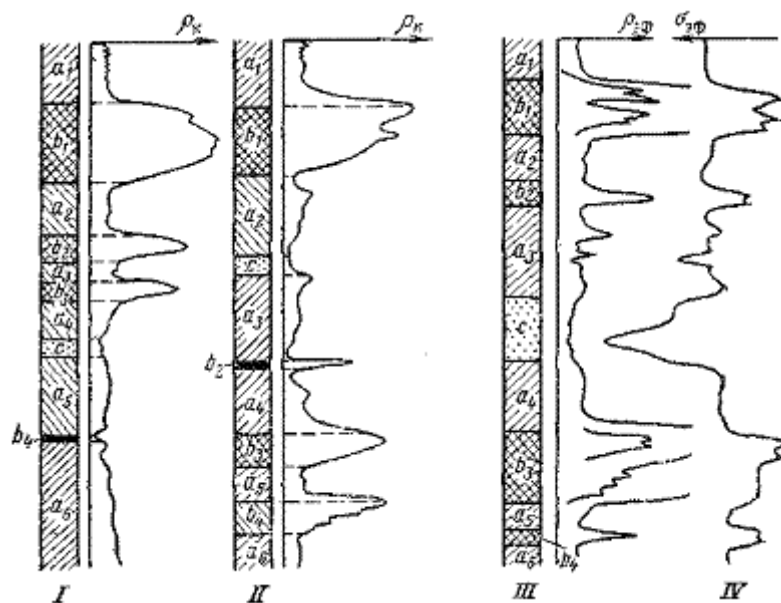


Рис. 41. Пример интерпретации диаграмм кажущегося ρ_k и эффективного $\rho_{эф}$ сопротивлений и электропроводности $\sigma_{эф}$.

I — потенциал-зонд; II — обращенный градиент-зонд; III — экранированный зонд; IV — индукционный зонд; пласты: а — пониженного сопротивления, b — высокого сопротивления, с — низкого сопротивления

§ 15. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ КАЖУЩЕГОСЯ И ЭФФЕКТИВНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

При интерпретации диаграмм кажущегося и эффективного сопротивления следует остерегаться погрешностей, которые могут возникнуть вследствие искажения диаграмм. Искажения бывают обусловлены следующими факторами: а) наличием каверн; б) влиянием башмака колонны труб; в) присутствием в скважине металлических предметов; г) наличием блуждающих токов, утечек, индуктивных помех и наводок, резонансных явлений; искажения возникают также при неточной регистрации диаграмм.

Каверны создают наиболее резкие аномалии на диаграммах ρ_k в породах высокого сопротивления. Признаки влияния каверн — практически одинаковые относительно измерения кажущегося сопротивления (при $\rho_k \rightarrow \infty$), зарегистрированного макрозондами разного размера при пересечении каверны, и отсутствие близ границ каверны характерных экранных аномалий.

Средний диаметр каверны

$$d_{\text{кав}} \approx 2,831 L \sqrt{\frac{\rho_r}{\rho_{k, \text{кав}}}} = \sqrt{\frac{\rho_k}{\rho_{k, \text{кав}}}} d_c,$$

(76)

где $\rho_{k, \text{кав}}$ и ρ_k — кажущиеся сопротивления в породах очень высокого сопротивления на участке каверны и там, где скважина имеет номинальный диаметр d_c . Аномалии на

диаграммах ρ_k у башмака колонны возникают вследствие перераспределения тока в этом пространстве, вызванного значительной электропроводностью материала колонны. Особенности диаграмм ρ_k на участке пересечения зондом башмака колонны (рис. 42, А) и способы определения его местонахождения по кривым ρ_k различных зондов подробно описаны в [2]. Положение башмака колонны наиболее точно устанавливается по максимуму ρ_k на кривой обращенного градиент-зонда, смещенному на $l_T/2$ книзу от башмака (рис. 42, г).

Металлические предметы, оставленные в скважине, чаще всего оборвавшиеся отрезки стальных труб, создают характерные аномалии на кривых ρ_k подобные аномалиям ρ_k близ башмака обсадной колонны (рис. 42, Б). Не останавливаясь на описании конфигурации кривых ρ_k [2], укажем, что длина l_T трубы, оставленной в скважине, надежно определяется по диаграммам градиент и экранированного зондов.

Аномалии, созданные блуждающими переменными токами, наблюдаются на диаграммах ρ_k в скважинах, расположенных вблизи промышленных центров. В зависимости от соотношений между частотами блуждающих токов и тока, питающего зонд, и схемой коммутации в измерительной цепи могут появляться постоянная составляющая и гармоники переменного [2,21].

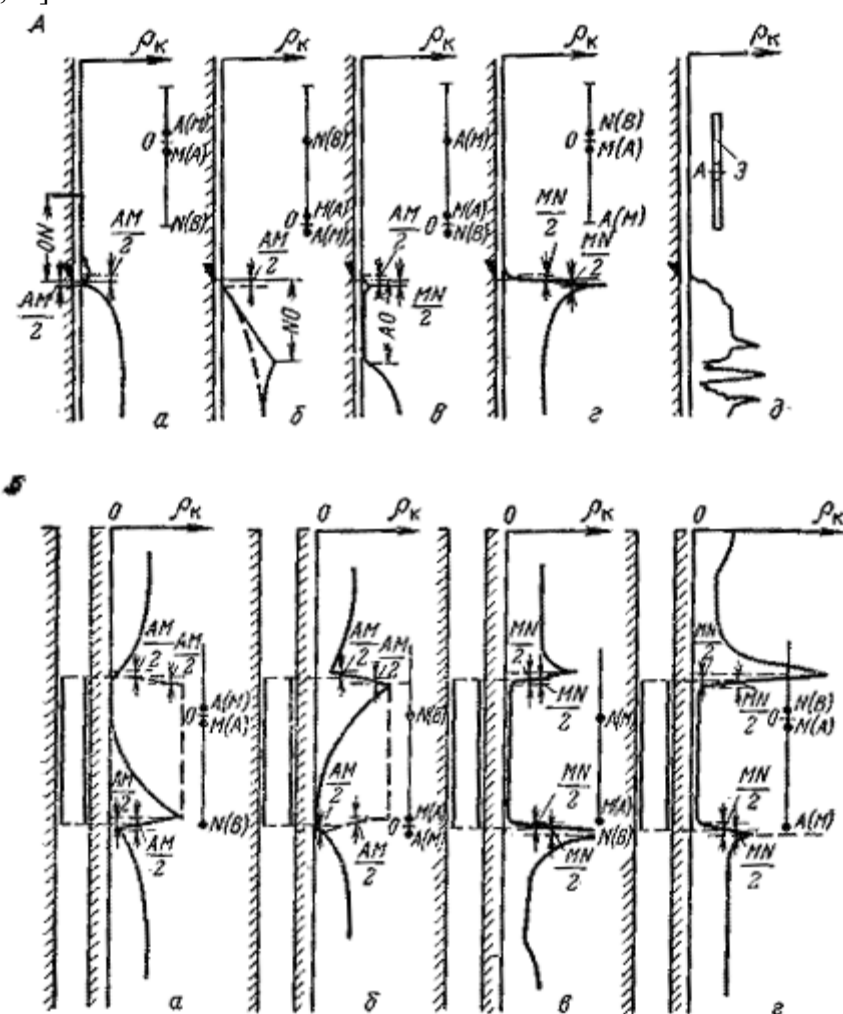


Рис. 42. Кривые ρ_k , полученные различными зондами против башмака колонны труб (А) и отрезка трубы, оставленного в скважине (Б).

а, б — последовательный и обращенный потенциал-зонды; в, г — последовательный и обращенный градиент-зонды; д — экранированный зонд

Искажения, созданные утечками тока в питающей и измерительной цепях, обусловленные индукцией и емкостью жил кабеля, зависят как от интенсивности и перечисленных процессов, так и от принципиальных схем измерения ρ_k и ρ_{ϕ} . Этот вопрос, а также вопрос возникновения погрешностей за счет резонансных явлений в измерительных

приборах рассматриваются при изучении принципиальных схем измерения кажущегося и эффективного сопротивлений и конструкций измерительных приборов. Искаженные кривые ρ_k и $\rho_{эф}$ следует интерпретировать осторожно, с учетом характера и существенности погрешности.

Заметим, что погрешности, связанные с несоблюдением технологии записи кривых, могут проявляться на кривых любых геофизических параметров, регистрируемых в указанных условиях.

Глава II. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Электрическое удельное сопротивление горных пород определяют по данным бокового электрического зондирования, по отдельным диаграммам кажущегося сопротивления, зарегистрированным макро- и микрозондами, по диаграммам эффективного, сопротивления зондов экранированного заземления и индукционного. При необходимости вводят поправки за влияние глинистого раствора, зоны его проникновения и вмещающих пород.

§ 16. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БОКОВЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЯХ

Электрическое удельное сопротивление методикой бокового электрического (каротажного) зондирования (БЭЗ) определяют по данным анализа характера изменения кажущегося сопротивления с увеличением размеров зондов (Термином «боковое каротажное зондирование (БКЗ)» пользоваться не будем.).

По кривым ρ_k зарегистрированным зондами различных размеров, на специальных бланках в двойном логарифмическом масштабе для каждой из изучаемых пород строят фактические или интерпретируемые (в дальнейшем) кривые бокового электрического зондирования (В СССР принят масштаб логарифмической единицы 62,5 мм.) $\rho_k = f(L)$. Эти кривые графически сопоставляют с теоретическими (или экспериментальными) кривыми $\rho_k/\rho_p = f(L/d_c)$ и $\rho_k/\rho_p = f(L/h)$, построенными для постоянных значений отношений $\rho_{п}/\rho_p$, $\rho_{зп}/\rho_p$, L/d_c , D/d_c и параметра

$$U = \frac{\rho_{зп} - \rho_{п}}{\rho_p} \ln \frac{D}{d_c} \quad (77)$$

эквивалентности кривых бокового электрического зондирования (рис. 43—47 и др.). Параметр U -эквивалентности определяет конфигурацию кривых зондирования при различных значениях $\rho_{зп}$, $\rho_{п}$, ρ_p , D и d_c в условиях неравенства $\rho_p < \rho_{зп} > \rho_{п}$

В настоящее время имеется более 3000 теоретических и экспериментальных кривых зондирования, сгруппированных в альбомы палеток: БКЗ (палетки бокового каротажного зондирования для пластов неограниченной мощности); ПКМ—МНИ (палетки для пластов конечной мощности Московского нефтяного института); ЭКЗ (палетки экстремальных кривых зондирования); ЭКЗТ (палетки трехслойных экстремальных кривых зондирования); ЭКЗ-ПЗ (палетки экстремальных кривых зондирования для переходной зоны).

Сопоставляя интерпретируемую и теоретическую кривые зондирования, можно по параметрам $\rho_{п} / \rho_p$, $\rho_{зп} / \rho_p$, D/d_c и h/d_c теоретической кривой, с которой совместились интерпретируемая кривая, определить для последней удельные сопротивления $\rho_{п}$ и $\rho_{зп}$, приближенно диаметр $D_{зп}$, а также d_c и ρ_p в тех случаях, когда отсутствуют данные их непосредственного измерения.

В зависимости от типа зонда боковые электрические зондирования подразделяются на потенциал-зондирования (БЭПЗ) и градиент-зондирования (БЭГЗ).

Анализ теоретических кривых бокового электрического зондирования (см. рис. 43—47 и др.) показывает следующее:

1. Кривые потенциал-зондирования более дифференцированы, чем кривые градиент-

зондирования. Удельное сопротивление ρ_n мощных пластов высокого сопротивления этим методом определяется точнее, чем градиент-зондированием.

2. Кажущееся сопротивление, измеренное потенциал-зондами, достигает ρ_n при меньших размерах зондов, чем при замерах градиент-зондами (см. рис. 43 и 44).

Отмеченные преимущества бокового потенциал-зондирования; исключаются при исследовании пластов малой мощности. В этом случае при L_n , приближающемся к мощности пласта, ρ_k становится ниже удельного сопротивления пород, вмещающих изучаемый пласт, и при дальнейшем увеличении L_n ρ_k асимптотически приближается к последнему.

В пластах малой мощности кажущееся сопротивление, измеренное градиент-зондами при L_T , близком к h , также заметно уменьшается (см. рис. 46). Однако на этом участке ρ_k превышает сопротивление пород, вмещающих пласт, и при $L_T > 2h$ с увеличением L_T возрастает, асимптотически приближаясь к ρ_{ac} , тем «более близкому к ρ_n , чем меньше влияние проводимости бурового раствора.

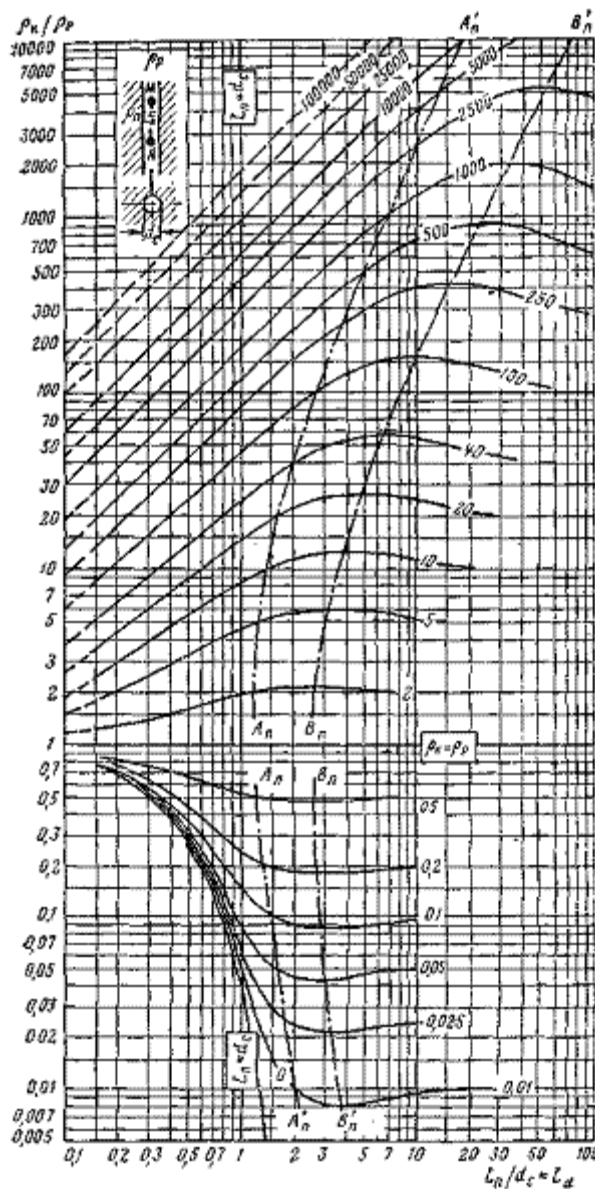


Рис. 43. Палетка кривых зависимостей $\rho_k/\rho_p = f(L_n/d_c)$ при $\rho_n/\rho_p = \text{const.}$

Потенциал-зонд (палетка БЭЗ-1-ПЗ). Шифр кривых — $\mu_{n,p} = \rho_n/\rho_p$; $A_n - A'_n$ — линии геометрических мест точек $\rho_k = \rho_n$; $B_n - B'_n$ — то же, экстремальных значений ρ_k/ρ_p

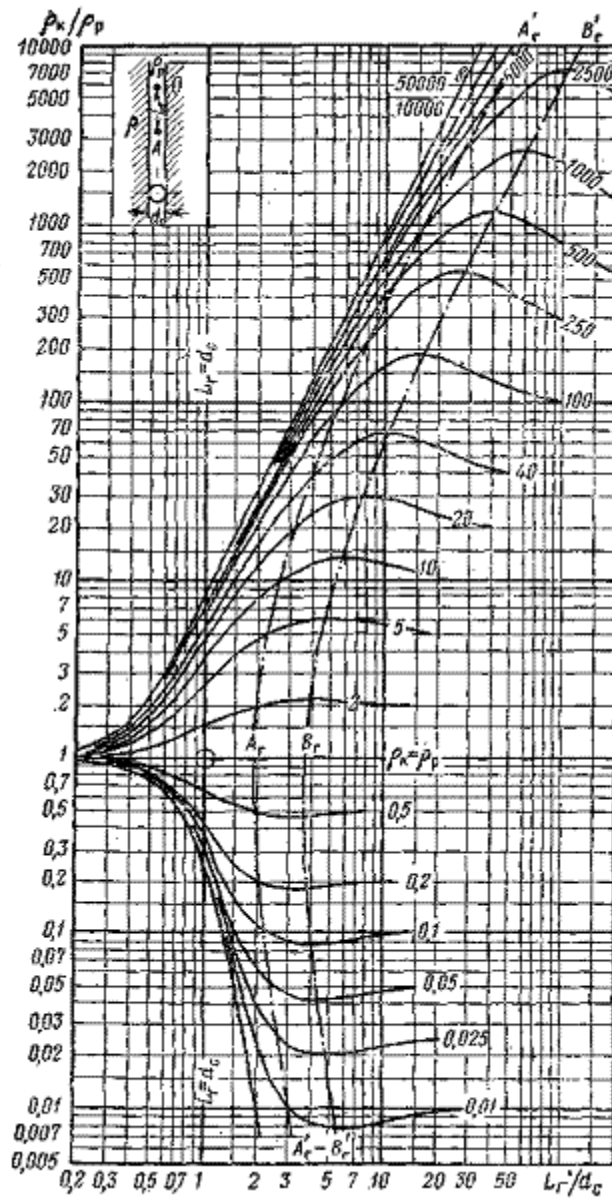


Рис. 44. Палетка кривых $\rho_k/\rho_p = f(L_r/d_c)$ при $\rho_k/\rho_p = \text{const}$.
 Градиент-зонд (палетка БЭЗ-1-ГЗ). Шифр кривых — $\mu_{n,p} = \rho_n/\rho_p$; A_r — A'_r линии геометрических мест точек $\rho_k = \rho_n$;
 B_r — B'_r — то же, экстремальных значений ρ_k/ρ_p

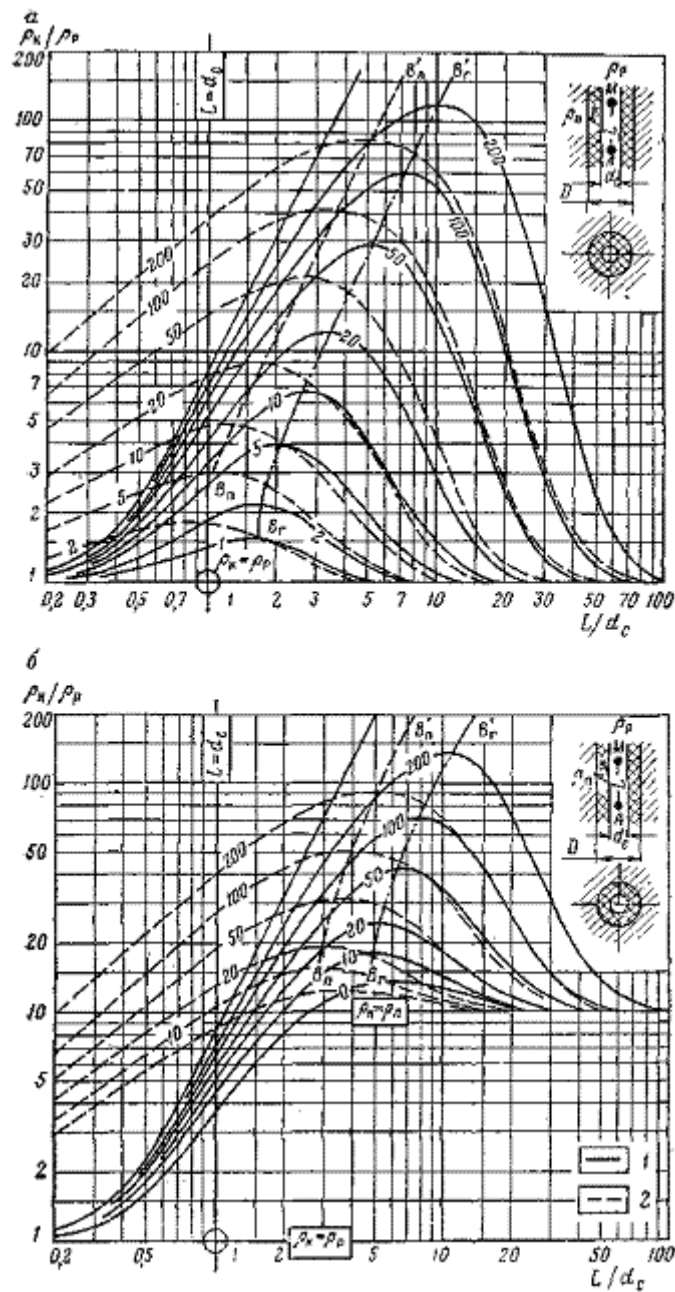


Рис. 45. Палетки БЭЗ-U.

а — палетка БЭЗ-U-1-ПЗ, ГЗ, $\rho_n/\rho_p = 1$; б - палетка БЭЗ-U-10-ПЗ, ГЗ, $\rho_n/\rho_p = 10$; 1 — градиент-зонды; 2 — потенциал-зонды; $V_n = V'_n$ — линия геометрических мест точек максимума ρ_k/ρ_p для потенциал-зондов; $V_r = V'_r$ — то же, для градиент-зондов (палетка составлена по данным МНИ и ВНИИ Геофизики). Шифр кривых — значения U

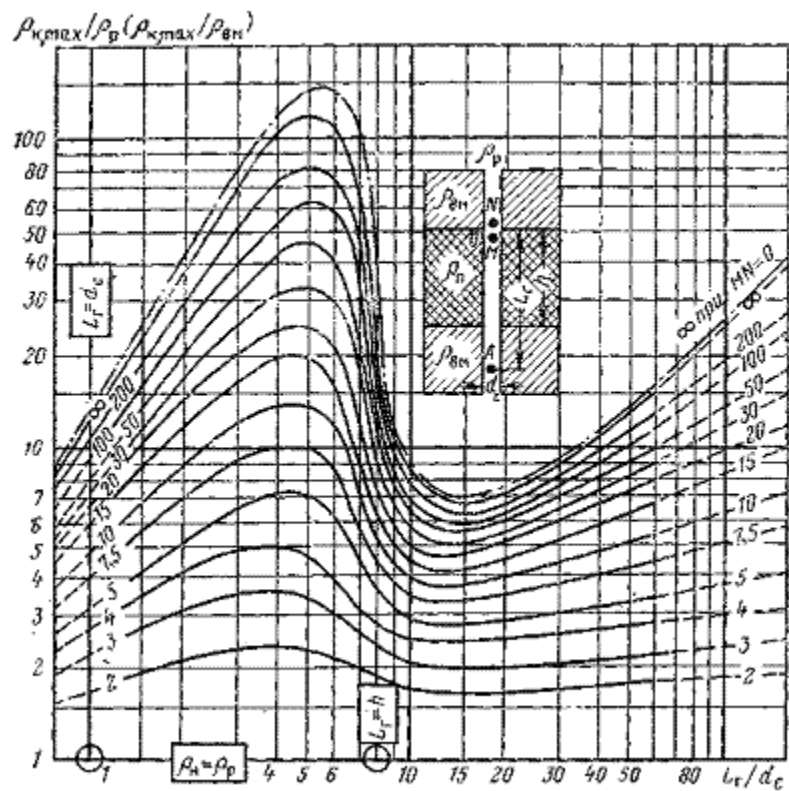


Рис. 46. Палетка ПКМ-МНИ-ГЗ-8.
 $L/d_c = 8$; $\rho_p = \rho_{вм}$. Шифр кривых - $\rho_n/\rho_{вм}$

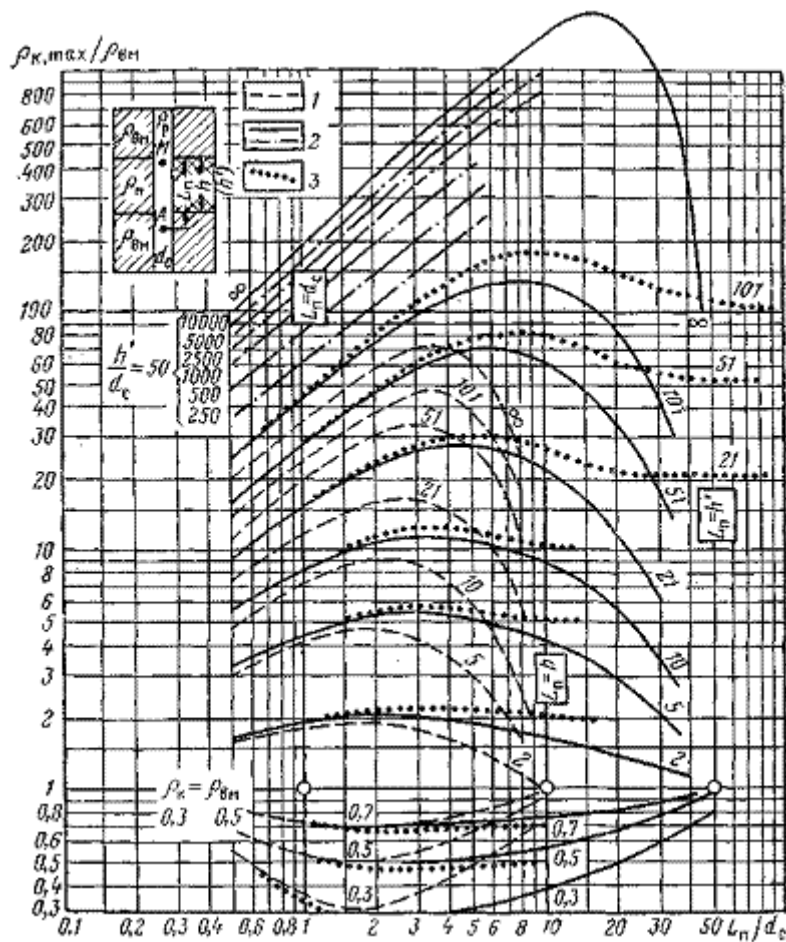


Рис. 47. Палетка ПКМ-ПЗ-10 и ПКМ-ПЗ-50.
 Шифр кривых - $\rho_n/\rho_{вм}$ (ρ_n/ρ_p); $\rho_p = \rho_{вм}$. Для $\rho_n < \rho_p$ и $\rho_n > 101\rho_p$ - кривые составлены по данным МИНХиГП, остальные кривые - по материалам фирмы Шлумберже

§ 17. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Кривые бокового электрического зондирования в зависимости от типа зондирования, отношений между размерами зондов и мощностью пласта, от сопротивления пласта, его однородности строят последующим ординатам ρ_k : а) экстремальным; б) оптимальным; в) средним; г) средним на участке оптимальных сопротивлений; д) оптимальным и средним на участке оптимальных сопротивлений с введением поправки за боковое проникновение тока; е) максимальным с введением поправки за экранирование тока.

1. Способ экстремальных (максимальных в пластах высокого сопротивления и минимальных в пластах низкого сопротивления) кажущихся, сопротивлений. Рекомендуется при построении кривых потенциал-зондирования в однородных пластах; при использовании палеток ЭКЗ (МКЗ) и ПКМ— МНИ и при обработке боковых электрических градиент-зондирования по методике С. Г. Комарова.

Искомое кажущееся сопротивление соответствует на кривых ρ_k потенциал-зондов — максимальному (породы высокого сопротивления) или минимальному (проводящие породы) значению в середине пласта; на кривых ρ_k обращенного градиент-зонда — экстремальным значениям близ кровли пласта; на кривых ρ_k последовательного градиент-зонда — экстремальным значениям близ подошвы пласта.

2. Способ оптимальных кажущихся сопротивлений ($\rho_{k, \text{опт}}$). На диаграммах потенциал-зондов оптимальное кажущееся сопротивление определяют в середине аномалий ρ_k (рис. 48). На диаграммах градиент-зондов $\rho_{k, \text{опт}}$ относится к точке кривой, при измерении которой заземление А (М) находится в середине пласта. Использование оптимального сопротивления $\rho_{k, \text{опт}}$ рекомендуется при обработке диаграмм бокового электрического зондирования в мощных однородных пластах.

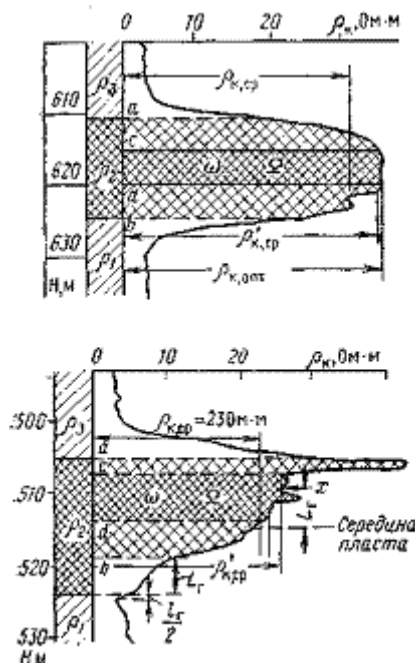


Рис. 48. Площади аномалий кривых ρ_k .
а — потенциал-зонд ($\rho_p = 1,2 \text{ Ом} \cdot \text{ м}$;
 $d_c = 250 \text{ мм}$); б — градиент-зонд ($\rho_p =$
 $= 1,5 \text{ Ом} \cdot \text{ м}$, $d_c = 300 \text{ мм}$)

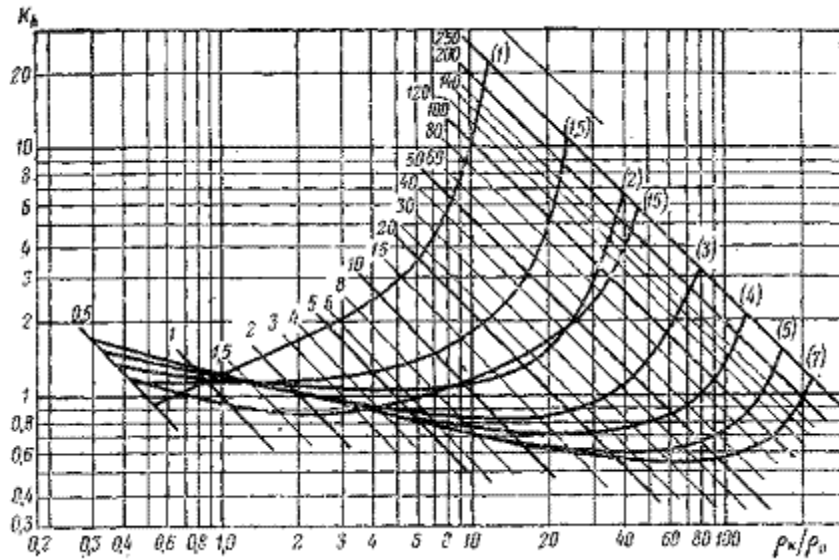


Рис. 49. Палетки для определения ρ_n и поправочного коэффициента K_n .
 $\rho_{вм} = 50\rho_p$; $L/d_c = 12$. Шифр кривых — $\rho_n/\rho_p (L/d_c)$

3. Способ среднего кажущегося сопротивления. В этом способе планиметрируют площадь Ω аномалии на кривой ρ_k (см. рис. 48) (При подсчете среднего сопротивления на диаграммах градиент-зондов исключается зона пониженных значений ρ_k на участке, равном L_T , близ подошвы пласта на кривых ρ_k обращенного зонда и близ кровли пласта — на кривых ρ_k последовательного зонда.). Деля площадь Ω на размер ее основания ab с учетом масштаба, получают $\rho_{к,ср}$. Способ применяют в тех случаях, когда вследствие неоднородности объекта исследования диаграмма ρ_k сильно иззубрена.

4. Способ среднего сопротивления в средней части аномалии ρ_k . Диаграмму ρ_k планиметрируют лишь на участке, равном одному — пяти размерам зонда со средней точкой в точке отсчета оптимального ρ_k . Искомое ρ'_k равно отношению площади ω этой части кривой (см. рис. 48) к размеру cd ее основания. Такой прием обработки диаграмм дает наилучшие результаты при исследовании пластов большой мощности с незначительной неоднородностью.

5. Способ оптимального сопротивления с введением поправки за ограниченную мощность пласта (за боковое проникновение тока). Этот способ рекомендуется при обработке диаграмм ρ_k в пластах, мощность которых близка к размеру зонда. Сопротивление, определенное указанными выше способами, умножают на поправочный коэффициент K_n (рис. 49), учитывающий влияние ограниченной мощности пласта и сопротивление вмещающих пород; исправленное значение ρ_k может быть найдено также способом, изложенным в [2] (Поправку за боковое проникновение не вводят в тех случаях, когда интерпретацию кривых зондирования выполняют с помощью палеток, составленных. Для пластов ограниченной мощности (палетки ЭКЗ, ПКМ — МНИ и др.).

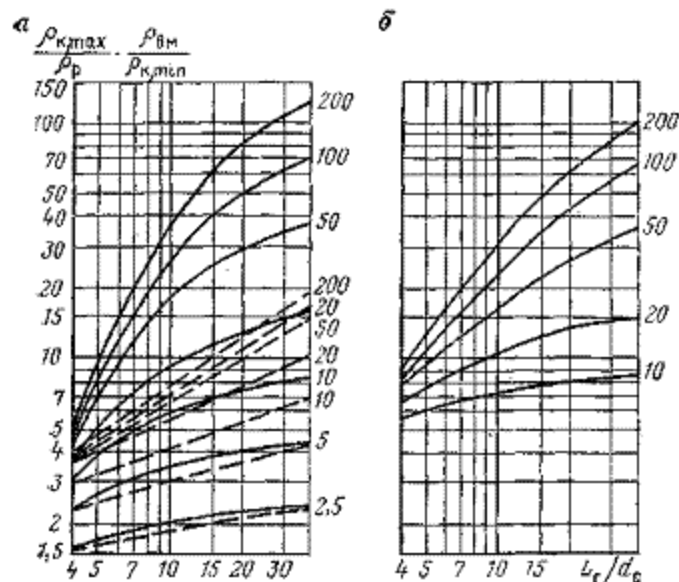


Рис. 50. Палетки кривых зависимости

$$\frac{\rho_{к, \max}}{\rho_{к, \min}} \cdot \frac{\rho_{вм}}{\rho_{п}} = f\left(\frac{L_r}{d_c}\right) \quad (L_r > 2h).$$

а — $\rho_{вм} = \rho_D$; б — $\rho_{вм} = 5\rho_D$. Шифр кривых — $\rho_{п}/\rho_D$. Пунктирной линией даны зависимости $\rho_{к, \max}/\rho_D = f(L_r/d_c)$

6. Способ экстремального сопротивления с введением поправки за экранирование. Использовать этот способ целесообразно при интерпретации кривых градиент-зондирования в пластах малой мощности. Ординаты кривой зондирования получают умножением оптимального ρ_k на отношение $\rho_{вм}$ к минимальному ρ_k (пласты высокого сопротивления) или к максимальному $\rho_{к, \max}$ (пласты низкого сопротивления) кажущемуся сопротивлению на участке экранных депрессий или возрастаний кажущихся сопротивлений) в породах, вмещающих пласт.

Кривые бокового зондирования, построенные с введением поправки за экранирование (рис. 50), интенсивнее стремятся к асимптоте $\rho_{ас}$, определяющей удельное сопротивление пласта, что облегчает интерпретацию.

Для построения интерпретируемой кривой бокового электрического зондирования на бланке кальки с нанесенной двойной логарифмической сеткой прочерчивают ось ординат — кажущихся сопротивлений ρ_k (в Ом · м) и ось абсцисс — размеров L зондов (в м) и проводят следующие вспомогательные линии [2].

1. Линию удельного сопротивления глинистого раствора (линия ρ_p), параллельную оси абсцисс с ординатой $\rho_k = \rho_p$. Сопротивление ρ_p определяют одним из следующих способов.

1. По кривой резистивиметра.

2. По данным измерения удельного сопротивления образцов глинистого раствора с поправкой за температуру.

3. По данным измерений ρ_k градиент-зондами малого размера $L \approx (1 \div 2)d_c$ в пластах очень высокого сопротивления. В этом случае

$$\rho_p = 0,125 \frac{P_{t, x}}{P_{s, оп}} \left(\frac{d_c}{L_r}\right)^2 \rho_k, \quad (78)$$

где $P_{t, x}$, $P_{t, оп}$ — параметры температуры для температур глинистого раствора на уровне изучаемого пласта и в опорной среде очень высокого сопротивления. Если сопротивление в этой среде не бесконечно велико, то ρ_p численно равно ординате точки пересечения касательной к средней части левой ветви кривой зондирования с линией, параллельной оси ординат с абсциссой $L = 0,354d_c$.

4. По данным измерения ρ_k зондами малого размера ($L \approx (0,5 \div 1) d_c$) в глинах, для которых известны $\rho_{гл}$ и диаметр скважины d_c [2].

5. По кривым зависимости кажущегося сопротивления, измеренного в плотных породах градиент-зондом размером $L = (1 \div 3) d_c$, от удельного сопротивлений ρ_{Π} при заданных значениях ρ_p . Сопротивление ρ_{Π} приравнивают к значению ρ_k измеренному потенциал-зондом размером $AM = (2 \div 4) d_c$ с внесением в случае необходимости поправок за мощность пласта.

6. По значениям $\rho_{k,mg}$ и $\rho_{k,mn}$ микроградиент-зондов и микропотенциал-зондов в глинах с кавернами. Если, $\rho_{k,mn}$ не более-чем на 20 % (трехэлектродный микропотенциал-зонд) отличается; от $\rho_{k,mg}$ и диаметр каверны превышает наибольший радиус-раскрытия микрозонда, сопротивление глинистого раствора $\rho_p \approx \rho_{k,mg}$

II. Линию среднего удельного сопротивления пород и раствора (линию $\rho_{p,\Pi}$) — параллельную оси абсцисс с ординатой (Вместо ρ_{Π} и $\rho_{\Pi\Pi}$ может быть взято наибольшее из оптимальных значений ρ_k в комплекте кривых бокового зондирования).

$$\rho_{p,\Pi} = \frac{2\rho_p\rho_{\Pi}}{\rho_p + \rho_{\Pi}} \quad \text{или} \quad \rho_{p,\Pi} = \frac{2\rho_p\rho_{\Pi\Pi}}{\rho_p + \rho_{\Pi\Pi}}$$

III. Линию удельного сопротивления вмещающих пород (линию ρ_{BM}), параллельную оси абсцисс с ординатой $\rho_k = \rho_{BM}$. Линию ρ_{BM} проводят только при интерпретации пластов, мощность которых меньше двукратного размера наибольшего зонда.

IV. Линию диаметра скважины (линию d_c), параллельную оси ординат с абсциссой L , равной среднему значению диаметра круга с площадью, равной сечению скважины в пределах пласта [2].

V. Линию диаметра долота (линия d_d), параллельную оси ординат с абсциссой L , равной размеру долота, которым бурилась скважина.

VI. Линию мощности пласта (линию h), параллельную оси ординат с абсциссой $L = h$ (проводят только при интерпретации пластов мощностью, меньшей $2L_{г,маx}$ или $4L_{г,маx}$ (Если со стороны непарного электрода на расстоянии l от исследуемого пласта, меньшем 1,5 размера максимального зонда, находится другой пласт иного сопротивления, то на бланке параллельно оси ординат с абсциссой l проводят линию расстояния до ближайшего пласта).)

Точки пересечения линий d_c , ρ_p и h , ρ_{BM} называют соответственно левым крестом (крестом скважины) и правым крестом (крестом пласта) интер-претируемой кривой.

На подготовленный таким образом бланк наносят величины кажущихся сопротивлений, вычисленные одним из указанных выше способов. Нанесенные точки ρ_k , соединенные плавной линией, образуют фактическую (интерпретируемую) кривую бокового зондирования.

§ 18. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПЛАСТАХ ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

В пластах высокого удельного сопротивления в зависимости от соотношения между ρ_{Π} , ρ_p и ρ_{BM} , глубины проникновения фильтрата глинистого раствора, типа зонда и соотношений между L , h и d_c кривые бокового электрического зондирования могут быть представлены следующими основными типами.

Кривые первого типа (рис. 51, кривая 1) — прямая линия, наклоненная к оси абсцисс под углом, близким к 60° . Такие кривые типичны для градиент-зондирований в породах очень высокого сопротивления большой мощности. Удельное сопротивление ρ_{Π} определяется весьма приближенно по углу β наклона прямолинейного участка интерпретируемой кривой $\rho_k = f(L_g)$ к оси абсцисс [2].

Кривые второго типа (рис. 51, кривая 2) наблюдаются в пластах высокого удельного сопротивления большой мощности при отсутствии или относительно небольшом проникновении фильтрата глинистого раствора меньшего удельного сопротивления ρ_{Π} , чем удельное сопротивление пластовой жидкости. Кривые второго типа интерпретируют в следующем порядке.

1. Интерпретируемую кривую накладывают на одну из палеток теоретических кривых так, чтобы линии ρ_p и d_c интерпретируемой кривой совместились соответственно с осями

абсцисс и ординат палетки. При наличии зоны проникновения фильтрата глинистого раствора, понижающего сопротивление породы, интерпретируемую кривую совмещают с соответствующей теоретической при условии, если вместо ρ_p и d_c будут взяты некоторые фиктивные значения $\rho_{p,\phi}$ и $d_{c,\phi}$, тем большие, чем больше зона проникновения фильтрата глинистого раствора

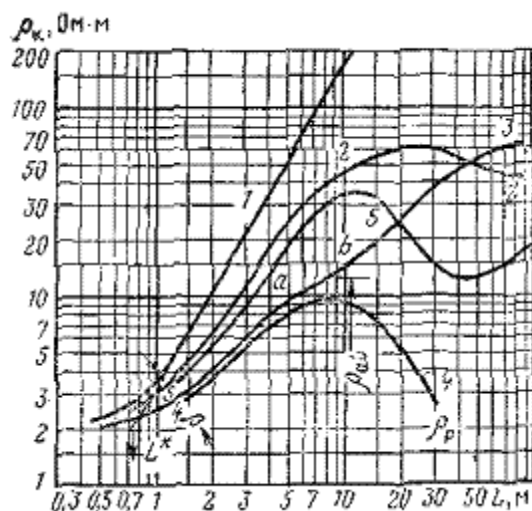


Рис. 51. Типы кривых бокового электрического зондирования.
1—5 — кривые соответственно первого— пятого типов

2. Определяют значение ρ_p , численно равное ρ_k в точке пересечения оси ординат интерпретируемой кривой асимптотой $\rho_k/\rho_p = \rho_p/\rho_p$ к правой ветви теоретической кривой, с которой совместились интерпретируемая. Сопротивление ρ_p может быть также вычислено по модулю $\mu_{гр} = \rho_p/\rho_p$ теоретической кривой, с которой совместились интерпретируемая, или точнее может быть определено как ордината точки пересечения вспомогательной кривой А палетки с интерпретируемой кривой.

Кривые третьего типа (рис. 51, кривая 3) характерны для случая глубокого проникновения фильтрата глинистого раствора большей электропроводности по сравнению с электропроводностью среды, заполняющей поры породы (кривые типа А). В этом случае на общем фоне возрастающих значений ρ_k на кривой зондирования может наблюдаться участок ab, в пределах которого кривая стремится отклониться к асимптоте, соответствующей удельному сопротивлению $\rho_{зп}$ проникновения фильтрата глинистого раствора. Однако этот участок проявляется, весьма слабо, так как даже глубокое проникновение фильтрата раствора обычно приводит лишь к незначительному выполаживанию средней части кривой зондирования. При наличии участка ab можно определить:

- а) среднее значение $\rho_{зп}$; приближенно $\rho_{зп} = 0,7\rho_{ab}$ (ρ_{ab} — среднее значение ρ_k на участке ab);
- б) удельное сопротивление ρ_p исследуемой породы — способами, указанными выше;
- в) диаметр d_c скважины и сопротивление ρ_p по координатам креста палетки в системе координат интерпретируемой кривой (если d_c и ρ_p не были определены независимыми измерениями);
- г) эквивалентный диаметр D зоны проникновения фильтрата глинистого раствора — по модулю D/d_c теоретической кривой, с которой совместились интерпретируемая.

Эквивалентный диаметр D зоны проникновения фильтрата глинистого раствора не равен истинному диаметру $D_{зп}$ зоны проникновения. Фильтрат глинистого раствора, отесняя жидкость, насыщающую поровое пространство, смешивается с ней и трансформирует ее удельное сопротивление. Поэтому ρ_p изменяется в радиальном направлении не так, как показано на рис. 52, а кривой 1, для которой рассчитаны теоретические кривые зондирования, а по кривой 2. Диаметр $D_{зп}$ зоны проникновения

фильтрата глинистого раствора больше диаметра цилиндрической однородной зоны, создающей одинаковое изменение кажущегося сопротивления.

Кривые четвертого типа (рис. 51, кривая 4) встречаются: а) в проницаемых породах большой мощности при $\rho_{зп} > \rho_{п}$ (кривые типа К); б) при высоком коэффициенте анизотропии пород большой мощности; в) в пластах высокого сопротивления ограниченной мощности h , когда максимальный размер зонда L не превышает $(1,5—2) h$.

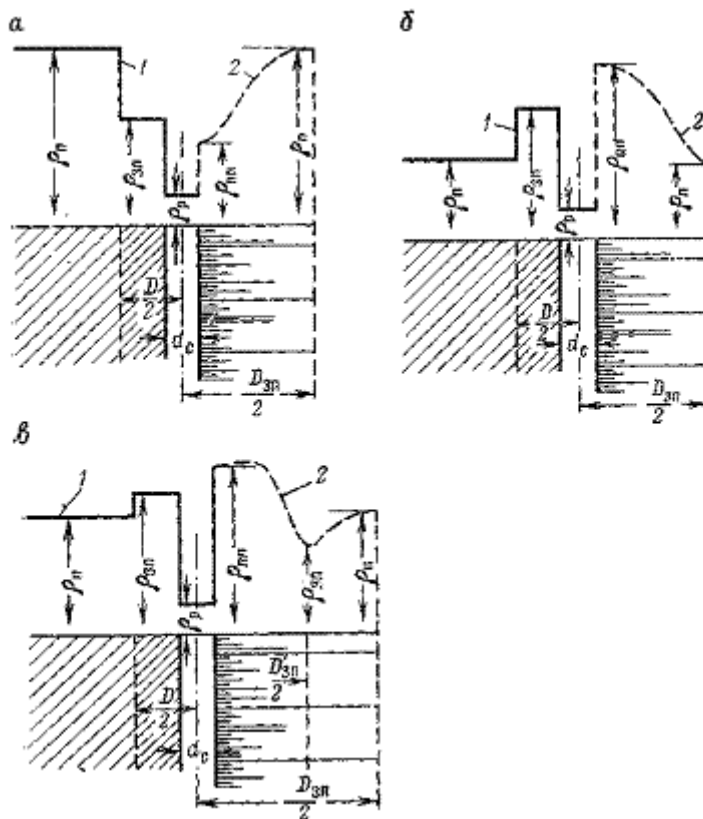


Рис. 52. Изменение удельного электрического сопротивления пород в радиальном направлении при проникновении фильтрата глинистого раствора в породы.

а - $\rho_{\phi} < \rho_{б}$; б - $\rho_{\phi} > \rho_{б}$; в - $\rho_{\phi} > \rho_{б}$

в нефтенасыщенном пласте. 1 — графики изменения удельного сопротивления, для которых рассчитаны теоретические кривые зондирования, 2 — графики действительного изменения удельного сопротивления пород в радиальном направлении

Последние кривые выделяются по следующим признакам:

- 1) максимальное кажущееся сопротивление на кривых бокового электрического градиент-зондирования при $L_{г} \approx 2/3h$ и на кривых потенциал-зондирования при $L_{п} \sim 1/3h$;
- 2) более узкая зона максимума на кривой градиент-зондирования по сравнению с той же зоной при проникновении фильтрата глинистого раствора ($\rho_{зп} > \rho_{п}$);
- 3) при $L_{г} > 2h$ на кривых $\rho_{к}$ градиент-зонда — характерные максимумы и минимумы близ границ пласта;
- 4) при $L_{п} > h$ на кривых $\rho_{к}$ потенциал-зонда — экранные максимумы близ границ и минимумы в центре пласта.

Интерпретируют эти кривые по правилам интерпретации кривых пятого типа.

В пластах большой мощности при $\rho_{зп} > \rho_{п}$ интерпретацию кривой зондирования выполняют путем ее совмещения с одной из теоретических кривых типа К ($\rho_{п} < \rho_{зп} > \rho_{п}$) рис. 45 и др.) [15] по правилам, изложенным выше [8]. Удельные сопротивления $\rho_{п}$, $\rho_{зп}$ и эквивалентный диаметр D вычисляют по параметрам $\mu_{п,р} = \rho_{п} / \rho_{р}$, $\mu_{зп,р} = \rho_{зп} / \rho_{п}$ и D/d_c теоретической кривой, с которой совместилась интерпретируемая.

Интерпретация трехслойных кривых типа К затрудняется тем, что при небольшой глубине проникновения фильтрата глинистого раствора конфигурация кривой зондирования

определяется комплексным параметром U-эквивалентности [формула (77)] и положением относительно оси скважины центра тяжести фигуры, образованной кривой $\rho_r - \rho_n = f(r)$, где ρ_r — удельное сопротивление породы на расстоянии r от оси скважины. В связи с эквивалентностью кривых типа К их интерпретация в большинстве случаев не позволяет однозначно определить ρ_{zn} и D_{zn} , и для решения задачи необходимо установить одну из указанных величин другим независимым способом.

Интерпретацию U-эквивалентных кривых бокового электрического зондирования проводят в изложенной ниже последовательности.

Интерпретируемую кривую зондирования сопоставляют с палетками U-эквивалентных кривых; находят параметр U теоретической кривой, с которой совместилась интерпретируемая кривая, и отношение ρ_n/ρ_p (шифр палетки или асимптотическое значение ρ_k интерпретируемой кривой в координатной системе палетки). Дальнейшую интерпретацию выполняют двумя способами — по ρ_{zn} и по ρ_{np} .

В первом способе предварительно определяют отношение ρ_{zn}/ρ_p . Это может быть выполнено: а) наложением левой ветви интерпретируемой кривой зондирования на двухслойную палетку теоретических кривых; ρ_{zn}/ρ_p полагают равным модулю ρ_n/ρ_p теоретической кривой, с которой совместилась левая ветвь интерпретируемой; б) определением $\rho_{k,max}$ интерпретируемой кривой; в дальнейшем при достаточно глубоком проникновении фильтрата глинистого раствора ($D_{zn} > 2d_c$) принимают $\rho_{zn} = \rho_{k,max}$.

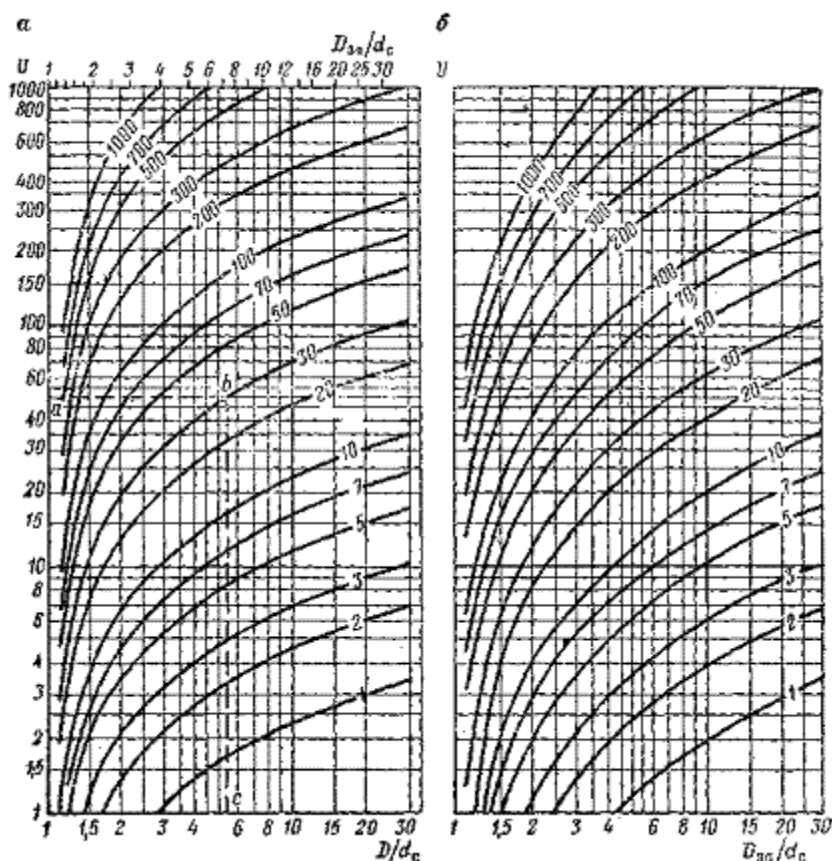


Рис. 53. Зависимость параметра U от D/d_c (а) и от D_{zn}/d_c (б).

$$a - \frac{\rho_{zn} - \rho_n}{\rho_p} \quad \bar{b} - \frac{\rho_{np} - \rho_n}{\rho_p}$$

Шифр кривых:

Определив ρ_{zn}/ρ_p и зная ρ_n/ρ_p , рассчитывают $(\rho_{zn} - \rho_n)/\rho_p$ и далее по палетке, приведенной на рис. 53, определяют абсциссу D/d_c кривой заданного модуля $(\rho_{zn} - \rho_n)/\rho_p$, ордината которой равна параметру U (например, $U=50$; $(\rho_{zn} - \rho_n)/\rho_p = 30$; $D/d_c = 5,4$, построение abc).

Следует заметить, что из-за неполного вытеснения пластовой жидкости фильтратом

глинистого раствора удельное сопротивление в пределах зоны фильтрации не остается постоянным, как это показано на рис. 52, б (кривая 1), а плавно изменяется (см. рис. 52, б, кривая 2). Истинные значения $\rho_{пп}$ и диаметра $D_{зп}$ зоны проникновения фильтрата глинистого раствора превышают и диаметр D , по которому рассчитаны теоретические U-эквивалентные кривые зондирования. Поэтому для определения вероятного значения истинного диаметра $D_{зп}$ зоны проникновения фильтрата глинистого раствора целесообразно использовать масштаб оси абсцисс, нанесенный на верхнюю часть палетки.

Во втором способе, определив параметр U и отношение $\rho_{п}/\rho_{р}$, находят по данным микроэкранированного зонда или микрозондов $\rho_{пп}$; в водонасыщенных коллекторах $\rho_{пп}$ рассчитывают по формуле

$$\rho_{пп} = \Pi_{п, пп} \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}} \rho_{п} \quad (79)$$

и вычисляют отношение

$$\frac{\rho_{пп} - \rho_{п}}{\rho_{р}} = \left(\Pi_{п, пп} \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}} - 1 \right) \frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}. \quad (80)$$

При $\rho_{\phi} < 0,5$ Ом · м и малой глинистости коллектора, когда $\Pi_{п, пп} \approx 1$ формула (80) приводится к виду

$$\frac{\rho_{пп} - \rho_{п}}{\rho_{р}} = \left(\frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}} - 1 \right) \frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}.$$

В тех случаях, когда содержание глинистых частиц в породе близко к содержанию глинистых частиц в растворе, т. е. при $\Pi_{п, р} \approx \Pi_{п, пп}$,

$$\frac{\rho_{пп} - \rho_{п}}{\rho_{р}} = \frac{\Pi_{п, пп} \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}}}{\frac{\Pi_{п, р} \rho_{\phi}}{\eta_{р}}} - \frac{\rho_{п}}{\rho_{р}} = \left(\frac{\rho_{р} \eta_{р}}{\rho_{в}} - 1 \right) \frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \quad (81)$$

где $\eta_{р}$ — коэффициент, учитывающий увеличение удельного сопротивления глинистого раствора за счет содержания в нем непроводящих твердых частиц (рис. 54).

Определив $\frac{\rho_{пп} - \rho_{п}}{\rho_{р}}$ по палетке, приведенной на рис. 53, б, определяют искомое

отношение $D_{зп}/d_c$ как абсциссу кривой модуля $\frac{\rho_{пп} - \rho_{п}}{\rho_{р}}$, ордината которой равна параметру U.

Заметим, что в тех случаях, когда $\rho_{зп} > 10\rho_{п}$ или $\rho_{пп} > 10\rho_{п}$, при определении D/d_c при $D_{зп}/d_c$ вместо $\frac{\rho_{зп} - \rho_{п}}{\rho_{р}}$ и вместо $\frac{\rho_{пп} - \rho_{п}}{\rho_{р}}$ с достаточной для практики степенью точности можно брать $\rho_{зп}/\rho_{р}$ и $\rho_{пп}/\rho_{р}$.

Вследствие U-эквивалентности кривых бокового электрического зондирования в практически непроницаемых породах весьма низких пористостей, насыщенных сильно минерализованными водами, кривые зондирования могут быть тождественными кривым в пластах высокой проницаемости из-за выщелачивания (опреснения) пласта близ поверхности его сечения скважиной [2].

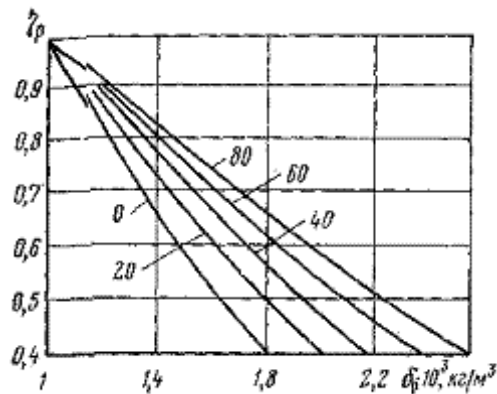


Рис. 54. Зависимость коэффициента η_p от плотности δ_p глинистого раствора.
Шифр кривых — содержание барита (в %) в твердой части раствора

При вскрытии скважиной по нормали к напластованию однородных анизотропных непроницаемых пород U-эквивалентные кривые зондирования имеют параметр

$$U = (\lambda - 1) \frac{\rho_t}{\rho_p} = \frac{\rho_m - \rho_t}{\rho_p}, \quad (83)$$

где λ — коэффициент анизотропии изучаемых пород; ρ_t и ρ_m — среднее геометрическое и продольное удельные сопротивления пород.

В пласте высокого сопротивления малой мощности снижение ρ_k в правой части кривой зондирования (см. рис. 51, кривая 4) объясняется возрастающим ответвлением тока в проводящие вмещающие породы при зондах размера, приближающегося к мощности пласта. Интерпретацию кривых проводят в следующем порядке:

- 1) предварительно определяют по диаграммам ρ_k мощность пласта и по кавернограмме-диаметр d_c скважины;
- 2) рассчитывают отношение h/d_c , затем берут палетку кривых бокового электрического зондирования для пластов ограниченной мощности (ЭКЗ, ПКМ—МНИ) для вычисленных значений h/d_c и $\rho_{вм}/\rho_p$ [15, 20];
- 3) интерпретируемую кривую, построенную по $\rho_{к,маx}$, накладывают на палетку и находят модуль $\mu_{п,р} = \rho_p/\rho_p$ теоретической кривой, с которой совместились интерпретируемая кривая. Определив $\mu_{п,р}$, рассчитывают ρ_p .

При отсутствии или малом проникновении фильтрата глинистого раствора удельное сопротивление пласта высокого сопротивления может быть определено приближенно по точке максимума кривой бокового электрического зондирования. С этой целью определяют отношения $\rho_{к,маx}/\rho_p$ и h/d_c . Затем по кривым зависимостей $y = \frac{\rho_p}{\rho_{к,маx}} = f\left(\frac{\rho_{к,маx}}{\rho_p}\right)$ при $h/d_c =$

const (рис. 55) находят ординату y точки кривой заданного модуля h/d_c , абсцисса которой $x = \rho_{к,маx}/\rho_p$, и рассчитывают $\rho_p = y \rho_{к,маx}$. Кривые пятого типа (см. рис. 51, кривая 5) характерны для случаев, когда максимальный размер градиент-зонда более чем в 2 раза превышает мощность исследуемого пласта высокого сопротивления.

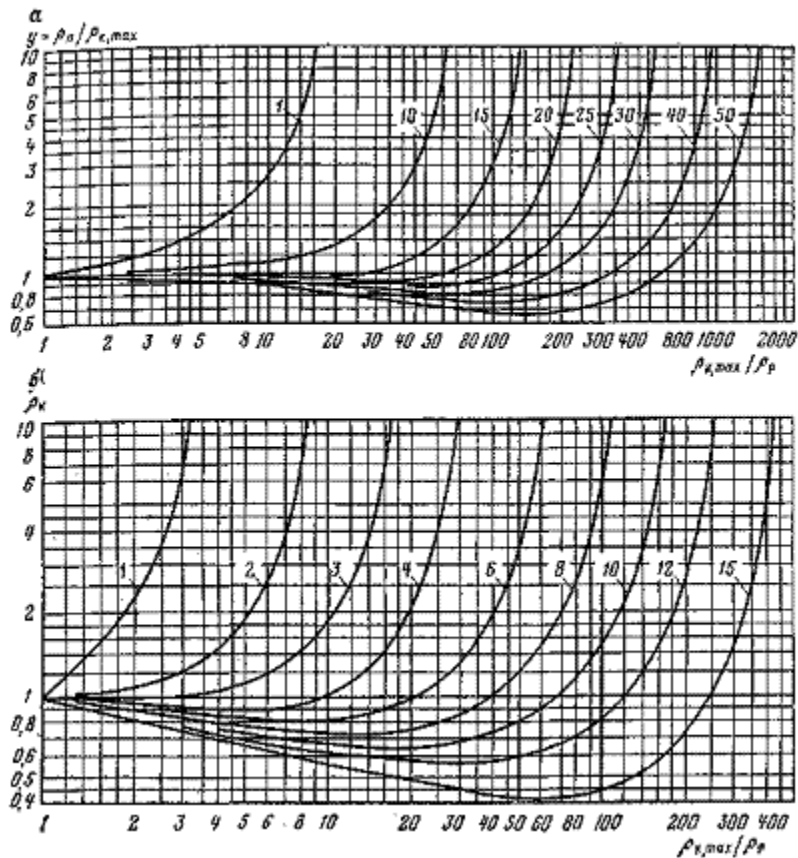


Рис. 55. Палетки зависимостей кривых $y = \rho_n / \rho_{к, \max} = f(\rho_{к, \max} / \rho_p)$.
 а — потенциал-зонд; б — градиент-зонд; $\rho_{вм} = \rho_p$. Шифр кривых — h/d_c .

Удельное сопротивление пласта определяют с помощью палеток ЭКЗ, ПКМ—МНИ для пластов ограниченной мощности [2,3,15,20] следующим образом: строят зависимость $\rho_{к, \max} = f(L)$; определяют мощность h пласта, диаметр d_c скважины, удельные сопротивления $\rho_{вм}$ вмещающих пород и ρ_p глинистого раствора; затем интерпретируемую кривую накладывают на одну из лалеток для ближайших значений h/d_c и $\rho_{вм}/\rho_p$, непосредственно или путем интерполяции определяют модуль $\mu_{п,р}$ кривой палетки, с которой совместилась интерпретируемая кривая, и рассчитывают искомое значение $\rho_n = \mu_{п,р} \rho_p$. При наличии зоны проникновения фильтрата глинистого раствора интерпретацию проводят с помощью палеток ЭКЗТ, позволяющих при существенном влиянии зоны проникновения фильтрата глинистого раствора определить $\rho_{зп}$ и ρ_n .

В пластах высокого сопротивления точность определения ρ_n по правой ветви кривой зондирования невелика. Для повышения точности рекомендуется дублировать построение правой ветви кривой зондирования построением точек ρ_k с внесенными в них поправками за экранирование. Такие кривые интерпретируют с помощью палеток, аналогичных изображенным на рис. 50.

§ 19. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПЛАСТАХ НИЗКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

В пластах низкого удельного сопротивления большой мощности ($h > L_{\max}$) при $\rho_{зп} \approx \rho_n < \rho_{вм}$ интерпретацию кривых бокового зондирования, как правило, не проводят, так как при $5\rho_p > \rho_n > 0,1\rho_p$, что чаще всего наблюдается в практике, теоретические кривые зондирования быстро достигают асимптоты ρ_n/ρ_p (см. рис. 43 и 44). В частности, кажущееся сопротивление практически равно ρ_n для потенциал-зондов при $L_n/d_c \approx 1 \div 2$ и для градиент-зондов при $L_n/d_c \approx 5 \div 3,0$.

Удельное сопротивление ρ_n определяют по ρ_k (с введением при необходимости

поправочных множителей) по двухслойной палетке или специальным палеткам поправочных множителей.

§ 20. ИСКАЖЕНИЯ КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Интерпретируемые кривые бокового электрического зондирования по конфигурации могут не соответствовать теоретическим кривым не только по геологическим, но и по следующим техническим причинам: а) неидеальность применяемых потенциал-зонда и градиент-зонда; б) нецентрированность зондов в скважине; в) неточность определения коэффициента зондов; г) утечки тока; д) неточность регистрации ρ_k .

Неидеальность зондов. Зонды, которыми измеряется кажущееся сопротивление, неидеальны. Большинство теоретических кривых рассчитано для идеальных потенциал- ($MN = \infty$) и градиент- ($MN = 0$) зондов, кривые зондирования для которых по форме отличаются от кривой зондирования для неидеальных зондов.

Особенно значительно неидеальность зондов влияет на конфигурацию кривых потенциал-зондирования. Анализ показывает, что уменьшение отношения AN/AM заметно сказывается даже при $MN \approx 15 AM$. С уменьшением расстояния MN кривая зондирования смещается вправо; ее левая ветвь становится более крутой, правая стремится к асимптоте $\rho_k = \rho_p$ при больших значениях L/d_c по сравнению с идеальными зондами, максимум ρ_k возрастает [2].

Увеличение расстояния l_r в градиент-зондах заметно сказывается на форме кривой только при $l_r > 0,2 AM$. В этом случае увеличение расстояния MN приводит к смещению кривой влево и уменьшению максимального значения ρ_k в центральной части кривой.

Нецентрированность зондов. Вследствие нецентрированности зондов по мере уменьшения их размера ρ_k стремится не к ρ_p , а к среднему удельному сопротивлению раствора и пород, окружающих скважину: $(2\rho_p\rho_n/\rho_p + \rho_n)$.

Неточность определения коэффициентов зондов малого размера ($L \leq d_c$) наблюдается в тех случаях, когда коэффициенты этих зондов получены теоретически, а не экспериментально.

Утечки тока, а также неточность регистрации кривых ρ_k приводят к тому, что отдельные точки кривой зондирования не располагаются на кривой. Систематическое выпадение точек ρ_k для одного из зондов на кривых зондирования для различных пластов разреза скважины обычно указывает на погрешности в расчете силы тока, коэффициента зонда и масштаба записи кривой ρ_k .

§ 21. НЕПОСРЕДСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД ПО ДИАГРАММАМ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ, ОПТИМАЛЬНЫХ ЗОНДОВ

Непосредственное определение удельного сопротивления горных пород по диаграмме ρ_k одного зонда возможно в следующих случаях: 1) в пластах столь большой мощности, при которой кажущееся сопротивление, зарегистрированное с зондами оптимального размера (исключающего влияние глинистого раствора), практически равно удельному сопротивлению исследуемых пород; 2) в пластах ограниченной мощности при наличии достаточных сведений о влиянии вмещающих пород.

В пластах большой мощности минимальный размер зонда, при котором $\rho_k \approx \rho_p$, определяется по двухслойным палеткам (см. рис. 43 и 44) по положению точек, в которых кажущееся сопротивление впервые становится равным сопротивлению среды, окружающей скважину (вспомогательные кривые А). При этом мощность пласта должна быть столь велика, чтобы вмещающие породы не оказывали заметного влияния на величину ρ_k . Предельное отношение размера зонда к мощности пласта для этого случая может быть определено по теоретическим кривым, $\rho_{k,max}/\rho_{BM} = f(L_p/h)$ ($\rho_{BM} = \rho_1 = \rho_3$), составленным без

учета влияния глинистого раствора (рис. 56, кривые 1). Отношение h/L должно быть столь существенным, чтобы точка, определяющая величину ρ_k , располагаясь на участке асимптотического приближения кривой $\rho_{k, \text{экс}}/\rho_{\text{вм}} = f(L_{\text{п}}/h)$, $\rho_{k, \text{опт}}/\rho_{\text{вм}} = f(L_{\text{г}}/h)$ к величине отношения $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{вм}}$ удельных сопротивлений исследуемой и вмещающих пород.

На рис. 57 приведены зависимости минимальных значений h/d_c от $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$, при которых кажущееся сопротивление, измеренное зондами оптимального размера, достигает $\rho_{\text{п}}$ (для частных случаев, когда $\rho_{\text{вм}} = \rho_{\text{р}}$ и $\rho_{\text{вм}} = 5\rho_{\text{р}}$). Для точек, расположенных выше или ниже рассматриваемой кривой $\frac{h}{d_c} = f\left(\frac{\rho_{\text{п}}}{\rho_{\text{р}}}\right)$, ρ_k может быть соответственно несколько больше или меньше $\rho_{\text{п}}$.

При измерениях $\rho_{\text{п}}$ зондами, размеры которых не обеспечивают выполнения условия $\rho_k \approx \rho_{\text{п}}$ в тех случаях, когда влияние вмещающих пород обуславливает изменение величины ρ_k не более чем на 10 % ($h > 4L_{\text{г}} > 10L_{\text{п}}$), $\rho_{\text{п}}$ рассчитывают по модулю $\mu_{\text{п,р}} = \rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$ двухслойной кривой (см. рис. 43 и 44), на которую ложится точка с координатами $x = L/d_c$ и $y = \rho_k/\rho_{\text{р}}$:

$$\rho_{\text{п}} = \mu_{\text{п,р}} \rho_{\text{р}}$$

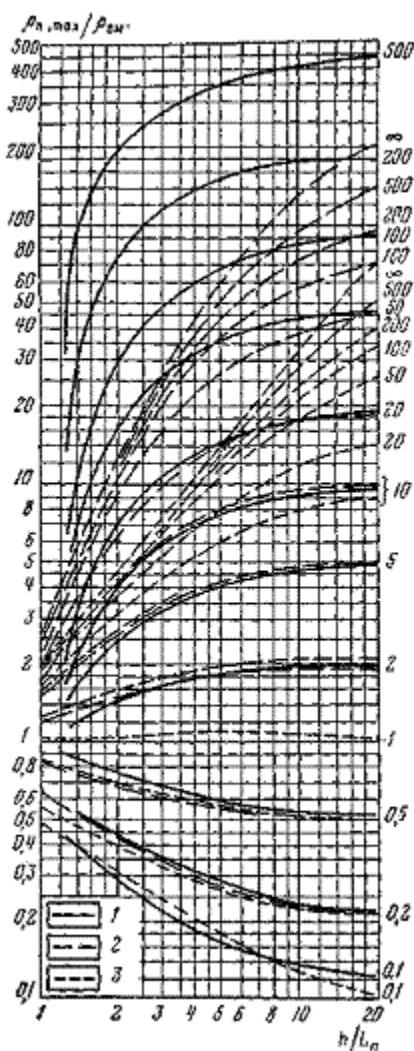


Рис. 56. Палетка кривых зависимости $\rho_{k, \text{max}}/\rho_{\text{вм}} = j(h/L_{\text{п}})$ (потенциал-зонд).

1 — $L_{\text{п}}/d_c = \infty$, 2 — $L_{\text{п}}/d_c = 2$, $\rho_{\text{вм}} = \rho_{\text{р}}$; 3 — $L_{\text{п}}/d_c = 2$, $\rho_{\text{вм}} = 5\rho_{\text{р}}$. Шифр кривых $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{вм}}$

При проникновении фильтрата глинистого раствора ($\rho_{\text{зп}} \neq \rho_{\text{п}}$) определение удельного сопротивления пластов по единичным замерам ρ_k существенно осложняется.

Если фильтрат глинистого раствора понижает сопротивление пласта более, чем в 2 раза, то для получения $\rho_k = \rho_{\text{п}}$ необходимы измерения с градиент-зондом размера

$$L_d = L_{d(D=d_c)} \left(\frac{D}{d_c} \right)^n \sqrt[3]{\frac{D}{d_c}}, \quad (83)$$

где $L_{d(D=d_c)}$ — размер оптимального зонда при отсутствии проникновения фильтрата глинистого раствора; $n \leq 0,3$ — коэффициент, стремящийся к нулю при $\rho_{зп} \rightarrow \rho_p$. Размеры потенциал-зондов могут быть в 2 раза меньше.

Если $\rho_{зп} > \rho_p$, то при $h \rightarrow \infty$ и $U > \rho_p/\rho_p$ условие $\rho_k \approx \rho_p$ соблюдается для зондов размера

$$L_d \approx L_{d(D=d_c)} U^{0,5}. \quad (84)$$

Таким образом, при проникновении фильтрата глинистого раствора для получения значений ρ_k , достаточно близких к ρ_p , необходимо использовать зонды больших размеров, что обычно исключает возможность определения ρ_p по данным измерения ρ_k одним зондом.

В другом случае, когда мощности изучаемых объектов ограничены ($h \leq 4L_p$, $h \leq 10L_p$), для определения ρ_p по данным измерений ρ_k с зондом одного размера используют один из следующих способов.

1. Применяют палетки типа ЭКЗ и ПКН—МНИ для близких отношений h/d_c и $\rho_{вм}/\rho_p$ и далее, установив модуль $\mu_{п,р}$ кривой

$\rho_k/\rho_p = f(L/d_c)$, проходящей через точку с заданными координатами $x = L/d_c$ и $y = \rho_k/\rho_p$,

рассчитывают искомое значение $\rho_p = \mu_{п,р} \rho_p$.

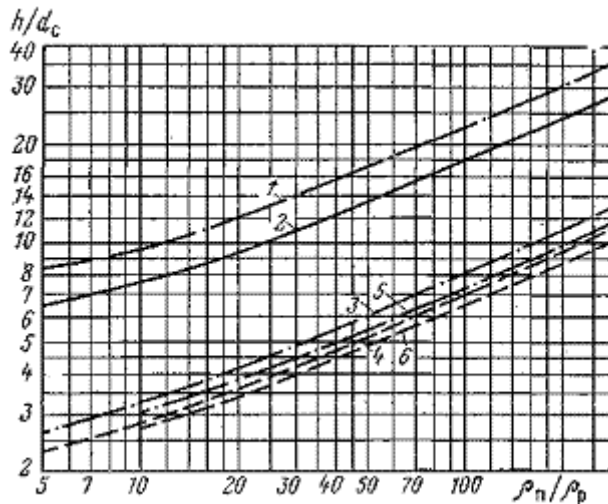


Рис. 57. Зависимости h/d_c от ρ_n/ρ_p при условии определения ρ_p с различной погрешностью $\Delta\rho_p$.
1,2 — потенциал-зонд, $\rho_p = \rho_{вм}$; 3,4 — градиент-зонд, $\rho_p = \rho_{вм}$; 5, 6 — градиент-зонд, $\rho_{вм} = 5\rho_p$. Кривые 1, 3, 5 — для $\Delta\rho_p = 10\%$, кривые 2, 4, 6 — для $\Delta\rho_p = 20\%$

2. Рассчитывают ρ_p по формуле $\rho_p = K_h \rho_k$, где $K_h = F(\rho_p/\rho_{вм}, \rho_{вм}/\rho_p; h/d_c, L/h)$ — поправочный коэффициент за влияние вмещающей среды на величину ρ_k , определяемый по палеткам (см. рис. 49).

Сопrotивление ρ_p (при $D/d_c = 1$ или $\rho_{зп} = \rho_p$) может быть также определено по палеткам кривых $\rho_{к,опт}/\rho_p = f(\rho_p/\rho_p)$ при $h/L = \text{const}$ и $L/d_c = \text{const}$ по палеткам зависимостей $\rho_{к,опт}/\rho_p = f(h/L)$ при $\rho_p/\rho_{вм} = \text{const}$ и $L/d_c = \text{const}$ (см. рис. 56, кривые 2 и 3); по палеткам кривых $\rho_{к,мах}/\rho_p = f(h)$ при $L = \text{const}$, $d_c = \text{const}$ и $\rho_{вм}/\rho_p = \text{const}$ (палетки Е. А. Неймана) или по номограммам связи между ρ_k и исправленным значением $\rho_{к,исп}$ за влияние вмещающих пород и глинистого раствора, используемым за рубежом [3, 11].

Если удельное сопротивление горных пород невелико или в породах существует глубокое проникновение фильтрата глинистого раствора, создающего зону низких сопротивлений, величины ρ_p ($\rho_{зп}$) могут быть оценены по данным ρ_k , измеренным симметричным градиент-зондом размером $L_c < 1/3$ мощности пласта. Этот способ основан на близкой к прямой зависимости между логарифмом отношения ρ_p/ρ_p и отношением ρ_k/ρ_p при измерении ρ_k градиент-зондами небольшого размера:

$$\lg \frac{\rho_{п}}{\rho_{р}} = a + b \left(\frac{\rho_{к} - \rho_{р}}{\rho_{р}} \right), \quad (85)$$

где a и b — постоянные для диапазона изменения $\rho_{п}$, тем большего, чем больше L/d_c .
Удельное сопротивление пород ($\rho_{п}$ или $\rho_{зп}$) находят по треугольной номограмме [2, 3, 11].

§ 22. СПОСОБ ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВОК ЗА ЭКРАНИРОВАНИЕ ТОКА

Способ введения поправок за экранирование тока рекомендуется для определения удельного сопротивления пластов высокого сопротивления малой мощности $h < L\Gamma/2$ по диаграммам $\rho_{к}$ градиент-зондов и особенно буферных зондов. Способ основан на граничном условии постоянства нормальной составляющей плотности тока, в соответствии с которым при отсутствии искажающего влияния глинистого раствора

$$\rho_{п} = \frac{\rho_{к, п, \max}}{\rho_{к, в, \min}} \rho_{в, в}, \quad (86)$$

где $\rho_{к, п, \max}$ и $\rho_{к, в, \min}$ — максимальное кажущееся сопротивление в пласте и минимальное во вмещающих породах близ кровли пласта на кривых $\rho_{к}$ обращенного зонда и близ его подошвы на кривых $\rho_{к}$ последовательного зонда.

При влиянии глинистого раствора сопротивление $\rho_{п}$ определяется по формуле (86) приближенно.

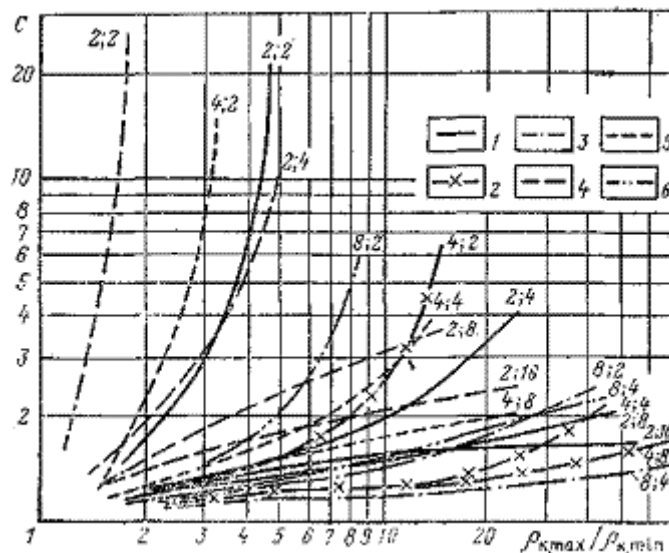


Рис. 58. Палетка кривых поправочного множителя C .

1, 2, 3 — $\rho_{в, в} = \rho_{р}$; 4, 5, 6 — $\rho_{в, в} = 5\rho_{р}$ (по данным В. В. Попова). Шифр кривых — $h/d_c; L/h$

Наличие скважины обычно обуславливает уменьшение $\rho_{к, п, \max}$ и увеличение $\rho_{к, в, \min}$, в

связи с чем приближенное сопротивление $\rho_{п, пр} = \frac{\rho_{к, п, \max}}{\rho_{к, в, \min}} \rho_{в, в}$ удовлетворяет неравенству

$\rho_{к, п, \max} < \rho_{п, пр} < \rho_{п}$. Дальнейший расчёт $\rho_{п}$ выполняют по формуле

$$\rho_{п} = C \rho_{п, пр}, \quad (87)$$

где C — поправочный коэффициент, числовые значения которого берут из палетки, изображенной на рис. 58. Коэффициент C соответствует ординате точки кривой с заданными модулями

$$L/h \text{ и } h/d_c, \text{ абсцисса которой равна отношению } \frac{\rho_{п, пр}}{\rho_{в, в}} = \frac{\rho_{к, п, \max}}{\rho_{к, в, \min}}$$

§ 23. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД ρ_n [$\rho_{зп}$] ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЯ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ НЕСКОЛЬКИМИ ЗОНДАМИ

Точность измерения удельного сопротивления пород существенно возрастает при использовании диаграмм ρ_k зарегистрированных зондами различных типов и размеров.

В том случае, когда ρ_k измерялось двумя или несколькими градиент- или потенциал-зондами различных размеров, задачу решают с помощью палеток типа ЭКЗ, ЭКЗТ, ПКМ—МНИ путем определения модуля $\mu_{п,р}$ кривой, проходящей через точки с координатами $x = L/d_c$ и $y = \rho_k/\rho_p$ для известных значений h/d_c , $\rho_{зп}/\rho_p$, D/d_c , $\rho_{вм}/\rho_p$ и последующего расчета $\rho_n = \mu_{п,р} \rho_p$. При отсутствии палеток для заданных параметров h/d_c , $\rho_{вм}/\rho_p$, D/d_c определяют модули кривых μ' и μ'' по палеткам с ближайшими меньшими и большими значениями указанных параметров; далее путем линейной интерполяции находят $\mu_{п,р}$ и рассчитывают вероятное значение ρ_n .

При обработке данных измерений, зарегистрированных с зондами, значительно различающимися по размерам, неоднозначность в величинах ρ_n , (полученных при интерпретации данных ρ_k , измеренных с зондами малого и большого размеров), указывает на наличие зоны проникновения фильтрата глинистого раствора со значением $\rho_{зп} \neq \rho_n$. Чем выше это неравенство и больше глубина проникновения фильтрата, тем точнее может быть определено вероятное значение $\rho_{зп}$ по значениям ρ_k , полученным с зондами малых размеров.

Для определения ρ_n , $\rho_{зп}$, $D_{зп}$ вместо палеток могут быть использованы многошкальные номограммы, задающими шкалами которых являются шкалы отношений $\rho_{к,экс}/\rho_p$ и ответными — шкалы отношений ρ_n/ρ_p для различных значений $\rho_{зп}/\rho_p$, U , L и h (рис. 59). По данным этих шкал с соответствующей интерполяцией определяют ρ_n и $\rho_{зп}$. Большим преимуществом многошкальных диаграмм является возможность быстрого учета влияния различных факторов на получаемый ответ.

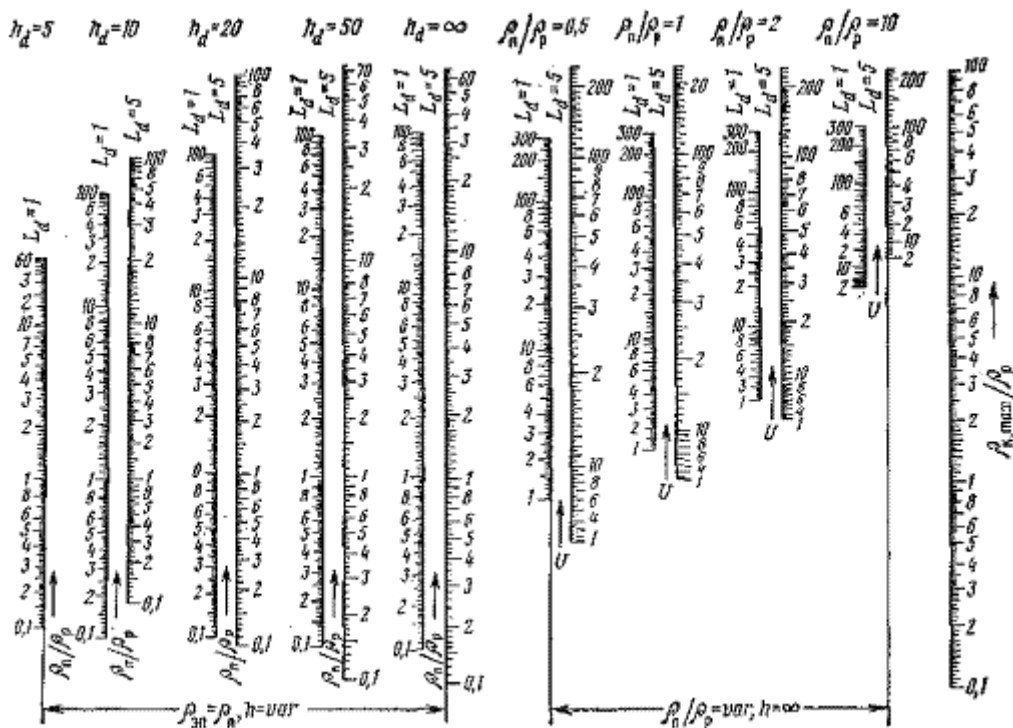


Рис. 59. Номограмма для определения отношения ρ_n/ρ_p и U по данным ρ_k/ρ_p (потенциал-зонд).

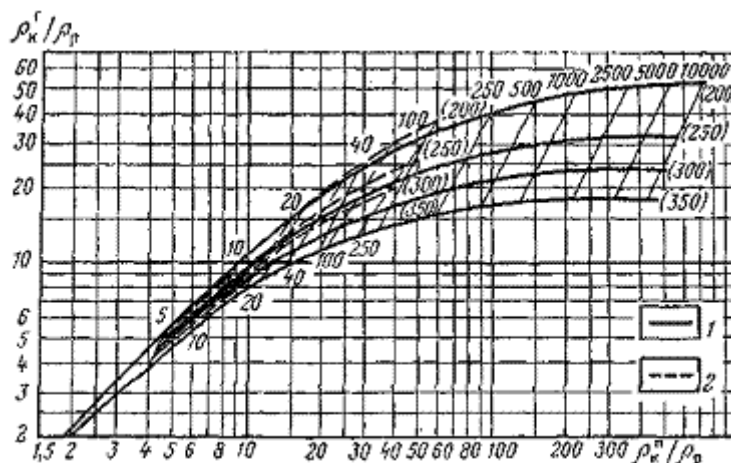


Рис. 60. Палетка для определения удельного сопротивления ρ_{zn} зоны проникновения по диаграммам малых зондов.

1 — АО-0,5м, АМ = 0,25 м, MN = ∞; 2 — АО = 0,5 м, АМ = 0,25 м, AN/AM = 11 Шифр кривых — ρ_{zn}/ρ_p ; (d_c), мм

Для решения задачи целесообразно использовать также палетки, представляющие зависимости $\rho_{k,x}/\rho_p = f(\rho_{k,y}/\rho_p)$ [$\rho_{k,x}$ и $\rho_{k,y}$ — кажущиеся сопротивления, измеренные двумя различными зондами x и y] при постоянных значениях $\rho_{п}/\rho_p$, ρ_{zn}/ρ_p и др. Пример одной из таких палеток, дающих графическое решение системы уравнений

$$\frac{\rho_k^n}{\rho_p} = f\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_p}, \frac{L_{п}}{d_c}\right), \quad \frac{\rho_k^r}{\rho_p} = f\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_p}, \frac{L_r}{d_c}\right)$$

относительно $\rho_{п}/\rho_p$ приведен на рис. 60.

Методика решения задачи сводится к следующему.

1. Измеряют оптимальные или экстремальные (в зависимости от используемой палетки) значения ρ_k^r и ρ_k^n . В поле кривых $\rho_{п}/\rho_p = \text{const}$ ($\rho_{zn}/\rho_p = \text{const}$) определяют положение точки с координатами $x = \rho_k^n / \rho_p$ и $y = \rho_k^r / \rho_p$.

2. Определяют модули кривых $\mu_{п,p} = \rho_{п}/\rho_p$ ($\mu_{zn,p} = \rho_{zn}/\rho_p$) и $d_c = \text{const}$, проходящих через указанную точку. По формуле $\rho_{п}$ (ρ_{zn}) = $\mu_{п,p}\rho_p$ ($\mu_{zn,p}\rho_p$) рассчитываются искомые $\rho_{п}$ или ρ_{zn} .

Если при интерпретации точка с координатами ρ_k^n / ρ_p и ρ_k^r / ρ_p не ложится на кривую d_c , соответствующую измеренному диаметру скважины, берут другие палетки со значениями $D \neq d_c$ и $\rho_{zn} \neq \rho_{п}$. Параметры палетки D/d_c и ρ_{zn}/ρ_p с помощью которой было получено значение d_c , равное измеренному, позволяют определить D и ρ_{zn} .

Для решения задачи за рубежом используют палетки $\rho_{k,x}/\rho_p = f(\rho_{k,y}/\rho_p)$, рассчитанные для заданных значений $d_c = \text{const}$ и $D/d_c = \text{const}$ (параметры палетки) и постоянных $\rho_{п}/\rho_p$ и ρ_{zn}/ρ_p — модули кривых палетки. При $\rho_{вм} \neq \rho_p$ и диаметре d_c , отличающемся от стандартного диаметра, для которого составлена палетка, значения ρ_p и ρ_k/ρ_p предварительно приводят к стандартным; [3, 11].

§ 24. МЕТОД МИКРОЗОНДОВ

Небольшие размеры микрозондов дают возможность получать кажущееся сопротивление, в минимальной степени искаженное влиянием среды, вмещающей породу, а при хорошем прижимном устройстве — и влиянием глинистого раствора, заполняющего скважину.

Удельное сопротивление пород определяют по данным совместного анализа кажущихся сопротивлений, одновременно измеренных микропотенциал-зондом АО,05М и микроградиент-зондом АО,25МО,025. Для решения задачи используют номограммы (рис. 61, см. также [2, 11]) и палетки (рис. 62).

Микрозонды обычно применяют для изучения коллекторов, где в большинстве случаев существует проникновение фильтра глинистого раствора. Поэтому в дальнейшем удельное сопротивление пород, определенное по данным измерений ρ_k микрозондами,

обозначим символом $\rho_{пп}$.

Номограмма, приведенная на рис. 61, состоит из основного блока А, на котором нанесено два семейства кривых зависимостей $\rho_{пп}/\rho_{ГК} = f(h_{ГК})$ при $\rho_{к^{МП}}/\rho_{ГК} = \text{const}$ и $\rho_{к^{МГ}}/\rho_{ГК} = \text{const}$ (шифр кривых). Искомые $\rho_{пп}/\rho_{ГК}$ и $h_{ГК}$ определяются как ордината и абсцисса точки а, нанесенной в поле криволинейных координат $\rho_{к^{МП}}/\rho_{ГК}$ и $\rho_{к^{МГ}}/\rho_{ГК}$. Остальные блоки номограммы предназначены: блок Б — для пересчета отношений $\rho_{пп}/\rho_{ГК}$ в отношение $\rho_{пп}/\rho_{Ф}$; блок В — для внесения поправки за не полностью вытесненную пластовую воду; блок Г — для введения поправки за остаточное нефтегазонасыщение и поверхностную проводимость (эти блоки используют в методике определения коэффициента пористости по данным измерений $\rho_{к}$, выполненных микрозондами). Сопротивление $\rho_{ГК}$ получают по зависимости $\rho_{ГК}/\rho_{Ф} = f(\rho_{Ф})$ [2] или по кривым $\rho_{Ф} = f(t)$ при $\rho_{ГК} = \text{const}$ (рис. 63,б).

При использовании палеток, изображенных на рис. 63, искомые значения $\rho_{пп}/\rho_{ГК}$ и $h_{ГК}$ находят по модулям кривых $\mu = \rho_{пп}/\rho_{ГК}$ и $h_{ГК}$, проходящих через точку с координатами $x = \rho_{к^{МП}}/\rho_{ГК}$ и $y = \rho_{к^{МГ}}/\rho_{ГК}$. Удельное сопротивление $\rho_{пп} = \mu\rho_{ГК}$.

Из рис. 61 и 62 следует, что удельное сопротивление пород, прилегающих к стенке скважины, определяется микрозондами достаточно точно тогда, когда $\rho_{пп}$ ($\rho_{п}$) не более чем в 15—20 раз превышает $\rho_{ГК}$ или когда глинистая корка отсутствует (основной недостаток определения $\rho_{п}$ ($\rho_{пп}$) микрозондами).

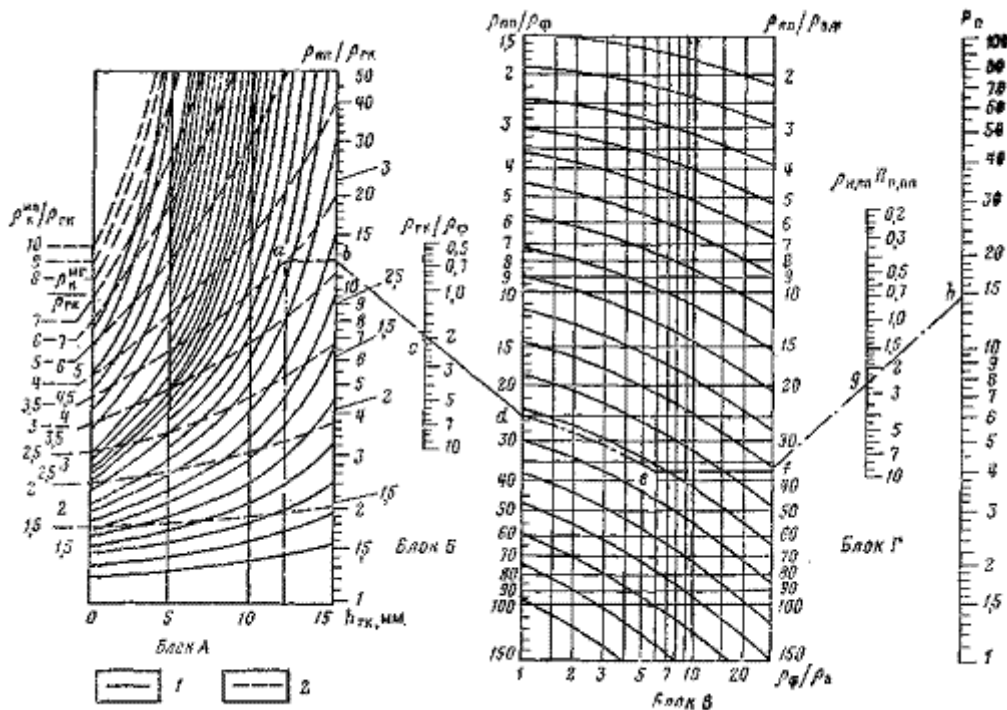


Рис. 61. Номограмма для определения отношения $\rho_{пп}/\rho_{Ф}$ и параметра P_n пористости по данным измерения микрозондами (зонд с гидравлическим башмаком).

1- $\rho_{к^{МГ}}/\rho_{ГК}=\text{const}$; 2- $\rho_{к^{МП}}/\rho_{ГК}=\text{const}$

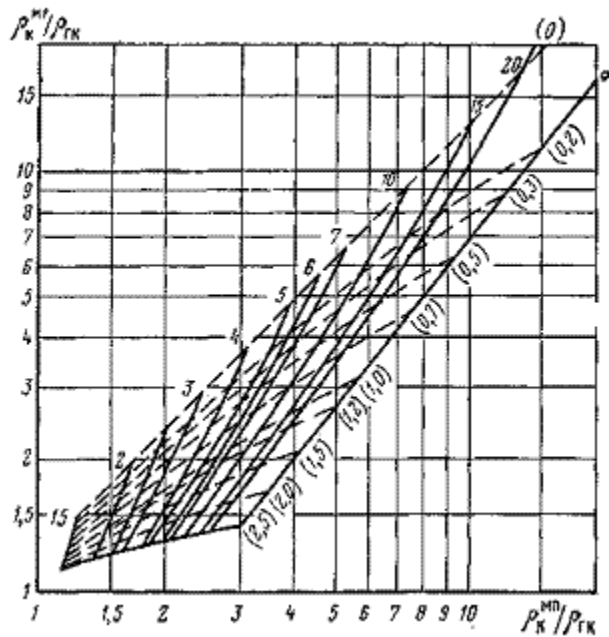


Рис. 62. Палетка для интерпретации результатов измерений микрозондами АО,25МО,025N и АО,05M (зонд с гидравлическим башмаком).
Шифр кривых — $\rho_{пн}/\rho_{гк}$; ($h_{гк}$), см

§ 25. СПОСОБ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЭКРАНИРОВАННОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

Удельное сопротивление пород методом экранированного заземления в настоящее время определяют по данным измерения эффективного сопротивления трех-, семи- и девятиэлектродными зондами с непрерывной фокусировкой экранного тока (Методика определения сопротивления пород экранированными зондами без непрерывной фокусировки тока изложена в работе [2].).

Расчет удельного сопротивления $\rho_{п}$ по значениям $\rho_{эф}$, измеренным трехэлектродным зондом, основан на зависимости $\rho_{эф}$ от $\rho_{п}$, $\rho_{зп}$, $\rho_{п}$, d_c и $D_{зп}$ следующего вида:

$$\begin{aligned} \rho_{эф} &= \rho_{п} G\left(\frac{d_c}{2r_3}\right) + \rho_{зп} \left[G\left(\frac{D_{зп}}{2r_3}\right) - G\left(\frac{d_c}{2r_3}\right) \right] + \rho_{п} \left[1 - G\left(\frac{D_{зп}}{2r_3}\right) \right] = \\ &= (\rho_{п} - \rho_{зп}) G\left(\frac{d_c}{2r_3}\right) + (\rho_{зп} - \rho_{п}) G\left(\frac{D_{зп}}{2r_3}\right) + \rho_{п}, \end{aligned} \quad (88)$$

где $G(\bar{x})$ ($\bar{x} = d_c/2r_3$ или $D_{зп}/2r_3$) — интегральный пространственный фактор

$$G(x) = \int_1^{\bar{x}} \frac{\sqrt{L_3^2 - 1}}{\bar{r}_y \sqrt{\bar{r}^2 + L_3^2 - 1} \ln(L_3 \sqrt{L_3^2 - 1})} d\bar{r} = \int_1^{\bar{x}} g(\bar{r}) d\bar{r}; \quad (89)$$

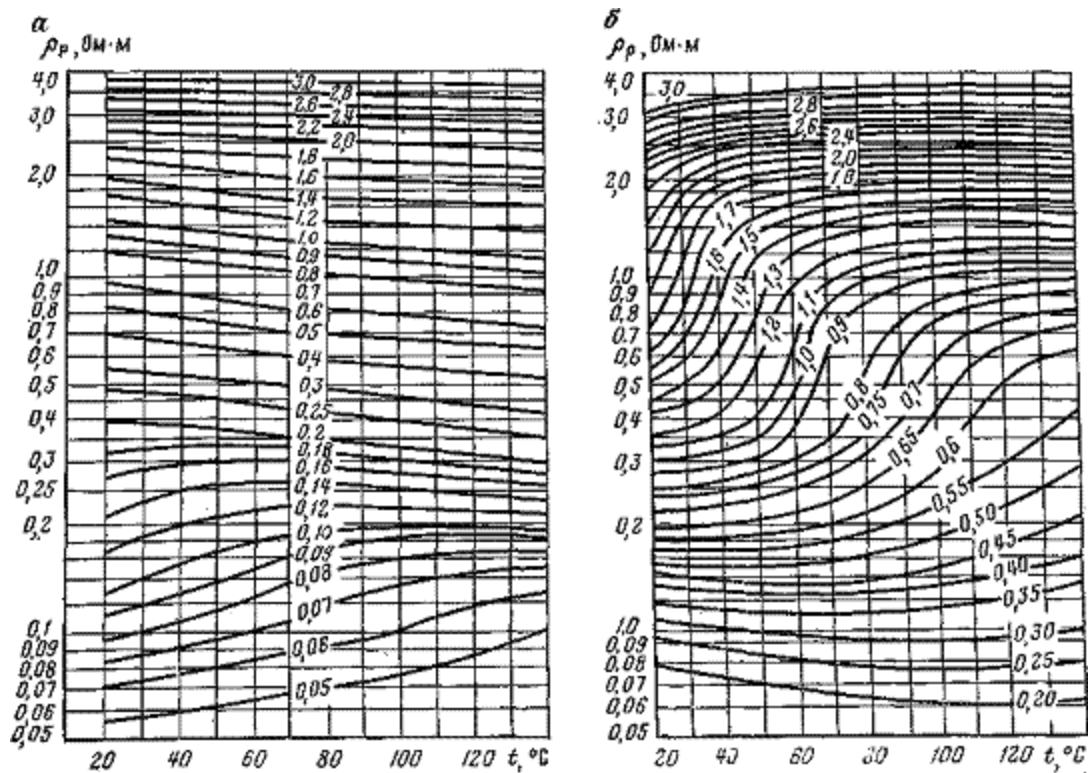


Рис. 63. Палетки для определения удельных электрических сопротивлений ρ_ϕ (а) и $\rho_{\gamma\kappa}$ (б) по данным ρ_p и t .

Шифр кривых — ρ_ϕ (а), $\rho_{\gamma\kappa}$ (б), Ом · м

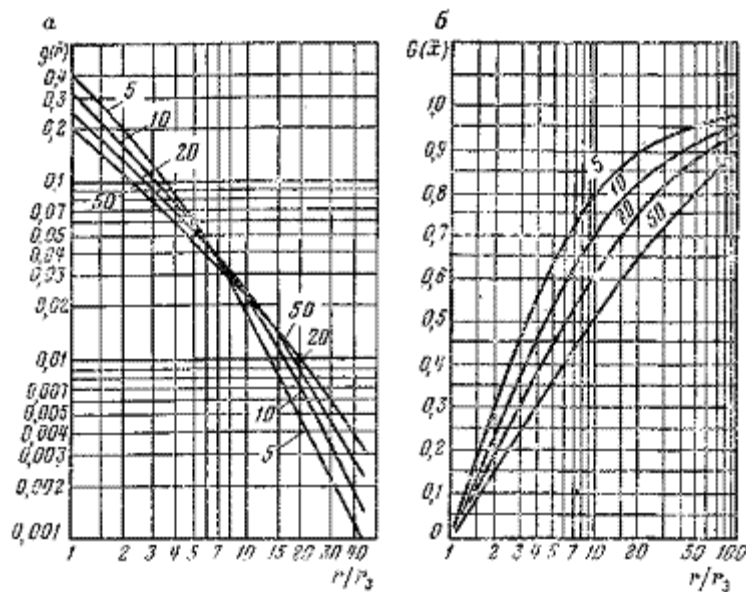


Рис. 64. Зависимости дифференциального (а) и интегрального (б) пространственных факторов от r/r_3 (трехэлектродный экранированный зонд).

Шифр кривых — L_3/d_3

$g(\bar{r})$ — его дифференциальное значение, $\bar{r} = r/r^3$, $\bar{L}_3 = L_3/2r_3 = L_3/d_3$; r, r_3 — радиусы зоны интегрирования и зонда.

На рис. 64 приведена серия теоретических зависимостей дифференциального $g(\bar{r})$ и интегрального $G(\bar{x})$ пространственных факторов от $r(r_3)$ для различных значений L_3/d_3 для некоторых зондов, используемых в практике.

Формула (88) дает возможность, зная четыре величины, рассчитать неизвестную пятую, например

$$\rho_{\text{н}} = \frac{\rho_{\text{эф}} + (\rho_{\text{зп}} - \rho_{\text{р}}) G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right) - \rho_{\text{ан}} G \left(\frac{D_{\text{зп}}}{2r_{\text{н}}} \right)}{1 - G \left(\frac{D_{\text{зп}}}{2r_{\text{з}}} \right)}, \quad (90)$$

если известны $\rho_{\text{р}}$, $\rho_{\text{зп}}$, $d_{\text{с}}$ и $D_{\text{зп}}$, или вычислить

$$\rho_{\text{ан}} = \frac{\rho_{\text{эф}} - \rho_{\text{р}} G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right) - \rho_{\text{н}} \left[1 - G \left(\frac{D_{\text{зп}}}{2r_{\text{з}}} \right) \right]}{G \left(\frac{D_{\text{зп}}}{2r_{\text{з}}} \right) - G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right)}; \quad (91)$$

при известных $\rho_{\text{н}}$ (определенном по данным бокового электрического зондирования) $\rho_{\text{р}}$, $d_{\text{с}}$ и $D_{\text{зп}}$.

При достаточно большом значении $D_{\text{зп}}$ $1 - (D_{\text{зп}}/2r_{\text{з}}) \rightarrow 0$ и

$$\rho_{\text{ан}} \approx \frac{\rho_{\text{эф}} - \rho_{\text{р}} G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right)}{1 - G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right)}. \quad (92)$$

При отсутствии зоны проникновения фильтра

$$\rho_{\text{н}} = \frac{\rho_{\text{эф}} - \rho_{\text{р}} \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right)}{1 - \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right)}. \quad (93)$$

Практически задача решается с помощью палеток, определяющих зависимость $\rho_{\text{эф}}/\rho_{\text{р}} = f(\rho_{\text{н}}/\rho_{\text{р}})$ при различных значениях других параметров ($\rho_{\text{зп}}/\rho_{\text{р}}$, $\rho_{\text{вм}}/\rho_{\text{р}}$, $h/d_{\text{с}}$). При отсутствии проникновения фильтра глинистого раствора удобной является номограмма, приведенная на рис. 65, позволяющая определять $\rho_{\text{н}} = K_{\text{р}} \rho_{\text{эф}}$ ($K_{\text{р}}$ — поправочный коэффициент за влияние глинистого раствора) при известных $\rho_{\text{эф}}$, $\rho_{\text{р}}$ и $d_{\text{с}}$ (зонд АБК-3). На этом рисунке показано решение задачи для следующих исходных данных: $\rho_{\text{эф}} = 42 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\rho_{\text{р}} = 1,2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $d_{\text{с}} = 0,25 \text{ м}$, $K_{\text{р}} = 1,245$, $\rho_{\text{н}} = 52 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ [построение а ($\rho_{\text{эф}}$), б ($\rho_{\text{р}}$), в ($\rho_{\text{эф}}/\rho_{\text{р}}$), д ($d_{\text{с}}$), (е) ($K_{\text{р}}$) и з ($\rho_{\text{н}}$)]. При наличии зоны проникновения фильтра глинистого раствора задачу решают с помощью палеток, одна из которых приведена на рис. 66, б.

Анализ кривых, изображенных на рис. 66, и зависимостей $G(\bar{r}) = f(\bar{r})$ и $g(\bar{r}) = f(\bar{r})$ (см. рис. 64) показывает, что при $\rho_{\text{зп}} > \rho_{\text{н}}$, $D \gg d_{\text{с}}$ сопротивление $\rho_{\text{эф}}$ в основном определяется величиной $\rho_{\text{зп}}$.

В случае пластов малой мощности измеренную величину $\rho_{\text{эф,опт}}$ предварительно приводят к ее значению $\rho_{\text{эф,опт}} = K_{\text{н}} \rho_{\text{эф,опт}}$ для пласта неограниченной мощности. Поправочный коэффициент $K_{\text{н}}$ в зависимости от отношения $\rho_{\text{эф,опт}}/\rho_{\text{вм}}$ и мощности пласта берут из соответствующей палетки. В дальнейшем величиной $\rho_{\text{эф,опт}}$ пользуются при определении $\rho_{\text{н}}$ с помощью графиков, приведенных на рис. 65, 66 и им аналогичных.

Для этой же цели используют палетки кривых $\rho_{\text{эф,опт}}/\rho_{\text{р}} = f(\rho_{\text{н}}/\rho_{\text{р}})$ при $\rho_{\text{зп}}/\rho_{\text{р}} = \text{const}$, $h = \text{const}$ и $\rho_{\text{вм}}/\rho_{\text{р}} = \text{const}$ (рис. 66, а).

При определении $\rho_{\text{н}}$ и $\rho_{\text{зп}}$ по данным АБК-3 в породах низкого удельного сопротивления следует остерегаться погрешностей, обусловленных недоучетом переходного сопротивления заземления. В этих условиях при расчете $\rho_{\text{н}}$ нужно использовать разность между $\rho_{\text{эф}}$ в изучаемом пласте и $\rho_{\text{эф,к}}$ в колонне обсадных труб:

$$\rho_{\text{эф}} - \rho_{\text{эф,к}} = \rho_{\text{р}} \left[G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right) - G \left(\frac{d_{\text{к}}}{2r_{\text{з}}} \right) \right] + \rho_{\text{ан}} \left[G \left(\frac{D_{\text{зп}}}{2r_{\text{з}}} \right) - G \left(\frac{d_{\text{с}}}{2r_{\text{з}}} \right) \right] + \rho_{\text{н}} \left[1 - G \left(\frac{D_{\text{зп}}}{2r_{\text{з}}} \right) \right], \quad (94)$$

где $d_{\text{к}}$ — внутренний радиус обсадной колонны.

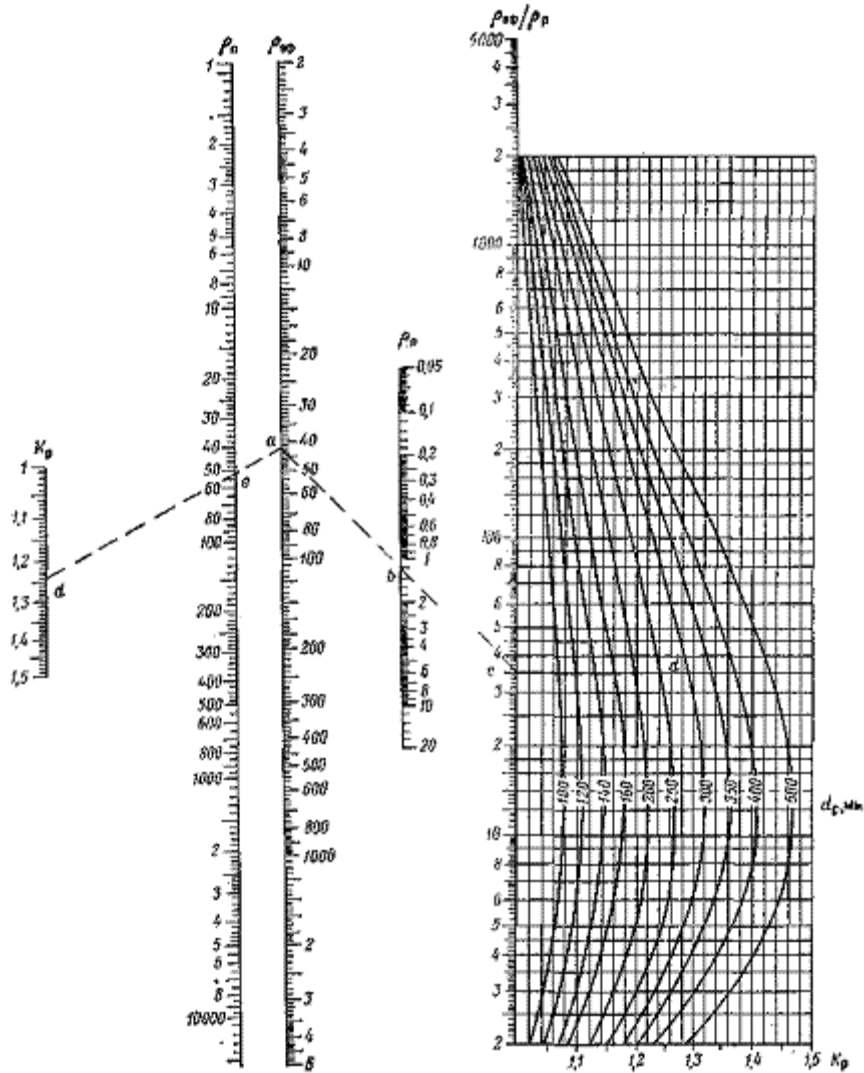


Рис. 65. Номограмма для введения поправки K_p за влияние электропроводности глинистого раствора (по данным ВНИИГеофизики, 1973 г.).

Вертикальные пунктирные линии проведенные на рис. 64, б через точки оси абсцисс со значениями $d/d_3 = r_k/r_3$, равными 1,855; 2,495; 3,25 и 4,0, отсекают на кривых $G(\bar{r}) = f(\bar{r})$ величины $G(d_k/2r_3)$ для колонн диаметров 0,146; 0,194; 0,245 и 0,288 м и зонда диаметра $d_3 = 70$ мм (например, зонд АБК-3М).

Таким образом, при искажающем влиянии переходного сопротивления заземления формулы (90)—(93) будут иными. Например, формула (93) заменится формулой

$$\rho_n = \frac{\rho_{\text{эф}} - \rho_{\text{эф}, \kappa} - \rho_p \left[G\left(\frac{d_0}{2r_3}\right) - G\left(\frac{d_k}{2r_3}\right) \right]}{1 - G\left(\frac{d_0}{2r_3}\right)}, \quad (95)$$

Укажем еще на следующее обстоятельство. Для двух пластов с удельными сопротивлениями ρ'_n и ρ''_n при отсутствии проникновения фильтрата глинистого раствора разность эффективных сопротивлений

$$\rho'_{\text{эф}} - \rho''_{\text{эф}} = \rho'_n \left[1 - G\left(\frac{d'_c}{2r_3}\right) \right] - \rho''_n \left[1 - G\left(\frac{d''_c}{2r_3}\right) \right]. \quad (96)$$

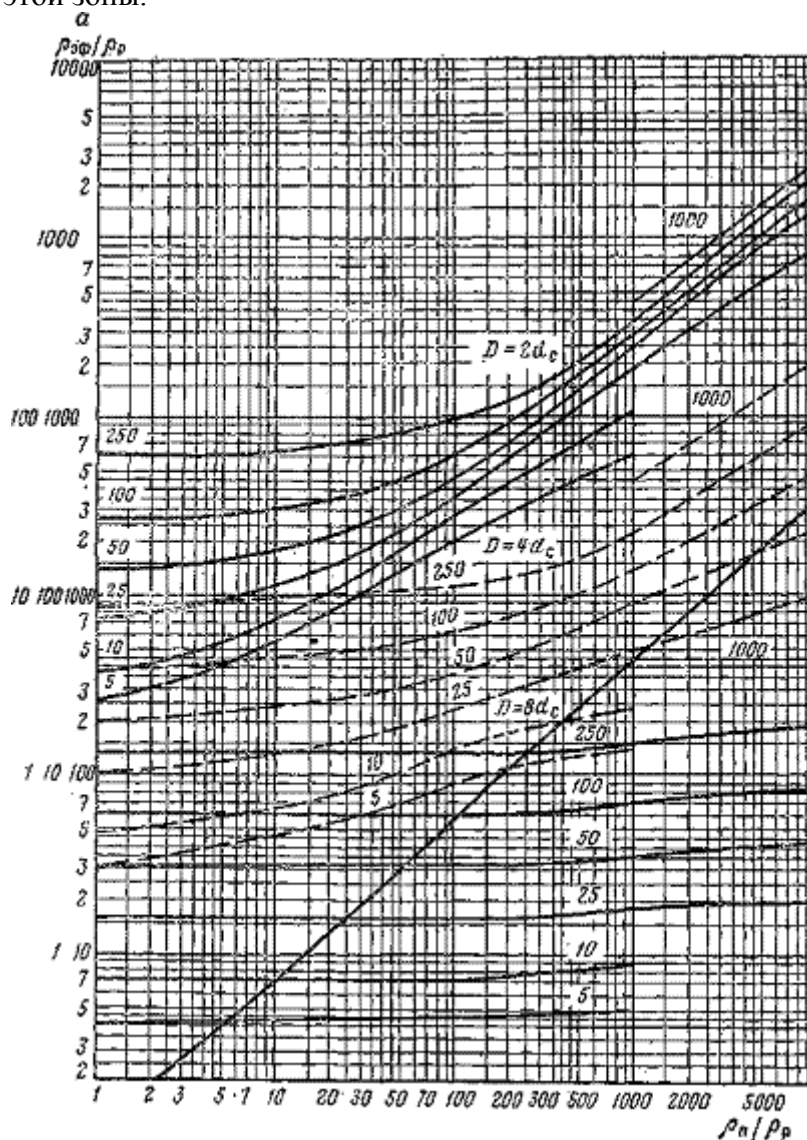
Последняя формула дает возможность определить удельное сопротивление ρ_x в

пласте x , если известны удельные сопротивления $\rho_{оп}$ в опорном пласте и радиусы скважины $d_{с,х}$ и $d_{с,оп}$ в изучаемом и опорном пластах. В этих условиях:

$$\rho_{п, х} = \frac{\rho_{эф, х} - \rho_{эф, оп} + \rho_{оп} \left[1 - G \frac{d_{с, оп}}{2r_s} \right]}{1 - G \left(\frac{d_{с, х}}{2r_s} \right)} \quad (97)$$

При измерении $\rho_{эф}$ семиэлектродным и девятиэлектродным зондами в случае отсутствия проникновения фильтра глинистого раствора удельное сопротивление $\rho_{п}$ пород находят по палеткам кривых $\rho_{эф}/\rho_p = f(\rho_{п}/\rho_p)$ (рис. 67 и 68) и им аналогичным [11,14].

При проникновении фильтра глинистого раствора и $\rho_{зп} < \rho_{п}$ точность определения $\rho_{п}$ понижается незначительно. Наоборот, при $\rho_{зп} > \rho_{п}$ для точного определения $\rho_{п}$ необходимо знать диаметр зоны проникновения фильтра глинистого раствора и удельное сопротивление этой зоны.



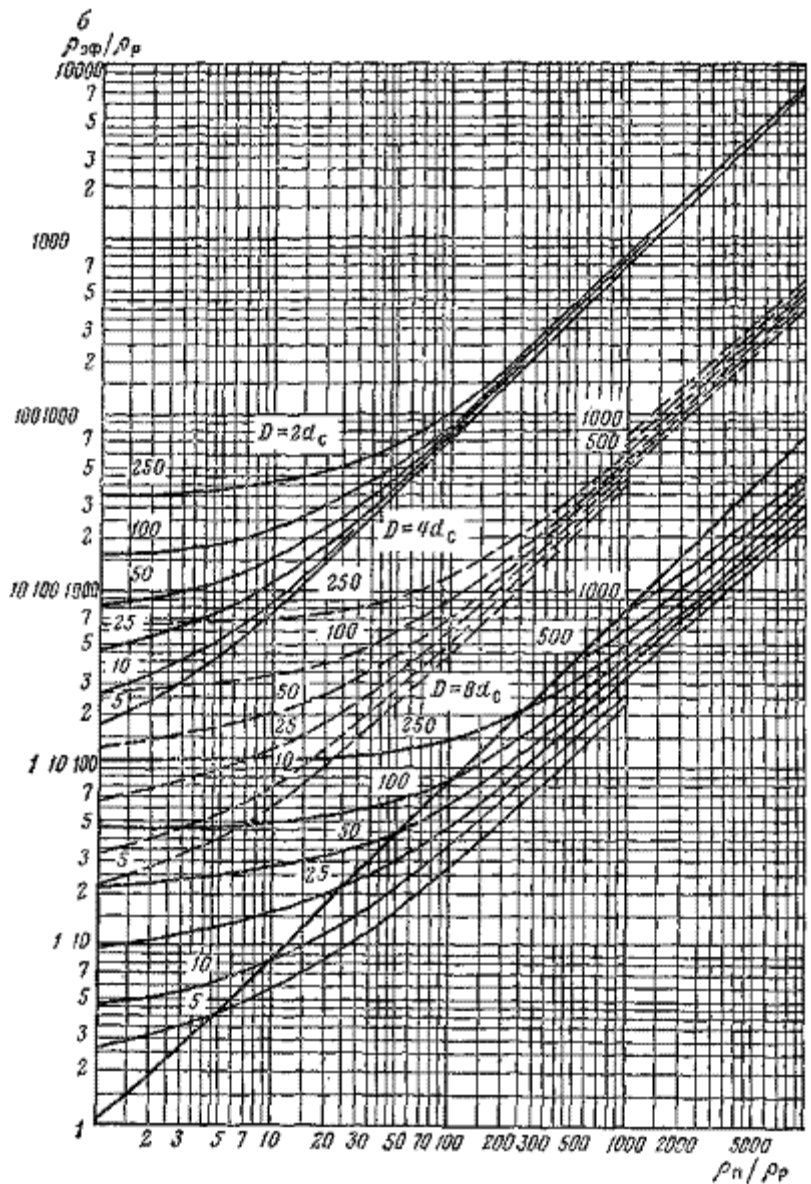


Рис. 66. Палетки кривых зависимостей $\rho_{эф}/\rho_p = f(\rho_n/\rho_p)$
 а — $h = 4d_c$; б — $h = \infty$. Для зонда АБК-3, $d_c = 163$ мм. (ВНИИГеофизика). Шифр кривых $\rho_{эф}/\rho_p$

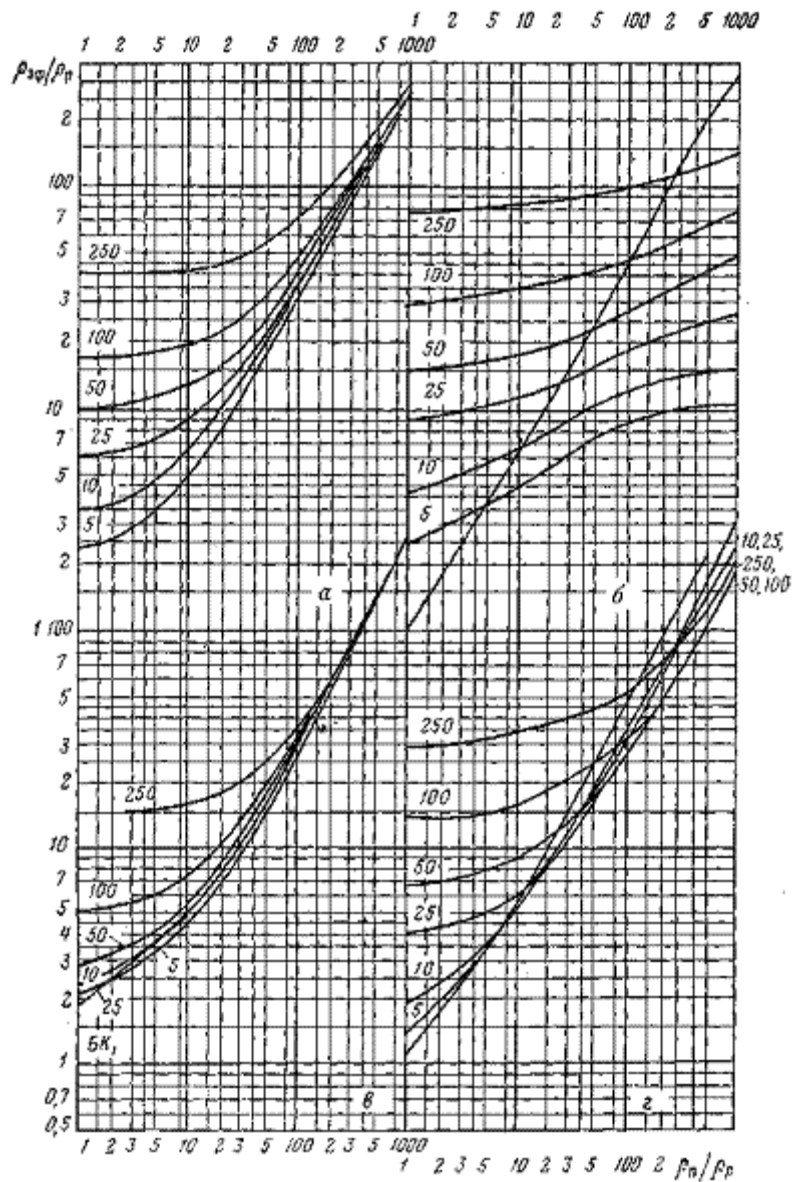


Рис. 67. Палетки кривых зависимости $\rho_{эф}/\rho_p = f(\rho_n/\rho_p)$ для семиэлектродного экранированного зонда $L_{\Lambda}3q4$ (ВНИИГеофизика).
 а, б — $h = 8d_c$; в, г — $h = \infty$; а, в — $D = 2d_c$; б, г — $D = 8d_c$. Шифр кривых — ρ_n/ρ_p ; $d_c = 190$ мм

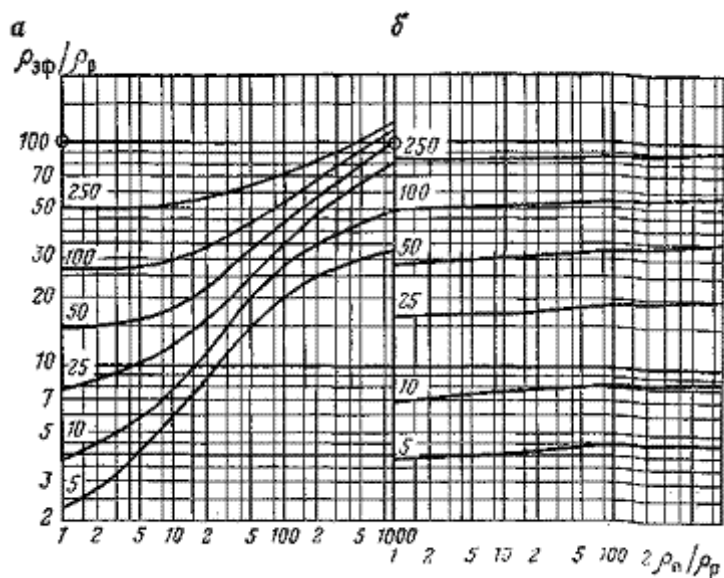


Рис. 68. Палетка кривых зависимости $\rho_{эф}/\rho_p = f(\rho_n/\rho_p)$ для Девятиэлектродного экранированного зонда $L_{В1}LA0,6q1$. $\rho = 8d_c$ (ВНИИГеофизика).
 а — $D = 2d_c$; б — $D = 8d_c$. Шифр кривых ρ_n/ρ_p ; $d_c = 190$ мм

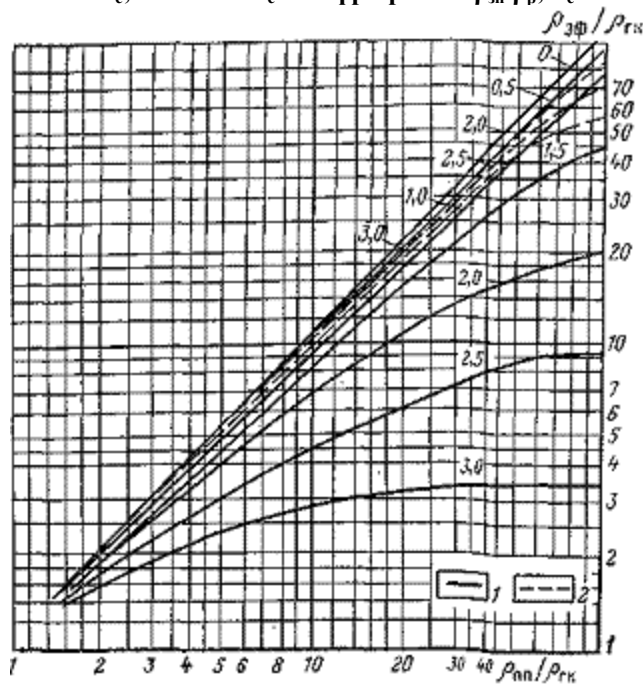


Рис. 69. Палетка кривых зависимостей $\rho_{эф}/\rho_{гк} = f(\rho_{нн}/\rho_{гк})$ Для микроэкранированного зонда (кривые 1) и зонда ближней зоны (кривые 2). Шифр кривых — $h_{гк}$, см

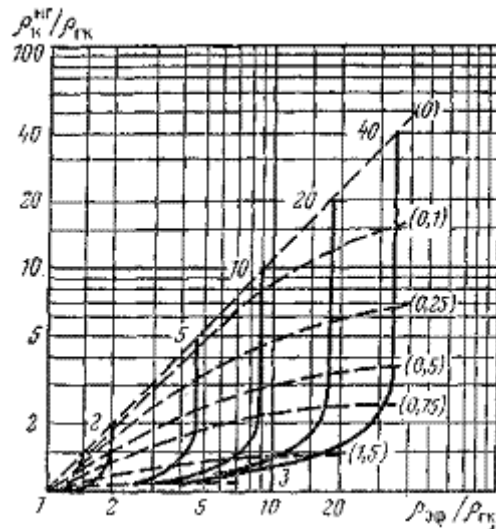


Рис. 70. Палетка для определения удельного сопротивления пород по данным микроэкранированного зонда и микроградиент-зонда.
Шифр кривых – $\rho_{пп}/\rho_{ГК}$; ($h_{ГК}$), см

§ 26. МИКРОМЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЯ ЭКРАНИРОВАННОГО ЗАЗЕМЛЕНИЯ

При глубине проникновения фильтрата глинистого раствора, превышающей 1,5 диаметра скважины ($D \geq 4d_c$), значение $\rho_{эф}$ мало зависит от удельного сопротивления $\rho_{п}$ пород, расположенных за зоной фильтрации глинистого раствора. В этих условиях $\rho_{эф}$ определяется значениями $\rho_{пп}$, толщиной и удельным сопротивлением глинистой корки. На рис. 69 изображена палетка кривых зависимостей $\rho_{эф}/\rho_{ГК} = f(\rho_{пп}/\rho_{ГК})$ при $h_{ГК} = \text{const}$ (шифр кривых), с помощью которой определяется $\rho_{пп}$, при известных $\rho_{эф}$, $\rho_{ГК}$ и $h_{ГК}$.

В тех случаях, когда сведений о толщине $h_{ГК}$ глинистой корки нет и есть основание предположить, что $h_{ГК} > 1$ см, значения $\rho_{пп}$ и $h_{ГК}$ определяют по данным комплексных измерений $\rho_{эф}$ микроэкранированным и ρ_k^{MG} — микроградиент-зондами. Для этой цели используют палетки кривых зависимостей $\rho_k^{MG}/\rho_{ГК} = f(\rho_{эф}/\rho_{ГК})$ при $\rho_{п}/\rho_{ГК} = \text{const}$ и при $h_{ГК} = \text{const}$ (рис. 70).

Измерив значения $\rho_{эф}$ и ρ_k^{MG} и вычислив отношения $\rho_{эф}/\rho_{ГК} = x$, $\rho_k^{MG}/\rho_{ГК} = y$ (сопротивление $\rho_{ГК}$ определяют по величине ρ_p , используя зависимость, приведенную например, на рис. 63) находят модуль $\rho_{п}/\rho_{ГК}$ и $h_{ГК}$ кривых, проходящих через точку с координатами x и y . По модулю кривой $\rho_{п}/\rho_{ГК} = \text{const}$, зная $\rho_{ГК}$, вычисляют $\rho_{п}$ и $\rho_{пп}$.

§ 27. ИНДУКЦИОННЫЙ МЕТОД

Сигнал, измеряемый в индукционном методе, является суммой сигналов, приходящих из скважины, зоны проникновения фильтрата глинистого раствора, пласта и вмещающих пород. Влияние удаленных пород на показания метода незначительно, и в большинстве случаев для определения удельного сопротивления изучаемых пород достаточно знать сопротивление сред, расположенных вблизи от зонда.

Когда изучаемое пространство симметрично относительно оси скважины, экстремальная (максимальная в пластах низкого и минимальная в пластах высокого сопротивления) эффективная электропроводность $\sigma_{эф}$ связана с электропроводностью σ_p глинистого раствора, $\sigma_{зп}$ — зоны проникновения его фильтрата, $\sigma_{п}$ — изучаемой и $\sigma_{вм}$ — вмещающих пород следующими соотношениями:

1) неограниченная среда, зона проникновения фильтрата глинистого раствора отсутствует:

$$\sigma_{эф} = \Delta\sigma_p + \Delta\sigma_{зп} = B_{п, p}\sigma_p + B_{п, зп}\sigma_{зп};$$

(98)

2) пласт ограниченной мощности

$$\sigma_{\text{эф}} = \Delta\sigma_p + \Delta\sigma_{\text{вм}} + \Delta\sigma_{\text{п}} = B_{\text{п,р}}\sigma_p + B_{\text{п,вм}}\sigma_{\text{вм}} + B_{\text{п,п}}\sigma_{\text{п}}; \quad (99)$$

3) пласт ограниченной мощности при проникновении фильтрата глинистого раствора в пласт

$$\sigma_{\text{эф}} = \Delta\sigma_p + \Delta\sigma_{\text{вм}} + \Delta\sigma_{\text{зп}} + \Delta\sigma_{\text{п}} = B_{\text{п,р}}\sigma_p + B_{\text{п,вм}}\sigma_{\text{вм}} + B_{\text{п,зп}}\sigma_{\text{зп}} + B_{\text{п,п}}\sigma_{\text{п}}. \quad (100)$$

В формулах (98)—(100) $\Delta\sigma_p$, $\Delta\sigma_{\text{зп}}$, $\Delta\sigma_{\text{вм}}$ и $\Delta\sigma_{\text{п}}$ — составляющие эффективной электропроводности, обусловленные проводимостями глинистого раствора, зоны проникновения его фильтрата, вмещающих пород и изучаемого пласта; $B_{\text{п,р}}$, $B_{\text{п,зп}}$, $B_{\text{п,вм}}$ и $B_{\text{п,п}}$ — пространственные факторы для областей, заполненных глинистым раствором, зоной проникновения его фильтрата, вмещающими породами и изучаемым пластом.

При незначительном влиянии скин-эффекта

$$\sum B_{\text{п}} \approx 1. \quad (101)$$

Это позволяет сократить число неизвестных в уравнениях (98) — (100).

Определив $B_{\text{п,р}}$, $B_{\text{п,вм}}$, $B_{\text{п,зп}}$ и $B_{\text{п,п}}$ (воспользовавшись соответствующими связями), определяют

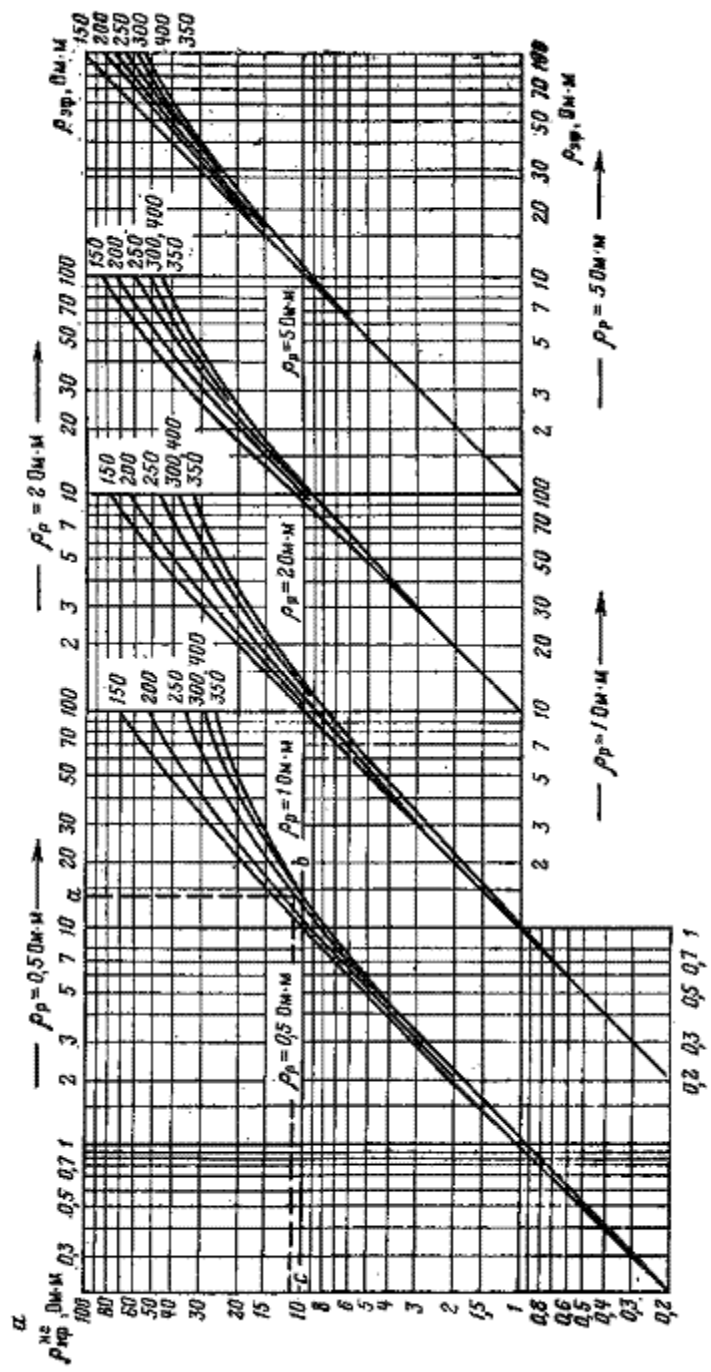
$$\sigma_{\text{п}} = \frac{\sigma_{\text{эф}} - \Delta\sigma_p - \Delta\sigma_{\text{вм}} - \Delta\sigma_{\text{зп}}}{B_{\text{п,п}}} \quad (102)$$

или

$$\Delta\sigma_{\text{п}} = \sigma_{\text{эф}} - \Delta\sigma_p - \Delta\sigma_{\text{зп}} - \Delta\sigma_{\text{вм}}; \quad (103)$$

затем, воспользовавшись кривыми зависимостей $\sigma_{\text{эф}} = f(\rho_{\text{п}}(\sigma_{\text{п}}))$ при $D_{\text{зп}} = \text{const}$ и $\rho_{\text{зп}}/\rho_p = \text{const}$ находят $\rho_{\text{п}}$.

В других способах определения $\rho_{\text{п}}$ после учета влияния скважины и поправки за скин-эффект (см. § 13), т. е. приведения $\sigma_{\text{эф}}$ к $\rho_{\text{э}}^{\text{нс}}$ для случая непроводящей скважины (рис. 71, а), вводят поправки за влияние вмещающих пород (рис. 71, б) путем использования зависимостей $\rho_{\text{эф}}^{\text{нс}} = f(\rho_{\text{э}}^{\text{исп}}) = \text{const}$. По полученным значениям $\rho_{\text{эф}}^{\text{исп}}/\rho_p = f(\rho_{\text{п}}/\rho_p)$ при $D/d_c = \text{const}$ и $\rho_{\text{зп}}/\rho_p = \text{const}$, используя палетки типа, приведенного на рис. 72, находят искомое отношение $\rho_{\text{п}}/\rho_p$ и далее рассчитывают $\rho_{\text{п}} = \rho_{\text{п}}/\rho_p$.



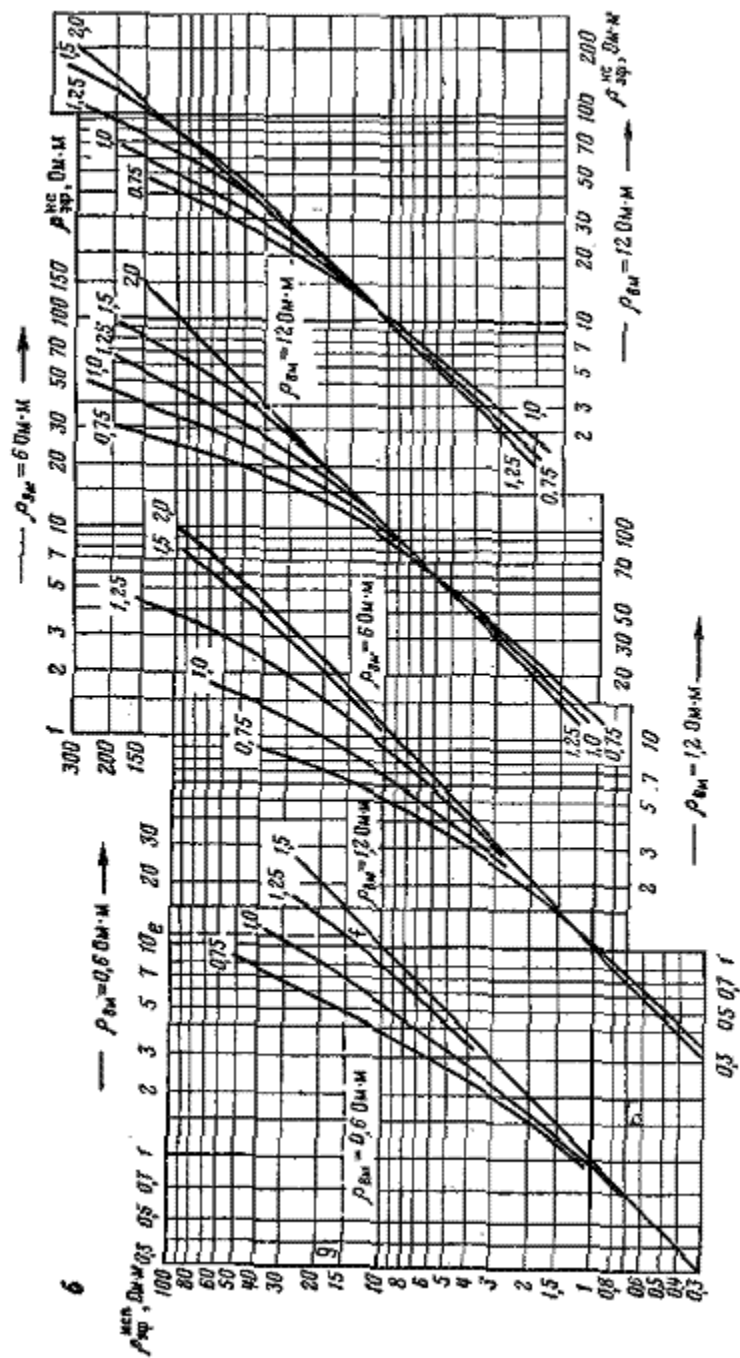


Рис. 71. Палетки для внесения поправок в величину эффективного сопротивления за счет влияния электропроводности глинистого раствора и вмещающих пород (индукционный зонд 6Ф1) [16].
 Поправочные кривые: а — за влияние электропроводности глинистого раствора, шифр кривых — d_c , мм; б — за влияние электропроводности вмещающих пород, шифр кривых — h , м

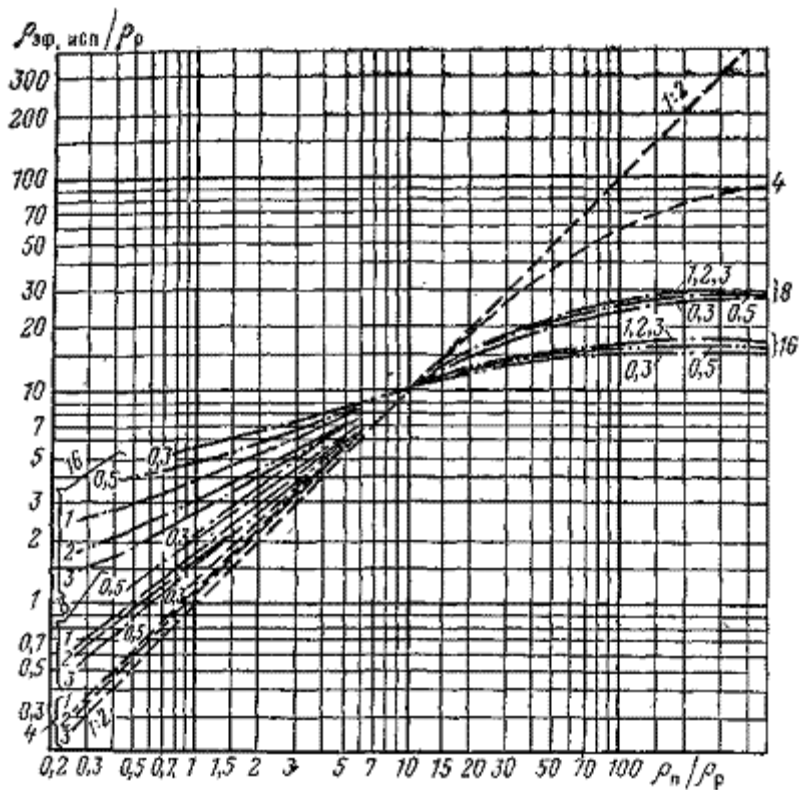


Рис. 72. Палетка кривых зависимостей $\rho_{эф, исп} / \rho_p = f(\rho_n / \rho_p)$.

Индукционный зонд 6Ф1. $\rho_{зп} / \rho_p = 10$. Шифр семейства кривых — D/d_c , шифр кривых — ρ_p , Ом · м (по данным треста Геофизуглеразведка и МГРИ)

Кривые, приведенные на рис. 72, показывают, что зона проникновения фильтрата глинистого раствора при заданном отношении $\rho_{зп} / \rho_p$ тем больше влияет на величину $\rho_{эф}$, чем больше отношение D/d_c .

Точность определения ρ_n по данным индукционного метода зависит от угла встречи пласта скважиной, и решение этой задачи в условиях влияния вмещающих пород нецелесообразно при $\beta < 70^\circ$.

§ 28. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД ρ_n ($\rho_{зп}$, $\rho_{пп}$) ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ЗОНДАМИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Наиболее эффективным способом определения электрических удельных сопротивлений ρ_n ($\rho_{зп}$, $\rho_{пп}$) является способ, основанный на совместной обработке данных ρ_k ($\rho_{эф}$), полученных несколькими зондами различных электрических методов.

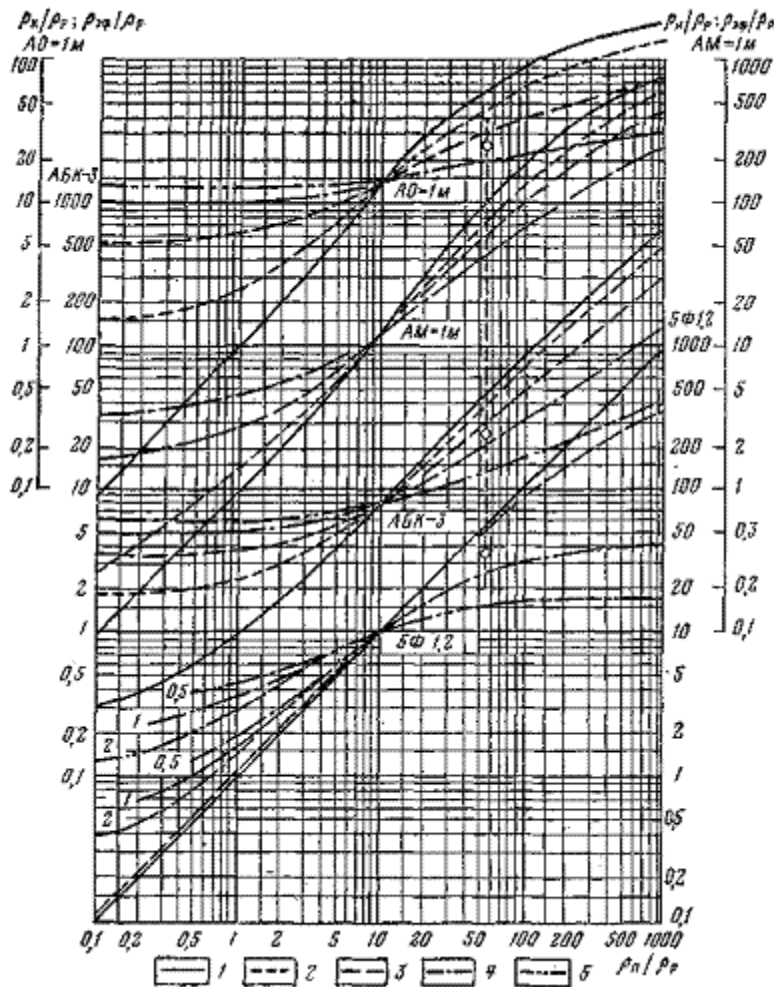


Рис. 73. Палетка для комплексной интерпретации измерения ρ_k и $\rho_{эф}$, выполненных зондами АО-1М; АМ-1м, экранированным зондом АБК-3 и индукционным зондом 5Ф1,2 (ВНИИ геофизика).

1 — $D/d_c = 1$; 2 — $D/d_c = 2$; 3 — $D/d_c = 4$; 4 — $D/d_c = 8$; 5 — $D/d_c = 16$. Шифр кривых для зонда 5Ф1,2 — ρ_p , Ом · м

Один из таких способов определения ρ_n , ρ_{zn} и D_{zn} сводится к использованию палеток кривых зависимостей ρ_k/ρ_p ($\rho_{эф}/\rho_p$) = $f(\rho_n/\rho_p)$, построенных для различных зондов при заданных отношениях D/d_c и ρ_{zn}/ρ_p (рис. 73). На палетку вероятного параметра ρ_{zn}/ρ_p накладывают кальку, на которой проводят вертикальную линию. На эту линию наносят в масштабе оси ординат палетки точки ρ_k/ρ_p ($\rho_{эф}/\rho_p$) для зондов, по данным которых решается задача. Далее кальку перемещают по горизонтали и находят единый модуль кривых D/d_c , на которые легли нанесенные точки ρ_k/ρ_p ($\rho_{эф}/\rho_p$). Точка пересечения вертикальной линии с осью абсцисс палетки определяет искомое отношение ρ_n/ρ_p . Если на палетке заданного модуля ρ_{zn}/ρ_p не удастся совместить точки ρ_k/ρ_p ($\rho_{эф}/\rho_p$) с кривыми единого значения D/d_c , берут палетку с другим значением ρ_{zn}/ρ_p . Эту операцию продолжают до тех пор, пока не будет найдена палетка, дающая наиболее близкие значения D/d_c для различных зондов. Пересечение вертикальной линии с осью абсцисс в этом случае определяет искомое отношение ρ_n/ρ_p , модуль кривых $D/d_c = \text{const}$, на которые легли точки ρ_k/ρ_p величину D/d_c и шифр палетки ρ_{zn}/ρ_p . Искомые значения ρ_n , ρ_{zn} и D находят простым расчетом:

$$\rho_n = \frac{\rho_n}{\rho_p} \rho_p; \rho_{zn} = \frac{\rho_{zn}}{\rho_p} \rho_p; D = \frac{D}{d_c} d_c.$$

Для пластов ограниченной мощности при существенном влиянии вмещающих пород ρ_n определяют по палеткам с параметрами (шифром) ρ_{zn}/ρ_p , D/d_c и $\rho_{вм}/\rho_p$ или предварительно в значения ρ_k ($\rho_{эф}$) вносят поправки за это влияние.

Другой способ определения $\rho_{\text{п}}$ и $\rho_{\text{зп}}$ ($\rho_{\text{пп}}$) по данным измерений с зондами различных типов и размеров сводится к использованию палеток, аналогичных приведенной на рис. 74 [11,14]. Методика решения задачи сводится к определению модулей кривых $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$ ($\rho_{\text{зп}}/\rho_{\text{р}}$) = const или $\rho_{\text{пп}}/\rho_{\text{р}}$ ($\rho_{\text{зп}}/\rho_{\text{п}}$) = const и $D_{\text{зп}}$ ($D_{\text{зп}}/d_{\text{с}}$) = const в поле координат, которыми являются отношения $\rho_{\text{к}}$ ($\rho_{\text{эф}}$) сопротивлений, измеренных с зондами различного типа и размера. Могут быть использованы также отношения этих сопротивлений к удельным сопротивлениям $\rho_{\text{р}}$ глинистого раствора, $\rho_{\text{зп}}$ зоны проникновения его фильтрата в породы и $\rho_{\text{пп}}$ зоны, полностью промытой фильтратом глинистого раствора, т. е. в поле координат

$$\frac{\rho_{\text{к}}(\text{эф})x(y, \dots)}{\rho_{\text{к}}(\text{эф})y(x, \dots)}; \frac{\rho_{\text{к}}(\text{эф})x(y, \dots)}{\rho_{\text{р}}}; \frac{\rho_{\text{к}}(\text{эф})x(y, \dots)}{\rho_{\text{зп}}}; \frac{\rho_{\text{к}}(\text{эф})x(y, \dots)}{\rho_{\text{пп}}},$$

где $\rho_{\text{к}}(\text{эф})x(y, \dots)$ — кажущиеся (эффективные) сопротивления, измеренные зондами типа и размера x, y , и т. д.).

Получение близких значений $\rho_{\text{пп}}/\rho_{\text{р}}$, $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$ ($\rho_{\text{зп}}/\rho_{\text{п}}$) и $D/d_{\text{с}}$ по данным измерений $\rho_{\text{к}}$ и $\rho_{\text{эф}}$ выполненных различными зондами, указывает на точность решения задачи с помощью используемой палетки.

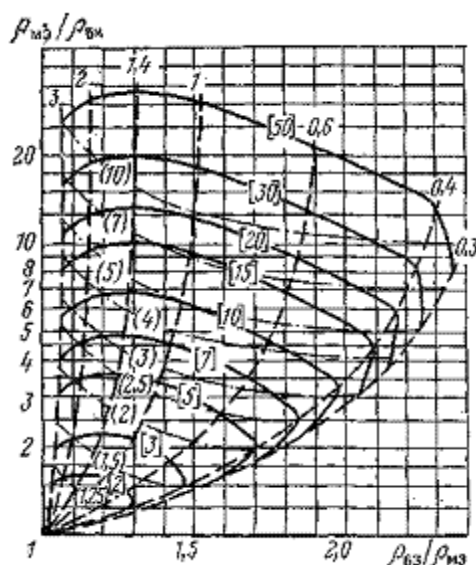


Рис. 74. Палетка для интерпретации данных зондов: ближней зоны $\rho_{\text{бз}}$, мало экранированного $\rho_{\text{мз}}$, среднего индукционного $\rho_{\text{си}}$ и большого индукционного $\rho_{\text{бп}}$. Пласт большой мощности, скин-эффект отсутствует; $d_{\text{с}} = 200$ мм. Шифр кривых – $D_{\text{зп}}$, см, ($\rho_{\text{мз}}/\rho_{\text{си}}$); [$\rho_{\text{пп}}/\rho_{\text{п}}$]

Глава III. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД, ПОТЕНЦИАЛОВ ЭЛЕКТРОДНЫХ И ГАЛЬВАНИЧЕСКИХ ПАР

Потенциалы $U_{\text{сп}}$ собственной поляризации горных пород создаются диффузией солей и адсорбцией их ионов поверхностью частиц, составляющих породу, фильтрацией вод и окислительно-восстановительными реакциями, протекающими на поверхностях соприкосновения горных пород с окружающей их средой.

В зависимости от того, какой из перечисленных процессов вызывает поляризацию породы, потенциалы собственной поляризации подразделяются на диффузионно-адсорбционные, течения (фильтрации) и окислительно-восстановительные.

§ 29. ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Свойство горных пород поляризоваться под действием физико-химических процессов, указанных выше, называется естественной электрохимической активностью. В зависимости от физико-химической природы поляризующего процесса электрохимическая активность разделяется на следующие виды.

1. Диффузионно-адсорбционную, определяющую свойства горных пород изменять величину и знак диффузионных потенциалов.

2. Окислительно-восстановительную, характеризующую способность горных пород создавать электрические поля в случае, когда их окислительно-восстановительный потенциал отличается от потенциала окружающей среды.

3. Фильтрационную, определяющую возникновение электрического поля в породе при течении водных растворов в ее поровом пространстве.

ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННАЯ АКТИВНОСТЬ

На поверхности соприкосновения литологически различных горных пород или пород и растворов возникает диффузионно-адсорбционная разность потенциалов $U_{да}$. В случае пластовых вод и растворов одинакового химического состава диффузионно-адсорбционная разность потенциалов

$$U_{да} = K_{да} \lg \frac{a_{в}}{a_{ф}} = (K_{д} + A_{да}) \lg \frac{a_{в}}{a_{ф}}, \quad (104)$$

где $a_{в}$ и $a_{ф}$ — активности соприкасающихся растворов; $K_{да}$ и $K_{д}$ — коэффициенты диффузионно-адсорбционной э. д. с. и э. д. с. диффузии; $A_{да}$ — диффузионно-адсорбционная активность горных пород; $U_{да}$ — потенциал среды, заполненной раствором концентрации «ф» по отношению к среде, содержащей раствор «в».

Так как разность потенциалов диффузии $U_{д} = K_{д} \lg a_{в}/a_{ф}$, то диффузионно-адсорбционная активность $A_{да}$ численно равна разности превышений диффузионно-адсорбционных потенциалов $U_{да}$ над диффузионными потенциалами, измеренными при двух активных концентрациях растворов a и $a_{в}$, отнесенной к логарифму отношений этих концентраций.

На некотором достаточно большом диапазоне низких концентраций электрические удельные сопротивления электролитов обратно пропорциональным концентрациям. В пределах этого диапазона

$$U_{д} = K_{д} \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}};$$
$$U_{да} = K_{да} \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}} = (K_{д} + A_{да}) \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}}. \quad (105)$$

В более общем случае

$$U_{да} = K_{да} b_c \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}} = (K_{д} + A_{да}) b_c \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}}, \quad (106)$$

где b_c — коэффициент приведения зависимости $U_{да}$ от $\lg \rho_{ф}/\rho_{в}$ к линейному виду, зависящий от концентрации и химического состава электролитов.

Диффузионно-адсорбционная активность горных пород и разность диффузионно-адсорбционных потенциалов определяются [2,7,23]: 1) минеральным (химическим) составом пород (рис. 75);

2) степенью дисперсности породы; при прочих равных условиях возрастание дисперсности вызывает увеличение $A_{да}$ (рис. 76);

3) плотностью укладки частиц, повышающей диффузионно-адсорбционную активность; 4) степенью насыщения породы раствором, понижающей ее активность; 5) химическим составом вод, насыщающих горную породу.

Таким образом, диффузионно-адсорбционная активность горной породы при одинаковой адсорбционной активности породоразрушающих минералов возрастает с увеличением поверхности твердых частиц, приходящихся на единицу объема раствора, насыщающего породу.

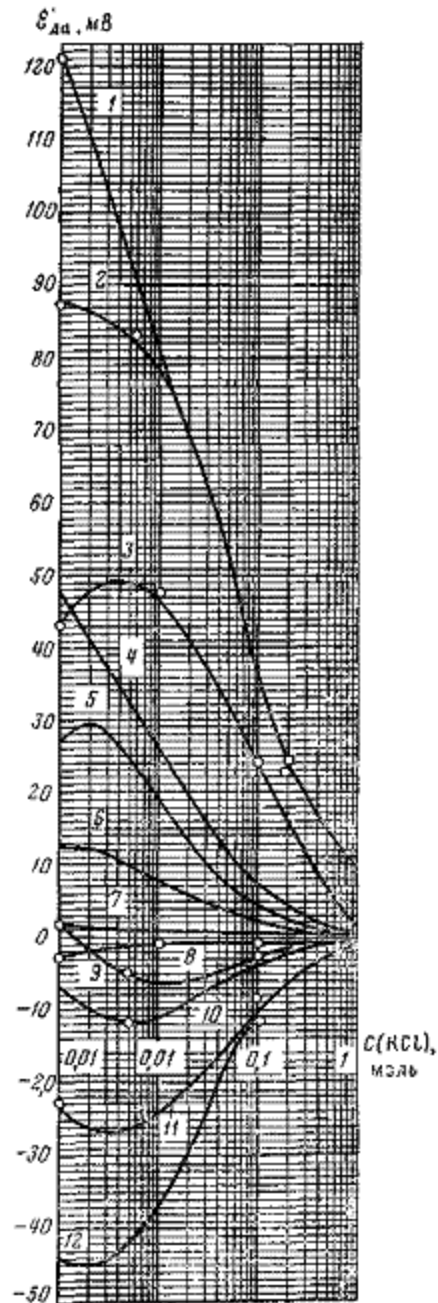


Рис. 75. Диффузионно-адсорбционные потенциалы в растворах хлористого калия в различных горных породах.

1 — глинистый сланец (Урал); 2 — глина ПК промысла им. Орджоникидзе; 3 — глина кил (Крым); 4 — известняк; 5 — песчаник; 6 — антрацит; 7 — мергель; 8 — боксит; 9 — песок кварцевый; 10 — доломит; 11 — подмосковный ожеженный песок; 12 — каолин

Как следствие этого, наблюдаются четкие коррелятивные связи между диффузионно-адсорбционной активностью $A_{да}$ и удельной поверхностью S_w (рис. 76, а, кривая 1), между $A_{да}$ и приведенной емкостью $q_{п}$ поглощения (рис. 76, а, кривая 2), между $A_{па}$ и параметром пористости $P_{п}$ (рис. 76, б, кривая 3), между $A_{да}$ и поверхностной проводимостью $P_{п}$ (рис. 76, б, кривая 4).

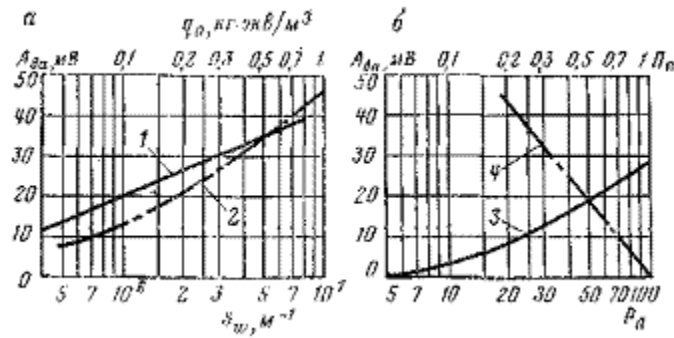


Рис. 76. Зависимости диффузионно-адсорбционной активности $A_{да}$ терригенных пород от удельной поверхности, S_w приведенной емкости поглощения q_0 , параметра P_d пористости и поверхностной проводимости Π_n .

а - $A_{да} = f(S_w)$ [1] и $A_{да} = f(q_0)$ [2]; б- $A_{да} = f(P_d)$ [3] и $A_{да} = f(\Pi_n)$ [4]

Для песчано-глинистых пород

$$A_{да} \approx \frac{k_{сг}}{k_{гг} + k_{п,р}} A_{да,гг} \approx \eta_{гг} A_{да,гг}, \quad (107)$$

где $A_{да,гг}$ —диффузионно-адсорбционная активность поверхностно-активных глинистых минералов; $\eta_{гг}$ — относительная глинистость при естественном состоянии глинистых частиц,

$$\eta_{гг} = \frac{V_{гг} k_{гг,с}}{V_{гг} k_{гг,с} + k_{п,р}}.$$

Диффузионно-адсорбционная активность $A_{да}$ и коэффициенты $K_{да}$ и K_d линейно связаны с температурой t :

$$A_{да,t}(K_{да,t}, K_d,t) = a_t A_{да,20}(K_{да,20}, K_d,20),$$

где $A_{да,20}, K_{да,20}, K_d,20$ и $A_{да,t}, K_{да,t}, K_d,t$ — значения $A_{да}, K_{да}$ и K_d при 20°C и

$$a_t = 1 + \frac{t - 20}{293,13}$$

температуре t изучаемой среды; a_t — температурный коэффициент,

Номограммы для определения a_t при заданной температуре t и расчета $K_{да,t}, K_d,t, A_{да,t}$ и $K_{сп}$ при температуре t и 20°C приведены на рис. 77. Пунктиром показано решение задачи для $A_{да,20} = 60$ мВ, $t = 110^\circ\text{C}$. Ответ: $A_{да,t} = 79$ мВ.

Диффузионно-адсорбционная активность горных пород при $t = 20^\circ\text{C}$ изменяется от -10 до 70 мВ.

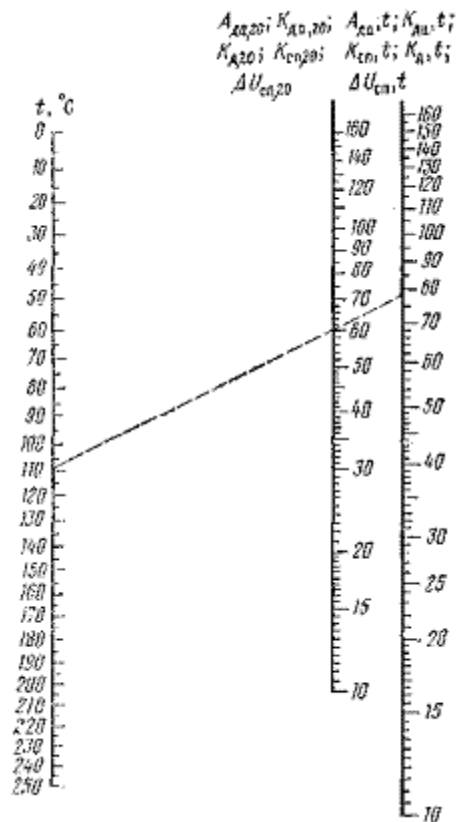


Рис. 77. Номограмма для определения $A_{да}, K_{да}, K_d, K_{cp}, (\Delta U_{cp})$ при температурах t и 20 °С.

Окислительно-восстановительная активность

Окислительно-восстановительные потенциалы наблюдаются: а) в сульфидных рудах; б) в породах, содержащих окислы металлов, находящихся в высшей или низшей степени окисления по отношению к окислам металлов в окружающих горных породах; в) в ископаемых углях.

Окислительно-восстановительная активность пород $A_{ов}$ количественно оценивается разностью превышения окислительно-восстановительных потенциалов $\xi_{ов}$ [возникающих между раствором хлористого калия за данной постоянной концентрации (0,01 или 0,1 моль) и содержащим окислитель (при двух концентрациях a'_o и a_o , последнего) над диффузионно-адсорбционным потенциалом $\xi_{да}$ того же раствора при отсутствии окислителя, отнесенной к логарифму отношения концентраций окислителя [2].

Из горных пород наиболее высокую окислительно-восстановительную активность имеют сульфиды, из осадочных формаций — ископаемые угли. Количественно этот параметр не изучен.

ФИЛЬТРАЦИОННАЯ АКТИВНОСТЬ

Фильтрационная активность $A_{ф}$ горных пород определяется разностью потенциалов, возникающей при фильтрации эталонной жидкости (например, раствора хлористого натрия удельного сопротивления в $1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) через породу под давлением в 1 МПа (СИ).

Приближенно принимается

$$A_{ф} = \frac{U_{ф} \delta \xi_{H, NaCl}}{\delta \xi_{H, xPP}};$$

(108)

здесь $\xi_{H, NaCl}$ и ξ_{Hx} — значения потенциалов Гельмгольца для раствора NaCl указанной концентрации и раствора x , фильтрующегося в породу, при перепаде давления 1 МПа ; ρ — удельное сопротивление раствора NaCl; p — давление, под которым происходит фильтрация.

Фильтрационная активность зависит от химического состава и коллекторских свойств пород и хорошо не изучена.

§ 30. КРИВЫЕ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПОРОД

Кривая изменения потенциалов собственной поляризации при пересечении однородного пласта, по диффузионно-адсорбционной активности $A_{да,п}$ отличающегося от вмещающих пород ($A_{да,вм}$), симметрична относительно середины пласта, если пространство, в котором залегает пласт, также симметрично по электрическому сопротивлению относительно его середины (рис. 78).

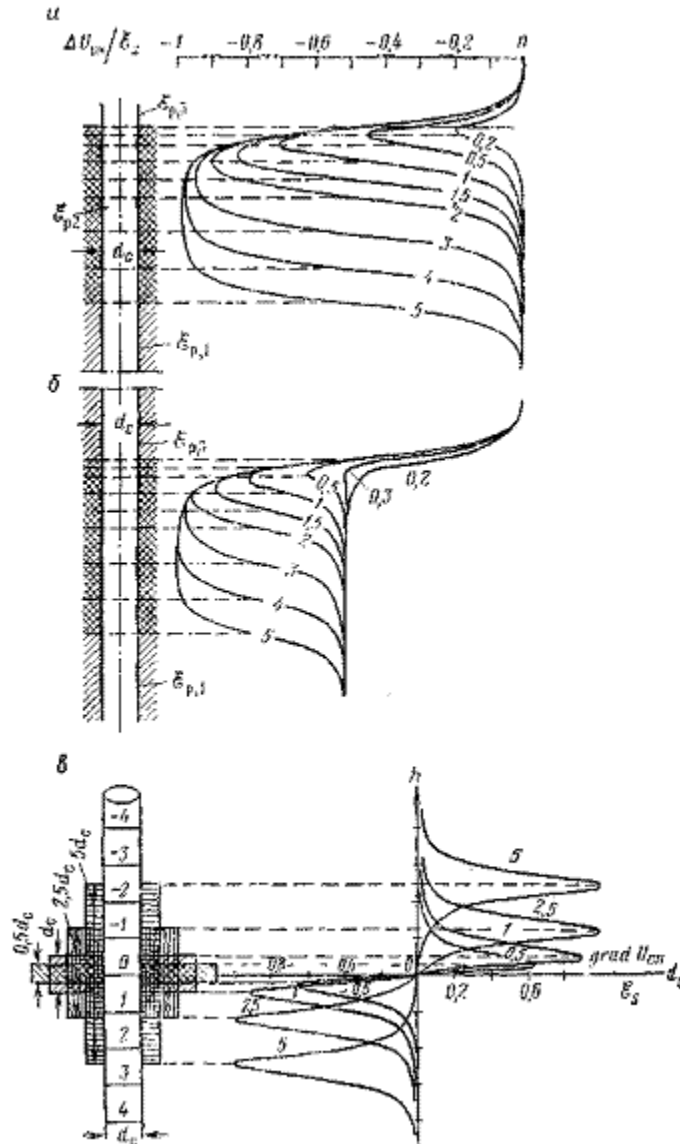


Рис. 78. Теоретические кривые потенциала (а и б) градиента потенциала (в) собственной поляризации в пластах различных мощностей.

$\rho_{вм} = \rho_{п} = \rho_{д}$; а, в- $\xi_{д,1} = \xi_{д,3}$; б- $\xi_{д,1} = 0,5\xi_{д,3}$ ($\xi_{1,2}, \xi_{2,3}=0$) Шифр кривых h/d_c

В электрически однородной среде по сопротивлению при пересечении пласта по нормали к его границам

$$\Delta U_{сп, \max} = - \frac{h_d}{\sqrt{h_d^2 + 1}} \mathcal{E}_s = -v_{сп} \mathcal{E}_s,$$

(109)

где ξ_s — статический потенциал — сумма по замкнутому контуру скачков потенциала, возникающих на границах соприкосновения вмещающих пород и пласта с глинистым раствором и пласта с вмещающими породами $\xi_s = \xi_{р,вм} - \xi_{р,п} - \xi_{п,вм}$; $v_{сп}$ — поправка за мощность пласта (рис. 79, а, кривая 1), $v_{сп} = \frac{h_d}{\sqrt{h_d^2 + 1}}$ [3, 21, 23]. При $h > 4d_c$ с точностью,

вполне достаточной для практики, можно принять $\Delta U_{\text{сп, макс}} = \Delta U_{\text{сп}}$.

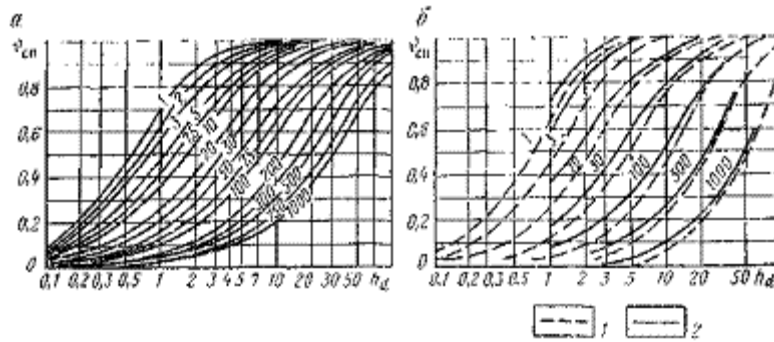


Рис. 79. Зависимости $v_{\text{сп}} — f(h_d)$.

а- $\rho_n = \rho_{\text{вм}}$; б- $\rho_n \neq \rho_{\text{вм}}$; 1- $\rho_{\text{вм}} = 3\rho_D$; 2- $\rho_{\text{вм}} = 30\rho_D$. Шифр кривых — ρ_n/ρ_D

На границах пласта

$$\Delta U_{\text{сп, гр}} = \frac{h_d}{\sqrt{4h_d^2 + 1}}. \quad (110)$$

Отношение

$$\frac{\Delta U_{\text{сп, гр}}}{\Delta U_{\text{сп, макс}}} = \frac{\sqrt{h_d^2 + 1}}{\sqrt{4h_d^2 + 1}} \quad (111)$$

при $h_d > 4$ стремится к 0,5.

Таким образом в среде, однородной по удельному сопротивлению, при $h > 4d_c$ кровля и подошва пласта определяются точками, в которых приращение потенциала $\Delta U_{\text{сп}}$ равно половине амплитуды аномалии $\Delta U_{\text{сп, макс}}$. В пластах малой мощности $h < 4d_c$ положение границ смещается к своду аномалии тем больше, чем меньше h .

Мощность тонких пластов определяется по зависимости отношения h_ϕ/d_c от отношения h/d_c (рис. 80, а, кривая 1).

Когда известны значения ξ_s и площадь $\Omega_{\text{сп}}$ аномалии кривой $\Delta U_{\text{сп}}$, мощность пласта [2, 21]

$$h = \frac{\Omega_{\text{сп}}}{\xi_s}. \quad (112)$$

Рассчитав h , при знании глубины H_c залегания середины пласта (середины отрезка h_ϕ) находят глубинные отметки H_k и H_n залегания его кровли и подошвы по формулам

$$H_k = H_c - \frac{h}{2}; \quad (113)$$

$$H_n = H_c + \frac{h}{2}. \quad (114)$$

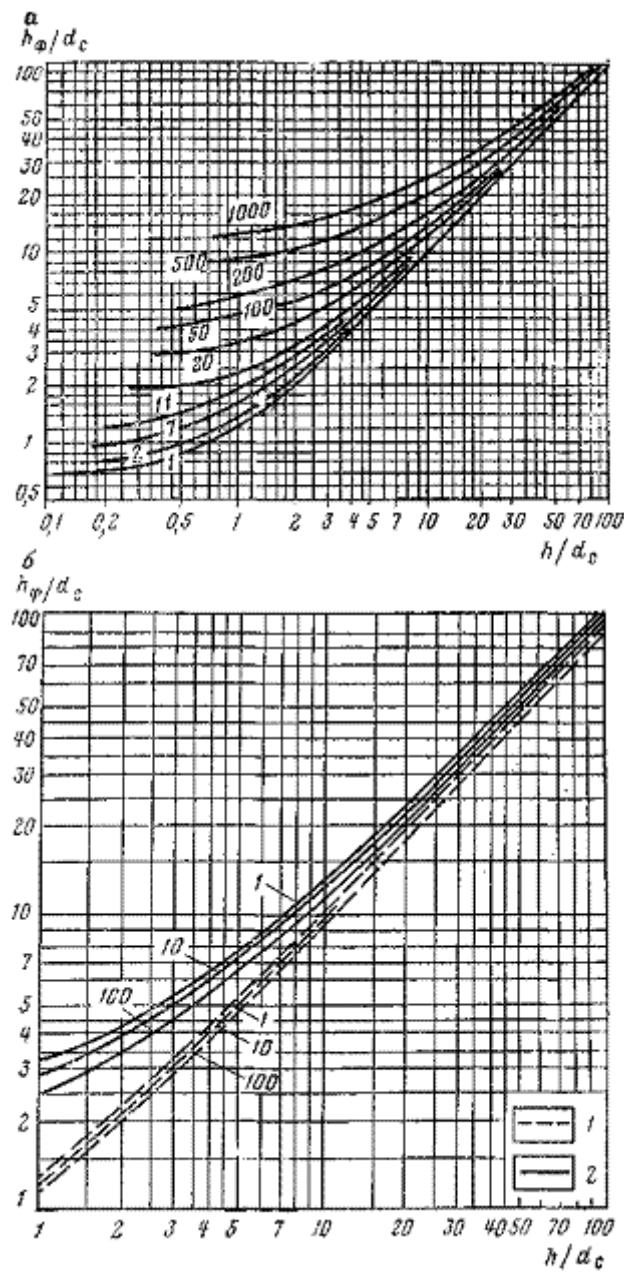
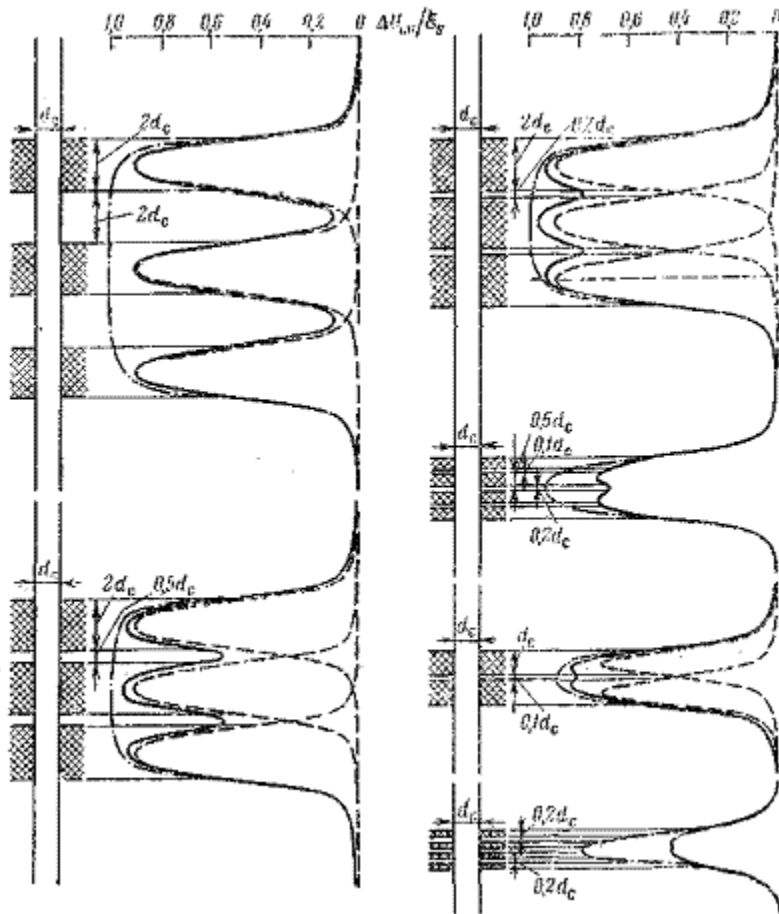


Рис. 80. Палетки кривых зависимостей $h_{\phi}/d_c = f(h/d_c)$.
 а- $\rho_{\text{п}} = \rho_{\text{вм}}$; б- $\rho_{\text{п}} \neq \rho_{\text{вм}}$; 1- $\rho_{\text{вм}} = 3\rho_{\text{р}}$; 2- $\rho_{\text{вм}} = 30\rho_{\text{р}}$. Шифр кривых — $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$



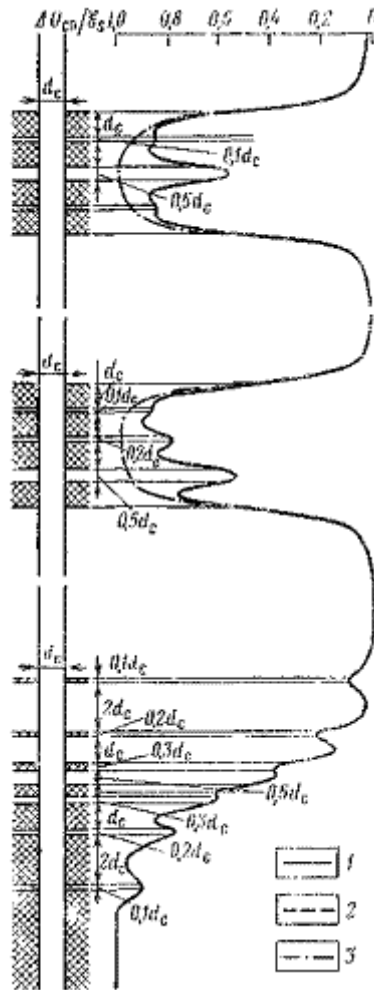


Рис. 81. Кривые $\Delta U_{сн}/\xi_s$ в пачках пластов. $\rho_n = \rho_{вм} = \rho_p$;

1 — в пачке пластов, 2 — отдельном пропластке, 3 — в однородном пласте, равном по мощности пачке

Когда разность потенциалов $\xi_{р,1}$ двойного электрического слоя на поверхности раздела скважина — подстилающая среда не равна разности потенциалов $\xi_{р,3}$ на поверхности раздела скважина — покрывающая среда (например, в базальных песчаных горизонтах) кривые $U_{сн}$ ассиметричны (рис. 78, б). В этих условиях фиктивная мощность пласта определяется разностью глубинных отметок точек кривых, в которых изменение потенциала равно половине изменения потенциала при переходе электрода М из вмещающих пород в среднюю часть пласта.

В пачке пластов малой мощности на кривых ($U_{сн}$ наблюдается общий минимум или максимум потенциалов, на фоне которого локальными максимумами и минимумами выделяются отдельные пропластки. Каждый, из пластов, слагающих пачку, отмечается тем резче, чем больше его мощность и мощность пропластков, отделяющих этот пласт от соседних (рис. 81). При очень малых мощностях пропластков $h_{пр} \leq 0,1d_c$ и особенно в тех случаях, когда последние залегают близ внешних границ пачки (рис. 81), пропластки могут не проявляться на кривых $U_{сн}$.

На кривых градиента потенциала $U_{сн}$ границы мощных пластов отмечаются точками максимума и минимума градиента (рис. 78, в [21]).

Если известно ξ_s , суммарная мощность $\sum h_n$ пластов и суммарную мощность $\sum h_{пр}$ пропластков, слагающих пачку, устанавливают по площади $\Omega_{сн}$ кривой $U_{сн}$ в пределах аномалии:

$$\sum h_{пр} = \frac{\Omega_{сн}}{|\xi_s|}; \quad (115)$$

$$\sum h_{\text{вп}} = H - \frac{\Omega_{\text{сн}}}{|\xi_s|}, \quad (116)$$

где H — мощность пачки (суммарная мощность пластов и пропластков, слагающих пачку).

При достаточной мощности пачки величину H принимают равной фиктивной мощности $H_{\text{ф}}$, которую находят по правилам определения фиктивной мощности $h_{\text{ф}}$ отдельных пластов.

При частом чередовании маломощных песчаных пластов удельного сопротивления $\rho_{\text{п}}$ с пропластками сопротивления $\rho_{\text{пр}}$ при $\rho_{\text{п}} \approx \rho_{\text{пр}} \approx \rho_{\text{р}}$ процентное содержание песчаных пластов в пачке приблизительно оценивают по отношению амплитуды $\Delta U_{\text{сн, макс}}$ аномалии потенциалов собственной поляризации к статическому потенциалу:

$$\frac{\sum h_{\text{п}}}{H} [\%] = \frac{\Delta U_{\text{сн, макс}}}{\xi_s} 100. \quad (117)$$

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД

При повышении сопротивления пород существенно изменяются амплитуда аномалии и конфигурация кривой $U_{\text{сн}}$. При этом наблюдается следующее [см. также 21, 23].

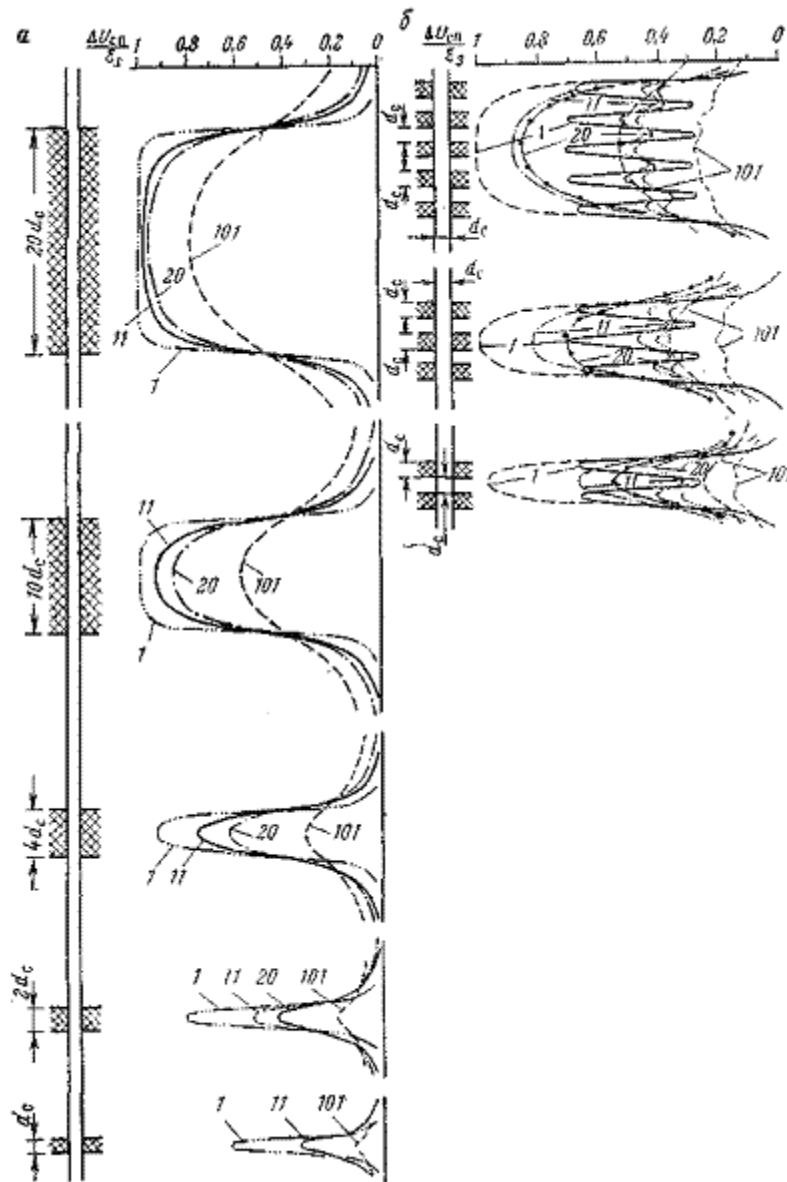


Рис. 82. Кривые $\Delta U_{\text{сн}}/\xi_s$ в пластах различных мощностей. $\rho_{\text{п}} = \rho_{\text{вм}} \neq \rho_{\text{р}}$ а — единичные пласты; б — пачки пластов. Шифр кривых $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$.

1. С повышением удельных сопротивлений $\rho_{\text{п}}$ пласта и $\rho_{\text{вм}}$ вмещающих пород относительно удельного сопротивления $\rho_{\text{р}}$ глинистого раствора уменьшается амплитуда аномалии $\Delta U_{\text{сп}}$, и растягивается кривая (рис. 82). При заданной мощности h пласта его мощность $h_{\text{ф}}$ по отношению к действительной увеличивается; амплитуда аномалии $\Delta U_{\text{сп}}$ по отношению к ξ_s уменьшается тем больше, чем меньше h и больше неравенства $\rho_{\text{п}} > \rho_{\text{р}}$ и $\rho_{\text{вм}} > \rho_{\text{р}}$.

2. В случае неравенства $\rho_{\text{п}} \gg \rho_{\text{вм}}$ уменьшается амплитуда аномалии $\Delta U_{\text{сп}}$ по отношению к случаю однородной среды (см. рис. 79, б). Однако при этом $h_{\text{ф}}$ уменьшается (см. рис. 83 и 80, б). Различное влияние на $h_{\text{ф}}$ неравенств $\rho_{\text{п}} \gg \rho_{\text{р}}$, $\rho_{\text{вм}} > \rho_{\text{р}}$ и неравенства $\rho_{\text{п}} > \rho_{\text{вм}}$ дает возможность при достаточно большой мощности пласта и $\rho_{\text{вм}} > \rho_{\text{р}}$, $\rho_{\text{п}} > \rho_{\text{вм}}$ приближенно принимать $h \approx h_{\text{ф}}$.

Особенно велико влияние удельного сопротивления на $\Delta U_{\text{сп}}$ при залегании пластов низкого сопротивления в мощной толще пород высокого сопротивления, например карбонатных. Такие пласты могут не отмечаться на кривых $U_{\text{сп}}$.

ВЛИЯНИЕ ЗОНЫ ПРОНИКНОВЕНИЯ ФИЛЬТРАТА ГЛИНИСТОГО РАСТВОРА

Фильтрат глинистого раствора, проникая в пласт, качественно изменяет амплитуду и конфигурацию кривой $U_{\text{сп}}$ (как и увеличение диаметра скважины). При $\rho_{\text{зп}} = \rho_{\text{п}}$ это проявляется в соответствующем увеличении фиктивной мощности пласта по сравнению с ее действительным значением.

Влияние зоны проникновения фильтрата глинистого раствора, повышающего сопротивление пласта, тем больше, чем больше диаметр зоны и выше ее удельное сопротивление по отношению к удельному сопротивлению пласта за зоной проникновения фильтрата [18]. При $\rho_{\text{зп}} > \rho_{\text{р}}$ амплитуда аномалии $\Delta U_{\text{сп}}$ уменьшается, а фиктивная мощность пласта в зависимости от соотношения между $\rho_{\text{зп}}$ и $\rho_{\text{вм}}$ несколько возрастает при $\rho_{\text{вм}} > \rho_{\text{зп}}$ (рис. 84) или уменьшается при $\rho_{\text{вм}} < \rho_{\text{зп}}$.

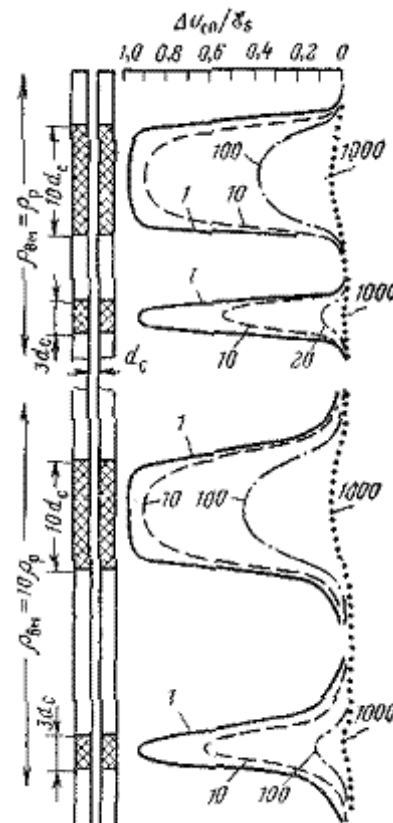


Рис. 83. Кривые $\Delta U_{\text{сп}}/\xi_s$ при различных сопротивлениях $\rho_{\text{п}}$, $\rho_{\text{вм}}$ и $\rho_{\text{р}}$. Шифр кривых — $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{р}}$

Заметим, что в тех случаях, когда скважина пересекает породы, насыщенные водами различной минерализации, с изменяющимися глубиной проникновения фильтрата глинистого раствора, характером распределения фильтрата в поровом пространстве коллектора, структурой и толщиной глинистой корки, могут наблюдаться искажения кривых $U_{сп}$ против пласта и смещение линий глин и чистых песчаных пород.

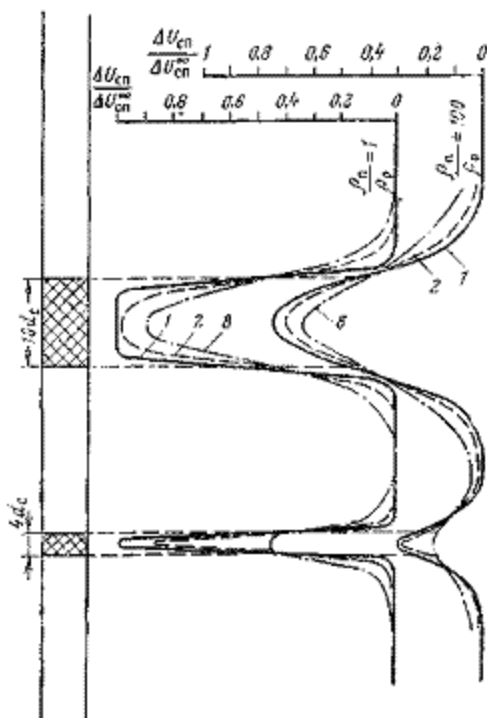


Рис. 84. Влияние зоны проникновения фильтрата глинистого раствора на конфигурацию кривых потенциалов собственной поляризации.
Шифр кривых — D/d_c .

КРИВЫЕ $U_{сп}$ В ГЛИНИСТЫХ ПЕСКАХ И ПЕСЧАНИКАХ (ВЛИЯНИЕ ЧАСТОГО ПЕРЕСЛАИВАНИЯ ТОНКИХ ПРОПЛАСТКОВ РАЗЛИЧНЫХ СОПРОТИВЛЕНИЙ)

В пачках тонкого переслаивания песчано-глинистых пропластков, залегающих в толще глинистых пород отдельные песчаные пропластки не проявляются на кривой $U_{сп}$ и вся пачка выделяется единой аномалией. Числовое значение амплитуды этой аномалии, приведенное к пачке неограниченной мощности, называется статистическим потенциалом песчано-глинистой породы $\xi_{s,гп}$ или псевдостатическим потенциалом ξ_{ps} .

$$\Delta U_{сп} = \xi_{s,гп} = \alpha_{сп} \xi_s. \quad (118)$$

Коэффициент $\alpha_{сп}$ снижения статического потенциала за счет глинистости песчаной породы обычно рассчитывают для предельного значения ξ_s в условиях равенства нулю $A_{да,п}$ и $\xi_{п,вм}$, когда

$$\xi_s = -A_{да,п} \lg \frac{\rho_{п,гп}}{\rho_{п}}. \quad (119)$$

Для этих условий, по Н. Доллю,

$$\alpha_{сп} = \frac{\lg \frac{B+u}{B+1}}{\lg u} = \frac{\lg \frac{\rho_{п,гп}}{\rho_{п,гп}}}{\lg \frac{\rho_{п}}{\rho_{п,гп}}}, \quad (120)$$

где параметр

$$B = \frac{\chi_{гг} \rho_{п}}{1 - \chi_{гг} \rho_{гг}} = \frac{\chi_{гг} \rho_{гг}}{1 - \chi_{гг}} = \frac{\Sigma_{гг}}{\Sigma_{п}} \quad (121)$$

представляет собой отношение полных проводимостей глинистых $\Sigma_{гг}$ и $\Sigma_{п}$ песчаных прослоев, $u = \rho_{п}/\rho_{пг}$ и

$$\frac{B + u}{B + 1} = \frac{\frac{\chi_{гг}}{\rho_{гг}} + \frac{1 - \chi_{гг}}{\rho_{пг}}}{\frac{\chi_{гг}}{\rho_{гг}} + \frac{1 - \chi_{гг}}{\rho_{п}}} = \frac{\rho_{п, гг}}{\rho_{пг, гг}} \quad (122)$$

— отношение удельных сопротивлений песчано-глинистой породы в непромытой и промытой ее частях.

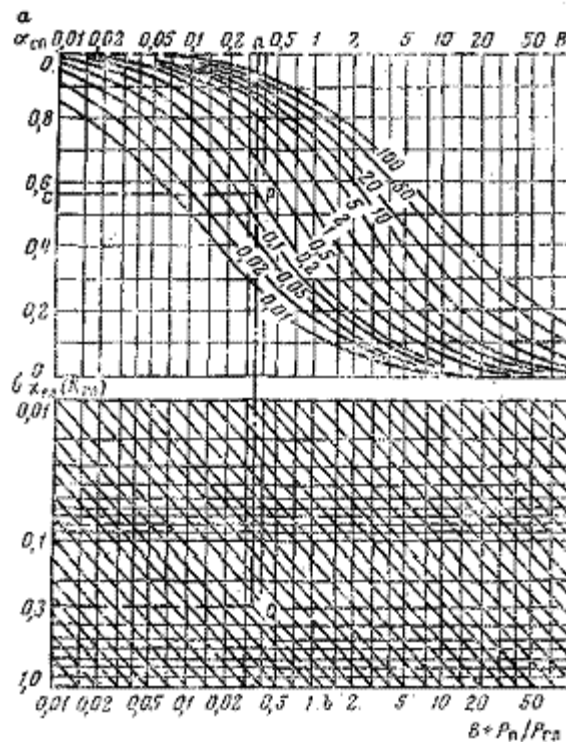


Рис. 85. Палетка для определения коэффициента $\alpha_{сп}$ и содержания глинистых прослоев в коллекторе $\chi_{гг}$.

а - $\alpha_{сп} = f(B + \rho_{п}/\rho_{гг})$; б - $\chi_{гг} (K_{гг}) = f(B + \rho_{п}/\rho_{гг})$.

Шифр кривых — значения u

На рис. 85, а изображена палетка кривых, определяющих зависимость коэффициента $\alpha_{сп}$ от параметра B для различных значений параметра u [18]. Как видно, увеличение B и уменьшение u (увеличение сопротивления промытой зоны, глинистости и отношения $\rho_{п}/\rho_{гг}$) приводят к резкому уменьшению $\alpha_{сп}$ и, следовательно, $U_{сп}$. Так, например, при $\rho_{п} = 1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\rho_{пг} = 5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\rho_{гг} = 2 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $\chi = 0,412$, чему соответствует $B = 0,35$ и $u = 0,2$, получим $\alpha_{сп} = 0,56$ (построение арс).

При отсутствии зоны проникновения фильтрата глинистого раствора ($\rho_{п} = \rho_{пг}$)

$$\alpha_{сп} = \frac{1}{1 + B} = \frac{1 - \chi_{гг}}{1 + \chi_{гг} (\rho_{п}/\rho_{гг} - 1)} \quad (123)$$

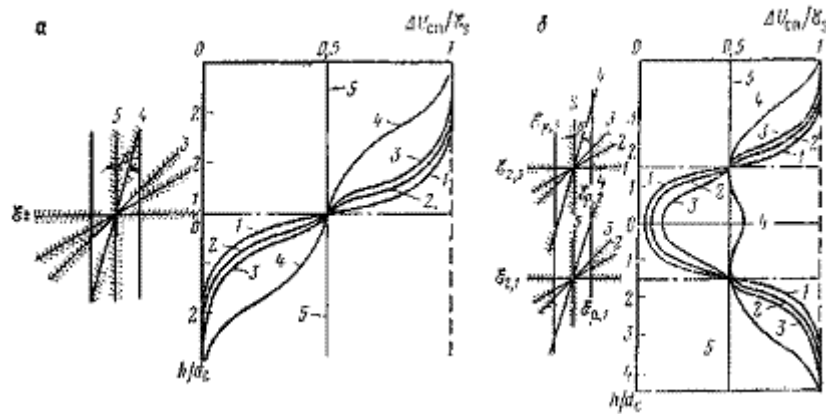


Рис. 86. Кривые $\Delta U_{cp}/\xi_s$ при различных значениях угла β .
 а — одна граница раздела; б — пласт $A_{да,п} \neq A_{да,вм}$; 1 — $\beta = \pi/2$, 2 — $\beta = 60^\circ$; 3 — $\beta = 45^\circ$, 4 — $\beta = 15^\circ$, 5 — $\beta = 0^\circ$

ВЛИЯНИЕ УГЛА β ВСТРЕЧИ ПЛАСТА СО СКВАЖИНОЙ

При пересечении скважиной наклонно залегающих пластов в тех случаях, когда $\beta < 45^\circ$, на кривой U_{cp} близ границ пласта наблюдается ступень, увеличивающаяся с уменьшением β [21]. При малых углах β амплитуды аномалии U_{cp} в середине пласта уменьшается (рис. 86, б, кривая 4). Появление ступени близ границ пласта в некоторых случаях позволяет установить крутое падение пород. Однако аналогичные кривые U_{cp} могут наблюдаться и при $\beta > 40^\circ$, когда отсутствует четкая литологическая граница (например, при переходе от глин к пескам через песчаные глины и глинистые пески). С помощью специальной номограммы кривые U_{cp} для $\beta = \pi/2$ могут быть перестроены в кривые для другого угла β [21].

§ 31. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

В наиболее часто встречающихся случаях, когда потенциалы собственной поляризации созданы различной диффузионно-адсорбционной активностью изучаемых и вмещающих пород, против изучаемого пласта наблюдается аномалия потенциалов собственной поляризации с амплитудой

$$\begin{aligned} \Delta U_{cp, \max} &\approx -v_{cp} \mathcal{E}_s = -v_{cp} (\mathcal{E}_{р, в\text{м}} - \mathcal{E}_{р, п} - \mathcal{E}_{п, в\text{м}}) = \\ &= -v_{cp} \left(K_{да, р-в\text{м}} b_{C, р-в\text{м}} \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{в, в\text{м}}} - K_{да, р-п} b_{C, р-п} \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{в}} - \right. \\ &\quad \left. - K_{да, п-в\text{м}} b_{C, п-в\text{м}} \lg \frac{\rho_{в}}{\rho_{в, в\text{м}}} \right) = -v_{cp} \left[A_{да, в\text{м}} b_{C, р-в\text{м}} \left(\lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{в, в\text{м}}} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{b_{C, п-в\text{м}}}{b_{C, р-в\text{м}}} \lg \frac{\rho_{в}}{\rho_{в, в\text{м}}} \right) - A_{да, п} b_{C, р-п} \left(\lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{в}} - \frac{b_{C, п-в\text{м}}}{b_{C, р-п}} \lg \frac{\rho_{в}}{\rho_{в, в\text{м}}} \right) + \right. \\ &\quad \left. + K_{д, р-в\text{м}} b_{C, р-в\text{м}} \left(\lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{в, в\text{м}}} - \frac{K_{д, р-п} b_{C, р-п}}{K_{д, р-в\text{м}} b_{C, р-в\text{м}}} \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{в}} - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{K_{д, п-в\text{м}} b_{C, п-в\text{м}}}{K_{д, р-в\text{м}} b_{C, р-в\text{м}}} \lg \frac{\rho_{в}}{\rho_{в, в\text{м}}} \right) \right]. \end{aligned}$$

(124)

Здесь $\xi_{р,в\text{м}}$, $\xi_{р,п}$, $\xi_{п,в\text{м}}$ — диффузионно-адсорбционные разности (скачки) потенциала на поверхностях: раствор — вмещающие породы, раствор — пласт и пласт — вмещающие породы; $K_{д,р-в\text{м}}$, $K_{д,р-п}$, $K_{д,п-в\text{м}}$ — коэффициенты диффузионной э. д. с. на тех же поверхностях раздела; $A_{да,п}$, $A_{да,в\text{м}}$ — диффузионно-адсорбционная активность пласта и вмещающих пород;

$b_{c,p-vm}$, $b_{c,p-p}$, $b_{c,p-vm}$ — коэффициенты приведения связей между $\Delta U_{cn} \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_e}$ и $\lg \frac{\rho_e}{\rho_{e,vm}}$ к линейному виду, зависящие от концентрации солей в пластовых водах и в фильтрате глинистого раствора; $\rho_{v,vm}$ — электрическое удельное сопротивление вод, насыщающих вмещающие породы.

При $K_{d,p-vm} = K_{d,p-p} = K_{d,p-vm}$ (что часто наблюдается в условиях скважины - в формуле (124), как и в последующих формулах этого параграфа, K_d , K_{da} и A_{da} берутся для температуры изучаемой среды (скважины и окружающей ее породы).

$$\begin{aligned} \Delta U_{cn} \approx & -v_{cn} \left[A_{da,vm} b_{c,p-vm} \left(\lg \frac{\rho_\phi}{\rho_{vm}} - \frac{b_{c,p-vm}}{b_{c,p-vm}} \lg \frac{\rho_v}{\rho_{v,vm}} \right) - \right. \\ & \left. - A_{da,p} b_{c,p-p} \left(\lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v} - \frac{b_{c,p-p}}{b_{c,p-p}} \lg \frac{\rho_v}{\rho_{v,vm}} \right) + \right. \\ & \left. + K_{p,p-vm} b_{c,p-vm} \left(\lg \frac{\rho_\phi}{\rho_{v,vm}} - \frac{b_{c,p-p}}{b_{c,p-vm}} \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v} - \frac{b_{c,p-vm}}{b_{c,p-vm}} \lg \frac{\rho_v}{\rho_{v,vm}} \right) \right]. \end{aligned} \quad (125)$$

и при

$$\begin{aligned} \rho_{v,vm} &= \rho_v (b_{c,p-vm} b_{c,p-p} = b_c) \\ \Delta U_{cn} &= -v_{cn} b_c (K_{da,vm} - K_{da,p}) \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v} = \\ &= -v_{cn} b_c (A_{da,vm} - A_{da,p}) \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v} = -v_{cn} b_c K_{cn} \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v}, \end{aligned} \quad (126)$$

При предельно высокой диффузионно-адсорбционной активности $A_{da,vm}$ вмещающих пород и при $A_{da,p} = 0$ (например, чистые неглинистые пески) коэффициент K_{cn} для различных растворов при температуре 20 °С имеет значения: NaCl — 69,4 мВ, CaCl₂ — 48,5 мВ, MgCl₂ — 51,4 мВ, NaHCO₃ — 60 мВ, NaOH — 93 мВ.

Формулу (126) используют для определения удельного сопротивления пластовых вод и оценки одного из значений A_{da} , если известно другое, например:

$$A_{da,p} = \frac{\Delta U_{cn}}{v_{cn} b_c \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v}} + A_{da,vm}. \quad (127)$$

Задача определения диффузионно-адсорбционной активности наиболее точно решается при указанных выше условиях в тех случаях, когда известна диффузионно-адсорбционная активность двух сред, из которых одной из них могут быть глины, а другой — опорная порода с известным значением A_{da} .

В этих условиях для изучаемого пласта

$$\frac{\Delta U_{cn,x}}{v_{cn,x}} = (A_{da,x} - A_{da,гл}) b_c \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v}; \quad (128)$$

для опорного пласта

$$\frac{\Delta U_{cn,оп}}{v_{cn,оп}} = (A_{da,оп} - A_{da,гл}) b_c \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v}. \quad (129)$$

Исключив из последующих соотношений $b_c \lg \frac{\rho_\phi}{\rho_v}$ — и решив вновь полученное равенство относительно $A_{da,x}$, получим

$$\begin{aligned} A_{da,x} &= A_{da,гл} - (A_{da,гл} - A_{da,оп}) \frac{\Delta U_{cn,x}}{\Delta U_{cn,оп}} \frac{v_{cn,оп}}{v_{cn,x}} = \\ &= \left[1 - \frac{\Delta U_{cn,x}}{\Delta U_{cn,оп}} \frac{v_{cn,оп}}{v_{cn,x}} \left(1 - \frac{A_{da,оп}}{A_{da,гл}} \right) \right] A_{da,гл}. \end{aligned} \quad (130)$$

В частном случае, когда опорный пласт представлен мощным чистым кварцевым песчаником удельного сопротивления $\rho_{п} \approx \rho_{вм}$, при $A_{да,оп}=0, v_{сп}=1$

$$A_{да,х} = \left(1 - \frac{\Delta U_{сп,х}}{\Delta U_{сп,оп} v_{сп,х}}\right) A_{да,гл} \quad (131)$$

Если для изучаемого мощного ($v_{сп} = 1$) песчано-глинистого пласта известно $\alpha_{сп}$, а $\rho_{пн} \approx \rho_{п}$, то, исходя из формулы (123) и условия $A_{да,х}/A_{да,гл} = \eta_{гл} \approx \chi_{гл}$, я/Л_{да}, будем иметь

$$A_{да,х} = \frac{1 - \alpha_{сп}}{1 - \alpha_{сп} \left(1 - \frac{\rho_{пн}}{\rho_{рл}}\right)} A_{да,гл} \quad (132)$$

а при $\rho_{п} \approx \rho_{рл}$

$$A_{да,х} = (1 - \alpha_{сп}) A_{да,гл} \quad (133)$$

Определение диффузионно-адсорбционной активности горных пород облегчается при наличии диаграмм потенциалов собственной поляризации, зарегистрированных с двумя глинистыми растворами удельных сопротивлений $\rho'_р$ и $\rho_{р}$. Разность амплитуд аномалий $\Delta U_{сп}$, измеренных с глинистыми растворами различной минерализации [2, 21],

$$\begin{aligned} \delta U_{сп} &= (\Delta U_{сп, макс})' - (\Delta U_{сп, макс})'' = -v_{сп} (K_{да, вк} - K_{да, п}) \lg \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{\phi}} \approx \\ &\approx -v_{сп} (A_{да, вк} - A_{да, п}) \lg \frac{\rho'_{\phi}}{\rho_{\phi}} = -v_{сп} K_{сп} \lg \frac{\rho'_{\phi}}{\rho_{\phi}}, \end{aligned} \quad (134)$$

не зависит от величины $\xi_{п,вм}$ и удельных сопротивлений вод, насыщающих пласт и вмещающие породы, что повышает точность расчета.

Решив равенство (134) относительно $A_{да,п}$ получим

$$A_{да,п} = \frac{(\Delta U_{сп, макс})' - (\Delta U_{сп, макс})''}{v_{сп} \lg \frac{\rho'_{\phi}}{\rho_{\phi}}} + A_{да, вк} \quad (135)$$

Отсутствие линейности в зависимости $\Delta U_{сп} = f(\lg \rho_{\phi}/\rho_{в})$, наблюдающееся при малых значениях $\rho_{в}$ и больших разностях $\rho_{\phi} - \rho_{в}$, обуславливает уменьшение амплитуды аномалий $\Delta U_{сп}$. Если это обстоятельство не учтено, то значения $A_{да}$, рассчитанные по формулам (134) и (135), будут больше действительных.

Формулы, приведенные в настоящем параграфе, выведены в предположении равенства нулю диффузионно-адсорбционной активности $A_{да,р}$ глинистого раствора и отсутствия зоны внутренней глинизации коллектора с диффузионно-адсорбционной активностью $A_{да,в,гл}$. Если величина $A_{да,р}$ практически не сказывается на значениях $\Delta U_{сп}$ и $\alpha_{сп}$, то внутренняя глинизация существенно их изменяет. В предельном случае, когда зона внутренней глинизации способствует прекращению проникновения фильтрата глинистого раствора и зона проникновения расформируется ($\rho_{в,ф} \approx \rho_{в}$), вместо величины ξ_s определяемой формулой (118), будем иметь условно-статический потенциал

$$\xi_{s, усл} = \Delta U_{сп}^{\infty} = -(A_{да, гл} - A_{да, в, гл}) \lg \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}}; \quad (136)$$

величина $\xi_{s, усл}$ может существенно отличаться от ξ_s , что приводит к резкому снижению амплитуд аномалий $\Delta U_{сп} = -v_{сп} \xi_{s, усл}$, обычно наблюдаемому при бурении глубоких скважин на тяжелых глинистых растворах, и к слабой зависимости $\alpha_{сп}$ от литологии коллектора (В

этих условиях величина $\xi_{р, п} = A_{да, в, гл} \lg \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{и, ф}} + K_{д} \lg \frac{\rho_{\phi}}{\rho_{в}} +$

$\pm A_{да,п} \lg \frac{\rho_{ф,Ф}}{\rho_{в}}$ слабо зависит от $A_{да,п}$).

Определение диффузионно-адсорбционной активности пород при малом влиянии зоны внутренней глинизации облегчается при переходе от относительных измерений потенциалов собственной поляризации к условно абсолютным измерениям. Для этого необходимо на диаграмме $U_{сп}$ установить положение «нулевой линии» потенциалов $U_{сп}$ или «нулевой линии» активностей $A_{да}$. Приблизительно это выполняется следующими способами: .

УСТАНОВЛЕНИЕ «НУЛЕВОЙ ЛИНИИ» ПОТЕНЦИАЛОВ $U_{сп}$

Для определения положения «нулевой линии» потенциалов $U_{сп}$ в разрезе скважины выделяют опорные пласты, характеризующиеся:

1) достаточно большой мощностью, в условиях которой $v_{сп} = 1$; 2) удельным сопротивлением, близким к удельным сопротивлениям глинистого раствора и вмещающих пород; 3) отсутствием иных потенциалов, кроме диффузионно-адсорбционных; 4) известным значением коэффициента $K_{да,оп}$ диффузионно-адсорбционной э. д. с. опорного пласта.

Выделив опорные пласты, наносят на диаграмму $U_{сп}$ «нулевую линию» (рис. 87, линия 1), проходящую (в масштабе записи кривой $U_{сп}$) на расстоянии

$$\Delta U_{сп,0} = -K_{да,оп} b_c \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}} \quad (137)$$

от значения $U_{сп,оп}$ в опорном пласте (в опорных пластах).

В этом случае оптимальное отклонение кривой $U_{сп}$ от «нулевой линии» против изучаемого объекта

$$\Delta U_{сп,опт} = v_{сп} K_{да} b_c \lg \frac{\rho_{ф}}{\rho_{в}}, \quad (138)$$

где величина $K_{да}$ относится к породе, залегающей на участке, для которого рассчитывается отклонение $\Delta U_{сп,опт}$

По формуле (138) можно вычислить одну из величин, входящих в правую ее часть, если остальные известны.

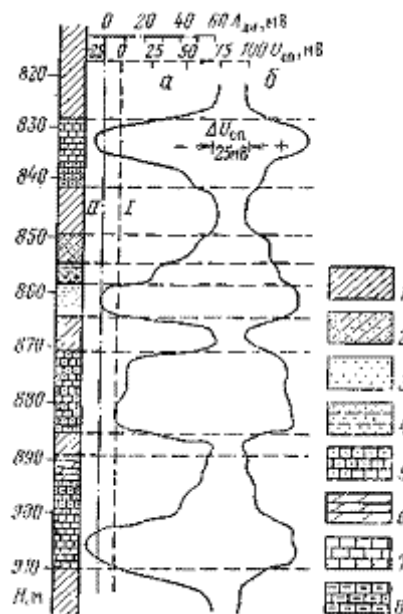


Рис. 87. Кривые $U_{сп}$ и $A_{да}$

а - $\rho_{ф} > \rho_{в}$; б - $\rho_{ф} < \rho_{в}$ (масштабы $U_{сп}$ и $A_{да}$ даны для кривой а); 1 — глины, 2 — глины песчаные, 3 — пески, 4 — пески глинистые, 5 — песчаники, 6 — мергели, 7 — известняки, 8 — известняки глинистые

«НУЛЕВАЯ ЛИНИЯ» ДИФФУЗИОННО-АДСОРБЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ

«Нулевую линию» диффузионно-адсорбционной активности (см. рис. 87) проводят на расстоянии

$$\Delta U_{\text{сп, да}} = -A_{\text{да, оп}} b_C \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{\text{в}}} \quad (139)$$

от значения $\Delta U_{\text{сп, оп}}$ в опорных пластах (см. рис. 8.7, линия II). От нулевой линии наносят на диаграмму $U_{\text{сп}}$ масштаб диффузионно-адсорбционной активности (в мВ/см), рассчитанный по формуле

$$A_{\text{да}} = \frac{\Delta U_{\text{сп}}}{b_C \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{\text{в}}}} \quad (140)$$

Этот масштаб распространяют на участок кривой $U_{\text{сп}}$, где $\rho_{\text{в}}$ постоянно; он пригоден для определения $A_{\text{да}}$ объектов, для которых $v_{\text{сп}} \approx 1$.

Вместо «нулевых линий» потенциалов собственной поляризации и диффузионно-адсорбционной активности часто проводят «условные нулевые линии» по точкам, в которых значения $U_{\text{сп}}$ максимальны ($\rho_{\Phi} > \rho_{\text{в}}$) — «нулевая линия глин» или $U_{\text{сп}}$ минимальны ($\rho_{\Phi} < \rho_{\text{в}}$) — «нулевая линия чистых песков» (в песчано-глинистом разрезе) и «нулевая линия чистых карбонатов» (в карбонатном разрезе) [2].

Отклонение кривой $U_{\text{сп}}$ от «нулевой линии глин» при $\rho_{\text{в}} = \rho_{\text{в, вМ}}$
Рв, вМ

$$\begin{aligned} \Delta U_{\text{сп, о-гЛ}} &= -(K_{\text{да, гЛ}} - K_{\text{да, п}}) v_{\text{сп}} b_C \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{\text{в}}} - \\ &- (A_{\text{да, гЛ}} - A_{\text{да, п}}) v_{\text{сп}} b_C \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{\text{в}}}; \end{aligned} \quad (141)$$

здесь $K_{\text{да, гЛ}}$, $K_{\text{да, п}}$, $A_{\text{да, гЛ}}$, $A_{\text{да, п}}$ — коэффициенты диффузионно-адсорбционной активности и диффузионно-адсорбционная активность глин и пласта, для которого отклонение кривой $U_{\text{сп}}$ равно $\Delta U_{\text{сп, о-гЛ}}$

Из формулы (141) получаем

$$A_{\text{да, п}} = A_{\text{да, гЛ}} + \frac{\Delta U_{\text{сп, о-гЛ}}}{v_{\text{сп}} b_C \lg \frac{\rho_{\Phi}}{\rho_{\text{в}}}} \quad (142)$$

ВНЕСЕНИЕ ПОПРАВОК В $\Delta U_{\text{сп}}$ ЗА ПОТЕНЦИАЛ ФИЛЬТРАЦИИ

При наличии потенциалов U_{Φ} фильтрации величину составляющей амплитуды аномалии $\Delta U_{\text{сп}}$ диффузионно-адсорбционного происхождения рассчитывают по формуле

$$\Delta U_{\text{да}} = \Delta U_{\text{сп}} - U_{\Phi},$$

где при нормальном пластовом давлении потенциал фильтрации

$$U_{\Phi} = A_{\Phi, \text{эф}^0_{\Phi}} (\rho_{\text{г}} - \rho_{\text{пл}}) = A_{\Phi, \text{эф}^0_{\Phi}} (H_{\text{пл}} g \delta_{\text{г}} \cdot 10^{-6} - \rho_{\text{пл}}); \quad (143)$$

здесь $\rho_{\text{г}}$ и $\rho_{\text{пл}}$ — давление глинистого раствора и пластовое давление (в МПа) на глубине $H_{\text{пл}}$ (в м) залегания коллектора; $\delta_{\text{г}}$ — плотность глинистого раствора (в кг/м³); g — ускорение силы тяжести (в м/с²); $A_{\Phi, \text{эф}}$ — эффективное значение фильтрационной активности, учитывающее зависимость потенциала (U_{Φ} от химического состава фильтрующихся вод, мощности h и сопротивления $\rho_{\text{п}}$ коллектора, мощности $h_{\text{ГК}}$ и сопротивления $\rho_{\text{ГК}}$ глинистой корки. Расчет составляющей U_{Φ} облегчается при наличии двух кривых $U_{\text{сп}}$, зарегистрированных при различных давлениях глинистого раствора на уровне залегания изучаемого объекта, например, при двух уровнях раствора, различающихся на ΔH . В этих условиях при наличии потенциалов фильтрации амплитуды аномалий $\Delta U_{\text{сп, 1}}$ и $\Delta U_{\text{сп, 2}}$ будут различаться на

$$\delta\Delta U_{\text{сн}} = \Delta U_{\text{сн},1} - \Delta U_{\text{сн},2} = \delta U_{\phi} = A_{\phi, \text{эф}} \rho_{\phi} \Delta H g \delta_p \cdot 10^{-6}. \quad (144)$$

Исключив из системы уравнений (143) и (144) $A_{\phi, \text{эф}}$ и решив ее относительно U_{ϕ} , получим

$$U_{\phi} = \frac{H_{\text{пл}}}{\Delta H} \left(1 - \frac{\rho_{\text{пл}} \cdot 10^6}{H_{\text{пл}} g \delta_p} \right) \delta U_{\phi} \quad (145)$$

или в условиях нормальных пластовых давлений ($\rho_{\text{пл}} = H_{\text{пл}} \delta_{\text{в, ср}} g$)

$$U_{\phi} \approx \frac{H_{\text{пл}}}{\Delta H} \left(1 - \frac{\delta_{\text{в, ср}}}{\delta_p} \right) \delta U_{\phi},$$

где $\delta_{\text{в, ср}}$ — средняя плотность пластовых вод до глубины $H_{\text{пл}}$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ

Формула (144) дает возможность рассчитать эффективное значение фильтрационной активности в единицах $\left[\frac{\text{мВ} \cdot \text{м}}{\text{Ом} \cdot \text{мН}}, \frac{\text{мА}}{\text{м} \cdot \text{МПа}} \right]$

$$A_{\phi, \text{эф}} = \frac{\Delta U_{\text{сн}} \cdot 10^6}{\Delta H g \rho_{\phi} \delta_p}. \quad (146)$$

§ 32. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

При геологической интерпретации диаграмм потенциалов собственной поляризации исходят из следующих основных положений.

Потенциалы $U_{\text{сн}}$ собственной поляризации находятся в прямой зависимости от диффузионно-адсорбционной активности горных пород и, следовательно, от их относительной глинистости. Коэффициентом, связывающим разность диффузионно-адсорбционных активностей с амплитудой аномалий $\Delta U_{\text{сн}}$, является $\lg \frac{\rho_{\phi}}{\rho_v}$.

Вследствие этого и также возможности существования фильтрационных и окислительно-восстановительных потенциалов для обоснованной геологической интерпретации диаграмм $\Delta U_{\text{сн}}$ необходимо знать соотношение между ρ_{ϕ} и ρ_v и величину разности между гидростатическим давлением p_p глинистого раствора на уровне исследуемого пласта и пластовым давлением $p_{\text{п}}$, а также располагать сведениями о наличии окислительно-восстановительных потенциалов и нефилтрующих зон внутренней глинизации.

Если минерализация пластовых вод выше минерализации фильтрата глинистого раствора и пластовое давление ниже гидростатического давления раствора на уровне пласта, то в разрезе осадочных пород в большинстве случаев отрицательными аномалиями $\Delta U_{\text{сн}}$ отмечаются чистые песчаные, карбонатные и гидрохимические осадки: положительными аномалиями $\Delta U_{\text{сн}}$ — глины и сильно заглинизированные породы (см. рис. 87, а).

При минерализации пластовых вод меньшей минерализации фильтрата глинистого раствора и пластовом давлении, превышающем гидростатическое давление раствора на уровне пласта, знак аномалии $\Delta U_{\text{сн}}$ в указанных породах противоположен (см. рис. 87, б).

Если минерализация и гидростатическое давление глинистого раствора одновременно ниже или выше минерализации и давления пластовых вод, то против песчаных пород могут быть получены как отрицательные, так и положительные аномалии $\Delta U_{\text{сн}}$ в зависимости от преобладания интенсивности диффузионно-адсорбционных или фильтрационных процессов. Еще сложнее интерпретировать диаграммы $U_{\text{сн}}$ в тех случаях, когда наряду с диффузионно-адсорбционными потенциалами существуют окислительно-восстановительные потенциалы. При этом некоторые глины и сланцы среди ископаемых углей и глины среди других глин

могут выделяться отрицательными аномалиями $\Delta U_{\text{сп}}$ [2].

§ 33. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

На диаграммах потенциалов собственной поляризации могут наблюдаться аномалии, не связанные с изменением литологии изучаемого разреза; они бывают обусловлены электродными потенциалами, потенциалами осаждения, полями гальванокоррозии и блуждающих токов, утечками тока и другими причинами [2, 33].

Разности потенциалов, созданные перечисленными процессами, затрудняют, а иногда и исключают точную интерпретацию диаграмм $U_{\text{сп}}$. Поэтому при регистрации кривых $U_{\text{сп}}$ должны быть приняты необходимые меры, исключающие возможность их искажения указанными причинами.

Непостоянство электродной разности потенциалов приводит к появлению на кривых $U_{\text{сп}}$ аномалий, изменяющихся со временем, и к постепенному изменению $U_{\text{сп}}$ с глубиной (наклону кривой).

При гальванокоррозии грузов и зондов кривая $U_{\text{сп}}$ прямо или зеркально повторяет кривую ρ_k последовательного градиент-зонда. При этом аномалии на кривой $U_{\text{сп}}$ смещаются относительно аномалий на кривой ρ_k вверх на расстояние, равное расстоянию между электродом М и корродирующей частью зонда или груза.

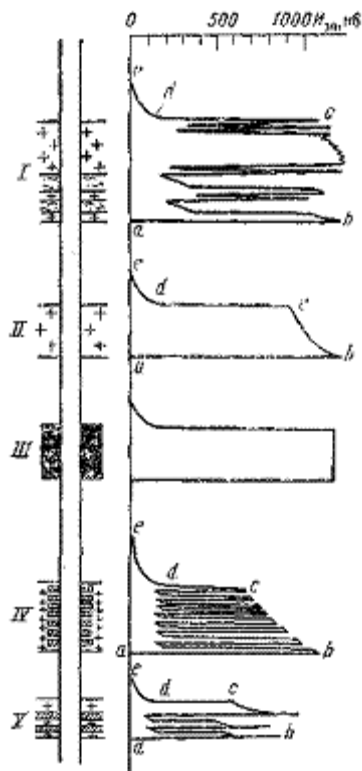


Рис. 88. Кривые потенциалов электродной поляризации.

I — для прослоев пирита различных мощностей и кварцево-серицитовых сланцев; II — для пирита; III — для графита; IV — для случая электрически связанной вкрапленности сульфидов, залегающих в нерудных породах; V — то же, в случае несвязанной вкрапленности

Блуждающие токи создают между измерительными электродами переменные во времени разности потенциалов, и при значительной их интенсивности кривые $U_{\text{сп}}$ становятся непригодными для интерпретации.

Утечки тока вызывают незакономерные изменения потенциалов собственной поляризации, обычно не сопоставимые с геоэлектрическим разрезом скважины и часто приуроченные к участкам искаженных утечками тока кривых ρ_k .

К аномалиям, возникающим независимо от наличия электрических полей собственной

поляризации горных пород, относятся аномалии, наблюдаемые у башмаков колонны и на участках нахождения отрезков оборвавшихся труб, упущенных в скважину. Эти аномалии в ряде случаев позволяют точно установить положение башмака колонны или оборвавшейся трубы.

§ 34. ДИАГРАММЫ ЭЛЕКТРОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ

Изучение разрезов скважин методом электродных потенциалов основано на различии потенциалов, возникающих на поверхности соприкосновения электронно-проводящих руд (большинства сульфидов), графита и высококарбонизированных марок ископаемых углей с окружающей их средой [9].

При пересечении горных пород, электродный потенциал которых отличается от потенциала электродов зонда, на кривых $U_{эп}$ наблюдается резкое изменение потенциала с некоторой асимметрией кривой (рис. 88). Особенно резкое увеличение электродных потенциалов $U_{эп}$ отмечается у подошвы поляризующейся породы (при нормальном ходе измерений во время подъема зонда, участок кривых ab). Характерен также плавный спад кривой после пересечения зондом подошвы и кровли породы (участки кривых bc и de). Положение границ поляризующейся породы определяется по точкам максимальных значений градиента $U_{нп}$. Эти точки практически относятся к середине участков крутого возрастания и убывания электродных потенциалов. Чем крупнее масштаб глубин, принятый при регистрации кривых $U_{эп}$, тем точнее определяется положение границ. Асимметрия кривой в ее свode (участок bc) объясняется процессом катодной поляризации рудного тела. Катодная поляризация характерна для большинства сульфидов и практически отсутствует в графите, что может быть использовано для более точной интерпретации диаграмм $U_{эп}$. Понижение потенциала на участке кривых de создается анодной поляризацией скользящего электрода.

Амплитуда аномалии электродных потенциалов зависит от следующих факторов.

1. Минерального состава руды. По возрастанию электродных потенциалов относительно потенциала водородного электрода сульфидные минералы располагаются в следующем порядке: электронно-проводящий сфалерит, галенит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит. При особо благоприятных условиях в случае постоянства состава руды, поровых вод и глинистого раствора по данным измерений $U_{эп}$ можно прогнозировать наличие того или иного сульфида.

2. Соотношения между поверхностью S_a щеточного электрода и S_k рудных включений:

$$U_{эп} \approx \frac{S_k}{S_k + S_a} U_k + \frac{S_a}{S_k + S_a} U_a = \frac{S_k U_k + S_a U_a}{S_k + S_a}, \quad (147)$$

где U_k и U_a — электродные потенциалы соответственно рудного тела (катода) и скользящего электрода (анода).

Если $S_a \ll S_k$, то $U_{эп} \approx U_k$ и $\Delta U_{эп} \approx U_k - U_a$. При $S_k \ll S_a$, $U_{эп} \rightarrow U_a$ и $\Delta U_{эп} \rightarrow 0$. Таким образом, электродный потенциал зависит от мощности поляризующихся включений. Тонкие прожилки отмечаются меньшими значениями $U_{эп}$, по сравнению с более мощными включениями (см. рис. 88).

Геологическая интерпретация диаграмм метода электродных потенциалов основывается на указанных зависимостях величины электродного потенциала от минерального состава рудной залежи и на данных исследования электродных потенциалов образцов пород в лаборатории.

При дробовом бурении на диаграммах потенциалов электродной поляризации могут наблюдаться аномалии, созданные дробью, втертой в стенку скважины, что следует учитывать при интерпретации.

§ 35. ДИАГРАММЫ ПОТЕНЦИАЛОВ ГАЛЬВАНИЧЕСКИХ ПАР

Метод потенциалов гальванических пар основан на изучении потенциалов, возникающих при нанесении на рудное тело тонкого слоя металла — цинка или стали (обычно различной твердости), электродный потенциал которого как можно больше отличается от электродного потенциала рудного тела (рис. 89) [9].

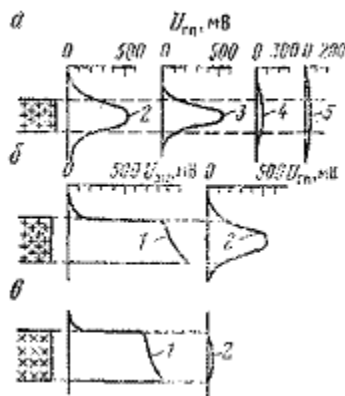


Рис. 89. Кривые потенциалов гальванических пар $U_{гп}$ и электродных потенциалов $U_{эл}$.
а и б — пирит; в — галенит; 1 — кривые $U_{эл}$, кривые $U_{гп}$, зарегистрированные после нанесения черты; 2 — через 1 мин, 3 — через 3 мин, 4 — через 5 мин, 5 — через 7 мин

Поле потенциалов гальванических пар является полем двойного электрического слоя. Следовательно, кривая изменения потенциала гальванических пар по оси скважины (рис. 89, а) будет идентична по конфигурации кривой потенциалов собственной поляризации. Границы рудного тела относятся к точкам кривой, в которых $\Delta U_{гп} = 0,5 \Delta U_{гп, \max}$.

При геологической интерпретации кривых потенциала гальванических пар исходят из физических основ метода электродных потенциалов и абразивных свойств металла скользящего электрода и рудного тела. Чем тверже рудное тело и мягче металл электрода, тем значительнее истирается контактирующий слой электрода и тем на продолжении большего промежутка времени наблюдаются потенциалы гальванических пар (рис. 89, б и в). В графите и высококарбонизированных углях, где истирание электродов ничтожно мало, потенциалы гальванических пар близки к нулю. Этот признак используют при комплексной интерпретации кривых $U_{гп}$ и $U_{эл}$ для разделения графита и сульфидов.

Глава IV. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 36. ВЫЗВАННАЯ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Электрический ток, протекая, поляризует горные породы под действием следующих физико-химических процессов: электролитического окисления и восстановления (преимущественно рудных включений), электроосмоса, объемной поляризации поверхностей частиц, составляющих породу, и концентрационной поляризации насыщающих ее растворов. Указанные процессы создают в окружающем пространстве электрические поля вызванной поляризации, изучение которых позволяет расчленять разрезы скважин и выявлять в них полезные (главным образом рудные) ископаемые.

Свойство горных пород поляризовываться при прохождении электрического тока оценивается вызванной электро-химической активностью породы [2,7,21]

$$A_v = \frac{\Delta U_{вп}}{\Delta U} = \frac{E_{вп}}{E} = \frac{P}{\epsilon_0 E};$$

(148)

здесь ΔU , E — разность потенциалов и напряженность поляризующего поля; $\Delta U_{вп}$, $E_{вп}$

— разность потенциалов и напряженность поля вызванной поляризации; P — вектор поляризации; ϵ_0 — электрическая постоянная.

Вызванная электрохимическая активность и потенциалы $U_{вп}$ зависят от плотности j поляризующего тока. Поэтому для количественной оценки поляризационных свойств породы используют A_v при достаточно малых плотностях $j = j_0$ тока, при которых величина

$$A_v = \frac{\chi_s}{\epsilon_0} = \left(\frac{\Delta U_{вп}}{\Delta U} \right)_{j \rightarrow 0} = \left(\frac{E_{вп}}{E} \right)_{j \rightarrow 0} \quad (149)$$

мало зависит от j .

Вызванная электрохимическая активность определяется следующим [2,7,24]:

1) зависит от химического состава породы; в породах, содержащих минералы с электронной проводимостью, вызванная электрохимическая активность возрастает с увеличением их концентрации;

2) возрастает с увеличением удельной поверхности зерен, составляющих породу, и, как следствие этого, увеличивается с уменьшением проницаемости; однако в чистых глинах вследствие достаточно высокой концентрации поровых вод величина A_v близка к нулю;

3) убывает с ростом влажности; вызванная электрохимическая активность воды равна нулю;

4) зависит от концентрации и химического состава поровых вод. Для пород осадочного комплекса на большом диапазоне концентрации A_v пропорциональна r_v . Поэтому для сравнения значений A_v осадочных пород целесообразно использовать этот параметр, приведенный к удельному сопротивлению поровых вод в $1 \text{ Ом} \cdot \text{м}$:

$$A_{вп} = \frac{1 - r_{в, пр}}{r_v - r_{в, пр}} A_v = \frac{1 - r_{в, пр}}{r_v - r_{в, пр}} \frac{\Delta U_{вп}}{\Delta U_p (\Delta U_p - 0)}, \quad (150)$$

где $r_{в, пр}$ — предельное значение r_v , при котором потенциалы $U_{вп}$ практически обращаются в нуль ($r_{в, пр} \approx 0,5 \div 0,7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$). Вторым параметром, характеризующим поляризационные свойства горных пород, является время τ_p распада поля вызванной поляризации. Этот процесс в общем случае удовлетворяет уравнению вида

$$U_{вп} = \sum_{i=1}^{i=n} U_{вп, i}^0 e^{-\frac{t}{\tau_{p, i}}}, \quad (151)$$

где $U_{вп, i}^0$ — потенциалы вызванной поляризации для процесса на i -м компоненте горной породы в начальный момент времени; $\tau_{p, i}$ — постоянная распада поля этого процесса.

Параметр τ_p мало изучен. Известно лишь, что он находится в прямой зависимости от электрического удельного сопротивления ρ_n и неодинаков для различных пород.

§ 37. КРИВЫЕ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

При симметричном распределении вызванной активности относительно середины пласта кривые потенциалов $U_{вп}$ симметричны (рис. 90, а). Знак аномалии $U_{вп}$ на кривой потенциалов вызванной поляризации определяется направлением возбуждающего тока. При заземлении А, положительном относительно заземления В, в породах повышенной вызванной активности возникают положительные аномалии $U_{вп}$. При заземлении А, отрицательном относительно заземления В, возникают аномалии противоположного знака (рис. 91).

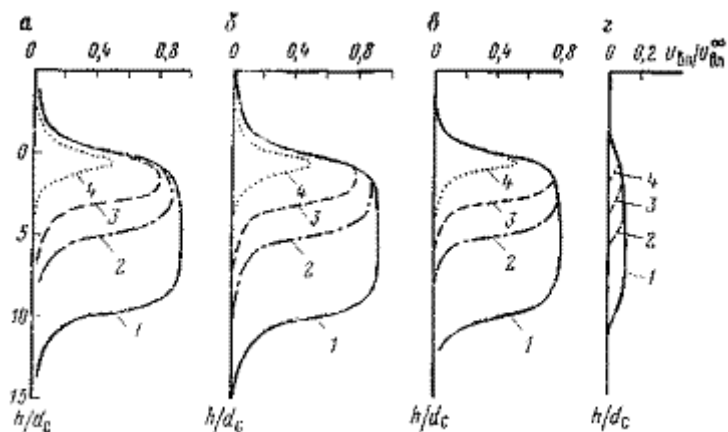


Рис. 90. Кривые изменения $U_{вп}$ по оси скважины в пластах различных мощностей и при разной мощности поляризующей зоны.

а - $D/d_c = \infty$; б - $D/d_c = 20$; в - $D/d_c = 5$; г - $D/d_c = 1,1$. Шифр кривых h/d_c

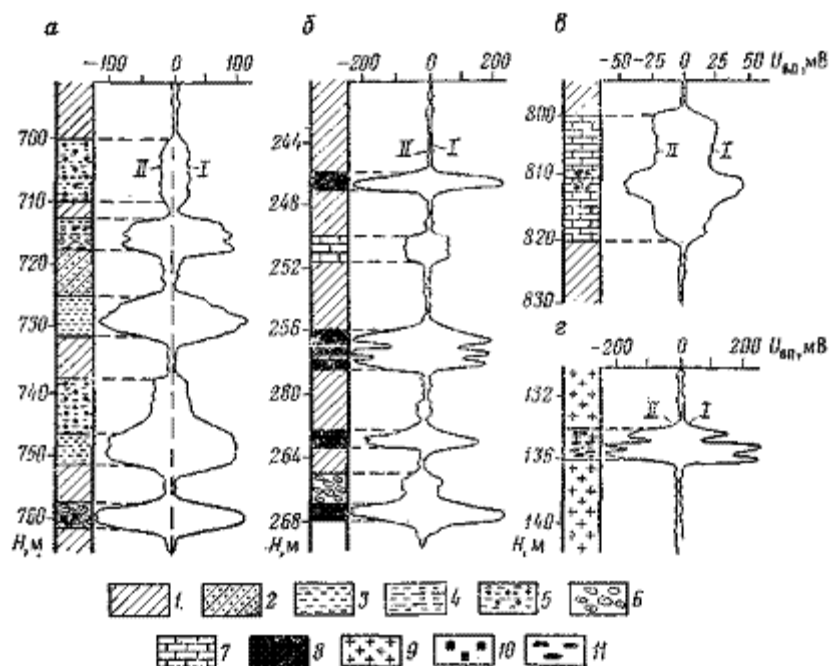


Рис. 91. Кривые потенциалов вызванной поляризации в различных породах при токе разного направления.

а — песчано-глинистые отложения; б — разрез с включением ископаемых углей; в — разрез карбонатных отложений; г — магматические породы; кривые $U_{вп}$, зарегистрированные при токе; I — положительного направления, II — отрицательного направления; 1 — глины; 2 — песчаные глины; 3 — пески мелкозернистые и алевролиты; 4 — пески мелкозернистые глинистые; 5 — пески крупнозернистые и среднезернистые; 6 — песчаники; 7 — известняки и доломиты; 8 — ископаемые угли; 9 — изверженные породы; 10 — пиритизация; 11 — рудные включения

При заданной частоте поляризующего тока потенциал $U_{вп}$ определяется: 1) вызванной электрохимической активностью породы $A_{в}$; $U_{вп}$ пропорционально $A_{в}$; 2) плотностью j (силой I) поляризующего тока; $U_{вп}$ возрастает с увеличением j ; 3) глубиной проникновения фильтра глинистого раствора, его химическим составом и минерализацией поровых вод; 4) соотношением между мощностью h пласта и диаметром d_c скважины (см. рис. 90).

В осадочных пластических породах, не содержащих минералов с электронной проводимостью (пирита, магнетита и др.), потенциалы вызванной поляризации возрастают линейно с увеличением силы поляризующего тока (на большом диапазоне изменения последнего). В зонах сульфидного оруденения и в ископаемых углях с увеличением поляризующего тока потенциалы $U_{вп}$ сначала возрастают резко, затем менее интенсивно и постепенно достигают некоторого предела «насыщения», зависящего от содержания и

состава минералов с электронной проводимостью.

Система учета влияния мощности поляризующейся породы разработана для однородной изотропной среды ($\rho_{п} = \rho_{вм} = \rho_{р}$), а учета толщины поляризующегося слоя при проникновении пресного фильтрата глинистого раствора — для частного случая, когда мощность поляризующейся породы $h > 10d_c$ и $\rho_{п} = \rho_{пп}$. В этих частных случаях

$$U_{вп} = \frac{U_{вп}}{\nu_{вп} \mu_{вп}}, \quad (152)$$

где $\nu_{вп}$, находят по кривой $\nu_{вп} = f(h/d_c)$ (рис. 92, а), а $\mu_{вп}$ — по кривым, приведенным на рис. 92, в.

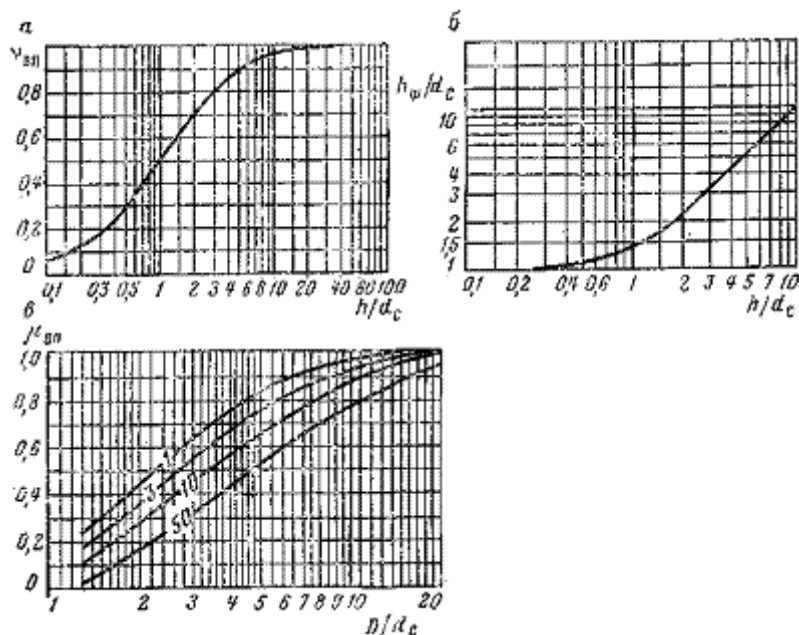


Рис. 92. Кривые зависимостей поправочных коэффициентов.
а- $\nu_{вп} = f(h/d_c)$; б- $\mu_{вп} = f(D/d_c)$ при $\rho_{п}/\rho_{р} = \text{const}$ (шифр кривых);
в- $h_{\phi}/d_c = f(h/d_c)$

Мощность исследуемых пород определяют по фиктивному значению h_{ϕ} . На рис. 92, б приведена зависимость $h_{\phi}/d_c = f(h/d_c)$ для $\rho_{п} = \rho_{вм} = \rho_{р}$, по которой, зная h_{ϕ} и d_c , определяют h/d_c ; далее рассчитывают h .

Потенциалы $U_{вп}$ вызванной поляризации пород пропорциональны потенциалу $U_{р}$ электрода М поляризующего поля. Для исключения влияния потенциала $U_{р}$ на величину $U_{вп}$ вместо $U_{вп}$ используют эффективную вызванную активность

$$A_{в, \text{эф}} = \frac{U_{вп}}{U_{р}}. \quad (153)$$

Потенциал $U_{р}$ обычно во много раз превышает $U_{вп}$. Поэтому удобно брать отношение

$$\frac{U_{вп}}{U_{р}} 100 (A_{в, \text{эф}}, \%).$$

При замерах потенциалов вызванной поляризации стандартными установками одновременно с кривой $U_{вп}$ регистрируют кривую потенциалов $U_{сп}$ собственной поляризации пород. Если величины $U_{сп}$ соизмеримы с $U_{вп}$, то из значений $U_{сп} + U_{вп}$ вычитают значения $U_{сп}$ [2].

§ 38. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫЗВАННОЙ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

В среде неограниченной мощности удельного сопротивления $\rho_{п}$, поляризующейся в цилиндрической зоне диаметром D , при пересечении скважиной диаметром d_c , заполненной глинистым раствором удельного сопротивления $\rho_{р}$,

$$U_{вп} = \frac{A_{в,рп} I}{4\pi d_c} f\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{D}{d_c}\right). \quad (154)$$

С другой стороны, при $\rho_{п} = \rho_{р}$

$$U_{р} = \frac{\rho_{р} I}{4\pi L_{п}} \Phi\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{L_{п}}{d_c}\right). \quad (155)$$

Следовательно

$$A_{в,эф} = \frac{U_{вп}}{U_{р}} = \frac{f\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{D}{d_c}\right) L_{п}}{\Phi\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{L_{п}}{d_c}\right) d_c} A_{в} \quad (156)$$

или

$$A_{в1} = \frac{1 - \rho_{в,пр}}{\rho_{в} - \rho_{в,пр}} A_{п} = \frac{1 - \rho_{в,пр}}{\rho_{в} - \rho_{в,пр}} \frac{\Phi\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{L_{п}}{d_c}\right) d_c}{f\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{D}{d_c}\right) L_{п}} A_{в,эф}. \quad (157)$$

В частном случае при

$$\rho_{р} = \rho_{п} = \rho_{вп} \quad \Phi\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{L_{п}}{d_c}\right) = 1 \quad \text{и} \quad f\left(\frac{\rho_{п}}{\rho_{р}}, \frac{D}{d_c}\right) = \frac{\pi}{2}$$

В этих условиях

$$A_{в1} = \frac{2}{\pi} \frac{1 - \rho_{в,пр}}{\rho_{в} - \rho_{в,пр}} \frac{d_c}{L_{п}} A_{в,эф}. \quad (158)$$

Для расчета $A_{в1}$ имеются специальные номограммы [2].

§ 39. ИЗУЧЕНИЕ ЗАВИСИМОСТЕЙ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ОТ СИЛЫ ПИТАЮЩЕГО ТОКА И ВРЕМЕНИ

Использование связей $U_{вп} = f(I)$ [$A_{в,эф} = \varphi(I)$] и $U_{вп} = f(\tau)$ [$A_{в,эф} = \theta(\tau)$] в практике ограничено из-за недостаточной изученности этого вопроса.

Зависимость потенциалов вызванной поляризации от силы поляризующего тока различна. Для окислительно-восстановительной поляризации характерно резкое уменьшение $A_{в,эф}$ с ростом поляризующего тока. При объемной и концентрационной поляризации $A_{в,эф}$ заметно уменьшается только при токах большой силы.

Убывание потенциалов вызванной поляризации после выключения поляризующего тока подчиняется экспоненциальному закону [см. формулу (151)]. Время τ_p релаксации поля определяется по зависимости $U_{вп} = f(\tau)$, вычерченной в полулогарифмическом масштабе [$\lg U_{вп} = f(\tau)$]. Эта зависимость может быть разложена на прямолинейные отрезки, представляющие собой процессы распада полей каждой i -й составляющей, по методике, аналогичной изложенной в § 64, раздел «Графический способ решения задачи». Разность времен, в течение которой [$U_{вп}$ уменьшается в e раз, определяет постоянную распада поля вызванной поляризации для данного i -го процесса.

§ 40. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Геологическая интерпретация диаграмм $U_{вп}$ основывается на значениях вызванной электрохимической активности главнейших пород.

В зависимости от характера изучаемых разрезов скважин наибольшие аномалии $U_{вп}$ и

$A_{в,эф}$ наблюдаются: 1) в песчано-глинистых породах — в тонкозернистых песках, песчаниках и алевролитах (см. рис. 91, а); 2) в разрезах, содержащих каменные угли, — в высококарбонизированных углях (см. рис. 91, б); 3) в карбонатных породах — в плотных, особенно пиритизированных разностях известняков и доломитов (см. рис. 91, в);

4) в магматических породах, обогащенных минералами с электронной проводимостью (сульфидами, графитом и некоторыми окислами) (см. рис. 91, г).

Наименьшие значения $U_{вп}$ и $A_{в,эф}$ отмечаются в глинах, чистых высокопористых песках и песчаниках и в кавернозных закарстованных известняках и доломитах.

Линейные зависимости вызванной электрохимической активности от силы поляризующего тока, как было сказано выше, типичны для пород, не содержащих минералы с электронной проводимостью металлов. Для сульфидов, некоторых окислов высококарбонизированных ископаемых углей, графита и сильно пиритизированных пород интенсивность зависимости $A_{в,эф} = f(I)$ убывает с ростом поляризующего тока I .

§ 41. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Искажения диаграмм потенциалов вызванной поляризации могут быть обусловлены поляризацией электродов, индукцией, нестабильностью $U_{сп}$ и утечками поляризующего тока.

Поляризация измерительного электрода M наблюдается при прохождении поляризующего тока через этот электрод. Для исключения поляризации потенциалы $U_{вп}$ следует регистрировать трехэлектродными зондами АМА с утопленным измерительным электродом M компенсационным способом измерений.

Индукция приводит к плавному изменению потенциалов $U_{вп}$ с глубиной и к искажению зависимостей $U_{вп} = f(I)$. Если влияние индукции не исключено, на диаграмме $U_{вп}$ проводят условную нулевую линию через точки минимальных значений ($U_{вп}$ в породах, например, глинах, практически не создающих потенциалы вызванной поляризации). Превышение ($U_{вп}$ над величиной потенциалов, соответствующих этой линии, в дальнейшем используют для определения $A_{в}$.

Нестабильность потенциалов собственной поляризации (а также комплекс причин, искажающих этот параметр, см. § 33), приводит к искажению кривых ($U_{вп}$ в тех случаях, когда потенциалы $U_{сп}$ и $U_{вп}$ соизмеримы между собой).

Глава V. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МЕТОДА ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

§ 42. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

При изучении скважин диэлектрическим методом горные породы дифференцируются по величине относительной диэлектрической проницаемости

$$\varepsilon = \varepsilon_a / \varepsilon_0,$$

где ε_a — абсолютная диэлектрическая проницаемость, Ф/м; ε_0 — электрическая постоянная, равная $8,85416 \cdot 10^{-12}$ Ф/м.

Для большинства минералов (и особенно главнейших породообразующих) величина ε изменяется в относительно небольших пределах — от 4 (рварц) до 8 (доломит). Резко отличную диэлектрическую проницаемость имеют вода (80 при 20 °С) и некоторые сопутствующие и рудные минералы, например рутил ($\varepsilon = 100$), галенит ($\varepsilon = 18$) и другие. Минералы, составляющие твердую фазу с высокой диэлектрической проницаемостью, обычно присутствуют в породах в исчезающе малых количествах. Поэтому диэлектрическая проницаемость горных пород и особенно пород осадочного комплекса в основном определяется их влажностью. Диэлектрическая проницаемость водонасыщенных пород пропорциональна пористости и находится в прямой зависимости от их глинистости.

Относительная диэлектрическая проницаемость газа (~1) и нефти (2-3) намного ниже

проницаемости породообразующих минералов. Как следствие этого, насыщение пород газом и нефтью обуславливает снижение ϵ .

Диэлектрическая проницаемость ϵ_c двухкомпонентной смеси достаточно хорошо аппроксимируется уравнением Оделевского

$$\epsilon_c = B + \sqrt{B^2 + \frac{\epsilon_1 \cdot \epsilon_2}{2}}; \quad (159)$$

здесь

$$B = \frac{(3k_1 - 1)\epsilon_1 + (3k_2 - 1)\epsilon_2}{4},$$

где k_1 и k_2 — объемные содержания компонент с проницаемостями ϵ_1 и ϵ_2 .

Для пород заданного минерального состава диэлектрическая проницаемость незначительно понижается с повышением частоты поляризующего поля и зависит от температуры. Последняя зависимость наиболее существенна для воды, для которой в пределах температур от нуля до 100 °С средний градиент изменения ϵ составляет 0,33 °С⁻¹. С повышением концентрации солей, растворенных в поровых водах, незначительно повышается ϵ .

Резкое различие по диэлектрической проницаемости воды, газа и нефти и малая зависимость ее от состава и концентрации солей, растворенных в поровых водах, предопределяют возможность использования диэлектрической проницаемости при исследовании разрезов нефтяных скважин с целью разделения коллекторов, насыщенных пресными водами и нефтью.

§ 43. КРИВЫЕ ВОЛНОВОГО ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА

Диэлектрическую проницаемость горных пород в скважинах определяют по данным волнового диэлектрического метода [19]. Согласно теории этого метода, разность фаз $\Delta\varphi$ поля, измеренного в двух точках, расположенных на расстояниях z_1 и z_2 от генераторной катушки, питаемой током частоты 40—60 МГц, связана с кажущимся значением ϵ_k относительной диэлектрической проницаемости соотношением

$$\Delta\varphi = \frac{\omega \Delta l}{c} \epsilon_k, \quad (160)$$

где $\Delta l = z_1 - z_2$ — расстояние между центрами измерительных катушек зонда; ω — угловая частота тока, питающего генераторную катушку; c — скорость света. Под кажущимся значением ϵ_k понимается относительная диэлектрическая проницаемость однородного непроводящего пространства, в котором показания приборов одинаковы с показаниями приборов в изучаемом пространстве, неоднородном по диэлектрическим свойствам.

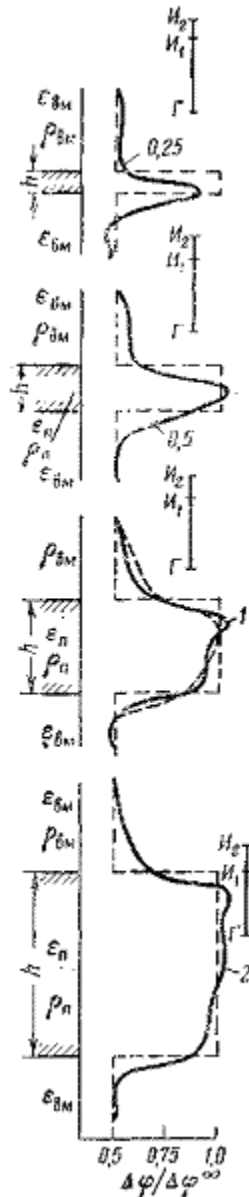


Рис.93. Кривые $\Delta\varphi/\Delta\varphi^\infty$ для зонда И₂0,2И₁0,8Г волнового диэлектрического метода.

$f = 60$ МГц, $\epsilon_n = 20$; $\rho_n = 20$ Ом · м; $\xi_{\text{вм}} = 5$; $\rho_{\text{вм}} = 50$ Ом · м.

Шифр кривых — мощность пласта, м. Пунктирной линией изображен график изменения ϵ

На рис. 93 приведены кривые отношения величины $\Delta\varphi$ к ее значению $\Delta\varphi^\infty$ (в среде неограниченной мощности) для случая пересечения зондом И₂0,2И₁0,8Г пластов ограниченной мощности, диэлектрическая проницаемость которых ϵ_n выше диэлектрической проницаемости $\epsilon_{\text{вм}}$ вмещающей среды. Для пластов мощностью $h < 0,3$ м оптимальное значение этого отношения приурочено к подошве пласта. По мере увеличения h точка максимума отношения $\Delta\varphi/\Delta\varphi^\infty$ смещается к кровле и в пластах мощности, большей размера L_d зонда (см. рис. 93), располагается ниже кровли на расстоянии $\Delta l/2$.

В современной аппаратуре волнового диэлектрического метода

регистрируют величину, пропорциональную $\sin \frac{\Delta\varphi}{2}$. Кривые

параметра $\sin \frac{\Delta\varphi}{2}$ близки по конфигурации к кривым $\Delta\varphi$: характерные точки (точки максимума и минимума) этих кривых совпадают. В том случае, когда проводимостью

изучаемых пород можно пренебречь, кривые параметра $D = \sin \frac{\Delta\varphi}{2}$ могут быть приведены к кривым ε_k путем пересчета линейного масштаба параметра D в нелинейный масштаб ε_k по формуле

$$\varepsilon_k = 4 \frac{(\arcsin D)^2 c^2}{\omega^2 \Delta l^2}.$$

Если проводимость изучаемой среды достаточно велика, оптимальные значения параметра D пересчитывают в ε_n (ε_k) по кривым, приведенным на рис. 94.

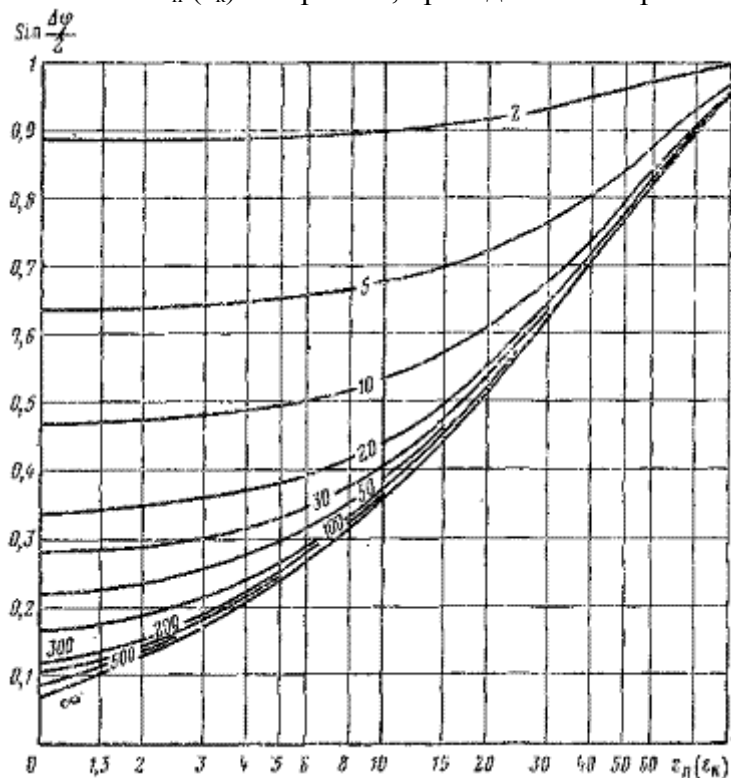


Рис. 94. Палетки для определения ε по данным $\sin \varphi/2$ (зонд И₂0,2И₁0,8Г). Шифр кривых — ρ_n , Ом · м

§ 44. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ВОЛНОВОГО ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА И ИХ ИСКАЖЕНИЯ

На кривых волнового диэлектрического метода увеличенными

значениями $\varepsilon_k \left(\sin \frac{\Delta\varphi}{2} \right)$ выделяются породы повышенной влажности —

водонасыщенные коллекторы высокой пористости и породы, содержащие в существенных количествах глинистые минералы, галенит, гематит, рутил и некоторые другие. Пониженные значения ε_k характерны для плотных пород и коллекторов, насыщенных газом и нефтью, в условиях, когда проникновение фильтрата глинистого раствора не превышает 10—15 см. При большей глубине проникновения фильтрата в связи с ограниченностью глубины исследования волновым диэлектрическим методом (0,3—0,4 м) в условиях изменяющейся влажности горных пород выделение газоносных и нефтеносных коллекторов по данным этого метода неэффективно.

Основные погрешности в определении ε_n вызываются недостаточным учетом влияния электропроводности горных пород, с увеличением которой возрастает величина $\Delta\varphi \left(\sin \frac{\Delta\varphi}{2} \right)$.

При используемых частотах тока, питающего генераторную катушку, этот учет возможен при $\rho_n (\rho_{nn}) > 5$ Ом · м. Влияние скважины на показания наблюдается в тех случаях, когда d_c/L_d превышает 1/3 и особенно при растворах с сопротивлением $\rho_p < < 0,8$ Ом · м.

Глава VI. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МАГНИТОМЕТРИИ СКВАЖИН

Для изучения горных пород в скважинах по их магнитным свойствам используют измерения вертикальной составляющей земного магнитного поля (метод ΔZ) и кажущейся (эффективной магнитной восприимчивости χ_k — метод магнитной восприимчивости).

В зависимости от задач разведки эти методы применяют совместно или раздельно. Метод ΔZ используют преимущественно при поисках высокомагнитных руд в условиях, когда рудное тело оказывается не пересеченным скважиной. При достаточном удалении таких тел от скважины (0,5 м и более) они не отмечаются на диаграммах магнитной восприимчивости (рис. 95, а).

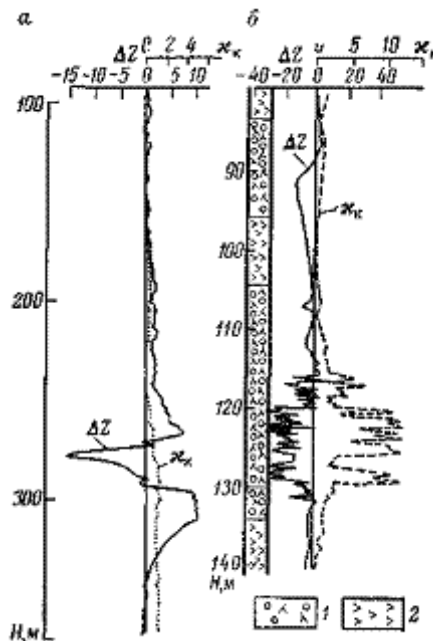


рис. 95. Диаграммы магнитометрии скважин.

а — рудное тело не пересечено скважиной; б — рудное тело пересечено скважиной; 1 — гранатовые скарны; 2 — роговики. Масштабы ΔZ и χ_k даны в усл. ед.

Кроме двух указанных способов магнитометрии скважин в настоящее время получил распространение ядерно-магнитный метод, позволяющий изучать горные породы по величине магнитного момента ядер элементов, составляющих породу.

§ 45. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Способность горных пород намагничиваться под действием внешнего магнитного поля и сохранять это состояние после прекращения его действия определяется объемной χ или реже массовой $\chi = \chi/\delta_p$ магнитными восприимчивостями и интенсивностью I_z остаточной намагниченности. В ядерно-магнитном методе наведенный магнитный момент пропорционален ядерной магнитной восприимчивости χ_y .

Объемная магнитная восприимчивость горных пород в системе единиц СИ изменяется от $-170 \cdot 10^{-6}$ до 20 ед. и более. Значения χ (χ) определяются содержанием диамагнитных, парамагнитных и ферромагнитных минералов и в основном количеством последних (магнетита, пирротина, франклинита, мартита, гаммагематита и др.).

Магнитная восприимчивость горных пород зависит также от структуры ферромагнитных минералов и характера их включения в породу. С уменьшением размера ферромагнитных зерен магнитная восприимчивость породы убывает. При тонкодисперсной

структуре ферромагнитных минералов и относительно небольшом их содержании (до 10—20 %) магнитная восприимчивость пропорциональна их концентрации.

Из магматических пород наиболее магнитны основные и особенно ультраосновные породы, в которых ферромагнитные минералы содержатся в наибольших количествах. Кислые магматические породы менее магнитны. Еще меньшую магнитную восприимчивость имеют метаморфические и осадочные породы. Из последних наиболее магнитны пески (особенно магнетитовые). Глины менее магнитны. Еще слабее выражены магнитные свойства у карбонатных пород. Магнитная восприимчивость гидрохимических осадков в большинстве случаев отрицательна [7, 50].

Ядерная магнитная восприимчивость достигает наибольших значений в породах, содержащих свободные ядра с наибольшим гиромангнитным отношением. К таким ядрам относятся ядра водорода, лития, углерода, бора, натрия, алюминия и ряда других элементов.

§ 46. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МАГНИТОМЕТРИИ СКВАЖИН

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ΔZ

Поиски рудных тел, не пересеченных скважиной, по данным измерения в скважине физических полей не входят в круг задач, решаемых с помощью промысловой геофизики (эта отрасль прикладной геофизики условно называется скважинкой геофизикой.). Поэтому основы интерпретации диаграммы ΔZ рассмотрим на примере, когда скважина под углом $\beta = \pi/2$ пересекает однородный пласт мощностью h , магнитная восприимчивость которого отличается на $\Delta\chi$ от магнитной восприимчивости $\chi_{\text{вм}}$ вмещающих пород. Такой пласт отмечается на диаграмме ΔZ симметричной аномалией (рис. 96).

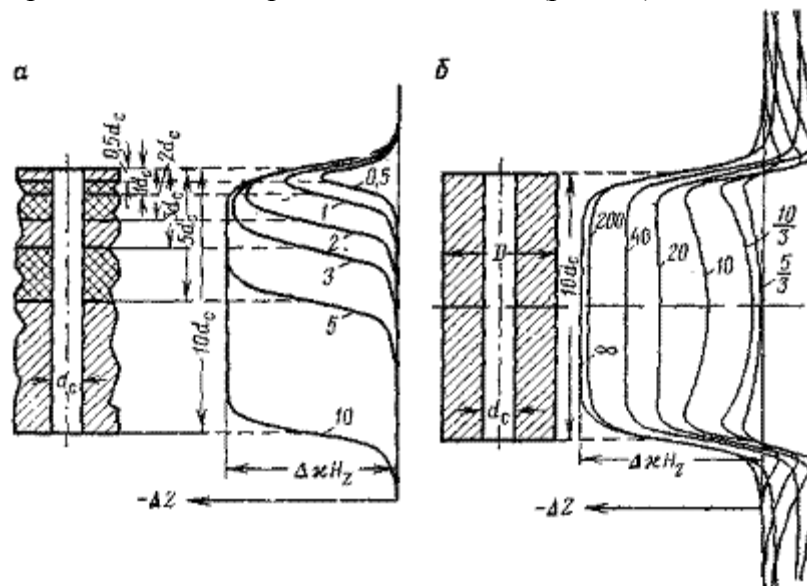


Рис. 96. Кривые изменения ΔZ по оси скважины, пересекающей пласт с повышенной магнитной восприимчивостью (по С. И. Шавыкину).

а — пласты неограниченного простирания, шифр кривых — h/d_c ; б — пласт мощностью $h = 10d_c$, шифр кривых D/d_c

Максимальное значение ΔZ_{max} относится к центру пласта. В этой точке

$$\Delta Z_{\text{max}} = -\frac{h_d}{\sqrt{1+h_d^2}} \Delta I_z = -v_\chi \Delta \chi H_z, \quad (161)$$

где H_z — величина осевой составляющей напряженности земного магнитного поля; v_χ — коэффициент, учитывающий влияние мощности пласта [21], $v_\chi = \frac{h}{\sqrt{1+h_d^2}}$

Уравнение, которому удовлетворяет изменение ΔZ по оси скважины, идентично уравнению, определяющему изменение потенциала собственной поляризации пород в однородной среде. Поэтому для определения коэффициента v_χ и мощности h изучаемого

объекта можно пользоваться зависимостями $v_{сп} = f(h/d_c)$ (см. рис. 79) и $h_{ф}/d_c = f(h/d_c)$ (см. рис. 80) для метода потенциалов собственной поляризации в случае однородной среды.

По величине амплитуды аномалии $\Delta Z = -v_{\chi} \Delta \chi H_z$ рассчитывают приращение $\Delta \chi$ магнитной восприимчивости и далее определяют $\chi_{п} = \chi_{вм} + \Delta \chi$ при условии, если известна магнитная восприимчивость $\chi_{вм}$ вмещающих пород. При $\chi_{п} \gg \chi_{вм}$, что наблюдается при пересечении пород, обогащенных ферри-магнитными минералами, $\chi_{п} \approx \Delta \chi$. В слабомагнитных породах напряженность H_z земного магнитного поля может быть принята равной 40 А/м, если нет более точных данных для исследуемого района.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

По диаграммам χ_k , зарегистрированным одноэлементным зондом, пласты, однородные по магнитной восприимчивости $\chi_{п}$, отличающейся на $\Delta \chi_{п,вм}$ от магнитной восприимчивости $\chi_{вм}$ вмещающих пород, проявляются на диаграммах кажущейся магнитной восприимчивости χ_k симметричными аномалиями — положительными при $\Delta \chi_{п,вм} > 0$ (рис. 97) или отрицательными при $\Delta \chi_{п,вм} < 0$. Оптимальное значение $\Delta \chi_{опт}$ (где $\Delta \chi_k$ дано в единицах и $\chi_{п}^{\infty}$) — амплитуды аномалии при $h > l_M$ (l_M — длина датчика) приурочено к середине пласта.

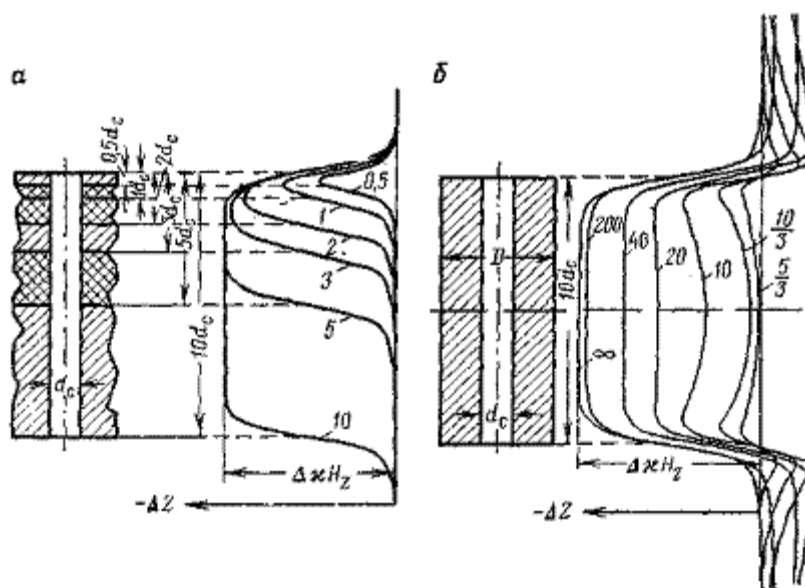


Рис. 97. Кривые $\Delta \chi_k / \Delta \chi_k^{\infty}$ при пересечении одноэлементным зондом скважин пласта повышенной магнитной восприимчивости.

Шифр кривых — h/l_M

Границы пластов достаточно большой мощности ($h > 5l_M$) относятся к точкам, в которых $\Delta \chi_{к,гр} = 0,5 \Delta \chi_{опт}$. С уменьшением мощности пласта эти точки смещаются относительно границ пласта в сторону вмещающих пород. Для определения мощности пласта и положения его границ используют кривые зависимости $h_{ф}/l_M = f(h/l_M)$ и $h_{ф}/l_M = f(\Delta z/l_M)$ (рис. 98). Определив $h_{ф}$ и вычислив $h_{ф}/l_M$, находят по графикам (рис. 98, а) отношения h/l_M и $\Delta z/l_M$ и далее рассчитывают

$$h = \frac{h_{ф}}{l_M} l_M,$$

(162)

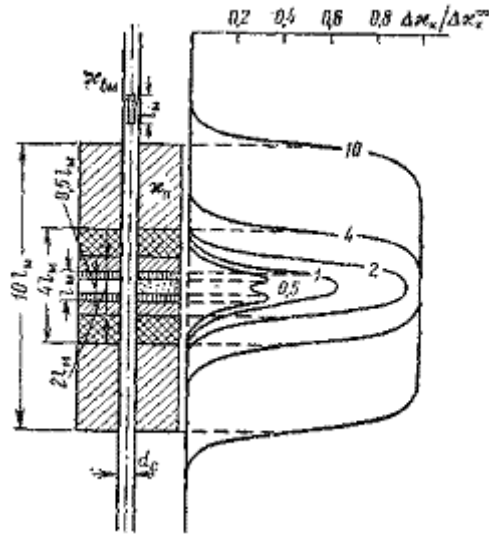


Рис.98. Кривые зависимостей некоторых параметров магнитометрии скважин. а— $h_{\phi}/L_M=f(\Delta z/L_M)$ [кривая 1] и $h_{\phi}/L_M=f(h/L_M)$ [кривая 1]; б— $v_{\chi}=f(h/L_M)$; в— $\eta_{\chi}=f(d_c/d_{от})$; 1—зонд у стенки скважины, 2—зонд по оси скважины; 1— $N=f(\chi_{л}^*)$

$$H_{л} = H_a - \frac{\Delta z}{L_M} l_M; \quad (163)$$

$$H_{в} = H_b + \frac{\Delta z}{L_M} l_M; \quad (164)$$

здесь $H_a, H_b, H_{л}, H_{к}$ — глубины точек а и б, в которых $\Delta\chi_k = 0,5 \Delta\chi_{к,опт}$ в подошве и кровле пласта, и глубины залегания этих границ; Δz — расстояние от глубин нахождения точек H_a и H_b до границ пласта.

Для одноэлементного зонда истинные значения магнитной восприимчивости находят по оптимальной величине $\chi_{к,опт}$ путем внесения поправок за мощность пласта и диаметр скважины. Влияние h и d_c учитывается коэффициентами

$$v_{\chi} = \frac{\Delta\chi_{к,опт}}{\Delta\chi_{к,опт}^{\infty}} = \frac{\chi_{к,п} - \chi_{к,вм}}{\chi_{к,п}^{\infty} - \chi_{к,вм}}; \quad (165)$$

$$\eta_{\chi} = \frac{\chi_{к,п}^{\infty}}{\chi_{к,п, d=d_{от}}}, \quad (166)$$

где $\chi_{к,п}, \chi_{к,п}^{\infty}$ — кажущиеся магнитные восприимчивости изучаемой породы заданной мощности и неограниченной мощности; $\chi_{к,вм}$ — кажущаяся магнитная восприимчивость пород, вмещающих исследуемую (мощность этих пород должна превышать не менее чем в 5 раз длину датчика); $\chi_{к,п, d=d_{от}}$ магнитная восприимчивость, определенная по данным эталонировки прибора в скважине эталонного диаметра.

После введения поправок за d_c и мощность изучаемой породы ее магнитная восприимчивость

$$\chi_{л} = \frac{\chi_{к,вм} + \frac{\Delta\chi_{к,опт}}{v_{\chi}}}{\eta_{\chi}}. \quad (167)$$

При $\chi_{л} > 50000$ значение $\chi_{л}$, рассчитанное по формуле (167), будет меньше истинного. Обозначив в этом случае величину $\chi_{л}$, определенную по формуле (167), через $\chi_{л}^*$, будем иметь

$$\chi_{л} = N\chi_{л}^* \quad (168)$$

где коэффициент размагничивания $N = f(\chi_{л}^*)$ может быть найден по кривым,

полученным моделированием. Одна из таких кривых изображена на рис. 98, г.

Кривые кажущейся магнитной восприимчивости двухэлементного зонда имеют более сложную конфигурацию; а общий фон аномалии искажен локальными минимумами и максимумами вблизи границ породы, по магнитной восприимчивости отличающуюся от вмещающей среды (см. рис. 97, б).

Количественная интерпретация данных двухэлементного зонда сводится к решению (обычно графическому) уравнения

$$\chi_{\text{н. опт}} = \chi_{\text{р}} G_{\text{р}} + \chi_{\text{вм}} (G_{\text{п}}^{\infty} - G_{\text{п}}) + \chi_{\text{д}} G_{\text{п}} \quad (169)$$

где $G_{\text{р}}$, $G_{\text{п}}$, $G_{\text{п}}^{\infty}$ — пространственные (геометрические) факторы глинистого раствора, породы (пласта) заданной мощности h и неограниченной мощности. На рис. 99 приведены зависимости пространственных факторов $G_{\text{р}}$ и $G_{\text{п}}$ от отношения размера $L_{\text{м}}$ магнитного зонда к диаметру $d_{\text{с}}$ скважины и зависимость $G_{\text{п}}$ от отношения мощности h магнитного тела к диаметру $d_{\text{с}}$ скважины при $L_{\text{м}}/d_{\text{с}} = \text{const}$. В частном случае при $\chi_{\text{п}} \gg \chi_{\text{вм}}$ и $\chi_{\text{п}} \gg \chi_{\text{р}}$ (случай магнитных руд) $\chi_{\text{н. опт}} = \chi_{\text{п}} G_{\text{п}}$ и

$$\chi_{\text{п}} = \frac{\chi_{\text{н. опт}}}{G_{\text{п}}} \quad (170)$$

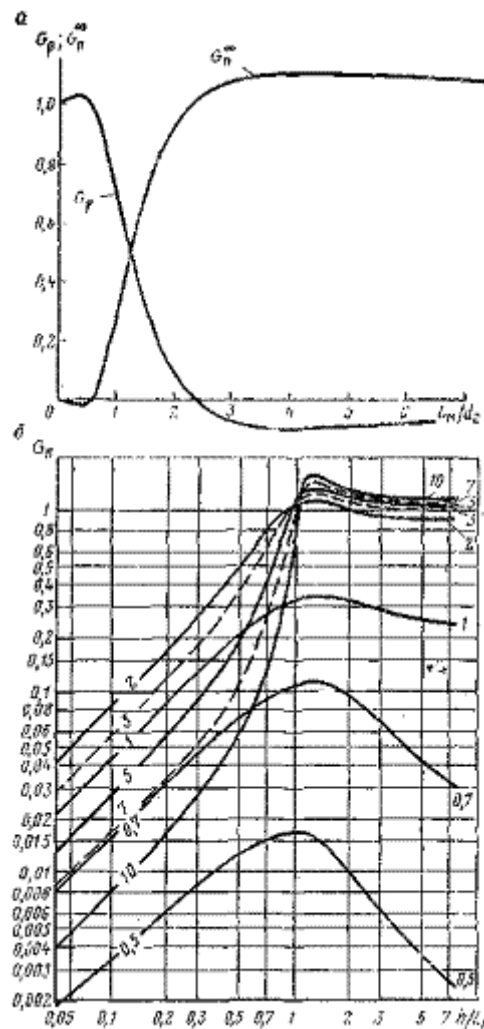


Рис. 99. Зависимости пространственных факторов $G_{\text{р}}$ и $G_{\text{п}}^{\infty}$ от $L_{\text{м}}/d_{\text{с}}$ (а) и $G_{\text{п}}^h$ от $h/L_{\text{м}}$ (б). Шифр кривых — $L_{\text{м}}/d_{\text{с}}$

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
 ДИАГРАММ
 МАГНИТОМЕТРИИ
 СКВАЖИН

На диаграммах магнитометрии скважин высокими значениями χ_k и резко пониженными величинами ΔZ выделяются железные руды, содержащие магнетит, мартит и другие ферромагнитные минералы [9]. Повышенной магнитной восприимчивостью отмечаются основные и особенно ультраосновные магматические породы по отношению к кислым, песчаники (особенно магнетитовые) среди глин и карбонатов. Наиболее низкими значениями χ_k характеризуются гидрохимические осадки — ангидриты, гипсы, калийные и каменная соль.

В разрезах нефтяных и газовых скважин, обычно представленных слабомагнитными осадочными породами, диаграммы магнитометрии позволяют выявить отдельные стратиграфические горизонты повышенной магнитной восприимчивости (магнетитовые пески и песчаники; эффузионные толщи, брекчии и интрузии магматических пород), фиксация которых облегчает изучение и стратиграфическое расчленение разрезов скважин.

§ 47. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ЯДЕРНО-МАГНИТНОГО МЕТОДА

Изучение разрезов скважин ядерно-магнитным методом осуществляют по данным измерения сигнала свободной прецессии (ССП)— величины э. д. с., возникающей в измерительной катушке зонда при переходе вектора ядерной намагниченности из одного равновесного состояния в другое; и постоянной времени τ_p релаксации этого процесса.

Ядерная намагниченность большинства горных пород в основном определяется присутствием в свободном состоянии молекул, содержащих водород. Ядерно-магнитный метод дает возможность выделять породы с повышенной эффективной пористостью и приближенно оценивать ее величину по индексу свободного флюида (ИСФ).

По рекомендуемой в [26] методике измерений в скважине регистрируются кривые U_1 и U_3 средних значений разностей потенциалов, индуцированных в измерительной катушке зонда в интервалах времен $\tau_1 \pm \Delta\tau$ и $\tau_3 \pm \Delta\tau$ с момента выключения поляризующего тока, кривая

$$U_2 = \frac{1}{\tau - \tau_1} \int_{\tau_1}^{\tau} U d\tau \tag{171}$$

при $\tau \gg \tau_1$ и кривая U_0 — начальной амплитуды сигнала свободной прецессии

$$U_0 = \frac{U_1 \frac{\tau_3}{\tau_3 - \tau_1}}{U_3 \frac{\tau_1}{\tau_3 - \tau_1}} \tag{172}$$

при наличии счетно-решающего устройства.

Постоянные процесса образования и распада магнитного поля ядерного резонанса определяют путем изучения изменения регистрируемых сигналов в функции времени действия стороннего магнитного поля (постоянная времени T_1 продольной релаксации) и распада этого поля (постоянная времени T_2 поперечной релаксации).

Релаксационные характеристики T_1 и T_2 определяются подвижностью молекул жидкостей, содержащих водород, и зависят от присутствия в ней парамагнитных ионов (O^{2-} , Mn^{4+} , Fe^{2+} , Cr^{2+} , Cu^{2+}).

При пересечении однородного пласта с повышенной эффективной пористостью кривые ядерно-магнитного метода симметричны относительно середины пласта и при его мощности, превышающей длины l_n измерительной катушки, сигнал достигает величины, соответствующей поляризующему объекту неограниченной мощности (рис. 100). Границы объекта, создающего сигнал свободной прецессии, определяются точками, в которых

разность потенциалов $U_{cp} = \frac{U_{max} + U_{вм}}{2}$

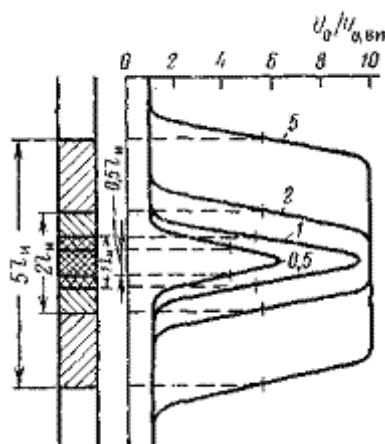


Рис. 100. Кривые ядерно-магнитного метода.
Шифр кривых = h/L_m ; ИСФ_п/ИСФ_{вм} = 10

Количественная интерпретация кривых ядерно-магнитного метода сводится к расчету индекса свободного флюида ИСФ и определению времен T_1 или T_2 . При этом количественную интерпретацию выполняют только по тем объектам, против которых на всех кривых U наблюдаются аномалии, амплитуды которых превышают уровень помех не менее чем в 2 раза.

Индекс свободного флюида определяют по данным средних значений \bar{U}_1 и \bar{U}_3 равных отношениям площадей аномалий на соответствующих кривых к мощностям объектов, создавших эти аномалии. После вычисления среднего значения $\bar{U}_{0,п}$ индекс свободного флюида получают по формуле

$$ИСФ = \frac{U_{0,п} \xi_{эп}}{U_{0,эт} \xi_{п}} = ИСФ_{п} \frac{\xi_{эп}}{\xi_{п}}, \quad (173)$$

где $U_{0,эт}$ — величина U_0 в эталонном устройстве — баке с водой, отождествляемом со средой с 100 %-ной эффективной пористости; $\xi_{эп}$ и $\xi_{п}$ — обобщенные коэффициенты, учитывающие условия проведения измерений в эталонном устройстве и в скважине: их диаметры, глинистую корку, время поляризации, силу поляризующего тока, скорость регистрации, положение скважины в пространстве, температуру.

Коэффициенты $\xi_{эп}$ и $\xi_{п}$ находят по специальным номограммам и формулам [26].

Для определения постоянной времени T_1 на основании измерений потенциалов $U_2(\tau)$ при различных временах поляризации для каждого измерения рассчитывают функцию релаксации поля

$$F_{р,п} = 1 - \frac{U_2(\tau)}{U_2^\infty(\tau)} = e^{-\frac{\tau}{T_1}}, \quad (174)$$

где $U_2^\infty(\tau)$ — значение $U_2(\tau)$ при $\tau \gg$ вероятного значения T_1 ($\tau \approx 10-15$ с).

Далее в полулогарифмическом масштабе строят зависимость $F_{р,п} = f(\tau)$. Линейный график этой зависимости указывает на однородность заполнителя свободного порового пространства (вода, нефть, рис. 101, а). Разность абсцисс графика, в пределах которых $F_{р,п}$ уменьшается в e раз, определяет величину T_1 . При криволинейных графиках (рис. 101, б), например, при заполнении свободной части порового пространства смесью воды и нефти, с помощью известных приемов (см. § 64) криволинейный график раскладывают на два линейных. По этим графикам устанавливают наличие смеси и постоянных релаксации ее компонент— $T_{1,в} < 300$ мс) и нефти (обычно $T_{1,н} > 500$ мс).

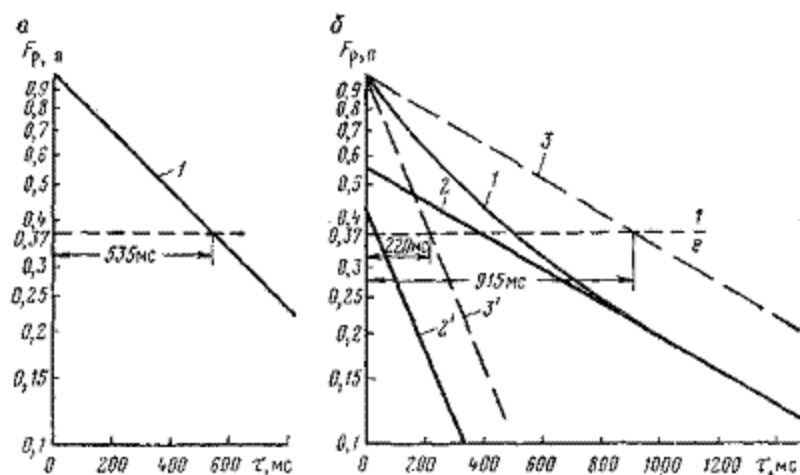


Рис. 101. Функции $F_{p,н}$, характеризующие распад ядерно-магнитного поля для однокомпонентной (а) и двухкомпонентной (б) характеристик продольной релаксации.

1 — $F_{p,н} = f(\tau)$; 2, 2' — $F_{p,н} = f(\tau)$ для компонент релаксации; 3, 3' — для компонент релаксации, смещенных в точку $F_{p,н} = 1$ — при $\tau = 0$

Глубина исследования ядерно-магнитным методом не превышает 10—15 см. Поэтому результаты интерпретации могут быть существенно искажены в случае внутренней глинизации пор глинистым раствором в зоне его проникновения, частичного заполнения пор невытесненным газом, вследствие неровностей стенок скважины и трещиноватости пород, созданной их разрушением в процессе бурения. Повышенное содержание в породах и в глинистом растворе ферримагнитных — минералов в большинстве случаев исключает возможность применения ядерно-магнитного метода.

Глава VII. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ РАДИОМЕТРИИ СКВАЖИН

§ 48. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАДИОАКТИВНЫХ МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ

При геофизических исследованиях скважин в настоящее время используют широкий комплекс ядерных методов, а именно: естественного гамма-излучения (гамма-метод), рассеянного гамма-излучения (гамма-гамма-метод), изотопов, рентгено-радиографический, нейтрон-нейтронные по тепловым и надтепловым нейтронам, нейтронный-гамма-метод, импульсные нейтрон-нейтронные и нейтронный-гамма-методы, наведенной активности (нейтронно-активационный).

Значительная дифференциация горных пород по их радиоактивным свойствам позволяет широко использовать радиоактивные методы для расчленения разрезов скважин, изучения коллекторских свойств пород и выделения полезных ископаемых.

Специфические особенности радиоактивных измерений — их статистический характер по интенсивности и энергиям фиксируемых частиц, наличие сторонних (фоновых) излучений, одновременно регистрируемых с изучаемыми, а также зависимость измеряемой величины от спектральной характеристики индикатора, обычно не являющейся константой даже для индикаторов одного типа. Последняя особенность в большинстве случаев исключает возможность непосредственного использования диаграмм радиометрии скважин, зарегистрированных в единицах разностей потенциалов на выходе интегрирующей ячейки, пропорциональных интегральному счету регистрируемых частиц за единицу времени или (при соответствующем эталонировании радиометра) в единицах мощности дозы гамма-излучения в микрорентгена $x/час$. При интерпретации данных радиометрии скважин чаще всего используют следующие относительные единицы.

1. Единица относительного разностного параметра

$$\Delta J = \frac{I_x - I'_{оп}}{I''_{оп} - I'_{оп}}, \quad (175)$$

где I_x — интенсивность измеряемого излучения в изучаемом пласте x ; $I'_{оп}$ и $I''_{оп}$ — интенсивности измеряемого излучения в двух опорных средах (О выборе опорных сред будет сказано при обзоре методики интерпретации конкретных способов радиометрии скважин. Для повышения точности исследований опорные среды должны быть едиными для района исследования).

Параметр ΔJ не зависит от конструктивных особенностей аппаратуры и наличия фона [4] при условии, если спектральная характеристика измеряемого излучения одинакова в изучаемой и опорной средах.

Для удобства чтения диаграмм в двойном разностном параметре за его единицу целесообразно брать 0,01 ($I'_{оп} - I_{оп}$).

Обозначив эту величину через $[\Delta J]_{ед}$, получим

$$\Delta J = \frac{I_x - I_{оп}}{[\Delta J]_{ед}} \text{ или } \Delta J [\%]. \quad (176)$$

2. Вероятностная нормализованная единица. За вероятностную единицу $[\Delta J]_{вер}$ (по В. В. Ларионову) принимают удвоенную величину дисперсии σ^2 измеряемого параметра, полученную в эталонной скважине со спектральной характеристикой разреза, близкой к спектральной характеристике разрезов изучаемых скважин:

$$[\Delta J]_{вер} = 2\sigma = 2 \sqrt{\sum p_i (I_{эс, i} - \bar{I}_{эс})^2}, \quad (177)$$

где p_i — статистический вес участков эталонной скважины, характеризующихся интенсивностью $I_{эс, i}$ (изучаемого излучения); $\bar{I}_{эс}$ — математическое ожидание средней величины $I_{эс}$ на всем интервале разреза эталонной скважины:

$$\bar{I}_{эс} = \sum p_i I_{эс, i}.$$

В нормализованной единице измеряемый параметр I_x количественно оценивается величиной

$$I_x^н = a + \frac{I_x - I_{эс}}{[\Delta J]_{вер}}, \quad (178)$$

где a — постоянная величина, условно оцениваемая числом 3,5, практически исключающая возможность отрицательных значений $I_x^н$.

3. Относительная единица. В системе относительных единиц интенсивность излучения оценивается величиной отношения

$$J = I_x / I_{оп}, \quad (179)$$

где I_x и $I_{оп}$ — регистрируемые интенсивности излучения в изучаемом и опорном пластах.

Относительную единицу используют в тех радиоактивных методах (изотопов, нейтрон-нейтронном), в которых фоновые излучения имеют интенсивность на один-два порядка меньшую изучаемого.

§ 49. ЕСТЕСТВЕННАЯ ГАММА-АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Естественная гамма-активность горных пород определяется содержанием радия, урана, тория, Отчасти активно-урана (включая радиоактивные продукты распада этих элементов) и изотопа калия $^{40}_{19}K$. В несопоставимо меньшей степени гамма-активность связана с присутствием в породах других радиоактивных элементов: $^{87}_{37}Rb$, $^{138}_{57}La$, $^{176}_{71}Lu$, $^{239}_{94}Pu$.

Естественная радиоактивность горных пород оценивается следующими единицами.

1. Числом распадов в секунду (расп/с), а также единицей кюри (Ки). Единице кюри

соответствует количество радиоактивного вещества, в котором распадается столько же атомов, сколько распадается в одном грамме радия. В геофизической практике используют микроюри (10^{-6} Ки), что соответствует распаду в среднем $3,7 \cdot 10^4$ атомов в секунду.

2. Эквивалентным содержанием радия (по гамма-излучению). За единицу эквивалентной массовой концентрации $q\gamma$ радия по гамма-излучению принимают грамм эквивалента радия на грамм породы (г·эkv. Ra/г, в единицах СИ кг·эkv. Ra/кг). Грамм-эквивалент радия (кг-эквивалент радия) равен суммарной концентрации радиоактивных элементов, при которой в среднем в секунду в грамме (килограмме) вещества происходит излучение того же числа гамма-квантов, как и в грамме (килограмме) радия.

При геофизических исследованиях скважин целесообразно пользоваться объемной единицей концентрации $k\gamma$ радиоактивных элементов. В единицах СИ наиболее удобна

дольная единица $\frac{нгк \cdot \text{эkv} \cdot Ra}{м^3} \left(\frac{10^{-9} кг \cdot \text{эkv} \cdot Ra}{м^3} \right)$ – нано-эквивалент радия на кубический метр

породы.

Цифровые значения гамма-активности большинства пород, выраженные в этой единице, будут заключаться в пределах 0,1—100. Заметим, что по гамма-излучению

$1 \frac{нгк \cdot \text{эkv} \cdot Ra}{м^3}$ приблизительно равноценен концентрациям $3 \cdot 10^{-3} \frac{кг \cdot U}{м^3}$, $6,5 \cdot 10^{-3} \frac{кг \cdot Th}{м^3}$ и $13 \frac{кг \cdot K}{м^3}$.

При использовании единиц концентрации по гамма-излучению необходимо учитывать спектр излучения при эталонировке измерительной аппаратуры.

3. Мощностью дозы гамма-излучения в рентгенах в час (Р/ч), миллирентгенах в час (10^{-3} Р/ч) и микрорентгенах в час (10^{-6} Р/ч). Единица микрорентген в час называется гаммой.

В магматических горных породах уран и торий обычно содержатся в виде рассеянных первичных минералов, например уранинита, бреггерита, торита, торианита, самарскита, лодочникита и других. Из магматических пород наиболее радиоактивны кислые породы,

гамма-активность которых достигает $50 \frac{инг \cdot \text{эkv} \cdot Ra}{м^3}$. Основные породы менее

радиоактивны. Наименьшую радиоактивность имеют ультраосновные породы.

В осадочных горных породах уран и торий присутствуют в виде продуктов разрушения первичных минералов, многочисленных вторичных минералов — силикатов, сульфатов, фосфатов, карбонатов, арсенатов, ванадатов, а также в виде ионов, преимущественно урана и радия, сорбированных поверхностью частиц, составляющих породу. Одним из распространенных минералов тория является ториеносный монацит.

Из осадочных горных пород (не содержащих сосредоточенных скоплений радиоактивных минералов) наибольшую радиоактивность имеют глубоководные илы, тонкодисперсные и битуминозные глины, образовавшиеся в восстановительной обстановке. В этих условиях происходит выпадение урана из растворов; коллоидный материал глубоководных отложений (включая органические коллоиды) интенсивно адсорбирует многовалентные ионы урана, и осадок обогащается тонкодисперсными продуктами разрушения минералов тория. Повышенная радиоактивность глинистых осадков объясняется также присутствием калия. Гамма-активность глубоководных осадков достигает

$60 \frac{нгк \cdot \text{эkv} \cdot Ra}{м^3}$.

Гамма-активность неглубоководных и континентальных глин, мергелей, известковистых и песчаных глин колеблется от долей до $10 \frac{нгк \cdot \text{эkv} \cdot Ra}{м^3}$, она возрастает с

увеличением содержания в них тонкодисперсного и особенно коллоидного материала. Радиоактивность песков, песчаников, известняков и доломитов еще ниже, и их гамма-

активность обычно заключается в пределах $0,1 - 5 \frac{нкг \cdot экв \cdot Ра}{м^3}$. Повышенная гамма-активность наблюдается в зонах современной вторичной доломитизации в песках и песчаниках полимиктового состава, а также содержащих глауконит. Довольно большой вклад в гамма-активность осадочных пород вносят акцессорные минералы: циркон, сфен, ксенотим и др. Для песчано-глинистых и карбонатных пород характерно увеличение гамма-активности с возрастанием их глинистости. В частности, объемная гамма-активность терригенных пород с двухкомпонентной твердой фазой, состоящей из скелетной составляющей с объемной гамма-активностью $k_{\gamma,ск}$, пластичной (глинистой составляющей с гамма-активностью $k_{\gamma,гл}$ и неактивным заполнителем порового пространства, удовлетворяет уравнению

$$\begin{aligned}
 k_{\gamma,п} &= k_{\gamma,ск} (1 - k_{п,р}) + \\
 &+ k_{г,л} (k_{\gamma,р,л} - k_{\gamma,сб}) = \\
 &= k_{\gamma,ск} (1 - k_{г,л}) + k_{р,л} k_{\gamma,р,л} - \\
 &- k_{\gamma,сб} f(k_{г,л}),
 \end{aligned}
 \tag{180}$$

где $f(k_{г,л})$ — зависимость коэффициента $k_{п,р}$ реальной пористости от глинистости.

Приближенно зависимость относительной объемной гамма-активности от глинистости удовлетворяет уравнению

$$\frac{k_{\gamma,х} - k_{\gamma,г,л=0}}{k_{\gamma,г,л=1} - k_{\gamma,г,л=0}} = k_{г,л}^a.
 \tag{181}$$

В формуле (181) $k_{\gamma,х}$, $k_{\gamma,г,л=0}$, $k_{\gamma,г,л=1}$ — гамма-активность в породе с объемным содержанием глинистости $k_{г,л} = х$ в чистой неглинистой породе ($г,л = 0$) и чистой глине ($г,л = 1$); $a_{г,л}$ — показатель степени, близкий к единице (рис. 102).

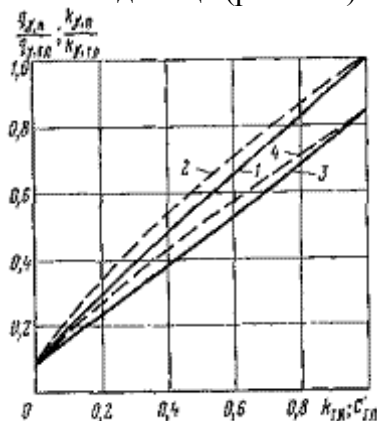


Рис. 102. Зависимость $q_{\gamma,п} / q_{\gamma,г,л}$ и $k_{\gamma,п} / k_{\gamma,г,л}$ объемных гамма-активностей от массовой $C_{г,л}$ и объемной $k_{г,л}$ глинистостей.

1- $k_{\gamma,п} / k_{\gamma,г,л} = f(k_{г,л})$; 2- $k_{\gamma,п} / k_{\gamma,г,л} = f(C_{г,л})$; 3- $q_{\gamma,п} / q_{\gamma,г,л} = f(k_{г,л})$; 4- $q_{\gamma,п} / q_{\gamma,г,л} = f(C_{г,л})$. Для зависимостей 1 и 2- $k_{\gamma,ск} / k_{\gamma,г,л} = 0,1$; Для зависимостей 3 и 4 $q_{\gamma,ск} / q_{\gamma,г,л} = 0,1$; $V_{г,л} = 1,5$

Наименьшую гамма-активность из всех осадочных пород, определяемую долями $\frac{инг \cdot экв \cdot Ра}{м^3}$, имеют большинство ископаемых углей и гидрохимические осадки (гипсы, ангидриды, каменная соль), за исключением калийных солей. Последние (сильвин, карналит и др.) характеризуются высокой гамма-активностью — до $50 \frac{нкг \cdot экв \cdot Ра}{м^3}$.

§ 50. КРИВЫЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ

В тех случаях, когда искажающего влияния интегрирующей ячейки нет при пересечении однородного пласта мощностью h , естественная гамма-активность которого $k_{\gamma,п}$ отличается на Δk_{γ} от $k_{\gamma,вм}$ кривые интенсивности I_{γ} гамма-излучения по оси скважин симметричны (рис. 103, параметр $\nu\tau_{я} = 0$). При непрерывной записи кривой I_{γ} со скоростью ν в связи с влиянием постоянной времени $\tau_{я}$ интегрирующей ячейки ее симметрия нарушается. Точки оптимальных значений экстремумов кривой смещаются по направлению движения радиометра тем больше, чем больше произведение $(\frac{M}{c} \cdot \nu \cdot \tau_{я})$ (рис. 103, $\nu\tau_{я} \neq 0$). Анализ кривых, изображенных на рис. 103, приводит к следующим выводам.

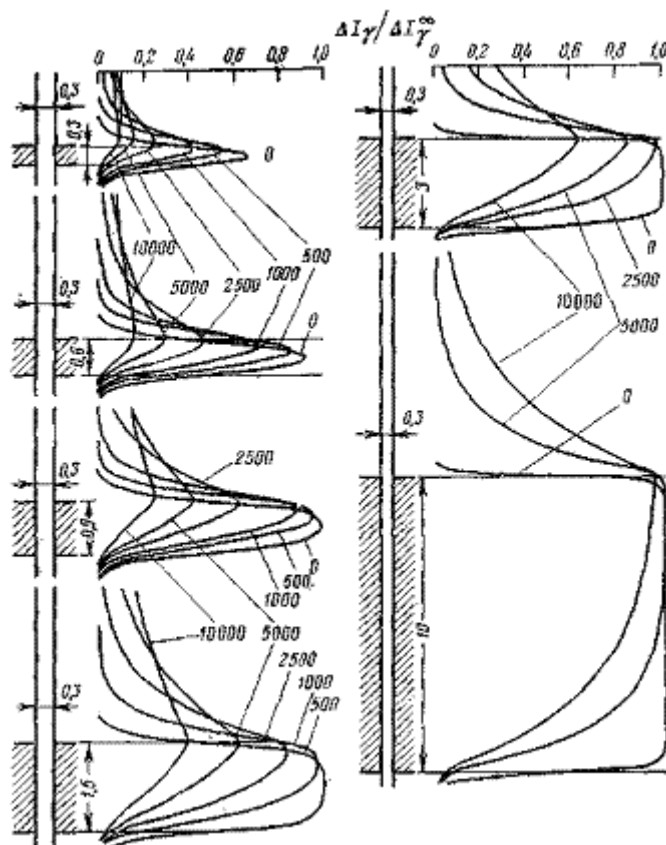


Рис. 103. Теоретические кривые $\Delta I_{\gamma} / \Delta I_{\gamma}^{\infty}$ при различных значениях параметра $\nu\tau$ (шифр кривых). h и dc указаны в метрах

1. Наибольшее приращение $\Delta I_{\gamma, \max}$ интенсивности регистрируемого гамма-излучения при $\nu\tau_{я} = 0$ приурочено посередине пласта. При прочих равных условиях $\Delta I_{\gamma, \max}$ понижается с уменьшением мощности h и увеличением произведения $\nu\tau_{я}$. Зависимость $\Delta I_{\gamma, \max} = f(h)$ определяется коэффициентом

$$\nu_{\gamma} = \Delta I_{\gamma, \max} / \Delta I_{\gamma}^{\infty}, \quad (182)$$

значения которого в функции h для различных величин $\nu\tau_{я}$ приведены на рис. 104, а.

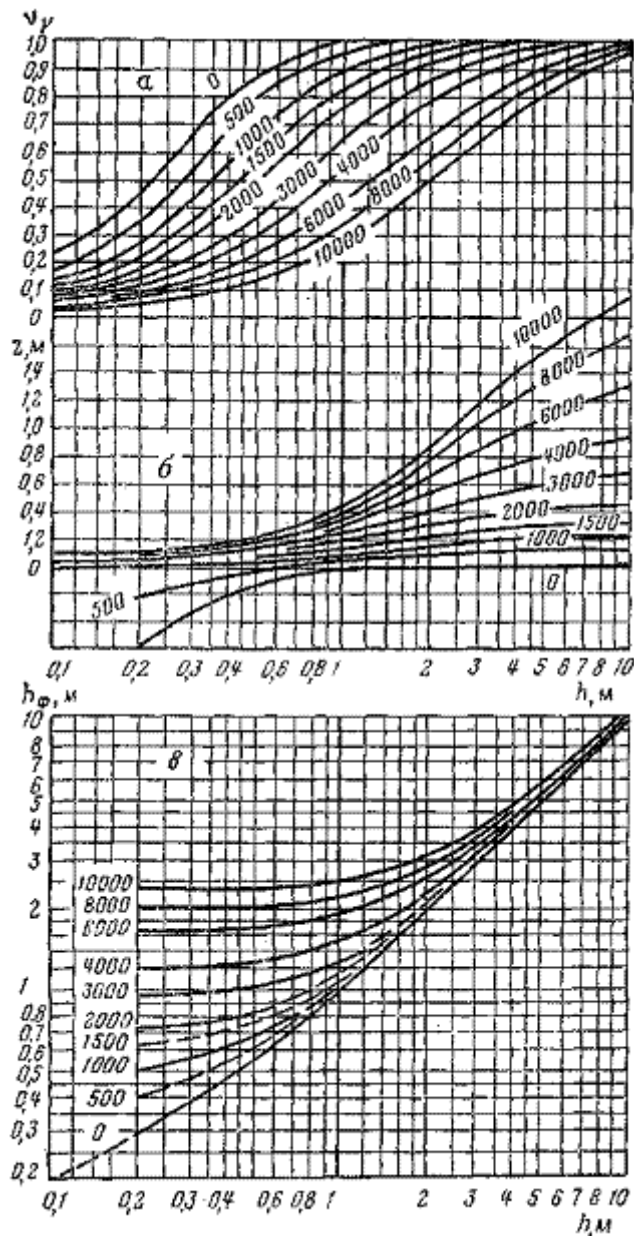


Рис. 104. Зависимости v_γ от h (а), z от h (б) и h_ϕ от h (в).
Шифр кривых — $\nu\tau_\gamma$

2. В пластах большой мощности (при $\nu\tau_\gamma = 0$) границы пласта приурочены к точкам перегиба кривых, в которых $\Delta I_{\gamma,ip} = 0,5 \Delta I_{\gamma,max}$. С уменьшением h эти точки смещаются относительно границ пласта в сторону вмещающих пород тем больше, чем меньше мощность пласта.

С увеличением $\nu\tau_\gamma$ точки перегиба кривых смещаются в направлении движения радиометра тем больше, чем больше произведение $\nu\tau_\gamma$. При этом возрастает фиктивная мощность пласта. На рис. 104, б, в приведены зависимости расстояния z границы пласта от точки кривой, в которой $\Delta I_\gamma = 0,5 \Delta I_{\gamma,max}$ и $h_\phi = f(h)$ для различных $\nu\tau_\gamma$ (см. также номограмму, приведенную в [2]).

В пластах малой мощности при частом их переслаивании при $k_{\gamma,п} \neq k_{\gamma,вм}$ мощность пласта и суммарная мощность тонких пропластков определяются по площади Ω_γ аномалии, если известно ΔI_γ^∞ . За величину ΔI_γ^∞ принимают его значение в одном из пропластков, составляющих пачку, или в близрасположенном пласте идентичного минерального состава, в которых значение ΔI_γ^∞ может быть определено с требуемой точностью.

В этих условиях

$$\sum h = \Omega_\gamma / \Delta I_\gamma^\infty.$$

(183)

Если угол β встречи пласта со скважиной не равен $\pi/2$, расчет по формуле (183) для обычных диаметров скважин дает суммарную видимую мощность пластов, истинное значение которой

$$\sum h = \sum h_n \sin \beta.$$

§ 51. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ГАММА-АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Оптимальная (максимальная в пластах высокой гамма-активности и минимальная в пластах низкой гамма-активности) интенсивность естественного гамма-излучения, регистрируемого прибором данной конструкции, в пластах столь большой мощности, при которой $v_\gamma = 1$, находится в сложной зависимости от содержания $k_{\gamma,п}$, $k_{\gamma,р}$ гамма-активных элементов в породе и глинистом растворе, коэффициентов μ_p и μ_π поглощения гамма-излучения в растворе и породе и средней толщины слоя глинистого раствора $\Delta p = \frac{d_c - d_\pi}{2}$

(d_π — диаметр прибора, отделяющего прибор от стенок скважины).

При исследовании обсаженных скважин интенсивность гамма-излучения, кроме того, зависит от толщин Δ_π цементного кольца и Δ_k стенок обсадных колонн, гамма-активности $k_{\gamma,ц}$ цемента и коэффициентов μ_π и μ_k поглощения излучения в цементе и колонне.

Влияние мощности h пласта и произведения $v\tau_\gamma$ на показания учитывают приведением измеренного приращения $\Delta I_{\gamma \max}$ к величине ΔI_γ^∞ этого приращения в пласте неограниченной мощности:

$$\Delta I_\gamma^\infty = \Delta I_{\gamma, \max} / v_\gamma. \quad (184)$$

Коэффициент v_γ находят по кривым, приведенным на рис. 104, а для заданных значений $v\tau_\gamma$ и мощности h пласта. При $h > 1$ м влиянием произведения $v\tau_\gamma$ можно пренебречь, если

$$\frac{v\tau_\gamma}{h} \ll 500 (1 + 0,08h). \quad (185)$$

Для пласта «неограниченной» мощности

$$f(k_{\gamma,п}, k_{\gamma,р}, k_{\gamma,ц}, d_c, \Delta_p, \Delta_k, \Delta_\pi, \mu_k, \mu_\pi, \mu_\pi) \quad (186)$$

Вид функции $I_\gamma^\infty = f(k_{\gamma,п}, k_{\gamma,р}, k_{\gamma,ц}, d_c, \Delta_p, \Delta_k, \Delta_\pi, \mu_k, \mu_\pi, \mu_\pi)$ изучен для частных значений параметров, входящих в формулу (186). В остальных случаях для определения $k_{\gamma,п}$ вводят поправки за влияние указанных в формуле (186) факторов. Поглощение гамма-излучения в глинистом растворе, обсадных колоннах и в цементе учитывают одним из следующих способов.

СПОСОБ УЧЕТА ПОГЛОЩЕНИЯ ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ В СРЕДЕ, ОТДЕЛЯЮЩЕЙ РАДИОМЕТР ОТ ИЗУЧАЕМЫХ ПОРОД

В этом способе подсчитывают поверхностную плотность глинистого раствора, колонн и цементного стакана (в г/см^2):

$$\vartheta = \delta_\gamma \Delta_p + \delta_k \Delta_k + \delta_\pi \Delta_\pi, \quad (187)$$

где δ_γ , δ_k , δ_π , Δ_p , Δ_k и Δ_π — плотности и средние значения толщины глинистого раствора, обсадных колонн и слоя цемента.

Подсчитав ϑ , по кривой 1, приведенной на рис. 105, определяют поправочный коэффициент η_γ и рассчитывают исправленное значение $I_{\gamma,п,исп}$ по формуле

$$I_{\gamma, \text{п. исп}} = \eta_{\gamma} \left(I_{\gamma, \text{вм}} + \frac{\Delta I_{\gamma, \text{пmax}}}{v_{\gamma}} - I_{\gamma, \text{ф}} \right), \quad (188)$$

где $I_{\gamma, \text{ф}}$ — интенсивность излучения фона (прибора, космического излучения).

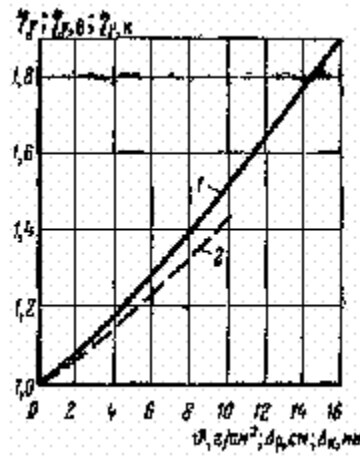


Рис. 105. Зависимости поправочных коэффициентов η_{γ} и $\eta_{\gamma, \text{в}}$ от $\bar{\Delta}$ и Δ_p (кривая 1) и $\gamma_{\gamma, \text{к}}$ от Δ_k (кривая 2).

В другом варианте способа, рекомендуемого в работе [31], вместо η_{γ} берут произведение $\eta_{\gamma, \text{р}} \cdot \eta_{\gamma, \text{к}}$ поправочных коэффициентов за поглощение гамма-излучения в растворе ($\eta_{\gamma, \text{р}} = \eta_{\gamma, \text{в}} \delta_p$) и в колонне. Поправочные коэффициенты $\eta_{\gamma, \text{р}}$ и $\eta_{\gamma, \text{к}}$ определяют по кривым 1 и 2 рис. 105. Искомую гамма-активность породы рассчитывают по формуле

$$k_{\gamma, \text{п}} = \frac{I_{\gamma, \text{п. исп}}}{C_{\gamma}} \delta_p, \quad (189)$$

где C_{γ} — постоянная эталонирования радиометра.

В способе поверхностной плотности не учитывается гамма-активность раствора и цемента. Он может быть рекомендован только для определения гамма-активности пород, слагающих разрезы сухих скважин, или в тех случаях, когда $k_{\gamma, \text{п}} \gg k_{\gamma, \text{р}}$ и $k_{\gamma, \text{ц}}$.

СПОСОБ УЧЕТА ГАММА-АКТИВНОСТИ СРЕД, ЗАПОЛНЯЮЩИХ СКВАЖИНЫ

В необсаженной скважине регистрируемая интенсивность I_{γ}^{∞} является суммой гамма-излучений $I_{\gamma, \text{п}}$ и $I_{\gamma, \text{р}}$, поступающих из породы и раствора, и гамма-излучения $I_{\gamma, \text{ф}}$ фона:

$$I_{\gamma}^{\infty} = I_{\gamma, \text{п}} + I_{\gamma, \text{р}} + I_{\gamma, \text{ф}} = C_{\gamma} (q_{\gamma, \text{п}} F_{\text{п}} + q_{\gamma, \text{р}} F_{\text{р}}) + I_{\gamma, \text{ф}}, \quad (190)$$

где C_{γ} — постоянная эталонирования радиометра; $F_{\text{п}}$ и $F_{\text{р}}$ — функции накопления для пород и глинистого раствора, определяемые в основном диаметром скважины.

Для получения $q_{\gamma, \text{п}}$ и $k_{\gamma, \text{п}}$ удобно использовать результаты измерений разности $I_{\gamma, \text{эт}} - I_{\gamma, \text{ф, эт}}$ на эталонном устройстве; приведенной к параметрам глинистого раствора в случае неограниченного пространства. Для этих условий

$$(I_{\gamma, \text{эт}} - I_{\gamma, \text{ф, эт}})_{\text{р}}^{\infty} = (I_{\gamma, \text{эт}} - I_{\gamma, \text{ф, эт}}) \frac{q_{\gamma, \text{р}} F_{\text{р}}^{\infty}}{q_{\gamma, \text{эт}} F_{\text{эт}}^{\infty}} = C_{\gamma} q_{\gamma, \text{р}} F_{\text{р}}^{\infty},$$

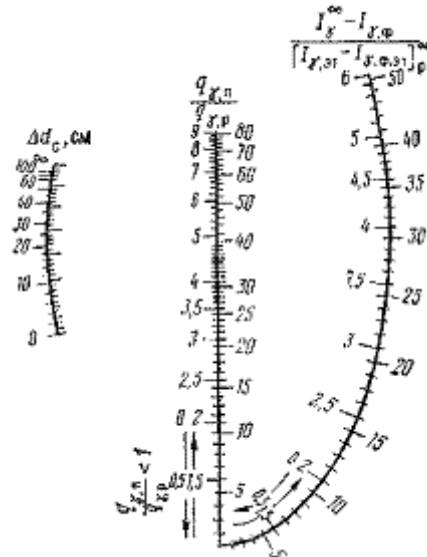
где $q_{\gamma, \text{эт}}$ — весовая гамма-активность эталона; $F_{\text{эт}}, F_{\text{р}}^{\infty}$ — функции накопления для эталонного устройства и неограниченного пространства. Отношение

$$\frac{I_{\gamma}^{\infty} - I_{\gamma, \Phi}}{(I_{\gamma, \text{ЭТ}} - I_{\gamma, \Phi, \text{ЭТ}})_{\rho}^{\infty}} = \frac{q_{\gamma, \Pi} F_{\Pi} + q_{\gamma, \text{Р}} F_{\text{Р}}}{q_{\gamma, \text{Р}} F^{\infty}} = \left(\frac{q_{\gamma, \Pi}}{q_{\gamma, \text{Р}}} - 1 \right) \frac{F_{\Pi}}{F^{\infty}} + 1,$$

(191)

так как можно положить — $F_{\text{Р}} = F^{\infty} - F_{\Pi}$

Номограмма для графического решения уравнения (191) приведена на рис. 106.



$$\frac{I_{\gamma}^{\infty} - I_{\gamma, \Phi}}{(I_{\gamma, \text{ЭТ}} - I_{\gamma, \Phi, \text{ЭТ}})_{\rho}^{\infty}}$$

Рис. 106. Номограмма для определения отношения $q_{\gamma, \Pi} / q_{\gamma, \text{Р}}$ по

Прямая, проведенная через точки $\Delta d_c = d_c - d_{\Pi}$ (d_{Π} — наружный диаметр прибора (номограмма, изображенная на рис. 106, составлена для плотности глинистого раствора $\delta_p = 1,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. В тех случаях, когда $\delta_p \neq 1,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ и $q_{\gamma, \Pi} > q_{\gamma, \text{Р}}$, вместо действительного значения Δd_c следует брать фиктивную величину $\Delta d_{c, \Phi} = \frac{\delta_p \cdot 10^{-3}}{1,2} \Delta d_c$) и точку со значением

$$q_{\gamma, \text{Р}} = \frac{I_{\gamma, \text{К}} - I_{\gamma, \Phi}}{q C_{\gamma} F_{\text{К}}}.$$

дает на центральной шкале номограммы отношение $q_{\gamma, \Pi} / q_{\gamma, \text{Р}}$. Решение задачи облегчается в тех случаях, когда в скважине имеется каверна в породах низкой гамма-активности. В этих условиях при расчете отношения (191) в знаменателе вместо $(I_{\gamma, \text{ЭТ}} - I_{\gamma, \Phi, \text{ЭТ}})_{\rho}^{\infty}$ подставляют $(I_{\gamma, \text{К}} - I_{\gamma, \Phi}) \frac{F^{\infty}}{F_{\text{К}}} \cdot \frac{1}{g}$, где $I_{\gamma, \text{К}}$ — интенсивность гамма-излучения, зарегистрированная в каверне; $F_{\text{К}}$ — функция накопления, определяемая диаметром каверны и осесимметричностью положения радиометра; g — коэффициент, учитывающий влияние гамма-активности вмещающих пород, близкий к единице и тем больший, чем больше отношения $F_{\text{К}}^{\infty} / F_{\text{К}}$ и $q_{\gamma, \Pi} / q_{\gamma, \text{Р}}$.

В породах низкой гамма-активности (известняки, галит) при $d_{\text{К}} > 60 \text{ см}$ $g \approx 1$. Искомая гамма-активность

$$q_{\gamma, \Pi} = \frac{q_{\gamma, \text{Р}}}{q_{\gamma, \text{Р}}} q_{\gamma, \text{Р}}.$$

(192)

Гамма-активность $q_{\gamma,p}$, знание которой необходимо для расчета $q_{\gamma,n}$ ($k_{\gamma,n} = q_{\gamma,n}\delta_n$), определяется следующими способами:

- 1) на образцах раствора в лаборатории;
- 2) в мерном баке, заполненном раствором, высотой более 1,2 м, в условиях которого

$$q_{\gamma,r} = \frac{I_{\gamma,b} - I_{\gamma,\phi,b}}{C_{\gamma}F_{\phi}},$$

где индексом «б» указаны величины, относящиеся к измерениям в баке;

- 3) по известной гамма-активности $q_{\gamma,тв}$ твердой фазы, на которой приготовлен глинистый раствор, и путем последующего расчета $q_{\gamma,p}$ по формуле

$$q_{\gamma,p} = \frac{\delta_p - \delta_b}{\delta_{тв} - \delta_b} q_{\gamma,тв} \frac{\delta_{тв}}{\delta_p}$$

при условии, если $q_{\gamma,b} \ll q_{\gamma,тв}$;

- 4) по измерениям разности $I_{\gamma,k} - I_{\gamma,\phi}$ в каверне в породах низкой гамма-активности, в условиях которых

$$q_{\gamma,r} = \frac{I_{\gamma,k} - I_{\gamma,\phi}}{qC_{\gamma}F_k}.$$

Глинистая корка, гамма-активность $q_{\gamma,гк}$ и плотность $\delta_{гк}$ которой превышают $q_{\gamma,p}$ и δ_p , вносит погрешности в определение $q_{\gamma,n}$. Так как состав глинистой корки близок к составу глинистого раствора и ее объем относительно невелик, учет влияния корки при расчете q_{γ} сводится к замене истинных значений $q_{\gamma,p}$ и δ_p на фиктивные $q_{\gamma,p}^* = B_{гк}q_{\gamma,p}$ и $\delta_p = B_{гк}\delta_p$;

здесь

$$B_{гк} = \frac{1 + 4 \left(1 + \frac{h_{гк}}{d_c}\right) \frac{h_{гк}}{d_c} \frac{\delta_{гк}}{\delta_p} - \left(\frac{d_n}{d_c}\right)^2}{1 + 4 \frac{h_{гк}}{d_c} \left(1 + \frac{h_{гк}}{d_c}\right) - \left(\frac{d_n}{d_c}\right)^2} \approx \frac{1 + 4 \frac{h_{гк}}{d_c} \frac{\delta_{гк}}{\delta_p} - \left(\frac{d_n}{d_c}\right)^2}{1 + 4 \frac{h_{гк}}{d_c} - \left(\frac{d_n}{d_c}\right)^2},$$

где d_c — средний диаметр каверны по каверномеру; d_n — наружный диаметр радиометра.

СПОСОБ ОТНОШЕНИЙ

Для определения гамма-активности пород способом отношений необходимо знать гамма-активности $q_{\gamma,n,k}$ и $q_{\gamma,n,m}$ в двух опорных пластах изучаемого разреза, фиксируемых на диаграммах I_{γ} интенсивностями $I_{\gamma,k}$ и $I_{\gamma,m}$.

При равенстве диаметров скважины $d_{c,k}$ и $d_{c,m}$ на участках залегания опорных пластов в соответствии с формулой (190) будем иметь:

$$I_{\gamma,k}^{\infty} = C_{\gamma}(F_{п}q_{\gamma,n,k} + F_{r}q_{\gamma,r}) + I_{\gamma,\phi}; \tag{193}$$

$$I_{\gamma,m}^{\infty} = C_{\gamma}(F_{п}q_{\gamma,n,m} + F_{r}q_{\gamma,r}) + I_{\gamma,\phi}. \tag{194}$$

Уравнения (193) и (194) определяют величину произведения

$$C_{\gamma}F_{п} = \frac{I_{\gamma,k}^{\infty} - I_{\gamma,m}^{\infty}}{q_{\gamma,n,k} - q_{\gamma,n,m}}$$

и, следовательно, позволяют рассчитать гамма-активность

$$q_{\gamma,n,x} = q_{\gamma,n,k} + \frac{I_{\gamma,x}^{\infty} - I_{\gamma,k}^{\infty}}{I_{\gamma,k}^{\infty} - I_{\gamma,m}^{\infty}} (q_{\gamma,n,k} - q_{\gamma,n,m}) \tag{195}$$

любой породы x , слагающей разрез скважины, в пределах которой диаметр скважины $d_{c,x} \approx d_{c,k} \approx d_{c,m}$.

В тех случаях, когда по разрезу скважины ее диаметр изменяется незначительно,

зарегистрированная кривая I_γ может быть нормирована в единицах $q_{\gamma,п}$. С этой целью на диаграмму I_γ наносят второй масштаб, для которого значения q_γ соответствуют $I_{\gamma,i}$ в породах с известным $q_{\gamma,п,i}$. В промежутках между этими точками наносят линейный масштаб шкалы q_γ .

Определив $q_{\gamma,п}$, искомое значение $k_{\gamma,п}$ рассчитывают по формуле

$$k_{\gamma,п} = \delta_n q_{\gamma,п}$$

(196)

плотность δ_n определяют по данным гамма-гамма-метода ($I_{\gamma\gamma,п}$) или рассчитывают по коэффициенту пористости и минеральному составу породы.

В обсаженных скважинах, когда гамма-активность $q_{\gamma,п}$ цемента соизмерима с гамма-активностью изучаемых пород или превосходит ее, необходимо вводить поправки за излучение цемента и поглощение $I_{\gamma,п}$ в цементе и колонне [2]. Сведения о гамма-активности и плотности цемента и характере его распределения за колонной обычно обоснованы недостаточно. Поэтому точность определения $k_{\gamma,п}$ в обсаженных скважинах невелика и пользоваться этими данными при количественных оценках параметров пород не рекомендуется за исключением случаев, когда $k_{\gamma,п} \gg k_{\gamma,п}$ и $k_{\gamma,п}$ находится способом учета поглощения гамма-излучения в среде, отделяющей радиометр от изучаемых пород.

§ 52. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ

Геологическая интерпретация диаграмм интенсивности естественного гамма-излучения (рис. 107, кривая I_γ) основана на зависимости между естественной гамма-активностью горных по-

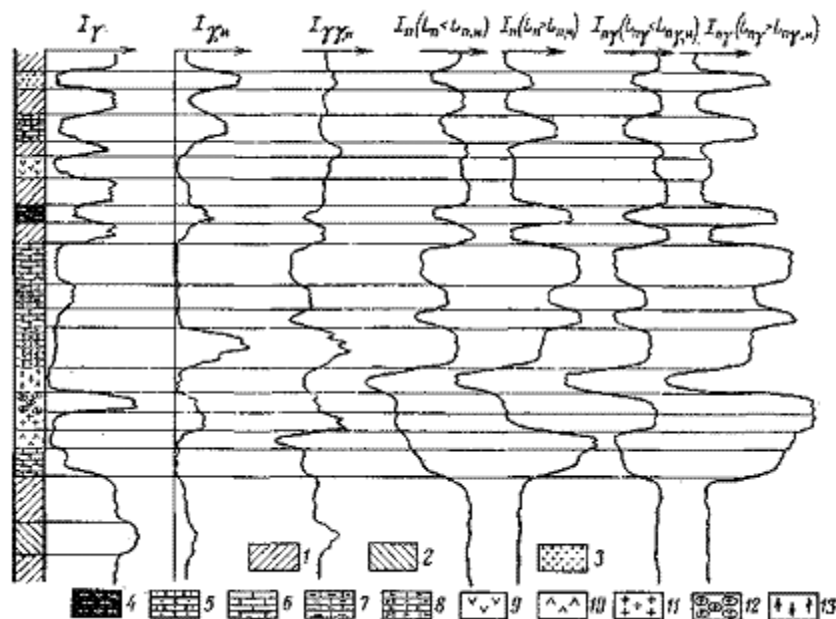


Рис. 107. Кривые радиометрии скважин в осадочных породах.

1 — глины; 2 — глины глубоководные; 3 — пески; 4 — песчаники плотные; 5 — песчаники рыхлые; 6 — известняки; 7 — известняки глинистые; 8 — известняки высокопористые; 9 — гипсы; 10 — ангидриты; 11 — галит; 12 — калийные соли; 13 — бор-содержащие соли

род (см. § 49), их литологией и химическим составом. При геологической интерпретации диаграмм исходят из следующих положений.

1. Исключительно высокой гамма-активностью (свыше

$100 \frac{\text{нгк} \cdot \text{экв} \cdot \text{Ra}}{\text{м}^3}$ выделяются породы, содержащие промышленные скопления минералов урана (находящегося в равновесном состоянии) и тория.

2. В разрезах скважин, вскрывающих осадочные породы, типичные для нефтяных и

газовых месторождений, достаточно высокая гамма-активность (до $20 \frac{нзк \cdot экв \cdot Ра}{м^3}$) наблюдается в глинах и особенно в глубоководных, битуминозных глинистых осадках, в калийных солях. Существенно меньшую гамма-активность $2 - 10 \frac{нзк \cdot экв \cdot Ра}{м^3}$ имеют глинистые песчаники и известняки, некоторые доломиты и мергели, полимиктовые песчаные породы, углистые сланцы и часто континентальные глинистые осадки. К породам, характеризующимся низкой гамма-активностью (до $2 \frac{нзк \cdot экв \cdot Ра}{м^3}$), относятся чистые кварцевые пески, песчаники, чистые известняки, некоторые доломиты, низкосолевые ископаемые угли и гидрохимические натриевые и кальциевые осадки.

Так как многие породы имеют близкую гамма-активность, то однозначное определение пород в общем случае по данным гамма-метода во многих случаях невозможно, и для решения этой задачи диаграммы I_γ интерпретируют в комплексе с диаграммами других геофизических методов исследования скважин. Иногда диаграммы гамма-метода в общих чертах повторяют диаграмму потенциалов собственной поляризации пород, однако в деталях они существенно ее дополняют. Так, например, потенциалы $U_{сц}$ в сильно глинистых известняках, вмещающих их глинах и мергелях обычно близки. Наоборот, эти породы часто существенно различаются по гамма-активности. Накопление радиоактивных элементов отражает геохимическую обстановку седиментации осадочных пород. Как следствие этого, диаграммы гамма-метода иногда позволяют выделить в однородных по другим параметрам (ρ_p , $A_{да}$, $k_{пн}$, δ_p , $\Delta\tau_d$) глинистых толщах прослой повышенной гамма-активности, не отмечаемые по другим геофизическим методам. Эти прослой являются надежными реперами при корреляции разрезов скважин, нередко расположенных на значительных расстояниях.

Особенно большие возможности в изучении процессов генезиса осадочных толщ имеет спектроскопия естественно гамма-излучения. Условия накопления радия, тория и калия резко различны, и отдельное изучение концентрации этих элементов дает возможность точнее определять литологию изучаемых пород.

§ 53. ДИАГРАММЫ ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ ИЗОТОПОВ

Интерпретация диаграмм интенсивности $I_{\gamma,и}$ гамма-излучения изотопов, искусственно введенных в коллекторы, аналогична интерпретации диаграмм естественного гамма-излучения.

В методе изотопов за нулевую линию диаграмм принимают линию, параллельную оси глубин с ординатой, равной минимальному значению $I_{\gamma,и,min}$ в плотных породах — ангидритах, плотных известняках и других практически непроницаемых породах (см. рис. 107, кривая $I_{\gamma,и}$). Для вычисления гамма-активности пород, созданной активными изотопами, определяют приращение $\Delta I_{\gamma,и}$ интенсивности $I_{\gamma,и}$ над интенсивностью $I_{\gamma,и}^{min}$.

Если активированный раствор закачивают после бурения скважины, при расчете $\Delta I_{\gamma,и}$ предварительно из значения $I_{\gamma,и}$ в пласте и $I_{\gamma,и,min}$ в породах с минимальной интенсивностью вычитают интенсивности естественного гамма-излучения, измеренного до закачки изотопов. Активация раствора должна быть такой, чтобы значение $\Delta I_{\gamma,и}$ не менее чем в 20 раз превосходило величину максимального изменения ΔI_γ интенсивности естественного гамма-излучения. Концентрацию активирующего реагента в растворе рассчитывают по формуле

$$k_{\gamma, а} = 20a \frac{\Delta k_\gamma}{k_{п, д}}, \quad (197)$$

где Δk_γ — наибольшее изменение концентрации гамма-активных элементов в породах, слагающих разрез скважины; $k_{п, д}$ — среднее значение коэффициента динамической пористости в изучаемых коллекторах в долях единицы объема;

a — коэффициент, учитывающий адсорбцию изотопов, их распад и вероятную

глубину проникновения фильтра; коэффициент a обычно варьирует в пределах 1,2—5. Если скважину бурят на неактивированном растворе и до закачки активированного раствора регистрируют диаграмму интенсивности естественного гамма-излучения, концентрацию активирующего реагента можно взять в 2—5 раз меньшей, чем это дается формулой (197).

Вычислив $\Delta I_{\gamma,и}$, и вводят поправку v_γ за мощность изучаемой породы; ее избыточную гамма-активность рассчитывают по формуле

$$\Delta E_{\gamma,и} = \frac{\Delta I_{\gamma,и}}{C_\gamma} \eta_{\gamma,и} \quad (198)$$

где C_γ — постоянная эталонирования радиометра.

§ 54. ДИАГРАММЫ ГАММА-ГАММА-МЕТОДОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

При использовании источников, энергия гамма-излучения которых превосходит 1 МэВ, — плотностной вариант — интенсивность $I_{\gamma\gamma,п}$ рассеянного гамма-излучения определяется электронной плотностью δ_e среды, окружающей зонд, и при обычно применяемых зондах размера $L_{\gamma\gamma} > 20$ см убывает с увеличением плотности тем значительнее, чем больше размер зонда [27, 28].

Электронная плотность

$$\delta_e = 2 \sum_i k_i \delta_i \frac{\sum_j n_j Z_j}{M_i}$$

(k_i — объемное содержание молекулярного соединения с относительной молекулярной массой M_i и плотностью δ_i ; n_j — число атомов элемента с атомным номером Z_j в молекуле) для большинства пород с точностью до третьего знака соответствует плотности δ_p , поэтому закон изменения зависимости $I_{\gamma\gamma,п}$ от δ_e распространяется и на связь между $I_{\gamma\gamma,п}$ и δ_p .

При источниках мягкого гамма-излучения ($E_\gamma < 0,5$ МэВ) — фото- или селективный вариант — интенсивность $I_{\gamma\gamma,ф}$ рассеянного гамма-излучения зависит в основном от эффективного атомного номера изучаемой среды:

$$Z_{эф} = \sqrt[m-1]{\frac{1}{\sum_i p_i \beta_i} \sum_i p_i \beta_i Z_i^{m-1}}, \quad (199)$$

где p_i — массовое содержание в породах элемента с атомным номером Z_i ; $\beta_i = Z_i/A_i$ (A_i — атомная масса i -го элемента); m — величина, близкая к 4 и определяемая главным образом содержанием элементов с большим атомным номером).

Формула (199) для большинства горных пород приводится к виду

$$Z_{эф} \approx \sqrt[3]{\sum p_i Z_i^3}$$

При отнесении точки записи к середине расстояния между источником гамма-квантов и индикатором рассеянного гамма-излучения кривые $I_{\gamma\gamma}$ (при $v_{\tau_a} = 0$) в случае симметричного распределения плотности и химического состава изучаемого объекта относительно его середины симметричны относительно этой области. Границы объекта, отличающегося от вмещающих пород по плотности и эффективному атомному номеру, мощность объекта, поправки в $I_{\gamma\gamma}$ за его ограниченную мощность определяются по правилам решения этой задачи гамма-методом (см. § 50 и рис. 104),

Интенсивность $I_{\gamma\gamma}$ резко зависит от плотности среды, окружающей зонд. Поэтому на показания метода существенно влияют плотность и толщина глинистой корки, плотность глинистого раствора и величина зазора между измерительной частью зонда и изучаемой породой. Влияние перечисленных факторов на результаты интерпретации значительно снижается при использовании измерений $I_{\gamma\gamma}$ с зондами двух размеров.

На рис. 108 приведены зависимости относительного прираще-

ния $\frac{I_{\gamma\gamma,x} - I_{\gamma\gamma,n}}{I_{\gamma\gamma,n}}$ от толщины слоя (глинистый раствор, глинистая корка) плотностью $\delta_{сл}$

отделяющего прибор от [изучаемой породы ($\delta_{п} = 2 \cdot 7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) при различных значениях $\delta_{сл}$. Слева условно показана шкала кажущихся, определенных по величине $I_{\gamma\gamma}$ без введения поправок, плотностей, иллюстрирующая величину погрешностей, создаваемых слоем.

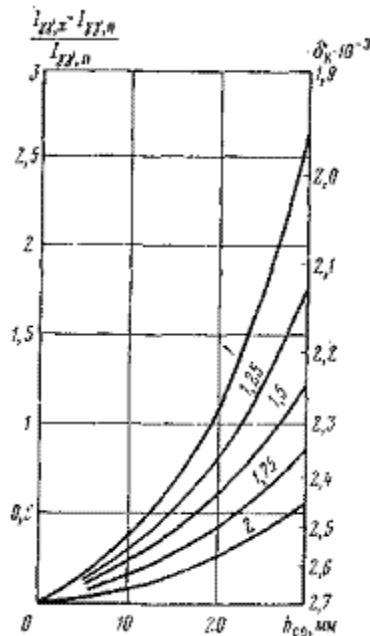


Рис. 108. Зависимость относительного приращения интенсивности рассеянного гамма-излучения от толщины и плотности слоя, отделяющего зондовую часть гамма-гамма-радиометра от стенки скважины.

Шифр кривых — $\delta_{сл} \cdot 10^{-3}, \text{кг/м}^3$

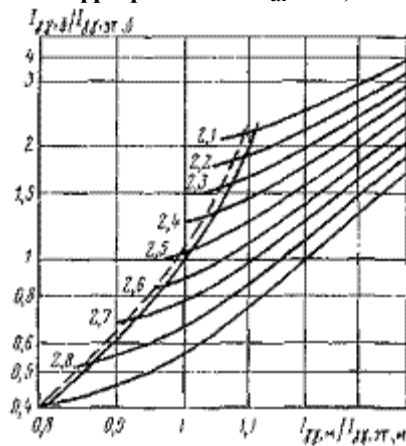


Рис. 109. Палетка для определения плотности горных пород по данным гамма-гамма-метода (по Ю. А. Гулину). Шифр кривых — $\delta_{п} \cdot 10^{-3}, \text{кг/м}^3$

Количественную интерпретацию результатов исследования скважин гамма-гамма

методом выполняют по данным относительного $J_{\gamma\gamma} = \frac{I_{\gamma\gamma,x}}{I_{\gamma\gamma,оп}}$ или относительного разностного

$$\Delta J_{\gamma\gamma} = \frac{I_{\gamma\gamma,x} - I'_{\gamma\gamma,оп}}{I'_{\gamma\gamma,оп} - I''_{\gamma\gamma,оп}} \cdot 100$$

параметров.

За опорные среды с интенсивностями $I'_{\gamma\gamma,оп}$ и $I''_{\gamma\gamma,оп}$ меньшей и большей плотности

обычно берут воду ($I_{\gamma\gamma,оп}, \delta_{э,в} 1,111 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) и блоки алюминия ($\delta_{э,Al} — 2,59 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) или бетона ($\delta_{э,б} \approx 2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$). Использование относительного разностного параметра позволяет получить более точные результаты.

При расчете $I_{\gamma\gamma}$ особенно при источниках гамма-квантов малой мощности следует из зарегистрированного значения $I_{\gamma\gamma}^p$ вычесть величину I_{γ} , измеренную тем же индикатором, которым регистрируется $I_{\gamma\gamma}$.

На рис. 109 приведена одна из палеток зависимостей $\frac{I_{\gamma\gamma,б}}{I_{\gamma\gamma,эт,б}} = f\left(\frac{I_{\gamma\gamma,м}}{I_{\gamma\gamma,эт,м}}\right)$

для двухзондового радиометра (при $\delta_n = \text{const} — [28]$) (Индексами σ и m отмечены интенсивности, измеренные с зондами большого (360 мм) и малого (155 мм) размеров; индексом $эт$ — то же в эталонном устройстве).

Использование подобных зависимостей дает возможность определять плотность пород при наличии глинистой корки.

Количественная интерпретация диаграмм фотоварианта метода основывается на использовании связей между $I_{\gamma\gamma,ф}$ и $Z_{эф}$ и между $Z_{эф}$ и содержанием рудных элементов (см. гл. XVIII).

Для исключения влияния плотностного эффекта предложены способы решения уравнений, связывающих $I_{\gamma\gamma}$ с δ_n и $Z_{эф}$ для зондов различных типов [27].

Геологическая интерпретация диаграмм $I_{\gamma\gamma}$ зависит от варианта метода. При плотностном варианте зонами минимальных значений $I_{\gamma\gamma,п}$ выделяются плотные породы — низкопористые известняки, доломиты, ангидриты и песчаники (см. рис. 107, кривая $I_{\gamma\gamma}$), большинство магматических и особенно рудосодержащих пород. Зонами максимумов $I_{\gamma\gamma,п}$ отмечаются высокопористые разности пород, некоторые серпентины и особенно ископаемые угли (см. гл. XVII). Средние значения $I_{\gamma\gamma,п}$ относятся к породам с плотностью, варьирующей от 2,2 до $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. По глубоким депрессиям диаграмм $I_{\gamma\gamma,ф}$ выделяются породы, обогащенные элементами с высоким атомным номером. Чем выше содержание этих элементов и больше их атомный номер, тем значительнее амплитуды аномалий $\Delta I_{\gamma\gamma,ф}$.

§ 55. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ РЕНТГЕНО-РАДИОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА

Интерпретацию диаграмм рентгено-радиографического метода, основанного на изучении интенсивности $I_{рр}$ характеристического излучения, выполняют по данным анализа величины спектрального отношения (В. А. Мейер, В. С. Нахабцев):

$$\eta_{рр,х} = \frac{I_{рр,х} + I_{\gamma\gamma,х}}{I_{\gamma\gamma,пр}}$$

где $I_{рр,х}$ и $I_{\gamma\gamma,пр}$ — интенсивности рассеянного гамма-излучения в области энергий характеристического излучения и в прилегающей к ней области несколько более высоких энергий [30]. Интервалы энергий излучений $I_{рр,х} + I_{\gamma\gamma,х}$ и $I_{\gamma\gamma,пр}$ зависят от элемента, для поисков которого используют рентгено-радиографический метод (см. гл. XVIII), и варьируют от 20 до 120 кэВ.

Спектральное отношение, нормированное по его величине во вмещающих (безрудных) породах

$$\eta_N = \frac{\eta_{рр,х}}{\eta_{рр,вм}} = 1 + K_p q_N, \quad (200)$$

пропорционально концентрации q_N изучаемого элемента N . В формуле (200) $\eta_{рр,х}$ и $\eta_{рр,вм}$ — величины спектральных отношений в рудном теле и во вмещающих породах ($\eta_{рр,вм}$ минимально); K_p — постоянная эталонирования.

Рентгено-радиографический метод успешно используют для выделения ряда металлов (Sn, Mo, Ba, Pb, и др., см. гл. XVIII). Эффективность использования метода во многом определяется чистотой скважины, отсутствием заглинизованности ее стенок и правильным

выбором источника первичного излучения. В качестве последнего применяют $^{75}_{34}\text{Se}$ ($E_\gamma < 0,4$ МэВ), $^{170}_{69}\text{Tm}$ (E_γ составляет 52 и 84 кэВ) и др. [30].

§ 56. НЕЙТРОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Нейтронные методы исследования разрезов скважин основаны на способности горных пород в зависимости от их вещественного состава с различной интенсивностью замедлять быстрые нейтроны, рассеивать их и поглощать.

Нейтроны, излучаемые источниками при исследовании скважин, обладают энергиями, достигающими 14 МэВ (нейтронный генератор). Проходя через среду, окружающую источник, нейтроны в процессе взаимодействия с ядрами элементов замедляются и теряют энергию до энергии теплового движения молекул. В тепловом состоянии нейтроны диффундируют и за промежуток времени, исчисляемый долями миллисекунды, захватываются одним из ядер элементов, составляющих породу.

Водород — наиболее интенсивный замедлитель нейтронов. Поэтому малые длины замедлений характерны для пород с большим водородосодержанием — высокопористых нефте- и водонасыщенных коллекторов и пород, содержащих в значительных количествах минералы с большим объемом кристаллизационной воды. К последним относятся гипс (48 % H_2O), глауконит (15—20 % H_2O) и большинство породообразующих минералов глиен— каолинит (до 38 % H_2O), галлуазит (до 45 % H_2O), монтмориллонит (до 30 % H_2O) и др. Минералы глиен еще содержат воду набухания.

Наряду с упругим рассеянием часть быстрых нейтронов теряет энергию за счет (n,n) реакции неупругого рассеяния, часть захватывается ядрами элементов в результате (n,p) и (n, α) реакций. Наиболее типичным процессом поглощения нейтронов в тепловом состоянии является радиационный захват — (n, γ) реакция и (n, α) реакция с легкими ядрами бора и лития.

Нейтронные свойства горных пород определяются:

1) длиной замедления быстрых нейтронов $L_s = \sqrt{\frac{\bar{r}^2}{6}}$, где \bar{r}^2 — средний квадрат

расстояния, на которое удаляется нейтрон от источника до точки, где он достигает теплового состояния;

2) длиной диффузии L_d — средним расстоянием по прямой от места зарождения теплового нейтрона до места его поглощения;

3) средним временем жизни τ тепловых нейтронов;

4) коэффициентом диффузии $D = \frac{L_d^2}{\tau}$ тепловых нейтронов;

5) длиной миграции $M_n = \sqrt{L_s^2 + L_d^2}$.

Вероятность поглощения нейтрона в области тепловых энергий значительно выше, чем в области более высоких энергий, поэтому поглощающие свойства пород удобно оценивать величиной поглощающей нейтронной активности $A_{n,p}$ [2, 7], численно равной суммарному сечению захвата \sum_3 нейтронов тепловых энергий в 1 м³ породы. В единицах СИ

$$A_{n,p} = \sum N_i \sigma_{s,i} \cdot 10^9 \text{ м}^{-1}.$$

Так как среднее время жизни тепловых нейтронов

$$\tau = \frac{1}{v \sum N_i \sigma_{s,i}},$$

то при 20 °С

$$A_{n,p} = \frac{1}{v\tau} = \frac{4,55}{\tau} 10^{-4} \text{ м}^{-1},$$

v — скорость нейтронов, м/с,

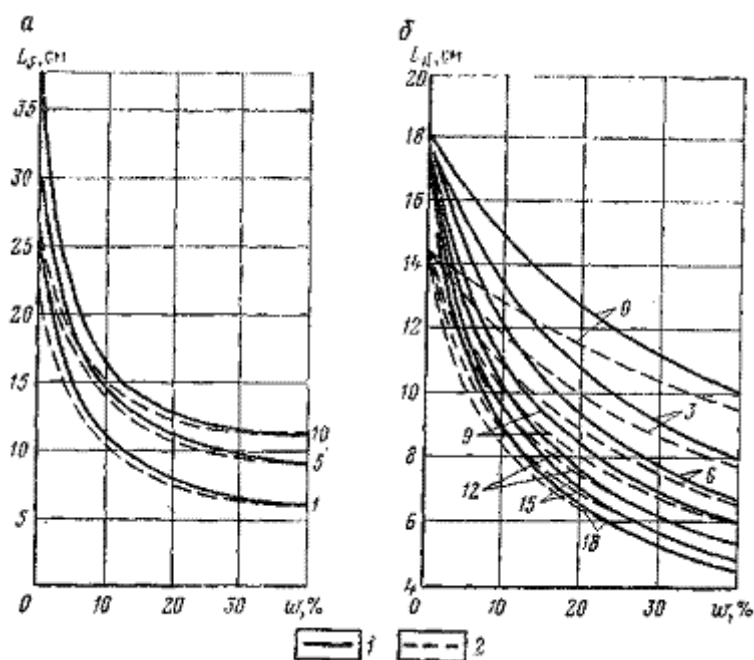


Рис. 110. Зависимости длины замедления L_s (а) и диффузионной длины L_d (б) от объемной влажности ω и хлоросодержания C_{NaCl} пород.

1 — песчаники; 2 — известняки

Шифр кривых — $E_{\text{нач}}$, МэВ (а), C_{NaCl} , % (б)

Поглощающая нейтронная активность горных пород резко возрастает при повышенном содержании элементов с высокими сечениями захвата — В, Cl, Li, Mn, Ag, Cd, In, Cs, Sm, Eu, Gd, Er, Tm, Lu, Hf, Ir, Au, Hg.

В практике нейтронные свойства горных пород обычно оценивают условным параметром — коэффициентом $k_{\text{п,н}}$ нейтронной пористости, определяющим процесс замедления и поглощения нейтронов в горной породе, в которой этот процесс эквивалентен ему в чистом известняке (кальците) с пористостью $k_{\text{п}} = k_{\text{п,н}}$, заполненной неминерализованной водой, т. е. при равенстве единице водородного эквивалента H_3 . В общем случае

$$k_{\text{п,н}} = k_{\text{п,в}} H_3 + \sum_j \omega_j k_{\omega,j} + \sum_i a_{\text{м},i} k_{\text{м},i}; \quad (202)$$

здесь $H_3 = k_{\text{в}} H_{\text{в}} + k_{\text{н}} H_{\text{н}} + k_{\text{г}} H_{\text{г}}$, $H_{\text{в}}, H_{\text{н}}, H_{\text{г}}$ — водородные эквиваленты для воды, нефти и газа; $k_{\omega,j}$ — объемное содержание j -го минерала, содержащего связанную воду в объеме ω_j ; $k_{\text{м},i}$ — объемное содержание i -го минерала, не имеющего связанной воды; $a_{\text{м},i}$ — условный эквивалент минерала; для кальцита

$$a_{\text{м},\text{CaCO}_3} = 0.$$

Водородный эквивалент воды

$$\begin{aligned} H_{\text{в}} &= \delta_{\text{в},t,p} (1 - C_p) \cdot 10^{-3} = \delta_{\text{в},20} (1 - C_p) f(p, t) \cdot 10^{-3} = \\ &= (\delta_{\text{в},20} - C_v) [1 + 5 \cdot 10^{-5} (p - 0,1)] \times \\ &\times [1 - 28 \cdot 10^{-6} (t - 20) - 25 \cdot 10^{-7} (t - 20)^2] \cdot 10^{-3}, \end{aligned}$$

(203)

где C_p (в кг/кг) и C_v (в кг/м³) — массовая и объемная концентрация солей в воде при $t = 20$ °С; $\delta_{\text{в},t,p}$ (в кг/м³) — плотность чистой воды при температуре и давлении в точке исследования. Водородный эквивалент нефти ($C_{\text{н}} H_{\text{нх}}$)

$$H_n = \frac{9x}{12+x} \delta_n \cdot 10^{-3} = 9 \frac{16 - \delta_n \cdot 10^{-2}}{64 - \delta_n \cdot 10^{-2}} \delta_n \cdot 10^{-3}$$

$$(x \approx 4 - 2,5\delta_n \cdot 10^{-2})$$
(204)

Водородный показатель смеси газа (C_nH_{2n+2})

$$H_r = \sum_n v_n \frac{9(n+1)}{7n+1} \delta_{n,r} \cdot 10^{-3},$$
(205)

где v_n — удельный объем, занимаемый газом C_nH_{2n+2} в смеси; $\delta_{n,r}$ — плотность газа в пластовых условиях; δ_n — плотность нефти в тех же условиях.

На рис. 110 и 111 показаны зависимости L_s , L_d и $A_{n,p,p}$ от объемной влажности и хлоросодержания — основных факторов, контролирурующих нейтронные свойства осадочных пород.

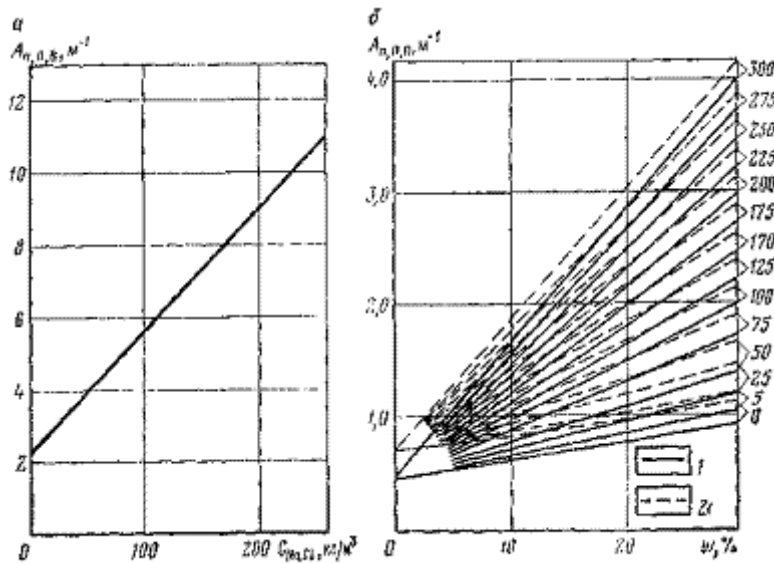


Рис. 111. Зависимости нейтронной поглощающей активности водных растворов $A_{n,p,v}$ от концентрации хлористого натрия C_{NaCl} (а) и пород $A_{n,p,p}$ от объемной влажности ω [коэффициента пористости k_n] (б) при различных концентрациях NaCl в поровых водах (шифр кривых).
1 — кварцевые песчаники; 2 — известняки

§ 57. ДИАГРАММЫ НЕЙТРОН-НЕЙТРОННЫХ МЕТОДОВ

Диаграммы интенсивностей счета $I_{n,t}$ и $I_{n,n}$ нейтронов тепловых и надтепловых энергий по конфигурации в большинстве случаев подобны, что позволяет изложить основы интерпретации диаграмм этих методов совместно с учетом того, что плотность $I_{n,n}$ в малой степени зависит от поглощающих свойств горных пород.

При размерах зондов L_n , меньших инверсионного $L_{n,i}$ в породах, не содержащих элементов с высокими сечениями захвата, повышение водородосодержания (влажности) приводит к увеличению $I_{n,t}$ и $I_{n,n}$. При размерах зондов $L_n \gg L_{n,i}$ с ростом водородосодержания понижаются $I_{n,t}$ и $I_{n,n}$. Размер инверсионного зонда не является постоянной величиной и в зависимости от конструкции скважины и нейтронных свойств соприкасающихся сред изменяется от 20 до 35 см. На диаграммах зондов инверсионного размера породы слабо и неоднозначно дифференцируются по водородосодержанию. Эти зонды применяют в тех случаях, когда стоит задача выделения по диаграммам $I_{n,t}$ пород с повышенными поглощающими свойствами. В породах высокого водородосодержания (влажности), в условиях которого $I_{n,t}$ (так же и $I_{n,n}$) изменяется в небольших пределах (см. рис. 112), влияние поглощающих свойств пород наиболее значительно. Наоборот, при низком водородосодержании, при котором $I_{n,t}$ варьирует в больших пределах, изменение водородосодержания является доминирующим.

В пластах мощностью, в несколько раз превышающей размер нейтронного зонда, интенсивность счета нейтронов

$$I_{n, \tau}(I_{n, \text{н}}) = \eta_a \eta_n \psi Q F(\text{НС}_{\text{п}}, \text{НС}_{\text{р}}, d_c, L_n),$$

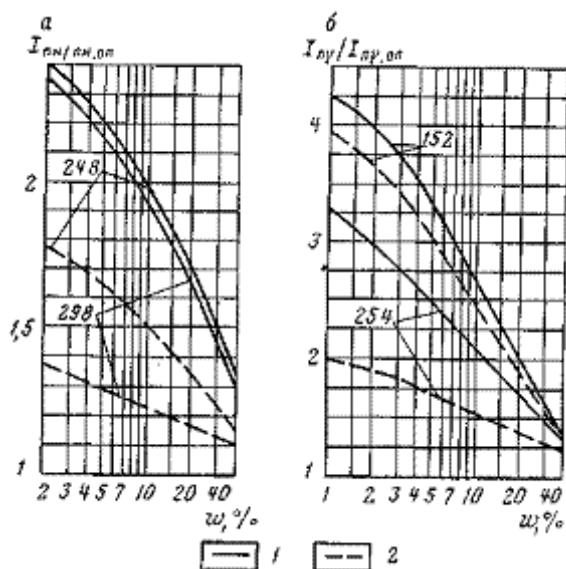


Рис. 112. Зависимость показаний нейтронных методов от объемной влажности ω среды, окружающей скважину различного диаметра.

а — надтепловые нейтроны; б — гамма-излучение радиационного захвата; 1 — зонд расположен у стенки скважины; 2 — зонд расположен на оси скважины. Шифр кривых — d_c , мм

пропорциональная мощности Q источника нейтронов, является функцией ($\text{НС}_{\text{п}}, \text{НС}_{\text{р}}, d_c, L_n$) нейтронных свойств $\text{НС}_{\text{п}}$ ($L_{\text{s,п}}, L_{\text{d,п}}, \tau_{\text{п}}$) исследуемой породы, нейтронных свойств $\text{НС}_{\text{р}}$ ($L_{\text{s,р}}, L_{\text{d,р}}, \tau_{\text{р}}$) глинистого раствора, диаметра d_c скважины, размера L_n нейтронного зонда. Интенсивность счета зависит также от следующих факторов: от спектра излучаемых источником нейтронов, учитываемого ψ параметром; от размеров индикатора нейтронов, усредняющего интенсивность их счета и определяемого коэффициентом η_n ; от коэффициента η_a полезного действия аппаратуры, определяющего отношение числа зарегистрированных нейтронов к числу нейтронов, прошедших через индикатор.

Так как фон тепловых и надтепловых нейтронов мал, то при интерпретации данных нейтрон-нейтронных методов обычно используют относительные (J_n) или эталонные $\delta I_{\text{н}}$ единицы.

В случае использования относительных единиц (см. § 48) в разрезе скважины выбирают опорную породу выдержанного химического состава столь большой мощности, для которой при принятом параметре $\omega_{\text{я}}$ интенсивность I_n практически достигает предельного ее значения в среде неограниченной мощности. Этим условиям удовлетворяют мощные плотные ангидриты, чистые плотные известняки, изверженные породы (водородосодержание близко к нулю), гипсы с известным объемным содержанием воды и глины, образующие каверны с диаметром, превышающим 50 — 60 см. В дальнейшем интенсивность счета нейтронов на другом участке разреза оценивают отношением

$$J = \frac{I_n}{I_{n, \text{оп}}} = \Phi(\text{НС}_{\text{п}}, \text{НС}_{\text{р}}, \text{НС}_{\text{оп}}, d_c, L_n),$$

зависящим только от соотношений между нейтронными свойствами опорного и исследуемого пластов и глинистого раствора, диаметра скважины и размера зонда.

При использовании эталонных единиц измерительный прибор перед спуском в скважину помещают в эталонное устройство, в котором I_n оценивается определенным числом единиц, принимаемых за эталон.

При увеличении диаметра скважины, смещении прибора относительно ее стенки, обычно определяемом толщиной глинистой корки, повышении минерализации глинистого раствора ухудшается степень дифференциации кривых (см. рис. 112, а). С ростом температуры и плотности глинистого раствора интенсивность I_n возрастает.

Зависимость $I_{n,t}$ от температуры излучаемой среды, нейтронных свойств глинистого раствора и минерального состава исследуемых пород требует при решении задач введения соответствующих поправок.

Поправки могут быть подразделены на три категории: 1) поправки за температуру изучаемой среды; 2) поправки за влияние скважины — за состав глинистого раствора, диаметр скважины, наличие глинистой корки; 3) поправки за минеральный состав породы. Эти поправки вносят при использовании данных нейтронных методов с целью решения количественных задач (определения коэффициентов пористости, глинистости и др.), и их описание дается ниже, при изложении соответствующих разделов курса (В некоторых методиках влияние всех перечисленных факторов учитывается в величине параметра, изучаемого нейтронными методами, например, влажности $\omega_{ист}$ (коэффициента пористости), рассчитываемой по формуле $\omega_{ист} = \omega_{опр} + \sum \Delta\omega_i$, где $\omega_{опр}$ — исходное значение влажности,

определенное без поправок; $\Delta\omega_i$ — поправки в $\omega_{опр}$ за влияние i -го искажающего фактора температуры, диаметра скважины и т. п.). Эта недостаточно аргументированная методика в учебнике не рассматривается). Поправку за температуру вводят путем приведения регистрируемой интенсивности $I_{n,t}$ к ее значению при $t = 20^\circ\text{C}$:

$$I_{n,20} = [1 - \beta_t(t - 20)]I_{n,t}, \quad (206)$$

где β_t зависит от типа радиометра и варьирует в пределах $(1,25 - 1,5) \cdot 10^{-3}^\circ\text{C}$.

Влияние скважины — ее диаметра, толщины глинистой корки, состава глинистого раствора — учитывают приведением измеренных интенсивностей $I_{n,t}(I_{n,n})$ к стандартным значениям при $d_c = \text{const}$, $\eta_{гк} = 0$ с помощью коэффициентов $\eta_{гк,d_c}$, числовые значения которых находят по палеткам, аналогичным приведенным на рис. 113 для нейтронного гамма-метода. Поправка за минерализацию глинистого раствора для тепловых нейтронов противоположна по знаку аналогичной поправке для гамма-излучения радиационного захвата (см. рис. 114). Для надтепловых нейтронов эта поправка ничтожна и не вводится.

Поправку за плотность глинистого раствора вводят путем замены истинного диаметра d_c скважины на фиктивный, рассчитанный по формуле

$$d_{c,\phi} = d_c \sqrt{\left[1 - \left(\frac{d_n}{d_c}\right)^2\right] \left[W_{гв} + \frac{\delta_{гв} - \delta_p}{\delta_{гв} - \delta_s} (H_\omega - \omega_{гв}) + \left(\frac{d_n}{d_c}\right)^2 \right]},$$

где $\omega_{гв}$ — содержание кристаллизационной воды в твердой фазе; d_n — внешний диаметр радиометра; H_ω — водородный эквивалент жидкой фазы глинистого раствора.

§ 58. ДИАГРАММЫ НЕЙТРОННОГО ГАММА-МЕТОДА И ИХ ОБЩАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В однородной среде, в условиях, когда макроскопическое сечение захвата нейтронов тепловых энергий значительно превышает сечение захвата нейтронов более высоких энергий, интенсивность I_{ny} определяется функцией N распределения нейтронов тепловых энергий в изучаемой среде, средним числом гамма-квантов, испускаемых при захвате одного нейтрона в этой среде, средним коэффициентом поглощения радиационного [гамма-излучения, пропорциональным плотности δ среды и расстояниям от точек радиационного захвата нейтронов до индикатора гамма-излучения и размером L_n нейтронного-гамма-зонда.

Как и в случае нейтронного метода по тепловым нейтронам, при размере L_{ny} нейтронного гамма-зонда, большем размера L_n зонда, соответствующего инверсионной области, увеличение водородосодержания приводит к понижению I_{ny} . В средах высокого водородосодержания I_{ny} в большей степени зависит от поглощающих свойств пород; наоборот, в средах низкого водородосодержания влияние замедляющих свойств среды на I_{ny} доминирует.

Влияние поглощающих свойств пород на I_{ny} различно. При обычно наблюдаемых реакциях радиационного захвата увеличение $A_{n,n}$ сопровождается повышением

интенсивности $I_{n\gamma}$; следовательно, характер аномалий на диаграммах $I_{n\gamma}$ будет противоположен по знаку аномалиям на диаграммах нейтрон-нейтронного метода. Наоборот, при (n,α)-реакциях активно протекающих в породах, содержащих бор и литий, повышение их концентрации приводит к понижению $I_{n\gamma}$. Получение на диаграмме $I_{n\gamma}$ аномалий, согласных по знаку аномалиям на диаграммах I_n или противоположных им, является одним из поисковых признаков некоторых элементов (гл. XVIII).

При пересечении нейтронным гамма-зондом объекта, отличающегося по нейтронным свойствам от вмещающих пород, на диаграммах $I_{n\gamma}$ наблюдается изменение интенсивности гамма-излучения от величины $I_{n\gamma, \text{вм}}$, соответствующей нейтронным свойствам вмещающих пород, до значения $I_{n\gamma, \text{опт}}$, тем более близкого к величине $I_{n\gamma, \text{п}}^\infty$ при неограниченной мощности изучаемой породы, чем больше ее мощность и меньше ν_{γ} .

Точку записи кривых $I_{n\gamma}$ условно относят к середине расстояния от источника нейтронов до центра индикатора гамма-излучения. В этом случае при пересечении пластов ограниченной мощности на кривых $I_{n\gamma}$ при $\nu_{\gamma} = 0$ возникают симметричные аномалии, по конфигурации близкие к аномалиям, наблюдаемым на кривых I_{γ} . При $\nu_{\gamma} = 0$ аномалии смещаются по направлению движения зонда тем больше, чем больше произведение ν_{γ} .

Данные лабораторных исследований показывают, что протяженность аномалии $\Delta I_{n\gamma}$ на кривых $I_{n\gamma}$ зависит не только от мощности изучаемого объекта, но и от размера зонда и соотношения между нейтронными свойствами изучаемого объекта и вмещающей среды [2, 3]. Однако эти зависимости незначительны и в практике обычно не учитываются.

Определение границ пластов, истинной мощности, а также исключение влияния вмещающих пород на величину $\Delta I_{n\gamma}$ (приведение $\Delta I_{n\gamma}$ к ее значению $\Delta I_{n\gamma}^\infty$ в пласте неограниченной мощности) выполняют способами, применяемыми при интерпретации кривых I_{γ} (см. § 50, рис. 104). В частности, $\Delta I_{n\gamma}^\infty = \Delta I_{n\gamma} / \nu_{\gamma}$.

§ 59. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОБРАБОТКА ДИАГРАММ НЕЙТРОННОГО ГАММА-МЕТОДА

В большинстве случаев, за исключением применения нейтронных методов (обычно в вариантах спектроскопии излучения радиационного захвата, см. гл. XVIII), для выделения и количественной оценки содержания рудных элементов количественная интерпретация диаграмм $I_{n\gamma}$ ($I_{n\gamma, \text{т}}$, $I_{n\gamma, \text{н}}$) сводится к определению условного параметра — коэффициента $k_{\text{п,н}}$ нейтронной пористости.

При нейтронном гамма-методе регистрируемое гамма-излучение

$$I_{n\gamma}^{\text{р}} = I_{n\gamma, \text{н}} + I_{n\gamma, \text{с}} + I_{\gamma} + I_{\gamma\gamma} + I_{\gamma, \text{ф}} \quad (207)$$

является суммой:

а) гамма-излучений $I_{n\gamma, \text{п}}$ и $I_{n\gamma, \text{с}}$, возникающих при радиационном захвате нейтронов в исследуемой породе ($I_{n\gamma, \text{п}}$) и в скважине — глинистом растворе, обсадных колоннах и цементе ($I_{n\gamma, \text{с}}$);

б) естественного гамма-излучения I_{γ} пород, цемента и глинистого раствора;

в) гамма-излучения источника нейтронов, рассеянного породой ($I_{\gamma\gamma}$), и гамма-излучения $I_{\gamma, \text{ф}}$ фона; $I_{\gamma, \text{ф}}$ складывается из радиационного гамма-излучения, образующегося в деталях прибора ($I_{\gamma, \text{пр}}$), гамма-излучения $I_{\gamma, \text{яр}}$, возникающего при ядерных реакциях в источнике, и $I_{\gamma, \text{сч, н}\gamma}$ фонового гамма-излучения индикатора.

Разрез скважины изучают на основании изучения гамма-излучения горных пород $I_{n\gamma, \text{п}}$. Остальные составляющие искажают результаты исследований и должны быть по возможности исключены. Это можно сделать, исходя из следующих положений.

1. Интенсивность естественного гамма-излучения, измеряемая в гамма-методе, может быть вычтена из регистрируемого излучения $I_{\text{кг}}^{\text{р}}$. При этом учитываются различные числа счетчиков, установленных в каналах ГМ и НГМ, и их спектральная характеристика. Пересчетный коэффициент

$$\alpha = \frac{I}{n} \sum_i \left(\frac{\Delta I_{\gamma}^{\text{НГМ}}}{\Delta I_{\gamma}^{\text{ГМ}}} \right)_i$$

где $\Delta I_{\gamma}^{\text{ГМ}}$ и $\Delta I_{\gamma}^{\text{НГМ}}$ — амплитуды аномалий на кривых, зарегистрированных в равных масштабах каналами ГМ и НГМ в пластах, для которых $v_{\gamma} = 1$ и i — порядковый номер аномалии.

В дальнейшем в формулу (207) подставляется значение

$$I_{\gamma} = \alpha (I_{\gamma}^{\text{Р}} - I_{\text{ф, сч, } \gamma}), \quad (208)$$

где $I_{\gamma}^{\text{Р}}$ — интенсивность гамма-излучения, отсчитанная по диаграмме I_{γ} ; $I_{\text{ф, сч, } \gamma}$ — фон счетчиков канала ГМ.

2. Интенсивность $I_{\text{ф,и}}$ определяется как разность измерений $I_{\text{н}\gamma}$ в воздухе при наличии и отсутствии источника:

$$I_{\text{ф, и}} \approx (I_{\text{н}\gamma} - I_{\gamma})_{\text{возд.}}$$

Величины $I_{\text{ф,сч,}\gamma}$ и $I_{\text{ф,сч,н}\gamma}$ должны быть определены: предварительно (например, путем измерения гамма-излучения в глубоком водоеме на расстоянии от поверхности, превышающем 5—10 м).

2. Учет гамма-излучения $I_{\gamma\gamma}$, рассеянного породами, наиболее сложен. Однако в связи с небольшой жесткостью $I_{\gamma\gamma}$ его интенсивность существенно ослабляется корпусом прибора и экраном индикатора. Обычно при интерпретации диаграмм $I_{\text{н}\gamma}$ составляющая $I_{\gamma\gamma}$ не выделяется и сумму $I_{\text{н}\gamma} + I_{\gamma\gamma}$ рассматривают совместно. Недостаток такого подхода к интерпретации компенсируется тем, что при экспериментальных исследованиях $I_{\text{н}\gamma}$ составляющая $I_{\gamma\gamma}$ не исключается, что позволяет сопоставлять данные лабораторных и скважинных наблюдений.

Гамма-излучения радиационного захвата, возникшие в исследуемых породах ($I_{\text{н}\gamma, \text{п}}$), глинистом растворе, цементе и колонне ($I_{\text{н}\gamma, \text{с}}$), взаимно связаны и поэтому рассматриваются совместно (в дальнейшем обозначаются $I_{\text{н}\gamma}$). Влияние на величину $I_{\text{н}\gamma}$, температуры, диаметра скважины, заполнения ее раствором, его плотности, глинистой корки, числа и диаметра колонн, среднего диаметра и толщины цементного кольца учитывают путем введения соответствующих поправок при интерпретации.

С целью максимального исключения влияния фона, рассеянного гамма-излучения и радиационного гамма-излучения глинистого раствора при интерпретации обычно используют разности между изучаемым излучением и излучением радиационного захвата в опорной породе или модели известного минерального состава и пористости. В этом случае

$$\begin{aligned} \Delta I_{\text{н}\gamma}^{\text{Р}} &= I_{\text{н}\gamma}^{\text{Р}} - I_{\text{н}\gamma, \text{оп}}^{\text{Р}} = I_{\text{н}\gamma, \text{п}} + I_{\text{н}\gamma, \text{с}} + I_{\gamma\gamma, \text{п}} + I_{\gamma, \text{п}} + I_{\gamma, \text{ф}} - \\ &- (I_{\text{н}\gamma, \text{оп}} + I_{\text{н}\gamma, \text{с, оп}} + I_{\gamma\gamma, \text{оп}} + I_{\gamma, \text{оп}} + I_{\gamma, \text{ф, оп}}) = (I_{\text{н}\gamma, \text{п}} - I_{\text{н}\gamma, \text{оп}}) + \\ &+ (I_{\text{н}\gamma, \text{с}} - I_{\text{н}\gamma, \text{с, оп}}) + (I_{\gamma\gamma, \text{п}} - I_{\gamma\gamma, \text{оп}}) + (I_{\gamma, \text{п}} - I_{\gamma, \text{оп}}) = \\ &= \Delta I_{\text{н}\gamma} + \Delta I_{\gamma\gamma} + \Delta I_{\gamma}; \end{aligned} \quad (209)$$

здесь $\Delta I_{\text{н}\gamma}$, $\Delta I_{\gamma\gamma}$ и ΔI_{γ} — изменения интенсивностей гамма-излучений радиационного захвата, поступающего из породы и глинистого раствора, рассеянного и естественного гамма-излучений; последняя разность известна.

Если диаметр скважины достаточно постоянен, $I_{\gamma\gamma}$ рассматривают совместно с $I_{\text{н}\gamma}$ и ΔI_{γ} предварительно вычитают, то величина

$$\Delta I_{\text{н}\gamma}^{\text{Р}} = \Delta I_{\text{н}\gamma} = I_{\text{н}\gamma, \text{п}} - I_{\text{н}\gamma, \text{оп}} \quad (210)$$

характеризует изменение нейтронных свойств изучаемой среды по отношению к нейтронным свойствам опорной породы. Для исключения влияния мощности источника и особенностей регистрирующей аппаратуры при интерпретации результатов измерений в нейтронном гамма-методе рекомендуется использовать не зависящий от параметров

аппаратуры относительный разностный параметр

$$\Delta J_{n\gamma} = \frac{I_{n\gamma, x} - I'_{n\gamma, оп}}{I''_{n\gamma, оп} - I'_{n\gamma, оп}} = \frac{\Delta I_{n\gamma}}{\Delta I_{n\gamma, эт}}, \quad (211)$$

где $I_{n\gamma, x}$, $I'_{n\gamma, оп}$, $I''_{n\gamma, оп}$ — регистрируемая интенсивность нейтронного гамма-излучения в изучаемом объекте, в опорных средах или эталонных устройствах; $\Delta I_{n\gamma, эт}$ — разность этих интенсивностей.

Используя эталонную единицу НГЕ, равную 0,01 разности $I''_{n\gamma, оп} - I'_{n\gamma, оп}$

$$\Delta J_{n\gamma} = \frac{I_{n\gamma} - I'_{n\gamma, оп}}{НГЕ} \cdot 100. \quad (212)$$

В условиях изменяющегося спектра гамма-излучения радиационного захвата при интерпретации диаграмм $I_{n\gamma}$ целесообразно использовать вероятностную единицу (см. § 48).

Учет влияния температуры сводится к пересчету интенсивностей к их значениям при температуре 20 °С с помощью зависимости, аналогичной зависимости (206).

Влияние скважины, определяемое ее диаметром, толщиной: глинистой корки, плотностью и минерализацией глинистого раствора, а в обсаженных скважинах — числом и диаметром колонн, толщиной и плотностью цементного кольца, учитывают приведением измеренных значений $I_{n\gamma}$ к некоторым величинам $I_{n\gamma, ст}$, соответствующим стандартным условиям.

Предварительно вводят поправку за плотность глинистого раствора путем пересчета истинного диаметра скважины в фиктивное значение:

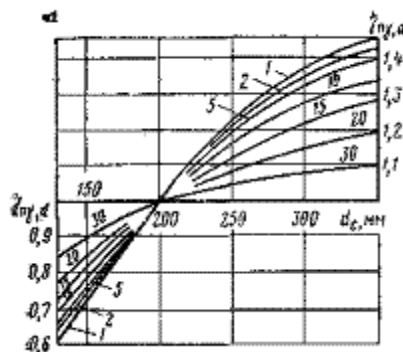
$$d_{с, \phi} = 0,5d_c \times \left\{ 1 + \sqrt{\left[1 - \left(\frac{d_n}{d_c} \right)^2 \right] \left[\omega_{гн} + \frac{\delta_{гн} - \delta_p}{\delta_{гн} - \delta_n} (H_w - \omega_{гн}) + \left(\frac{d_n}{d_c} \right)^2 \right]} \right\}; \quad (213)$$

величину $d_{с, \phi}$ используют при последующих расчетах.

Учет влияния диаметра скважины сводят к введению поправочного коэффициента

$$\eta_{n\gamma, d} = \frac{I_{n\gamma, d_c=ст}}{I_{n\gamma}} = f(d_{с, \phi}) \quad (214)$$

при нецентрированном положении прибора (см. рис. 113, а). Однако, в большинстве случаев поправки за диаметр не вводят. При использовании результатов исследования скважин нейтронным гамма-методом для количественных определений (например k_n) берут палетки для заданных значений d_c ($d_{с, \phi}$).



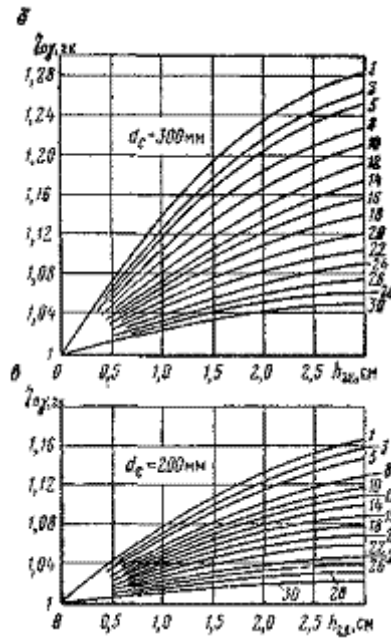


Рис. 113. Зависимость коэффициентов $\eta_{пγ,d}$ от d_c (а) и $\eta_{пγ,гк}$ от $h_{гк}$ (б и в) при различной объемной влажности пород (известняков). Зонд $L_{пγ} = 60$ см. Шифр кривых — $k_{п,н}$ %

Влияние толщины глинистой корки и минерализации глинистого раствора учитывают путем умножения измеренной величины $I_{пγ}$ на поправочные коэффициенты:

$$\eta_{пγ, гк} = \frac{I_{пγ}(h_{гк}=0)}{I_{пγ}} = f(h_{гк}, d_c) \quad (215)$$

— за влияние глинистой корки (при $d_c (d_{c,ф}) = \text{const}$), и

$$\eta_{пγ, с} = \frac{I_{пγ}(C_v, \phi=0)}{I_{пγ}} = f(C_v, \phi) \quad (216)$$

— за влияние минерализации (хлоросодержания) фильтрата глинистого раствора. В формулах (214)—(216) $I_{пγ, d_c} = \text{ст}$, $I_{пγ, h_{гк}} = 0$, $I_{пγ, C_v, \phi} = 0$ — приведенные интенсивности $I_{пγ}$ к скважине эталонного диаметра $d_{c, \text{ст}}$, к скважине в условиях отсутствия глинистой корки и в пресном глинистом растворе.

Зависимости $\eta_{пγ, d} = f(d_c)$, $h_{пγ, гк} = \varphi(h_{гк})$ и $\eta_{пγ, с} = \Psi(C_v, \phi)$ для некоторых частных случаев показаны на рис. 113 и 114.

При использовании разностного относительного параметра $\Delta J_{пγ}$ поправка за влияние глинистой корки на интенсивность $I_{пγ}$ может быть введена с помощью палетки, изображенной на рис. 158, А. Поправка за минерализацию глинистого раствора обычно мала и не вводится. В дальнейшем исправленные значения $\Delta J_{пγ}$ используют для решения тех или иных разведочных задач,

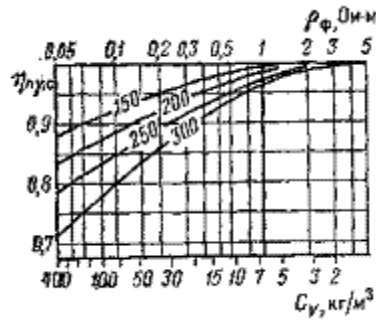


Рис. 144. Зависимость коэффициента $\eta_{\gamma,c}$ от удельного сопротивления ρ_{ϕ} фильтрата глинистого раствора при 20 °С и объемной концентрации C_{γ} хлористого натрия. Шифр кривых — d_c , мм

в частности, для определения коэффициента пористости (см. § 92 и гл. XVII и XVIII). Обсадные колонны обуславливают уменьшение интенсивности I_{γ} . Так как обычно кривую I_{γ} регистрируют на всем или преобладающем участке в одинаковых условиях, то влияние крепления и цементации скважины учитывают при количественной интерпретации путем использования соответствующих палеток, составленных для этих условий. При интерпретации диаграмм I_{γ} , зарегистрированных в обсаженных скважинах, особенно следует остерегаться погрешностей, созданных желобообразованием, существенно изменяющим геометрию расположения прибора относительно изучаемых пород.

§ 60. УЧЕТ ЗАМЕДЛЯЮЩИХ И ПОГЛОЩАЮЩИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Плотность нейтронного потока и интенсивность гамма-излучения радиационного захвата, регистрируемые в скважине, определяются процессами замедления и поглощения нейтронов породами, окружающими скважину, и глинистым раствором. Эти процессы характеризуют различные параметры пород (водородосодержание, химический состав), влияние которых может иногда взаимно компенсироваться. Поэтому при количественной интерпретации диаграмм нейтронных методов в некоторых случаях желательно выделить долю эффекта, созданного порознь процессами поглощения и замедления нейтронов.

Повышенное содержание в породе элементов с высокими сечениями захвата устанавливают следующими способами:

- 1) экстраполированием в инверсионную область данных измерений $I_{n\gamma}$ ($I_{n,\tau}$), выполненных зондами двух размеров;
- 2) совместным анализом диаграмм $I_{n\gamma}$ и $I_{n,\tau}$;
- 3) определением по данным спектрометрии гамма-излучения радиационного захвата;
- 4) определением среднего времени жизни нейтронов тепловых энергий импульсными методами.

Сущность первого способа заключается в сопоставлении величины $I_{n\gamma,i}$, измеренной зондом инверсионного размера $L_{n\gamma,i}$, с величиной $I_{n\gamma,i}^*$, полученной инверсионным зондом в среде, где нет активного поглощения нейтронов. Интенсивность $I_{n\gamma,p}$, не учитывающую влияние элементов с высоким сечением захвата, рассчитывают по формуле

$$I_{n\gamma,p} = \frac{1}{n} I_{n\gamma} \left(\frac{I_{n\gamma,i}^*}{I_{n\gamma,i}} \right),$$

где $I_{n\gamma}$ — интенсивность гамма-излучения радиационного захвата, измеренного используемым зондом; n — коэффициент, изменяющийся от 0,95 до 1,13, и тем больший, чем выше водородосодержание изучаемой среды. Отношение $I_{n\gamma,i}^*/I_{n\gamma,i}$ определяют (по В.В.Ларионову) графически [2, 3].

Вычисленные значения $I_{n\gamma,p}$ используют для изучения водо-родосодержания породы. Долю интенсивности гамма-излучения, созданного повышенным содержанием элементов с

высокими сечениями захвата, вычисляют по формуле

$$\Delta I_{n\gamma, 3} = I_{n\gamma} - I_{n\gamma, p_1} \quad (217)$$

а их концентрацию C_3 оценивают по кривым зависимостей $\Delta I_{n\gamma, 3} = f(C_3)$, построенным по данным лабораторных или скважинных измерений с учетом минерального состава изучаемых пород и конструкции скважины.

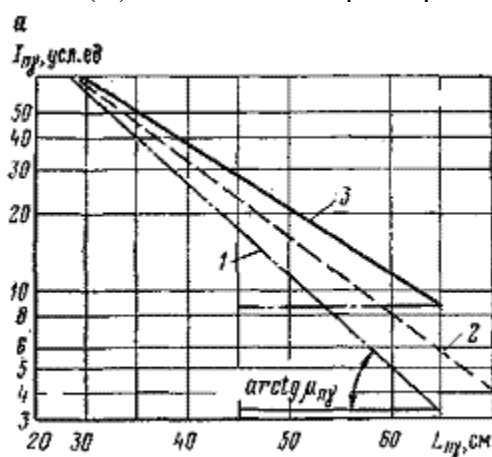
Второй способ учета поглощающих свойств горных пород основан на противоположном их влиянии на параметры $I_{n,\tau}$ и $I_{n\gamma}$ (при регистрации $I_{n\gamma}$ прибором без кадмиевого экрана). В связи с этим сумма $\delta\Delta J_{n\gamma+n} = \Delta J_{n\gamma} + \Delta J_{n,\tau}$ мало зависит от поглощающих свойств, а разность $\delta\Delta J_{n\gamma-n} = \Delta J_{n\gamma} - \Delta J_{n,\tau}$ в основном определяется этими свойствами. Параметры $\delta\Delta J_{n\gamma+n}$ и $\delta\Delta J_{n\gamma-n}$ в дальнейшем используются для оценки замедляющих (например, влажность) и поглощающих (высокая минерализация пластовых вод по хлору, присутствие некоторых элементов) свойств горных пород.

Определение элементов с высокими сечениями поглощения третьим способом осуществляют по данным измерения гамма-излучения энергий, характерных для (n,γ) -реакции выделяемого элемента

Четвертый способ основан на использовании импульсных нейтронных методов; он рассмотрен в § 62.

§ 61. БОКОВЫЕ НЕЙТРОННЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ. СПОСОБ ОТНОШЕНИЙ

Боковым нейтронным гамма-зондированием и нейтронным зондированием называют методику исследования скважин, заключающуюся в регистрации кривых $I_{n\gamma}(I_n)$ серией зондов различных размеров $L_{n\gamma}(L_n)$ и последующего анализа зависимостей $\lg I_{n\gamma}(\lg I_n) = f[L_{n\gamma}(L_n)]$ или $\lg \Delta I_{n\gamma}(L_n) = f[L_{n\gamma}(L_n)]$. Характер указанных зависимостей, рис. 115, а, позволяет более точно получить дополнительные сведения об изучаемом разрезе, скважине (например, о коэффициенте пористости пород, насыщенных водами высокого хлоросодержания), в тех случаях, когда эти вопросы не могут быть достаточно полно изучены по данным измерений $I_{n\gamma}(I_n)$ зондом одного размера.



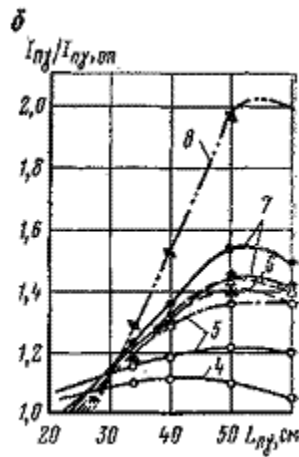


Рис. 115. Кривые нейтронного гамма-зондирования.

а — $I_{n\gamma} = f(L_{n\gamma})$ в песчаной породе при объемной влажности: 1 — 36 %, 2 — 13 %, 3 — 3,5 %; б — $I_{n\gamma}/I_{n\gamma,оп} = f(L_{n\gamma})$; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — брекчии; 7 — известняки; 8 — кристаллический фундамент

Основным изучаемым параметром является тангенс $\mu_{n\gamma}$ угла наклона касательной к средней части кривой $\lg I_{n\gamma} = f(L_{n\gamma})$ (см. рис. 115). Величина $\mu_{n\gamma}$ возрастает с увеличением водородосодержания изучаемой породы и диаметра скважины (когда последняя заполнена водородосодержащей средой). В сухих скважинах $\mu_{n\gamma}$ мало зависит от их диаметра.

Когда интенсивности $I_{n\gamma}$ измеряют разрядными счетчиками, то после исключения I_{γ} и I_{ϕ} вводят поправку за длину $L_{n\gamma}$ индикатора и для построения кривой $\lg I_{n\gamma} = f(L_{n\gamma})$ используют исправленное значение

$$I_{n\gamma, \text{исп}} = \frac{I_{n\gamma}}{\xi}, \quad (218)$$

где

$$\xi = \frac{1}{e} \operatorname{sh} \varepsilon = \frac{2}{\mu_{n\gamma} L_{n\gamma}} \operatorname{sh} \frac{\mu_{n\gamma} L_{n\gamma}}{2}, \quad (219)$$

берут из зависимости $\xi = f(\mu_{n\gamma} L_{n\gamma})$ построенной по формуле (219). Причем $\mu_{n\gamma}$ находят по кривой $\lg I_{n\gamma} = f(L_{n\gamma})$, предварительно построенной без внесения поправок.

Другой способ интерпретации данных бокового нейтронного зондирования по В. В. Ларионову заключается в построении зависимости $I_{n\gamma}/I_{n\gamma,оп}$ (рис. 115, б). Изучение горных пород этим способом основано на сопоставлении полученных зависимостей с их аналогами для известных пород.

Измерения $I_{n\gamma}$, выполненные с двумя зондами $L'_{n\gamma}$ и $L''_{n\gamma}$, используют также для изучения пород по отношению $I'_{n\gamma}/I''_{n\gamma}$ или, что лучше, по отношению $\delta \Delta J_{n\gamma}, L = \frac{(\Delta J_{n\gamma})L_1}{(\Delta J_{n\gamma})L_2}$, где $(\Delta J_{n\gamma})L_1$ и $(\Delta J_{n\gamma})L_2 - \Delta J_{n\gamma}$ — значения $\Delta J_{n\gamma}$ для измерений,

проведенных с зондами $L'_{n\gamma}$ и $L''_{n\gamma}$. Эффективность изучения некоторых полезных ископаемых существенно возрастает, если вместо $\Delta J_{n\gamma}$ использовать отношение $\frac{(\Delta J_{n\gamma})E_1}{(\Delta J_{n\gamma})E_2} = \sigma \Delta J_{n\gamma, E}$, где через $(\Delta J_{n\gamma})_E$ обозначен двойной разностный параметр для

заранее заданного интервала энергий ΔE (см. гл. XVIII).

§ 62. ИМПУЛЬСНЫЕ НЕЙТРОННЫЕ МЕТОДЫ

Из импульсных нейтронных методов исследования разрезов скважин в настоящее время практическое применение получил импульсный нейтрон-нейтронный метод по тепловым нейтронам. При интерпретации его данных исходят из характера пространственно-

временного распределения тепловых нейтронов в среде, окружающей источник быстрых нейтронов [33]. Согласно этому распределению, при достаточно большом времени $\tau > 200$ мкс интенсивность счета тепловых нейтронов

$$I_{nt}^{\tau} \approx Q\eta_a \frac{\exp\left[-\frac{\tau}{\tau_{эф}} + \frac{L_n^2}{4(D_{эф}\tau + L_s^2)}\right]}{[4\pi(D_{эф}\tau + L_s^2)]^{3/2}}; \quad (220)$$

здесь $D_{эф}$, $\tau_{эф}$ — эффективные значения коэффициента диффузии и среднего времени жизни тепловых нейтронов в системе скважина — окружающие породы; τ — время, прошедшее с момента прекращения очередного импульса излучения нейтронов до измерений $I_{n,\tau}^{\tau}$; Q — мощность источника нейтронов; η_a — коэффициент, определяющий эффективность аппаратуры.

Кривые $I_{n,\tau}^{\tau}$ по конфигурации подобны интегральным кривым $I_{n,\tau}$ нейтрон-нейтронного метода. При этом степень дифференциации разреза по параметру $I_{n,\tau}^{\tau}$ возрастает с увеличением времени τ .

Основное преимущество импульсного нейтрон-нейтронного метода перед нейтронными интегральными методами — его высокая чувствительность к поглощающим свойствам среды и возможность определения по данным этого метода нейтронных параметров горных пород.

Выполняя измерения I_{n,τ_1}^{τ} и I_{n,τ_2}^{τ} с зондами двух размеров $L_{n,1}$ и $L_{n,2}$ при одном и том же времени τ и решая для этих условий уравнение (220) относительно длины миграции $M(\tau)^2 = D_{эф}\tau + L_{s,эф}^2$, получим

$$M(\tau)^2 = D_{эф}\tau + L_{s,эф}^2 = 0,1085 \frac{L_{n,2}^2 - L_{n,1}^2}{\lg K \frac{I_{n,\tau,1}^{\tau}}{I_{n,\tau,2}^{\tau}}}, \quad (221)$$

где K — отношение коэффициентов полезного действия каналов малого и большого зондов.

Определяя $M(\tau)$ для различных τ , можно рассчитать $D_{эф}$ и $L_{s,эф}$

Если взять отношение двух значений $I_{n,\tau'}^{\tau}$ и $I_{n,\tau}^{\tau}$ для каждого из зондов при различных τ' и τ и решить его относительно $\tau_{эф}$, то будем иметь

$$\tau_{эф} = \frac{\tau^2 - \tau'^2}{2,303 \lg \left\{ \frac{I_{n,\tau'}^{\tau}}{I_{n,\tau}^{\tau}} \left[\frac{M(\tau')}{M(\tau)} \right]^3 \right\} + \frac{L_n^2}{4} \left[\frac{1}{M^2\tau'} - \frac{1}{M^2\tau} \right]}, \quad (222)$$

где $M^2(\tau') = D_{эф}\tau' + L_{s,эф}^2$ и $M^2(\tau) = D_{эф}\tau + L_{s,эф}^2$ предварительно рассчитываются по формуле (221).

В том случае, когда для расчета $\tau_{эф}$ были взяты измерения $I_{n,\tau}^{\tau}$ с зондами двух размеров $L_{n,1}$ и $L_{n,2}$, причем временные задержки τ' и τ были подобраны так, чтобы выполнялось условие

$$\tau_{эф} = \frac{\tau^2 - \tau'^2}{2,303 \lg \left\{ \frac{I_{n,\tau,1}^{\tau}}{I_{n,\tau,2}^{\tau}} \left[\frac{M(\tau')}{M(\tau)} \right]^3 \right\}}, \quad (223)$$

$$\frac{M^2(\tau')}{M^2(\tau)} = \frac{L_{n,1}^2}{L_{n,2}^2},$$

В условиях существенного влияния скважины на измерение уравнения (220) заменяют более сложным, учитывающим различие длин M_z в осевом и M_r — радиальном направлениях [33]. Однако использование подобного уравнения для количественных

расчетов

$L_{s,п}$, $D_{п}$ и $\tau_{п}$ сопряжено со значительными трудностями. Поэтому количественную интерпретацию данных импульсного нейтрон-нейтронного метода обычно заканчивают определением $L_{s,эф}$, $D_{эф}$ и $\tau_{эф}$, стремящихся к $L_{s,п}$, $D_{п}$ и $\tau_{п}$ при достаточно больших τ .

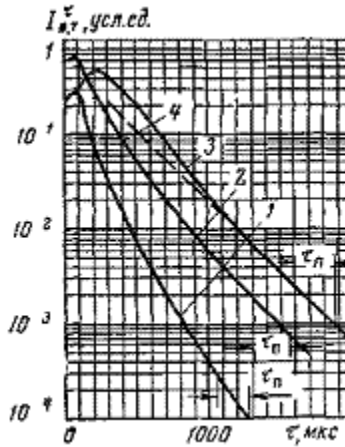


Рис. 116. Временное распределение плотности тепловых нейтронов в необсаженной скважине.

- 1 — водоносный пласт, насыщенный сильноминерализованной водой; скважина заполнена водой;
- нефтеносный пласт, насыщенный сильноминерализованной водой;
- 2 — скважина заполнена водой,
- 3 — сухая скважина; 4 — асимптота кривой 3

При измерениях $I_{n,т}^{\tau}$ с зондом одного размера, но с большим числом значений τ , интерпретацию сводят к построению кривой зависимости

$\lg I_{n,т}^{\tau} = f(\tau)$. Такие кривые имеют следующий вид. В обычных условиях, когда скважина заполнена водород-содержащей жидкостью (рис. 116, кривая 1), после незначительного увеличения $I_{n,т}^{\tau}$ наблюдается сначала резкий, а затем все более выполаживающийся спад кривой $\lg I_{n,т}^{\tau} = f(t)$. С возрастанием τ кривая стремится к асимптоте, уравнение которой близко к экспоненте $\exp -\frac{\tau}{\tau_{п}}$. Следовательно, время $\tau_{п}$ численно равно интервалу $\Delta\tau$, на продолжении которого интенсивность $I_{n,т}^{\tau}$ на асимптотическом участке убывает в e раз или, точнее, в $\frac{e}{(\tau''/\tau')^{3/2}}$ раз, где τ' и τ'' — большее и меньшее время задержки на интервале $\Delta\tau$.

Критерием выхода кривой $\lg I_{n,т}^{\tau} = f(\tau)$ на асимптоту является выполнение неравенства

$$\tau \gg \frac{L_n^2 \tau_{п}}{4M^2(\tau)} \tag{224}$$

или при $D_{п}\tau \gg L_s^2$

$$\tau \gg \frac{L_n}{2} \sqrt{\frac{\tau_{п}}{D_{п}}} \tag{225}$$

В тех случаях, когда коэффициент диффузии по разрезу скважины изменяется незначительно (породы имеют примерно одинаковое водородосодержание), пересечение контакта пород, различающихся поглощающими свойствами, отмечается на кривых импульсного нейтрон-нейтронного метода изменением $I_{n,т}^{\tau}$.

При регистрации диаграмм $I_{n,т}^{\tau}$ в логарифмическом масштабе и достаточно большом значении τ аномалия

$$\begin{aligned} \lg I_{n, \tau, n}^x - \lg I_{n, \tau, \text{вм}}^x &= 0,436\tau \left(\frac{1}{\tau_{\text{вм}}} - \frac{1}{\tau_n} \right) = \\ &= 0,96\tau (A_{n, n, \text{вм}} - A_{n, n, n}) \cdot 10^9, \end{aligned} \quad (226)$$

где $A_{n, n, n}$, $A_{n, n, \text{вм}}$ — поглощающие нейтронные активности изучаемой и вмещающих пород.

По формуле (226) можно приближенно рассчитать $A_{n, n, n}$ или τ_n , если известно значение $A_{n, n, \text{вм}}$ ($\tau_{\text{вм}}$) или наоборот

$$A_{n, n, n} = 1,042 \frac{(\lg I_{n, \tau, \text{вм}}^x - \lg I_{n, \tau, n}^x) \cdot 10^{-9}}{\tau} + A_{n, n, \text{вм}}. \quad (227)$$

§ 63. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ НЕЙТРОННЫХ МЕТОДОВ

Геологическая интерпретация кривых нейтрон-нейтронного метода и нейтронного гамма-метода (см. рис. 107, I_n и $I_{n\gamma}$) основывается на следующих положениях.

При обычно применяемых зондах размера большего инверсионного [см. рис. 107, кривые I_n ($L_n > L_{n,и}$), $I_{n\gamma}$ ($L_{n\gamma} > L_{n\gamma,и}$)] отмечаются:

а) повышенными интенсивностями $I_{n\gamma}$, I_{nt} и $I_{n,n}$ плотные породы — известняки, доломиты, песчаники, ангидриты, а также многие магматические и метаморфические породы; в обсаженных и сухих скважинах — газоносные пласты;

б) повышенной интенсивностью $I_{n\gamma}$ и пониженным значением I_{nt} породы, насыщенные высокоминерализованными водами по хлору, хлориды и руды, содержащие марганец, кадмий, ртуть и некоторые другие элементы, в частности, редкоземельные;

в) пониженными интенсивностями $I_{n\gamma}$, I_{nt} и $I_{n,n}$ высокопористые водонасыщенные породы, глины, глинистые сланцы и другие отложения, обогащенные глинистым материалом, гипсы, а также породы, образующие крупные каверны и содержащие бор и литий.

Минимальными значениями $I_{n,t}$ на кривых импульсного нейтрон-нейтронного метода выделяются породы, обогащенные элементами с высоким сечением радиационного захвата (Cl, Mn, Hg и и др.).

§ 64. МЕТОД НАВЕДЕННОЙ ГАММА-АКТИВНОСТИ

В методе наведенной гамма-активности горные породы изучают по данным измерения периодов $T_{1/2}$ полураспада гамма-активных изотопов, образующихся при облучении пород нейтронами, интенсивности $I_{\gamma a}$ и спектра энергии этого излучения. По периодам полураспада и энергиям гамма-излучения активации определяют гамма-активные изотопы, по которым устанавливают исходные элементы, присутствующие в горных породах. Измерение интенсивности $I_{\gamma a}$ позволяет определить их концентрацию.

Определение активирующих элементов основано на измерении во времени интенсивности гамма-излучения активации, удовлетворяющего уравнению:

$$I_{\gamma, a}^{\tau} = \sum_i I_{\gamma, a, i}^0 e^{-\lambda_i \tau} = \sum_i I_{\gamma, a, i}^0 e^{\frac{0,693\tau}{T_{1/2}}}, \quad (228)$$

где

$$I_{\gamma, a, i}^0 = QB_a \sum_{a, i} (1 - e^{-\lambda_i \tau_a});$$

τ_a и τ — времена активации и распада (τ_a и τ — в единицах времени $T_{1/2}$ полураспада i -го изотопа); λ_i — постоянная распада;

$I_{\gamma, a, i}$ — интенсивности гамма-излучения активации (в имп/м) i -го изотопа;

Q (в Мнейтр/с) — мощность источника нейтронов; V_a

(в $\frac{\text{имп}}{\text{Мнейтр}} \cdot \text{м}$) — параметр, определяемый экспериментально и зависящий от

характеристик и конструкции измерительной аппаратуры, глубины исследования, замедляющих и поглощающих свойств изучаемой среды к нейтронному потоку, поглощения и рассеяния гамма-излучения активации, а следовательно, и от конструкции

скважины; \sum_{ai} — макроскопическое сечение активации i -го изотопа,

$$\sum_{a,i} = \frac{6,02 \cdot 10^{20} \nu_i \rho_i \sigma_{ai} \delta_{\pi}}{A_i} [\text{М}^{-1}];$$

(229)

ν_i — распространенность в смеси определяемого элемента с относительной атомной массой A_i (в кг) и массовым содержанием в по-

ρ_i ; σ_{ai} (в $\frac{\text{м}^2}{\text{ядро}}$) микроскопическое сечение активации

i -го изотопа; σ_{π} (в кг/м^3) — плотность породы.

Для определения активирующего элемента и его содержания в изучаемой породе, уравнение (228) решают относительно $T_{1/2}$, и $I_{\gamma,a}^0$ при $\tau_a = \infty$. Это может быть выполнено аналитическим путем решения системы уравнений (228), записанных для различных времен, или в тех случаях, когда количество активирующих изотопов невелико и период полураспада каждого из них отличается от других не менее чем в 5 раз — графически.

Графический способ решения задачи

При использовании графического способа решения задачи по данным измерения $I_{\gamma,a}$ строят зависимости $\lg I_{\gamma,a} = f(\tau)$.

При одном радиоактивном изотопе зависимости $\lg I_{\gamma,a} = f(\tau)$ — прямая (рис. 117, линии 1 и 2). Период $T_{1/2}$ полураспада численно равен отрезку времени, на положении которого $I_{\gamma,a}$ уменьшается в 2 раза (рис. 117).

При содержании в породе нескольких радиоактивных изотопов зависимость $\lg I_{\gamma,a} = f(\tau)$ криволинейна. В этом случае для определения периодов $T_{1/2}$ полураспада присутствующих радиоактивных элементов проводят к правой ветви кривой распада 3 (рис. 117) асимптоту до пересечения ее с осью ординат (точка a). Численное значение $I_{\gamma,a}$ в этой точке определяет величину $I_{\gamma,a}^0$ долгоживущего изотопа. Интенсивности по кривой распада 1 вычитают из интенсивностей по кривой распада 3. В результате получают прямолинейную зависимость 2 (при одном короткоживущем изотопе) либо новую кривую (при нескольких короткоживущих изотопах). Пересечение получаемых при этом кривых линейных зависимостей с осью ординат дает значение $I_{\gamma,a}$ для других изотопов.

Определив периоды полураспада и зная периоды полураспада тех или иных изотопов и энергии гамма-излучения активации, устанавливают наличие исходных элементов в породе.

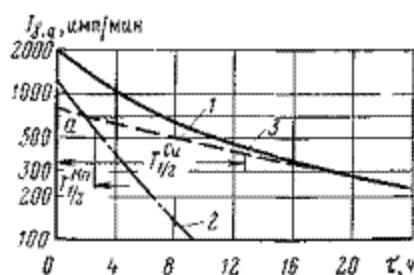


Рис. 117. Кривые распада отдельных радиоактивных изотопов и их смеси.

1 — изотопа ^{64}Cu ($T_{1/2} = 12,8$ ч); 2 — изотопа ^{56}Mn ($T_{1/2} = 2,6$ ч); 3 — смеси, содержащей изотопы ^{56}Mn и ^{64}Cu

Определение содержания элемента, образующего гамма-активный изотоп

Для расчета содержания химического элемента, образующего гамма-активный изотоп, рассчитывают, зная $\Gamma_{\gamma,a,i}^0$ значение $\Gamma_{\gamma,a,i}^\infty$ приведенное к единице мощности источника нейтронов:

$$I_{\gamma,a,i}^\infty = \frac{I_{\gamma,a,i}^0}{(1 - e^{-\lambda_i \tau_a}) Q} = B_a \sum_{ai} \quad (230)$$

далее, зная по эталонировке B_a , определяют; и затем вычисляют \sum_{ai} искомое.

$$p_i = \frac{\sum_{ai} A_i}{6,02 \cdot 10^{23} v_i \sigma_{ai} \delta_n} \quad (231)$$

При решении задачи наиболее сложно учесть параметр B_a ; величину которого определяют по соответствующим модельным работам в обстановке, максимально приближающейся к условиям скважины. Изучение спектра гамма-излучения активации позволяет значительно уточнить решение задачи, особенно в случае наличия гамма-активных изотопов с близкими периодами полураспада и различной энергией гамма-квантов.

§ 65. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ РАДИОМЕТРИИ СКВАЖИН

На диаграммах гамма-метода и нейтронного гамма-метода могут наблюдаться аномалии, не связанные с изменением радиоактивных свойств горных пород. Эти аномалии могут быть обусловлены рядом причин, главнейшими из которых являются: а) флуктуация интенсивности излучения; б) режим работы аппаратуры; в) влияние космического излучения; г) изменение технического состояния скважины.

Флуктуация интенсивности излучения. Аномалии, связанные с флуктуациями, обусловлены статистическим характером протекания ядерных процессов во времени. При средней интенсивности I_p измеряемого излучения его значения могут изменяться в некоторых пределах, определяющих погрешность наблюдения:

$$\sigma I_p = \pm \sqrt{\frac{\bar{I}_p \left(1 + e^{-\frac{\tau}{\tau_a}}\right)}{2\tau_a}}, \quad (232)$$

где τ — время, в течение которого регистрировалось I_p на изучаемом участке скважины. Относительное значение этой погрешности

$$\delta I_p = \frac{\sigma I_p}{I_p} = \pm \sqrt{\frac{1 + e^{-\frac{\tau}{\tau_a}}}{2I_p \tau_a}}; \quad (233)$$

при $\tau \gg \tau_a$

$$\sigma I_p = \pm \sqrt{\frac{\bar{I}_p}{2\tau_a}}; \quad (234)$$

$$\delta I_p = \pm \sqrt{\frac{1}{2\bar{I}_p \tau_a}} \quad (235)$$

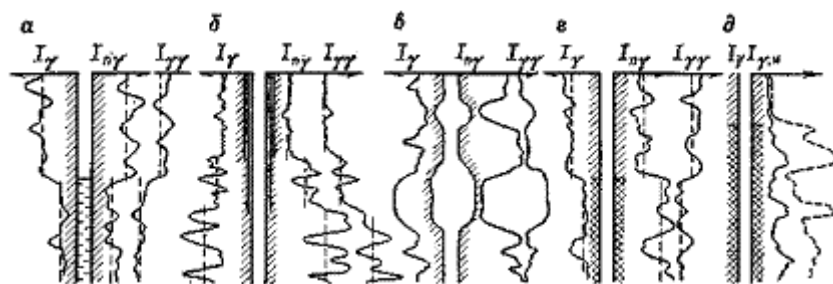


Рис. 118. Влияние уровня глинистого раствора (а), обсадных колонн (б), диаметра скважины (в), цемента (г) и активированного цемента (д) на показания радиометрии скважин. Пунктирной линией показаны средние значения измеряемых параметров

Линии, отстоящие от линии среднего значения I_p в масштабе регистрации на расстояниях $\pm \sigma I_p$, ограничивают дорожку флуктуации, в пределах которой сосредоточивается 70 % возможных отклонений.

В тех случаях (например, в нейтронном гамма-методе), когда при обработке диаграмм используется разность $I_{n\gamma} - I_\gamma$ (где I_γ — интенсивность стороннего измеряемого гамма-излучения, например, естественного), средняя квадратичная погрешность измерений вычисляется по формуле

$$\sigma (I_{n\gamma} - I_\gamma) = \pm \sqrt{(\sigma I_{n\gamma})^2 + (\sigma I_\gamma)^2}, \quad (236)$$

где $\sigma I_{n\gamma}$ и σI_γ — вычисляются по формулам, аналогичным (232).

Чем больше мощность h изучаемого объекта, меньше скорость v регистрации (больше τ), больше постоянная времени τ_a интегрирующей ячейки и выше среднее значение регистрируемой интенсивности излучения, тем меньше относительная погрешность и выше точность регистрации измеряемого излучения.

Режим работы аппаратуры. Искажения, связанные с режимом работы измерительной аппаратуры возникают вследствие усредняющего действия интегрирующей ячейки, нелинейности аппаратуры, неточности ее градуировки и наличия собственного фона индикаторов.

Космическое излучение. Аномалии, обусловленные космическим излучением, могут наблюдаться на диаграммах I_γ при исследовании верхних (20—30 м) участков раздела скважины.

Изменение технического состояния скважины. Переход измерительного устройства в часть скважины, незаполненную раствором, сопровождается увеличением интенсивности естественного и рассеянного гамма-излучений и особенно резким возрастанием гамма-излучения радиационного захвата (рис. 118, а).

Переход измерительного устройства из необсаженной скважины в обсаженную или часть скважины, закрепленную большим числом колонн, отмечается уменьшением интенсивностей I_γ , $I_{n\gamma}$ и $I_{\gamma\gamma}$ (рис. 118, б).

Увеличение диаметра скважины в литологически однородных породах (рис. 118, в, зона 1) вызывает снижение интенсивностей I_γ , I_n и $I_{n\gamma}$ и увеличение $I_{\gamma\gamma}$; на диаграммах I_γ это снижение может не проявляться, если каверна приурочена к породам повышенной радиоактивности, например, к глинам (рис. 118, в, зона 2).

Цементное кольцо в зависимости от соотношения между гамма-активностью, плотностью и нейтронными свойствами цемента и изучаемых пород может как повышать, так и понижать измеряемые излучения I_γ , $I_{\gamma\gamma}$, I_n и $I_{n\gamma}$. Особенно существенно влияние цементного кольца в тех случаях, когда закрытие вод осуществлялось цементом или химическим реагентом с добавкой в него радиоактивных изотопов. В этом случае на участках повышенного скопления цемента наблюдается значительное возрастание интенсивности гамма-излучения (рис. 118, д).

Глава VIII. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОГРАММ

Разрезы скважин по данным термометрии исследуют на основании изучения: а) естественного регионального теплового поля Земли; б) локальных тепловых полей, возникающих в некоторых породах в результате физико-химических процессов, происходящих между породами и окружающей их средой; в) искусственных тепловых полей глинистого раствора и экзотермической реакции схватывания цемента.

Распределение температур в скважине определяется характером теплового поля, тепловыми свойствами пород и глинистого раствора, геометрией изучаемого пространства и подчиняется дифференциальному уравнению теплопроводности [35]. Решение этого уравнения относительно коэффициента температуропроводности a или (в случае установившегося теплообмена) относительно теплового сопротивления дает возможность определять породы и полезные ископаемые, если известны их тепловые свойства.

§ 66. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Тепловыми свойствами горных пород, на знании которых построена геологическая интерпретация данных термометрии скважин, являются их удельное тепловое сопротивление $\xi_{п}$ (или теплопроводность $\lambda_{п}$), теплоемкости массовая $c_{п}$ и объемная $c_{п,v} = c_{п} \delta_{п}$ ($\delta_{п}$ — плотность породы) и коэффициент температуропроводности

$$\frac{a}{\delta_{п}}$$

(237)

Из перечисленных свойств основным является удельное тепловое сопротивление $\xi_{п}$. Массовая теплоемкость горных пород обычно изменяется незначительно. Так как плотность многих пород варьирует в небольших пределах, то коэффициент их температуропроводности в первую очередь определяется величиной теплового сопротивления (теплопроводности) [35].

ТЕПЛОВОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Тепловое сопротивление $\xi_{п}$ горных пород (единица измерений $\frac{м \cdot К}{Вт}$) зависит от плотности, пористости, степени газо- нефте- и водонасыщения порового пространства, проницаемости, температуры и структуры породы и для идеально однородных пород удовлетворяет уравнению

$$\xi_{п} = \frac{1}{\lambda_{п}}$$

(238)

графически представленному на рис. 119.

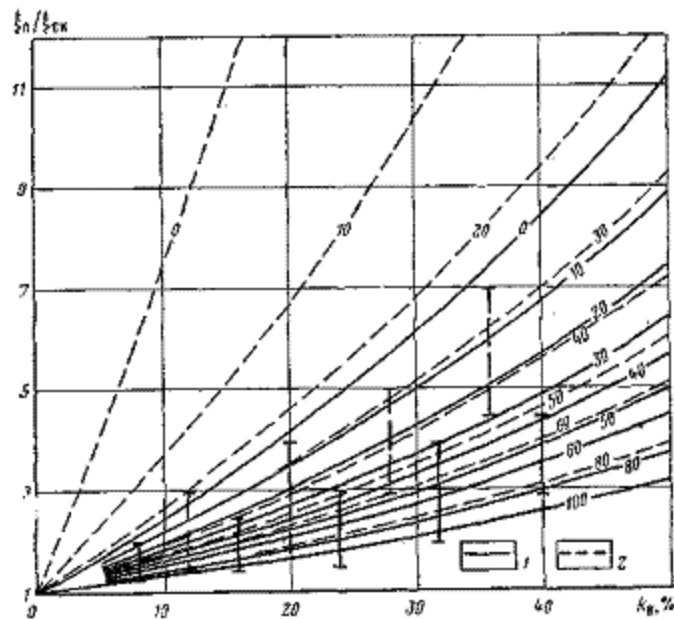


Рис. 119. Зависимости $\xi_{п}/\xi_{ск}$ для нефтеносных (1) и газоносных (2) коллекторов. $\xi_{ск} = 0,2$; $\xi_{в} = 1,7$; $\xi_{п} = 8$; $\xi_{г} = 3,5$. Шифр кривых — $k_{п}$, %. Отрезками показаны пределы, в которых заключены данные большинства экспериментальных наблюдений

Как следует из рисунка, при полном заполнении пор водой с увеличением $k_{п}$ тепловое сопротивление незначительно возрастает. Сухие и газоносные породы имеют тепловое сопротивление, в несколько раз превышающее сопротивление той же породы при 100 %-ном насыщении ее поровой водой (тепловое сопротивление воды $1,7 \frac{м \cdot К}{Вт}$)

С увеличением проницаемости водонасыщенных пород (в условиях свободного движения пластовых вод) уменьшается видимое тепловое сопротивление за счет дополнительного переноса тепла конвекцией.

Повышение температуры при $t < 200$ °С мало влияет на тепловое сопротивление горных пород. При более высоких температурах увеличивается роль электронной составляющей теплопроводности, понижающей тепловое сопротивление. При возрастании давлений уменьшается тепловое сопротивление. При избыточном давлении $p - p_0$ (в МПа) $\xi_{п} = \xi_0 / [1 + a_p (p - p_0)]$, где ξ_0 — тепловое сопротивление породы при нормальном давлении p_0 ; a_p — коэффициент, близкий к $2 \cdot 10^{-3} \text{ МПа}^{-1}$.

Тепловое сопротивление, являясь тензором в слоистых горных породах, зависит от направления, в котором измеряется. Тепловое сопротивление, измеренное перпендикулярно к напластованию, выше теплового сопротивления, измеренного в направлении напластования (тепловая анизотропия).

Среди осадочных пород наибольшее тепловое сопротивление имеют глины и сухие породы. Тепловое сопротивление плотных и рыхлых влажных пород значительно ниже.

Из полезных ископаемых наибольшее тепловое сопротивление имеют ископаемые угли и газоносные породы; нефтеносные породы по тепловому сопротивлению мало отличаются от вмещающих их отложений. Минимальным тепловым сопротивлением характеризуются породы с большим содержанием сульфидов, магнетита и других рудных минералов с электронной электропроводностью.

Тепловое сопротивление металлов ниже теплового сопротивления горных пород. Однако это различие в 10^5 — 10^7 раз меньше различия для электрических удельных сопротивлений, что дает возможность изучать породы по термическим свойствам в скважинах, обсаженных стальными трубами.

ТЕПЛОЕМКОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Массовая теплоемкость c_p горных пород и полезных ископаемых изменяется в небольших пределах—от $(0,5—2,5) \cdot 10^3$ Дж/кг·К, причем для большинства пород, встречающихся в разрезах нефтяных скважин, эти пределы сужаются до $(0,6÷1) \cdot 10^3$ Дж/кг·К. Теплоемкость увеличивается с возрастанием влажности горных пород. Теплоемкость воды $4,2 \cdot 10^3$ Дж/кг·К.

При изучении газонасыщенных пород практический интерес представляет объемная теплоемкость $c_{v,p}$. Плотность газов, насыщающих поровое пространство, обычно на порядок и больше отличается от плотностей жидкостей, содержащихся в порах. Поэтому газонасыщение коллекторов вызывает существенное снижение их объемной теплоемкости.

ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Температуропроводность горных пород a (в m^2/c) [см. (237)]:

1) увеличивается с возрастанием плотности δ_p породы (при изменении δ_p в пределах $(1,4—3$ г/см³)- в этих пределах изменения плотности тепловое сопротивление пород значительно уменьшается с возрастанием δ_p);

2) повышается с увеличением влажности ω породы до некоторого ее значения в связи с уменьшением ξ_p при возрастании ω ; при дальнейшем увеличении ω температуропроводность понижается за счет увеличения теплоемкости пород при значительной их влажности;

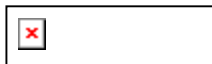
3) несколько уменьшается при нефтенасыщении водоносной породы и существенно увеличивается при ее газонасыщении;

4) практически не зависит от минерализации поровых вод;

5) зависит от слоистости горных пород — вдоль напластования температуропроводность выше, чем в направлении, перпендикулярном к напластованию.

§ 67. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОГРАММ, РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Изучение разреза скважины по кривой изменения температуры регионального теплового поля Земли, называемой геотермограммой, осуществляют по величине геотермического градиента (в °С/м)

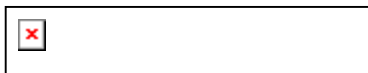


(239)

здесь β_t — угол наклона геотермограммы к оси глубин в точке скважины (рис. 120) с координатой z . Удобной является единица измерения Γ в миллиградусах Цельсия на 1м

$$\left[\frac{10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}}{\text{м}} \right]$$

В практике геотермических исследований геотермический градиент (Диаграммы геотермического градиента регистрируются градиент-термометром или могут быть получены из геотермограмм с помощью дифференцирующих устройств путем поточечного преобразования.) иногда оценивается величиной изменения температуры пород в градусах Цельсия, отнесенной к интервалу в 100 м:



(240)

где t_1 и t_2 — температуры пород, зарегистрированные на глубинах H_2 и H_1 .

Вместо геометрического градиента Γ_{100} используют также обратную величину— геотермическую ступень:

$$\left[\frac{1}{\text{ } ^\circ\text{C}} \right] \quad (241)$$

Границы пород, различающихся по тепловым свойствам, отмечаются на термограммах точками изменения угла наклона кривой (см. рис. 120, кривая t), а на диаграммах Γ — изменением геотермического градиента (см. рис. 120, кривая Γ).

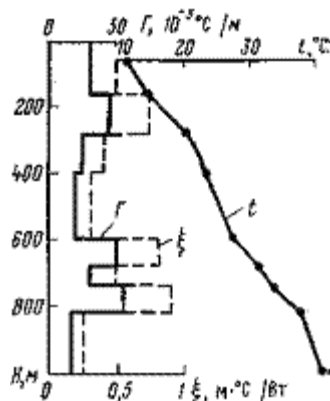


Рис. 120. Геотермограмма t и графики изменения геометрического градиента Γ и тепловосопrotвления ξ пород.

Геотермический градиент



(242)

определяется тепловым сопротивлением ξ_n пород, залегающих на заданной глубине, и плотностью q_t теплового потока. Следовательно, величина Γ зависит также от теплового сопротивления подстилающих пород и при их негоризонтальном залегании — от теплового сопротивления пород, слагающих участки, прилегающие к изучаемой площади, от которых зависит плотность q_t теплового потока. Это предопределяет возможность изучения погребенных структур и прилегающих к ним площадей по данным термометрии скважин, не вскрывших объект разведки.

При интерпретации геотермограмм следует учитывать региональные особенности в распределении теплового поля Земли, характеризующиеся следующим:

1. Наименьшие значения геотермического градиента, обычно не превышающие $10 \text{ м} \cdot \text{°C}/\text{м}$, наблюдаются в районах, сложенных кристаллическими породами.
2. Более высокие геотермические градиенты $[(7,5—30) \text{ м} \cdot \text{°C}/\text{м}]$ характерны для платформенных областей и складчатых зон мезозойского и палеозойского тектогенеза.
3. Наибольшие геотермические градиенты $[(25—220) \text{ м} \cdot \text{°C}/\text{м}]$ отмечаются в областях кайнозойской и позднемезозойской складчатости и особенно в зонах кайнозойского вулканизма.

Для каждой из указанных выше геотермических областей наибольшие величины Γ приурочены к недостаточно консолидированным породам и особенно к глинам и аргиллитам. С уплотнением и цементацией пород понижается геотермический градиент. Наиболее низкими значениями Γ характеризуются гидрохимические осадки.

При горизонтальном залегании пород и достаточно постоянном q_t можно по изменению геотермического градиента Γ судить об изменении теплового сопротивления пород, а следовательно, определять породы, если известны ξ_n .

§ 68. ТЕРМОГРАММЫ ЛОКАЛЬНЫХ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ

Локальные тепловые поля наблюдаются в некоторых горных породах, например в сульфидах, в газоносных и нефтеносных пластах в процессе их разработки — дроссельный эффект, в коллекторах с активным режимом и при притоках вод в скважину — калориметрический эффект.

ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ В ГАЗОНОСНЫХ И НЕФТЕНОСНЫХ ПОРОДАХ

При наличии притоков газов и жидкостей в скважину, возникающих под действием

разности давлений $\Delta t = p_n - p_p$, на участке притока температура газа изменяется на

$$\boxed{\varepsilon \frac{\Delta t}{T}} \quad (243)$$

где ε — коэффициент Джоуля — Томсона, числовое значение которого зависит от состава газов и жидкостей, поступающих в скважину, и их температуры.

Для естественных горючих газов при температурах 20—200 °С и давлениях 5—30 МПа ε варьирует в пределах 0,05—0,45 МПа⁻¹. Чем выше давление, температура и молекулярная масса газа, тем ниже ε . Для воды и нефти коэффициенты Джоуля—Томсона отрицательны ($\varepsilon_v = -0,05$; $\varepsilon_n = -0,14 \div 0,15$). Поэтому при притоках в скважину воды и нефти будут наблюдаться незначительные-положительные аномалии температур.

Понижение температур в газоносных пластах в разведочных скважинах отмечается в тех случаях, когда объекты вскрываются при давлении p_p глинистого раствора на уровне пласта, меньшем пластового давления $p_{пл}$. В скважинах, вскрывших газоносные объекты, находящиеся длительное время в эксплуатации, могут наблюдаться отрицательные аномалии температур независимо от соотношений между давлениями в скважине и пласте. Термограммы скважин, пересекающих газоносные пласты в статическом; состоянии и в состоянии разработки, изображены на рис. 121.

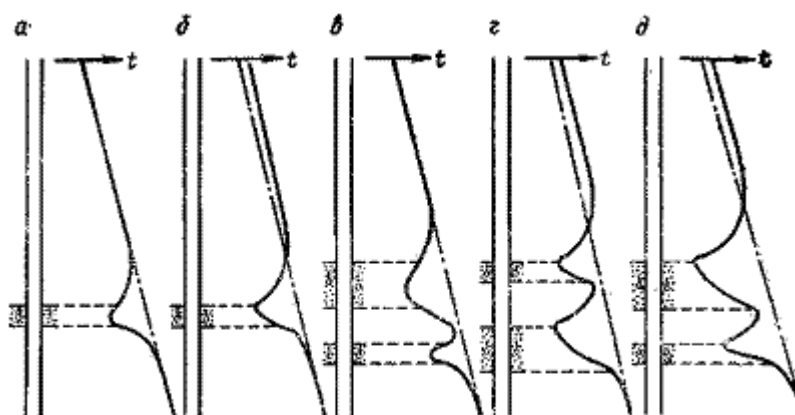


Рис. 121. Термограммы в скважинах, вскрывших газоносные пласты, затронутые разработкой. а, в — скважина не эксплуатируется, б, г, д — скважина эксплуатируется

ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ В ВОДОНОСНЫХ И КАВЕРНОЗНЫХ КОЛЛЕКТОРАХ

В водоносных коллекторах тепловые поля наблюдаются в тех случаях, когда скважина пересекает коллекторы с циркулирующими в них водами.

Против кавернозных коллекторов, особенно с карстовым типом мегапористости и коллекторов, в которые закачивается вода, на термограммах отмечаются аномалии, созданные глубоким проникновением в коллектор раствора или его фильтрата температуры $t_p \neq t_n$.

В этих условиях аномалии Δt на отдельных участках разреза могут быть использованы для приближенного определения относительного количества воды, поступившей в эти участки коллектора, что позволяет оценить приемистость последних.

ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ, СОЗДАННЫЕ ПРИТОКАМИ ЖИДКОСТЕЙ И ГАЗОВ

При наличии притоков газа, нефти и воды в скважину в условиях, когда температура t_f поступающего флюида отличается от температуры t_c среды, заполняющей скважину на участке притока, наблюдается перепад температур Δt , обусловленный калориметрическим эффектом.

В общем случае при дебите q_n притока, теплоемкости c_n , дебите q_c потока флюидов в скважину из нижележащих участков разреза теплоемкости c_c образуется смесь, температура $t_{c,x}$ которой при пренебрежимо малом дроссельном эффекте удовлетворяет уравнению

$$\boxed{\times}$$

(244)

где $c_{п+c}$ — теплоемкость смеси.

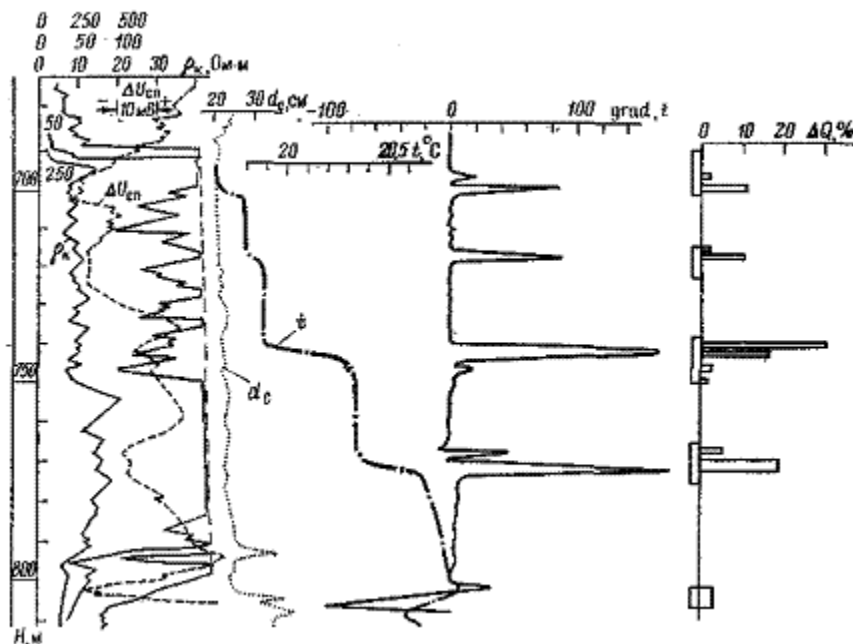


Рис. 122. Выделение газоотдающих коллекторов и определение их относительной продуктивности по данным термометрии скважин

Таким образом, максимальный перепад температур (при отсутствии активного теплообмена)

$$\boxed{\times}$$

(245)

или при $c_{п} = c_{с} = c_{п+c}$

$$\boxed{\times}$$

(246)

где Q — дебит скважины выше притока.

Формулы (245) и (246) позволяют рассчитать дебит притока при известных других параметрах. На рис. 122 приведен пример термограммы и диаграммы grad t , на которых по аномалиям, созданным калориметрическим и дроссельным эффектами, четко определяются места притоков газа в скважину и их дебиты ΔQ .

ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ В ГАЛОГЕННЫХ ОСАДКАХ

Понижение температур в каменной соли вызывается поглощением тепла при ее растворении в глинистом растворе. В отличие от аномалий температур, созданных дроссельным процессом и сохраняющихся длительное время, аномалии Δt в соли быстро исчезают вследствие понижения растворимости солей при насыщении ими раствора и высокой теплопроводности соли.

ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ

В сульфидных рудах тепловые поля возникают при окислительных реакциях, протекающих в основном на поверхности рудного тела. Выделяющаяся теплота повышает температуру руды, вмещающих пород и глинистого раствора, что отмечается положительными аномалиями Δt .

ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ

В ископаемых углях тепловые поля могут возникать при окислении углей и содержащихся в них сульфидов. Выделяющаяся в процессе окисления угля теплота повышает температуру угля, вмещающих пород и глинистого раствора. Высокое удельное тепловое сопротивление ископаемых углей в благоприятных условиях, способствует выделению угольных пластов по термограммам.

§ 69. ТЕРМОГРАММЫ ИСКУССТВЕННЫХ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ

Искусственные тепловые поля, используемые для изучения разрезов скважин, создаются глинистым раствором с температурой t_p , отличающейся от температуры t_n окружающих пород, и экзотермической реакцией схватывания цемента.

Чем больше температуропроводность пород, тем в большей степени при $t_p \neq t_n$ изменяется температура глинистого раствора за один и тот же промежуток времени. Поэтому породы, отличающиеся по температуропроводности (тепловому сопротивлению) от окружающей среды, выделяются на термограмме аномалиями температур (рис. 123) [35]. Если $t_p > t_n$, то в породах более низкого теплового сопротивления наблюдаются аномалии пониженных температур. Аномалии повышенных температур в этих породах будут в случае $t_p < t_n$. Для исключения погрешностей в результатах необходимо знать положение точки равенства температур t_p раствора и t_n пород. Это можно установить следующими способами.

1. Термограмму искусственного теплового поля сопоставляют с геотермограммой регионального теплового поля Земли в точке пересечения кривых $t_n = t_p$. Выше этой точки $t_n < t_p$, ниже — $t_n > t_p$.

2. В исследуемой скважине выполняют повторную регистрацию термограммы через определенный промежуток времени. Термограммы пересекаются в точке, в которой $t_p = t_n$.

На участках разреза, расположенных выше и ниже точки пересечения термограмм, величина Δt зависит также от следующих факторов: а) разности температур t_p и t_n в начальный момент времени; б) промежутка времени, прошедшего с момента создания теплового поля до замера температуры; в) диаметра скважины.

1. Влияние разности температур раствора и пород. Величина Δt при прочих равных условиях пропорциональна разности температур глинистого раствора и пород в начальный момент времени. Поэтому даже при одинаковых тепловых сопротивлениях исследуемых пород по мере приближения к точке А будет наблюдаться уменьшение аномалий температур. Для оценки тепловых свойств пород, залегающих на разных расстояниях от точки А, следует амплитуду аномалии Δt приближенно увеличивать в z_{on}/z_x раз (z_{on} — расстояние от точки А до опорной породы с известными тепловыми свойствами, выделяемой аномалией Δt_{on} ; z_x — расстояние от точки до породы, температурная аномалия которой корректируется).

Влияние времени, прошедшего с момента создания искусственного теплового поля до замера температур в скважине. При малой скорости регистрации термограмм промежуток времени, прошедший с момента создания теплового поля до замера температуры на больших глубинах, может значительно отличаться от такового для верхних участков скважины. Это приведет к нелинейному изменению амплитуд аномалии Δt на различных участках скважины. Влияние времени может быть сведено к минимуму, если температуру замерять через следующие промежутки времени после окончания циркуляции глинистого раствора:

Диаметр скважины, мм..... 200250300350
Время, сут..... 0,5—1 0,5—2 1—32—4

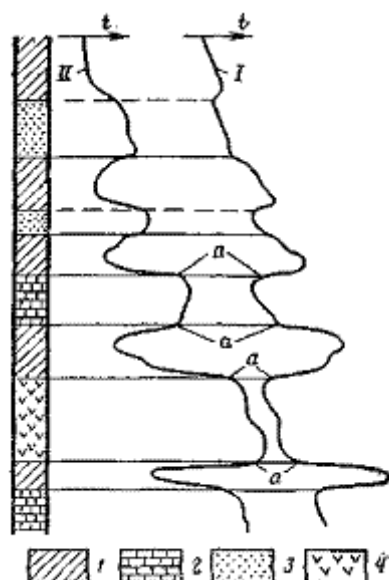


Рис. 123. Термограммы искусственного теплового поля.
 I — при $t_p > t_n$, II — при $t_p < t_n$; 1 — глины; 2 — известняки, 3 — пески, 4 — ангидриты

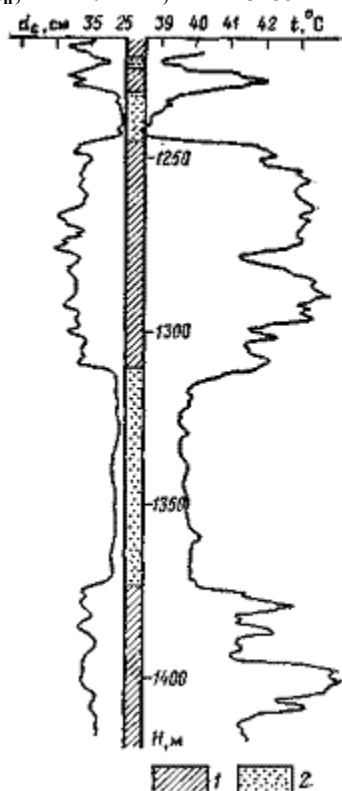


Рис. 124. Сопоставление термограммы искусственного теплового поля (при $t_p > t_n$) с кавернограммой.
 1 — глинистые породы; 2 — песчаные породы

В тех случаях, когда исследуется тепловое поле созданное в процессе бурения скважины, учет времени практически становится невозможным. В этих условиях аномалии температур зависят не только от времени, прошедшего с момента окончания циркуляции раствора, но и от продолжительности циркуляции раствора до ее окончания.

Влияние диаметра скважины. Диаметр скважины, определяющий количество глинистого раствора и цемента, существенно влияет на темп охлаждения (нагрева) раствора и приводит к изменениям температур раствора по сравнению с температурами, на близлежащих участках скважины другого диаметра.

Так как в показатель экспоненты охлаждения диаметр d_c скважины входит в квадрате,

а температуропроводность пород, окружающих скважину — в первой степени, то аномалии Δt , обусловленные изменением диаметра скважины, соизмеримы, а иногда и превышают аномалии, обусловленные изменением тепловых свойств пород (рис. 124). Однако в некоторых случаях и при изменении диаметра скважины можно использовать термометрию для изучения геологического разреза, так как возрастание d_c часто наблюдается в породах, типичных по своим термическим свойствам, например, в глинах. Кроме того, отсутствие установленной связи между амплитудой аномалии или ее площадью и объемом (квадратом среднего диаметра) каверны может указывать на возможность возникновения отмеченных отклонений за счет затрубной циркуляции флюидов.

Для изучения геологического разреза скважин методом искусственного теплового поля рекомендуется использовать диаграммы изменений температур Δt , зарегистрированные аномалий-термометром, стандартным термометром с компенсационной приставкой или полученные путем спрямления обычных термограмм [2, 35].

Границы пород с различными тепловыми свойствами относятся к точкам а термограмм (см. рис. 123), при удалении от которых кривая температур асимптотически приближается к температуре глинистого раствора в среде пониженного теплового сопротивления [35].

§ 70. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ-ТЕРМОГРАММ

Правила интерпретации аномалий-термограмм (диаграмм Δt , зарегистрированных аномалий-термометром) зависят от характера изучаемого теплового поля [36].

На аномалий-термограмме, зарегистрированной в скважине с установившимся региональным тепловым полем Земли, положительными и отрицательными аномалиями Δt выделяются участки разреза с повышенным и пониженным значениями геотермического градиента относительно его средней величины.

При изучении скважин с неустановившимся тепловым режимом, а также скважин, в которых наблюдаются локальные тепловые поля (например, в нефтеносных и газоносных коллекторах), характер аномалий-термограмм аналогичен термограммам приращения температур Δt . В этом случае аномалий-термограммы интерпретируются по методике интерпретации обычных термограмм, изложенной выше.

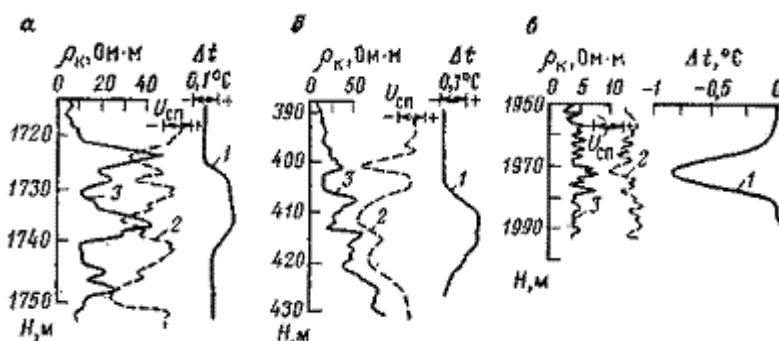


Рис. 125. Примеры аномалий-термограмм а — в эксплуатирующемся нефтеносном коллекторе; б — в эксплуатирующемся нефтеносном коллекторе, в который закачивается газ; в — в эксплуатирующемся газоносном коллекторе; 1 — аномалий-термограммы; 2 — кривые $U_{ср}$; 3 — кривые ρ_k

В связи с тем, что аномалий-термограммы дают возможность регистрировать температуры в крупных масштабах (до $0,02 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{см}$), аномалий-термограммы позволяют выделять тепловые поля весьма низкой интенсивности (рис. 125) и тем самым дают возможность решать задачи, иногда недоступные для решения обычным способом термического исследования скважин (например, определение газовой и водонефтяной контактов).

§ 71. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОГРАММ

Точность геологической интерпретации термограмм во многом определяется достоверностью сведений о термических свойствах изучаемых пород. Поэтому один из этапов геологической интерпретации термограмм — определение теплового сопротивления и температуропроводности горных пород непосредственно в скважинах. Последняя задача — одна из сложных задач промысловой геофизики в связи с длительностью процесса становления тепловых полей и наличием сторонних, часто трудно определяемых факторов. Методика расчета теплового сопротивления горных пород по геотермограмме основана на формуле (242), согласно которой

$$\boxed{\times}$$

(247)

При постоянстве плотности теплового потока ее величину q_t устанавливают по геотермическому градиенту Γ' на участках скважины, пересекающих породы известного теплового сопротивления $\xi_{п'}$. Для таких участков

$$\boxed{\times}$$

(248)

Подставляя найденное значение q_t в формулу (247), находим тепловое сопротивление пород, залегающих на другом вблизи расположенном участке скважины, для которого геотермический градиент равен Γ :

$$\boxed{\times}$$

(249)

Температуропроводность горных пород приближенно может быть оценена по данным изучения интенсивности остывания (нагревания) скважины во времени.

В этом случае при достаточно большом времени τ_t , прошедшем с момента нарушения теплового равновесия в скважине,

$$\boxed{\times}$$

(250)

где Δt_0 — перепад температур в начальный момент времени; $a_{эф}$ — эффективная температуропроводность, числовое значение

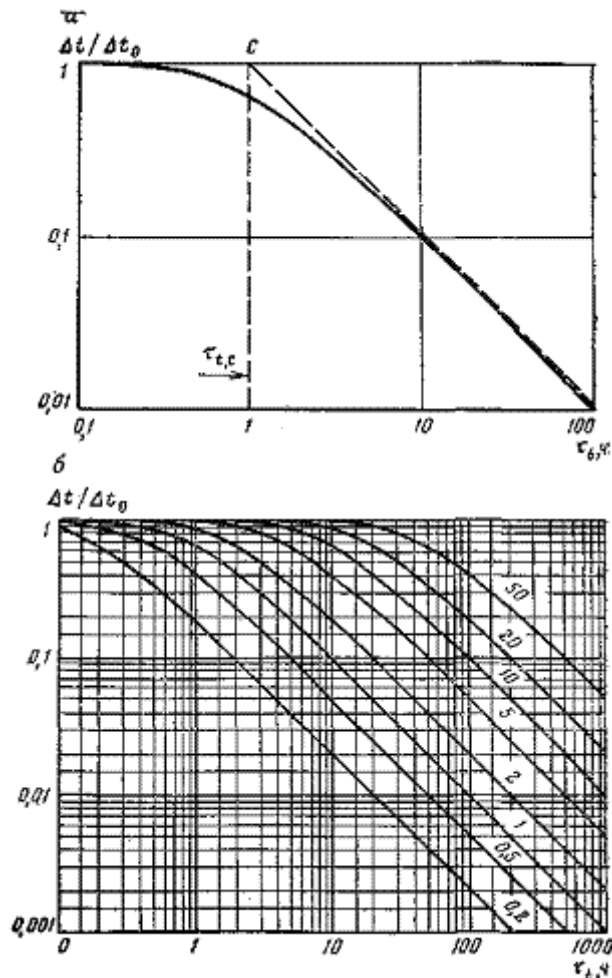


Рис. 126. Бланк для интерпретации кривых охлаждения (нагрева) скважины (а) и палетка кривых измерения во времени τ отношения $\theta = \Delta t / \Delta t_0$ для различных значений $d_c^2 / 16 a_p \tau (1/4 Fo)$ — шифр кривых (б).

$$a_n = a_p; \xi_n = \xi_p$$

которой тем ближе к a_n , чем меньше различаются a_n и a_p , и больше τ_t , $Fo = a\tau_t / r_0^2$ — безразмерный параметр Фурье. Формула (250), приведенная к виду

$\theta = \frac{1}{1 + \frac{d_c^2}{16 a_p \tau} \left(\frac{1}{4 Fo} \right)}$

(251)

предопределяет возможность определения $a_{эф}$ следующим графическим способом (рис. 126) ($a_p \approx a_{эф}$).

По данным изучения процесса измерений температур $\theta = \Delta t / \Delta t_0$ во времени строят зависимость $\lg \theta = f(\lg \tau_t)$. К правой ветви построенной, кривой проводят асимптоту, точка С пересечения которой с осью абсцисс ($\lg \theta = 0$) дает в масштабе этой оси значение $\tau_{t,c} = d_c^2 / 16 a_{эф}$, откуда $a_{эф} = d_c^2 / 16 \tau_{t,c}$. Для облегчения решения задачи с этой целью используют специальную палетку.

В обычно встречающихся более сложных случаях, когда $\xi_n \neq \xi_p$ и $a_n \neq a_p$ для определения ξ_n и a_n на кальку наносят кривую зависимости процесса изменения $\lg \theta$ температур в скважине в функции от логарифма безразмерного параметра Фурье $Fo = 4a / d_c^2$ и далее, сопоставив полученную кривую с теоретическими кривыми $\lg \theta = f(\lg Fo)$ при $P_\xi = \xi_n / \xi_p = \text{const}$ и $P_a = a_n / a_p = \text{const}$ (рис. 127), находят вероятные значения P_ξ и P_a . Зная ξ_p и a_p , рассчитывают искомые ξ_n и a_n . Эта задача также решается с помощью вспомогательных палеток, представляющих собой графики взаимной связи P_a и P_ξ при $\theta = \text{const}$ для различных Fo (рис. 128). Определяя θ по кривой $\theta = f(Fo)$ для взятых значений Fo , находят координаты P_a и P_ξ точки С пересечения соответствующих кривых $\theta = \text{const}$ и рассчитывают ξ_n и a_n .

Например, для $\theta = 0,8$ при $Fo = 0,2$ и $\theta = 0,2$ при $Fo = 2$ получим точку С, для которой $P_{\xi} = 1,2$ и $P_a = 3,3$. Достоверность решения задачи может быть проверена соотношением (237) и значением $\xi_{п}$ (параметром P_{ξ}), полученным по данным изучения естественного теплового поля.

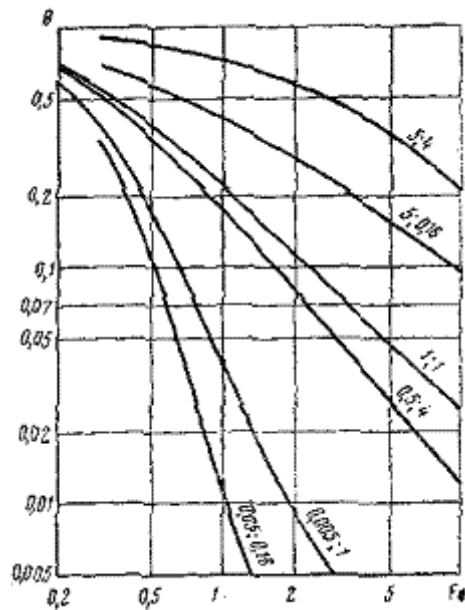


Рис. 127. Зависимости θ от Fo для постоянных значений P_{ξ} и P_a (по В. Н. Широкову).
Шифр кривых — $P_{\xi}; P_a$

Необходимо отметить, что при больших значениях параметра Fo в условиях относительно низкой интенсивности теплообмена скважины с окружающей средой темп охлаждения, а следовательно, и величина θ в большей степени определяется тепловым сопротивлением, чем температуропроводностью. На этом основан способ определения теплового сопротивления пород по данным измерений температуры раствора после его принудительной циркуляции [11,35].

При геологической интерпретации термограмм руководствуются следующими положениями.

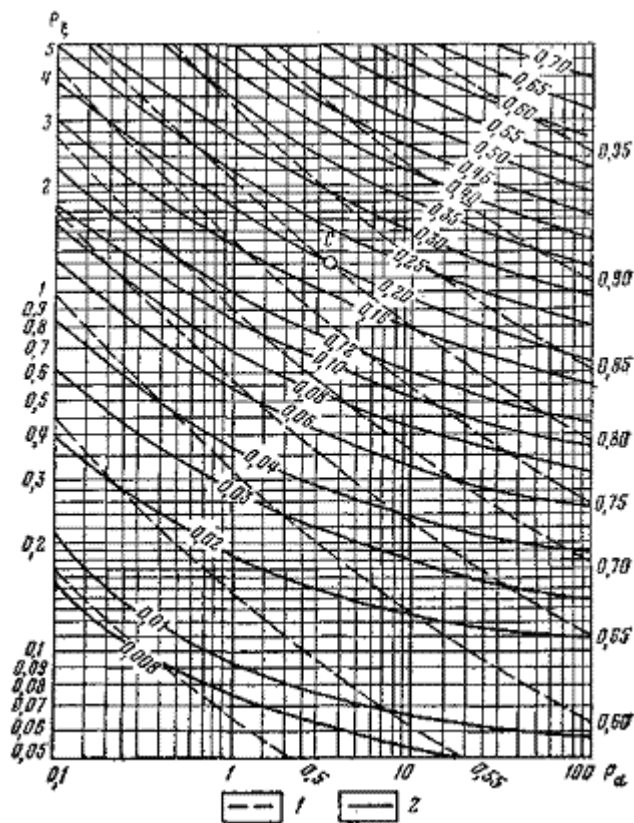


Рис. 128. Связь между P_ϵ и P_α при постоянных значениях θ (шифр кривых) и F_0 .
 1— $F_0 = 0,2$; 2— $F_0 = 2$

На геотермограммах повышенными значениями геотермического градиента Γ отмечаются глины, глинистые сланцы, аргиллиты и углистые породы. Намного ниже величины Γ в песчаных отложениях. Еще меньше геотермический градиент в карбонатных породах. Минимальные значения Γ характерны для гидрохимических осадков и магматических пород.

Из этого правила могут быть исключения. Так, например, низкими значениями Γ отмечаются глины, залегающие ниже мощных песчаных толщ, по которым происходит интенсивная циркуляция пластовых вод из глубокозалегающих синклинальных областей.

На термограммах искусственного теплового поля, зарегистрированных в скважинах при $t_n < t_p$ положительные аномалии наблюдаются в глинах и глинистых сланцах, закарстованных карбонатных породах, ископаемых углях и газоносных коллекторах. Песчаники характеризуются отрицательными аномалиями Δt , тем большими, чем интенсивнее циркуляция вод в этих отложениях. Отрицательные аномалии Δt характерны для плотных карбонатных и магматических пород, а также гидрохимических осадков, не образующих каверн. При $t_p < t_n$ знак аномалии Δt противоположен указанному знаку.

§ 72. ИСКАЖЕНИЯ ТЕРМОГРАММ

На термограммах могут наблюдаться аномалии, не зависящие от особенностей геологического разреза скважины; они могут быть обусловлены: 1) влиянием обсадной колонны; 2) проникновением глинистого раствора и цемента в породы); 3) затрубной циркуляцией вод; 4) влиянием забоя и промывки скважины; 5) конвекцией и тепловой инерцией термометра; 6) рядом технических причин, о некоторых из которых говорилось выше.

Влияние обсадной колонны. На месторождениях с высоким геотермическим градиентом обсадная колонна может создать незначительное уменьшение температуры в нижней части скважины и увеличение в ее верхней части в связи с переносом тепла по

колонне.

Проникновение глинистого раствора и цемента в породы, вызывает искажение термограмм, аналогичное наблюдаемым при увеличении диаметра скважины. На термограммах неустановившегося теплового режима проницаемые породы отмечаются аномалиями повышенных температур при проникновении раствора и цемента, имеющих более высокую температуру t_p , чем температура t_n пород, и аномалиями пониженных температур в случае $t_p < t_n$.

Затрубная циркуляция вод проявляется на термограммах аномалиями повышенных температур при температуре t_b циркулирующих вод более высокой, чем температура раствора t_p и аномалиями пониженных температур в обратном случае; при этом наблюдается снижение величины dt/dz в пределах интервала циркуляции. При неустановившемся тепловом режиме изменение температуры раствора сначала наблюдается против коллектора-обводнителя; затем оно распростирается к поглотителю.

Влияние забоя и промывки скважины. Оно выражается в возрастании температур в призабойной части, что объясняется меньшим временем охлаждения пород и выделением тепла в процессе их разрушения. Интенсивная циркуляция глинистого раствора приводит к тому, что в верхней части скважины (выше точки равенства t_p и t_n) температура, измеряемая в скважине, превышает температуру пород. Ниже этой точки вследствие охлаждающегося влияния промывки скважины глинистым раствором $t_p < t_n$. С течением времени тепловой режим в скважине устанавливается и кривая температур асимптотически приближается к геотермограмме.

Конвекция и тепловая инерция термометра. Конвекция обуславливает смещение тепловых аномалий кверху тем более, чем выше градиент теплового поля и меньше вязкость глинистого раствора. Смещение аномалий на термограммах за счет тепловой инерции термометра может быть весьма значительным при высоких скоростях регистрации температур термометрами с большой тепловой инерцией.

Искажения термограмм могут также возникать вследствие неточности их регистрации и градуировки термометра, непостоянства нуля-пункта регистрирующего прибора, резких изменений скорости регистрации и других причин, о которых более подробно изложено в работах [2, 35].

Глава IX АКУСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.

Из возможных способов изучения горных пород, основанных на законах распространения и поглощения упругих волн при геофизических исследованиях скважин, практическое применение получил ультразвуковой метод, неточно называемый обобщающим термином — акустический.

§ 73. УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение горных пород ультразвуковым методом осуществляют по данным интервального времени $\Delta\tau_{\text{п}}$ — величины, обратной скорости $v_{\text{р}}$ распространения продольных упругих волн ($P_{\text{р}}P_{\text{п}}P_{\text{р}}$), и по коэффициенту $\alpha_{\text{п}}$ их поглощения в породе. Методы исследования разрезов скважин по поперечным волнам $P_{\text{р}}S_{\text{п}}P_{\text{р}}$ и рефрагированным волнам находятся в стадии разработки.

В однородной квазиупругой изотропной среде интервальное время (в мкс/м)

$$\Delta\tau = \sqrt{\frac{\delta_{\text{п}}(1+\mu_{\text{п}})(1-2\mu_{\text{п}})}{E(1-\mu_{\text{п}})}} \cdot 10^6 = 0,5773 \sqrt{\frac{\delta_{\text{п}}\beta_{\text{п}}}{1-\mu_{\text{п}}}} \cdot 10^6 \quad (252)$$

Определяется плотностью $\delta_{\text{п}}$ (в кг/м³) породы, коэффициентом $\mu_{\text{п}}$ Пуассона и модулем E (в Па) Юнга или коэффициентом $\beta_{\text{п}}$ (в Па⁻¹) объемного сжатия.

Наименьшее время $\Delta\tau_{\text{п}}$ (менее 125 мкс/м) характерно для магматических и некоторых метаморфических пород с исчезающе низкой пористостью и высокой плотностью. С ростом пористости и глинистости, сопровождающимся ростом $\beta_{\text{п}}$ и $\mu_{\text{п}}$, увеличивается $\Delta\tau_{\text{п}}$. Вследствие этого интервальное время у однотипных пород изменяется в широких пределах. Интервальное время находится в обратной зависимости от глубины залегания породы.

Из большого числа зависимостей, определяющих связь между интервальным временем, пористостью и глинистостью, приведем следующие:

$$\Delta\tau_{\text{п}} = \Delta\tau + k_{\text{п}}(\Delta\tau_{\text{з}} - \Delta\tau_{\text{ск}}) + k_{\text{гл}}(\Delta\tau_{\text{гл}} - \Delta\tau_{\text{ск}}) \quad (253)$$

(уравнение среднего времени Вилли);

$$\Delta\tau_{\text{п}} = \Delta\tau_{\text{ск}} + k_{\text{п}}^{m_{\text{п}}}(\Delta\tau_{\text{з}} - \Delta\tau_{\text{ск}}) + k_{\text{гл}}^{m_{\text{гл}}}(\Delta\tau_{\text{гл}} - \Delta\tau_{\text{ск}}) \quad (254)$$

(степенное уравнение автора; $m_{\text{п}}$ и $m_{\text{гл}}$ — структурные показатели, близкие к единице и возрастающие с увеличением цементации породы [44]);

$$\Delta\tau_{\text{п}} = \Delta\tau_{\text{тв}} + bk_{\text{п}} + ck_{\text{п}}^2 + d^3k_{\text{п}} \quad (255)$$

(кубическое уравнение Вахгольца; b, c, d — постоянные коэффициенты для пород заданных минерального состава, структуры и напряженного состояния).

Интервальное время $\Delta\tau_{\text{ск}}$ определяется минеральным составом скелета породы (см. табл. 1) и в породах с высокоразвитой вторичной пористостью уменьшается с увеличением последней; $\Delta\tau_{\text{гл}}$ определяется степенью уплотнения глин и в нарушенных породах обычно варьирует от 300 до 400 мкс/м; $\Delta\tau_{\text{з}}$ зависит от состава жидкостей и газов, заполняющих поровое пространство.

Для воды (в мкс/м)

$$\Delta\tau_{\text{в}} = \frac{712(1-a_{\text{р}}\rho)}{(1+a_{\text{т}}t+b_{\text{т}}t^2)(1+a_{\text{с}}C_{\text{в}})} \quad (256)$$

В формуле (256) $a_{\text{р}} = 1,2 \cdot 10^{-3}$ МПа⁻¹; коэффициенты $a_{\text{т}}$ и $b_{\text{т}}$ убывают с возрастанием концентрации C солей, растворенных в воде; $a_{\text{с}}$ убывает с возрастанием температуры. В большинстве случаев можно пользоваться следующими наиболее вероятными средними значениями коэффициентов $a_{\text{т}} = 2,2 \cdot 10^{-3}$ °C⁻¹, $b_{\text{т}} = 1,4 \cdot 10^{-5}$ °C⁻² и $a_{\text{с}} = 5,5 \cdot 10^{-4}$ °C⁻¹.

Для нефти $\Delta\tau_{\text{п}}$ варьирует в пределах от 700 до 800 мкс/м, возрастая с увеличением газового фактора. Для газов (в мкс/м)

$$\Delta\tau_{\text{г}} = \sqrt{\frac{M}{\gamma RT}} \cdot 10^6, \quad (257)$$

где M — масса киломоля газа, кг; R — универсальная газовая постоянная $\# = 8314$ Дж/кмоль

°С; T — температура, К; γ - отношение теплоемкостей c_p / c_v при постоянных давлении и объеме. Для метана при $t = 20$ °С $\Delta\tau_r = 2260$ мкс/м.

Коэффициент поглощения α_n продольной волны в горных породах определяет закон потери ее энергии в изучаемой среде.

На расстоянии R от источника упругих волн их амплитуда

$$A = \frac{cA_0}{R^n} e^{-\alpha_n R}, \quad (258)$$

где c — коэффициент, зависящий от волновых сопротивлений глинистого раствора и породы; A_0 — амплитуда излучаемой волны; n — показатель степени, близкой к единице.

§ 74. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ИНТЕРВАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ

При пересечении однородных пластов кривые интервального времени $\Delta\tau$ симметричны относительно середины пласта (рис. 129). В пластах мощностью $h > l_6$ оптимальное значение $\Delta\tau_{\text{опт}}$ сохраняется в пределах интервала $L_1 = h - l_6$. Общая протяженность аномалии у ее основания $L_2 = h + l_6$, и, следовательно, мощность пласта $h = L_1 + l_6 = L_2 - l_6$.

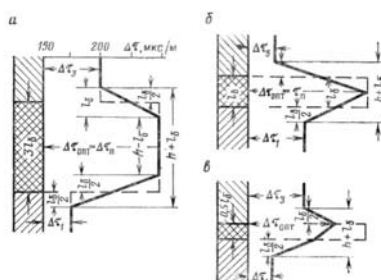


Рис.129. Кривые интервального времени для трехэлементного ультразвукового зонда при пересечении пластов различных мощностей.

Пунктирной линией изображен график истинных значений $\Delta\tau_{\text{П}}$ и $\Delta\tau_{\text{ВМ}}$

При $h > l_5$ границы объекта с $\Delta\tau_{\text{П}} \neq \Delta\tau_{\text{ВМ}}$ определяются обычно с достаточной точностью глубинными отметками точек со средними значениями

$$\Delta\tau_{\text{ср}} = \frac{\Delta\tau_{\text{опт}} + \Delta\tau_{\text{вм}}}{2} \quad (259)$$

или точками, отстоящими на расстояние $l_6/2$ от точек начала приращения величины $\Delta\tau$ (см. рис. 129). Однако точное положение границ смещено относительно указанных точек в сторону непарного элемента зонда на расстояние

$$\Delta z = l_p \frac{\Delta\tau_{\text{П}}/\Delta\tau_{\text{В}}}{\sqrt{1 - (\frac{\Delta\tau_{\text{П}}}{\Delta\tau_{\text{В}}})^2}},$$

где l_p — кратчайшее расстояние от измерительного элемента зонда до стенки скважины. При отсутствии каверн расстояние Δz невелико, и этой поправкой обычно не пользуются.

При высоких скоростях регистрации $\Delta\tau$ возможны также смещения аномалий в направлении движения зонда за счет постоянной времени суммирующей ячейки.

Определение интервального времени в породах. При мощности пласта $h > l_6$ интервальное время $\Delta\tau_{\text{П}} = \Delta\tau_{\text{опт}}$. При $h < l_6$ и равенстве интервальных времен в подстилающих и покрывающих отложениях

$$\Delta\tau = (\Delta\tau_{\text{опт}} - \Delta\tau_{\text{вм}}) \frac{l_6}{h} + \Delta\tau_{\text{вм}}. \quad (260)$$

Уравнение справедливо и для случая различных интервальных времен в подстилающих и прикрывающих отложениях при условии, если в интервале базы находятся лишь пласт и подстилающие или покрывающие отложения.

При частом чередовании тонких прослоев с относительными мощностями χ_a и $\chi_b = 1 - \chi_a$ с упругими параметрами $\Delta\tau_a$ и $\Delta\tau_b$

$$\Delta\tau_{\text{опт}} = \Delta\tau_a \chi_a + \Delta\tau_b (1 - \chi_a). \quad (261)$$

Формула (261) дает возможность рассчитать долевое участие прослоев с интервальными временами $\Delta\tau_a$ и $\Delta\tau_b$ в общей мощности пачки, если $\Delta\tau_a$ и $\Delta\tau_b$ известны:

$$\chi_a = \frac{\Delta\tau_{\text{опт}} - \Delta\tau_b}{\Delta\tau_a - \Delta\tau_b};$$

$$\chi_b = 1 - \chi_a = \frac{\Delta\tau_a - \Delta\tau_{\text{опт}}}{\Delta\tau_a - \Delta\tau_b}. \quad (262)$$

Из изложенного выше следует, что ультразвуковой метод дает возможность определить непосредственно по диаграммам Δt интервальное время и скорость распространения упругих волн в горных породах. Этой особенностью метод выгодно отличается от многих других геофизических способов изучения разрезов скважин. Он позволяет значительно упростить этап геофизической интерпретации диаграмм Δt , так как при этом обычно не требуется введения сложных поправок за скважинные условия, за исключением следующих случаев.

1. Газонасыщение глинистого раствора приводит к резкому затуханию волн в растворе и к пропуску первых вступлений (проскальзыванию циклов).

2. Резкое изменение диаметра скважины вызывает на кривой Δt локальные аномалии (возрастание Δt в кровле и убывание в подошве каверны или наоборот — в зависимости от взаиморасположения парных и непарного элементов зонда), обусловленные различием времен пробега волн от породы к приемникам Π (рис. 130, кривая 2) и возможным пропуском первых вступлений для волн пробегающих большой путь по раствору.

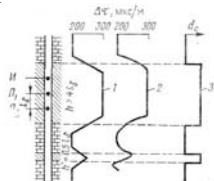


Рис. 130. Характер искажения кривых Δt , вызванного каверной.

Кривые Δt : 1 — при отсутствии каверны, 2 — при наличии каверны, профиль которой определен кривой 3

3. Отклонение прибора от положения, параллельного стенке скважины, может увеличивать или уменьшать величину Δt .

Интервальное время $\Delta t_{\text{опт}}$ может не соответствовать $\Delta t_{\text{п}}$ в породе, находящейся в условиях естественного залегания, также:

а) при сильном уплотнении гематитово-баритовой корки на стенках рыхлого, особенно газонасосного пласта, когда первое вступление обусловлено преломленной волной, проходящей по корке;

б) при изменении структуры пласта в прискважинной зоне из-за значительных различий между пластовым давлением и гидростатическим давлением глинистого раствора и трещиноватостью пород, созданной в процессе их разбуривания.

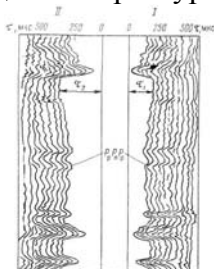


Рис. 131. Диаграмма ЛАК-3 (лакограмма).

I, II — фазокорреляционные диаграммы (ФКД) времени прихода упругих волн для двухэлементных зондов; P_p , $P_{\text{п}}$, $P_{\text{р}}$ — огибающие ФКД соответствующие временам τ_1 и τ_2 прихода продольной волны для этих зондов (по Г.В. Дахнову).

В отличие от аналоговых диаграмм интервального времени фазокорреляционные диаграммы (лакограммы, рис. 131) дают картину изменения по разрезу скважины времен прихода и относительной интенсивности достаточно большого числа положительных полуволн. Времена их прихода и частота колебаний определяются по масштабу t записи лакограммы. На основании регистрации двух фазокорреляционных диаграмм с приемниками, удаленными друг от друга на расстояние l_0 , выполняется расчет Δt . Относительная интенсивность регистрируемых положительных полуволн оценивается интенсивностью почернения линии, соответствующей рассматриваемой полуволне. Запись фазокорреляционных диаграмм с различным усилением позволяет охарактеризовать

динамику изучаемого процесса.

§ 75. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ КОЭФФИЦИЕНТА ОСЛАБЛЕНИЯ

Диаграммы коэффициента α_{oc} ослабления ультразвуковых волн, полученные при пересечении однородных пластов отличающейся по поглощению упругих волн от вмещающих пород, симметричны. Границы пород мощностью $h > l_6$ относятся к точкам кривых α_{oc} , в которых $\alpha_{oc,гр} = 0,5 (\alpha_{oc,п} + \alpha_{oc,вм})$. Определять границы пород мощностью $h < l_6$ по кривым α_{oc} не рекомендуется вследствие возможностей появления существенных погрешностей, обусловленных проскальзыванием циклов.

При одинаковых расстояниях от приемников (излучателей) до стенки скважины и при мощности $h > l_5$ измеряемая величина $\alpha_{oc,опт}$ определяет величину этого параметра в изучаемой породе. Рассчитать коэффициент поглощения α_{oc} упругих волн на этом участке можно, исходя из следующих положений.

Коэффициент ослабления волны с амплитудами A_1 и A_2 , регистрируемыми приемниками ультразвуковых волн зонда (в дБ/м),

$$\alpha_{oc} = \frac{1}{l_6} 20 \lg \frac{A_1}{A_2}. \quad (263)$$

Подставив в формулу (263) значения A_1 и A_2 , определяемые выражением (258), и решив полученное равенство относительно $\alpha_{п}$ (в m^{-1}), будем иметь

$$\alpha_{п} = \frac{\alpha_{oc} [дБ/м]}{8,68} - \frac{2,303}{l_6} \lg \frac{L_2}{L_1}. \quad (264)$$

или

$$\alpha_{п} = \alpha_{oc} [m^{-1}] - \frac{2,303}{l_6} \lg \frac{L_2}{L_1}. \quad (265)$$

В последних формулах L_1 и L_2 — расстояние от излучателя ультразвука до ближайшего и удаленного приемников (или приемника и излучателей).

Для более уверенной интерпретации кривой $\alpha_{п}$ (иногда существенно искаженной пропусканием циклов) одновременно с кривой α_{oc} регистрируется кривая амплитуды A_1 волны, приходящей к приемнику ближайшему к излучателю.

Кривая A_1 дает возможность выявить указанные погрешности по признаку отсутствия прямой связи между кривой α_{oc} и зеркальным изображением кривой A_2 . Для облегчения фиксации этого признака направление возрастания A_1 берут противоположным направлению возрастания перепада α_{oc} .

§ 76. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ УЛЬТРАЗВУКОВОГО МЕТОДА

При геологической интерпретации диаграмм ультразвукового метода исходят из данных о v_p , $\Delta\tau_{п}$ и $\alpha_{п}$. Интервальное время и коэффициент поглощения уменьшаются, а амплитуда первого вступления возрастает в плотных, например магматических, породах, монолитных известняках и сильно сцементированных песчаниках.

Повышение глинистости и пористости (особенно, трещиноватости, перпендикулярной к направлению преломленной волны), насыщение порового пространства нефтью и особенно газом вызывают увеличение $\Delta\tau_{п}$ и $\alpha_{п}$ и снижение амплитуды первого вступления.

Исходя из указанных выше положений, по данным диаграмм ультразвукового метода выделяют консолидированные, пористые (коллекторы) и глинистые разности. В благоприятных условиях Данные ультразвукового метода используют для расчета коэффициента пористости, установления вероятной трещиноватости коллекторов и их газонасыщения (см. § 94—95).

Глава X

МЕТОДЫ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ, КАВЕРНОМЕТРИИ И КОРКОМЕТРИИ

К методам изучения разрезов скважин по механическим свойствам горных пород (кроме ультразвукового, рассмотренного в предыдущей главе) относятся метод продолжительности проходки, кавернометрия и коркометрия и разрабатываемый в настоящее время метод энергоемкости горных пород.

§ 77. КРИТИЧЕСКОЕ НАПРЯЖЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение геологических разрезов скважин по продолжительности проходки ($\tau_{пр}$ равно времени, затраченному на бурение 1 м скважины при заданном режиме бурения) основывается на прямой зависимости $\tau_{пр}$ от критического (временного) напряжения $\sigma_{кр}$ горной породы. Критическое напряжение характеризует сопротивляемость породы разрушению в процессе бурения и находится в сложной зависимости от временных сопротивлений $\sigma_{сж}$ и τ_c породы на сжатие и срез. При динамической нагрузке $\sigma_{кр}$ значительно меньше (до 10 раз) его значения при статической нагрузке.

В разрушении горных пород долотом участвуют как динамические, так и статические усилия, причем доля тех и других усилий зависит от способа бурения и типа долота. Поэтому критическое напряжение характеризует механические свойства пород при проходке их однотипными буровыми инструментами и одинаковыми способами бурения. Эта особенность затрудняет создание классификаций горных пород по их механическим свойствам, позволяющим наиболее однозначно определять породы по данным продолжительности проходки.

Заметим также, что большинство горных пород представлено сложными агрегатами, состоящими из зерен породообразующих минералов, связанных между собой цементирующим веществом, для которого критическое напряжение $\sigma_{кр,ц}$ и его связи $\sigma_{кр,св}$ с зернами значительно ниже критического напряжения $\sigma_{кр,з}$ зерен. В этих условиях сопротивляемость пород разрушиванию в основном определяется значениями $\sigma_{кр,ц}$ и $\sigma_{кр,св}$.

Разрушению горных пород шарошечными и лопастными долотами предшествует вдавливание рабочей кромки долота в породу. В связи с этим параметром, достаточно полно характеризующим механические свойства пород по их буримости, считается также их твердость $p_{ш}$ по штампу. По этому признаку горные породы подразделяются на 12 групп (классов) — от значений $p_{ш} < 10$ МПа (1-я категория) до величин, больших 700 МПа (12-я категория).

Наибольшую твердость (до 1000 МПа) имеют монолитные кварциты и полиминеральные изверженные породы, содержащие темноцветные минералы — пироксен, авгит, оливин [4]. Меньшая твердость магматических пород с кварцевой и полевошпатовой основой по сравнению с твердостью пород, содержащих темноцветные минералы, объясняется более слабой связью между отдельными зернами у полевошпатовых пород.

Из пород осадочного комплекса максимальная твердость отмечается у известняков (до 250 МПа); твердость возрастает с увеличением степени кристаллизации и окремненности. Доломитизация, выщелачивание известняков и повышенное содержание глинистых частиц вызывают резкое снижение их твердости. Твердость песчано-алевритовых пород зависит также от их минерального состава и степени цементации. Наибольшую твердость имеют кварцевые слитные песчаники с кремнистым и известковистым цементом.

Для карбонатов и песчаников твердость $p_{ш}$ уменьшается с возрастанием коэффициента пористости. Эта зависимость аппроксимируется уравнением

$$\lg p_{ш} = A - Bk_{п}, \quad (266)$$

где A, B — коэффициенты, определяемые минеральным составом и структурой породы.

Зависимость предопределяет возможность выделения высокопористых осадочных

пород по диаграммам продолжительности проходки.

Глины, аргиллиты, пески и другие рыхлые породы характеризуются низкой твердостью (до 20 МПа). Для глин характерны высокая пластичность и четкая зависимость твердости от глубины H залегания в условиях нормальных распределений поровых давлений:

$$P_{ш,H} = P_{ш,0} + b_m H$$

где $P_{ш,0}$ = твердость глин при $H = 0$; b_m — градиент увеличения твердости с глубиной (точнее, с ростом эффективного напряжения).

Для гидрхимических осадков (за исключением ангидрита) — гипса, каменной соли, сильвина и других — типична небольшая твердость. Повышенная растворимость некоторых солей вызывает снижение продолжительности проходки при их разбурировании с интенсивной промывкой.

§ 78. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ

При интерпретации диаграмм продолжительности проходки исходят из теории разрушения горных пород в процессе бурения, согласно которой продолжительность проходки

$$\tau_{пр} = C \sigma_{кр}^b, \quad (268)$$

где C — коэффициент, определяемый степенью отношения давления p на площадь F опорной поверхности долота, числом его лопастей (для лопастных долот), степенью числа оборотов (показатель степени $b < 1$) долота в единицу времени и качеством очистки забоя, зависящим от степени произведения скорости истечения глинистого раствора из насадок долота на величину кинематической вязкости раствора. Величина $\sigma_{кр}$ находится в прямой зависимости от твердости $p_{ш}$ породы.

В первом приближении продолжительность проходки изменяется обратно пропорционально степени числа n оборотов долота и квадрату отношения давления p на режущую поверхность к его опорной поверхности F . Поэтому при интерпретации диаграмм продолжительности проходки целесообразно ввести понятие о приведенном критическом напряжении пород $\sigma_{кр,пр}$ понимая под этим сопротивляемость разбурированию фиктивной среды, для которой отсутствует отклонение от указанной выше закономерности.

Тогда

$$\tau_{пр} = \frac{F_0}{n^b p^2} \sigma_{кр,пр}^b, \quad (269)$$

где F_0 — начальная опорная поверхность долота; b — степень, устанавливаемая экспериментально для долот, с которыми выполняется бурение.

Наибольшие отклонения приведенного критического напряжения от его истинной величины вызываются увеличением опорной поверхности долота в процессе работы и определяются механическими свойствами металла, навариваемого на режущие кромки долота, качеством наварки и абразивными свойствами разбуриваемых пород.

При длительной работе долота влияние его износа на $\tau_{пр}$ и, следовательно, на $\sigma_{кр,пр}$ становится значительным и величина $\tau_{пр}$ сперва постепенно, а затем резко возрастает. Резкое возрастание $\tau_{пр}$ перед сменой и уменьшение после смены долота не должно расцениваться как следствие соответствующих значительных изменений критического напряжения пород.

Влияние срабатываемости долота при сравнении двух близлежащих отрезков диаграмм при переходе из одной породы в другую ничтожно, и все изменения в параметрах $\sigma_{кр,пр}$ и $\tau_{пр}$ происходят в связи с уменьшением или увеличением коэффициента $\sigma_{кр}$ (при условии постоянства нагрузки на долото и числа оборотов ротора). При переходе из одной породы в другую

$$\sigma_{кр,пр}^* / \sigma_{кр}^* = \tau_{пр}^* / \tau_{пр}, \quad (270)$$

где $\sigma_{кр,пр}^*$, $\tau_{пр}^*$ — критическое напряжение и продолжительность проходки в породах, механические свойства которых неизвестны; $\sigma_{кр}$ и $\tau_{пр}$ — те же параметры в породах с известными механическими свойствами (рыхлые пески и однородные пластичные глины).

При постоянном режиме бурения продолжительность проходки изменяется только при переходе долота в породу с иным критическим напряжением. Это дает возможность по участкам резкого изменения $\tau_{пр}$ определить положение границ пород, различающихся механическими свойствами.

В методе энергоемкости горных пород разрез скважины изучают по данным непрерывной регистрации разности A_v между энергией $A_б$, затрачиваемой на разрушение (бурение) и удаление с забоя единицы объема породы, и энергией A_x холостого хода (с учетом работы промывочных агрегатов) [40]. Чем выше $\sigma_{кр}$ горных пород, а следовательно, ниже коэффициент их пористости, тем выше A_a .

Геологическая интерпретация диаграмм продолжительности проходки и энергоемкости основывается на данных о твердости пород. Наибольшими значениями $\tau_{пр}$ и A_v выделяются магматические и метаморфические породы и консолидированные осадочные породы, например цементированные песчаники, плотные кристаллические известняки и доломиты.

По мере возрастания пористости и нарушения связи между зернами породы продолжительность проходки и энергоемкость уменьшается. Как следствие этого, пористые песчаники, известняки и доломиты отмечаются средними значениями $\tau_{пр}$ и A_v , высокопористые пески, мел — низкими значениями (рис. 132). Особенно резко дифференцируются каверны и карстовые пустоты в толще карбонатных отложений. Пустоты характеризуются провалами инструмента, практически выделяемыми «нулевой» продолжительностью проходки и $A_б = A_x$

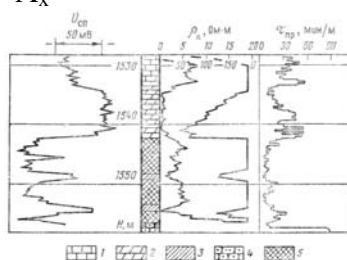


Рис. 132. Примеры выделения коллекторов с использованием продолжительности проходки.
1 — известняки; 2 — мергели; 3 — глины; 4 — песчаники плотные; 5 — песчаники рыхлые (коллекторы)

Диаграммы продолжительности проходки могут быть искажены вследствие нарушения пропорциональности между $\tau_{пр}$ и $\sigma_{кр}$, что вызывается следующими причинами.

1. Изменение давления долота на забой. Непостоянство нажима на режущую кромку долота в наибольшей степени обуславливает искажение диаграммы продолжительности проходки. Чтобы избежать погрешностей, связанных с неравномерностью давления на забой, интерпретацию диаграмм продолжительности проходки следует проводить с обязательным учетом нагрузки долота.

2. Изменение числа оборотов долота. Изменение числа оборотов долота оказывает незначительное влияние, так как в процессе бурения число оборотов долота сохраняется достаточно постоянным. Кроме того, снижение числа оборотов долота обычно наблюдается при проходке твердых пород. Это обуславливает увеличение $\tau_{пр}$, и приводит к большей дифференциации кривой продолжительности проходки.

3. Изменение диаметра и типа долота. При сопоставлении продолжительности проходки $\tau_{пр}$, зарегистрированной при диаметре долота $d_{д1}$ с продолжительностью проходки $\tau_{пр}$, полученной при диаметре долота $d_{д2}$, следует изменять $\tau_{пр}$ примерно пропорционально квадрату отношения $d_{д1}/d_{д2}$. Переход на бурение скважины долотом другого типа не поддается корректировке. Числовые значения $\tau_{пр}$ на участках скважины, пройденных долотом одного типа, количественно несопоставимы с продолжительностями проходки, полученными с долотами другого типа. Для исключения возможных погрешностей при интерпретации на диаграммах $\tau_{пр}$ следует указывать тип и диаметр долота.

§ 79. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАВЕРНОГРАММ

Обрушение горных пород в процессе бурения и образование сальников, сужающих диаметр d_c скважины, характерные для многих пород, позволяет изучать их по этому свойству.

Кривую изменения диаметра d_c скважины с глубиной — кавернограмму используют для следующих целей: 1) определение геологического разреза скважины; 2) изучение ее технического состояния; 3) определение среднего диаметра скважины на заданной глубине, необходимого для интерпретации большинства геофизических методов исследования скважин.

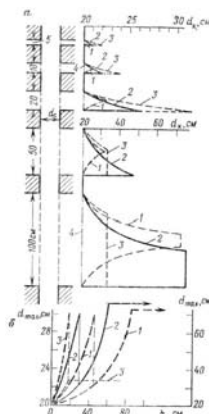


Рис. 133. Кавернограммы против каверн неограниченного диаметра различной высоты h (а) и зависимость максимального показания каверномера d_{\max} от h_k для каверномеров различных конструкций (б).

1 — ромбовидный каверномер КР; 2 — рычажный каверномер СКС; 3 — короткорычажный микрокаверномер; 4 — линия диаметра скважины.

Кавернограммы в большинстве случаев позволяют определить с большой точностью положение границ пород, в которых изменяется диаметр скважины. При определении границ пород, различающихся характером изменения диаметра скважины, следует учитывать особенности конструкций каверномеров (рис. 133). В зависимости от конструкции каверномеров правила отбивки границ и определения d_c будут следующими.

1. Границы пласта, образующего каверну, относятся к точкам a и b Кавернограммы (рис. 134, б), начиная с которых отмечается изменение диаметра скважины.

2. Плавный ход d_c в кровле породы, образующей каверну, может не соответствовать действительности и происходить вследствие сжатия рычагов каверномера подошвой покрывающих отложений.

3. Диаметр d_n каверны определяется с достаточной точностью только в том случае, когда он не превышает диаметра наибольшего раскрытия каверномера, и мощность породы, образующей каверну, примерно превышает длину рычагов каверномера. Если каверны имеют небольшой размер вдоль образующей скважины, предельное значение диаметра, отмеченного каверномером, не превосходит величин, устанавливаемых по кривым, приведенным на рис. 133, б.

Горные породы по характеру изменения в них диаметра скважины подразделяются на три типа.

К породам первого типа относятся породы, в которых диаметр скважины соответствует диаметру долота. Это плотные песчаники, известняки, доломиты, ангидриты и большинство магматических и метаморфических пород.

Второй тип объединяет следующие породы, образующие каверны.

1. Глины и глинистые сланцы, легко размываемые струей глинистого раствора и обрушивающиеся вследствие набухания глинистых частиц и перехода их в раствор (рис. 134, а). Наиболее сильно размываются глины и глинистые сланцы, представленные тонкодисперсными активно набухающими глинистыми минералами — монтмориллонитом, нонтронитом, бейделлитом и другими, в условиях, когда обменными являются катионы

калия и натрия. Обрушение значительно снижается в глинах, содержащих поглощенные ионы кальция и магния. Диаметр скважины в глинах зависит от качества глинистого раствора. Чем ниже концентрация солей в глинистом растворе и чем больше свободной воды, тем интенсивнее происходит набухание глинистых частиц и их последующее обрушение, увеличивающие диаметр скважины.

2. Пески — плывуны, оплывающие в скважине.

3. Кавернозные известняки и доломиты, образующие крупные каверны и особенно карстовые пустоты (рис. 134, б). Однако в этих отложениях обычно наблюдается незначительное увеличение диаметра скважины, что объясняется небольшими размерами пустот по вертикали.

4. Сильно трещиноватые, преимущественно с изотропной трещиноватостью известняки и доломиты, обрушение которых происходит под действием ударов бурового инструмента. В этих породах диаметр скважины увеличивается незначительно — на 5—10 см против номинального.

5. Каменная соль и другие гидрохимические осадки (рис. 134, в) обладающие высокой растворимостью.

6. Ископаемые угли, легко растрескивающиеся и обрушивающиеся при проходке их скважиной.

К третьему типу относятся породы, на поверхностях сечения которых скважиной образуются сальники.

1. Проницаемые песчаники, известняки, доломиты, реже мергели и ангидриты с интергранулярной и изотропной трещинной пористостями (см. рис. 134, а, в, и рис. 143). В известняках и доломитах с изотропной трещиноватостью образование глинистой корки часто наблюдается после возникновения каверны. Сужение диаметра скважины происходит за счет оседания на ее стенке твердых частиц из глинистого раствора при фильтрации его в породу.

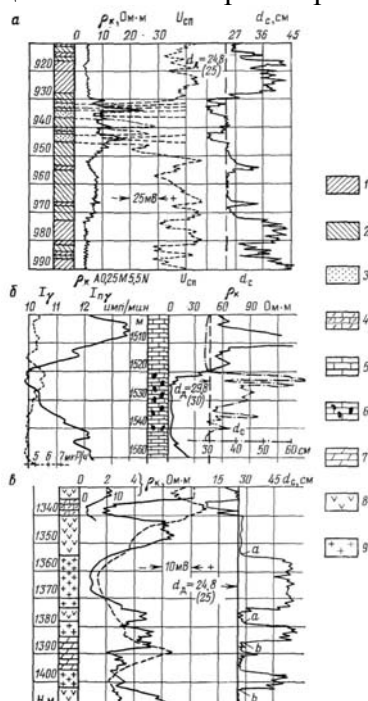


Рис. 134. Параметры кавернограмм.

а — песчано-глинистый разрез; б — закарстованные карбонаты; в — соленосный разрез;

1 — глины калиевые и натриевые; 2 — то же, кальциевые и алевроитовые; 3 — песчаники карбонаты; 4 — трещиноватые и крупнопористые; 5 — плотные; 6 — закарстованные; 7 — мергели; 8 — ангидриты; 9 — галит

2. Некоторые пластичные глины при вязких глинистых растворах, не содержащих свободную воду.

Указанные признаки деления пород по изменению диаметра скважины дают возможность выделять основные типы пород, более точная градация которых выполняется

на основании комплексной интерпретации данных других геофизических методов исследования скважин.

§ 80. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ КОРКОМЕРА

Достоверность интерпретации диаграмм микрозондов и радиометрии скважин во многом зависит от знания толщины глинистой корки, наиболее точно определяемой коркомером.

Коркомер позволяет непосредственно измерять толщину глинистой корки в месте расположения датчиков прибора. Как следствие этого, интерпретация диаграмм коркомера элементарно проста и сводится к отсчету $h_{ГК}$ по масштабу записи кривой в точке, в которой определяется толщина глинистой корки.

Чем меньше плотность глинистой корки и прочнее породы, слагающие стенку скважины, тем точнее определяется $h_{ГК}$. Погрешности, обуславливающие уменьшение $h_{ГК}$, возможны при значительном уплотнении глинистой корки, если ее толщина определяется после длительного промежутка времени с момента образования корки. Наоборот, некоторое преувеличение $h_{ГК}$ по отношению к действительному значению коркомер дает при измерениях $h_{ГК}$ на стенках набухающих и рыхлых пород.

Глава XI

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН

§ 81. ОСНОВЫ ОБРАБОТКИ ДИАГРАММ ГАЗОМЕТРИИ СКВАЖИН

Выделение газоносных и нефтеносных пород методом газометрии выполняют по данным комплексного изучения содержания углеводородных газов в глинистом растворе.

При разбуривании газоносных и нефтеносных пород газ, содержащийся в породах, в растворенном состоянии в нефти и в воде переходит в глинистый раствор и с раствором поднимается на поверхность. Здесь газ извлекается из раствора, анализируется; затем регистрируется кривая $\Gamma_{\text{СУМ}}$ — суммарного содержания горючих газов в газозудной смеси, поступающей в газоанализатор.

Детальное изучение компонентного состава газа осуществляют на хроматографах (хромотермографах), с помощью которых оценивают содержание метана $C_1(C_1H_4)$, этана $C_2(C_2H_6)$, пропана $C_3(C_3H_8)$, бутана $C_4(C_4H_{10})$, пентана $C_5(C_5H_{12})$ и гексана $C_6(C_6H_{14})$, основные сведения о которых приведены в табл. 2.

Количество газа, извлекаемого из глинистого раствора и измеряемого газоанализатором, определяется:

1) содержанием $x_{г,и}$ (в m^3/m^3) газа в единице объема разбуренной породы, величина которого зависит от коэффициента пористости и нефтегазонасыщения породы, пластового давления и газового фактора;

2) количеством газа, поступающего за единицу времени в единицу объема раствора, зависящего от скорости (продолжительности $\tau_{пр}$ (с/м) проходки, объемной скорости циркуляции $v_{р,з}$ (в $m^3/с$) глинистого раствора на забое, разности между гидростатическим давлением глинистого раствора на уровне пласта и пластовым давлением;

3) физическими свойствами раствора: его вязкостью и сорбционными свойствами глин, на которых приготовлен раствор, затрудняющими извлечение газа из раствора дегазатором.

Первая группа факторов определяет количество газа, находящегося в коллекторе, и дает возможность использовать диаграммы газометрии для выявления газосодержащих пород и оценки их насыщения. Чем выше содержание газа в единице объема разбуренной породы, тем (при прочих равных условиях) значительнее аномалии на диаграммах газометрии скважин.

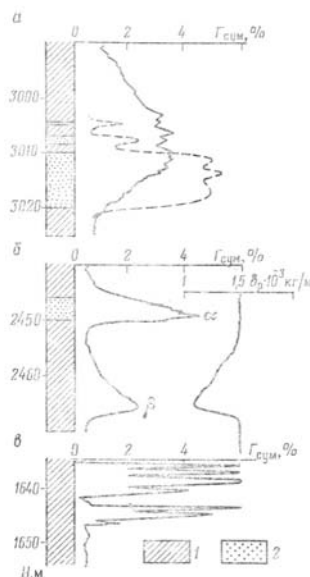


Рис. 135. Примеры искажений диаграмм газометрии скважин.

а — смещение и размыв аномалии при подъеме раствора с забоя на поверхность (пунктирной линией)

показан вероятный вид аномалии у забоя); б — влияние последействия пласта α , создавшего аномалию β , в связи с уменьшением плотности глинистого раствора; в — аномалии, обусловленные диффузией и эффузией газа из пород при простое скважины; 1 - глины; 2 – песчаники

Произведение $q_{Г,Р}E_T$ — называемое в практике приведенным газопоказанием $\Gamma_{пр}$, пропорционально остаточному газосодержанию

$$\Gamma_{пр} = q_{Г,Р}E_T = \frac{q_{Г,В}E_T}{\eta_0} = C_t \gamma_{г,ост}, \quad (277)$$

величина которого корректируется поправочным коэффициентом C_t за температуру коллектора и реальность газов.

Решение уравнения материального баланса дано в единой системе единиц.

В процессе подъема газа, содержащегося в глинистом растворе, от забоя к устью происходит размыв аномалии, увеличивается ее протяженность и уменьшается амплитуда. При этом в момент регистрации $\Gamma_{сум}$ датчик глубин указывает фиктивную глубину $H_{ф}$, отличающуюся от истинной глубины H_z забоя, к которой относится $\Gamma_{сум}$ на величину

$$\Delta H = \frac{V_c}{Q_{Р, вых, ср} \tau_{пр, ср}} = \frac{0,785 H_z (d_{с,р}^2 - d_H^2)}{Q_{Р, вых, ср} \tau_{пр, ср}}, \quad (278)$$

где V_c — объем затрубного пространства m^3 ; H_z — глубина забоя скважины; $d_{с,р}$, d_H — средний диаметр скважины и наружный диаметр колонны буровых труб, м; $Q_{Р, вых, ср}$ — средний расход глинистого раствора m^3/c ; $\tau_{пр, ср}$ — среднее значение продолжительности проходки за время, в течение которого раствор с породой был поднят с забоя скважины на поверхность, с/м. В станциях типа АГКС ДН учитывается автоматически.

Для обеспечения наибольшей точности интерпретации диаграмм газометрии и исключения погрешностей, обусловленных локальными изменениями E и размывом аномалии (рис. 135, а), интерпретацию данных газометрии проводят в следующем порядке.

1. Определяют по данным комплексной интерпретации геофизических данных видимую мощность h_B объекта, с которым связана аномалия на кривой $\Gamma_{сум}$ ($q_{Г,В}$ в %), и подсчитывают вероятное среднее значение исправленного суммарного газопоказания.

$$\begin{aligned} \Gamma_{сум, исп} &= q_{Г,В, исп} = \frac{h_B}{h_B} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} (\Gamma_{сум, i} - \Gamma_{сум, ф}) = \\ &= \frac{h_B}{h_B} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} (q_{Г,В, i} - q_{Г,В, ф}) \cdot 10^2, \end{aligned} \quad (279)$$

где $\Gamma_{сум, i}$, $q_{Г,В}$ — значение $\Gamma_{сум}$ и $q_{Г,В}$ в i -й точке аномалий; $\Gamma_{сум, ф}$ и $q_{Г,В, ф}$ — фоновые значения этих параметров; h_B — мощность аномалии на диаграмме $\Gamma_{сум}$.

2. Определяют для участка аномалии среднее значение $E_{Г, ср}$.

3. Рассчитывают среднее значение приведенного газопоказания:

$$\Gamma_{пр, ср} = q_{Г,Р, ср} E_{Г, ср} = \frac{q_{Г,В}}{\eta_0} E_{Г, ср} = C_t \gamma_{г,ост}. \quad (280)$$

4. Анализируют компонентную характеристику газа, и в зависимости от соотношения между содержанием легких и тяжелых фракций находят:

а) остаточное газосодержание для газоносного коллектора

$$\gamma_{г,ост} = F_{г} \cdot 10^2 = \frac{q_{Г,В} E_{Г, ср}}{C_t} = \frac{\Gamma_{пр}}{C_t}; \quad (281)$$

б) остаточное нефтегазосодержание для нефтеносного коллектора

$$\gamma_{нг,ост} \approx F_{нг} \cdot 10^{-2} = \frac{b_H q_{Г,В} E_{Г, ср}}{GC_t} = \frac{b_H}{GC_t} \Gamma_{пр}. \quad (282)$$

В этих формулах $F_{г}/F_{нг}$ — функции, используемые для оценки нефтегазонасыщения в руководстве; G — газовый фактор, m^3/m^3 , b_H — коэффициент увеличения объема газонасыщенной нефти в пластовых условиях (b_H определяется по номограмме Стендинга, приближенно $b_H = 1,05 + 1,66 \cdot 10^{-4} H$).

Для определения параметров $\chi_{г,ост}$ (F_g) и $\chi_{нг,ост}$ ($F_{нг}$) используют палетки, составленные для района исследования состава газов в термобарических условиях (p , T) их залегания. Одна из таких палеток приведена на рис. 136.

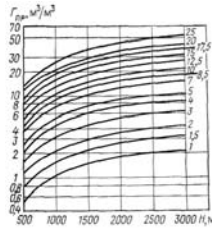


Рис. 136. Палетка для определения F_G по величинам Γ_{PP} и H .

$\delta_\Gamma = 0,6$; $T = 321 + 0,025H$ (в К); $P_{пл} = 0,01064H$ (в МПа). Шифр кривых — $F_G, \%$ (по С. Г. Комарову)

Компонентный анализ газов представляют в виде хроматограммы (рис, 137, а). Относительную концентрацию C_n n -го компонента рассчитывают по формуле

$$C_n = \frac{K_{Mn} A_n t_n S_n}{\sum_i K_{Mi} A_i t_i S_i} \cdot 10^2;$$

здесь $K_{M,n}$ ($K_{M,i}$) - коэффициент (кратный десяти) закругления масштаба записи n -го (i -го) компонента; A_n (A_i) - амплитуда пики, см; t_n (t_i) его ширина у основания; S_n - чувствительность хроматографа, см/ $\%$.

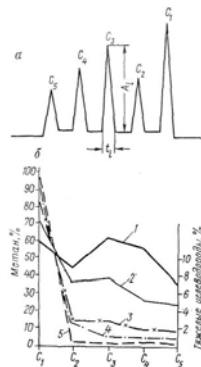


Рис. 137. Хроматограмма (а) и кривые компонентного состава газа (б).

Нефтяные залежи; 1 — $P_{пл}/P_{нас} = 4$, 2 — $P_{пл}/P_{нас} = 2,3$, 3 — $P_{пл}/P_{нас} = 1$: газовые залежи: 4 — генетически связанные с нефтяными залежами, 5 — генетически не связанные с нефтяными залежами (рис. 137, б по [41]).

Графики рассчитанных значений $C_{1,CP}, \dots, C_{6,CP}$ сопоставляют с эталонными графиками для типичных газовых, газоконденсатных и нефтяных залежей с различными значениями пластового давления $p_{пл}$ и давления $p_{нас}$ насыщения для исследуемого района (рис. 137, б). Результаты этих сопоставлений используют при определении нефтегазонасыщения изучаемого объекта,

Кровля газоносного горизонта обычно отмечается четче, чем его подошва. Однако четкость отбивки верхней границы газоносной породы нарушается диффузией газа в покрывающие отложения и размывом аномалии при подъеме раствора (см. рис. 135, а). При негоризонтальном напластовании и эффузии газа по трещинам распространение газа в отложениях, покрывающих газоносной горизонт, может охватывать значительную мощность пород, залегающих выше основного газоносного объекта.

В связи с недостаточной точностью отбивки границ газоносных и нефтеносных пластов по диаграммам газометрии они интерпретируются в комплексе с диаграммами других методов геофизического исследования скважин. Если после внесения всех поправок аномалии на диаграммах газометрии оказываются смещенными относительно залегания коллекторов по данным других геофизических параметров, вероятное положение газоносных и нефтеносных объектов относят к глубинам, определенным по более достоверным данным.

§ 82. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ГАЗОМЕТРИИ СКВАЖИН

Геологическая интерпретация данных газометрии скважин сводится к оценке выделенных на диаграммах участков повышенного содержания газа над его фоновыми значениями [41, 42]. Наличие фона объясняется неполной дегазацией глинистого раствора на

поверхности и при отсутствии искажающего влияния, определяемого проникновением раствора и его фильтрата в коллектор, не затрудняет выделения продуктивных газоносных и нефтеносных объектов, а также водоносных коллекторов, содержащих в больших количествах растворенный газ. Отделяют газоносные и нефтеносные объекты от водоносных коллекторов на основании сопоставления результатов интерпретации с данными статистического анализа материалов газометрии для водоносных и продуктивных коллекторов изучаемого района. С этой же целью используют специальные палетки, представляющие зависимость объемного содержания газов $q_{Г,Р}$ в глинистом растворе при стандартных условиях от коэффициента k_G породы при $p = \text{const}$ и $T = \text{const}$ [41].

Нефтеносные и газоносные коллекторы разделяют по данным хроматографического анализа. Эту же задачу иногда решают по графикам относительных содержаний C_i/C_n (например, $C_3/C_1, C_2/C_3$ и др.). При разделении газоносных и нефтеносных пород существенное значение имеют данные люминесцентного анализа глинистого раствора и шлама (см. § 83).

На диаграммах газометрии могут наблюдаться аномалии, не соответствующие газосодержанию вскрываемых пород в следующих случаях:

1. При поступлении газа из верхних газоносных пластов, пройденных ранее скважиной. Иногда на это указывает повышенное содержание газа вдоль всей части разреза, подстилающей пласт с высоким газонасыщением. В некоторых случаях связь аномалий с вышележащим газоносным горизонтом может быть установлена по их возникновению при уменьшении плотности δ_p глинистого раствора (см. рис. 135, б).

2. При проходке пород, содержащих неуглеводородные горючие газы, водород, сероводород и окись углерода. Наличие этих газов определяется анализом.

3. При остановках бурения скважины, при которых глинистый раствор обогащается диффундирующими в него газами (см. рис. 135, в). При последующей циркуляции раствора зоны, обогащенные газом, создают на диаграмме $\Gamma_{\text{СУМ}}$ аномалии. При регистрации этого участка диаграммы в укрупненном масштабе по времени (условной глубины при скорости циркуляции $v = \text{const}$) по зарегистрированным аномалиям в благоприятных условиях могут быть выделены пропущенные или подтверждены выделенные ранее газонефтяные объекты (газометрия скважин после бурения).

4. При добавках в глинистый раствор сырой нефти и нефтепродуктов. Чем легче и меньше окислена нефть, тем в большей степени искажаются диаграммы и затрудняется их интерпретация.

Аномалии на кривых $\Gamma_{\text{СУМ}}$ при проходке газо- и нефтенасыщенных, когда раствор и его фильтрат оттесняют газ от забоя до разрушения породы долотом; б) при вскрытии горизонтов с тяжелой вязкой нефтью; в) при установке дегазатора, тип и конструкция которого не обеспечивают достаточной дегазации раствора.

§ 83. ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЛЮМИНЕСЦЕНТНО-БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА

Интерпретация результатов люминесцентно-битуминологического метода основывается на изучении интенсивности и спектра люминесценции образцов пород (керна, шлама), хлороформенных и петролейно-эфирных вытяжек из этих пород и глинистого раствора. Люминесцентный анализ обычно производится в ультрафиолетовых лучах кварцевой ртутной лампы. Спектр люминесценции определяется содержанием в изучаемых образцах пород и растворов легкой (светлые фракции), масляной, смоляной и асфальтеиновой компонент, соответственно люминесцирующих серо-голубым, зеленовато-желтым, желто-коричневым и коричнево-бурым цветом. Как следствие этого, легкие нефти люминесцируют зеленовато-голубым, нефти средней плотности желтовато-кремовым и тяжелые нефти — темно-желто-коричневым цветами.

В люминесцентно-битуминологическом методе используют способы качественного, полуколичественного и количественного

анализов.

При качественном анализе исследуемые образцы породы, раствора визуально просматривают в люминескопе. Присутствие битумов устанавливают по точкам свечения, цвет которого дает общее представление о составе битума. Яркость свечения битумоидов вначале возрастает пропорционально их содержанию. Интенсивность свечения достигает максимума при относительно небольшой их концентрации; затем она убывает с ростом концентрации.

Полуколичественное изучение содержания битумов выполняют способами капельного и капиллярного анализов.

При капельном анализе на поверхность изучаемого образца наносят каплю хлороформа. Содержание битума оценивается формой люминесценции пятна, образовавшегося из капли. Сплошная люминесценция пятна указывает на большое содержание битума. При среднем его содержании люминесцирует контур пятна тем больший, чем выше содержание битума, при малом — отдельные точки. Цвет люминесцирующего пятна указывает на качественный состав битума: желто-голубой, исчезающий при испарении хлороформа, соответствует легким нефтям, желтый — тяжелым нефтям, коричневый — тяжелым битумоидам.

При капиллярном анализе образец экстрагируют растворителем. В полученный экстракт опускают полоску фильтровальной бумаги, по капиллярам которой битумы, поднимаясь, разделяются на фракции. Полоску бумаги просвечивают в ультрафиолетовых лучах и сравнивают с эталонами. Цвет, интенсивность свечения и ширина полос позволяют приблизительно оценить состав и содержание битума.

Количественный анализ выполняют по данным определения оптической плотности D электрофотоколориметром экстрактов, приготовленных на хлороформе и петролейном эфире.

Согласно закону Бугера—Ламберта—Бэра, оптическая плотность

$$D = 2,303aC\Delta l,$$

где a — постоянная, определяемая составом растворителя и длиной волны; Δl — толщина слоя растворителя с растворенным битумом; C — концентрация растворенного вещества.

Массовое содержание битумоида определяют на основании сопоставления величины D оптической плотности изучаемого экстракта с оптической плотностью D_{3T} эталонных растворов, по которым составляют градуировочную палетку.

Сопоставление концентраций битумоидов, определенных по данным хлороформенного и петролейно-эфирного экстрактов, дает возможность определить содержание битумоида и установить его характер; хлороформ экстрагирует масла, смолы и асфальтены, петролейный эфир — только масла и смолы.

Значительная разность $D_{ХЛ}$ — $D_{ПЭФ}$ показывает высокое содержание асфальтенов, характерное для окисленных нефтей и битуминозных пород. Отношение $\frac{D_{ХЛ}}{D_{ХЛ} - D_{ПЭФ}}$ позволяет оценить характер битуминозности изучаемых пород.

Результаты люминесцентно-битуминологического анализа представляют в виде диаграмм, на которых черточками, перпендикулярными к оси глубин, заносят (в заранее выбранном масштабе) концентрации битумов в процентах или долях процента, определенные по образцам пород или глинистого раствора, полученных с этих глубин. Черточки целесообразно наносить, используя различную условную пунктуацию, а в иллюстративных диаграммах — различный цвет, соответствующий наиболее характерному сечению: голубой, зеленый, темно-желтый, коричневый.

Геологическая интерпретация данных люминесцентного анализа сводится к выделению зон с повышенным содержанием битумов и установлению вероятной промышленной нефтеносности изучаемого объекта на основании комплексного анализа данных гезометрии и других геофизических методов.

При интерпретации данных люминесцентного анализа могут возникнуть погрешности, обусловленные:

1) люминесценцией скелета породы; многие минералы {например, урановые минералы, натечные формы кальцита) имеют спектр люминесценции, близкий к спектру люминесценции некоторых битумов, они отличаются от битуминозных пород отсутствием люминесценции вытяжки;

2) люминесценцией нефтей и нефтепродуктов, добавленных в раствор или поступающих из верхних пластов разреза; в тех случаях, когда загрязнение раствора нефтью и смазочными маслами неизбежно, следует знать характер их люминесценции;

3) различной интенсивностью свечения ненарушенного образца и образца, растертого в порошок; поэтому образцы керна и шлама перед просмотром однообразно растирают в тонкий порошок.

§ 84. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МЕТОДА ИЗБИРАТЕЛЬНЫХ ЭЛЕКТРОДОВ

Изучение горных пород методом избирательных электродов основано на характерном ионном составе вод, сопутствующих некоторым полезным ископаемым. Так, например, высокая концентрация ионов водорода и сульфатных ионов характерна для вод сульфидных месторождений. Глубинные воды нефтяных месторождений обычно отличаются высокой концентрацией Cl^- ионов хлора и относительно низким содержанием иона H^+ (высоким рН).

Измерение концентрации ионов в водах, насыщающих породы, сказывается на их концентрации в глинистом растворе. Величину последней измеряют с помощью опускаемых в скважину избирательных электродов - сурьмяного (ионы H^+), хлорсеребряного (ионы Cl^-) и сульфатносвинцового (ионы SO_4^{2-}).

Методика количественной интерпретации диаграмм концентрации H^+ , Cl^- , SO_4^{2-} до настоящего времени не разработана.

Диаграммы метода избирательных электродов используют для общих суждений о разрезе скважины и выделения некоторых полезных ископаемых. В частности, понижение рН наблюдается на участках сульфидного оруденения, в некоторых нефтеносных коллекторах при высоком содержании нафтеновых кислот, а также в глинах. Повышенные значения рН типичны для карбонатных пород. Относительно небольшой объем работ, проводящихся методом избирательных электродов, не позволяет дать достаточно исчерпывающей методики интерпретации диаграмм этих методов. Использование метода избирательных электродов должно сопровождаться изучением ионного состава и рН поровых вод, и интерпретация диаграмм рН, Cl^- , SO_4^{2-} выполняется с учетом этих данных.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Глава XII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДОКУМЕНТАЦИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН

Решение задачи детального изучения геологических разрезов скважин геофизическими методами (в последовательности расшифровки диаграммного материала) распадается на два этапа:

- 1) общего исследования — определение пород, слагающих разрезы скважин, их литологии, минерального состава и местоположения в разрезах скважин;
- 2) промышленного исследования — выделение и промышленная оценка высокопористых и проницаемых пород и полезных ископаемых — нефти, газа, каменных углей, рудного и нерудного сырья.

§ 85. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ РАЗРЕЗЫ СКВАЖИН

Геофизические способы определения горных пород в разрезах скважин основаны на сведениях о физических свойствах пород, значениях амплитуд и знаков аномалий физических полей, наблюдаемых в тех или иных породах. Эти сведения позволяют на основании комплексного анализа полученных материалов установить литологию формаций, вскрытых скважинами, по совокупности их физических свойств и указанных выше параметров. Эта задача приближенно решается путем сопоставления результатов интерпретации геофизических данных с основными физическими признаками различных типов пород, приведенных в табл. 3.

Более точное определение минерального состава пород основывается на решении уравнений вида

$$\Phi C_{n, j} = \sum_i \Phi C_{i, j} k_i^n \quad (284)$$

совместно со связующим уравнением

$$\sum_i k_i = 1 \quad (285)$$

относительно физического свойства ΦC_i , i -го компонента породы по свойству i (электропроводности, плотности, гамма-активности и др.) и его содержания k_i . Совокупность полученных при этом значений $\Phi C_{i, j}$ и k_i определяет минеральный состав изучаемой породы.

При относительно простых минеральных ассоциациях изучаемых пород задача оценки их состава может быть решена с помощью бланков с зависимостями физических свойств пород от коэффициента пористости для одноминеральных пород; на эти бланки наносят точки с координатами для изучаемой породы (рис. 138). Положение точек в поле этих зависимостей позволяет высказать суждение о вероятном минеральном составе породы.

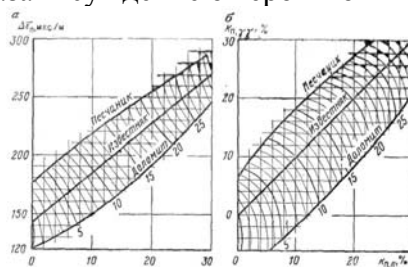


Рис. 138. Определение вероятной литологии коллектора по данным сопоставления $\Delta\tau_n$ и $\kappa_{n,n}$ (а) (б) (составлено по данным аналогичной палетки [4].

Шифр кривых — κ_n , %

Для исключения влияния заполнителя порового пространства на точность решения задачи рекомендуется применять матричные бланки (литограммы), на которые в координатной системе

$$L = \frac{\Delta\tau_2 - \Delta\tau_1}{\delta_n - \delta_s} \approx \frac{\Delta\tau_2 - \Delta\tau_{сн}}{\delta_{сн} - \delta_s}, \quad (286)$$

$$G = \frac{1 - k_{п,н}H_2}{\delta_n - \delta_s} \approx \frac{1}{\delta_{сн} - \delta_s} \quad (287)$$

(H_2 — водородный эквивалент заполнителя порового пространства) наносят точки L и G для чистых минеральных ассоциаций (рис. 139). Положение точек с координатами L и G для изучаемой породы относительно этих точек определяет вероятный минеральный состав этой породы.

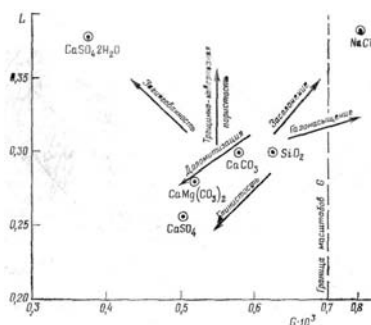


Рис. 139. Литограмма (L — Г-диаграмма).

Стрелками показано влияние различных факторов на положение точек с координатами L и T

Наиболее точным способом определения минерального состава пород является оценка содержания в породе основных элементов, входящих в состав породообразующих минералов, а именно: С, О, F, Na, Mg, Al, Si, S, Cl, К, Са, Fe, что в благоприятных условиях может быть выполнено, например, по следующим данным.

Углерод — по данным спектроскопии гамма-излучения неупругого рассеяния ($E = 4$ МэВ) и низкому эффективному атомному номеру породы (ископаемые угли).

Кислород — по активации быстрыми нейтронами [$^{16}\text{O} (n, p)^{16}\text{N}$; 7,35 с; 6,13 и 7,11 МэВ].

Натрий — по активации нейтронами [$^{23}\text{Na}, (n, p)^{23}\text{Ne}$; 40,7 с; 3МэВ]; [$^{23}\text{Na} (n, \gamma)^{24}\text{Na}$; 15,3 ч; 1,38 и 2,75 МэВ (100%)].

Магний — по активации нейтронами [$^{25}\text{Mg}(n, p)^{25}\text{Na}$; 58с; 0,5 МэВ]; [$^{26}\text{Mg}(n, \gamma)^{27}\text{Mg}$; 9,3 мин; 0,83 МэВ (70 %) и 1 МэВ (30%)].

Алюминий — по активации нейтронами [$^{27}\text{Al} (n, p)^{27}\text{Mg}$; 9,3 мин; 0,83 МэВ (70 %), 1 МэВ (30 %)]; [$^{27}\text{Al} (n, \gamma)^{28}\text{Al}$; 2,3 мин; 1,78 МэВ].

Кремний — по активации нейтронами [$^{28}\text{Si} (n, p)^{28}\text{Al}$; 2,3 мин; 1,78 МэВ (100 %)].

Сера — по спектральному отношению и в благоприятных условиях — по активации нейтронами [$^{34}\text{S} (n, p)^{34}\text{P}$; 14,4 с; 2,1 МэВ].

Хлор --по активации нейтронами [$^{37}\text{Cl} (n, p)^{37}\text{S}$; 5 мин; 3,1МэВ];

Калий — по данным спектрометрии естественного гамма-излучения ($E_{\gamma} = 1,46$ МэВ).

Кальций — по активации нейтронами [$^{44}\text{Ca} (n, \alpha)^{41}\text{Ar}$; 1,8 ч; 1,37 МэВ]

Железо и другие более тяжелые элементы, представляющие промышленный интерес, оцениваются методами, описание которых дается в гл. XVIII.

§ 86. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИН ЗАЛЕГАНИЯ ГРАНИЦ И МОЩНОСТЕЙ ПЛАСТОВ

Местоположение границ пластов по разрезу скважины находят по правилам, изложенным при описании конфигурации кривых различных геофизических параметров. При этом предпочтение отдается параметру, наиболее четко фиксирующему изучаемый объект.

В тех случаях, когда угол встречи кровли пласта со скважиной $\beta < 90^\circ$, истинную

мощность пласта рассчитывают по формуле

$$h = h_{\varphi} [\cos \delta \cos \alpha - \sin \delta \sin \alpha \cos (\theta - \varphi)], \quad (288)$$

где h_{φ} —мощность наклонно залегающего пласта, измеренная в направлении искривления скважины; δ — угол искривления скважины; α — угол падения пласта; θ — азимут падения пласта; φ — азимут искривления скважины.

Если угол α неизвестен, его можно вычислить по среднему значению видимого угла падения α , измеряемому на керне.

$$\text{В этом случае } \cos \alpha = \cos \alpha \cos \delta + \sin \alpha \sin \delta \cos \chi, \quad (289)$$

где χ — проекция угла $\theta - \varphi$ на плоскость, перпендикулярную к оси скважины.

При $\delta < 5^\circ$ можно принять $\chi = \theta - \varphi$

Глава XIII

ВЫДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ, ГАЗА И ПОГРЕБЕННЫХ ВОД

Выделение пород-коллекторов, вмещающих промышленные скопления нефти, газа и погребенных вод, — одна из основных задач геофизического исследования разрезов нефтяных, газовых и гидрогеологических скважин. Решение этой задачи по геофизическим данным основывается на существенном различии физических свойств твердой, жидкой и газообразной фаз горных пород, физических свойств скелетной и пластичной составляющих твердой фазы, углеводородной и водной составляющих жидкой фазы [7, 11, 14, 44].

Такие различия физических свойств позволяют не только установить местонахождение коллекторов в разрезах скважин, вычислить их мощности, но и количественно оценить коэффициент пористости коллектора, в благоприятных условиях определить преобладающий тип пористости, вычислить коэффициенты глинистости и проницаемости, оценить вероятное содержание нефти и газа.

Горная порода является коллектором, если ее проницаемость обеспечивает возможность извлечения достаточного объема жидких и газообразных полезных ископаемых при минимальных затратах средств. Нижняя граница коэффициента физической проницаемости, определяющей породу как коллектор, составляет 0,01— 1 фма (мД). Чем больше мощность промышленного коллектора и выше его пластовое давление, тем меньшая из указанных цифр характеризует нижний предел этого параметра для породы как коллектора.

Согласно Козени—Карману

$$k_{\text{физ}} = \frac{4k_{\text{п}}^2}{7^2 S_{\text{в}}^2} 10^{14}. \quad (290)$$

Поэтому породы и коллекторы должны обладать достаточно высоким коэффициентом динамической пористости:

$$k_{\text{в, д}} = k_{\text{п}} (1 - k_{\text{в, ск}}) = k_{\text{п}} (1 - b_0 k_{\text{в, ск}}), \quad (291)$$

где b — некоторый коэффициент ($b > 1$).

Как следствие этого, при прочих равных условиях коллекторы должны иметь достаточно высокую величину коэффициента $k_{\text{п}}$ общей пористости и малое содержание поверхностно активной (пластичной) составляющей твердой фазы, содержащей большую долю связанной воды ($k_{\text{в, СВ}}$).

§ 87. ВЫДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ

Методика выделения коллекторов по геофизическим данным основывается на следующих характерных признаках коллекторов.

1. Проницаемости, вследствие которой близ стенок скважины, пересекающей коллектор, образуется зона проникновения фильтрата глинистого раствора. По физическим свойствам эта зона обычно отличается от коллектора; они не сохраняются постоянными во времени, как и диаметр скважины; при проникновении фильтрата глинистого раствора в коллектор на стенках скважины образуется глинистая корка повышенной толщины.

2. Пониженном содержании поверхностно-активной пластичной составляющей твердой фазы. Физические свойства этой составляющей достаточно специфичны, что позволяет установить коллектор по минимальным признакам, характеризующим пластичную составляющую.

3. Повышенной пористости и достаточном различии между физическими свойствами твердой фазы и заполнителя порового пространства породы.

Выделение коллекторов по первому признаку. Выделение коллекторов по первому характерному признаку — проницаемости — наиболее однозначно. Задача может быть решена четырьмя способами:

1) изучение характера изменения физических свойств коллектора в процессе

проникновения фильтрата глинистого раствора;

- 2) сравнение физических свойств коллектора в зоне проникновения фильтрата глинистого раствора с его физическими свойствами за пределами этой зоны;
- 3) применение глинистых растворов, активированных специальными реагентами;
- 4) наблюдение за образованием глинистой корки.

При выделении коллекторов первым способом применяют следующие методы.

1. Метод сопротивлений — на основании измерения во времени кажущегося и эффективного сопротивления при заполнении скважины глинистым раствором, электрическое удельное сопротивление ρ_{ϕ} фильтрата которого значительно отличается от электрического сопротивления ρ_3 заполнителя порового пространства за зоной проникновения фильтрата раствора. В этих условиях на участках залегания коллекторов при $\rho_{\phi} > \rho_3$ со временем будет наблюдаться повышение кажущегося и эффективного сопротивления, измеренного зондами небольших размеров (рис. 140), возрастание параметра U-эквивалентности кривых бокового электрического зондирования. При $\rho_{\phi} > \rho_3$ в коллекторах ρ_k и ρ_{ϕ} со временем уменьшаются.

Отметим, что незначительные изменения ρ_k со временем могут наблюдаться и в некоторых плотных карбонатах за счет выщелачивания солей фильтратом глинистого раствора низкой минерализации.

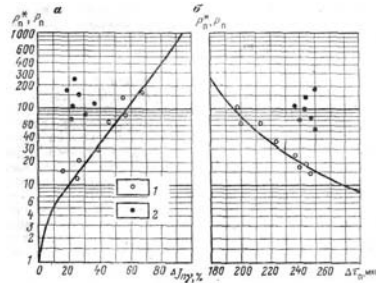


Рис. 142. Выделение коллекторов по данным сопоставления кажущегося параметра пористости

$P^* = \rho_{\text{пл}} / \rho_{\text{в}}$ ($\rho_{3\text{пл}} / \rho_{\text{в}}$) со значениями $\Delta J_{\gamma\gamma}$ (а) и $\Delta \tau_{\pi}$ (б)
 $d_c = 200$ мм; / — неколлекторы; 2 — коллекторы; $m_0 = 1,8$

и $P_{\pi} = \Phi(\Delta J_{\gamma\gamma})$, построенные на основании связей $P_{\pi} = f(k_{\pi})$, $\Delta J_{\gamma\gamma} = \Phi(k_{\pi})$, $\Delta \tau_{\pi} = f(k_{\pi})$ и $\Delta J_{\gamma\gamma} = \Phi(k_{\pi})$ для коллекторов изучаемого типа, можно (при проникновении фильтрата глинистого раствора сопротивления ρ_{ϕ} .

В случае глинистых коллекторов и коллекторов со сложной структурой порового пространства этот метод может оказаться недостаточно точным. В таких коллекторах точки с координатами P_{π} , $\Delta J_{\gamma\gamma}$, $\Delta \tau_{\pi}$, ΔJ_{γ} могут располагаться в непосредственной близости от кривых $P_{\pi} = f(\Delta J_{\gamma})$, $P_{\pi} = f(\Delta \tau_{\pi})$ и др.

При выделении коллекторов способом сопоставления кривых $\rho_{\text{ЭФ}}$ (ρ_k) и I_{γ} (I_{π}) коллекторы устанавливают по участкам, в пределах которых диаграммы $\lg \rho_{\text{ЭФ}}$ ($\lg \rho_k$) = $f(z)$, где z — глубина точки записи ρ_{ϕ} (ρ_k), существенно отличаются по конфигурации от диаграмм $\Delta J_{\gamma} = f(z)$ [$I_{\gamma} = f(z)$]. Различие в конфигурации кривых $\lg \rho_{\text{ЭФ}} = f(z)$ и $\Delta J_{\gamma} = f(z)$ на участках коллекторов объясняется существованием близкой к линейной зависимости

$$\lg P_{\pi} \approx b + a \Delta J_{\gamma\gamma}, \quad (292)$$

где a и b — постоянные.

Следовательно, при отсутствии проникновения фильтрата глинистого раствора

$$\lg P_{\pi} = \lg P_{\pi} + \lg N_{\pi, \pi} + \lg \rho_{\pi} + b + a \Delta J_{\gamma\gamma} + \lg N_{\pi, \pi} + \lg \rho_{\pi} = a \Delta J_{\gamma\gamma} + \text{const}, \quad (293)$$

при наличии зоны проникновения фильтрата

$$\lg P_{\pi} + \lg N_{\pi, \pi} + \lg \rho_{\pi, \phi} = b + a \Delta J_{\gamma\gamma} + \lg N_{\pi, \pi} + \lg \rho_{\pi, \phi} = a \Delta J_{\gamma\gamma} + \text{const}^*, \quad (294)$$

Таким образом, в тех случаях, когда между ρ_{π} , ρ_3 и $\Delta J_{\gamma\gamma}$ имеются связи, удовлетворяющие уравнениям (293) и (294), при записи кривой ρ_3 (ρ_k) в логарифмическом масштабе, нормированном по уравнению (293), в коллекторах между кривыми $\lg \rho_{\text{ЭФ}}$ и $I_{\pi\gamma}$ ($\Delta J_{\pi\gamma}$) будут наблюдаться расхождения, равные разности $\lg P_{\pi, \text{зп}} + \lg \rho_{\text{в}, \phi}$ и $\lg P_{\pi} + \lg \rho_{\pi}$. Эти

расхождения (рис. 143). будут тем больше, чем в большей степени вытеснена пластовая вода фильтратом глинистого раствора, т. е. чем лучше коллекторские свойства данной породы.

Для выделения коллекторов третьим способом применяют следующие методы.

1. Метод сопротивления — с использованием двух растворов резко различного электрического удельного сопротивления. Коллекторы отмечаются по изменениям сопротивления $\rho_{пп}$ ($\rho_{зп}$) при замерах ρ_K , выполненных с этими растворами (см. рис. 143).

2. Нейтронные методы с повторным замером $I_{п\gamma}$ на глинистом растворе, содержащем нейтронно-активные элементы В, Сd, С1. При применении γ -поглотителей чувствительность этого метода возрастает примерно вдвое при исследовании нейтронно-нейтронным методом и нейтронно-гамма-методом с последующим использованием разностной величины

$$\delta \Delta J_{п\gamma, \gamma} = \Delta J_{п\gamma} - \Delta J_{\gamma, \gamma} \quad (295)$$

где $\Delta J_{п\gamma}$, ΔJ_{γ} — относительные разностные параметры для нейтронно-нейтронного метода и нейтронного гамма-метода.

3. Метод изотопов — с активированным глинистым раствором при бурении скважины или при последующем ее расширении. Коллекторы выделяются участками повышенных значений интенсивности гамма-излучения I_{γ} изотопов (см. рис. 141). Объемную радиоактивность глинистого раствора рассчитывают по формуле

$$k_{\gamma, n} \approx (2 + 20) \frac{k_{\gamma, n}}{k_{п, д, \min}}, \quad (296)$$

где $k_{\gamma, n}$ — средняя радиоактивность матрицы коллектора, обычно изменяющаяся от 0,5 до 5 нкг-экв-Ра/М³, $k_{п, д, \min}$ — предполагаемая минимальная величина коэффициента динамической пористости.

4. Метод наведенной гамма-активности с глинистыми растворами, жидкая фаза которых содержит химические элементы с высокими сечениями активации и малыми периодами полураспада.

Коллекторы выделяются участками повышенного излучения $I_{\gamma, n}$ активации.

5. Метод потенциалов вызванной поляризации — путем использования двух растворов возможно более высокого и низкого (менее 0,6 Ом-м) электрического удельного сопротивления или раствора с добавкой активаторов — диспергированных сульфидов и др. Коллекторы выделяются по разности величин A_B , измеренных при пресном или активированном глинистом растворе и растворе высокой минерализации.

6. Метод магнитометрии — при бурении скважин с раствором, содержащим добавки диспергированного железа или магнетита. Участки проникновения глинистого раствора высокой магнитной восприимчивости в крупные поры будут выделяться положительными аномалиями χ .

7. Метод термометрии — по процессу восстановления теплового поля, нарушенного в результате бурения скважины и циркуляции глинистого раствора. На участках залегания коллектора с крупной трещинной и кавернозной пористостями восстановление теплового поля при достаточно глубоком проникновении фильтрата глинистого раствора происходит медленнее, чем на других участках скважины одинакового диаметра (см. рис. 141, карбонатный разрез).

При выделении коллекторов четвертым способом используют следующие методы.

1. Микрокаверномера — по наличию заметного сужения диаметра скважины в гранулярных коллекторах и увеличению диаметра скважин в карбонатных породах в карстово-кавернозных и трещинных коллекторах (см. рис. 141).

2. Коркомера — по увеличению толщины глинистой корки.

3. Микрозондов — по участкам низких кажущихся сопротивлений, не более чем в 10 раз превышающих ρ_p и положительных приращений $\Delta \rho_K = \rho^{МП} - \rho^{МГ}$ (см. рис. 141, кривые 3 и 4).

Выделение коллекторов по второму признаку. На втором признаке коллекторов — пониженном содержании поверхностноактивных минералов — основаны способы выделения коллекторов следующими способами.

1. Потенциалов собственной поляризации — на диаграммах $U_{СП}$ коллекторы, как правило, выделяются отрицательными аномалиями $\Delta U_{СП}$ при $\rho_{Ф-РВ}$ (см. рис. 141, кривая 7). При достаточно высокой минерализации фильтрата глинистого раствора ($\rho_{Ф} < 0,7$ Ом-м) и при $\rho_{Ф-РВ}$ аномалии $\Delta U_{СП}$ в коллекторе положительны (см. рис. 141, кривая 8).

2. Естественного гамма-излучения — коллекторы, особенно кварцевые и карбонатные, проявляются на диаграммах гамма-метода низкими значениями I_{γ} (см. рис. 141). Исключение составляют граувакковые и аркозовые коллекторы и редко встречающиеся песчаники, содержащие в большом количестве монацит, в которых величина I_{γ} может быть повышена.

Следует заметить, что низкие значения I_{γ} наблюдаются также во многих плотных породах с малым содержанием пластичной составляющей (каменная соль, плотные ангидриты, чистые гипсы, монолитные известняки).

Выделение коллекторов по третьему признаку. Третий признак коллекторов — существенное различие по физическим свойствам жидкостей, газов, заполняющих поры, и твердой фазы, а также повышенная пористость используются при выделении высокопористых коллекторов ($k_{П} > 10\%$).

По этому признаку коллекторы могут быть выделены следующими методами.

1. Методом сопротивлений — по низким значениям параметра $R_{П}$ (водоносные коллекторы) и по относительно низким значениям $\rho_{ЭФ}$ (экранированные зонды, см. рис. 141, кривые 5 и 6 — карбонатные коллекторы) и $\rho_{К}$ (малый потенциал-зонд и симметричный градиент-зонд).

2. Нейтронным методом и нейтронным гамма-методом — по участкам пониженных значений $I_{n,\gamma}$, $I_{n,t}$ и $I_{n,\gamma}$ (см. рис. 141 — карбонатные коллекторы). При высокой минерализации вод по хлору коллекторы могут выделяться повышенными значениями $I_{n,\gamma}$ и пониженными значениями $I_{n,t}$, измеренными с зондами размера, близкого к инверсионному (см. рис. 141).

3. Гамма-гамма-методом — по участкам повышенных интенсивностей $I_{\gamma\gamma}$ (см. рис. 141).

4. Методом ядерного магнитного резонанса (см. рис. 141).

5. Ультразвуковым методом — по достаточно высоким интервальным временам $\Delta t_{П}$ (см. рис. 141).

6. Методом термометрии по отрицательным аномалиям на кривых Δt при $t_{П} < t_{р}$ в терригенном разрезе (см. рис. 141).

7. Методом продолжительности проходки по низким значениям $\Delta t_{П}$ (см. рис. 141).

Выделение глинистых коллекторов по второму и третьему характерным признакам должно подтверждаться количественными оценками, к которым относятся:

1. Оценка коэффициента проницаемости по зависимостям $\alpha_{СП}$, $A_{ДА}$, $A_{В}$ и ΔI_{γ} ($q_{ГЛ,n}$) от $k_{ПР}$, на которых предварительно устанавливается граничная область, разделяющая коллекторы и неколлекторы.

2. Определение положения точки с координатами $k_{П}$ и $k_{ГЛ}$ в поле семейства кривых $k_{П} = f(k_{ГЛ})$ при $\eta_{ГЛ} = \text{const}$ (рис. 144), где проводится разделяющая граница на основании сопоставления данных определения $k_{П}$ и $k_{ГЛ}$ с результатами опробования выделенных интервалов на притоки жидкостей и газов.

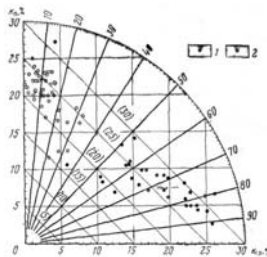


Рис 144. Выделение коллекторов по критическим значениям $\eta_{ГЛ}$ (терригенные коллекторы, девон, Ромашкина).

1 — коллекторы, 2 — неколлекторы. Шифр кривых $\eta_{гг}$ ($k_{п,сг}$), %

Для установления критерия, разделяющего изучаемые породы на коллекторы и неколлекторы по одному или ряду физических параметров, и выявления наиболее эффективного способа решения задачи используют интегральные графики $\Phi(x)$ -распределения, сущность которых заключается в следующем [10]. Для каждого из классов пород (коллекторы, неколлекторы) на основании сопоставления геофизических данных с результатами опробования строят графики интегрального распределения числовых значений параметров $\alpha_{СП}(U_{СП})$, $q(I_{\gamma})$, $(k_{п,N}-k_{п,P})/k_{п,P}$ и др., используемых для решения поставленной задачи (рис. 145). Для класса, характеризующегося более высоким значением рассматриваемого параметра, график распределения строят с нарастанием ординат слева направо (рис. 145, а, график 1) и для другого класса в противоположном направлении (рис. 144, а, график 2). Абсцисса точки пересечения восходящего графика с нисходящим дает критическое значение изучаемого параметра χ эффективность способа оценивается величиной $ef = 1 - \Phi(\chi_{кр})$, где $\Phi(\chi_{кр})$ — ордината точки пересечения интегральных графиков распределения в долях максимального числа изученных объектов. Чем больше ef и меньше интервал неоднозначности $\chi_{н,макс}-\chi_{н,мин}$ надежнее данный способ решения задачи. Для случая, показанного на рис. 145, а, $ef=0,77$. Следовательно, для $\alpha_{СП,кр}=0,425$ в 77 % случаев решение задачи однозначно. Зона неоднозначности выделения коллекторов по параметру $\alpha_{СП}$ в рассматриваемом случае заключается в пределах $\alpha_{СП} = \chi_{н,мин} - \alpha_{СП} = \chi_{н,макс} = 0,535$

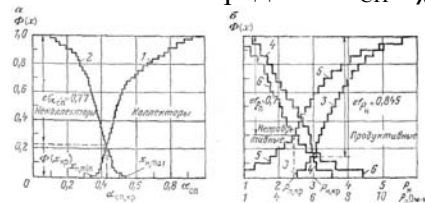


Рис. 145. Пример использования интегральных графиков $\Phi(x)$ распределения для определения критических значений параметров и их эффективности для решения задач разделения пород на коллекторы и неколлекторы по $\alpha_{СП}$ и разделения коллекторов на продуктивные и непродуктивные по P_N и $P_П$ (б).

1, 2 - графики $\Phi(\alpha_{СП})$ для коллекторов и неколлекторов, графики для продуктивных и непродуктивных коллекторов; 3, 4 — $\Phi(P_N)$. 5, 6 — $\Phi(P_П)$.

§ 88. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ

В случаях однородных коллекторов, четко проявляющихся на диаграммах того или иного физического параметра, их мощность определяется методами, описанными выше.

Однако часто приходится решать задачу определения суммарной мощности Σh_i коллекторов столь малых h_i мощностей, в условиях которых каждый из прослоев-коллекторов не выделяется четко на зарегистрированных диаграммах. В этих случаях искомая Σh_i мощность может быть установлена следующими способами.

1. По данным r_K и $r_{ЭФ}$, если известны удельные сопротивления $\rho_{п}$ песчаных и $\rho_{гг}$ глинистых прослоев.

При угле встречи $\beta = \pi/2$ доля песчаных прослоев в общей мощности пачки

$$\chi_n = \frac{\Sigma h_n}{\Sigma h_n + \Sigma h_{гг}} = \frac{\rho_{п, гг} - \rho_{гг}}{\rho_{п, гг} - \rho_{п, гг}} \cdot \frac{\rho_{п, гг}}{\rho_{п, гг}} \quad (297)$$

Для облегчения решения задачи используют палетку кривых, изображенную на рис. 31.

2. По площади $\Omega_{СП}$ кривой потенциалов собственной поляризации при условии, если по электрическому удельному сопротивлению глинистые и песчаные прослои незначительно различаются и известна величина ξ_S статического потенциала; тогда

$$\Sigma h_i = \Omega_{СП} / \xi_S$$

3. По площади Ω_{γ} аномалии на кривой I_{γ} (по отношению к линии чистых глин) по формуле

$$\sum h_i = \Omega_\gamma / \Delta I_\gamma$$

где ΔI_γ — амплитуда аномалии на кривой I_γ (относительно линии глиен) в чистом неглинистом коллекторе большой мощности.

4. По величине интервального времени $\Delta\tau$

$$\sum h_n = \chi_n \sum h = \frac{\Delta\tau_{\text{ГЛ}} - \Delta\tau_{\text{П}}}{\Delta\tau_{\text{ГЛ}} - \Delta\tau_{\text{П}}} \sum h; \quad (300)$$

здесь $\Delta\tau_{\text{СР}}$ — среднее интервальное время в изучаемом слоистом коллекторе; $\Delta\tau_{\text{ГЛ}}$, $\Delta\tau_{\text{П}}$ — то же, в глинистых и песчаных (неглинистых) слоях.

При расчете истинных мощностей коллекторов, вскрытых скважинами под углом встречи $\beta = \pi/2$, мощность h , определенная по геофизическим данным (за исключением потенциал-зонда, градиент-зонда и экранированных зондов) соответствует видимой мощности $h_{\text{В}}$ коллектора, с которой истинная мощность связана соотношением

$$h = h_{\text{В}} = \sin \beta = h_{\text{В}} \cos \alpha, \quad (301)$$

где α — угол (дополнительный к углу β встречи кровли и подошвы коллектора со скважиной), равный углу падения коллектора при вертикальной скважине.

§ 89. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КОЛЛЕКТОРОВ

При решении задач промышленной оценки коллекторов в ряде случаев необходимо знать вероятный минеральный состав его твердой фазы. Эта задача решается на основании данных, приведенных в § 85, с максимальным использованием результатов исследования шлама.

Признаки основных минеральных ассоциаций песчаных кварцевых — высокая интенсивность гамма-излучений распада изотопа ^{28}Al , возникающая в результате реакции $^{28}\text{Si} (n, p) ^{28}\text{Al}$ на быстрых нейтронах при относительно малой интенсивности его излучения при облучении нейтронами низких энергий. Для песчаных полимиктовых коллекторов характерны высокие и соизмеримые интенсивности гамма-активности ^{28}Al при облучении стенок скважины нейтронами высоких и низких энергий, а также повышенная естественная гамма-активность, особенно для линии ^{40}K . Для большинства песчано-глинистых коллекторов типично низкое значение продолжительности проходки и образование сальников ($d_{\text{С}} < d_{\text{Д}}$).

Для карбонатных коллекторов характерны следующие признаки:

- 1) точки с координатами L, G расположены на литограммах в кальциево-доломитовой области;
- 2) на кривых микрозондов и экранированного микрозонда отмечается чередование маломощных участков низкого сопротивления с резко изменяющимися участками высокого кажущегося и эффективного сопротивления;
- 3) на некоторых участках диаграмм ультразвукового метода наблюдаются существенное ослабление амплитуд первых вступлений, пропуск циклов и ω -образные затемнения на фазокорреляционных диаграммах;
- 4) на микрокавернограммах видно незначительное увеличение диаметра скважины, на стенках которой фиксируется глинистая корка, изрезанность микрокавернограмм (в трещинных коллекторах) и локальные крупные каверны (в карстово-кавернозных коллекторах);
- 5) отмечается повышенная интенсивность гамма-излучения неупругого рассеяния нейтронов в области энергии 3,5—4,5 МэВ на ядрах углерода (при этом должны отсутствовать признаки, характерные для ископаемых углей).

Эвапоритовые коллекторы выделяются по признакам, определяющим гидрхимические осадки.

Вероятная литология неглинистых коллекторов во многих случаях успешно устанавливается по данным анализа результатов комплексного исследования скважин нейтронными, ультразвуковым и гамма-гамма-методами с помощью палеток, аналогичных приведенным на рис. 138.

§ 90. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДАМИ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Современное состояние геофизических способов количественной оценки коллекторских свойств показано в табл. 4. Большинство геофизических методов исследования скважин в той или же иной степени может быть использовано для решения данной задачи. При этом успешное определение коллекторских свойств горных пород геофизическими методами во многом обуславливается тем, насколько изучаемый коллектор по своей структуре и минеральному составу соответствует коллектору, для которого составлен тот или иной определяющий график, и насколько широко для решения этой задачи используется весь комплекс геофизических методов.

Таблица 4
Состояние разработки и внедрения геофизических способов количественного определения коллекторских свойств и нефтенасыщения горных пород.

Геофизические методы	Классический вариант			Классический вариант с использованием динамических параметров	Классический вариант с использованием динамических параметров и геофизических методов	Классический вариант с использованием геофизических методов и динамических параметров	Классический вариант с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов
	Анализ	Система	Калибровка				
Методы сравнения и электропроводности	●	●	●	●	●	●	●
Методы сравнения сечения	●	●	●	●	●	●	●
Метод потенциалов собственной намагниченности	●	●	●	●	●	●	●
Метод потенциальной скорости магнитных волн	●	●	●	●	●	●	●
Метод статистического анализа	●	●	●	●	●	●	●
Гамма-гамма-метод	●	●	●	●	●	●	●
Метод изотопов	●	●	●	●	●	●	●
Метод ядерной пористости	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием динамических параметров	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием динамических параметров и геофизических методов	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов и динамических параметров	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов и динамических параметров	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов и динамических параметров	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов и динамических параметров и геофизических методов	●	●	●	●	●	●	●
Метод радиоактивной трассировки с использованием геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов, динамических параметров и геофизических методов и динамических параметров и геофизических методов и динамических параметров	●	●	●	●	●	●	●

Примечание. I — промышленный способ; II - находится в стадии промышленного опробования и внедрения, или используется в частных случаях например, как вспомогательный при определении данного физического свойства другими методами; III — доказана возможность применения и получены первые положительные результаты; IV — имеются физические обоснования к разработке данного способа.

Поэтому до использования приведенных в настоящей главе палеток и номограмм на конкретном материале их следует проверить и при необходимости скорректировать по данным измерения физических свойств изучаемых горных пород.

Отметим, что при сопоставлении числовых значений коллекторских и других свойств горных пород, полученных по геофизическим данным и данным анализа керна, нередко наблюдаются значительные расхождения, в большинстве случаев обусловленные несопоставимостью исходных данных. При геофизических измерениях исследуются объемы пород от десятков кубических дециметров до нескольких кубических метров. Анализы же единичных кернов относятся к небольшим объемам пород, часто не превышающим нескольких кубических сантиметров. Влияние несопоставимости наглядно подтверждается характером распределения «погрешностей» в определении коллекторских свойств как функции количества изученного керна (рис. 146). Большие расхождения, отмечаемые при сопоставлении величин k_p , k_{DP} и других, определенных геофизическими способами, с результатами определения этих величин на единичных кернах становятся ничтожными, когда геофизические материалы сопоставляются со средними данными анализа, выполненного на достаточно представительном керне.

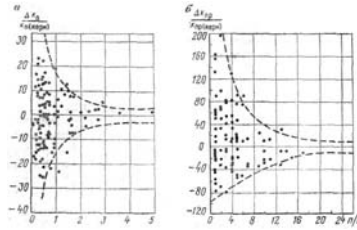


Рис. 146. Зависимость относительной погрешности определения $\Delta k_{п}$ (а) и $\Delta k_{пр}$ (б) по данным электрометрии скважин от представительности керна (числа n образцов, отобранных из объекта исследования, или n/h , приходящихся на единицу его мощности h)

Существенное различие между числовыми значениями коллекторских свойств, определенных по геофизическим данным и данным анализа керна в лабораториях, особенно при изучении глинистых коллекторов, может также возникнуть в связи со следующими обстоятельствами.

Коэффициенты пористости, проницаемости и массовой глинистости в лабораториях обычно определяются на сухих образцах, прогретых до температуры примерно $105\text{ }^{\circ}\text{C}$. В этих условиях пластичная компонента твердой фазы, спекаясь, теряет сорбированную воду и изменяет свой объем и физические свойства. Возникающие пустоты способствуют увеличению коэффициентов пористости и проницаемости. Объем глинистой компоненты, рассчитанный по массовой глинистости, оказывается существенно заниженным по сравнению с объемом в естественном набухшем состоянии.

Для правильного сопоставления геологических и геофизических данных следует иметь в виду, что коэффициент пористости, определяемый по геофизическим данным, соответствует коэффициенту реальной пористости — разности между объемом пространства f_{el} , СК (скелетной пористости), заключенного между скелетной компонентой твердой фазы, и объемом глинистой компоненты в естественном набухшем состоянии. Таким образом, если в неглинистых коллекторах

$$k_{п,р} = k_{п,СК}$$

то в глинистых коллекторах

$$k_{п,р} = k_{п,СК} - k_{ГЛ}$$

где коэффициент $k_{ГЛ}$ глинистости также рассматривается в условии естественного набухшего состояния глин. Следовательно, в этих условиях

$$k_{п,р} = k_{п,л} \cdot (V_{ГЛ} - 1) \cdot k_{ГЛ,С}$$

здесь $k_{п,л}$ — коэффициент пористости, определяемый в лаборатории способом насыщения; $V_{ГЛ}$ — коэффициент набухаемости глин; $k_{ГЛ,С}$ — коэффициент глинистости в сухом состоянии.

Так как количество воды, связанной со скелетной составляющей твердой фазы, невелико, то коэффициент $k_{п,р}$ близок к коэффициенту $k_{п,эф}$ эффективной (статической) пористости. В практике изучения коллекторов существенную роль играет также коэффициент $k_{п,д}$ динамической пористости, определяющий долю объема породы, в пределах которого происходит вытеснение заполнителя пространства:

$$k_{п,д} = (1 - k_{в,ост}) k_{п,р}$$

где $k_{в,ост}$ — доля объема пор, заполненная невытесняемой жидкостью.

Для перечисленных коэффициентов справедливо соотношение

$$k_{п,СК} > k_{п,л} > k_{п,р} > k_{п,эф} > k_{п,д}$$

Коэффициент глинистости, определенный геофизическими методами, связан с коэффициентом объемной глинистости $k_{ГЛ,С}$ в сухом состоянии и массовой глинистостью $S_{ГЛ}$ соотношением

$$k_{ГЛ,С} = \frac{V_{ГЛ} \cdot C_{ГЛ} \cdot (1 - k_{п,л})}{\frac{\rho_{ГЛ,с}}{\rho_{ск}} - C_{ГЛ} \left(\frac{\rho_{ГЛ,с}}{\rho_{ск}} - 1 \right)}. \quad (307)$$

При определении коэффициента проницаемости геофизическими методами следует помнить, что он равен коэффициенту проницаемости породы с влажностью,

соответствующей содержанию связанной воды в порах коллектора, включая воду набухания глинистых частиц.

Глава XIV

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ПОРИСТОСТИ

Для определения коэффициента пористости в практике геофизических исследований скважин используют методы сопротивления, потенциалов собственной поляризации, нейтронные, рассеянного гамма-излучения и ультразвуковой. В некоторых благоприятных условиях эта задача может быть также решена по данным методов изотопов, нейтронных активаторов, естественного гамма-излучения и ядерного магнитного резонанса.

§ 91. МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ

По данным электрометрии скважин, коэффициент пористости определяется методами сопротивления (потенциал, градиент-зонды, экранированные и индукционные зонды) и потенциалов собственной поляризации.

Метод сопротивлений

Коэффициент пористости определяется методом сопротивлений по зависимости от k_H параметра R_{II} пористости или его фиктивного значения $R_{II,\Phi} = R_{II}P_{II}$ (глинистые коллекторы).

Параметры R_{II} и $R_{II,\Phi}$ рассчитывают по следующим данным:

1) по удельным сопротивлениям $\rho_{ВП}$ коллектора, насыщенного пластовыми водами, и ρ_B :

$$R_{II}(R_{II,\Phi}) = \rho_{ВП} / \rho_B$$

2) по удельным сопротивлениям ρ_Φ и $\rho_{ПП}$:

$$R_{II}(R_{II,\Phi}) = \rho_{ПП} / \rho_\Phi$$

3) по средним удельным сопротивлениям $\rho_{ЗП}$ и $\rho_{B,\Phi}$ в зоне проникновения фильтрата глинистого раствора

$$R_{II}(R_{II,\Phi}) = \rho_{ЗП} / \rho_{B,\Phi}$$

Удельные сопротивления $\rho_{ВП}$, $\rho_{ПП}$, $\rho_{ЗП}$ находят способами, рассмотренными в гл. II. Удельные сопротивления ρ_B , ρ_Φ , и $\rho_{B,\Phi}$ устанавливают по следующим данным.

Определение электрических удельных сопротивлений пластовых вод, фильтрата глинистого раствора и их смеси.

Определение удельного сопротивление ρ_B пластовых вод.

1. Измерение ρ_B в лаборатории резистивиметром (при наличии пробы воды). В этом случае вводят поправку за температуру коллектора:

$$\rho_{B,t} = \frac{\rho_{B(t)}}{\rho_{B(20)}} \rho_{B(20)}, \quad (311)$$

где $\rho_{B,t}$, $\rho_{B(t)}$ — удельные сопротивления воды при температурах t пласта и в лаборатории; $\rho_{B(20)}$ и $\rho_{t(20)}$ — параметры температуры для этих условий.

2. Расчет ρ_B по формулам (см. § 2) и по палеткам. В последнем случае используют палетку, изображенную на рис. 147, и аналогичные ей для заданного химического состава вод и их плотности.

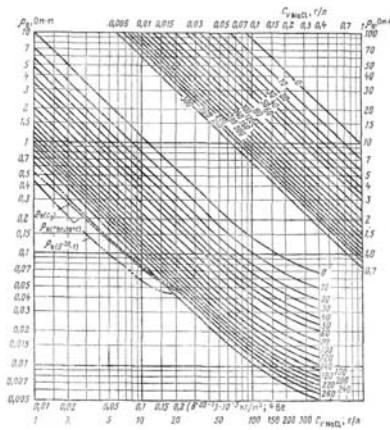


Рис. 147. Зависимость удельного электрического сопротивления ρ_v растворов хлористого натрия от концентрации C_p , плотности и температуры (шифр кривых, С)

3. Определение ρ_v по амплитуде аномалий потенциалов собственной поляризации графически или по специальной номограмме.

Графический способ определения ρ_v используют в тех случаях, когда имеются две кривые $U_{СП}$, зарегистрированные с глинистыми растворами, удельные сопротивления фильтратов которых ρ_{ϕ} и ρ_{ϕ} различаются не менее чем в 5 раз. Желательно соблюдение условий $\rho_{\phi} < \rho_v < \rho_{\phi}$ при $\rho_{\phi} < 1 \text{ Ом-м}$.

На бланк с полуграфической сеткой (рис. 148) наносят точки P' и P'' с координатами $\lg \rho_{\phi}$, $\Delta U_{СП}$ и $\lg \rho_{\phi}$, $\Delta U_{СП}$, где $\Delta U_{СП}$ и $\Delta U_{СП}$ — амплитуды аномалий $\Delta U_{СП}$, полученные в исследуемом коллекторе с глинистыми растворами, фильтраты которых имеют сопротивления ρ_{ϕ} и ρ_{ϕ} . Точка пересечения прямой P'P'' с осью абсцисс ($\Delta U_{СП} = 0$) дает в масштабе этой оси искомое значение ρ_v . На рис. 148 показано решение задачи для следующих исходных данных: $\rho_{\phi} = 0,15 \text{ Ом-м}$, $\Delta U_{СП} -30 \text{ мВ}$ (точка P') $\rho_{\phi} = 3 \text{ Ом-м}$; $\Delta U_{СП} = -40 \text{ мВ}$ (точка P''). Ответ: $\rho_v = 0,53 \text{ Ом-м}$.

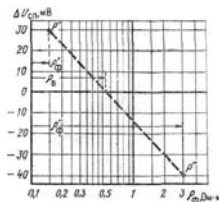


Рис. 148. Графический способ определения ρ_v по данным $U_{СП}$ потенциалов собственной поляризации.

Этот способ не требует введения поправок за мощность, удельные сопротивления изучаемого коллектора, вмещающих пород, глинистого раствора и за температуру; результаты определения ρ_v в минимальной степени зависят от потенциалов течения. Однако его применение ограничено расходами средств и времени на смену глинистого раствора. Для определения ρ_v способом номограмм используют уравнение

$$\Delta U_{СП, \text{пр}} = \frac{\Delta U_{СП}}{v_{СП} b_C} = K_{СП, t} \lg \frac{\rho_{\phi}}{\rho_v}, \quad (312)$$

где b_C — коэффициент приведения зависимости $\Delta U_{СП} = f(\lg \rho_{\phi} / \rho_v)$ к линейному виду.

Поправку $v_{СП}$ находят по палеткам, приведенным на рис. 79. При отсутствии потенциалов фильтрации коэффициент b_C тем меньше единицы, чем выше концентрации соприкасающихся растворов. При наличии потенциалов фильтрации коэффициент b_C может превысить единицу. Уравнение (313) решают с помощью номограммы (рис. 149) или палетки [2, 3, 4, 11]. Точка пересечения прямой, проходящей через значения $\Delta U_{СП, \text{пр}} = \Delta U_{СП} / v_{СП} b_C$ и $K_{СП} = \text{const}$ по шкале $\lg \rho_{\phi} / \rho_v$, определяет отношение $\chi = \rho_{\phi} / \rho_v$; далее рассчитывают искомое $\rho_v = \rho_{\phi} / \chi$; (построение abc).

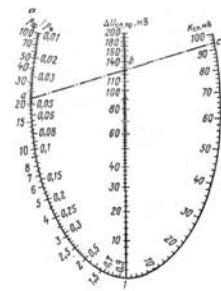


Рис. 149. Номограмма для определения отношения ρ_f/ρ_v по $\Delta U_{cп,пр}$ и $K_{cп}$

Для повышения точности определения ρ_v по данным $\Delta U_{cп}$ рекомендуется иметь экспериментально построенную зависимость

$$\Delta U_{cп} = f \left(\lg \frac{\rho_f}{\rho_v} \right) \text{ при } \eta_{pa} = \text{const.}$$

За рубежом для определения удельного сопротивления пластовых вод используют палетку фирмы Шлумбереже (рис. 150). Правила работ с палеткой сводятся к следующему.

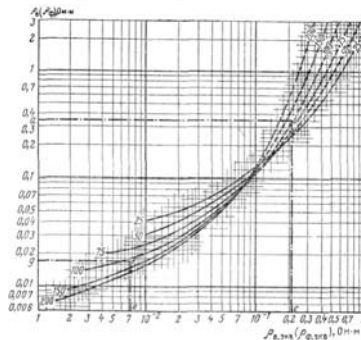


Рис. 150. Зависимость $\rho_f(\rho_v)$ от эквивалентного удельного электрического сопротивления $\rho_{v, экв}(\rho_{f, экв})$. Шифр кривых — $t, ^\circ\text{C}$

В чистых коллекторах приводят амплитуду аномалии к пласту неограниченной мощности:

$$\mathcal{E}_z = \Delta U_{cп}^m = \Delta U_{cп} v_{cп} \quad (313)$$

Зная ρ_f по палетке, изображенной на рис. 150, вычисляют для температуры пласта эквивалентное электрическое удельное сопротивление $\rho_{f, экв}$ фильтрата глинистого раствора по величинам ξ и $K_{cп}$ при температуре пласта находят по палетке (см. рис. 149) отношение $\rho_{f, экв}/\rho_{v, экв} = \chi$ и далее рассчитывают $\rho_{v, экв} = \rho_{f, экв}/\chi$. Для полученного значения $\rho_{v, экв}$ по палетке (см. рис. 150) находят искомое ρ_v .

При расчете ρ_v в глинистых коллекторах при определении отношения $\rho_{f, экв}/\rho_{v, экв}$ вместо $K_{cп}$ берут произведение $\alpha_{cп} K_{cп}$

Удельное электрическое сопротивление ρ_f фильтрата глинистого раствора, знание которого необходимо для расчета ρ_v и $\rho_{п, ф}$, находят в лаборатории путем измерения ρ_f жидкости, отфильтрованной из образца глинистого раствора, с введением поправки за температуру на глубине залегания коллектора. При достаточно постоянном минеральном составе глинистого раствора ρ_f определяют по зависимостям $\rho_f/\rho_p = f(\rho_p)$, $\rho_f = f(\rho_p)$ или по палетке, приведенной на рис. 63, а. Если раствор приготовлен на достаточно минерализованной воде или содержит незначительное количество поверхностно-активных минералов,

$$\rho_f = \eta_p \rho_p,$$

где η_p находят по кривым, приведенным на рис. 54, и им аналогичным.

Определение удельного электрического сопротивления $\rho_{v, ф}$ смеси фильтрата глинистого раствора и невытесненной пластовой воды. Величину $\rho_{v, ф}$ определяют по значениям ρ_v , ρ_f и величине фактора i вытеснения, характеризующего долю перового пространства коллектора, в объеме которой фильтрат глинистого раствора замещает и

пластовую воду:

$$p_{r, \phi} = p_{\phi} \rho_{\phi} [(1-i) \rho_{\phi} + i \rho_w],$$

$$i = \frac{V_{\phi}}{V_{\phi} + V_w} = \frac{1 - \rho_w / \rho_{r, \phi}}{1 - \rho_w / \rho_{\phi}} = 1 - \frac{\rho_{\phi} / \rho_w - 1}{\rho_{\phi} / \rho_w - 1} = 1 - Z, \quad (315)$$

где V_{ϕ}, V_w — объемы фильтрата глинистого раствора и невытесненной пластовой воды в единице порового пространства; Z — коэффициент смешения.

Для чистых коллекторов ($\Pi_{П-1}$) в промытой зоне

$$i_{П-1} = \frac{1 - \rho_{П-1} / \rho_w}{1 - \rho_{П-1} / \rho_{\phi}} = 1 - k_{П-1, \text{ст.}} \quad (316)$$

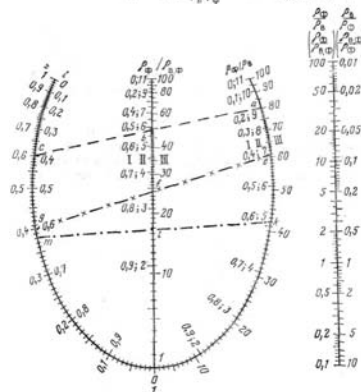


Рис. 151. Номограмма для определения фактора вытеснения i поровых вод при известных отношениях $\rho_{\phi} / \rho_w, \rho_{\phi} / \rho_{r, \phi}$ и величины $\rho_{\phi} / \rho_w, \rho_{\phi} / \rho_{r, \phi}$ при заданных Z и ρ_{ϕ} / ρ_w

Определение коэффициента пористости

При определении коэффициента пористости методом сопротивления различают три типа коллекторов: 1) чистый неглинистый коллектор — коллекторы, у которых электропроводность глинистых частиц не превосходит 5 % электропроводности поровых вод $k_{ГЛ\rho_w} / k_{П\rho_{ГЛ}} < 0.05$; 2) глинистый коллектор с рассеянным включением тонкодисперсных глинистых минералов; 3) глинистый коллектор со слоистым включением глинистых минералов.

Определение коэффициента пористости по данным $\rho_{ВП}$ и ρ_w . Определив $\rho_{ВП}$ и ρ_w по формуле $\Pi_{П} = \rho_{ВП} / \rho_w$ вычисляют параметр $\Pi_{П}$ пористости. Для чистых и слабоглинистых коллекторов, насыщенных водами высокой минерализации, поправка за глинистость невелика, и ее часто не учитывают. В этих условиях, вычислив $\Pi_{П}$, определяют искомый коэффициент $k_{П}$ пористости по одной из шкал номограммы (рис. 152), соответствующей лито-логической характеристике изучаемого коллектора, или по зависимости $\Pi_{П} = f(k_{П})$, полученной для исследуемых или однотипных отложений в лаборатории.

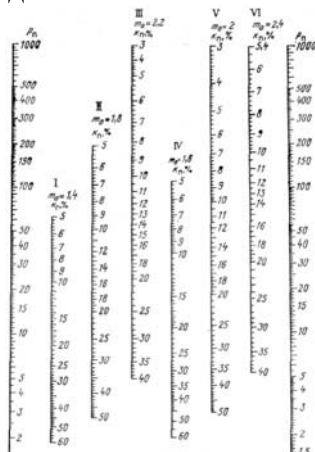


Рис. 152. Номограмма для определения коэффициента пористости $k_{П}$ по параметру $\Pi_{П}$ при известной литологии коллектора.

I — рыхлые пески, песчаники; II — среднесцементированные, III — сильносцементированные; IV — ракушняки и рыхлые известняки, известняки; V — средней уплотненности с межзоновой и трещинно-каверновой пористостью, VI — карстово-кавернозные

Если тип коллектора неизвестен, то чем выше продолжительность проходки,

изрезаннее диаграммы микрозондов, меньше величины Δt и $I_{\gamma\gamma}$ и больше $I_{\gamma n}$, тем вероятнее верхнее или близкое к нему значение k_{Π} . При известном структурном показателе m_0 для решения задачи используют номограмму, изображенную на рис. 153. На ней пунктиром показано решение задачи для следующих исходных данных: $P_{\Pi} = 38$, $m_0 = 1,92$; ответ: $k_{\Pi} = 13$ %.

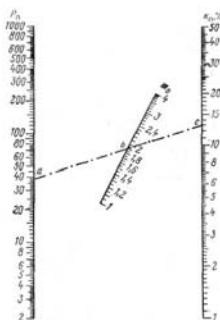


Рис. 153. Номограмма для определения коэффициента пористости k_{Π} по параметру пористости P_{Π} при известном значении m_0 ,

В случае глинистых коллекторов, когда $k_{ГЛРВ}/k_{\Pi}\rho_{ГЛ} > 0,05$, коэффициент пористости определяется:

- 1) по зависимости $P_{\Pi,Ф} = f(k_{\Pi})$, полученной в лаборатории при насыщении образцов коллектора водами соответствующей (низкой) минерализации;
- 2) по палеткам $P_{\Pi,Ф} = f(k_{\Pi})$ рассчитанным с учетом влияния проводимости глинистых частиц и структуры коллектора (рис. 154);
- 3) путем введения поправки за поверхностную проводимость и расчета истинного значения P_{Π} по формуле

$$P_{\Pi} = (\rho_{ин}/\rho_в) (1/P_{\Pi,Ф})$$

с последующим определением k_{Π} по палетке (см. рис. 4) или по номограммам (см. рис. 152 и 153) для неглинистых коллекторов. Параметр P_{Π} находят по одной из палеток $P_{\Pi} = f(\rho_{В}/\rho_{ГЛ})$ [см. например, рис. 6] при постоянных значениях других параметров ($\eta_{ГЛ}, \chi_{ГЛ}, k_{ГЛ}/k_{\Pi}, m_0, \alpha_{СП}, P_{\Pi,Ф}$).

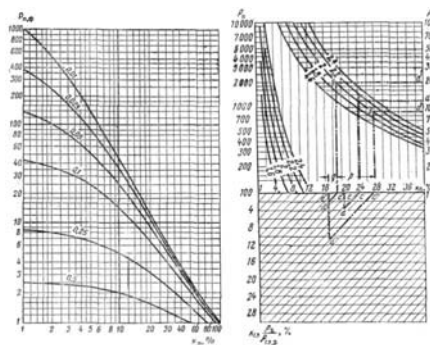


Рис. 154. Зависимость параметра пористости $P_{\Pi,Ф}$ от коэффициента k_{Π} пористости для глинистых коллекторов.

Рассеянное включение глинистого материала, $m_0 = 1,8$. Шифр кривых — $k_{ГЛ}(\rho_{В}/\rho_{ГЛ,Р})$
Рис. 155. Палетка для определения коэффициента k_{Π} пористости глинистых коллекторов.
 Шифр кривых — m_0

В случае рассеянного распределения глинистых частиц при определении k_{Π} по параметру P_{Π} (см. рис. 152 и 153) получаем фиктивное значение коэффициента пористости, искомая величина которого

$$k_{\Pi,Р} = k_{Н,Р} - k_{ГЛ}(\rho_{В}/\rho_{ГЛ,Р})$$

Электрическое удельное сопротивление

$$\rho_{ГЛ,Р} = \rho_{ГЛ,МОН} / P_{ГЛ,А};$$

здесь $\rho_{ГЛ,МОН}$ — электрическое удельное сопротивление вмещающих монолитных глин; $P_{ГЛ}$ — параметр глинистости, по структуре подобный параметру пористости, учитывающий

содержание в глинистых породах ненабухающих минералов,

$$R_{ГЛ}=1/k_{ГЛ}$$

где $k_{ГЛ}$ — содержание глинистых минералов в породе;

Определение коэффициента пористости по $\rho_{ПП}$ и $\rho_{Ф}$. Удельное сопротивление $\rho_{ПП}$ промытых коллекторов определяется зондом ближней зоны, микроэкранированным зондом и микрозондами или (при условии глубокого проникновения фильтрата глинистого раствора) стандартными градиент- и потенциал-зондами небольшого размера.

Глинистый раствор часто имеет достаточно высокое сопротивление $\rho_{ПП}$. В таких случаях обычно $(k_{ГЛ}\rho_{Ф})/k_{ПРВ} > 0,05$, что требует введения поправки за проводимость пластичной составляющей твердой фазы (глинистых частиц) и при низком сопротивлении $\rho_{В}$ поровых вод — за неполное их вытеснение фильтратом глинистого раствора.

Погрешности, обусловленные перечисленными факторами, исключают следующим образом.

Влияние глинистых частиц учитывают путем введения поправки за поверхностную проводимость $P_{П}$.

Поправку за не полностью вытесненную воду вводят путем замены величины $\rho_{Ф}$ значением $\rho_{В,Ф} = \rho_{Ф}/(\rho_{Ф}/\rho_{В,Ф})$, где $\rho_{Ф}/\rho_{В,Ф}$ определяют с помощью номограммы, приведенной на рис. 151, при известных i и $\rho_{Ф} \neq \rho_{В}$; значение i вычисляют по формуле (315) [или принимают равным величинам, установленным для изучаемого разреза на основании статистической обработки данных $\rho_{П}$, $\rho_{ПП}$, $P_{П}$].

Определение коэффициента пористости пород по данным измерения сопротивления микрозондами. При определении коэффициента пористости по данным измерений ρ_i ; микрозондами предварительно по вычисленным отношениям $\rho_{К}/\rho_{ГК}$ и $\rho_{К}/\rho_{ГК}$ находят $\rho_{ПП}/\rho_{ГК}$. С этой целью используют палетки (см. рис. 62) и номограммы (см. рис. 61), рассчитанные для зондов различных конструкций [2, 4, 17 и др.]. В частности, номограмма, приведенная на рис. 61, позволяет установить $\rho_{ПП}/\rho_{ГК}$ и $h_{ГК}$ по данным $\rho_{К}/\rho_{ГК}$ и перерасчитать отношения $\rho_{ПП}/\rho_{ГК}$ в $\rho_{ПП}/\rho_{Ф}$ (блок Б), в случае необходимости ввести поправки за не полностью вытесненную пластовую воду (блок В), за остаточное нефтегазо-насыщение и поверхностную проводимость (блок Г) и, получив $P_{П}$, определить $K_{П}$, по номограммам, приведенным на рис. 152, 153, 154 и палетке на рис. 4. На рис. 61 показан пример оценки $P_{П}$ по следующим исходным данным: $\rho_{К}/\rho_{ГК1} = 2,15$, $\rho_{ПП}/\rho_{ГК2} = 3,5$, $\rho_{ГК}/\rho_{Ф} = 2$, $\rho_{Ф}/\rho_{В} = 6$, $P_{Н,ПП}$ $P_{ПП} = 2,5$. Ответы: $\rho_{ПП}/\rho_{ГК} = 12$, $\rho_{ПП}/\rho_{ГК} = 25$, $\rho_{ПП}/\rho_{В,Ф} = 36$, $P_{П} = 14,5$ (построение abcdefgh).

Преимущества микроэлектрических способов определения $k_{Н}$ заключаются:

1) в возможности приближенного определения коэффициента пористости газонасыщенных коллекторов;

2) в повышенной точности оценки $k_{Н}$ коллекторов малой мощности;

3) в допустимости многократного расчета $k_{Н}$, что позволяет более точно установить среднее значение коэффициентов пористости коллекторов неоднородной структуры.

При определении коэффициента пористости нефтегазоносных коллекторов параметр пористости рассчитывают по формуле

$$P_{П} = \frac{1}{P_{Н,ПП}/\rho_{Н,ПП} + \frac{\rho_{ПП}}{\rho_{Ф}}}. \quad (322)$$

Величина $P_{Н,ПП}$ тем больше, чем больше дисперсность коллектора, извилистость поровых каналов и меньше степень гидрофильности его зерен; она обычно варьирует в пределах 1,5—5. Для гидрофильных коллекторов $P_{Н,ПП}$ изменяется в более узких пределах — от 1,5 до 2.

Общий недостаток микроэлектрических способов определения $k_{Н}$ по зоне проникновения фильтрата глинистого раствора — необходимость введения в большинстве случаев перечисленных выше поправок и недостаточная точность измерений (микрозонды).

Определение коэффициента пористости коллекторов по среднему сопротивлению зоны проникновения фильтрата глинистого раствора и вод, насыщающих эту зону.

Коэффициент пористости по данным $\rho_{зп}$ и $\rho_{в,ф}$ находятся по параметру пористости

$$P_{п} = \frac{\rho_{зп}}{\rho_{п, в, ф}} = \frac{\rho_{п, ф, i=1}}{\rho_{п, в, ф}} = \frac{\rho_{зп} \rho_{п, i}}{\rho_{п, в, ф} R}, \quad (323)$$

где $P_{п, ф, i=1}$ — фиктивное значение параметра пористости при $i=1$; $P_{п, зп}$ — поверхностная проводимость в зоне проникновения глинистого раствора;

$$R = \rho_{п, в, ф} \frac{\rho_{п, ф}}{\rho_{п, в, ф}} = \frac{\rho_{зп}}{\rho_{п, в, ф}} \frac{\rho_{п, в, ф}}{\rho_{п, в, ф}}. \quad (324)$$

Правая часть формулы (323) приведена к виду, удобному для использования ее при известном отношении $\rho_{зп}/\rho_{п}$, полученном, например, по боковому электрическому зондированию. Коэффициент и может быть предварительно установлен по данным сопоставления величин $\rho_{зп}$ и $\rho_{п}$ в водоносных коллекторах, в которых $\rho_{вп}$ определяется точно. На использовании коэффициента R основаны способы приближенного определения коэффициента пористости по параметру U-эквивалентности кривых бокового электрического зондирования [2, 44].

Влияние пластовых условий на точность определения коэффициента пористости

Коэффициент $k_{п}$ пористости и параметр $P_{п}$ пористости зависят от давления и температуры. Поэтому для определения коэффициента пористости коллекторов, залегающих на глубинах более 1000 м, следует использовать зависимости $P_{п} = f(k_{п}, \rho_{эф}, t)$, полученные по данным изучения электрических свойств зерна и его пористости при давлении и температуре, близких к пластовым.

Если соответствующих зависимостей $P_{п} = f(k_{п}, \rho_{эф}, t)$ нет, то для внесения поправок за напряженное состояние пород можно использовать формулу

$$k_{п, в, в} = k_{п, в, в} + a \sqrt{\frac{H}{m_0}}, \quad (325)$$

где $k_{п, в, в}, k_{п, в, в}$ — действительное значение коэффициента пористости и его величина, полученная по палетке $P_{п} = f(k_{п})$ без учета термобарической поправки; H — глубина залегания коллектора, км; a — коэффициент, изменяющийся от 0,5 до 2 км^{-1/2}; он убывает с повышением глинистости и зависит от температуры.

Для графического расчета поправки за давление и температуру используют номограмму. [44]

Учет неоднородности коллектора

В тех случаях, когда коллектор представлен чередованием прослоев различной пористости, коэффициент $k_{п, в}$, определенный по данным измерения $\rho_{п}$ макрозондами, превышает его средневзвешенную величину:

$$k_{п, в} = \frac{\sum_i h_i k_{п, i}}{\sum_i h_i},$$

где $k_{п, i}$ — коэффициент пористости i -то прослоя, имеющего мощность h_i , $\sum h_i$ — суммарная мощность этих прослоев.

Поправочный коэффициент $\Xi < 1$, на который следует умножить коэффициент пористости $k_{п}$, определенный по данным макрозондов, для приведения его к средневзвешенному значению $k_{п, в}$ [44]

$$\Xi = \frac{\sum_i h_i k_{п, i}}{\left[\sum_i h_i k_{п, i}^m \right]^{1/m}}. \quad (326)$$

При этом структурный показатель m для коллектора в целом может несколько отличаться от структурных показателей прослоев m_i слагающих пачку.

Преимущества и недостатки способа сопротивлений

Преимущества способа сопротивлений:

1) возможность измерения исходного геофизического параметра $\rho_{п}(\rho_{пп}, \rho_{зп})$ различными модификациями метода и тем самым повышения точности определения этого параметра;

2) возможность измерения ρ_{Π} в различных объемах изучаемых пород, позволяет установить характер неоднородности коллектора по пористости;

3) резкость связей $P_{\Pi}=f(k_{\Pi})$, позволяющая определять k_{Π} с достаточно высокой точностью (особенно для неглинистых коллекторов).

Недостатки способа:

1) существенное влияние глинистости в тех случаях, когда $k_{ГЛ}/k_{П} \rho > 0,1$;

2) возможность больших погрешностей при определении k_{Π} газонефтенасыщенных коллекторов;

3) влияние структуры порового пространства.

Основные погрешности в определении коэффициента пористости методом сопротивления обуславливаются следующими факторами: а) неточностью определения $\rho_{В}(\rho_{Ф})$ или $\rho_{В,Ф}$; б) несоответствием используемой зависимости $P_{\Pi} = f(k_{\Pi})$ структуре коллектора;

в) недоучетом влияния глинистости и особенно набухания глинистых частиц при определении k_{Π} в лаборатории при построении экспериментальных связей $P_{\Pi}=f(k_{\Pi})$

МЕТОД ЕСТЕСТВЕННОЙ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Возможность определения коэффициентов пористости коллекторов по данным естественной электрохимической активности основана на близкой к прямолинейной связи между диффузионно-адсорбционной активностью пород и их относительной глинистостью:

$$A_{Дд, n} = \eta_{ГЛ} A_{Дд, ГЛ} = \frac{k_{ГЛ, n}}{k_{ГЛ, n} + k_{П, r}} A_{Дд, ГЛ} \quad (327)$$

Если породы, вмещающие коллектор, представлены глинами, по минеральному составу близкими к глинам, содержащимся в коллекторе, то с поправкой за сопротивление пород

$$\alpha_{СП} = 1 - \frac{A_{Дд, n}}{A_{Дд, м}} \approx \frac{k_{П, r}}{k_{ГЛ, n} + k_{П, r}} \quad (328)$$

так как $\eta_{ГЛ,ВМ}$ близко к единице.

На рис. 156 приведена палетка кривых $\alpha_{СП} = f(k_{\Pi})$ при $k_{ГЛ} = \text{const}$. Зависимость между $\alpha_{СП}$ и $k_{\Pi, r}$ наиболее интенсивна в тех случаях, когда между $k_{\Pi, r}$ и $k_{ГЛ}$ существует коррелятивная связь. Необходимое условие возможности определения k_{Π} по $A_{ДА}$ ($\alpha_{СП}$) — выдержанность минерального состава коллектора и вмещающих пород.

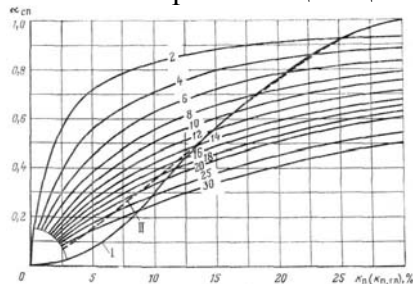


Рис. 156. Палетки для определения коэффициента k_{Π} пористости песчаных коллекторов по параметру $\alpha_{СП}$.

Определение k_{Π} по $A_{ДА}$ ($\alpha_{СП}$) в практике может быть выполнено тремя способами — отношений, вероятностной единицы и приведения к стандартным условиям [44]. В учебнике рассматривается первый способ, дающий наиболее точные результаты.

При определении $k_{\Pi, r}$ способом отношений на интерпретируемую диаграмму наносят линию глин, условно принимаемую за нулевую линию. Далее выбирают опорный пласт с возможно большей постоянной и известной пористостью (находится другими геофизическими - методами или по представительному керну), создающий аномалию $\Delta U_{СП,оп} = \Delta U_{СП} v_{СП,оп}$.

Для пласта χ , коэффициент пористости которого определяют, вычисляют амплитуду $\Delta U_{СП}$, приведенную к пласту неограниченной $\Delta U_{СП, \chi} = \Delta U_{СП, \chi} / v_{СП, оп}$, и рассчитывают соотношение

$$\alpha_{\text{СП}}(k_{\text{П,р}}) = \frac{\Delta U_{\text{СП,р}}}{\Delta U_{\text{СП,он}}}$$

далее по одной из кривых рис. 156 или по кривой, составленной для изучаемого разреза, находят $k_{\text{П,р}}$.

Если коэффициент $k_{\text{П,р}}$ опорного пласта не равен наибольшему значению $k_{\text{П,max}}$, для которого $\Delta U_{\text{СП,он}}/\Delta U_{\text{СП,max}} = 1$, предварительно соответствующим расчетом находят величину $\Delta U_{\text{СП,max}}$ [2, 44].

Если в разрезе скважины нет коллектора с выдержанной и известной пористостью, в качестве опорной может быть использована другая порода (необязательно высокопористая) с выдержанными диффузионно-адсорбционной активностью и электрическим удельным сопротивлением. Амплитуду аномалии $\Delta U_{\text{СП,он}}$ в этой породе принимают за эталон, и по отношению к ней составляют эталонную кривую, используемую в дальнейшем для определения коэффициента пористости.

По сравнению с другими геофизическими способами оценки $k_{\text{П}}$ метод $\Delta U_{\text{СП}}$ собственной поляризации имеет следующие преимущества:

- 1) возможность определения $k_{\text{П}}$ нефтеносных пород в тех случаях, когда нефтенасыщение коллектора не влияет существенно на величину $\Delta U_{\text{СП}}$;
- 2) возможность изучения коэффициента реальной пористости по зависимости $\alpha_{\text{СП}}=f(k_{\text{П,р}})$.

К недостаткам метода относятся следующие:

- 1) метод применим в коллекторах с достаточно однородной структурой порового пространства и четкой зависимостью между $k_{\text{П}}$ и $k_{\text{ГЛ}}$;
- 2) точность определения $k_{\text{П}}$ для коллекторов высокой пористости невелика;
- 3) на точность определения $k_{\text{П}}$ существенно влияет минеральный состав коллектора и вмещающих пород.

§ 92. МЕТОДЫ РАДИОМЕТРИИ

Для определения коэффициента пористости используют нейтронные методы, гамма-гамма-метод и в некоторых случаях методы изотопов и естественной гамма-активности.

НЕЙТРОННЫЕ МЕТОДЫ

Коэффициент пористости горных пород определяют нейтронными методами в тех случаях, когда поровое пространство породы заполнено водой, нефтью или газом с известным водородным эквивалентом (H_B , H_H или H_G), известны содержание $\omega_{\text{К+Г}}$ кристаллизационной и гигроскопически связанной воды в твердой части породы и ее водородный эквивалент.

Связанная вода содержится в наибольших количествах в глинистых минералах, и так как водородный эквивалент скелетной составляющей невелик, то нейтронными методами наиболее точно определяется коэффициент пористости неглинистых пород.

Коэффициент $k_{\text{П,н}}$ пористости находят одним из следующих способов:

- 1) по кривым зависимости разностного относительного параметра $\Delta J_{\text{н}\gamma}=f(k_{\text{П}})$ или по кривым зависимостей относительного параметра $J_{\text{н}\gamma} (J_{\text{н,г}} J_{\text{н,н}}) = f(k_{\text{П,н}})$
- 2) по отношению интенсивностей $I_{\text{н}\gamma}(I_{\text{н,t}} I_{\text{н,н}})$ зарегистрированных зондами различного размера;
- 3) по кривым бокового нейтронного зондирования;
- 4) по нейтронной поглощающей активности.

Перечисленные способы могут быть использованы для определения коэффициента пористости нейтрон-нейтронными методами и нейтронным гамма-методом. В дальнейшем описание нейтронных способов определения $k_{\text{П,н}}$ дается применительно к наиболее широко используемому нейтронному гамма-методу. Оно распространяется также и на нейтрон-нейтронные методы со следующей корректировкой. На данные нейтрон-нейтронного метода по надтепловым нейтронам практически не влияют минерализация пластовых вод,

глинистого раствора, а также химический состав твердой части коллектора; влияние диаметра скважины и эксцентрисичности положения прибора в скважине в этом методе значительно больше, чем в других.

В нейтронном методе по тепловым нейтронам увеличение содержания элементов с высоким сечением радиационного захвата (например хлора) в заполнителе перового пространства приводит к более резкой зависимости $I_{n,T}$ от $k_{П,н}$. В нейтронном гамма-методе высокая минерализация пластовых вод по хлору, наоборот, вызывает понижение интенсивности связи $I_{пγ} = f(k_{П})$.

Определение k_n по зависимости $\Delta J_{пγ} = f(k_n)$

При определении k_n , по кривым $\Delta J_{пγ}$ используют зависимость

$$\Delta J_{пγ} = \frac{I_{пγ,с} - I_{пγ,он}}{I_{пγ,он} - I_{пγ,он}} = \frac{\Delta I_{пγ,с}}{\Delta I_{пγ,он}} = f(k_{n,с}) \quad (329)$$

($I_{пγ1}$ и $I_{пγ2}$ — интенсивности радиационного гамма-излучения в двух опорных средах с известным высоким и низким водородосодержанием), полученную по данным измерения $I_{пγ}$ на модели или в скважинах, вскрывших породы с известным коэффициентом пористости для заданных диаметра скважины, размера зонда, минерализации норových вод, положения и типа радиометра.

Средой высокого водородо(водо)содержания с интенсивностью $I_{пγ}$ могут служить:

- 1) емкости, заполненные водой ($k_{П} = 100 \%$);
- 2) каверны с диаметром более 60 см; при центрированном положении радиометра они могут рассматриваться как однородные среды с водосодержанием, соответствующим водосодержанию ω_r глинистого раствора,

$$\omega_r = \frac{\delta_{гн} - \delta_n}{\delta_{гн} - \delta_n} (H_n - w_{гн}) + w_{гн}, \quad (330)$$

где $\omega_{гн}$ — объемное содержание воды в твердой части раствора; H_n — водородный эквивалент жидкой фазы [рассчитывается по формуле (203)]; если радиометр лежит на стенке скважины, берут среднее водосодержание породы и глинистого раствора;

- 3) чистые гипсы (объемное водосодержание 48 %);
- 4) породы с содержанием бора свыше 2—3 % ($I_{пγ}$). За опорную среду низкого водородосодержания с излучением $I_{пγ}$, оп берут известняки с пористостью ниже 2 % или условные среды, в которых $I_{пγ}$, оп равно асимптотическому значению в зависимости составленной по изучаемой скважине.

Полагая $\Delta J_{пγ} = \Delta J_{пγ1} - \Delta J_{пγ2} = 100$ НГЕ, $\Delta J_{пγ}$ (в %) рассчитывают по формуле (212).

Задача определения $\Delta J_{пγ}$, может быть также решена при наличии в разрезе скважины породы с точно установленным значением $k_{П,н,оп}$ и измеренным значением $I_{пγ}$. В этом случае, располагая зависимостью $\Delta J_{пγ} = f(k_{П,н})$ и зная $\Delta J_{пγ}$ для $k_{П,н} = k_{АН}$, рассчитывают

$$\Delta J_{пγ,он} = \frac{I_{пγ,он} - I_{пγ,он}}{\Delta I_{пγ,с} - I_{пγ,он}} \cdot \Delta J_{пγ,с} \quad (331)$$

Экспериментальные исследования показывают, что при изменении коэффициента пористости от 3-5 до 25-35 % зависимость (329) близка к линейной в системе координат $\Delta J_{пγ}$ и $\lg k_{П,н}$:

$$\Delta J_{пγ} = C + D \lg k_{П,н}, \quad (332)$$

(C, D — постоянные, рис. 157, прямые ab и a'b').

При коэффициенте $k_{П,н}$ изменяющемся от 5—7 до 35 %, зависимость $\Delta J_{пγ} = f(k_{П,н})$ аппроксимируется также уравнением следующего вида:

$$\lg(\Delta J_{пγ} \% + 10) = a - b k_{П,н}, \quad (333)$$

Постоянные a и b изменяются с увеличением диаметра скважины от 200 до 350 мм в следующих пределах: a — от 1,93 до 1,98; b — от 2,059 до 1,95 [44].

Особенностью кривых $\lg(\Delta J_{пγ} \% + 10) = f(k_{П,н})$ является их близкая к параллельной ориентация для скважин различного диаметра. Это дает возможность, имея зависимость $\lg(\Delta J_{пγ} \% + 10) = f(k_{П,н})$ для скважин одного диаметра и точку с координатами $\lg(\Delta J_{пγ} \% + 10)$ и $k_{П,н}$, провести зависимость $\lg(\Delta J_{пγ} \% + 10) = k_{П,н}$ для скважин другого диаметра.

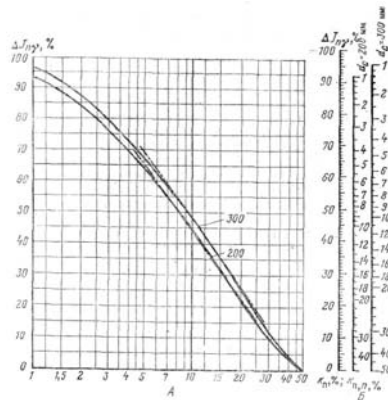


Рис. 157. Зависимость $\Delta J_{н\gamma} = f(k_{п,н})$ Для различных диаметров скважин (А) и одношкальные номограммы этих зависимостей (Б). Шифр кривых — d_c , мм

Зависимости, изображенные на рис. 157, при диаметрах скважин, изменяющихся от 200 до 300 мм в интервале встречающихся значений $k_{п,н}$ 2—25 %, могут быть аппроксимированы также единой

$$k_{п,н} = a(100 - \Delta J_{н\gamma} \%) + b \Delta J_{н\gamma}, \quad (334)$$

где $a = (0,24 + 0,0004d_c) \cdot 10^{-2}$; $b = 0,004 + 0,00004d_c$ берут в мм) и при $k_{п,н} > 20$ % — приближенной связью вида

$$k_{п,н} = (4 + 0,003d_c)(100 - \Delta J_{н\gamma} \%)^2 \cdot 10^{-3}.$$

Эти соотношения удобно использовать для приближенной оценки $k_{п,н}$ при прогнозировании вероятного газонефтенасыщения коллектора (см. § 101).

При определении коэффициента пористости по данным нейтронных методов следует учитывать существенное влияние на измеряемые величины $I_{н\gamma}(I_n)$ температуры, диаметра скважины, эксцентриситеты положения радиометра в скважине, водородосодержания и минерализации глинистого раствора.

Поэтому при использовании зависимости $\Delta J_{н\gamma} = f(k_{п,н})$ для определения $k_{п,н}$ вводят поправки следующими способами.

1. По данным измерений $I_{н\gamma}$ с внесением поправок за температуру по формуле (329) рассчитывают величину $\Delta J_{н\gamma}$, по которой по палеткам зависимостей $\Delta J_{н\gamma} = f(k_{п,н})$ находят неисправленное значение $k_{п,н}$. Затем по графикам зависимостей поправочного множителя $\eta_{н\gamma} = f(h_{ГК})$ (см. рис. 114 и др.) для приближенного значения $k_{п,н}$ и известной величине $h_{ГК}$ находят $\eta_{н\gamma}$ и далее вновь рассчитывают величину

$$\Delta J_{н\gamma} = \frac{I_{н\gamma, \text{исп}} - I_{н\gamma, \text{изм}}}{I_{н\gamma, \text{исп}}}, \quad (335)$$

для которой по кривой $\Delta J_{н\gamma} = f(k_{п,н})$ Для заданного диаметра d_c (см. рис. 157) находят новое значение $k_{п,н}$. Так как согласно формуле (335) поправку вводят в значение $I_{н\gamma}$, которое включает в себя фон источника и счетчиков, истинное значение $k_{п,н}$ будет несколько больше исправленного значения и тем ближе к нему, чем меньше отношение $(I_{ф,и} + I_{ф,сч})/I_{н\gamma}$

2. Величину $\Delta J_{н\gamma}$ с помощью номограммы, приведенной на рис. 158, а при заданном диаметре d_c скважины приводят к ее значению при $h_{ГК} = 0$ и далее по номограмме, изображенной на рис. 158, б, определяют искомое значение $k_{п,н}$.

3. Влияние перечисленных выше факторов учитывают в виде поправок $\Delta k_{п,н}$, которые вводят в значение $k_{п,н}$, определяемое без поправок. Исправленное значение коэффициента пористости $k_{п,н, \text{исп}}$ рассчитывают по формуле

$$k_{п,н, \text{исп}} = k_{п,н} + \sum \Delta k_{п,н}$$

(Н. К. Кухаренко, Я. Н. Басин, А. В. Булатов, Р. А. Резванов) [431].

Рассчитав $k_{п,н}$, по формуле (202) находят искомое значение

$$k_{п,н} = \frac{H_3 - k_{п,н, \text{исп}} \cdot \sum a_{п,н, j} k_{п,н, j}}{H_3}, \quad (336)$$

где H_3 — водородный эквивалент среды, заполняющей поровое пространство, при заданных температуре и давлении.

При определении $k_{п,н}$ по данным $k_{п,н}$ наибольшая погрешность возникает за счет

недоучета объемного содержания кристаллизационной и гигроскопически связанной воды в глинистых минералах. Эту величину определяют по данным лабораторных исследований или находят по значениям $k_{п,н}$ для глинистых пород. В последнем случае

$$w_{в,з} = \frac{[k_{п,н,ггл} - (\sum_{i=1}^n d_{и,ггл,i})_{ггл}]_{ггл}}{k_{п,н,ггл}}, \quad (337)$$

где $k_{п,н,ггл}$) и $K_{ггл,ггл}$ —коэффициенты нейтронной пористости, поправки за минеральный состав и объемное содержание глинистых частиц в глинах; $g_{ггл}$ — поправочный коэффициент, учитывающий большее содержание связанной воды в глинистых частицах, находящихся в поровом пространстве коллектора, чем в уплотненных глинистых прослоях, и их возможное различие в минеральном составе.

Если диаметр скважины, толщина глинистой корки и минеральный состав пород, слагающих разрез изучаемой скважины, существенно не изменяются, можно, располагая зависимостями $\Delta J_{пн} = f(k_{п,н})$, проэталонировать зарегистрированную кривую $I_{пн}$ в единицах коэффициента нейтронной пористости. Для этого переносят одношкальную номограмму для заданного диаметра скважины на интерпретируемую кривую (рис. 159) так, чтобы в породах с известными значениями $k_{п,н}$ отметки шкалы номограмм совместились со значениями $I_{пн}$ на уровне залегания этих пород. Часто за одну из исходных точек принимают $I_{пн}$ в размытых глинах (рис. 159), $k_{п,н}$ которых варьирует от 40 до 60 %.

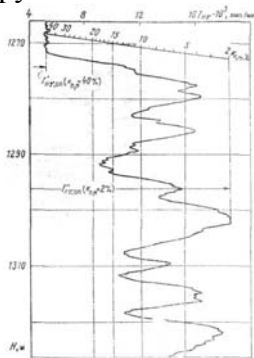


Рис. 159. Пример количественной интерпретации кривой $I_{пн}$ с помощью вспомогательной шкалы коэффициента $k_{п,н}$ нейтронной пористости.

Определение $k_{п,н}$ по отношению интенсивностей

В способе отношений коэффициент $k_{п,н}$ определяют по зависимости от $k_{п,н}$ отношений величин $I_{пн}$ или $\Delta J_{пн}$, измеренных зондами различных размеров (рис. 160). Точность определения $k_{п,н}$ этим способом повышается за счет снижения влияния скважинных условий, что предопределяет целесообразность введения его в практику.

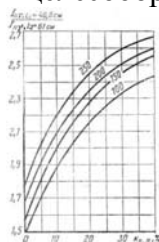


Рис. 160. Зависимость отношения интенсивностей $I_{пн}$, измеренных зондами различного размера, от коэффициента $k_{п,н}$ пористости. Шифр кривых — d_c , мм

Определение $k_{п,н}$ боковым нейтронным зондированием

Этим способом коэффициент пористости определяют по зависимости углового коэффициента μ кривой бокового нейтронного гамма-зондирования от коэффициента $k_{п,н}$ для заданного диаметра d_c скважины (и ее конструкции). Этот способ не получил практического применения в связи с необходимостью достаточно продолжительного времени на проведение измерений $I_{пн}$ с зондами четырех-пяти размеров, хотя его

преимущества очевидны.

Определение $k_{П,Н}$ по нейтронной поглощающей активности

По величине нейтронной поглощающей активности $A_{П,Н}$, коэффициент пористости может быть определен в тех случаях, когда воды, насыщающие поровое пространство коллектора, содержат хлор в количествах, превышающих 100 г/л. В этих условиях зависимость $A_{П,Н}$ от $k_{П}$ достаточно интенсивна и это позволяет, вычислив по данным импульсного нейтрон-нейтронного метода $A_{П,Н}$ по кривым, приведенным на рис. 111, определить $k_{П,Н}$.

Преимущества определения коэффициента пористости нейтронными методами: 1) возможность определения коэффициента пористости в скважинах, обсаженных стальными колоннами; 2) возможность определения $k_{П,Н}$ в нефтенасыщенных коллекторах; 3) практическая независимость точности определения $k_{П,Н}$ от структуры коллектора.

Недостатки нейтронных методов сводятся к существенным зависимостям точности определения $k_{П}$ от следующих факторов: 1) содержания кристаллизационной и гигроскопически связанной воды; 2) диаметра скважины, толщины глинистой корки, а также от наличия желобов; 3) статистического характера измеряемых излучений и изменения минерального состава твердой и жидкой фаз коллектора.

Метод рассеянного гамма-излучения

Способ определения коэффициента пористости методом рассеянного гамма-излучения основан на тесной функциональной связи между плотностью породы и ее пористостью и на обратной зависимости между интенсивностью гамма-излучения источника и плотностью породы.

Для решения задачи используют следующие связи:

1) экспериментально установленные зависимости между $J(($ и $(П$ ($k_{П}$) или между $J(($ и $(П$ ($k_{П}$):

$$\Delta J_{\gamma\gamma} = \frac{I_{\gamma\gamma, х} - I_{\gamma\gamma, об}}{I_{\gamma\gamma, об}} - \frac{I_{\gamma\gamma, об} - I_{\gamma\gamma, эт}}{I_{\gamma\gamma, эт}} = f(\delta_{П}) = \Phi(k_{П}), \quad (338)$$

где $I((, х$ - интенсивность рассеянного гамма-излучения в изучаемой и опорной породах (средах) с известными плотностями $(П$;

2) зависимость от плотности пород функции

$$F(\delta) = \frac{I_{\gamma\gamma, бз} - I_{\gamma\gamma, мз}}{I_{\gamma\gamma, бз}} - \frac{I_{\gamma\gamma, мз} - I_{\gamma\gamma, эт}}{I_{\gamma\gamma, эт}} = B \frac{I_{\gamma\gamma, мз}}{I_{\gamma\gamma, эт, мз}}, \quad (339)$$

регистрируемой в двузондовой аппаратуре [28]. В формуле (339) индексы «бз» и «мз» относятся к измерениям с большим (20—40 см) и малым (10—20 см) зондами, индексы «эт» — в эталонном устройстве.

На рис. 161 приведена одна из номограмм для решения уравнений (338) и (339) относительно $k_{П}$:

$$k_{П} = \frac{\delta_{СН} - \delta_{П}}{\delta_{СН} - \delta_{П}} = \frac{\delta_{СН} - \delta_{П}}{\delta_{СН} - 1000}, \quad (340)$$

Функция $F(\delta)$ нанесена для аппаратуры РГП-2 ($B = 0,6$). На рис. 161 приведено решение задачи для следующих исходных условий: $F(\delta) = 0,6$, $\delta_{П} = 2,44 \cdot 10^3$; $\delta_{СН} = 2,71 \cdot 10^3$ (кальцит). Ответ: $k_{П} = 15,8 \%$ (построение abcd).

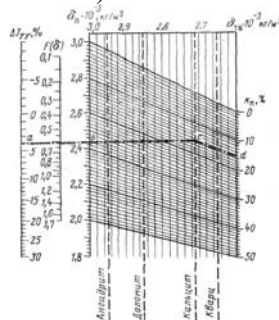


Рис. 161. Номограмма для определения $k_{П}$ по $\Delta J_{\gamma\gamma}$.

Основные преимущества способа определения $k_{П}$ гамма-гамма-методом заключаются:

- 1) в практической независимости точности определения k_{Π} от структуры порового пространства;
- 2) в относительно небольшом влиянии погрешностей, вносимых остаточным нефтенасыщением.

Недостатки способа:

- 1) существенное влияние на точность определения k_{Π} в некоторых случаях скважинных условий;
- 2) погрешности в определении k_{Π} при недостаточно известном минеральном составе коллектора.

МЕТОД ИЗОТОПОВ И НЕЙТРОННЫХ АКТИВАТОРОВ

Определение коэффициента пористости методом активаторов основано на зависимости между количеством активированного раствора, проникшего в коллектор, и его динамической пористостью. Большой интерес представляет замена радиоактивных изотопов нейтронно-активными веществами — растворами солей, кадмия и бора или суспензиями соединений, содержащих бор и фтор.

Для оценки коэффициента динамической пористости способом изотопов используют зависимость

$$\Delta J_{\gamma, \Pi} = \frac{I_{\gamma, \Pi} - I_{\gamma, \Pi, \text{оп}}}{I_{\gamma, \Pi, \text{оп}} - I_{\gamma, \Pi, \text{оп}}} = f(k_{\Pi, \Pi}),$$

где $I_{\gamma, \Pi}$, $I_{\gamma 1}$ — интенсивности гамма-излучения изотопов в изучаемом коллекторе и опорных пластах с известными минимальной и максимальной динамическими пористостями.

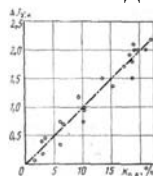


Рис. 162. Зависимость $\Delta J_{\gamma} = f k_{\Pi Д}$

Такую зависимость (рис. 162) устанавливают экспериментально по данным сопоставления интенсивности $I_{\gamma, \Pi}$ в пластах разреза, пористость которых известна.

Преимущества способа определения коэффициента пористости методами изотопов и нейтронных активаторов: 1) возможность выделения в разрезе скважин зон с повышенной динамической пористостью и возможность количественной оценки последней; 2) высокая чувствительность, недоступная другим способам выявления динамической пористости; 3) относительная несложность обработки и интерпретации диаграммных материалов.

Недостатки способа: 1) трудоемкость, требующая в большинстве случаев дополнительных буровых работ или смен растворов; 2) возможность получения неточных данных при неравномерной толщине корки, содержащей активизирующие элементы, и адсорбции активаторов на поверхностях частиц, слагающих коллектор; 3) необходимость выполнения жестких правил техники безопасности при использовании радиоактивных изотопов; 4) высокая стоимость нейтронных активаторов.

Основные погрешности возникают из-за скоплений изотопов и нейтронных активаторов на участках увеличенного диаметра скважины, в глинистой корке и на поверхности твердой фазы.

МЕТОД ЕСТЕСТВЕННОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ

Приближенная оценка коэффициента пористости по интенсивности естественного гамма-излучения возможна в коллекторах (преимущественно кварцевых), в которых существует тесная связь между коэффициентом пористости и глинистостью, и отсутствуют в достаточных количествах грубозернистые минералы повышенной радиоактивности (монацит, глауконит, полевые шпаты и др.). В этих условиях наблюдается обратная зависимость между гамма-активностью (интенсивностью естественного гамма-излучения,

параметром ΔJ_γ) и коэффициентом пористости.

§ 93. МЕТОДЫ МАГНИТОМЕТРИИ

Из магнитных методов исследования скважин для определения коэффициента эффективной пористости начинают использовать метод ядерного магнитного резонанса. Перспективен метод магнитной восприимчивости для оценки крупной трещинно-кавернозной пористости и выделения зон закарстования в скважинах, бурящихся на магнетитовых растворах.

Коэффициент пористости по данным ядерного магнитного метода оценивают по величине индекса свободного флюида [26].

Основными трудностями, возникающими на пути внедрения в практику этого метода являются: необходимость внесения большого числа корректив, существенное влияние ферромагнитных минералов, небольшой радиус исследований. Последний фактор может вызвать увеличение $k_{П,ЭФ}$ за счет трещиноватости породы, созданной в процессе бурения скважины, и снижение $k_{П,ЭФ}$ в крупнопористых породах за счет их внутренней глинизации.

§ 94. УЛЬТРАЗВУКОВОЙ МЕТОД

Определение коэффициента пористости ультразвуковым методом основано на указанных в § 73 зависимостях между интервальным временем распространения упругих волн в горных породах и коэффициентом их пористости.

Неглинистые коллекторы

Коэффициент пористости неглинистых коллекторов может быть определен следующими способами.

1. По зависимостям $\Delta\tau = f(k_{П})$, полученным на основании статистической обработки результатов измерений $\Delta\tau_{П}$ в скважинах и данных измерений $k_{П}$ в лабораториях на представительном керне или определенным в скважинных условиях другими геофизическими методами. При использовании зависимостей $\Delta\tau_{П}/\Delta\tau_{ТВ} = f(k_{П})$ (см. Рис. 163) величина $\Delta\tau_{ТВ}$ определяется как асимптотическое значение функции $(\alpha_{П}/P_{П})^{1/m} = f(\Delta\tau_{П})$ при $(\alpha_{П}/P_{П})^{1/m} \rightarrow 0$, где $\alpha_{П}$ и m определяются уравнениями связи между $P_{П}(r_{П})$ и $k_{П}$. При использовании уравнения (253) для среднего времени поправку в $\Delta\tau_{П}$ за эффективное напряжение вводят по формуле

$$\Delta\tau_{П,исп} = \Delta\tau_{П,изм} \left(\frac{P_{исп}}{P_{изм}} \right)^{1/n}, \quad (342)$$

номограммированной в работе [44]. Знаменатель n показателя степени устанавливают предварительно на основании сопоставления данных определения $k_{П}$ ультразвуковым и другими методами или определяют в лаборатории.

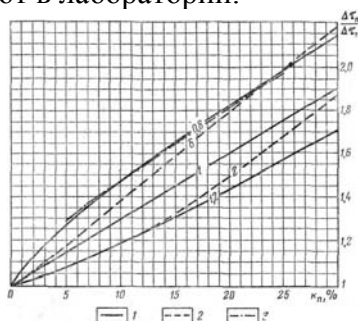


Рис. 163. Зависимости $\Delta\tau_{П}/\Delta\tau_{ТВ} = f(k_{П})$ по различным данным.

1 — по степенному уравнению (254) [шифр кривых — показатель $m_{П}$]; 2 — по уравнению Вахгольца [шифр кривых — параметр a]; 3 — экспериментальная зависимость для известняков верхнего мела ЧИАССР (по В. М. Добрынину и Г. М. Золоевой)

2. По уравнению степенной зависимости при известном значении структурного показателя $m_{П}$ [уравнение (254)] для изучаемых пород в их напряженном состоянии с

использованием номограммы, приведенной на рис. 164, где показано решение задачи для следующих исходных данных: $\Delta\tau_{ТВ} = 156$ мкс/м, $\Delta\tau_{П} = 197$ мкс/м, $\Delta\tau_3 = 660$ мкс/м, $m_{П} = 1,15$, $\Delta\tau_{П} - \Delta\tau_{ТВ} = 41$ мкс/м, $\Delta\tau_3 - \Delta\tau_{ТВ} = 504$ мкс/м. Ответ: $k_{П} = 11,2$ (построение abcde).

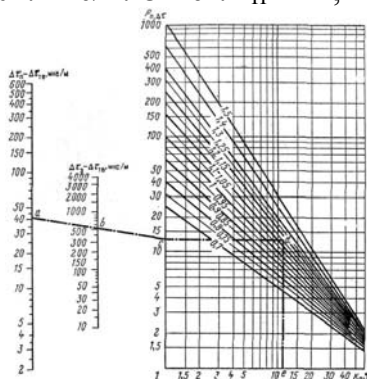


Рис. 164. Номограмма для определения $k_{П}$ пород ультразвуковым методом по уравнению степенной зависимости $R_{П}$
Шифр кривых — $m_{П}$

3. По зависимостям Вахгольца (см. рис. 163) по предварительно установленным значениям α как функции $r_{ЭФ}$ и m_0 , с возрастанием которых α уменьшается.

Для слабосцементированных коллекторов за рубежом для определения $k_{П}$ используют формулу

$$k_{П} = \frac{k_{П,Пал}}{C} \frac{330}{\Delta\tau_{ГЛ}}, \quad (343)$$

здесь $k_{П,Пал}$ — величина $k_{П}$ определенная по измеренному значению $\Delta\tau_{П}$ по уравнению (253); $\Delta\tau_{ГЛ}$ — интервальное время (в мкс/м), зарегистрированное в близзалегающих чистых глинах; 330 — интервальное время (в мкс/м) в неуплотненных глинах; C — коэффициент уплотнения, изменяющийся от 0,8 до 1,2 [11, 14]; коэффициент C устанавливают путем статистической обработки данных в коллекторах, для которых $k_{П}$ известно.

Глинистые коллекторы

Коэффициент пористости, определенный ранее рассмотренными способами, в глинистых коллекторах тем больше превышает его истинную величину, чем выше $k_{ГЛ}$ и существеннее отличается $\Delta\tau_{ГЛ}$ от $\Delta\tau_{СК}$.

При определении $k_{П}$ ультразвуковым методом глинистость учитывают одним из следующих способов.

1. Путем введения поправки в величину $k_{П}$ по уравнению

$$k_{П,П} = k_{П,Δτ} - \frac{\Delta\tau_{П} - \Delta\tau_{СК}}{\Delta\tau_3 - \Delta\tau_{СК}} k_{ГЛ} = k_{П,Δτ} - \Delta k_{П}, \quad (344)$$

где $k_{П,Δτ}$ — коэффициент пористости, определенный рассмотренными выше способами для не глинистых коллекторов; $\Delta k_{П}$ — поправка за глинистость; эта поправка может быть определена с помощью номограммы, приведенной в [44].

2. По палеткам зависимости $\Delta\tau = f(k_{П})$ при $\eta_{ГЛ}$ ($k_{ГЛ}$ или $\alpha_{СП}$) = const (рис. 165). Коэффициент пористости определяется абсциссой точки зависимости $\Delta\tau_{П} = f(k_{П})$ с шифром $\eta_{ГЛ}$ ($k_{ГЛ}$ или $\alpha_{СП}$), ордината которой равна $\Delta\tau_{П}$.

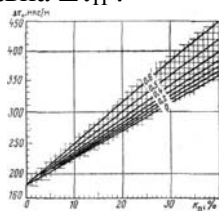


Рис. 165. Палетка для определения по $\Delta\tau_{П}$ коэффициента $k_{П}$ пористости однородных глинистых несцементированных коллекторов при $\eta_{ГЛ} = \text{const}$ (шифр кривых)

3. По номограмме Пикета $\Delta\tau_{П} = f(\alpha_{СП})$ при $k_{П}$ и $r_{ЭФ} = \text{const}$. Коэффициент пористости определяется шифром $k_{П}$ зависимости $\Delta\tau_{П} = f(\alpha_{СП})$, проходящей через точку с

координатами $x = \alpha_{СП}$ и $y = \Delta\tau_H$ [11, 44],

4. Способом фирмы Шлумберже. В этом способе коэффициент пористости сначала определяют по зависимостям $\Delta\tau_{П} = f(k_{П})$ для неглинистых коллекторов и затем с учетом $\alpha_{СП}$ по формуле

$$k_{П} = k_{П, макс} \frac{1}{2 - \alpha_{СП}} \frac{330}{\Delta\tau_{П} C} \quad (345)$$

вводят поправку за глинистость (по $\alpha_{СП}$) и уплотнение (множитель $330/\Delta\tau_{П} C$).

5. По статистическим связям, о которых говорилось выше.

6. Комплексом методов.

Если в коллекторе находятся в защемленном состоянии газ или нефть истинный коэффициент пористости составляет 0,65—0,75 (для газоносных коллекторов) и 0,8—0,9 (для нефтеносных коллекторов) от значения $k_{П}$, определенного указанными выше способами. Чем выше остаточное газо- или нефтенасыщение и газовый фактор (для нефтеносных коллекторов), тем в большей степени отличается найденное значение $k_{П}$ от его действительной величины.

Преимущества ультразвукового метода: 1) простота определения коэффициента пористости; 2) относительно слабая зависимость точности определения коэффициента пористости от минерального состава скелетной составляющей твердой фазы.

Недостатки метода: 1) влияние структуры и текстуры коллектора на точность определения $k_{П}$; 2) влияние трещиноватости стенок скважины, возникающей в процессе бурения, и изменения величины $k_{П}$ в прискважинной зоне за счет разности $r_{ГС} — r_{ГДС}$. 3) зависимость точности оценки $k_{П}$ от присутствующих в коллекторе защемленных газа и нефти.

Погрешности в определении $k_{П}$ по $\Delta\tau_{П}$ в основном обусловлены недостаточным знанием влияния эффективного напряжения и температуры на зависимость $\Delta\tau_{П} = f(k_{П})$ а также структуры коллектора, иногда приводящей к проскальзыванию циклов.

§ 95. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ КОМПЛЕКСОМ МЕТОДОВ

Из изложенного выше следует, что по данным одного геофизического метода (одного физического свойства) коэффициент пористости может быть определен только для водоносных неглинистых коллекторов. В остальных случаях необходимо знать глинистость коллектора, физические свойства глин, зависящие от их минерального состава, структуру порового пространства (показатель m_0) и нефтегазонасыщение коллектора. В этих условиях задача более точно решается комплексом геофизических методов,

1. По данным методов сопротивления и потенциалов собственной поляризации.

Задачу решают с помощью палеток, одна из которых приведена на рис. 166. Исходными данными являются $k_{П}$ и $\alpha_{СП}$ (абсцисса и ордината палетки и $r_{ГЛ}/r_{В}$ (шифр палетки). На рис. 166 показано решение задачи для $r_{ГЛ}/r_{В} = 5$; $k_{П,Р} = 0,23$, $\alpha_{СП} = 0,57$. Ответ: $k_{ГЛ} = 15\%$, $k_{П,Р} = 20\%$ (построение abc).

2. По данным ультразвукового метода и гамма-гамма-метода, На рис.167, а приведен один из вариантов палеток для определения $k_{П}$ и $k_{ГЛ}$ по данным $k_{П,\gamma\gamma}$ и $k_{П,\Delta\tau}$ для случая, когда эти величины связаны с $k_{П}$ и $k_{ГЛ}$ зависимостями $k_{П,\gamma\gamma} = k_{П} + 0,1k_{ГЛ}$ и $k_{П,\Delta\tau} = k_{П} + 0,6k_{ГЛ}$ (характерно для уплотненных песчаных коллекторов с рассеянным включением глинистого материала).

Положение точки с координатами $k_{П,\gamma\gamma}$ и $k_{П,\Delta\tau}$ в поле координатной сетки $k_{П} = \text{const}$ и $k_{ГЛ} = \text{const}$ определяет неизвестные. При $k_{П,\Delta\tau} = 35\%$ и $k_{П,\gamma\gamma} = 26,5\%$ получим $k_{П} = 25\%$ и $k_{ГЛ} = 17,5\%$.

3. По данным нейтронного гамма-метода и гамма-гамма-метода. Палетка для определения $k_{П}$ и $k_{ГЛ}$ по данным $k_{П,\gamma\gamma}$ и $k_{П,\Delta\tau}$ составлена для рыхлых коллекторов в условиях, когда $k_{П,Н} = k_{П} - 0,4k$ и $k_{П,\gamma\gamma} = k_{П} + 0,2k_{ГЛ}$.

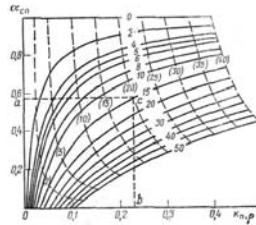


Рис. 166. Палетка зависимостей $\alpha_{СП} = f(k_{П,Р})$ при $k_{ГЛ} = \text{const}$ и $k_{П,Р} = \text{const}$. Шифры кривых - $k_{ГЛ}$, %; ($k_{П,Р}$), %

На рис.167 показано решение задачи для $k_{П,Н} = 18,5\%$, $k_{П,\gamma\gamma} = 14\%$. Ответ: $k_{П} = 9,5\%$, $k_{ГЛ} = 23\%$. Из этого примера видно, что глинистость влияет на величину $k_{П,Н}$ больше, чем на $k_{П,\gamma\gamma}$.

Для неглинистых коллекторов различного минерального состава эта же задача может быть решена с помощью палетки, приведенной на рис. 138, б.

4. По данным Δt и $k_{П}$. Для неглинистых коллекторов различного минерального состава задача решается с помощью палетки, приведенной на рис. 138, а.

5. По данным определения коэффициента пористости $k_{П}$ и $\alpha_{СП}$. Номограмма, приведенная на рис. 168, дает возможность в условиях достаточно близких электрических удельных сопротивлений изучаемого коллектора, вмещающих пород и глинистого раствора определить $k_{П}$ по известным значениям $k_{П,Н}$, $\omega_{ГЛ}$ и $\alpha_{СП}$. Например, для исходных данных $\alpha_{СП} = 0,4$, $k_{П,Н} = 25\%$, $\omega_{ГЛ} = 0,4$. Получим $k_{П,Р} = 15,6$ (построение abcde).

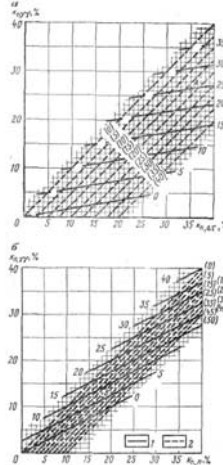


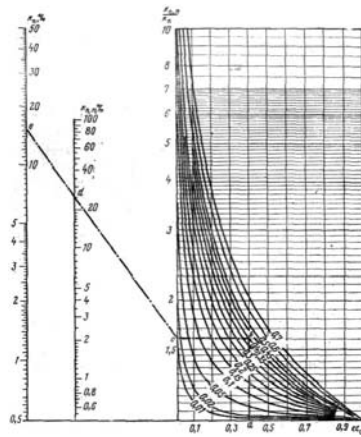
Рис. 167. Палетки для определения коэффициентов $k_{П}$ пористости $k_{ГЛ}$ глинистости по $k_{П,\gamma\gamma}$ и $k_{П,\Delta t}$ (а) и по данным $k_{П,\gamma\gamma}$
1 - $k_{П} = \text{const}$; 2 - $k_{ГЛ} = \text{const}$. Шифр кривых - $k_{П}$, %; ($k_{ГЛ}$), %

§ 96. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА ПОРИСТОСТИ КОЛЛЕКТОРА

Преобладающий тип пористости коллектора известной литологии устанавливают путем сопоставления параметра и коэффициента пористости, определенных различными геофизическими методами, и по конфигурации диаграмм микрозондов. Вероятный тип пористости коллектора может быть прогнозирован по следующим признакам.

Межзерновая пористость. Коэффициенты пористости, определенные различными способами, близки (рис. 169).

У неглинистых коллекторов в области средних значений $k_{П}$ структурный показатель m_0 варьирует от 1,6 до 2. В водоносных коллекторах точки с координатами $R_{П}$, $\Delta J_{П\gamma}$ и $\Delta J_{\gamma\gamma}$ ложатся вблизи зависимостей $R_{П} = f(\Delta J_{П\gamma})$ (см. рис. 169) и $R_{П} = f(\Delta J_{\gamma\gamma})$, построенных для гранулярных коллекторов. Микрозондами регистрируются небольшие значения ρ_K , обычно не превышающие $5\rho_R$, и приращения $\Delta\rho = (0,5 - 2) \rho_R$. На кавернограммах отмечается глинистая корка толщиной, изменяющейся от 0,5 до 2 — 3 см. Глубина проникновения фильтрата глинистого раствора (2-4) d_C .



**Рис. 168. Номограмма для определения коэффициента $k_{П}$ глинистых коллекторов по данным нейтронного гамма-метода и метода потенциалов собственной поляризации при близких значениях $\rho_{П}$, $\rho_{ЭП}$ и $\rho_{ВМ}$.
Шифр кривых — $\omega_{ГЛ}$**

В глинистых коллекторах с межзерновой пористостью отмечаются снижение структурного показателя m_0 , возрастание коэффициента $\alpha_{П}$ и типичные признаки повышенной глинистости.

Трещинная пористость. В неглинистых коллекторах смешанного типа с преобладанием трещинной пористости, ориентированной перпендикулярно к стенкам скважины, отмечаются завышенные значения коэффициента пористости $k_{П,Р}$ и $k_{П,\Delta\tau}$ относительно значений $k_{П,Н}$ и $k_{П,\gamma\gamma}$, вычисленных по данным нейтронного метода и гамма-гамма-метода (см. рис. 169). В этих условиях структурный показатель изменяется от 1,4 до 1,8. Точки с координатами $\rho_{П}$ и $\Delta J_{П\gamma}$ или $\Delta J_{\gamma\gamma}$ ложатся ниже кривых $\rho_{П} = f(\Delta J_{П\gamma})$ (см. рис. 169) и $\rho_{П} = f(\Delta J_{\gamma\gamma})$, построенных для гранулярных коллекторов. На кавернограммах обычно наблюдается увеличение диаметра с образованием в последующем глинистой корки толщиной 0,5—2 см (трещинные коллекторы с изотропной трещиноватостью); иногда отмечается мелкая иззубренность кавернограмм при среднем значении d_C , равном номинальному диаметру скважины.

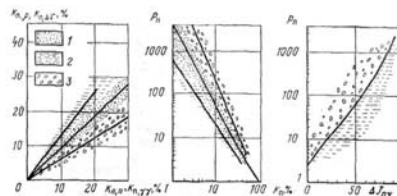


Рис. 169. Зависимости между физическими свойствами коллекторов с различным типом первого пространства.

Области расположения экспериментальных точек, соответствующие коллекторам: 1 — с межзерновым и близким к нему типом пористости, 2 — анизотропно-трещинной пористостью, 3 — каверновой пористостью

На диаграммах микрозондов фиксируются положительные приращения $\Delta\rho_{Н}$ при значениях $\rho_{К}$, превышающих $5\rho_{Р}$. Диаграммы микроэкранированных зондов сильно иззубрены, наблюдаются резкие изменения $\rho_{ЭФ}$ от очень больших до низких значений; последним сопутствуют положительные приращения $\Delta\rho_{К}$. Диаметр зоны проникновения глинистого раствора нередко превышает $5d_C$. В крупных трещинах наблюдается проникновение неотфильтрованного глинистого раствора.

Каверновая пористость. Коллекторы с преобладанием пористости кавернового типа, а также трещинной пористости, ориентированной в направлении, параллельном оси скважины (и к нему близком), характеризуются следующими признаками. При незначительной глинистости наблюдаются пониженные значения $k_{П,Р}$ и $k_{П,\Delta\tau}$ относительно $k_{П,Н}$ и $k_{П,\gamma\gamma}$ и высокий структурный показатель m_0 , обычно больший 2; коэффициент $\alpha_{П} < 0,7$. Точки с координатами $\rho_{П}$ и $\Delta J_{П\gamma}$, $\rho_{П}$ и $\Delta J_{\gamma\gamma}$ ложатся выше кривых зависимостей $\rho_{П} = f(\Delta J_{П\gamma})$

(см. рис. 169) и $R_{П} = f(\Delta J \gamma \gamma)$. Диаграммы микрозондов резко иззубрены; участки низкого сопротивления имеют малые мощности, в пределах которых отмечаются положительные приращения $\Delta r_{К}$. Глубина проникновения фильтрата глинистого раствора превышает пять—восемь диаметров скважины; наблюдается проникновение неотфильтрованного глинистого раствора. На этих участках интенсивность I_{γ} возрастает во времени. На фоне номинального диаметра скважины фиксируются резкие увеличения $d_{С}$, отмечающие крупные карстовые полости.

Чем четче выражена принадлежность коллектора к тому или иному классу, тем резче проявляются соответствующие геофизические признаки. Приблизительно коэффициент трещинно-каверновой пористости может быть установлен по разности между коэффициентом пористости, вычисленным по данным гамма-гамма-метода или нейтронных методов, и $k_{П, \Delta \tau}$ определенным ультразвуковым методом по уравнению среднего времени.

§ 97. ОЦЕНКА ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОРИСТОСТИ

Оценка коэффициента динамической пористости представляет наибольший практический интерес. Эта задача может быть решена в следующих случаях.

1. При наличии статически установленных связей между физическими свойствами коллектора и его динамической пористостью. Такие связи могут наблюдаться в коллекторах, в которых существуют компактные корреляционные зависимости между $k_{П, Д}$ с одной стороны и $k_{П}$ и $k_{ГЛ}$ — с другой.

2. При наличии в коллекторе (например, в трещинном или кавернозном) пор, свободно поглощающих глинистый раствор или его фильтрат. Определение $k_{П, Д}$ основывается на учете изменения физических свойств коллектора при заполнении динамических пор фильтратом глинистого раствора, отличающимся по физическим свойствам от жидкостей, заполняющих неэффективные поры.

Один из наиболее элементарных способов определения динамической пористости не глинистого коллектора сводится к сопоставлению значений $k_{П}$, полученных по сопротивлениям $\rho_{ПП}$, измеренным вначале с раствором, фильтрат которого имеет сопротивление, равное сопротивлению вод в неэффективных породах, а затем с раствором резко отличного сопротивления $\rho_{Ф}$.

Первое измерение дает общую пористость $k_{П}$, второе — фиктивную, равную $k_{П} - k_{П, Д}$ ($1 - \rho_{В} / \rho_{Ф}$), при условии, что при смене $\rho_{В}$ на $\rho_{Ф}$ не наблюдалось опреснения неэффективных пор. Разность двух измерений коэффициента пористости $\Delta k_{П} = k_{П, Д} (1 - \rho_{В} / \rho_{Ф})$, следовательно,

$$k_{П, Д} = \frac{\Delta k_{П}}{1 - \rho_{В} / \rho_{Ф}}. \quad (346)$$

Если эффективные поры представлены трещинами, ориентированными перпендикулярно к стволу скважины, то, решив относительно $k_{П, Д}$ систему уравнений

$$\frac{1}{\rho_{ПП, В}} = \frac{k_{П, Д}}{\rho_{В}} + \frac{1 - k_{П, Д}}{\rho_{БЛ}}, \quad (347)$$

$$\frac{1}{\rho_{ПП, Ф}} = \frac{k_{П, Д}}{\rho_{Ф}} + \frac{1 - k_{П, Д}}{\rho_{БЛ}}$$

для двух измерений $\rho_{ПП, В}$ и $\rho_{ПП, Ф}$, выполненных с глинистыми растворами, фильтраты которых имеют сопротивление $\rho_{В}$ и $\rho_{Ф}$, и исключив неизвестные сопротивления $\rho_{БЛ}$ блоков, получим

$$k_{П, Д} = \frac{\rho_{ПП, Ф} - \rho_{ПП, В}}{\rho_{Ф} - \rho_{В}} \frac{\rho_{Ф} \rho_{В}}{\rho_{ПП, В} \rho_{ПП, Ф}}. \quad (348)$$

Если сопротивление блоков $\rho_{БЛ}$ известно, то

$$k_{П, Д} = \frac{\rho_{ПП, В} - \rho_{ПП, Ф}}{\rho_{ПП, В} - \rho_{Ф}} \frac{\rho_{Ф}}{\rho_{ПП}}. \quad (349)$$

В общем случае, когда трещины расположены хаотично, коэффициент пористости $k_{П, ТР}$ определяется по зависимости пара метра $R_{П, ТР}$ трещинной пористости от $k_{П, ТР}$.

$$R_{П, ТР} = \frac{\rho_{ПП}}{\rho_{В}} = \sqrt[4]{\frac{1 - k_{П, ТР}}{[1 + k_{П, ТР} (\rho_{П, ГЛ} - 1)]^2}} P_{П, ГЛ} = f(k_{П, ТР}) \quad (350)$$

для известных значений $R_{П, БЛ} = \rho_{БЛ} / \rho_{В}$ с использованием па летки, приведенной на рис. 170.

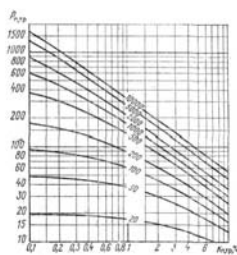


Рис. 170. Палетка для определения коэффициента трещинной пористости $k_{п,тр}$ неглинистых пород по зависимостям $P_{п,тр} = f(k_{п,тр})$ при $P_{п,бл} = \text{const}$ (шифр кривых).

Динамическая пористость может быть также рассчитана как разность между значением $k_{п}$, определенным нейтронным гамма-методом, и величиной $k_{п,бл}$ установленной методом сопротивлений по значению $\rho_{бл}$ ($P_{п,бл}$) или непосредственно на керне в лаборатории.

Глава XV

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВИЛИСТОСТИ ПОРОВЫХ КАНАЛОВ, КОЭФФИЦИЕНТОВ ПРОНИЦАЕМОСТИ И ГЛИНИСТОСТИ

§ 98. ИЗВИЛИСТОСТЬ ПОРОВЫХ КАНАЛОВ

Извилистость T поровых каналов затрудняет фильтрацию жидкостей и газов в коллекторе и тем самым понижает коэффициент $k_{пр}$ его проницаемости. Очевидно и то, что чем выше извилистость каналов, тем большая вероятность оставления нефти в коллекторе в процессе ее вытеснения водой и, следовательно, ниже коэффициент β_v вытеснения. Эти положения определяют целесообразность изучения извилистости поровых каналов с целью установления связей между значениями T , $k_{пр}$ и β_v .

Практический интерес представляет гидравлическая извилистость каналов, по которым происходит фильтрация жидкостей и газов. Этот параметр по отношению к электрической извилистости $T_{э}$ удовлетворяет неравенству $T_{г} > T_{к} > T_{э}$ ($T_{к}$ — среднестатистическое значение извилистости всех динамических эффективных и неэффективных поровых каналов). Для неглинистых коллекторов $T_{к} \sim T_{э}$.

Электрическую извилистость рассчитывают по формулам (10), (11), гидравлическую — по аналогичным формулам по значениям $k_{п,д}$ и $R_{п,д}$.

Практически $T_{э}$ и $T_{г}$ определяют следующими способами.

1. По известным значениям $R_{п}$ ($R_{п,д}$) и $k_{п}$ ($k_{п,д}$) по номограмме, изображенной на рис.171.

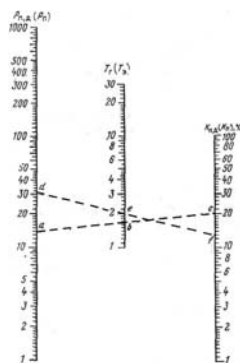


Рис.171. Номограмма для определения извилистостей $T_{г}$ и $T_{э}$ поровых каналов по данным параметров $R_{п,д}$ и R и коэффициентов $k_{п,д}$ и $k_{п}$.

На рисунке пунктиром показано решение задачи для $R_{п} = 14$ и $k_{п} = 20\%$; ответ: $T_{э} = 1,66$ (построение abc). С помощью этой же номограммы вычисляется и $T_{г}$. Для $k_{п,д} = 13\%$ и $R_{п,д} = 31$ получим $T_{г} = 2$ (построение def).

2. По известным величинам $k_{п}$, $k_{п,д}$ и структурному показателю m_0 . Для решения задачи используют связи (10) и палетку, приведенную в работе [44].

§ 99. КОЭФФИЦИЕНТ ПРОНИЦАЕМОСТИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Геофизические методы в благоприятных условиях позволяют количественно оценить коэффициент $k_{пр}$ (в фм^2) проницаемости. При решении этой задачи исходят из следующих положений.

1 Согласно уравнению (290) Козени-Кармана, коэффициент физической проницаемости зависит от коэффициента $k_{п,д}$ динамической пористости, гидравлической извилистости $T_{г}$ поровых каналов и удельной их поверхности $S_{ф}$; эти параметры достаточно точно или приближенно могут быть оценены геофизическими методами.

2. Мощность переходной зоны в нефтеносных коллекторах и градиент изменения удельного сопротивления коллектора в этой зоне (устанавливается по геофизическим данным) в основном определяются его проницаемостью.

При определении $k_{ПР}$ по геофизическим данным с использованием уравнения Козени-Кармана последнее с помощью равенств (351), (10) и (352) можно привести к трем следующим:

$$k_{ПР} = 4 \frac{(1 - k_{н,ост})^{2+m_0} (1-k_n)^{k_n}}{P_n^{1+m_0} (m_0-1)^{k_n} S_0^2} 10^{14} \approx 4 \frac{(1 - k_{н,ост})^{2+m_0}}{P_n^{1+m_0} S_0^2} 10^{14}; \quad (354)$$

$$k_{ПР} = 4 \frac{10^{14}}{T_r^{2+m_0} (m_0-1)^{k_n} S_0^2} \approx \frac{4 \cdot 10^{14}}{T_r^{2+m_0} S_0^2} \approx \frac{4 \cdot 10^{14}}{(\beta_r T_r)^{2+m_0} S_0^2}; \quad (355)$$

$$k_{ПР} = \frac{k_n^{2+m_0} (m_0-1)^{k_n}}{S_0^2} 10^{14} \approx 4 \frac{k_n^{2+m_0}}{S_0^2} 10^{14}. \quad (356)$$

В тех случаях, когда между $k_{П,Д}$ и S_0 существует корреляционная связь, между $k_{ПР}$ и $k_{П,Д}$ наблюдаются степенные связи

$$k_{ПР} = a k_{П,Д}^{b+m_0}, \quad (357)$$

$$k_{ПР} = A c^k a, k, \quad (358)$$

позволяющие оценивать величину $k_{ПР}$, по определенному значению $k_{П,Д}$, если остальные коэффициенты (a, b, c, A, m_0) известны (установлены экспериментально).

СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПРОНИЦАЕМОСТИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Метод электрического сопротивления

Коэффициент проницаемости коллекторов по данным метода сопротивлений оценивается следующими способами: 1) по коэффициенту $k_{П,Д}$ динамической пористости; 2) по параметру $R_{П}$ пористости; 3) по извилистостям $T_{Г}$ или $T_{Э}$; 4) по параметрам $R_{П,Д}$ пористости и $R_{П}$ насыщения; 5) по вертикальному градиенту удельного сопротивления коллектора. Последние два способа применимы в случае нефтегазонасыщенных коллекторов.

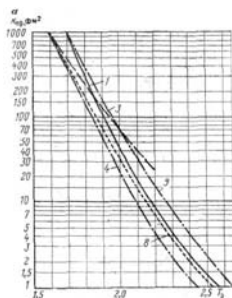
Определение коэффициента проницаемости по коэффициенту пористости, параметру $R_{П}$ пористости и извилистостям $T_{Г}$ и $T_{Э}$. При определении коэффициента проницаемости по коэффициенту $k_{П}$ (или $k_{П,Д}$) величина $k_{ПР}$ оценивается по зависимостям вида (357) и (358).

По параметрам $R_{П,Д}$ и $T_{Э}(T_{Г})$ коэффициент $k_{ПР}$ оценивается при наличии достаточно тесных связей между $k_{П,Д}$ и этими параметрами с использованием зависимостей, например, вида

$$k_{ПР} = A_1 \left(\frac{1}{R_{П,Д}} \right)^{B_1+C_1/m}, \quad (359)$$

где A_1, B_1, C_1 — постоянные.

Некоторые такие связи изображены на рис. 172. Из рис.172 следует, что даже небольшие вариации в $T_{Э}$ и $R_{П}$ приводят к существенным изменениям $k_{ПР}$. Поэтому точность определения $k_{ПР}$ по $k_{П}$, $T_{Э}$ и $R_{П}$ невелика и возрастает, если $k_{ПР}$ определяется по данным $k_{П,Д}$, $R_{П,Д}$ и $T_{Г}$, для которых зависимости $k_{ПР} = f(k_{П,Д})$, $k_{ПР} = \varphi(R_{П,Д})$ и $k_{ПР} = f(T_{Г})$ более тесны и интенсивны.



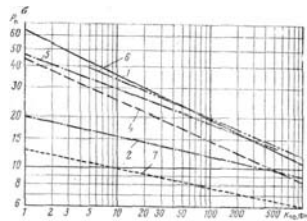


Рис. 172. Зависимости между коэффициентом проницаемости $k_{пр}$ и извилистостью $T_э$ (а) и между параметром пористости $P_{п}$ и коэффициентом проницаемости (б)

1—песчаники девона (Западная Башкирия и Восточная Татария); 2—песчаники девона и ордовика (Московская синеклиза); 3 — песчаники кембрия (Ленинградская область); 4 — песчаники протерозоя (Московская синеклиза); 5 — песчаники Вилькоккс (Гольф Кост США); 6 — слабосцементированный песчаник (США, Гольф Кост); 7 — песчаник Некточь — Бельвью (США Луизиана); 8 — песчаник Сарис (США); 9 — средняя кривая по данным зарубежных исследований

Определение коэффициента проницаемости по параметрам P_H и $P_{п.д}$. Способ определения коэффициента проницаемости по параметру P_H , предложенный Г. С. Морозовым и позднее раз витый в работах В. М. Добрынина, Л. П. Долиной, С. А. Султанова и автора, основан на зависимости параметра P_H от удельной поверхности, от которой, в свою очередь, зависит проницаемость. Полагая

$$S_{\phi} = \nu_{в, св} k_{в, св} / \bar{\Delta}_{в, св}, \quad (360)$$

где $\Delta_{в, св}$ — условно-среднее значение толщины пленки связанной воды, удовлетворяющей соотношению

$$\bar{\Delta}_{в, св} = k_{в, св} k_{п} / S_{\phi}, \quad (361)$$

приводим равенство (290) к следующему виду:

$$k_{пр} = \frac{4k_{в, св}^2 \nu_{в, св} 10^{14}}{7^2 S_{\phi}^2} = \frac{4(1 - b_{в, св}) \bar{\Delta}_{в, св}^2}{P_{п, д} k_{п}^2} 10^8 = \frac{4(1 - b_{в, св}) \nu_{в, св}^2 \bar{\Delta}_{в, св}^2}{P_{п, д} [\varphi(P_H)]^2} 10^8, \quad (362)$$

где $\Delta_{в, св}$ дано в микрометрах.

Функция $\varphi(P_H)$ определяет связь между $k_{в, св}$ и P_H . В простейшем случае

$$\text{Так как } k_{в, св} = \varphi(P_H) = (a_{п} / P_H)^{1/n}, \quad (363)$$

$$P_{п, д} = \frac{P_H}{(1 - b_{в, св})^{m_{в, св}} (m_{в, св} - 1) k_{п}} \approx \frac{P_H}{(1 - b_{в, св})^{m_{в, св} - 1}}, \quad (364)$$

то для $k_{пр}$ справедливо и другое равенство:

$$k_{пр} \approx \frac{4(1 - b_{в, св}) (P_H)^{2 + m_{в, св}} \bar{\Delta}_{в, св}^2}{P_{п, д} [\varphi(P_H)]^2} 10^8. \quad (365)$$

На рис. 173 приведена палетка кривых зависимостей $k_{пр} = f(P_H)$ (кривые 7) для различных значений $P_{п}$ (шифр кривых) для кварцевых гидрофильных коллекторов, для которых связь между $P_{п}$ и $k_{п}$ задана кривой 6. Для сопоставления на палетке нанесены зависимости $k_{пр} = f(P_H)$ других авторов. Общий ход приведенных кривых достаточно идентичен при $P_H > 10$. Кривые 1 указывают на резкое снижение $k_{пр}$ при больших значениях $k_{в}$, что соответствует действительности.

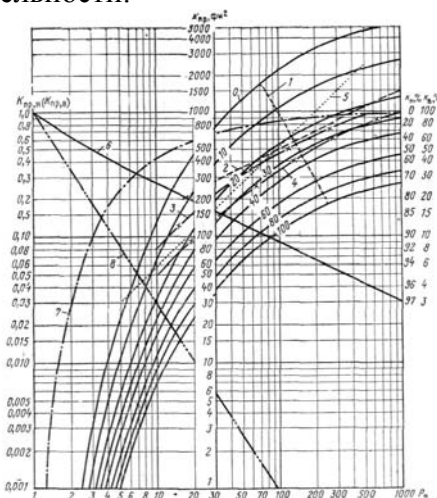


Рис. 173. Зависимости $k_{пр} = f(P_H)$, $k_{пр, н} = \Phi(P_H)$ и $k_{пр, в} = f(P_H)$.

1- $k_{пр} = f(P_H)$ [$k_{пр} = f(k_{в})$] по автору, шифр кривых $P_{п}$; 2 — то же, по Г. С. Морозову для терригенного девона Башкирии и Татарии; 3, 4 — то же, по В. М. Добрынину и С. А. Султанову соответственно для $k_{п} = 20$ и $k_{п} = 16$ %; 5- $k_{пр} = f(k_{в})$ для $k_{п} = 20$ % по Шлумберже; 6 - $P_H = f(k_{в})$; 7 - $k_{пр, н} = \Phi(P_H)$; 8- $k_{пр, н} = f(P_H)$ Шифр кривых —

Р_п

Для определения коэффициента проницаемости фирмой Шлумберже рекомендуется следующая зависимость:

$$k_{пр}^{1/2} = \frac{C}{\rho_k} \left(\frac{k_{н,сн}}{k_{н,св}} \right)^g = \frac{C}{\rho_k} \left(\frac{k_{н,сн}^2}{\rho_{н,сн}} \right)^g, \quad (366)$$

в которой коэффициент С связан с плотностью углеводородов эмпирическим уравнением

$$C = 23 + 465\delta_{нв} \cdot 10^{-3} - 188\delta_{нв}^2 \cdot 10^{-4}.$$

Расчет k_{пр} по параметрам Р_н и Р_к [формула (366)] допустим только в коллекторах, в которых нет свободной воды.

Способ градиента удельного сопротивления. Способ градиента удельного сопротивления, предложенный М. Тиксье [4,11, 44], основывается:

1) на зависимости высоты капиллярного подъема вод

$$h_{деп} = a \frac{P_k}{\delta_{нв} - \delta_{н}} \quad (367)$$

(а — постоянная) от капиллярного давления р_к и разности плотностей δ_в воды и δ_н нефти;

2) на зависимости между k_{р,сн}, k_{пр} и р_к

$$k_{н,сн} = \frac{a_n}{(P_k)^{1/n}} = \frac{1}{[1 + (k_{пр}^{1/2}/a) \rho_k]^{1/2}}. \quad (368)$$

Подставив в формулу (368) значения р_к из равенства (367) и решив новое уравнение относительно k_{пр} получим для часто встречающегося случая (n = 2 и a_н = 1)

$$k_{пр} = \frac{(ab)^2}{(\delta_{нв} - \delta_{н})^2} R^2, \quad (369)$$

где R —приведенный градиент электрического удельного сопротивления в пределах переходной зоны,

$$R = \frac{\rho_{нв} - \rho_{н}}{h_{деп} \rho_{нв}} = \frac{P_k - 1}{h_{деп}}.$$

В общем случае (n ≠ 2 и a_н ≠ 1)

$$k_{пр} = \frac{e}{(\delta_{нв} - \delta_{н})^2} R^g, \quad (370)$$

При измерении R в м⁻¹, δ_в и δ_н в кг/м³ и k_{пр} в фм² постоянные с и g имеют значения, изменяющиеся в пределах с = (10-20)10⁶ кг²/м⁴⁻⁸ и g=0,75-2.

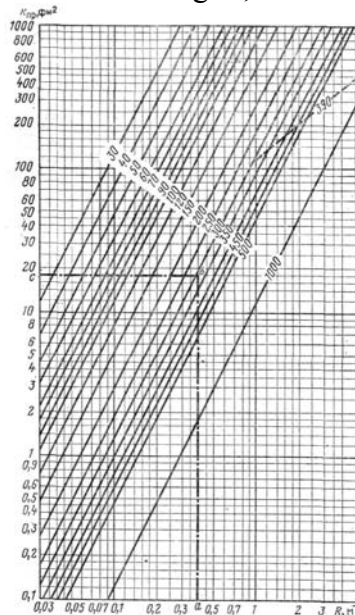


Рис. 174. Палетка для определения коэффициента k_{пр} проницаемости песчаных коллекторов методом Тиксье.

Пунктиром нанесена зависимость k_{пр} = f(R) для коллекторов Туймазинского нефтяного месторождения по данным Н. Н. Сохранова. Шифр кривых Δδ = δ_в — δ_н, кг/м³

На рис. 174 изображены палетка для графического решения задачи, составленная по М. Тиксье, и зависимость k_{пр} = f(R), предложенная Н. Н. Сохрановым для Туймазинского нефтяного месторождения. Зависимости Сохранова и Тиксье существенно различаются, что обусловлено разными значениями коэффициента с и показателя g.

На номограмме показано определение k_{пр} по следующим исходным данным: δ_в = 1,1 · 10³, δ_н = 0,78 · 10³ кг/м³, R = 0,4 м⁻¹, g = 2; интерполяцией получаем k_{пр} - 18,0 фм² (построение

abc).

Метод потенциалов собственной поляризации

Возможность определения коэффициента проницаемости по данным метода потенциалов собственной поляризации обосновывается зависимостью от коэффициента $k_{П}$ связанного водонасыщения [формула (362)] коэффициента $k_{ПР}$, с одной стороны, и диффузионно-адсорбционной активности $A_{ДА}$ — с другой.

Вследствие указанных связей между $k_{ПР}$ и $A_{ДА}$ наблюдается довольно тесная обратная зависимость. Ее характерной особенностью в большинстве случаев является резкое затухание в области проницаемостей, превышающих 100—200 фм^2 . В этой области величина $k_{ПР}$ определяется в основном не глинистостью коллектора, от которой зависит $A_{ДА}$, а размерами и структурой сечений макрокапилляров, мало влияющих на параметр $A_{ДА}$ [2, 7, 44].

Метод гамма-активности

При определении коэффициента проницаемости по данным гамма-активности исходят из прямой, достаточно тесной связи между k_{γ} и глинистостью коллектора, во многом определяющей коэффициент его проницаемости, прямой зависимости $k_{В,СВ}$, кол лектора от $k_{ГЛ}$ и связи между $k_{ПР}$ и $k_{СВ}$.

Для приближенной оценки коэффициента проницаемости по значениям k_{γ} (q_{γ} или ΔJ_{γ}) можно использовать зависимость $ОА (\#v) — / (\text{йпр})$, построенную на основании статистической обработки результатов сопоставления k_{γ} (ΔJ_{γ}) коллекторов с их проницаемостью, определенной другими представительными методами. Эта зависимость не резкая (см. рис 175, а), что ограничивает точность измерения $k_{ПР}$ по ΔJ_{γ}

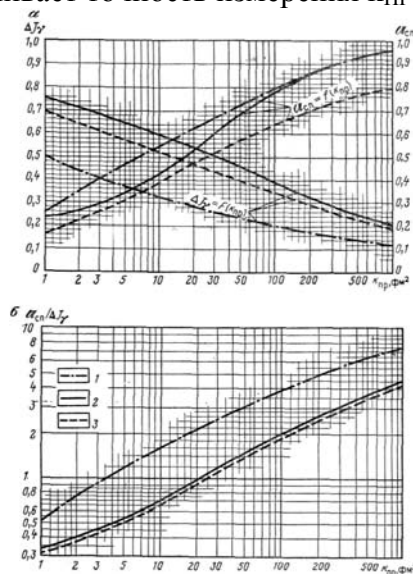


Рис. 175. Примеры зависимостей между $U_{СП}$, ΔJ_{γ} и коэффициентом $k_{ПР}$ проницаемости.

1 — песчаные коллекторы девона Западной Башкирии и Восточной Татарии; 2 — Коллекторы нижней юры месторождения Узень (Мангышлак); 3 — коллекторы мела месторождения Самотлор (Среднее Приобье)

Под руководством Л. П. Долиной (ВНИИНефть) предложена методика более точного определения $k_{ПР}$ по комплексному параметру $U_{СП}/\Delta J_{\gamma}$ [53]. Повышенная точность этой методики объясняется тем, что с ростом $k_{ПР}$ увеличивается $U_{СП}$ и одновременно уменьшается ΔJ_{γ} . С другой стороны, некоторые из искажающих факторов, как, например, мощность коллектора, диаметр скважины и другие, оказывают однозначное влияние на $U_{СП}$ и ΔJ_{γ} , что частично компенсируется в относительном параметре. На рис.175, б приведены примеры зависимостей $U_{СП}/\Delta J_{\gamma}=f(k_{ПР})$ для терригенных коллекторов девона Татарии, юры месторождении Мангышлака и мела Среднего Приобья.

Областью использования метода гамма-активности для определения коэффициента

проницаемости являются песчано-глинистые коллекторы невысокой проницаемости, в условиях которых $k_{\text{ДП}}$ контролируется в основном глинистостью.

Из сказанного выше следует, что геофизическая служба располагает достаточно широким комплексом способов определения коэффициента проницаемости. Задача исследователя — выбрать из их числа наиболее оптимальный и осуществить необходимую корректировку палеток и номограмм. Заметим, что описанные методики разработаны в основном для коллекторов с гранулярным и микротрещинным типом пористости.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ И ФАЗОВЫХ ПРОНИЦАЕМОСТЕЙ

Методика определения коэффициентов относительных и фазовых проницаемостей коллекторов по геофизическим данным основана на зависимостях этих коэффициентов от соотношения объемов газа, нефти и воды, заключенных в поровом пространстве коллектора [7]. Зная коэффициенты нефте- и газонасыщения коллектора, можно определить относительные проницаемости $K_{\text{ПР,Н}}$ и $K_{\text{ПР,В}}$ и $K_{\text{ПР,Г}}$ и далее рассчитать фазовые проницаемости по нефти $k_{\text{ПР,Н}} = K_{\text{ПР,Н}}k_{\text{ПР}}$, по воде $k_{\text{ПР,В}} = K_{\text{ПР,В}}k_{\text{ПР}}$ и газу $k_{\text{ПР,Г}} = K_{\text{ПР,Г}}k_{\text{ПР}}$

В тех случаях, когда коэффициент физической проницаемости устанавливают по параметру $P_{\text{П}}$ или $k_{\text{В}}$, на используемую палетку наносят зависимости $K_{\text{ПР}} = \varphi[k_{\text{В}}(P_{\text{Н}})]$ и $K_{\text{ПР}} = f[k_{\text{В}}(P_{\text{Н}})]$ в соответствующие им дополнительные шкалы $k_{\text{ПР,В}}$ и $k_{\text{ПР,Н}}$ (см. рис. 173).

Фирма Шлумберже для гидрофильных коллекторов рекомендует следующие зависимости для расчета $K_{\text{ПР}}$ и $K_{\text{ПР,Н}}$ [14]:

§ 100. КОЭФФИЦИЕНТ ГЛИНИСТОСТИ

Особенности физических свойств пластичной (глинистой) составляющей твердой фазы позволяют в большинстве случаев оценивать по геофизическим данным объемное содержание (коэффициент глинистости $k_{\text{ГЛ}}$) глинистых частиц в породе. Для решения этой задачи наиболее широко используют методы потенциалов собственной поляризации и естественного гамма-излучения, реже методы сопротивлений и системы петрофизических уравнений.

МЕТОД ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

При определении глинистости коллекторов по данным потенциалов собственной поляризации используют коррелятивные связи между $A_{\text{ДА}}$ ($K_{\text{СП}}$ и $U_{\text{СП}}$) и коэффициентом глинистости.

Задачу решают одним из следующих способов.

1. По величине относительной амплитуды $U_{\text{СП}}$ аномалии. При решении задачи предварительно устанавливают зависимость

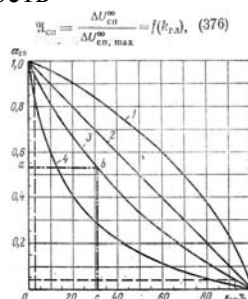


Рис. 176. Типичные зависимости относительной амплитуды $U_{\text{СП}}$ потенциалов собственной поляризации от коэффициента $k_{\text{ГЛ}}$ глинистости для различных геоэлектрических условий.

1 - $\rho_{\text{П}} < 2\rho_{\text{ГЛ}}$; $\rho_{\text{ЗП}} < 0,5\rho_{\text{ГЛ}}$; 2 - $\rho_{\text{П}} = \rho_{\text{ЗП}} = \rho_{\text{ГЛ}}$; 3 - $\rho_{\text{П}} > \rho_{\text{ГЛ}}$, $\rho_{\text{ЗП}} > \rho_{\text{ГЛ}}$; 4 - $\rho_{\text{П}} > \rho_{\text{ГЛ}}$, $\rho_{\text{ЗП}} > 10\rho_{\text{ГЛ}}$.

Для определения глинистости отсчитывают на диаграмме величины аномалий $\Delta U_{\text{СП}}$ и $\Delta U_{\text{СП, max}}$ вносят поправки за мощность и сопротивление изучаемой и вмещающих пород и глинистого раствора.

Если опорный пласт имеет глинистость $k_{ГЛ} \neq 0$ и глины со держат пелитовый материал в объеме, меньшем 100 %, $U_{СП}$ рассчитывают по формуле, где $U_{СП,об}, U_{СП,ГЛ}, \Delta U_{СП}$ — величины $U_{СП}$ определенные для опорного пласта, глин, и их разность.

МЕТОД ГАММА-AКТИВНОСТИ

Определение коэффициента глинистости по данным гамма-метода основано на степенной, близкой к прямой зависимости естественной гамма-активности песчано-глинистых и карбонатных пород от $k_{ГЛ}$ в тех случаях, когда грубодисперсная фракция коллектора имеет низкую гамма-активность.

Коэффициент $k_{ГЛ}$ определяют по кривым, полученным по данным сопоставления гамма-активности зерна с содержанием в нем глинистого материала, или по левой части номограммы, приведенной на рис. 178, представляющей собой графическое решение уравнения

$$\alpha_{\gamma} = \frac{k_{\gamma, z} - k_{\gamma, ГЛ=0}}{k_{\gamma, ГЛ=1} - k_{\gamma, ГЛ=0}} = f(k_{ГЛ}) = k_{ГЛ}^{\alpha_{ГЛ}} \quad (384)$$

относительно $k_{ГЛ}$.

В формуле (384) $k_{\gamma, x}, k_{\gamma, ГЛ=0}, k_{\gamma, ГЛ=1}$ — объемные гамма-активности изучаемого коллектора, чистой неглинистой породы и глин, определяемые в результате количественной интерпретации кривых I_{γ} с помощью палеток, учитывающих влияние диаметра скважины и радиоактивность глинистого раствора.

В большинстве случаев в разрезе скважины трудно встретить породы с $k_{ГЛ}=1$ и $k_{ГЛ}=0$. Поэтому $k_{\gamma, ГЛ=0}$ и $k_{\gamma, ГЛ=1}$ предварительно рассчитывают по данным измерений интенсивностей $I_{\gamma, n}, \gamma$ в породах y и z с известными значениями глинистости $k_{ГЛ, y}$ и $k_{ГЛ, z}$ одинакового минерального состава с исследуемой породой и соответственно гамма-активностями $k_{\gamma, y}$ и $k_{\gamma, z}$:

$$k_{\gamma, ГЛ=0} = \frac{\alpha_{\gamma, z} k_{\gamma, y} - \alpha_{\gamma, y} k_{\gamma, z}}{\alpha_{\gamma, z} - \alpha_{\gamma, y}}; \quad (385)$$

$$k_{\gamma, ГЛ=1} - k_{\gamma, ГЛ=0} = \frac{k_{\gamma, z} - k_{\gamma, y}}{\alpha_{\gamma, z} - \alpha_{\gamma, y}}; \quad (386)$$

где $\alpha_{\gamma, y}$ и $\alpha_{\gamma, z}$ определяются по номограмме, приведенной на рис. 178, для известных глинистостей $k_{ГЛ, y}, k_{ГЛ, z}$ и показателя степени $\alpha_{ГЛ}$ в уравнении (384).

Рассчитав $k_{\gamma, ГЛ=1}$ и $k_{\gamma, ГЛ=0}$, вычисляют $\alpha_{\gamma, x}$ по формуле (384), затем для заданных $\alpha_{\gamma, x}$ и $\alpha_{ГЛ}$ по номограмме (см. рис. 178) находят искомого $k_{ГЛ, x}$ в изучаемом коллекторе.

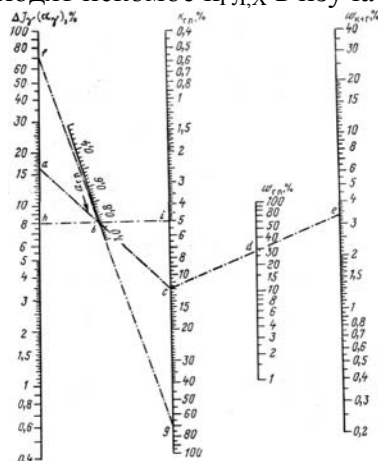


Рис. 178. Номограмма для определения $k_{ГЛ}$ по данным $\Delta J(\alpha) \alpha_{ГЛ}$

На рис. 178 приведены примеры решения задач для значений α_{γ} , равных 8; 16 и 72 %, для которых при $\alpha_{ГЛ} = 0,85$ соответственно получены для $k_{ГЛ}$ 5, 12 и 70 % (построения hbi, abc и fbg).

Метод гамма-активности рекомендуется для определения глинистости коллекторов, содержащих слабоактивную скелетную фракцию — кварцевые пески и песчаники, известняки и некоторые доломиты, особенно при бурении скважины на воде или на глинистых растворах низкой гамма-активности.

МЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЙ

При рассеянном включении глинистых минералов известного электрического сопротивления коэффициент глинистости может быть определен по данным измерения пористости $P_{П,Ф}$ при двух сопротивлениях жидкости $\rho_{Ф}$ и $\rho_{В}$, насыщающих поровое пространство. Разность коэффициентов пористости, определенных по этим данным,

$$\Delta k_{п} = \frac{k_{гн}}{r_{гн}} (\rho_{Ф} - \rho_{В})$$

и, следовательно,

$$k_{гн} = \frac{\rho_{гн}}{\rho_{Ф} - \rho_{В}} \Delta k_{п}$$

Если глинистые минералы залегают прослоями и угол встречи прослоев со скважиной близок к 90° , для водоносного коллектора

$$\chi_{гн}(k_{гн}) = \frac{\rho_{Ф}}{\rho_{гн,сг}} - \frac{\rho_{В}}{\rho_{гн,св}} \quad r_{гн} = \frac{1}{\frac{\rho_{гн,сг}}{\rho_{Ф}} - \frac{\rho_{гн,св}}{\rho_{В}}} \quad (387)$$

где $P_{П,Ф}$ и $P_{П,В}$ — фиктивные значения параметра пористости в зоне, промытой фильтратом глинистого раствора и за этой зоной.

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В этом способе, получившем наиболее широкое применение, коэффициент глинистости оценивают путем совместного решения петрофизических уравнений вида

$$k_{гн,р} = k_{гн,р} + \frac{\rho_{В}}{\rho_{гн}} k_{гн} = k_{гн,р} + C_{\rho} k_{гн} \quad (388)$$

$$k_{гн,сг} \approx k_{гн,сг} (1 - k_{гн,р} - k_{гн}) + k_{гн,гн} k_{гн} =$$

$$= k_{гн,сг} (1 - k_{гн,р}) + (k_{гн,гн} - k_{гн,сг}) k_{гн} =$$

$$= k_{гн,сг} (1 - k_{гн,р}) + C_{\rho} k_{гн} \quad (389)$$

$$k_{гн,н} = k_{гн,р} H_n + \sum_i k_{гн,i} H_{гн,i} + \omega_{гн} k_{гн} = k_{гн,р} H_n +$$

$$+ \sum_i k_{гн,i} H_{гн,i} + C_{\omega} k_{гн} \quad (390)$$

$$k_{гн,гн} = k_{гн,р} + \frac{\delta_{гн} - \delta_{гн}}{\delta_{гн} - \delta_{гн}} k_{гн} = k_{гн,р} + C_{\delta} k_{гн} \quad (391)$$

$$k_{гн,\Delta\tau} = k_{гн,р} + \frac{\Delta\tau_{гн} - \Delta\tau_{гн}}{\Delta\tau_{гн} - \Delta\tau_{гн}} k_{гн} = k_{гн,р} + C_{\Delta\tau} k_{гн} \quad (392)$$

где $C_{\rho} = \rho_{В}/\rho_{гн}$; $C_{\omega} = k_{гн,гн} - k_{гн,сг}$; $C_{\delta} = \omega_{гн}$;
 $C_{\Delta\tau} = \frac{\delta_{гн} - \delta_{гн}}{\delta_{гн} - \delta_{гн}}$; $C_{\Delta\tau} = \frac{\Delta\tau_{гн} - \Delta\tau_{гн}}{\Delta\tau_{гн} - \Delta\tau_{гн}}$;

N_3 и N_M водородные коэффициенты заполнителя порового пространства и i -го минерала, составляющего твердую фазу породы.

Подобрав два из перечисленных уравнения $X = f(k_{ГЛ})$ и $Y = f(k_{ГЛ})$. Для которых известны постоянные C_X и C_Y получаем решение вида

$$k_{гн} = \frac{X - Y}{C_X - C_Y} \quad (393)$$

Возможность определения $k_{ГЛ}$ несколькими способами обеспечивает повышение точности ответа в тех случаях, когда вследствие неоднородности коллекторов отдельные физические параметры, стоящие в уравнениях (388)—(392), недостаточно известны. Наиболее точные данные о глинистости дают те способы, в которых учитывается коэффициент пористости коллектора.

При определении глинистости по геофизическим данным следует помнить, что физические свойства глин зависят от условий их залеганий — слабо уплотненного при рассеянном или уплотненного при слоистом залегании. Это обстоятельство учитывается при выборе палеток и соответствующих коэффициентов в уравнениях, используемых при расчете $k_{ГЛ}$.

Глава XVI.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕНОСНЫХ И ГАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

§ 101. ВЫДЕЛЕНИЕ НЕФТЕНОСНЫХ И ГАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Вероятную нефтеносность и газоносность коллекторов устанавливают по данным комплексного анализа результатов геофизических исследований скважин и при необходимости опробования выделенных интервалов пластовыми испытателями. Из геофизических методов наиболее информативны методы электрического сопротивления (для нефти и газа), нейтронные и термический (для газа), газометрия и люминесцентный (для газа и нефти).

МЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЙ

Нефтеносные коллекторы по данным метода сопротивлений могут быть выделены следующими способами: а) по критическому значению $R_{H,CR}$ параметра насыщения коллектора; б) по отношениям $R_H/R_{H,ПР}$ или $k_{В,ПР}/k_B$ и в) по кажущемуся сопротивлению $\rho_{К,В}$ пластовой воды.

Способ критического значения $R_{H,CR}$. Вероятная промышленная нефтегазоносность коллектора определяется условием

$$R_{П} = \rho_{П} / \rho_{ВП} > R_{H,CR} \quad (394)$$

где $R_{H,CR}$ — минимальное (критическое) значение параметра R_H насыщения, при котором возможны промышленные притоки нефти или газа. $R_{H,CR}$ равно 3—5 для нефти и 2—4 для газа. В зависимости от литологии коллектора пониженные значения $R_{H,CR}$ типичны для глинистых коллекторов, повышенные — для чистых гидрофобных коллекторов.

При вычислении параметра R_H электрическое удельное сопротивление $\rho_{П}$ коллектора находят одним из способов, указанных в гл. II. Сопротивление $\rho_{ВП}$ определяют различными приемами в зависимости от следующих исходных данных.

1. Известны коэффициенты $k_{П}$ пористости коллектора и удельное сопротивление ρ_B вод, содержащихся в коллекторе.

Исходя из литологии коллектора, по значению $k_{П}$ находят параметр P_a (см. § 91 1) и далее рассчитывают $\rho_{ВЦ} = P_{Ц} \rho_B$.

2. Известно сопротивление ρ_B вод, насыщающих коллектор; коэффициент $k_{П}$ пористости неизвестен. Для решения задачи необходимо знать удельное сопротивление $\rho_{ПП}$ зоны, полностью промытой фильтратом, или среднее удельное сопротивление $\rho_{ПП}$ зоны проникновения фильтрата глинистого раствора и величину поверхностной проводимости $\Pi_{П,ПП}$ ($\Pi_{П,ЗП}$)-

При известном значении $\rho_{ПП}$ для неглинистого коллектора (и слабоглинистого при глинистых растворах достаточно высокой минерализации).

$$\rho_{ПН} = P_{ПН} \rho_B = \frac{\rho_{ПП}}{P_{П,ПП}} \rho_B = (0,5 - 1) \frac{\rho_{ПП}}{\rho_B} \rho_{ПН}, \quad (395)$$

здесь $P_{ПН}$ — параметр остаточного нефтегазонасыщения в зоне, промытой фильтратом глинистого раствора.

В глинистых коллекторах

$$\rho_{ПН} = \frac{\rho_{ПП}}{\rho_B} \rho_{В,СН} = \rho_{ПН} 10^{\frac{\Delta U_{СП}}{K_{СП} R}} = \frac{\rho_{ПП}}{R}, \quad (396)$$

где $\rho_{В,ПП}$ — электрическое удельное сопротивление пластовых вод, определенное по амплитуде аномалии $\Delta U_{СП}$; $K_{СП}$ — коэффициент потенциалов собственной поляризации, приведенной к температуре пласта (см. рис. 77); $R = \rho_{Ф} / \rho_{П}$ — величина, определенная по данным $\Delta U_{СП}$ и $K_{СП}$ по номограмме, приведенной на рис. 149.

При известном значении $\rho_{зп}$

$$\rho_{нн} = (0,5 - 1) \frac{\rho_{нп}\rho_{нф}}{k_{рф}} = (0,5 - 1) \frac{\rho_{нп}\rho_{нф}}{H_{н,нп}\rho_{нф}} \quad (397)$$

(нижний и верхний пределы относятся соответственно к нефтеносному и водоносному коллекторам).

В неглинистых коллекторах и коллекторах, насыщенных высокоминерализованным фильтратом глинистого раствора, $R_{п,ф} = R_{п}$. В этом случае

$$\rho_{нн} = (0,5 - 1) \frac{\rho_{нф}}{\rho_{н,ф}} \rho_{нп} \quad (398)$$

Если известно, что $\rho_{в} < \rho_{в,ф}$ или $\rho_{в} < \rho_{ф}$, то выполнение условий $\rho_{п} > \rho_{зп}$, или $\rho_{п} > \rho_{пп}$ является указателем возможной нефтеносности данного объекта.

3. Известен коэффициент $k_{п}$ пористости породы; неизвестно сопротивление $\rho_{в}$ пластовых вод. В этом случае по кривой потенциалов собственной поляризации одним из способов, изложенных в гл. IV, определяют сопротивление $\rho_{в}$ пластовых вод. Вычислив РП по известному значению $k_{п}$ с учетом $\rho_{в}$ рассчитывают

$$\rho_{вп} = R_{п}\rho_{в}$$

В тех случаях, когда литология коллектора, коэффициент его пористости и удельное сопротивление пластовых вод достаточно постоянны по площади коллектора, вероятное нефтегазонасыщение его может быть установлено путем сопоставления электрического удельного сопротивления $\rho_{п}$ изучаемого коллектора в исследуемой скважине с его сопротивлением $\rho_{п,исп}$ в скважине, где данный пласт был испытан. Коллектор будет, вероятно, нефтеносен при $\rho_{п} > \rho_{п,исп}$ если он нефтеносен в скважине, в которой имеет сопротивление $\rho_{п,исп}$. Если в этой скважине коллектор водоносен, то возможная его нефтеносность в изучаемой скважине определяется условием $\rho_{п} > R_{н,кр}\rho_{п,исп}$. Повышение сопротивления коллектора по восстанию пласта при отсутствии изменений в литологии — один из критериев, предопределяющих вероятную нефтегазонасыщенность коллектора.

Способ отношений $R_{н}/R_{н,пп}$ ($k_{в,пп}/k_{в}$)ⁿ. Вероятное нефтегазонасыщение коллектора устанавливается по отношению параметра $R_{н}$ насыщения коллектора за зоной проникновения фильтрата глинистого раствора к его величине $R_{н,пп}$ в пределах этой зоны, или по отношению коэффициентов водонасыщения коллектора $k_{в,пп}$ и $k_{в}$ в этих зонах. Чем больше отношения $R_{н}/R_{н,пп}$ и $k_{в,пп}/k_{в}$, тем выше вероятность нефтенасыщения коллектора. Отношение

$$\frac{R_{н}}{R_{н,пп}} = \left(\frac{k_{в,пп}}{k_{в}}\right)^n = \frac{R_{н}H_{н,нп}\rho_{нп}\rho_{нф}}{R_{н,пп}H_{н,нп}\rho_{нп}\rho_{нф}} = \frac{H_{н,нп}\rho_{нп}\rho_{нф}}{H_{н,нп}\rho_{нп}\rho_{нф}} \quad (399)$$

при условии же достаточно полной промывки коллектора фильтратом глинистого раствора

$$\frac{R_{н}}{R_{н,пп}} = \frac{H_{н,нп}\rho_{нп}\rho_{нф}}{H_{н,нп}\rho_{нп}\rho_{нф}} \quad (400)$$

Полагая для продуктивного коллектора $R_{н}/R_{н,пп} > 1,5-2$ получаем критерии вероятной его продуктивности

$$\frac{\rho_{н}}{\rho_{нн}} \frac{\rho_{ф}}{\rho_{нф}} = \frac{R_{н}}{R_{н,пп}} > (1,5 + 2) \frac{H_{н,нп}}{H_{н,нп}} \quad (401)$$

Выделение продуктивных коллекторов осложняется при их высокой глинистости, когда $\rho_{п}$ и $\rho_{пп}$ существенно зависят от проводимости глин.

В наиболее общем случае, когда глинистые прослои чередуются : песчаными и составляют долю $\chi_{гл}$ в общей мощности коллектора, причем песчаные прослои содержат рассеянный глинистый материал, создающий дополнительную электропроводность, определяемую проводимостями $\Pi_{п,п}$ и $\Pi_{п,пп}$, знаменатель, стоящий под логарифмом в формуле (380), равен отношению $R_{п}\Pi_{п,п}\rho_{в}/R_{п,пп}\Pi_{п,пп}\rho_{в,ф}$ и, следовательно,

$$\alpha_{сн} = \frac{\lg \frac{\rho_{н,сн}}{\rho_{н,сн}}}{\lg \frac{R_{п}\Pi_{п,п}\rho_{в}}{R_{п,пп}\Pi_{п,пп}\rho_{в,ф}}} \quad (402)$$

откуда

$$\frac{R_{н}}{R_{н,пп}} = \left(\frac{k_{н,сн}}{k_{н}}\right)^n = \left(\frac{H_{н,сн}\rho_{н,сн}}{H_{н,сн}\rho_{н,сн}}\right) \left(\frac{\rho_{н,сн}}{\rho_{н,сн}}\right)^{1/\alpha_{сн}} \quad (403)$$

При полном вытеснении пластовой воды в зоне проникновения фильтрата формула (402) преобразуется к виду

$$\alpha_{сн} \lg \frac{R_{п}\Pi_{п,п}}{R_{п,пп}\Pi_{п,пп}} = \alpha_{сн} \lg \frac{\rho_{в}}{\rho_{в,ф}} + \lg \frac{\rho_{н,сн}}{\rho_{н,сн}}$$

или после умножения на $K_{сн}$ к виду

$$\alpha_{сн} K_{сн} \lg \frac{R_{п}\Pi_{п,п}}{R_{п,пп}\Pi_{п,пп}} = -\Delta U_{сн} - K_{сн} \lg \frac{\rho_{н,сн}}{\rho_{н,сн}} \quad (404)$$

на котором основан следующий графический способ выделения вероятно нефтегазоносных коллекторов.

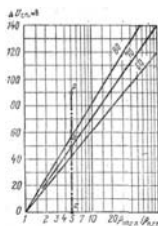


Рис. 179. Определение вероятной нефтегазоносности коллектора по амплитуде аномалии $\Delta U_{СП}$

На бланке полулогарифмической бумаги (рис. 179) проводят зависимости, удовлетворяющие уравнению

$$\Delta U_{СП} = -K_{СП} \lg \frac{\rho_{ПП,ГЛ}}{\rho_{П}}$$

В пласте, вероятная нефтегазоносность которого изучается, определяют $\Delta U_{СП}$ и на бланк наносят точку p с координатами $\Delta U_{СП}$ и $\rho_{ПП,ГЛ}/\rho_{П}$. Разность ординат точки p и прямой $\Delta U_{СП} = -K_{СП} \lg (\rho_{ПП,ГЛ}/\rho_{П})$ при заданном отношении $\rho_{ПП,ГЛ}/\rho_{П}$ тем больше, чем больше $R_H/R_{H,ПП}$. Отношение отрезков pb/ab

$$\varepsilon = \frac{\alpha_{СП} \lg \frac{R_H R_{H,П}}{R_{H,ПП} R_{H,П}}}{\lg \frac{\rho_{ПП,ГЛ}}{\rho_{П}}} \quad (405)$$

[2, 3], откуда

$$\frac{R_H}{R_{H,ПП}} \approx \left(\frac{R_{H,ПП}}{R_H} \right)^{\varepsilon} = \frac{R_{H,ПП}}{R_H} \left(\frac{\rho_{ПП,ГЛ}}{\rho_{П}} \right)^{\varepsilon / \alpha_{СП}} \quad (406)$$

Уравнение (406) решают графически с помощью номограммы, приведенной в [44].

Способ кажущегося сопротивления $\rho_{В,К}$ пластовой воды.

В этом способе сопротивление $\rho_{В,В}$, рассчитанное по формуле $\rho_{В,К} = \rho_{П}/R_{П}$, сопоставляют с истинным электрическим удельным сопротивлением $\rho_{В}$ этой воды. Чем больше неравенство $\rho_{В,Н} > \rho_{В}$, тем более вероятно нефтегазонасыщение коллектора.

В соответствии с неравенством (394) условия вероятной продуктивности коллектора будут следующими:

а) для нефтенасыщенных коллекторов

$$\rho_{В,К} > (3-5) \Pi_{П,ПРВ};$$

б) для газоносных коллекторов

$$\rho_{В,К} > (2-4) \Pi_{П,НРВ}$$

В тех случаях, когда вероятность нефтегазонасыщения устанавливают для объекта, хорошо изученного по результатам много численных опробований, для повышения точности решения задачи используют способ интегральных графиков распределения. С этой целью для каждого из классов изучаемого объекта, соответствующих продуктивному (нефтегазоносному) и непродуктивному (водоносному) состояниям, строят интегральные графики распределения и по параметрам $R_{П}$, $\rho_{П}$, $\rho_{К,ОПТ}$, $R_H/R_{H,ПП}$ и далее находят критические значения $x_{КР}$ изучаемых параметров и эффективность e_f их использования (см. рис. 145, б).

При выделении нефтеносных и газоносных коллекторов методом сопротивлений необходимо обращать внимание на следующие обстоятельства.

1. При частом чередовании нефтеносных и газоносных песков и песчаников малой мощности с прослоями глин низкого удельного сопротивления удельное сопротивление всей пачки резко понижается. Пласты, мало отличающиеся по удельному сопротивлению от вмещающих глин, могут быть высокопродуктивными (рис. 180).

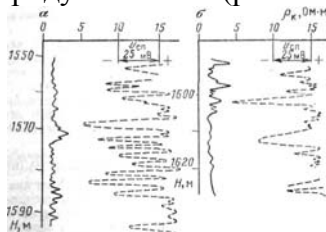


Рис. 180. Примеры продуктивных песчано-глинистых коллекторов низкого электрического сопротивления

2. Чем выше минерализация пластовых вод, тем при меньшем сопротивлении коллектора будет выше вероятность его промышленной нефтегазоносности. Пластовые воды обычно мало отличаются по сопротивлению от воды, насыщающих вмещающие породы. Поэтому чем ниже общий фон диаграмм ρ_k , тем вероятнее получение нефти и газа при относительно невысоком удельном сопротивлении коллектора.

3. При повторных измерениях $\rho_{п}$ ($\rho_{эф}$) проводящихся в условиях, когда бурение скважин осуществляется на достаточно минерализованном растворе, в газоносных и нефтеносных коллекторах наблюдается уменьшение кажущегося и эффективного сопротивлений во времени. Исключением являются крупнотрещинные коллекторы, в которых радиус зоны проникновения фильтрата глинистого раствора превышает наибольшую глубину исследования скважин электрическими методами.

Газоносные коллекторы могут выделяться более высокими электрическими сопротивлениями, чем нефтеносные (рис. 181), за счет их меньшего влагонасыщения [2, 3].

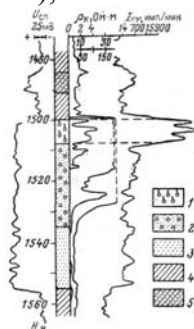


Рис. 181. Пример выделения в коллекторе газо-, нефте- и водонасыщенной части по данным электрометрии и радиометрии скважин.

Песчаник: 1 — газоносный, 2 — нефтеносный, 3 — водоносный; 4 — глины; 5 — песчаные глины

Показателями возможной нефтеносности и газоносности коллектора также являются следующие признаки:

а) некоторое увеличение в нефтеносной части $\Delta\rho$ на кривых микрозондирования (наиболее четко устанавливается при пере сечении скважиной водонефтяного или газоводяного контактов);

б) значительное превышение фиктивного диаметра $d_{ф}$ скважины, определенного по боковому электрическому зондированию, относительно ее истинного диаметра $d_{с}$, измеренного каверномером при условии бурения скважин на высокоминерализованных глинистых растворах.

МЕТОД ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Нефтегазонасыщение коллекторов, выделенных на диаграммах $U_{СП}$, обычно приводит к изменению амплитуды, а иногда и знака аномалии $\Delta U_{СП}$. Обычно амплитуда аномалии $\Delta U_{СП}$ в нефтеносных коллекторах относительно водоносных уменьшается тем больше, чем меньше мощность пласта, выше его глинистость и степень нефтенасыщения.

Из этого правила имеются исключения: так, например, в некоторых нефтеносных пластах караганских и чокракских отложений Грозненской области потенциалы $U_{СП}$ более отрицательны, чем в водоносных [2]. Увеличение амплитуд аномалий $U_{СП}$ в нефтеносных коллекторах (при $\rho_{ф} > \rho_{в}$) здесь объясняются различной концентрацией солей в материнских водах нефтенасыщенных пластов и в более молодых водах, омывающих нефтяные залежи.

МЕТОД ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

На диаграммах эффективной диэлектрической проницаемости нефтегазоносные коллекторы выделяются минимальными значениями регистрируемого параметра, тем наименьшим, чем выше коэффициент нефтегазонасыщения и ниже глинистость коллектора.

Использование диаграмм ε_k затрудняется при глубоком проникновении фильтрата глинистого раствора.

НЕЙТРОН-НЕЙТРОННЫЙ МЕТОД И НЕЙТРОННЫЙ ГАММА-МЕТОД

На диаграммах нейтронного метода и нейтронного гамма-метода нефтеносные коллекторы, контурные воды которых имеют небольшую минерализацию, практически не отличаются от водоносных.

Коллекторы, насыщенные пластовыми водами с высокой минерализацией по хлору, отличаются от нефтеносных коллекторов повышенной интенсивностью In_γ радиационного гамма-излучения и пониженными значениями плотности In тепловых нейтронов.

Нефтеносные коллекторы можно отделить от водоносных путем сопоставления пористости $k_{п,п}$ определенной нейтронными методами, с коэффициентом фиктивной пористости $k_{п,ф}$ вычисленным по относительному сопротивлению $R\omega$, исходя из предположения, что пласт водоносен. Полагая $R\omega = \rho_{пп}/\rho_{в}$ равным $R_{п}$ и определив по этому параметру коэффициент пористости $k_{п,ф}$ изучаемой по роды, в случае ее нефтеносности будем иметь

$$k_{п,п} \gg k_{п,ф}. \quad (407)$$

Графически эта задача решается аналогично задаче выделения коллекторов путем нанесения на бланк логарифмической бумаги с кривыми $R_H = f(\Delta\tau_{п})$, $R_{п} = f(k_{п})$ или $R_{п} = f(\Delta In_\gamma)$ при $k_{гд} = \text{const}$ точки с координатами P_0 и $k_{п}$ ($\Delta\tau_{п}$ или In_γ). В нефтенасыщенных коллекторах эти точки располагаются значительно выше кривых $R_{п} = f(\Delta In_\gamma)$, $R_{п} = f(\Delta\tau_{п})$ (см. рис. 142) и $R_{п} = f(k_{п})$ [3, 44].

На этой особенности основаны методики выделения коллекторов путем сопоставления: а) кривой In_γ с кривой $\lg \rho_k$ ($\lg \rho_{эф}$) оптимального зонда, нормированной по участкам плотных пород и заведомо водоносных коллекторов; б) кривой k_a , полученной по кривым ρ_k ($\rho_{эф}$) оптимальных зондов, с кривой $\Delta\tau$, нормированной по указанным выше участкам. Нефтеносные коллекторы отмечаются повышенными значениями $\lg \rho_k$ ($\lg \rho_{эф}$) относительно In_γ и пониженными значениями $k_{п,р}$ относительно $k_{п,\Delta\tau}$

Газоносные коллекторы на диаграммах нейтронных методов, зарегистрированных с зондами достаточно большого размера, выделяются повышенными значениями In_γ и In .

Обычно при заключении о газоносности коллектора по данным In_γ и In следует остерегаться ошибок в выводах, вызванных близкой интенсивностью In_γ и In в газоносных и плотных породах и близкими интенсивностями In_γ и $In_{г}$ в газоносных и водоносных коллекторах при глубокой зоне проникновения фильтрата глинистого раствора.

Наиболее надежно газоносные коллекторы по данным нейтронных методов выделяются следующими способами.

1. По данным сопоставления диаграмм In_γ (In), зарегистрированных после крепления скважины и спустя некоторый промежуток времени. На повторных диаграммах против газоносных участков разреза наблюдается существенное повышение величин ΔIn_γ ($In_{г}$) (Рис. 182, а).

2. По данным сопоставления диаграмм ΔIn_γ ($In_{г}$), зарегистрированных зондами двух размеров $L_1 = 40-60$ см и $L_2 = 65-80$ см. В газоносных коллекторах значения ΔIn_γ ($In_{г}$) вычисленные для зонда большего размера, существенно превышают их величины для зонда малого размера (рис. 182, б).

3. По диаграммам импульсных методов при большой задержке времени, по данным которых газоносные коллекторы выделяются максимумами излучений (рис. 183).

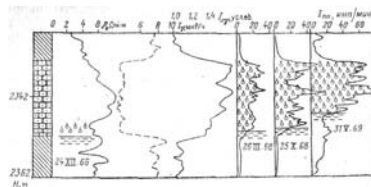


Рис. 183. Выделение газонасыщенной части коллектора и наблюдение за продвижением газовой контакта в процессе разработки залежи по данным импульсного нейтрон-нейтронного метода.

МЕТОД ИЗОТОПОВ

Нефтеносные коллекторы могут быть отделены от водоносных методом изотопов двумя способами:

- а) применением активированных растворов, содержащих реагенты, образующие в пластовых водах продукты, закупоривающие поры коллектора; к таким реагентам, в частности, относятся растворы калиевых и натриевых солей нефтяных кислот (мылонафт);
- б) использованием различия фазовых проницаемостей нефтеносных и водоносных коллекторов.

При закачке активированного мылонафта в коллекторы, воды которых содержат ионы кальция и магния, образующиеся в результате обменной реакции кальциевые и магниевые соли нефтяных кислот выпадают из раствора, закупоривают поры коллектора и предотвращают глубокое проникновение активированных растворов. В нефтеносной части коллектора, где содержание ионов кальция и магния относительно невелико, активированные растворы поступают в коллектор в больших объемах, и по резкому возрастанию интенсивности $I_{\gamma,и}$ можно выделить его нефтеносную часть.

Во втором способе при закачке активированной воды, поступающей преимущественно в водоносную часть коллектора, происходит повышение интенсивности гамма-излучения для этой части коллектора. При закачке активированной нефти повышением интенсивности характеризуется нефтенасыщенная часть коллектора.

МЕТОД НАВЕДЕННОЙ ГАММА-АКТИВНОСТИ

Метод наведенной гамма-активности позволяет отделить нефтеносные коллекторы от водоносных в следующих случаях.

1. Когда водоносные и нефтеносные коллекторы содержат в различных концентрациях активирующие элементы (например, хлор и натрий). Водоносные коллекторы, содержащие большое количество активирующих элементов, отличаются от нефтеносных увеличенной интенсивностью гамма-излучения активации (рис. 184, а, в).
2. Когда элементы, типичные для водоносных коллекторов, существенно изменяют плотность нейтронного потока. В этих условиях нефтеносные коллекторы отделяются от водоносных по различию активации других элементов, присутствующих в породах (например, алюминия) или в металле обсадной колонны (например, марганца, рис. 184, б).

ТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.

По геотермограммам мощные газоносные коллекторы могут выделяться повышенными значениями геотермического градиента. На термограммах, зарегистрированных при неустановившемся тепловом режиме, газоносные и нефтеносные (с большим газовым фактором) коллекторы выделяются депрессиями температур. Однако четкие отрицательные аномалии температур в газоносных коллекторах обычно отмечаются в тех случаях, когда на забое скважины создается депрессия давления, обеспечивающая приток газа в скважину.

В разрезах скважин, представленных частым чередованием маломощных прослоев глин, глинистых песков и песчаников, выделяющих не большие количества газа, вся глинистая пачка может отмечаться на термограммах общим минимумом температур.

УЛЬТРАЗВУКОВОЙ МЕТОД

Газоносные и нефтеносные (при высоком газовом факторе) коллекторы при неглубоком проникновении филь трата раствора могут выделяться на диаграммах Δt не значительными увеличениями интервального времени, повышением коэффициента ослабления и уменьшением амплитуды первого вступления. Эти данные ничтожны и скорее подтверждают, чем определяют, вероятную нефтегазонасыщенность коллектора, установленную по другим данным.

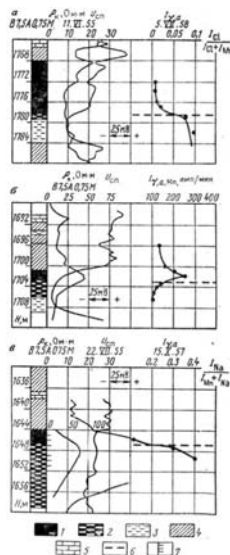


Рис. 184. Примеры определения положения водонефтяного контакта методом наведенной активности.

а — по хлору; б — по марганцу; в — по натрию; 1 — нефтеносный коллектор; 2 — нефтеносный коллектор, обводненный в процессе эксплуатации; 3 — водоносный коллектор; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — водонефтяной контакт; 7 — интервал перфорации.

МЕТОД ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ

Высокопродуктивные нефтегазонасыщенные коллекторы часто представлены рыхлыми породами, отмечающимися пониженной продолжительностью прохода. Однако аналогичную характеристику могут иметь и другие породы. Поэтому уменьшение $\tau_{пр}$ не является определяющим фактором. Метод продолжительности прохода, позволяющий отделить крепкие породы от рыхлых, лишь ограничивает многозначность интерпретации кривых других методов.

МЕТОДЫ КАВЕРНОМЕТРИИ И КОРКОМЕТРИИ

Выделить нефтеносные и газоносные коллекторы по данным кавернометрии и коркометрии в общем случае невозможно. В некоторых частных случаях против газоносных коллекторов наблюдается незначительное увеличение, а против нефтеносных — уменьшение толщины глинистой корки по сравнению с водоносными породами одинаковых коллекторских свойств. Так как аналогичные изменения $h_{ГК}$ могут наблюдаться и в водоносных коллекторах при непостоянстве их литологии, указанные признаки не определяют, а лишь подтверждают вероятность нефтегазонасыщенности коллектора, прогнозируемого другими методами.

ГАЗОВЫЙ И ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ МЕТОДЫ

На диаграммах газометрии скважин газоносные и нефтеносные коллекторы в большинстве случаев выделяются повышенной концентрацией q_f горючих газов в глинистом растворе, а нефтеносные — еще увеличением содержания тяжелых фракций и люминесценцией глинистого раствора и шлама.

Повышение концентрации горючих газов наблюдается также в отложениях, покрывающих нефтегазонасыщенные коллекторы. Этот признак следует учитывать при вскрытии высокопроницаемых коллекторов с опережающим проникновением фильтрата глинистого раствора.

Газометрия скважин и люминесцентный метод являются прямыми способами выделения газоносных и нефтеносных коллекторов. Поэтому учет их показаний обязателен. Следует отметить, что при бурении коллекторов, содержащих тяжелую нефть, а также при бурении крупнопористых, хорошо проницаемых коллекторов с высоким противодавлением глинистого раствора заметные аномалии на диаграммах газометрии могут отсутствовать. С другой стороны, повышение газосодержания глинистого раствора может наблюдаться при вскрытии водоносных коллекторов, содержащих растворенный газ.

КОМПЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ

Из изложенного следует, что в общем случае ни один из геофизических методов в отдельности не дает возможности установить однозначно нефтеносность и газоносность коллекторов. Поэтому выделение газоносных и нефтеносных объектов (особенно это относится к разведочным скважинам) следует выполнять на основании комплексных геофизических исследований с определением $k_{П}$, $k_{ГЛ}$ и при возможности $k_{ПР}$ с учетом данных геологической документации разрезов скважин.

Для предварительного выделения вероятно газонасыщенных коллекторов, кроме рассмотренного ранее способа сопоставления нормированных кривых, рекомендуется применять следующие комплексные параметры, находящиеся в прямой зависимости от параметра P_H насыщения коллектора и, следовательно, имеющие наибольшие значения в породах, содержащих нефть и газ:

$$[p_n, \Delta J_{ny}, \Delta J_y] = [a(1 - \Delta J_{ny})^2 + b \Delta J_{ny} - w_{гг} \Delta J_y^{1/\alpha_{гг}}]^m \frac{p_n}{p_n}; \quad (408)$$

или при известной зависимости ΔJ_y от объемного содержания гигроскопически связанной и кристаллизационной воды во всем объеме породы

$$[p_n, \Delta J_{ny}, \Delta J_y] = [a(1 - \Delta J_{ny})^2 + b \Delta J_{ny} - \Delta J_y^m] \frac{p_n}{p_n}; \quad (409)$$

$$[p_n, p_{нн}, U_{сн}] = \frac{p_n}{p_{нн}} \frac{\rho_{гг}}{\rho_n} \frac{p_{нн}}{p_n} \frac{p_{нн}}{p_n} \frac{p_{нн}}{p_n}; \quad (410)$$

$$[p_n, p_{нн}, \Delta J_y] = \frac{p_n}{p_{нн}} \frac{\rho_{гг}}{\rho_n} \frac{p_{нн}}{p_n} \frac{p_{нн}}{p_n} \frac{p_{нн}}{p_n}; \quad (411)$$

$$[p_n, \Delta J_y] = \frac{p_n}{p_n} \frac{(c_{гг} \Delta J_y)^m}{a_n}; \quad (412)$$

$$[p_n, \Delta J_{гг}] = \frac{p_n}{p_n} \frac{(c_{гг} \Delta J_{гг})^m}{a_n}; \quad (413)$$

Одновременное использование нескольких комплексных параметров позволяет уточнить решение задачи и исключить возможные погрешности в выводах, обусловленные неоднородностью коллектора.

Для наиболее обоснованного спуска обсадной колонны и испытания коллекторов на участках разреза, где по геофизическим данным выделяются вероятно нефтеносные коллекторы, следует отбирать образцы пород боковым грунтоносом и опробовать перспективные интервалы пластовыми опробователями. Совместный анализ данных по отобраным породам, пластовым жидкостям и газам и геофизических результатов позволяет внести коррективы в изложенные выше правила интерпретации и тем самым обеспечить однозначное выделение промышленно нефтеносных и газоносных коллекторов.

Глинистый раствор по физическим свойствам обычно существенно отличается от газа и нефти. Поэтому выделение газонефтеносных коллекторов облегчается при анализе диаграмм, зарегистрированных в различные времена с момента вскрытия исследуемого интервала. В частности, эффективность выделения вероятно нефтегазонасыщенных коллекторов с помощью пластовых испытателей существенно возрастает, если работы производятся по методике «исследование—испытание—исследование», при которой результаты применения пластовых испытателей дополняются данными совместного анализа геофизических материалов, полученных до и после испытания. Анализ этих данных, аналогичный анализу временных исследований, в некоторых случаях позволяет установить недостаточность опробования, проведенного испытателем пластов.

Разделяют нефтеносные и газоносные коллекторы по признакам, о которых говорилось выше.

Твердые битумы, асфальты, озокерит и закированные породы отмечаются высокими электрическими сопротивлениями, низкой диэлектрической проницаемостью, положительными аномалиями Δt ($t_p > t_{п}$) и $\Delta J\gamma\gamma$, низкими значениями I_n и $I_{n\gamma}$ и малой продолжительностью проходки.

§ 102. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ВОДОНЕФТЯНОГО, ГАЗОВОДОЯНОГО И ГАЗОНЕФТЯНОГО КОНТАКТОВ

Положение водонефтяного, газоводяного и газонефтяного контактов устанавливаются методами сопротивления, нейтронными и нейтронно-активационным.

ВОДОНЕФТЯНОЙ КОНТАКТ

В необсаженных скважинах положение водонефтяного контакта (ВНК) определяют методом сопротивлений, реже другими методами по признакам, позволяющим отделить нефтегазоносные коллекторы от водоносных.

Водонефтяной контакт приурочен к следующим точкам (более подробно см. [44]):

- 1) на кривой ρ_K последовательного градиент-зонда — к точке, расположенной на $L_{\Gamma}/2$ ниже точки максимума ρ_K ;
- 2) на кривой ρ_K потенциал-зонда — к точке, находящейся на $L_{\Pi}/2$ ниже точки наибольшего значения градиента ρ_K , или к точке, в которой ρ_K определяется формулой (56);
- 3) на кривых микропотенциал-зонда к средней точке участка - подъема ρ_K , определяющего переход от водоносной части коллектора к нефтеносной;
- 4) на кривой трехэлектродного экранированного зонда — к точке, в которой $\rho_{\text{ЭФ,ГР}} = \rho_{\text{ЭФ,макс}} \rho_{\text{ЭФ,ВМ}} / \{ \rho_{\text{ЭФ,макс}} + \rho_{\text{ЭФ,ВМ}} \}$, где $\rho_{\text{ЭФ,макс}}$, $\rho_{\text{ЭФ,ВМ}}$ — максимальное эффективное сопротивление в нефтенасыщенной части пласта и сопротивление в водонасыщенной части вблизи начала подъема кривой $\rho_{\text{ЭФ}}$;
- 5) на кривой $\sigma_{\text{ЭФ}}$ ($\rho_{\text{ЭФ}}$) индукционного зонда — к точке, в которой $\sigma_{\text{ЭФ,СР}} = (\sigma_{\text{ЭФ,мин}} + \sigma_{\text{ЭФ,ВМ}})/2$.

Для исключения погрешностей, возникающих за счет изменения литологии, необходимо, чтобы на уровне ВНК не было аномалий на кривых $\Delta U_{\text{СП}}, \Delta J, \Delta t_{\Pi}, d_c$ и $\tau_{\text{ПР}}$, указывающих на уплотнение коллектора на участке водонефтяного контакта. При наличии указанных аномалий для опровержения возможной приуроченности положения ВНК к границе перехода от более рыхлых к более плотным породам необходимо подтверждение не равенства

$$\frac{\rho_{\Pi, \text{выше ВНК}}}{\rho_{\Pi, \text{ниже ВНК}}} > \frac{\rho_{\Pi, \text{выше ВНК}}}{\rho_{\Pi, \text{ниже ВНК}}},$$

где $\rho_{\Pi, \text{выше ВНК}}$, $\rho_{\Pi, \text{ниже ВНК}}$ — значения ρ_{Π} и ρ_{Π} для участков коллектора, залегающих выше и ниже водонефтяного контакта.

Наличие переходной зоны устанавливается по следующим признакам:

- 1) протяженность участка возрастания ρ_K от начала подъема до точки максимума ρ_K превышает в 1—2 раза размер L_{Γ} последовательного градиент-зонда;
- 2) точка максимального градиента ρ_K на кривой ρ_K потенциал-зонда располагается на расстоянии от точки начала подъема кривой ρ_K , превышающем $2—3L_{\Pi}$;
- 3) на кривых микрозондов плавное приращение $\Delta \rho_K$;
- 4) протяженность участка от начала подъема кривой $\rho_{\text{ЭФ}}$ до точки $\rho_{\text{ЭФ,СР}}$ на кривой трехэлектродного экранированного зонда превышает $0,75L_{\text{Э}}$;
- 5) протяженность участка от начала снижения $\sigma_{\text{ЭФ}}$ до среднего значения $\sigma_{\text{ЭФ,СР}}$ на кривой индукционного зонда превышает три четверти его размера.

В скважинах, обсаженных стальными колоннами, положение водонефтяного контакта определяют нейтронными методами и методом наведенной радиоактивности. Эффективность определения водонефтяного контакта зависит от концентрации ионов хлора

в поровых водах, которая должна превышать $5/k_{П}$ кг/м³ при условии выбора оптимальной методики исследования (размер нейтронного зонда, импульсный режим) и технологии проведения работы. Об определении положения водонефтяного контакта методом изотопов говорилось выше.

ГАЗОВОДОНЕФТЯНОЙ КОНТАКТ

Положение газонефтяного контакта устанавливают следующими способами: 1) путем сопоставления диаграмм $I_{n\gamma}$ (I_n), за регистрированных после крепления скважины в процессе расформирования зоны проникновения фильтрата глинистого раствора; 2) по данным измерения $I_{n\gamma}$ с зондами двух размеров; 3) импульсными нейтронными границы раздела между водонасыщенной частью коллектора и его частью, содержащей непроницающий флюид (устанавливают методами сопротивлений), и границы раздела между газонасыщенной частью коллектора и его частью заполненной жидкостью. Эта граница определяется нейтронными методами так же, как и газонефтяной контакт.

§ 103. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ МОЩНОСТИ

Под эффективной мощностью коллектора подразумевается суммарная мощность нефте- и газонасыщенных прослоев, обладающих динамической пористостью и залегающих в пределах $\sum h$ нефтегазонасыщенной части коллектора.

Определению эффективной мощности предшествует оценка суммарной мощности коллектора (находят по разности глубин залегания подошвы и кровли коллектора), при которой подсчитывают эффективную мощность. Эффективную мощность устанавливают следующими способами.

1. По кривым ρ_K микрозондов — по участкам положительных приращений $\Delta\rho$ и относительно низких величин ρ_K и $\rho_{ЭФ}$ (на кривой микроэкранированного зонда),

2. По кривым экранированного зонда и градиент-зондов в тех случаях, когда эффективнопористые прослои имеют мощности, точно определяемые по данным этих зондов.

3. По кривым микрокаверномера и коркомера — по увеличению толщины глинистой корки на участках скважины, пересек шей прослои с динамической пористостью.

4. По диаграммам метода анизотропии, если нефтенасыщенные прослои по удельным электрическим сопротивлениям значительно отличаются от непродуктивных слоев. По палетке, приведенной на рис. 31, находят отношение $(\sum h_{ЭФ} + \sum h_{ПЛ}) / \sum h$, где $\sum h_{ЭФ}$ и $\sum h_{ПЛ}$ — суммарные мощности нефтегазонасыщенных и плотных прослоев; $\sum h$ - суммарная мощность коллектора. Из полученной суммы $\sum h_{ПЛ} + \sum h_{ПЛ}$ вычитают величину $\sum h_{ПЛ}$, определенную по диаграммам микроэкранированного зонда.

5. По площади $\Omega_{СП}$ аномалии на кривой $U_{СП}$. Суммарная мощность нефтенасыщенных и плотных (неглинистых) прослоев

$$\sum h_{ЭФ} + \xi_{СП} \sum h_{ПЛ} = \Omega_{СП} \xi_1, \quad (114)$$

где поправочный коэффициент $\xi_{СП} < 1$ определяется по данным сопоставления эффективных мощностей, определенных методом $U_{СП}$ и другими способами (или приближенно принимается равным отношению $\Delta U_{СП,ПЛ} / \Delta U_{СП}$, где $\Delta U_{СП,ПЛ}$ — амплитуда аномалии $U_{СП}$ и в плотных прослоях большой мощности). Суммарную мощность $\sum h_{ПЛ}$ находят по данным микроэкранированного зонда и далее рассчитывают по формуле

$$\sum h_{ЭФ} = \frac{\Omega_{СП}}{\xi_1} - \xi_{СП} \sum h_{ПЛ}. \quad (115)$$

Метод рекомендуется применять для терригенного разреза при небольшой разности между сопротивлениями коллектора и вмещающих пород и насыщении газом или нефтью всех эффективных прослоев в пределах изучаемого объекта, отмечаемого единой аномалией $U_{СП}$.

6. По площади Ω_{γ} аномалии кривой I_{γ} . Суммарная мощность неглинистых прослоев

$$\sum h_{ЭФ} + \xi_{\gamma} \sum h_{ПЛ} = \Omega_{\gamma} (I_{\gamma, r=0} - I_{\gamma, r=0}) = \Omega_{\gamma} \Delta I_{\gamma},$$

где $I_{\gamma, \text{ГЛ}}$, $I_{\gamma, \text{ГЛ}=0}$ — интенсивности естественного гамма-излучения в глине и чистом коллекторе. Величину $\Sigma h_{\text{ГЛ}}$ находят указанными выше способами и далее рассчитывают

$$\Sigma h_{\text{ГЛ}} = \frac{Q_{\gamma}}{\Delta T_{\gamma}} - \epsilon_{\gamma} \Sigma h_{\text{ГЛ}} \quad (416)$$

Вычисленные значения $\Sigma h_{\text{ЭФ}}$ должны быть приведены к верти-, калькой скважине. Если коллектор имеет угол падения α в азимуте θ и вскрывается скважиной, искривленной под углом δ в азимуте φ , подсчитанную мощность $\Sigma h_{\text{ЭФ,В}}$ вычисляют по формуле

$$\Sigma h_{\text{ЭФ,В}} = \Sigma h_{\text{ЭФ,ГЛ}} [\cos \delta - \text{tg} \alpha \sin \delta \cos (\theta - \varphi)]; \quad (417)$$

здесь $\Sigma h_{\text{ЭФ,ГЛ}}$ — эффективная мощность коллектора, установленная по геофизическим диаграммам указанными выше способами.

§ 104. ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПЛАСТОВЫХ (ПОРОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ И ИХ ОЦЕНКА

Получение промышленных притоков нефти и газа с больших глубин, особенно в терригенном разрезе, часто определяется существованием аномально высоких пластовых давлений (АВПД). Так называются пластовые давления, удовлетворяющие условию

$$P_{\text{ПЛ}} = P_{\text{ГДЕ}} + \Delta P_a > Hg\delta_{\text{В,СР,Н}} \quad (418)$$

где $\delta_{\text{В,СР,Н}}$ — средняя плотность пластовых вод до глубины H залегания изучаемого объекта; g — ускорение силы тяжести; $P_{\text{ГДЕ}}$ — гидростатическое давление на глубине H ; ΔP_a — превышение аномального пластового давления (АВПД) над гидростатическим.

Возможность обнаружения зон аномально высоких давлений по геофизическим данным основана на зависимости физических свойств пород от эффективного напряжения $P_{\text{ЭФ}}$ и связи его с ΔP_a :

$$P_{\text{ЭФ}} = P_{\text{ГС}} - P_{\text{ГДЕ}} - \Delta P_a = Hg(\delta_{\text{В,СР,Н}} - \delta_{\text{В,СР,Н}}) = \\ = Hg(\delta_{\text{В,СР,Н}} - n\delta_{\text{В,СР,Н}} - \frac{\Delta P_a}{Hg}).$$

Здесь $P_{\text{ГС}}$ геостатическое давление; $\delta_{\text{В,СР,Н}}$ — средняя плотность пород до глубины H ; n — коэффициент разгрузки — величина, близкая единице ($n > 0,85$) и часто принимаемая за единицу; $\delta_{\text{В}}$ — эквивалентное значение средней плотности пластовых вод, в условиях которой пластовое давление равно наблюдаемому аномальному.

В результате указанных связей в горных породах и особенно в глинах — породах, физические свойства которых в наименьшей степени зависят от изменения литологии, в зонах аномально высоких пластовых давлений за счет возрастания ΔP_a наблюдаются следующие изменения физических свойств: а) снижение удельного электрического сопротивления; б) увеличение Δt и повышение $a_{\text{ОСЛ}}$ упругих волн; в) увеличение коэффициента «нейтронной» пористости; г) повышение интенсивности рассеянного гамма-излучения; д) повышение теплового сопротивления и снижение температуропроводности; е) снижение продолжительности проходки; ж) увеличение d_c и его изменение со временем; з) уменьшение плотности шлама.

Из перечисленных изменений физических свойств и геофизических параметров в зонах аномально высоких давлений в практике обычно используют два первых и последнее.

Величину ΔP_a определяют следующими тремя способами.

1. По зависимости отношения $\rho_{\text{ГЛ}}(P_a) / \rho_{\text{ГЛ}}(P_H)$ или разности $\Delta t_{\text{П}(P_a)} - \Delta t_{\text{П}(P_H)}$ (а также других физических свойств) от отношений $P_{\text{ЭФ}}(P_a) / P_{\text{ЭФ}}(P_H)$, $\text{grad } \rho_{\text{ПЛ,А}} / \text{grad } \rho_{\text{ПЛ,Н}}$. Эти зависимости дают возможность оценить $\delta_{\text{В,ЭКВ}} / \delta_{\text{В,СР,Н}}$ и рассчитать $\Delta P_a = P_{\text{ГДС}} [(\delta_{\text{В,ЭКВ}} / \delta_{\text{В,СР,Н}}) - 1]$.

2. По равенству эффективных напряжений на глубине H залегания изучаемого объекта и на меньшей глубине $H_{\text{ЭФ}}$, на которой нормальные свойства глин численно равны аномальным. Для этих глубин

$$P_{\text{ЭФ}} = Hg(\delta_{\text{В,СР,Н}} - n\delta_{\text{В,СР,Н}}) - \Delta P_a = \\ = (H_{\text{ЭФ}} + \Delta H)g(\delta_{\text{В,СР,Н,ЭФ}} - n\delta_{\text{В,СР,Н,ЭФ}}) \quad (419)$$

и, следовательно,

$$\Delta P_a = g \{ H(\delta_{\text{В,СР,Н}} - n\delta_{\text{В,СР,Н}}) - \\ - (H_{\text{ЭФ}} + \Delta H)(\delta_{\text{В,СР,Н,ЭФ}} - n\delta_{\text{В,СР,Н,ЭФ}}) \}. \quad (420)$$

В формулах (419) и (420) $\delta_{\text{В,СР,Н,ЭФ}}$, $\delta_{\text{П,СР,Н,ЭФ}}$ — средние плотности пород и поровых вод до глубины $H_{\text{ЭФ}} + \Delta H$; ΔH — поправка за неравенство температур в точках H и $H_{\text{ЭФ}}$ [44].

Для определения Δp_a могут быть использованы специальные палетки, одна из которых приведена на рис. 185. В ее основу положена зависимость сопротивления глин, приведенного к температуре 20 °С, от глубины H их залегания и формула (420). Для построения номограммы используют данные измерений $\rho_{ГЛ}$ в скважинах, вскрывших разрез с нормальными пластовыми давлениями. Эти данные сведены в основную часть номограммы A , на которой нанесено семейство кривых $\rho_{ГЛ,20} = f(H)$ при $\delta_{В,СР} = \text{const}$ (сплошные линии) и вспомогательная сетка значений $(\delta_{П,СР,Н} - n\delta_{В,СР,Н}) = \text{const}$ (пунктирные линии). Блок B номограммы служит для пересчета измеренного сопротивления глин при их температуре к сопротивлению при $t = 20$ °С. Блок B предназначен для расчета Δp_a и определения минимально допустимого превышения $\Delta \delta_p$ плотности глинистого раствора над плотностью пластовых вод $\delta_{В,СР}$, обеспечивающего бурение скважины без выброса.

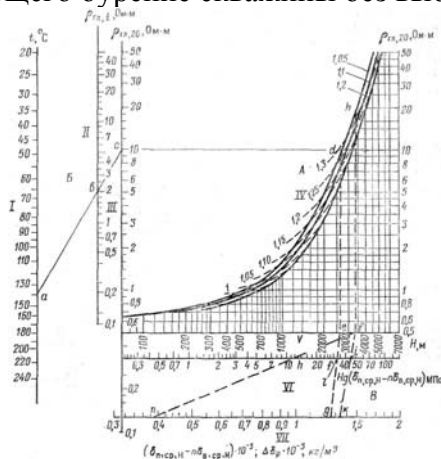


Рис. 185. Палетка для расчета Δp_a по данным удельного электрического сопротивления глин

3. Способом кривых нормально уплотненных глин. В этом способе, разработанном В. М. Добрыниным и В. А. Серебряковым [46], определение Δp_a основывается на зависимости изменения физических свойств ФС горных пород с глубиной при условии их нормального уплотнения. При этих условиях

$$\Delta p_a = g \frac{(\delta_n - \delta_n)_{CP} \Delta H}{\lg \frac{\Phi_{C2}}{\Phi_{C1}} + \frac{\alpha_1 \Gamma \Delta H}{2.3}} \left| \lg \frac{\Phi_{Cn}}{\Phi_{Ca}} \right|, \quad (421)$$

где Φ_{C2} и Φ_{C1} — значения физических свойств ($\rho_{ГЛ}$, $\Delta t_{ГЛ}$, $\delta_{ГЛ}$ и др. при нормальном поровом давлении на границах интервала $\Delta H = H_2 - H_1$ прилегающего к зоне АВПД; $(\delta_{П} - \delta_{В})_{СР}$ — средняя разность плотностей пород и поровых вод на участке ΔH ; Φ_{Cn} и Φ_{Ca} — значения физических свойств пород при нормальном и аномальном давлениях на глубине, где предполагается превышение Δp_a ; a , — среднее значение температурного коэффициента для изучаемого физического свойства в интервале глубин ΔH .

Рассчитав Δp_a , по средней части формулы (418) вычисляют аномальное давление.

Преимуществом использования формулы (421) является возможность приближенного расчета Δp_a по данным измерения физических свойств глин на относительно небольшом интервале глубин ΔH .

При выделении зон и расчете аномально высоких поровых давлений по геофизическим данным наибольшие погрешности могут возникнуть при изменении литологии глинистых пород, по которым решается задача. Удельное сопротивление глин (по род)

$$\rho_{ГЛ,П} = R_{ГЛ} \rho_{ГЛ}$$

где $\rho_{ГЛ}$ — сопротивление пелитовой фракции, составляющей глинистую породу; $R_{ГЛ}$ — параметр глинистости.

Так как при построении зависимости $\rho_{ГЛ} = f(H)$ могут быть использованы данные по породам различного минерального состава, возможность изменения $\rho_{ГЛ,П}$ за счет непостоянства $\rho_{ГЛ}$ и $R_{ГЛ}$ достаточно вероятна. Погрешности в определении Δp_a возникают также при изменении по разрезу скважины угла β встречи со скважиной плоскостей напластования глинистых пород.

§ 105. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕНИЯ

Коэффициент нефтенасыщения коллекторов определяют методом сопротивления. Разрабатывается способ оценки k_H нейтронными методами. Коэффициент объемного газонасыщения k_G находят методами сопротивления и нейтронными.

МЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЯ

Коэффициент нефтегазонасыщения методом сопротивления определяют по параметру насыщения

$$P_H = \rho_{НП} / \rho_{ВП} \quad (422)$$

Электрические удельные сопротивления $\rho_{ВП}$ изучаемой породы и ее сопротивление $\rho_{НП}$ в условиях 100 %-ного насыщения пор пластовой водой находят способами, изложенными выше в гл. II. В тех случаях, когда электрическое удельное сопротивление не может быть определено с необходимой степенью точности, для расчета P_H используют формулы (399) и (400).

В чистых коллекторах при хорошо промытой зоне проникновения фильтрата глинистого раствора ($i=1$) при $\rho_{Ф}$ и $\rho_{К} < 1$ Ом-м в условиях $\Pi_{Н,П}$ и $\Pi_{П,ПП} = 1$ можно положить $P_{Н,ПП} = 2$. В этом случае

$$P_H \approx 2 \frac{\rho_{ПП}}{\rho_{В}} \frac{\rho_{Ф}}{\rho_{К}} \quad (423)$$

При более высоком сопротивлении фильтрата, приближенно приняв $P_{Н,ПП} \Pi_{П,ПП} = 1$, получим для коллекторов, насыщенных достаточно минерализованной водой ($\Pi_{П,П} = 1$), или приближенно $k_B = (\rho_{ПП} \rho_{В} / \rho_{НП} \rho_{Ф})^{1/n}$

Рассчитав P_H по номограмме, приведенной на рис. 186, для заданного n в зависимости от литологии и степени гидрофобности коллектора находят искомые значения $k_H(k_G)$. Так, например, для $P_H = 75$ будут получены следующие значения $k_H(k_G)$: 92 % (8,0 %) — карбонатный коллектор, 88,7 % (11,3 %) — песчано-глинистый гидрофильный коллектор, 83,3 % (16,7 %) — песчано-глинистый слабогидрофобный коллектор, 74,9 % (25,1 %) — песчано-глинистый гидрофобный коллектор.

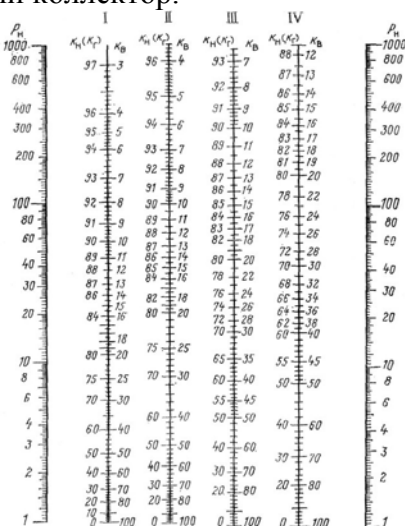


Рис. 186. Номограмма для определения коэффициентов $k_{П}$ водо- $k_{Г}$ и нефтегазонасыщения по параметру P_H .

I — карбонатные коллекторы; песчано-глинистые коллекторы; II — гидрофильные, III- слабогидрофобные, IV — гидрофобные. Величины $k_{В}$ $k_{Г}$ даны в %

Определение коэффициента k_H затрудняется в гидрофобных коллекторах вследствие существенной зависимости показателя n смачиваемости от степени гидрофобности коллектора.

Наиболее точный способ определения показателя n — способ его расчета по формуле $n = \lg P_H / \lg k_B$ по данным измерений P_H и k_B в лаборатории на представительном керне.

Качественно гидрофобность коллектора устанавливают по данным петрофизического анализа керна и шлама и по величинам P_H , намного превышающим их значения в гидрофильных коллекторах.

В тех случаях, когда известен коэффициент пористости k_{II} по данным других геофизических методов, k_{II} определяют по параметру $P\omega = \rho_{III}/\rho_V$ влажности, по данным которого с помощью номограммы, приведенной на рис. 186, находят объемную влажность и рассчитывают $k_H = 1 - \omega/k_a$.

При определении $k_B(k_H)$ по параметрам P_H и $P\omega$ следует остерегаться погрешностей, возникающих в случае, когда электрическое удельное сопротивление $\rho_{B,CB}$ связанных вод значительно отличается от величины ρ_B . В этих условиях $P_H = \rho_{III}\rho_B/\rho_{VP}\rho_{B,CB}$

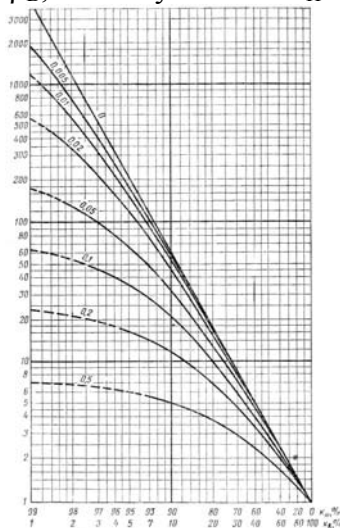


Рис. 188. Зависимость $P_{H,г.л.}$ Слоисто, включение глинистого материала.

Шифр кривых — параметр V . Пунктиром показаны участки кривых, в пределах которых точность определения k_H резко понижена

Погрешности при определении коэффициента нефтегазонасыщения по параметру P_H

Обратно-степенная зависимость между параметром P_H и коэффициентом водонасыщения $k_B = 1 - k_i$ предопределяет возможность определения k_H по P_H с высокой степенью точности. Погрешность δk_B в оценке k_B в n раз (n — показатель смачиваемости) меньше погрешности в определении P_H . Но так как k_B относится к объему воды, обычно меньшему объему нефти, точность определения k_H еще больше.

Малая погрешность определения k_H по P_H , а также возможность повышения точности за счет большого числа вычислений k_{II} предопределяют надежность способа. Необходимо заметить, что определение k_H другими способами обычно не обеспечивает той же точности по следующим причинам.

1. При отборе керна из нефтеносных и газоносных коллекторов проникновение фильтра глинистого раствора обуславливает изменение коэффициента нефтенасыщения в несколько раз. При анализе керна получается величина k_{II} более близкая к коэффициенту остаточного нефтенасыщения, чем к его первоначальному значению.

2. При бурении скважины на растворах на нефтяной основе коэффициент k_H достаточно точно устанавливается только в случае отсутствия в коллекторе гравитационной воды, частично вытесняемой раствором.

3. Способы определения k_H по количеству связанной воды, установленной методами лабораторного анализа (центрифугирования, капиллярной пропитки и осушения), в большинстве случаев не соответствуют условиям накопления нефти в поровом пространстве коллектора, что не обеспечивает необходимой точности оценки k_H .

4. Коэффициент нефтегазонасыщения, установленный по геофизическим данным, относится к объему коллектора, в десятки и сотни раз превышающему объем керна, исследуемого в лаборатории. Величина k_H полученная по геофизическим данным, более полно характеризует коллектор в целом.

5. Коэффициент k_H геофизическими методами определяется в естественных условиях (температура, давление) залегания коллектора.

МЕТОД ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ

Определение коэффициента нефтегазонасыщения по данным потенциалов собственной поляризации основано на зависимостях между коэффициентом водонасыщения по связанной воде и глинистостью коллектора и между глинистостью и диффузионно-адсорбционной активностью, вследствие которых в глинистых нефтегазонасыщенных коллекторах наблюдаются корреляционные связи между $A_{да}$ ($\alpha_{сп}$) и k_B (k_H). При достаточно высоком корреляционном отношении эти связи могут быть использованы для определения k_B (k_H) [47].

РАДИОАКТИВНЫЕ МЕТОДЫ

Нейтронные методы оценки коэффициента нефтенасыщения основаны на зависимости интенсивности излучений, измеряемых этими методами, от содержания в пластовых водах элементов с аномальными свойствами (например, хлора). Наиболее перспективны импульсные методы при достаточной минерализации пластовых вод по хлору. В этих условиях нейтронная поглощающая активность находится в прямой зависимости от коэффициента водонасыщения k_3 .

Нейтронные методы определения коэффициента газонасыщения используются в практике [43, 44]. Решение этой задачи основывается на следующих положениях,

В газоносных пластах в связи с меньшим содержанием водорода в коллекторе заданной пористости и уменьшением плотности по сравнению с водоносным пластом равного водородосодержания уравнение (202) преобразуется к виду

$$k_{H, n, r} = k_H (1 - k_r) H_B + k_r k_r H_r - \Delta k_{H, n, \delta} + \omega_{r, \delta} k_{r, \delta} + \sum_i a_{ni} k_{ni, i}, \quad (428)$$

где H_B и H_r — водородные эквиваленты водонасыщенной и газо насыщенной долей порового пространства при термобарических условиях залегания пласта; $\Delta k_{H, n}$ — поправка за уменьшение плотности газоносного пласта по сравнению с водоносным равного водородосодержания.

Сопоставляя формулу (428) с формулой (202), находим, что газонасыщение коллектора вызывает уменьшение $k_{H, n}$ на величину

$$k_r = \frac{\Delta k_{H, n} - \Delta k_{H, n, \delta}}{k_H (H_B - H_r)} = \frac{\Delta k_{H, n} - \Delta k_{H, n, \delta}}{k_H \left(1 - \frac{2506 \delta v_{H, r, ср} p_{пл} \delta r, ср}}{M_{r, ср} Z T_{пл} \rho_{H, n}} \right) H_B}, \quad (429)$$

где $v_{H, r, ср}$ — среднее содержание атомов водорода в молекуле газа; $M_{r, ср}$ — средняя относительная молекулярная масса газа; $p_{пл}$ — пластовое давление (в МПа); $T_{пл}$ — температура пласта (в К); $\delta_{r, ср}$ — средняя плотность газа при атмосферном давлении и $t = 0$; $\delta_{B, n}$ — плотность воды при пластовых давлениях, температуре и минерализации; Z — поправка за сжимаемость реальных газов.

Поправка $\Delta k_{H, n}$ возрастает с увеличением коэффициента пористости и находится в сложной зависимости от водородного эквивалента заполнителя порового пространства $H_3 = (1 - k_r) H_B + k_r H_r$ (при $A_R = 0$). По данным Ф. Сегсмана и О. Лиу, эта поправка удовлетворяет уравнению

$$\Delta k_{H, n, \delta} = \left(\frac{\delta_{ср} \cdot 10^{-3}}{2,65} \right)^2 (2k_H^2 H_3 + 0,04 k_H) (1 - H_3)$$

и достигает максимума в области $H_3 = 0,5$.

Коэффициент k_r соответствует истинному газонасыщению при условии, если пластовые давление, температура и состав газов в изучаемом и опорном коллекторах одинаковы. При иных условиях требуется введение соответствующих поправок (см. [44]).

Некоторое преимущество определения k_{Γ} по палетке $k_{\Pi,Н} = f(k_{\Gamma})$ при $k_{\Gamma} = \text{const}$ — возможность внесения корректив за снижение плотности коллектора при газонасыщении в процессе составления палетки.

Преимуществом нейтронных методов является также возможность оценки коэффициента газонасыщения коллектора в обсаженных скважинах, что позволяет использовать эти методы для наблюдения за процессом выработки газовых залежей.

В необсаженных скважинах для получения наиболее точных сведений о коэффициенте газонасыщения рекомендуется комплексировать измерения нейтронными методами с измерениями гамма-гамма-методом в плотностном варианте. Коэффициент газонасыщения определяют по номограмме зависимостей $k_{\Gamma} = f(\delta)$ при $k_{\Gamma} = \text{const}$ и $k_G = \text{const}$, по характеру построения подобной приведенным на рис. 167 и им аналогичным.

Малая глубина исследования радиоактивными методами может обусловить снижение точности определения k_{Γ} , что является главным их недостатком.

§ 106. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ОСТАТОЧНОГО НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕНИЯ И ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ОСТАТОЧНОГО НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕНИЯ

Коэффициент остаточного нефтегазонасыщения $k_{Н,ПП}$ оценивают по заводненным участкам залежи по параметру $R_{Н,ПП}$ описанными выше способами. Но здесь существенно следующее обстоятельство.

На обводненных участках коллектора коэффициент $k_{Н,ПП}$ обычно не превосходит 40 %. В этой области значительно снижается точность определения k_{Γ} , что должно компенсироваться более достоверной оценкой $\rho_{П}$. Параметр $R_{Н,ПП}$ наиболее надежно устанавливается для участков коллектора, расположенных вблизи первоначального водонефтяного контакта.

Коэффициент $k_{Н,ПП}$ остаточного нефтегазонасыщения может быть рассчитан также по формуле

$$k_{Н,ПП} = 1 - \sqrt[n]{\frac{\rho_{Н,ПП} \cdot \rho_{Н,ПП}^n}{\rho_{Н,ПП} \cdot \rho_{Н,ПП}^n} (1 - k_{Н})}. \quad (430)$$

В частном случае при вытеснении нефти пластовыми водами ($\rho_{В} = \rho_{В,ПП}$, $\Pi_{П,П} = \Pi_{П,ПП}$)

$$k_{Н,ПП} = 1 - \sqrt[n]{\frac{\rho_{Н,ПП}}{\rho_{Н,ПП}} (1 - k_{Н})}. \quad (431)$$

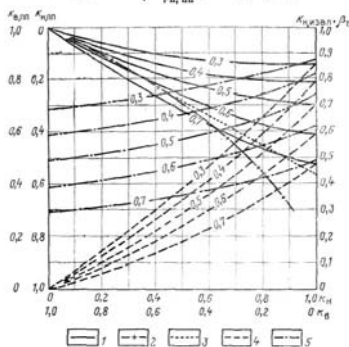


Рис. 189. Зависимости $k_{В,ПП} = f(k_{В})$, $k_{Н,ПП} = f(k_{Н})$, $k_{Н,извл} = \Phi(k_{Н})$, $\beta_{В} = f(k_{В})$ для различных значений показателя степени n (шифр кривых) в уравнении $\rho_{Н} = \rho_{Н,ПП} \left(\frac{1 + 0,01}{k_{Н,ПП}} \right)^n$

В газоносных коллекторах коэффициент остаточного газонасыщения может быть приближенно установлен по данным измерений $I_{n, \Delta J_{ny}}$ и I_n вблизи газовой контактной зоны и путем по следующему определению k_{Γ} по зависимостям перечисленных параметров от k_{Γ} [43].

§ 107. ИЗУЧЕНИЕ ПРОДУКТИВНОСТИ СКВАЖИН

Современный комплекс геофизических методов исследования скважин в процессе их освоения и эксплуатации используют для решения следующих задач:

- а) прогнозирование вероятной максимальной продуктивности и расчет водонефтяного и водогазового факторов в начальный период эксплуатации скважины;
- б) получение профиля дебита по разрезу эксплуатируемого коллектора;
- в) изучение состава флюида, поступающего в скважину из отдающих участков коллекторов, и перетоков газа, нефти и воды из одного коллектора в другой.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОЙ МАКСИМАЛЬНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ СКВАЖИН, ВОДОНЕФТЯНОГО И ВОДОГАЗОВОГО ФАКТОРОВ

Методика определения вероятной максимальной продуктивности скважины, водонефтяного и водогазового факторов по геофизическим данным основывается на оценке по этим данным большинства параметров, входящих в формулу, определяющую продуктивность скважины Q (в т/сут)

$$Q = 2,36B \frac{\Delta p_{\text{пл}} K_{\text{пр}} K_{\text{ф}} \Delta p}{\mu_{\text{ф}} \lg \frac{r_{\text{д}}}{r_{\text{с}}}} \cdot 10^{-7} \quad (434)$$

в условиях радиального движения несжимаемой жидкости. В формуле (434) Δp — разность между пластовым $P_{\text{п}}$ и забойным $P_{\text{з}}$ давлениями, МПа; $r_{\text{д}}$ и $r_{\text{с}}$ — радиусы контура дренажа и скважины; $\mu_{\text{ф}}$ — вязкость фильтрующейся жидкости (Н·с/м²); $K_{\text{пр}}$ и $K_{\text{ф}}$ — коэффициенты физической (в фм²) и относительной (по изучаемому флюиду) проницаемостей; b — объемный коэффициент флюида в пластовых условиях; $\delta_{\text{ф}}$ — его плотность, кг/м³; $B < 1$ — коэффициент добротности вскрытия коллектора скважиной.

При знании параметров $\delta_{\text{ф}}$, $\mu_{\text{ф}}$, b можно, задавшись значениями B и $r_{\text{д}}$ и используя величины $h_{\text{эф}}$, $K_{\text{пр}}$ и $K_{\text{ф}}$, определенные геофизическими методами, рассчитать вероятное значение Q или, полагая $B = 1$, указать предельно возможную продуктивность скважины.

Ожидаемые водонефтяной $\Phi_{\text{вн}}$ (для нефтяной скважины) и водогазовый $\Phi_{\text{пр}}$ (для газовой скважины) факторы, определяющие объемные отношения воды к нефти и к газу в смесях, отбираемых из скважины, и объемное содержание $V_{\text{в}}$ (в %) воды водонефтяной смеси, могут быть рассчитаны по формулам

$$\Phi_{\text{вн}} = b_{\text{н}} \frac{K_{\text{пр,в}} \mu_{\text{н}}}{K_{\text{пр,н}} \mu_{\text{в}}}, \quad (435)$$

$$\Phi_{\text{пр}} = b_{\text{г}} \frac{K_{\text{пр,г}} \mu_{\text{г}}}{K_{\text{пр,н}} \mu_{\text{н}}}, \quad (436)$$

$$V_{\text{в}} = \frac{\Phi_{\text{вн}}}{1 + \Phi_{\text{пр}}} \cdot 100, \quad (437)$$

где $\mu_{\text{в}}$, $\mu_{\text{н}}$, $\mu_{\text{г}}$ — вязкости воды, нефти и газа; $b_{\text{н}}$, $b_{\text{г}}$ — объемные коэффициенты последних. Значения $K_{\text{пр,в}}$, $K_{\text{пр,н}}$ и $K_{\text{пр,г}}$, входящие в равенства (435) и (436), находят по формулам и палетке, приведенным в § 99 (см. также [3, 14]).

ИЗУЧЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ ДЕБИТА И СОСТАВА ЗАПОЛНИТЕЛЯ СКВАЖИНЫ

Профили дебита (отдачи) скважины определяют вертушечными и термоэлектрическими дебитомерами, показания которых пропорциональны нарастающему дебиту по исследуемому интервалу z :

$$Q_z = \int_{z=H_n}^z q_z dz, \quad (438)$$

где H_n — глубина залегания подошвы изучаемого интервала скважины.

Дифференцирование Q_z по z дает искомую кривую дебита скважины (рис. 190)

$$q_z = \Delta Q / \Delta Z$$

которая нормируется по величине Q суммарного дебита

$$Q = \int_{H_n}^{H_k} q_z dz, \quad (440)$$

здесь H_k — глубина залегания кровли изучаемого интервала скважины.

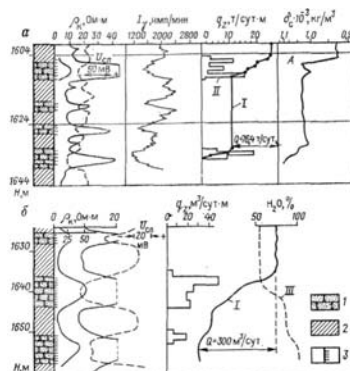


Рис. 190. Примеры изучения профилей дебита скважин.

I — дебитограмма $Q = f(z)$; II — дифференциальный график дебита q_z ; III — влагограмма;
1 — песчаник, 2 — глины, 3 — участки перфорации колонны

Притоки жидкостей и газов определяют также термическим методом, основанным на эффектах Джоуля—Томсона и калори метрическом эффекте (см. §68).

При течении по стволу скважины газов и жидкостей, изменивших температуру в процессе дросселирования, их температура постепенно восстанавливается до значения t , определяемого средней величиной геотермического градиента в районе нахождения скважины.

Согласно теории наблюдаемого явления, между объемной скоростью $V = dQ/dz$ газа, поступающего в скважину, и длиной L , подкасательной на участке термограммы, в пределах которого происходит восстановление температуры, существует линейная связь [11].

Для подсчета долей газа, поступающих из отдельных газоносных объектов при совместной их эксплуатации, определяют длины под касательных L_1, L_2, L_3 и т. д. для каждого из изучаемых объектов, следуя снизу вверх. Долю Q_i газа, поступающего из каждого I-го объекта, рассчитывают по формуле

$$Q_i = (L_i - L_{i-1}) / L_n$$

где через L_n, L_i , и L_{i-1} обозначены длины подкасательных для наиболее верхнего, изучаемого и расположенного под ним эксплуатационных объектов.

Калориметрический метод требует установившегося процесса, при котором дроссельный эффект пренебрежимо мал.

Состав жидкостей и газов, поступающих из пласта в скважину, устанавливают гамма-плотностемером, дифференциальным манометром, диэлектрическим и электрическим влагомерами [57]. Интерпретация диаграмм гамма-плотностемера основана на обратнoй зависимости интенсивности I_γ счета гамма-квантов от плотности среды, в которой находится гамма-плотностемер.

При определении плотности среды, заполняющей скважину, градиент-манометром исходят из пропорциональности приращения Δp давления в скважине плотности среды δ_c , находящейся между датчиками, измеряющими это приращение:

$$\Delta p = g \delta_c \Delta z \quad (442)$$

где Δz — расстояние между датчиками и, следовательно,

$$\delta_c = \Delta p / g \Delta z \quad (443)$$

Использование диэлектрического влагомера основано на значительном различии в диэлектрической проницаемости воды $\epsilon_v = (50-80) \epsilon_0$, нефти $\epsilon_n = (2.4-3) \epsilon_0$ и газа $\epsilon_g = \epsilon_0$ (ϵ_0 — электрическая постоянная, равная $8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м). Как следствие этого, с повышением содержания воды в смеси существенно изменяется ее диэлектрическая проницаемость.

Принцип действия электрического влагомера основан на различной электропроводности воды, нефти и газа. Несмотря на большое различие электрических сопротивлений воды, нефти и газа по сравнению с диэлектрической проницаемостью, этот способ имеет ряд недостатков, затрудняющих его использование при количественном определении воды в смеси. На рис. 190 приведены диаграммы плотностемера и влагомера, интерпретация этих кривых базируется на сопоставлении полу чаемых данных о плотности

изучаемой среды и ее составе с данными о плотностях и электрических свойствах компонент [44, 57].

ИЗУЧЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ ПОГЛОЩЕНИЯ

Профиль поглощения скважины определяют по дебитограммам, а также методами изотопов и термометрии. Участки поглощения выделяются на дебитограммах так же, как и участки притоков (показания дебитометров не зависят от направления потоков жидкостей и газов).

Участки поглощения методом изотопов устанавливают способами: 1) закачки радиоактивного раствора в скважину; 2) инъекции радиоактивной жидкости; 3) инъекции радиоактивных зерен.

Места поглощения радиоактивного раствора отмечаются стабилизирующимися по глубине аномалиями интенсивности гамма-излучения и изменением скорости дальнейшего продвижения радиоактивного раствора [57].

Одним из преимуществ определения мест поглощения радиоактивными изотопами является возможность попутной оценки герметичности затрубного пространства. Участок нарушения герметичности, заполненный активизированным раствором, отмечается четкой аномалией на кривой I.

При термическом способе определения мест поглощения раствора в коллектор закачивают воду иной температуры по сравнению с температурой коллектора. При этом на термограмме возникает аномалия амплитуды Δt , находящейся в прямой зависимости от количества воды, поступившей в коллектор. Термический способ рекомендуют для ориентировочного подсчета долей воды, поступающей в объекты, выделяющиеся на термограмме самостоятельными аномалиями Δt . Эти доли определяются отношением площадей $\Omega_{i,j}$ - аномалий, созданных каждым изучаемым объектом, к суммарной площади $\Sigma\Omega_{i,j}$ всех аномалий в пределах водопоглощающего участка скважины [2, 3]. Участки затрубной циркуляции вод обычно устанавливают по зонам достаточно постоянных температур.

Глава XVII

ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

При изучении разрезов угольных скважин данные геофизических методов используют для решения следующих задач.

1. Выделение ископаемых углей и оценка их вероятного марочного состава.
2. Определение качества углей — их зольности, влажности, сернистости и других параметров.
3. Изучение прочностных свойств пород, слагающих разрезы скважин.

§ 108. ВЫДЕЛЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ

Выявление ископаемых углей в разрезах скважин по геофизическим данным основывается на различии физических свойств углей и вмещающих их пород [1, 7, 48, 49, 50].

Удельные сопротивления ископаемых углей изменяются в широких пределах. Землистые (марка Б₁) и матовые (марка Б₂) бурые угли имеют низкие сопротивления, обычно мало отличающиеся от сопротивлений вмещающих пород (рис. 191, а). По мере возрастания степени углефикации сопротивление углей повышается (угли марок Б₃ — блестящие, Д — длиннопламенные, Г — газové, Г — Ж — газové жирные, ОС — отощенные спекающиеся, СС — слабоспекающиеся (рис. 191, б и в) и достигает многих тысяч ом-метров. Такие угли четко выделяются на диаграммах ρ_k при условии их залегания в толще глинистых или слабосцементированных пород. Дальнейшее повышение степени углефикации в связи с возрастающей ролью электронной проводимости ведет к понижению сопротивления углей [угли марки Т — тощие, особенно Т₂ (рис. 191, з)] и последующему еще более резкому снижению этого параметра у полуантрацитов марки ПА₁, ПА₂ и особенно антрацитов (рис. 191, а).

Аномалии $\Delta U_{СП}$ потенциалов собственной поляризации в антрацитах резко положительные (см. рис. 191, д) с амплитудой, достигающей 500 мВ. В тощих каменных углях аномалии $\Delta U_{СП}$ имеют тот же знак, но меньшую амплитуду (см. рис. 191, з), причем наблюдаются случаи, когда в углях этой марки заметные аномалии $\Delta U_{СП}$ отсутствуют. В каменных углях аномалии $\Delta U_{СП}$ еще меньше и часто отрицательны (см. рис. 191, б) с амплитудой до 40 мВ. В бурых углях аномалии $\Delta U_{СП}$ обычно отрицательны (см. рис. 191, а).

На диаграммах потенциалов $U_{ВП}$ вызванной поляризации ископаемые угли в большинстве случаев выделяются четкими аномалиями, тем большими, чем выше степень метаморфизма углей.

Плотность ископаемых углей приблизительно на единицу меньше плотности вмещающих их пород. Поэтому ископаемые угли практически однозначно выделяются на диаграммах интенсивности рассеянного гамма-излучения — положительными аномалиями $I_{\gamma\gamma}$ (см. рис. 191). Плотность углей находится в прямой зависимости от их зольности, что приводит к уменьшению амплитуды аномалий $I_{\gamma\gamma}$ с повышением зольности.

Эффективный атомный номер $Z_{ЭФ}$ {6,5—7,3} ископаемых углей значительно ниже $Z_{ЭФ}$ (11,5—15,5) вмещающих пород. Это обеспечивает надежное выделение углей по резким положительным аномалиям на диаграммах $I_{\gamma\gamma,Ф}$

На термограммах каменные угли вследствие выделения тепла в процессе их окисления и высокого теплового сопротивления могут отмечаться положительными аномалиями D_{ξ} .

На диаграммах интервального времени угли выделяются повышенными значениями $\Delta\tau_{П}$ по сравнению с $\Delta\tau_{ВМ}$ вмещающих пород. Особенно это относится к углям марок от Д до Т₁

Угли легко разбуриваются и на диаграммах продолжительности проходки отмечаются резкими минимумами $\tau_{ПР}$, позволяющими во многих случаях почти однозначно выделить угли в раз резе скважины.

Марка угля по геофизическим данным может быть установлена на основании сопоставления значений плотности, электрического удельного сопротивления, интервального времени, потенциала собственной поляризации углей и вмещающих пород с аналогичными параметрами для угольных месторождений с известным марочным составом. Существенную роль в решении этой задачи имеют значения $\rho_{П}, \Delta\tau_{П}, \delta_{П}$ для вмещающих терригенных пород, характеризующих степень их метаморфизма, предопределяющую марочный состав углей [148].

§ 109. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАЧЕСТВА УГЛЕЙ

При изучении качества углей геофизическими методами исследования скважин стоят задачи количественного определения зольности A , влажности W , сернистости S и выхода летучих V^F . Некоторые из этих задач решены [48, 49], другие находятся в стадии разработки, показывающей принципиальную возможность использования геофизических методов исследования скважин для бескернового изучения перечисленных характеристик.

ЗОЛЬНОСТЬ

Для оценки содержания в ископаемом угле минеральных компонентов, остающихся после сжжения угля, — его зольности A^c в зависимости от физических свойств угля и зольных включений используют методы сопротивлений, потенциалов вызванной поляризации, рассеянного гамма-излучения и гамма-излучения радиационного захвата [1, 49].

Метод сопротивлений. Определение зольности A^c ископаемых углей по данным метода сопротивлений основано на зависимости между электрическими удельными сопротивлениями $\rho_{У,П}$ — угольного пласта, $\rho_{У}$ — чистого угля, $\rho_{З}$ — зольных включений и объемным содержанием $A_{Об}$ последних. Характер этой зависимости определяется соотношением между удельными сопротивлениями углей $\rho_{У}$ и минералов $\rho_{З}$, входящих в состав золы. С увеличением зольности повышается удельное сопротивление антрацитов и полуантрацитов и понижается величина $\rho_{У,П}$ каменных углей высокого сопротивления. Чем больше по удельному сопротивлению различаются чистый уголь и зольные включения, тем точнее может быть решена задача. Практически зольность ископаемых углей определяют одним из следующих способов.

1. По кривым зависимости

$$\rho_{У,П}/\rho_{З} = f(A_{Об})$$

где $A_{Об}$ — объемное содержание минеральных примесей, равное объемной зольности при условии отсутствия минеральных ассоциаций (карбонаты, сульфиды), разлагающихся при сгорании.

На рис. 192 приведена палетка кривых, шифром которых является отношение $\rho_{У}/\rho_{З}$. Палетка составлена для случая, когда породные включения образуют в углях тонкие пропластки и скважина встречает пласт под углом встречи, близким к 90° .

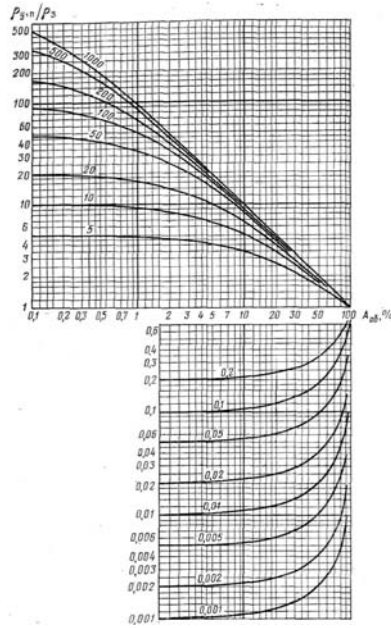


Рис. 192. Палетка кривых зависимости $\rho_{y,x}/\rho_{\pi} = f(A_{об})$ при $\rho_v/\rho_{\pi} = \text{const}$ (шифр кривых)

2. По корреляционным связям

$$\frac{\rho_{k,y,x}}{\rho_{k,оп}} = f(A^c), \text{ или } \frac{\rho_{y,x}}{\rho_{y,оп}} = f(A^c),$$

где $\rho_{k,y,x}$, $\rho_{k,оп}$, $\rho_{y,x}$, $\rho_{y,оп}$ — кажущиеся сопротивления, измеренные градиент-зондом размера, значительно превышающего мощность пласта (способ Гречухина), и удельные сопротивления исследуемого угольного пласта и опорного с известной зольностью. Одна из таких зависимостей и результаты количественной интерпретации кривой показаны на рис. 193.

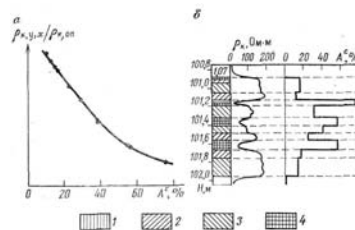


Рис. 193. Зависимость $\rho_{k,y,x}/\rho_{k,оп} = f(A^c)$ и пример определения зольности каменных углей (б) способом Гречухина [1].

1 — аргиллит; 2 — аргиллит углистый; 3 — уголь; 4 — углисто-глинистый аргиллит

Иногда для определения зольности более удобно использовать связи между зольностью и электропроводностью породы. Эти связи для некоторых марок углей близки к линейным, что повышает точность решения задачи.

3. По треугольной палетке или соответствующей ей масштабной шкале (рис. 194).

Треугольная номограмма накладывается на диаграмму ρ_k так же, как это делается в методе определения ρ_k симметричным зондом [2, 31]. Разница заключается в том, что отрезок ac соответствует величине ρ_k в пласте угля, зольность которого известна. Зольность любого прослоя находят по шифру наклонной прямой, проходящей через точку b . Приведенная на рис. 194 треугольная палетка и соответствующая ей масштабная шкала составлены для конкретного месторождения. Способ использования шкалы при интерпретации диаграммы ρ_k ($\rho_{эф}$) аналогичен способам использования других шкал, о которых говорилось выше (см., например, рис. 159).

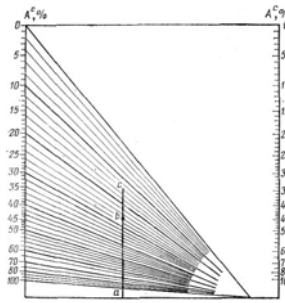


Рис. 194. Палетка и шкала для определения зольности углей по диаграммам кажущегося сопротивления, зарегистрированного градиент-зондом большого размера ($L > h$)

Метод потенциалов вызванной поляризации. При повышении зольности ископаемых углей уменьшается вызванная электрохимическая активность (рис. 195, а). Возможность определения зольности методом потенциалов вызванной поляризации изучена недостаточно. Четкие зависимости были получены для относительно низкоомных бурых углей.

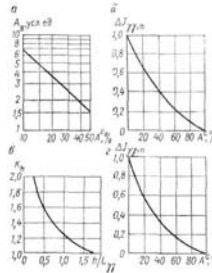


Рис. 195. Количественные связи между физическими свойствами пород и физическими параметрами и зольностью ископаемых углей.

Метод рассеянного гамма-излучения. Зависимость интенсивности рассеянного гамма-излучения от зольности углей близка к функциональной, так как плотность углей пропорциональна их зольности. Повышение зольности четко отмечается понижением интенсивности рассеянного гамма-излучения $I_{\gamma\gamma}$. Зольность определяется по зависимости

$$\Delta J_{\gamma\gamma, n} = \frac{I_{\gamma\gamma, z} - I_{\gamma\gamma, n}}{I_{\gamma\gamma, \gamma} - I_{\gamma\gamma, n}} = f(A^c), \quad (445)$$

где $I_{\gamma\gamma}$ — интенсивности в чистой породе с минеральной плотностью, равной плотности зольных включений, и в беззольном угле. Одна из таких зависимостей приведена на рис. 195, б. В угольных пластах мощностью $h < 2L_{\gamma\gamma}$ при расчете $\Delta J_{\gamma\gamma, n}$ величину $I_{\gamma\gamma, x}$ предварительно умножают на коэффициент K_n учета мощности (рис. 195, в). Значения $I_{\gamma\gamma, n}$ и $I_{\gamma\gamma, \gamma}$ могут быть заменены интенсивностями $I_{\gamma\gamma}$ и $I_{\gamma\gamma, n}$ двух опорных пластов с известными зольностями A_1 и A_2 .

Точность определения A^c повышается при использовании зависимости разностного относительного параметра $\Delta J_{\gamma\gamma, \phi}$ от A^c . Одна из таких зависимостей приведена на рис. 195.

При определении зольности по $\Delta J_{\gamma\gamma}$ следует обращать особое внимание на состояние стенок скважины, так как при наличии каверн и глинистой корки могут значительно исказиться измеряемые величины $I_{\gamma\gamma}$.

Метод естественного гамма-излучения. Зольность определяют по экспериментально установленным зависимостям $\Delta J_{\gamma\gamma} = f(A^c)$ в тех случаях, когда сторонние включения в угольные пласты представлены минералами (алюмосиликатами) повышенной гамма-активности.

Нейтронные методы. По данным нейтронных методов исследования скважин зольность углей может быть определена по нейтронной поглощающей активности, возрастающей с увеличением зольности углей, и по интенсивности гамма-излучения радиационного захвата в области энергий 3 МэВ, характерных для алюминия, кремния, кальция и кислорода. При определении зольности по последнему параметру рекомендуется вместо разностного относительного параметра $\Delta J_{\gamma\gamma}$ использовать дважды разностный относительный параметр

$$\delta J_{\text{пг}} = \frac{\Delta J_{\text{пг}}(E_{\gamma} > 3 \text{ МэВ})}{\Delta J_{\text{пг}}(E_{\gamma} < 2,5 \text{ МэВ})} = f(A^2), \quad (446)$$

линейно связанной с зольностью угля. В формуле (446) $\Delta J_{\text{пг}}(E_{\gamma} > 3 \text{ МэВ})$, $\Delta J_{\text{пг}}(E_{\gamma} < 2,5 \text{ МэВ})$ — разностные относительные параметры для энергий гамма-квантов, указанных в индексах. Перспективно определение зольности углей методом наведенной активности по алюминию и кремнию в тех случаях, когда зола представлена алюмосиликатами; целесообразно определять зольность углей путем решения уравнений вида

$$\Phi_{C_{\gamma, n, j}} = \sum_i \Phi_{C_{ij}} k_i^{m_{ij}},$$

где $\Phi_{C_{\gamma, n, j}}$ — j -е физическое свойство угольного пласта; $\Phi_{C_{i, j}}$ — компонента угольного пласта (чистого угля, золы и воды, создаю щей влажность); k_i — объемное содержание этого компонента; $m_{i, j}$ — структурный показатель, учитывающий отклонение при веденной связи от линейной.

В дальнейшем объемное содержание минеральных примесей пересчитывают в весовую зольность. Практически зольность определяется теми геофизическими методами или их комплексом, которые обеспечивают наиболее точное решение задачи в петро-физической обстановке конкретного угольного месторождения,

СЕРНИСТОСТЬ

Для выявления в углях сульфидной (пиритной) серы S_n и ориентировочной оценки ее содержания могут быть использованы методы потенциалов собственной и вызванной поляризации с предварительно установленными корреляционными связями между $\Delta U_{\text{СП}}$, $\Delta U_{\text{ВП}}$, и S_n .

ВЛАЖНОСТЬ

Наиболее обоснованный путь решения этой задачи — комплексирование методов сопротивления, естественного гамма-излучения, ультразвукового и нейтрон-нейтронного методов по надтепловым нейтронам, о чем говорилось выше.

Располагая данными о зольности и составе золы, можно ввести поправку за кристаллизованную воду и далее оценить вероятную влажность угля. Для решения данной задачи могут быть использованы также определения W_y из системы уравнений (284) и (285). В. В. Гречухиным предложен способ определения влажности углей по предварительно установленным связям между влажностью углей и физическими свойствами вмещающих пород [1, 48]. Способ основан на пропорциональности влажности коэффициенту пористости и зависимости пористости от степени метаморфизма горных пород, оказывающего резкое влияние на их физические свойства. Аналогично определяется теплотворная способность Q_y по установленным связям между физическими свойствами вмещающих пород и степенью их метаморфизма и между степенью метаморфизма и теплотворной способностью углей Q_y .

ВЫХОД ЛЕТУЧИХ

Способы определения выхода летучих V_r в углях по геофизическим данным не разработаны. Наибольшей возможностью решения этой задачи характеризуются методы газометрии, ультразвуковой, удельного сопротивления и рассеянного гамма-излучения. В. В. Гречухин [1] рекомендует определять выход летучих по предварительно установленным зависимостям между $\rho_{\text{П}}$ и V_r для каменных углей от марки Ж и выше и по зависимостям между δ_y и V_r для углей низких марок.

§ 110. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД

Задача изучения прочностных свойств пород, слагающих раз резы угольных месторождений, ставится перед геофизической службой организациями строительства шахт. Геофизическими методами исследования скважин эта задача качественно может быть решена по следующим данным.

1. По кривым регистрации продолжительности проходки. Чем выше прочностные свойства пород, слагающих разрез угольной скважины, тем больше продолжительность проходки при постоянном режиме бурения.

2. По коэффициентам пористости, объемной влажности и дисперсности пород, определенными нейтронным, ультразвуковым методами, гамма-методом и сопротивлений. Повышенная пористость, влажность и дисперсность типичны для пород с низкими прочностными свойствами.

3. По кавернограммам. Породы низкой прочности характеризуются повышенными значениями d_c .

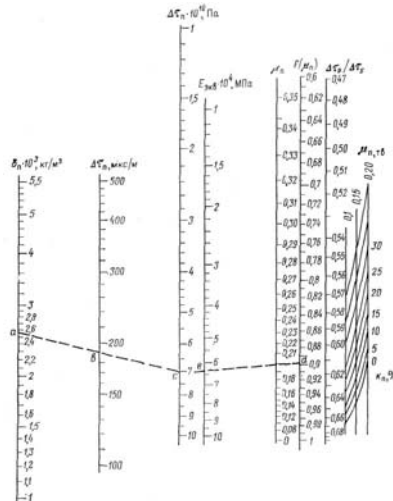


Рис. 196. Номограмма для приближенного определения $E_{ЭКВ}$ по данным δ_P , $\Delta\tau_P$

4. Путем перестроения диаграмм δ_P и $\Delta\tau_P$ в диаграмму приближенного значения модуля Юнга $E_{ЭКВ}$, эквивалентного его значению в идеально упругой среде:

$$E_{ЭКВ} = \frac{\delta_P}{\Delta\tau_P^2} f(\mu_n) = \frac{\delta_P}{\Delta\tau_P^2} f\left(\frac{\Delta\tau_P}{\Delta\tau_S}\right) = \frac{\delta_P}{\Delta\tau_P^2} \varphi(k_n), \quad (447)$$

где $\Delta\tau_P$, $\Delta\tau_S$ — интервальные времена распространения продольных и поперечных упругих волн.

Глава XVIII

ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ (НЕГОРЮЧИХ) ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Специфические физические (особенно ядерные) свойства многих рудных и нерудных (негорючих) полезных ископаемых позволяют широко использовать геофизические методы при выявлении этих ископаемых в разрезах скважин и оценке их содержания.

Наиболее эффективный комплекс геофизических исследований скважин, бурящихся с целью поисков и разведки рудного и нерудного сырья, и методика интерпретации результатов этих исследований разработаны не для всех ископаемых столь полно, как методика интерпретации геофизических измерений в нефтяных, газовых и угольных скважинах. Это объясняется относительно малым объемом геофизических работ в скважинах, приходящимся на долю каждого рудного ископаемого, и значительным разнообразием ассоциаций, образующих промышленные их скопления. Кроме того, вследствие достаточно полного выноса керна из рудных скважин ранее считалось мало целесообразным широко применять геофизические методы для изучения разрезов скважин.

Однако успешное развитие ядерных способов изучения элементного состава горных пород, обеспечивающих выявление и промышленную оценку большинства основных элементов рудного и нерудного сырья, значительное повышение эффективности разведочных работ в скважинах большой глубины и разведка относительно бедных месторождений изменили положение. К настоящему времени геофизические исследования скважин заняли ведущее место в комплексе работ по выявлению и промышленной оценке рудного и нерудного сырья [9, 27, 30—32, 50—52].

Для выделения и диагностики рудного и некоторых видов не рудного сырья наиболее эффективными являются, нейтронные методы, гамма-гамма-методы и рентгено-радиографический метод. Для изучения литологии разрезов скважин (что облегчает выделение рудных тел) наряду со специальными геофизическими исследованиями рекомендуется проводить стандартный комплекс геофизических работ, включающий регистрацию диаграмм ρ_K ($\rho_{ЭФ}$), $U_{СП}$, t , Δt , $\tau_{ПР}$ и d_c .

§ 111. ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ И МЕТАЛЛЫ ИХ СПЛАВОВ

Наличие руд, железа, марганца, хрома, никеля, молибдена и ванадия определяется следующими геофизическими признаками,

Железо. Отличительная особенность железных руд (относительно вмещающих пород) — их повышенная магнитная восприимчивость (за исключением некоторых сидеритовых и гидро-гетитовых руд), повышенные плотность и эффективный атомный номер, относительно высокая поглощающая нейтронная активность, особенности спектра радиационного захвата. Поэтому при пересечении железорудных тел на диаграммах геофизических параметров наблюдаются следующие особенности: снижение интенсивностей $I_{\gamma\gamma,Ф}$ и $I_{\gamma\gamma,П}$ (рис. 197), повышение магнитной восприимчивости k и электродных потенциалов в магнитных рудах (см. рис. 197), возрастание интенсивности гамма-излучения радиационного захвата в области энергий, больших 6 МэВ, и понижение скорости счета $I_{n,t}$.

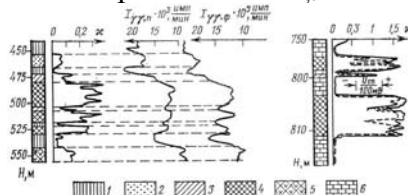


Рис. 197. Примеры выделения железных руд по данным геофизических исследований скважин.

1 — сланцы; 2 — талько-карбонатные породы; 3 — бедные магнитные руды; 4 — богатые магнитные руды; 5 — гематитово-мартитовые кварциты; 6 — известняки

В некоторых рудах (например, гематито-магнетитовых) в связи с резко изменяющейся пористостью выявление и оценка руд могут быть осуществлены по отношению интенсивностей $I_{\gamma\gamma}$ к $I_{\gamma n}$ счета нейтронов тепловых и надтепловых энергий, что позволяет в значительной степени снизить влияние воды, находящейся в поровых пространствах рудного тела.

Концентрацию C_{Fe} железа в магнитных рудах определяют по зависимости $\kappa = (C_{Fe})$. Одна из таких зависимостей приведена на рис. 198, а. В немагнитных рудах для этих целей используют зависимости $I_{\gamma\gamma, \Phi}$ от C_{Fe} (рис.-198, б) и величины спектрального отношения — отношения параметра $\Delta J_{n\gamma}$ в области энергий 6,2—7,7 МэВ (основные линии железа) к параметру $\Delta J_{n\gamma}$ для энергий 3—5 МэВ (основные линии спектра гамма-излучения радиационного захвата в силикатных вмещающих породах).

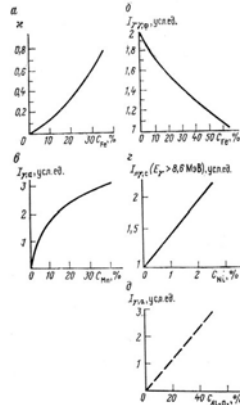


Рис. 198. Зависимости между физическими свойствами пород и измеряемыми в скважинах физическими параметрами и содержанием в породе рудных ископаемых.
а, б — для железа; в — для марганца; г — для никеля; д — для алюминия (окиси)

Марганец. Характерные ядерные свойства марганца — относительно высокие сечения захвата и активации для тепловых нейтронов, высокая интенсивность $I_{\gamma n}$ в области энергий выше 5,5 МэВ и повышенное значение $Z_{ЭФ}$. Как следствие этого, по роды с высоким содержанием марганца могут быть выделены по пониженной плотности тепловых нейтронов, повышенной нейтронной поглощающей активности (импульсный нейтрон-нейтронный метод), возрастанию интенсивности гамма-излучения радиационного захвата (при $E_{\gamma} > 5,5$ МэВ) и гамма-излучения распада радиоактивного изотопа ^{25}Mn ($T_{1/2} = 2,58$ ч, $\sigma_a = 13,2$ б¹, $E_{\gamma} = 0,84-2,2$ МэВ (рис. 199, а). В высокопористых марганцевых рудах при их диагностике для исключения влияния водорода (влажности руды) используют отношение $J_{n,T} / J_{n,H}$. Типично для марганцевых руд также понижение интенсивности I_{γ} обусловленное более высокой плотностью марганцевых руд, особенно пиралюзито-псиломеловых по отношению к вмещающим породам, понижение $J_{n\gamma}$ и повышение магнитной восприимчивости (см. рис. 199, а). Количественное содержание марганца оценивают по экспериментально установленным зависимостям $J_{\gamma} = f(C_{Mn})$ (см. рис. 198, в), а также по спектральному отношению

$$\frac{I_{n\gamma, E_{\gamma} > 5,5 \text{ МэВ}}}{I_{n\gamma, E_{\gamma} = 3 \rightarrow 5 \text{ МэВ}}} \left(\frac{\Delta J_{n\gamma, E_{\gamma} > 5 \text{ МэВ}}}{\Delta J_{n\gamma, E_{\gamma} = 3 \rightarrow 5 \text{ МэВ}}} \right)$$

как функции C_{Mn} . Выплаживание указанных зависимостей при высоких концентрациях изучаемых элементов иногда вызывает снижение точности ее определения в этой области.

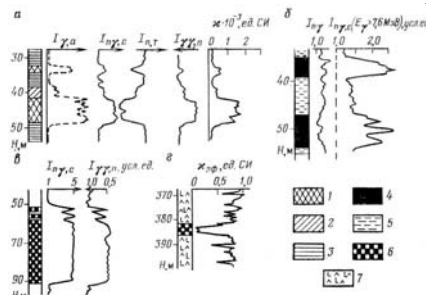


Рис. 199, Геофизические диаграммы по скважинам, вскрывшим марганцевые (а), никелевые (б) и хромовые (в и г) руды.

Марганцевые руды: 1 — богатые, 2 — бедные, 3 — сланцы, 4 — никелевые руды, 5 — фелиты, 6 — хромиты, 7 — серпентиниты

Никель. Зоны полиметаллического оруденения выделяются по данным гамма-гамма-метода в плотностном и фотоварианте и при медноникелевом сульфидном оруденении — методами электродных потенциалов и сопротивления. Наиболее эффективным способом диагностики никеля является спектрометрия гамма-излучения радиационного захвата ($E_\gamma > 7,6$ МэВ). На этих диаграммах никельсодержащие породы четко выделяются зонами максимумов In_γ (рис. 199, б).

Во многих случаях ванадий генетически связан с ураном. В этих условиях ванадаты выделяются повышением интенсивности естественного гамма-излучения в области линий радия.

§ 112. ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Промышленные скопления многих цветных металлов (медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма) представлены сульфидными минералами, часто характеризующимися высокой электропроводностью. Поэтому при выделении сульфидных руд ведущую роль играют методы сопротивления, потенциалов электродных, собственной поляризации и гальванических пар (рис. 200). Участки сульфидного оруденения отмечаются низкими удельными сопротивлениями, обычно положительными потенциалами собственной поляризации, значительными электродными потенциалами и потенциалами гальванических пар. Так как плотность и средний атомный номер сульфидов выше плотности и среднего атомного номера вмещающих пород, зоны сульфидного оруденения проявляются минимумами на диаграммах In_γ и J_γ .

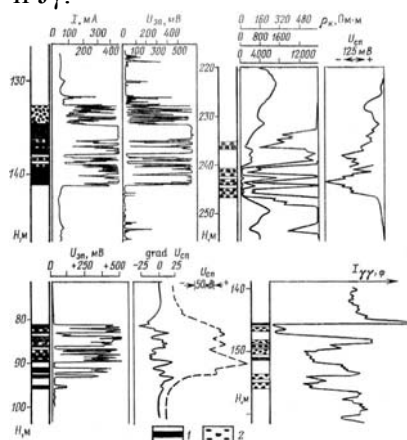


Рис. 200. Примеры изучения сульфидного оруденения.

1 — сульфидное оруденение; 2 — вкрапления сульфидных руд.

В тех случаях, когда сульфидные минералы имеют относительно высокое сопротивление или представлены вкрапленными рудами, выделить их можно методом потенциалов вызванной поляризации по зонам повышенной вызванной электрохимической активности.

Определение металлов, входящих в минеральные ассоциации, представляет более сложную задачу, решаемую в основном ядерными методами исследования скважин. При диагностике и установлении концентрации перечисленных ниже металлов рекомендуются следующие способы

При изучении концентрации меди по актив анионным данным следует остерегаться погрешностей в связи с присутствием алюминия и кремния для короткоживущего изотопа, натрия и калия — для долгоживущего изотопа. Используется также активационный анализ

на быстрых нейтронах по изотопу ^{29}Cu ($T_{1/2} = 9,33 \text{ м, } E_{\gamma} = 0,56 \text{ МэВ}$), образующемуся в результате реакции ($n, 2p$).

Свинец. Для выделения зон свинцового оруденения используют данные гамма-гамма-метода и рентгено-радиографического метода. Участки свинцового оруденения обычно выделяются четкими минимумами на кривых (см. рис. 200) и повышенными значениями спектрального отношения η_{pp} излучений К-серии в области энергий 72—88 кэВ. Для количественной оценки со держания свинца используют параметр η_{p} (η_{N} рис. 201, и) [30].

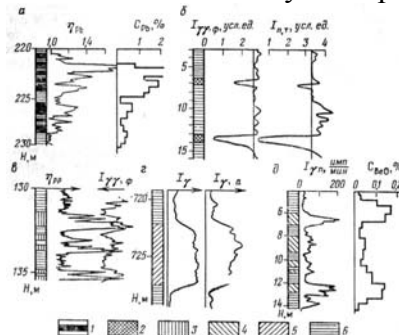


Рис. 201. Диаграммы радиометрии по рудным (цветные металлы) скважинам.

а — свинец; б — олово; в — ртуть; г — алюминий; д — бериллий; оруденения: / — свинцовое, 2 — ртутное, 3 — оловянное, 4 — бериллиевое, 5 — алюминиевая руда (боксит), 6 — вмещающие породы

Сурьма. Для диагностики участков сурьмяного оруденения широко используют рентгено-радиографический метод по спектральному отношению характеристического излучения в области энергий 26—30 кэВ к рассеянному излучению энергий 45—55 кэВ.

Олово. Оловянное оруденение наиболее точно устанавливают по данным спектрального отношения η_{pp} в области энергий $E_{\text{B}} = 25-30 \text{ кэВ}$ к интенсивности рассеянного излучения энергий 40—45 кэВ. Зоны оловянного оруденения выделяются также минимумами на диаграммах (рис. 201, б). Перспективно изучение Мессбауэровского поглощения.

Ртуть. Ртуть диагностируется комплексом ядерных методов. Признаком ртутного оруденения является возрастание интенсивности $I_{\text{пу}}$ при одновременном снижении $I_{\text{ср}}$, τ (рис. 201, б), что объясняется высоким сечением радиационного захвата ртути. Для выделения ртутного оруденения весьма перспективны импульсные нейтронные методы. Для решения задачи успешно используют комплексирование измерений $I_{\gamma\gamma, \phi}$, $I_{\text{n}, \tau}$ (с целью компенсации влияния водородосодержания). Ртутное оруденение проявляется минимумами на кривых $I_{\gamma\gamma, \phi}$ (рис. 201, б).

Алюминий. Алюминийсодержащие руды по физическим свойствам незначительно отличаются от вмещающих пород. Как следствие этого, комплекс геофизических методов выделения и, промышленной оценки алюминийсодержащих минералов отличается от такового для большинства других цветных металлов, особенно металлов сульфидного оруденения.

По физическим свойствам алюминиевые руды ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 50 \%$) близки к аргиллитам. Поэтому рекогносцировочными признаками выделения алюминийсодержащих пород являются многие при знаки, характерные для пород этого класса, — высокие потенциалы собственной поляризации и повышенная естественная гамма-активность I_{γ} (рис. 201, з). К перечисленным признакам следует добавить повышенную магнитную восприимчивость.

Последующую диагностику алюминийсодержащих пород и количественное определение Al_2O_3 выполняют методом наведенной активности I_{γ} (см. рис. 201, з). Алюминий определяют по интенсивности гамма-излучения распада изотопа ^{13}Al ($T_{1/2} = 2,3 \text{ мин}$, $\sigma_{\text{a}} = 0,22 \text{ б}$, $E_{\gamma} = 1,78 \text{ МэВ}$), возникающего при радиационном захвате нейтронов. Для исключения погрешностей, вызванных образованием того же изотопа при реакции (n, p) на ядрах кремния (σ_{a} до 0,42 б) быстрыми нейтронами, в методе наведенной активности рекомендуется использовать низкоэнергетические источники нейтронов ($E_{\text{n}} < 4 \text{ МэВ}$,

например, Po-B, ^{252}Cf или Sb-Be). Содержание алюминия определяют по экспериментально установленным зависимостям $I_\gamma = f(C_{\text{Al}})$ (см. рис. 198, д)

Промышленная ценность алюминийсодержащих пород резко снижается с увеличением содержания кремния. Поэтому одновременно с определением концентрации алюминия требуется оценивать кремниевый модуль M_{Si} — отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, величина которого должна превышать 3. Последнее может быть установлено по соотношению активаций, полученных с источниками быстрых и медленных нейтронов, а также по величине спектрального отношения $\frac{\Delta I_{\text{пн}}, E_\gamma > 7 \text{ МэВ}}{\Delta I_{\text{пн}}, E_\gamma 3,5 + 6 \text{ МэВ}}$ находящегося в прямой зависимости от кремневого модуля.

§ 113. РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Выявление редких и благородных металлов представляет собой сложную задачу, обусловленную их низкой концентрацией. Благоприятным обстоятельством является резкое различие по ядерным свойствам большинства металлов этой группы и элементов, составляющих вмещающие породы. Наиболее разработана методика выявления бериллия, висмута, прогнозирование присутствия циркония, тантала и ниобия и редкоземельных металлов [27, 30, 32, 33, 50, 51].

Бериллий. Бериллий — единственный (кроме малораспространенного изотопа водорода—дейтерия) элемент с пороговым значением энергии фотоядерной реакции ($E_\gamma = 1,67 \text{ МэВ}$) ниже энергий естественных гамма-излучателей (например, $E_{\gamma, \text{Sb}} = \text{до } 2,09 \text{ МэВ}$). Это предопределяет возможность однозначного вы деления участков скважин, обогащенных бериллием, по данным гамма-нейтронного метода по повышенной плотности образовавшихся нейтронов (рис. 201, д).

Висмут. Прогнозирование висмута при высоком его содержании в геологически благоприятных условиях может быть выполнено по данным метода рассеянного гамма-излучения в фотоварианте по зонам минимума $I_{\gamma, \text{ф}}$; количественная оценка — по максимумам рентген о-радиографического излучения ($E_{\text{H}} = 75\text{ч}-90 \text{ кэВ}$).

Цирконий. Минералы, содержащие цирконий, обладают повышенной естественной радиоактивностью, поэтому обогащение пород цирконием обычно обуславливает некоторое увеличение составляющей радия в спектре естественного гамма-излучения. Это увеличение типично также для минералов, содержащих ниобий и тантал.

Редкоземельные элементы. Особенность большинства редкоземельных элементов — их аномально высокие сечения радиационного захвата (например, самарий — 6500 б, гадолиний — 46000 б)- Как следствие этого, обогащение пород редкоземельными элементами приводит к уменьшению $I_{\text{пн}, \text{т}}$ и возрастанию $I_{\text{пн}}$. Такие элементы могут быть выявлены методом наведенной активности при условии их достаточной концентрации и отсутствии других, более распространенных элементов, образующих изотопы с близкими периодами полураспада и энергиями гамма-излучений.

§ 114. УРАНО-ТОРИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Прямым геофизическим методом выявления уранового и ториевого оруденения является метод естественного гамма-излучения. Если уран находится в равновесном состоянии с продуктами его распада, метод естественного гамма-излучения дает возможность определить содержание урана.

Интерпретация диаграмм гамма-излучения с целью выделения и промышленной оценки радиоактивных руд разработана детально. Этот вопрос излагается в курсе ядерной геологии и радиометрической разведки, и ему посвящена специальная литература [30—32]. Поэтому в настоящем учебнике рассматриваются только основные вопросы геологической интерпретации геофизических данных при выделении и изучении радиоактивных руд в разрезах скважин.

Участки промышленного уранового и ториевого оруденения выделяются на диаграммах гамма-метода резкими возрастаниями интенсивности I_v (рис. 202), достигающей сотен и тысяч микро рентген в час, что соответствует эквивалентным концентрациям, исчисляемым десятками и сотнями нкг-экв.Ра/м³.

Избыточное содержание урана, находящегося в рудном объекте в равновесном состоянии с продуктами распада, по отношению к его содержанию (обычно кларковому) во вмещающих породах.

При ураново-ториевом оруденении для исключения влияния излучения тория рекомендуется применять метод гамма-спектроскопии. Одна из кривых I_γ регистрируется в наиболее характерном диапазоне энергий излучения радия ($E_\gamma = 1,6-1,9$ МэВ), другая — тория ($E_\gamma > 2$ МэВ). По данным этих измерений расчитывают эквивалентные содержания радиоактивных элементов:

$$\Delta Q_{\text{ра},1} = \frac{\eta_{\gamma_1} \Omega_{\gamma_1,1}}{A_{\gamma_1,1} K_{\gamma_1,1}}; \quad (449)$$

$$\Delta Q_{\text{тор},2} = \frac{\eta_{\gamma_2} \Omega_{\gamma_2,2}}{A_{\gamma_2,2} K_{\gamma_2,2}}; \quad (450)$$

где Ω_{γ_1} , Ω_{γ_2} , $A_{\gamma_1,1}$, $A_{\gamma_2,2}$ — площади аномалий и пересчетные коэффициенты для излучений соответствующих энергий; η_1 и η_2 — поправка за поглощение в глинистом растворе и колонне. Для диапазона энергий радия поправка η может быть принята равной поправке для интегрального спектра, для гамма-излучения тория — на 10 % ниже.

В большинстве случаев гамма-излучением урана и калия можно пренебречь. Тогда

$$\Delta Q_{\text{ра},1} = \frac{\Delta Q_{\text{ра}}}{j} 2,9 \cdot 10^6 + \gamma_1 \Delta Q_{\text{тор}}; \quad (451)$$

$$\Delta Q_{\text{тор},2} = \frac{\Delta Q_{\text{тор}}}{j} 2,9 \cdot 10^6 + \gamma_2 \Delta Q_{\text{тор}}; \quad (452)$$

где $\Delta Q_{\text{ра}}$, $\Delta Q_{\text{тор}}$ — избыточные содержания радия и тория в руде отношению к вмещающим породам; γ_1 и γ_2 — урановые эквиваленты тория в первом и втором энергетических диапазонах (определяются экспериментальной

Решив уравнения (451) и (452) относительно $\Delta Q_{\text{ра}}$ и $\Delta Q_{\text{тор}}$, получим

$$\Delta Q_{\text{ра}} = \frac{\Delta Q_{\text{тор},1} \gamma_2 - \Delta Q_{\text{тор},2} \gamma_1}{\gamma_2 - \gamma_1} j \cdot 0,345 \cdot 10^{-6}; \quad (453)$$

$$\Delta Q_{\text{тор}} = \frac{\Delta Q_{\text{ра},1} - \Delta Q_{\text{ра},2}}{\gamma_1 - \gamma_2}; \quad (454)$$

$$\Delta Q_U = \frac{\Delta Q_{\text{ра},1} \gamma_2 - \Delta Q_{\text{ра},2} \gamma_1}{\gamma_2 - \gamma_1} j; \quad (455)$$

При определении содержания урана по данным измерения интенсивности I_γ следует остерегаться погрешностей, которые могут возникнуть вследствие притока радиоактивных вод и эманирования руды.

В этом случае наблюдается возрастание радиоактивности во времени как в исследуемом объекте, так и во вмещающих породах, особенно покрывающих рудное тело (рис. 202, б).

Для непосредственного определения уранового оруденения в разрезах скважин начали использовать рентгено-радиографический метод по данным излучения характеристики К-серии и импульсный нейтронный метод с регистрацией нейтронов деления ядер урана.

§ 115. МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Гидрохимические ископаемые — каменная и калийные соли, бораты, гипс и другие — определяются комплексом признаков, указанных в § 85. По этим признакам можно установить главнейшие из гидрохимических ископаемых, пересеченных скважиной.

Хлориды NaCl, KCl и др. Характеризуются очень высокими электрическими сопротивлениями, низкой продолжительностью проходки, значительным увеличением диаметра скважины, повышенной интенсивностью рассеянного гамма-излучения.

Хлор обладает высоким сечением радиационного захвата, в связи с чем хлориды среди других эвапоритовых пород отмечаются минимумами на диаграммах I_{niT} и максимумами на диаграммах $I_{пт}$, особенно при регистрации последнего излучения в области энергий, превышающих 5,5 МэВ. Хлористые соли могут быть также диагностированы активационным методом по изотопам ³⁶Cl ($T_{1/2} = 37$ мин, $a_a = 0,61$, $E_v = 1,65-5-2,15$ МэВ), образующимся в результате (n, γ)-реакции на медленных нейтронах, и ³⁴Cl ($T_{1/2} = 33$ мин, $a_a = 4,5 \cdot 10^{-3}$, $E_v = 3,2$ МэВ) — на быстрых по ($n, 2p$)-реакции.

Калийные соли. Однозначно выделяются увеличением интенсивности естественного гамма-излучения в толще эвапоритовых пород (рис. 203). Наиболее точно эта задача решается по данным спектроскопии излучения в области энергий 1,35—1,5 МэВ.

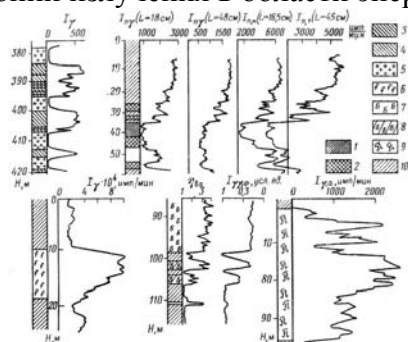


Рис. 203. Примеры геофизических исследований скважин на месторождениях химического сырья.

1 — бораты; 2 — то же, бедная руда; 3 — калийные соли; 4 — калийные соли обедненные; 5 — галит; 6 — фосфаты; 7 — бариты; 8 — бедная руда; 9 — флюорит; 10 — породы, вмещающие рудные тела

Для расчленения карналитов ($K Mg Cl_{3-6} H_2O$) и сильвина (KCl), а также выделения бишофита ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) рекомендуется регистрировать кривые J_{ft} и выделяющие минимумами бишофит и карналит по присутствию значительных количеств кристаллизационной воды.

Сульфаты. Характеризуются высоким электрическим сопротивлением, отсутствием заметных аномалий на кривых низкой интенсивностью I_v . На диаграммах I_v и I_{n1} гипсы выделяются низкими показаниями, ангидриты, наоборот, — высокими. Более однозначно сульфаты, а также участки серного оруденения могут быть выделены по данным спектроскопии излучения в областях энергий 4—5 МэВ (основные линии серы) по спектральному отношению.

Бораты. Интенсивность J_{nt} I_{n1} и I_{n2} в боратах резко понижена при зондах всех размеров (см. рис. 203). Этот отличительный признак позволяет выделять борсодержащие породы и по экспериментально установленным зависимостям

$$\left(\frac{I_{n, \text{он}} - I_{n, \text{ст}}}{I_{n, \text{он}} - I_{n, \text{ст}}} \right) = f(C_{B, O_2}) \text{ и } J_{nt} = f(C_{B, O_2})$$

(при низких содержаниях бора) и по зависимости $I_{n1} = I(C_{B, O_2})$ {при его высоких концентрациях) оценивать величину последней (рис. 204).

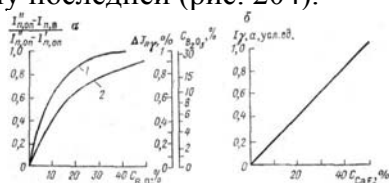


Рис. 204. Примеры эталонных зависимостей для определения содержания боратов (а) по данным нейтронных методов и флюорита (б) активационным методом.

1 -- тепловые нейтроны; 2 — надтепловые нейтроны

Пирит. Пирит, как и многие другие сульфиды, о которых говорилось в § 112, отмечаются резко пониженным удельным электрическим сопротивлением, высокими значениями электродных потенциалов, потенциалов собственной и вызванной поляризации и гальванических пар. Диагностика пирита облегчается при определении наличия железа (см. № 111) и серы.

Флюорит. Флюорит относится к минералам, легко выделяемым активационным методом (см. рис. 203) по изотопу ^{47}Ti ($T_{1/2} = 7,5$ с, $\sigma_a = 0,045$ б, $E_\gamma = 6,1 — 7$ МэВ), образующемуся в результате (n, α) -реакции на быстрых нейтронах.

Фосфориты. Фосфориты обычно генетически связаны с минералами, содержащими уран. Это позволяет в большинстве случаев выделять фосфорные руды по данным естественного гамма-излучения (см. рис. 203) и оценивать содержание окиси фосфора по корреляционным связям между I_v и CP_{O_2} . При выделении фосфоритов, в кристаллическую

решетку которых входит фтор (на пример, апатита), используют методику активационного анализа, по которой выделяется и количественно оценивается флюорит.

§ 116. СТРОИТЕЛЬНЫЕ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Строительные материалы. Известняки, глины, гравий, песок, сланцы проявляются по комплексу признаков, указанных в § 85. Поскольку этот вопрос был разобран достаточно подробно, нет оснований вновь к нему возвращаться. В настоящем параграфе рассмотрим только признаки выявления и оценки некоторых нерудных полезных ископаемых, имеющих существенное значение для промышленности. К таким следует отнести асбест, барит, и графит.

Асбест. Поисковыми признаками асбеста являются его высокое -тепловое сопротивление, низкие плотность и прочность. Как следствие этого, при пересечении скважинами линз и жил асбеста они должны отмечаться повышенной интенсивностью рассеянного гамма-излучения, положительными аномалиями теплового ¹ поля, высокими удельными сопротивлениями, повышенным интервальным временем и малой продолжительностью проходки.

Барит. Выделение баритоносных пород представляет относительно несложную задачу. Эти породы проявляются четкими депрессиями на кривых $I_{\gamma \text{Vi}}$ и $I_{\gamma \text{v}}$, ϕ и повышенной интенсивностью характеристического излучения в области энергий $E_{\text{к}} \sim 31,8 — 4-37,3$ кэВ (см. рис. 203). Дополнительным диагностирующим признаком может служить образование радиоактивного изо топа ^{56}Ba ($T_{1/2} = 2,6$ м, $a_{\alpha} = 1,25$ б, $Y_{\text{т}} = 0,66$ МэВ) на быстрых нейтронах и изотопа TeBa ($T_{1/2}=85$ м, $\sigma_{\text{г}}=0,386$, $E_{\text{в}}= 1,43$ МэВ) — на медленных.

Графит. Зоны пересечения скважиной графита четко выделяются на диаграммах низким электрическим сопротивлением, резкими положительными аномалиями потенциалов электродных, собственной и вызванной поляризации, отсутствием аномалий на диаграммах потенциалов гальванических пар, низкой продолжительностью проходки, высокими значениями интервального времени, повышенными интенсивностями $I_{\text{нб}}$ и $I_{\gamma \text{Vi}}$ ϕ и низкими значениями $I_{\text{пт}}$ и $I_{\text{в}}$.

§ 117. ВОДА

Промышленное скопление погребенных вод приурочено к кол лекторам. Как следствие этого, поиски, разведка и выявление в разрезах скважин водоносных горизонтов начинаются с выделения коллекторов по признакам, указанным в § 87. Наибольший интерес представляют поиски промышленных скоплений пресных вод. В терригенном разрезе коллекторы, насыщенные этими водами, при достаточно высокой минерализации глинистого, раствора четко выделяются на диаграммах потенциалов собственной поляризации положительными аномалиями ДС/С11. По амплитудам этих аномалий можно определить минерализацию пластовых вод при условии достаточно высокой минерализации фильтрата глинистого раствора, обеспечивающей минимальное влияние потенциалов течения.

При промышленной оценке водоносных коллекторов в карбонатных отложениях ведущее значение имеют следующие методы: нейтронный, рассеянного гамма-излучения, ультразвуковой и сопротивлений (экранированный зонд во временном варианте). Эти методы позволяют выделить высокопористые разности горных пород, к которым приурочены наибольшие притоки погребенных вод.

Промышленные скопления пресных вод обычно залегают на относительно небольшой глубине, в условиях которой опробование скважин не представляет серьезных затруднений. Выделенные по геофизическим данным интервалы проверяются на при ток методами резистивиметрии и дебитометрии. Дебитометрия позволяет наиболее однозначно установить места притоков вод и их продуктивность.

При поисках и разведках термальных вод основным методом является термометрия. Водоносные горизонты выделяются на термограммах положительными аномалиями температур [37].

Запасы погребенных вод подсчитывают по эффективной мощности и коэффициенту пористости (см. гл. XIV), определенным комплексом геофизических методов. В случае пресных вод при определении k_a наибольшие погрешности возникают при недоучете влияния глинистости.

Глава XIX

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТЕХНИКИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Объем информации, получаемой при современном комплексе геофизических исследований скважин, требует больших затрат труда и времени для ее обработки. Как следствие этого, детальная интерпретация данных исследований часто охватывает только наиболее перспективные участки разрезов скважин. При такой интерпретации возможны пропуски залежей полезных ископаемых.

Для ускорения процесса интерпретации данных геофизических исследований скважин, повышения точности и объективности за счет использования всего комплекса геофизических и геологических данных в настоящее время широко применяют электронно-вычислительную технику [4, 6, 53, 54 и др.].

Аппарат обеспечения работы электронно-вычислительных машин, попутно используемый для сбора и хранения всей геофизической информации по скважинам, позволяет при необходимости с минимальной затратой времени получить эту информацию.

§ 118. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

При интерпретации результатов геофизических исследований скважин с помощью электронно-вычислительных машин решают следующие задачи.

1. Предварительная обработка диаграмм: проверка стандарт-сигнала и нуль-сигнала масштабов регистрации, осуществление единой привязки диаграмм по глубине.

2. Индивидуальная интерпретация диаграмм: определение границ объектов, различающихся по физическим свойствам, введение поправок за влияние скважины, вмещающих пород, скорости регистрации диаграмм и инерционности аппаратуры. Оценка физических свойств пород по алгоритмам, используемым при обычной (неавтоматической) интерпретации.

3. Комплексная интерпретация диаграмм: расчленение разрезов скважин по литологии пройденных пород, выделение и количественная оценка коллекторов, выявление полезных ископаемых и определение их содержания.

4. Ускорение процесса статистической обработки экспериментальных данных (в частности, с целью наиболее обоснованной интерпретации данных наклонометрии и отыскания уравнений регрессии между физическими свойствами пород и геофизическими параметрами, измеряемыми в скважинах).

5. Построение проекций скважин по данным инклинометрических измерений.

6. Решение задач корреляции разрезов скважин, цикличности осадконакопления и другие.

Использование электронно-вычислительной техники при обработке всей геофизической информации по отдельным скважинам называется системой оперативной интерпретации.

В настоящее время в СССР, как и за рубежом, разработано большое число систем оперативной интерпретации, различающихся отдельными элементами, объемом используемой информации, алгоритмами решения задачи. Из этих систем в СССР наиболее известны системы «Каротаж-1», «Ц-2», «ГИК-2», за рубежом — системы «Comlog», «Epilog», «Saraband» и «Coriband».

По характеру комплексной обработки исходного материала системы оперативной интерпретации подразделяются на непрерывную — точечную («ГИК-2», «Coriband») и пластовую («Каротаж», «Ц-2» и др.).

Отличительная особенность первой группы системы заключается в том, что до последнего этапа — комплексной интерпретации расчленения пород по литологии, определение их коэффициента пористости и других количественных характеристик обработку данных всех измерений геофизических параметров осуществляют по отдельным точкам.

Во второй группе систем после выделения объектов, различающихся физическими свойствами, и определения глубин залегания их границ вычисляют оптимальные значения геофизических параметров этих объектов, по которым рассчитывают физические свойства, выдаваемые на печать в виде прямоугольных (ступенчатых) графиков. В дальнейшем эти данные

используют при определении литологии и количественных характеристик пород, о которых говорилось выше. Обе системы имеют свои преимущества и недостатки.

Недостаток систем первой группы — невозможность точного определения физических свойств, а следовательно, невозможность достоверной комплексной интерпретации по геофизическим параметрам, измеренным в точках, расположенных в области перехода от одних пород к другим. Этот недостаток в осадочных породах частично компенсируется природой их образования, для которых обычно характерны постепенные изменения в составе пород при переходе от одной формации к другой.

Преимущество систем второй группы — более точное определение физических свойств породы по оптимальным величинам геофизических параметров. Однако эта группа не лишена недостатка, присущего также способам неавтоматической интерпретации. Физические свойства пород определяются в оптимальной области и распространяются на весь объект, что может привести к ряду погрешностей, как, например, к завышению коэффициента пористости, преуменьшению глинистости и др.

Весь процесс машинной интерпретации результатов геофизических исследований скважин протекает по схеме, приведенной на рис. 205. При этом последовательность обработки материалов-граф может быть либо закрепленным, либо изменяться программистом в зависимости от наличия тех или иных исходных данных.

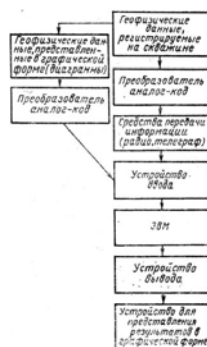


Рис. 205. Блок-схема автоматизации процесса оперативной интерпретации данных геофизических исследований скважин

Как видно из схемы, при регистрации геофизических параметров в скважине в аналоговой форме, а также при повторной переинтерпретации старых материалов необходимо их предварительно преобразовывать в цифровую форму, удобную для ввода в машину (магнитная лента, перфолента, перфокарты). Для этой цели используют специальные полуавтоматические и автоматические преобразователи Ф001, Ф014, «Силуэт» и др.

Цифровая запись выполняется в двоичной системе счисления с числом разрядов до 8 и более. Это дает возможность отсчитать измеряемую величину с необходимой степенью точности. Так, например, восьмиразрядная запись позволяет при числовом значении единицы первого разряда, равном x , получить натуральный ряд значений измеряемого параметра в пределах $x — 255x$. Данные отсчета наносятся с шагом квантования (по изучаемому разрезу скважины) от 5 до 50 см.

Шаг квантования выбирают в зависимости от сложности изучаемого разреза и обеспечения требуемой точности интерпретации. Обычно квантование производится с равномерным шагом. Однако в некоторых системах при оцифровке используют шаг квантования, изменяющийся в зависимости от сложности изучаемых участков разреза.

Для решения задач с помощью машинной интерпретации применяют различные программы, представляющие систему алгоритмов, построенных на основе правил обычной интерпретации результатов геофизических исследований скважин.

Результаты интерпретации выдаются на печать в виде, удобном для использования (таблицы, графики изменения физических свойств пород или определяемых свойств — литологии пород, их пористости, нефтегазонасыщения и др. по разрезу скважины).

Весь процесс оперативной интерпретации результатов геофизических исследований скважин с помощью ЭВМ может быть подразделен на три этапа: 1) предварительную обработку исходных данных; 2) индивидуальную интерпретацию; 3) комплексную интерпретацию.

§ 119. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Предварительная обработка исходных данных является этапом, обеспечивающим максимальное использование всех имеющихся данных с целью повышения качества последующей интерпретации. Этот процесс складывается из следующих операций.

1. Подготовка исходной информации, заключающаяся в просмотре ее с целью дальнейшего подбора геофизических, геологических и других данных, необходимых для решения поставленной задачи (в частности, сведения о результатах исследования керна, опробования коллекторов, об испытании скважин и вероятном положении газожидкостных контактов, техническом состоянии скважины и другие). Эти данные вводятся в информационно-поисковую систему (ИПС) машины на магнитные барабаны (МБ) или ленты (МЛ) (банк данных).

2. Ввод геофизических данных в машину и их редактирование. Редактирование сводится к проверке качества интерпретируемого материала с использованием результатов повторных измерений, проверке стандарт-сигнала и нуль-сигнала, корректировке масштабов, привязке данных различных геофизических исследований скважин по глубине, приведению имеющихся данных к единицам измерений с учетом масштабов регистрации и к переводу при необходимости отредактированных данных во внешние запоминающие устройства — магнитные барабаны и ленты.

§ 120. ИНДИВИДУАЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

При точечной системе интерпретации кривых геофизических параметров после корректировки всех материалов осуществляют переход от геофизических величин ρ_k ($\rho_{эф}$), $U_{сп}$, I_γ , $I_{n\gamma}$ измеряемых в скважинах, к определяющим их физическим свойствам пород ρ_p , $\rho_{пп}$, $\Delta\tau_p$, $\delta_{Ц}$ и др. или к производным геофизическим параметрам $\alpha_{сп}$, ΔJ_γ , $\Delta J_{n\gamma}$ и др., по которым в последующем выполняют комплексную интерпретацию геофизических данных.

При использовании пластовой системы интерпретации ее существенным звеном является выделение объектов, различающихся физическими свойствами, и определение границ их залегания.

Как известно, разрезы скважин обычно представлены совокупностями пород различных мощностей с неодинаковой степенью дифференциации их физических свойств. Поэтому при пластовой машинной интерпретации предварительно устанавливают условия, которым должны удовлетворять объекты, представляющие практический интерес, что математически характеризуется следующими критериями:

$$a_{max} - a_{min} > \kappa; \quad (456)$$

$$\frac{a_{max} - a_{min}}{a_{max}} = \frac{\Delta a}{a_{max}} > k \quad (457)$$

(критерий целесообразности выделения объекта по различию физических свойств его вмещающих пород);

$$z_{a_{max}} - z_{a_{min}} > \eta \quad (458)$$

(критерий целесообразности выделения объекта по его мощности). В последних формулах α_{max} и α_{min} — максимальное и минимальное значения изучаемого параметра в рассматриваемой области $Z_{a_{max}}$, $Z_{a_{min}}$ — глубины залегания соответствующих точек.

В тех случаях, когда изучаемые породы представлены пачкой идентичных прослоев, различающихся физическими свойствами, критерием "выделения из такой пачки отдельных прослоев являются результаты сопоставления ее коэффициента кажущейся макроанизотропии

$$\lambda_{k, H}^2 = \frac{\rho_k}{\rho_T} = \rho_k \sigma_T = \left(\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{H} \rho_{k,i} \right) \left(\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{H} \frac{1}{\rho_{k,i}} \right) \quad (459)$$

с заранее принятой предельной величиной $\lambda_{k, гр}^2$ (здесь $\rho_{k, i}$ — экстремальные значения ρ_k в пропластках, слагающих пачку; $H = \sum_i h_i$). В дальнейшем для количественного изучения используются только те пропластки, для которых $\lambda_{k, H}^2 > \lambda_{k, пр}^2$. При $\lambda_{k, H}^2 < \lambda_{k, пр}^2$ ($\lambda_{k, пр}^2$ — кажущееся предельное значение) вся пачка рассматривается как объект, для которого среднее значение ρ_k находится в соответствии с его продольным сопротивлением ρ_p .

Для определения точного положения границ по симметричным кривым (кривые $U_{сп}$, $\rho_{эф}$, $\Delta\tau$ и др.) машина, считывая последовательно значения изучаемого параметра a_j^i (j — регистрируемый параметр $U_{сп}$, I_γ , $I_{n\gamma}$, ρ_k , $\rho_{эф}$ и др.), вычисляет разности $\Delta a_j^i = a_{i+1}^j - a_i^j$. Далее в области монотонного изменения (возрастания или убывания) Δa_j^i определяется глубина точки, в которой Δa_j^i максимально. Затем то же осуществляется в области монотонного изменения Δa_j^i противоположного знака

(убывания или возрастания); устанавливается и выдается на печать глубина залегания следующей точки $|\Delta a|_{j \max}^i$. Разностью глубин указанных точек определяется кажущаяся мощность пласта.

После определения границ непрерывные диаграммы в пределах выделенного объекта переводятся в ступенчатую (прямоугольную) форму с ординатами, соответствующими оптимальным значениям изучаемого параметра с использованием алгоритмов, основанных на правилах решения этой задачи, изложенных в первой части курса.

Физическое свойство породы определяется по установленному ранее существенному (оптимальному) значению изучаемого параметра по алгоритмам, построенным на правилах решения данной задачи, изложенных в первой части курса. Так, например, при определении электрического удельного сопротивления $\rho_{п}$ ($\rho_{зп}$) в память машины предварительно вводятся теоретические значения кажущегося и эффективного сопротивления, измеренные с зондами различного типа и размера. При интерпретации кривых бокового электрического зондирования в память машины вводятся матрицы, состоящие из последовательности теоретических векторов зондирования:

$$\begin{matrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1i} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2i} & \dots & a_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{j1} & a_{j2} & \dots & a_{ji} & \dots & a_{jn} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m1} & a_{m2} & \dots & a_{mi} & \dots & a_{mn} \end{matrix} \quad (460)$$

здесь $a_{ij} = \ln(\rho_{к}/\rho_{р})_{ij}$; j — определяет порядковый размер используемого зонда, выраженный в единицах диаметра скважины (L/d_c); m — общее число зондов (отношений L/d_c , заложенных в память машины); i — шифр палеточной кривой — искомые значения $\rho_{к}/\rho_{р}$; n — общее число теоретических кривых, образующих матрицу. Шифром матриц являются модули $\rho_{зп}/\rho_{р} > D/d_c$. В машину вводится вектор интерпретируемой кривой зондирования — последовательность соотношений $\ln(\rho_{к}/\rho_{р})$ для используемых L/d_c . Критерием решения задачи является минимум среднеквадратичного расхождения между логарифмами ординат интерпретируемой и теоретической двухслойных кривых

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^m \left[\ln \left(\frac{\rho_{к}}{\rho_{р}} \right)_{\text{мт}} - \ln \left(\frac{\rho_{к}}{\rho_{р}} \right)_{\text{теор}} \right]^2$$

При работе с палетками U-эквивалентных кривых аналогичным способом находят параметр U-эквивалентности.

При определении электрического удельного сопротивления по данным индивидуальных кривых $\rho_{к}$ и $\rho_{эф}$, зарегистрированных с зондами различных типов, предварительно в значения $\rho_{к}$ ($\rho_{эф}$) вводят поправки за ограниченную мощность пласта и сопротивление вмещающих пород и по исправленным значениям в дальнейшем вычисляют искомые параметры $\rho_{л}$, $\rho_{пп}$ или $\rho_{зи}$.

При автоматической интерпретации кривых потенциалов собственной поляризации с помощью машины вводят поправки в $\Delta U_{сп}$ за различие удельных сопротивлений $\rho_{л}$, $\rho_{зп}$, $\rho_{р}$, $\rho_{вм}$ и ограниченную мощность пласта. Возможен также вывод разности $\Delta A_{да} = A_{да, п} - A_{да, вм}$, пропорциональной $\Delta U_{сп}$.

Интерпретируя данные гамма-метода, в память машины вводят сведения о гамма-активности глинистого раствора, диаметре скважины, толщине глинистой корки, мощности пласта, произведения $\nu\tau$, плотности пород и результаты эталонирования гамма-радиометра. В результате обработки на выходе получают значения искомой гамма-активности горных пород в пределах пластов, отмечаемых на диаграммах определенным уровнем интенсивности естественного гамма-излучения.

При интерпретации нейтронных методов по значениям $h_{гк}$ и данным о водородосодержании глинистого раствора машина вносит соответствующие поправки в $I_{п\gamma}$, $I_{п, т}$ и $I_{п, н}$ и рассчитывает исправленные значения $I_{п\gamma}(I_{п, т})$, выраженные в единицах разностного параметра, в вероятностных единицах или в величинах коэффициента $k_{п, н}$ нейтронной пористости.

§ 121. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

При комплексной интерпретации результатов геофизических исследований скважин электронно-вычислительные машины используют для расчленения разрезов скважин по их литологии, выделения нефтегазоносных коллекторов и оценки коэффициентов их пористости, глинистости и нефтегазонасыщения, выделения ископаемых углей и оценки их зольности, выявления рудных ископаемых.

Литологическое расчленение разрезов скважин выполняют приближенно способом градаций и более точно — решением уравнений петрофизических связей (284) и (285).

В способе градаций разрез скважины расчленяют по комплексу значений физических свойств исследуемых пород или, что менее точно, по комплексу числовых значений измеряемых в скважине геофизических параметров. Эти данные либо вводятся в машину на основании обобщения всех имеющихся петрофизических определений с учетом вероятного влияния на физические свойства пород термобарической обстановки, в которой находится изучаемая порода в условиях ее естественного залегания, либо выдаются как результат предшествовавшего этапа индивидуальной интерпретации. Каждому из физических свойств или геофизических параметров отводится несколько разрядов двоичного кода, соответственно которым тот или иной физический параметр или свойство могут быть изучены по ряду диапазонов — градаций. Таким образом, при изучении литологического разреза скважины каждый из обрабатываемых параметров X разбивается на классы с граничными значениями $A_{x,i}$ (x — порядковый номер параметра, i — номер границы). В программе «Каротаж» две границы выделяют три градации, которые кодированы: малые значения X — 00, средние значения X — 01, большие значения X — 10.

Граничные значения $A_{x,ii}$ предварительно устанавливают, исходя из дифференцированности изучаемого параметра и его роли в определении литологии. Например для ρ_k (порядковый номер параметра «3»), зарегистрированного стандартным зондом, Н. Н. Сахранов рекомендует $A_{3,1} = (1,2 + 1,5\rho_{гп})$ Ом*м и $A_{3*3} = (150 - 1200)$ Ом*м (в зависимости от значений $\rho_{вм}$ и $\rho_{в}$ [54]). Однако для интерпретации кривых сопротивлений, учитывая огромные пределы изменения этого параметра, целесообразнее выделять три разряда.

При использовании двухразрядного кода интервал возможного изменения $A_{да}$ (ΔU_{cu}) может быть разделен на следующие диапазоны: $A_{да} < 10$ мВ ($\Delta U_{cu} > 0,8\Delta U_{cu, max}$) — код 00 — чистые и слабоглинистые породы; $A_{да} = 10-30$ мВ [$\Delta U_{cu} = (0,5 - 0,8) \Delta U_{cu, max}$] — код 01 — глинистые песчано-алевритовые и карбонатные породы; $A_{да} = 30-50$ мВ [$\Delta U_{cu} = (0,2 - 0,5) \Delta U_{cu, max}$] — код 10 — сильно глинистые песчано-алевролитовые и карбонатные породы; $A_{да} > 50$ мВ ($\Delta U_{cu} < 0,2\Delta U_{cu, max}$) — код 11 — глины, плотные мергели.

Для кавернограмм два разряда могут включать следующие диапазоны изменения d_c и соответствующие им коды: $d_c < d_n \pm \delta_d - 00$; $d_c = d_n \pm \delta_d - 01$; $d_c = (1 - 1,5) d_n \pm \delta_d - 10$ и $d_c > 1,5d_n - 11$ (δ_d — погрешность в определении d_c).

В способе решения петрофизических уравнений вычислительная машина, откорректировав значения $k_{п,п}$, δ_p , $\Delta\tau$, $\rho_{п}$, $\rho_{пп}$ и др. за влияние условий измерений в скважине, в зависимости от числа использованных методов осуществляет частичное или полное решение системы следующих уравнений:

$$\left. \begin{aligned} k_{гп} &= \frac{I_{гп,з} - I_{гп,гп=0}}{I_{гп,гп=1} - I_{гп,гп=0}}; \\ k_n &= \frac{1}{k_n} \left(\frac{\rho_n}{\rho_n} \right)^{1/n}; \\ k_{гп} &= \left(\frac{\rho_{гп}\rho_n}{\rho_{п}\rho_n} \right)^{1/8} \text{ (формула Пуупона);} \\ k_{сн} + k_{гп} + k_n &= 1; \\ k_{сн} &= \sum_i k_{сн,i}; \\ k_n + k_n + k_n &= 1; \\ \delta_p &\approx \frac{k_{п,n}}{k_n}. \end{aligned} \right\} \text{или} \quad (461)$$

$$\left. \begin{aligned} k_{п,n} &= k_{п,n}H_n + k_{п,n}H_n + k_{п,n}H_n + \omega_{гп}k_{гп} + \sum_i a_{п,i}k_{п,i}; \\ \delta_p &= \delta_{сн}k_{сн} + \delta_p k_{п,n} + \delta_p k_{п,n} + \delta_p k_{п,n} + \delta_{гп}k_{гп}; \\ \delta_{сн}k_{сн} &= \sum_i \delta_{сн,i}k_{сн,i}; \\ \Delta\tau_n &= \Delta\tau_{сн}k_{сн} + \Delta\tau_{гп}k_{гп} + \Delta\tau_p k_n (k_n + k_n) + \Delta\tau_p k_{п,n}; \\ A_{п,n} &= A_{п,n}k_{сн} + A_{п,n}k_{гп} + A_{п,n}k_{п,n} + A_{п,n}k_{п,n} + \\ &+ A_{п,n}k_{п,n} + A_{п,n}k_{п,n} \end{aligned} \right\}$$

Решение системы уравнений (461) дает возможность:

- 1) устанавливать вероятное нефтегазонасыщение коллекторов, определять $k_{п}$, $k_{гп}$, k_n и $k_{г}$;
- 2) в случае сложного минерального состава скелета коллектора и достаточного числа уравнений выделять основные его компоненты — кальцит, доломит, ангидрит, гипс, кварц с учетом характерных значений δ , $\Delta\tau$ и $A_{п,п}$ для этих минералов;
- 3) по сопоставлению $k_{в}$ с $k_{в,пп}$ устанавливать наличие неизвлекаемых углеводородов и тем самым уточнять коэффициент вытеснения $\beta_{в}$.

Результаты комплексной обработки данных геофизических исследований скважин электронно-вычислительные машины выдают на печать в цифровой или графической форме (рис. 206).

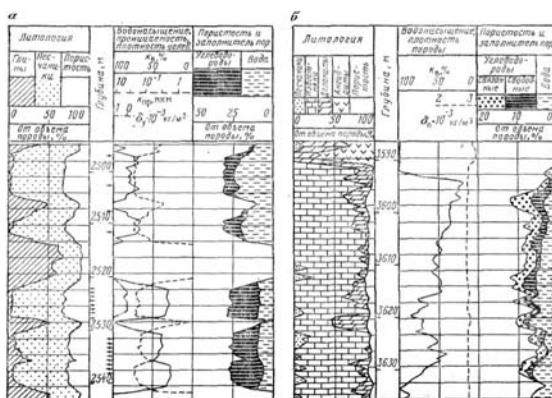


Рис. 206. Примеры графического изображения результатов непрерывной комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин на ЭВМ (по Дрессер Атласу). а — песчаный разрез; б — карбонатный разрез

Точность изучения литологии горных пород, выделения полезных ископаемых и количественной их оценки с помощью электронно-вычислительных машин определяется комплексностью геофизических исследований скважин и, главное, состоянием петро-физической изученности горных пород и полезных ископаемых в исследуемом районе. Отсутствие последней является основной причиной низкой точности машинной интерпретации геофизических данных.

Использование электронно-вычислительных машин имеет большое значение при анализе различных методик интерпретации и выборе из них наиболее обоснованной. Это особенно важно в случае глинистых коллекторов, для которых в зависимости от принятой модели распределения глинистых частиц и их влияния на электрические и другие физические свойства горных пород могут быть получены различные связи между электрическими свойствами и коэффициентами пористости и нефтегазонасыщения [4, 11, 44].

При изучении разрезов угольных скважин электронно-вычислительные машины используют для отбивки границ пород, слагающих разрез скважины, определения их литологии, выделения угольных пластов, определения их мощности, строения и зольности. При изучении разрезов рудных скважин электронно-вычислительную технику начинают применять с целью выделения и промышленной оценки этих ископаемых.

§ 122. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭВМ ПРИ РЕГРЕССИОННОМ АНАЛИЗЕ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Наряду с индивидуальной и комплексной обработкой результатов геофизических исследований скважин электронно-вычислительные машины широко применяют при статистической обработке геофизических и, в частности, петрографических материалов с целью получения многомерных связей между измеряемыми в скважинах геофизическими параметрами или определенными по ним физическими свойствами пород и искомыми величинами (например, коэффициентами пористости, глинистости, проницаемости, зольностью и др.) вида $k_p = f(\rho_p/\rho_v, \rho_{пп}/\rho_f, \alpha_{сп}, \Delta I_\gamma, \Delta I_{п,\gamma}, \Delta \tau_p)$; $k_p = f(P_n, (k_v), \alpha_{сп}, \Delta I_\gamma, \Delta I_{п,\gamma}, \Delta \tau_p)$ и др. Использование многомерных связей при достаточной их обоснованности в ряде случаев позволяет уточнить интерпретацию как при машинной, так и при неавтоматической обработке результатов геофизических исследований скважин.

Электронно-вычислительную технику широко используют при обработке инклинограмм с целью построения проекций ствола скважины на любую плоскость и при статистической обработке данных накломера с выдачей наиболее вероятных значений азимута и угла падения пород, пересеченных скважиной.

Одно из новых направлений — использование ЭВМ при обобщающей интерпретации результатов геофизических исследований скважин с целью получения наиболее объективной корреляции их разрезов (см. § 125) и изучения цикличности осадконакопления методами гармонического анализа (см. § 133).

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ОБОБЩАЮЩАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

Глава XX

НОРМАЛЬНЫЕ И СВОДНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН

Для полноценного использования данных геофизических исследований скважин при изучении месторождений полезных ископаемых необходимо увязывать эти данные с геологией изучаемого разреза. Исходным документом такой увязки является сводный геолого-геофизический разрез — комплекс наиболее характерных диаграмм геофизических параметров, сопоставленный со стратиграфией и литологией изучаемых отложений в их последовательном залегании. Отсутствие геолого-геофизического разреза затрудняет, а иногда и вовсе исключает изучение строения месторождений полезных ископаемых по данным геофизических исследований скважин.

Сводный геолого-геофизический разрез, составленный по средним истинным мощностям пластов, горизонтов и свит в их нормальном залегании, называется нормальным геолого-геофизическим разрезом (рис. 207).

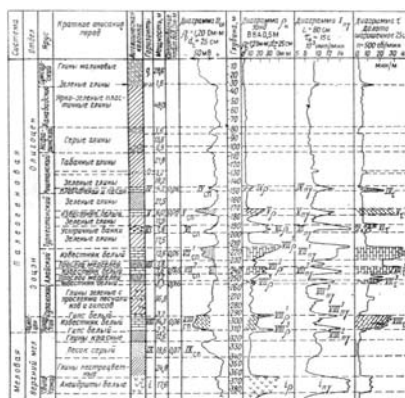


Рис. 207. Нормальный геолого-геофизический разрез

Разрез отдельных участков месторождений может в значительной степени изменяться в связи с особенностями строения, типичными для данных участков: трансгрессивным несогласием; наличием дизъюнктивных нарушений; резким изменением степени цементации пород; нефтенасыщением и газонасыщением коллекторов и т. п. Указанные причины могут настолько преобразовать геофизические параметры, что их сопоставление с нормальным геофизическим разрезом становится крайне трудным, а иногда и невозможным несмотря на то, что полученные кривые будут типичными для данного участка. Для таких площадей составляются свои сводные разрезы, которые включают только те отложения, которые вскрываются скважинами, расположенными на данном участке площади, в последовательности их залегания.

§ 123. СОСТАВЛЕНИЕ НОРМАЛЬНЫХ И СВОДНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Нормальные геолого-геофизические разрезы по месторождению составляют по истинным мощностям в «нормальной» по возрасту последовательности.

Для построения нормального разреза из имеющегося графического материала по отдельным скважинам выбирают диаграммы стандартных методов, наиболее полно характеризующие геологический разрез месторождения. На отобранных диаграммах выделяют отдельные стратиграфические комплексы. При этом исходят из наиболее мелких элементов разреза, суммируя которые, приходят к более крупным геологическим подразделениям.

Если скважина, диаграммный материал которой используют для составления нормального разреза, искривлена под углом β к вертикали в азимуте φ и проходит отложения, падающие под углом α в азимуте θ , истинные мощности пород подсчитывают по значениям видимых мощностей по формуле (288) или с помощью специальных номограмм [2].

При составлении сводного разреза для участка месторождения, в пределах которого угол падения пород достаточно постоянен, средние мощности не приводят к нормальным и вносят только поправку за искривление скважины. Сводные разрезы, составленные по видимым мощностям при постоянном угле падения пластов, более удобны для сопоставления с ними диаграмм по скважинам данного участка, чем нормальные геофизические разрезы.

Результаты подсчета средних мощностей вносят в таблицу, содержащую следующие данные: возраст и наименование геологических подразделений, наименование отдельных горизонтов, их видимую мощность по геофизическим данным и рассчитанные значения истинных мощностей (или видимых при постоянном угле падения пород). По данным наиболее вероятных значений средних мощностей выделенных геологических подразделений составляют литологическую колонку, рядом с которой вычерчивают характерные диаграммы различных геофизических параметров, наиболее четко и точно фиксирующие все особенности разреза (см. рис. 207). В связи с неравенством подсчитанных истинных и видимых мощностей пластов при составлении диаграмм для нормального разреза приходится сокращать отдельные отрезки кривых, обычно относящихся к наиболее однородным участкам разреза.

При составлении нормальных диаграмм различных геофизических параметров придерживаются следующих правил.

1. Для нормальных диаграмм кажущегося сопротивления и потенциалов собственной поляризации используют кривые, зарегистрированные в скважинах, заполненных глинистыми растворами наиболее часто встречающегося (нормального для данного района) удельного сопротивления. Для нефтеносных коллекторов на диаграммы ρ_k наносят две предельные кривые, соответствующие продуктивному и непродуктивному состоянию коллектора. Площадь, ограниченную этими кривыми, заштриховывают. В заголовке нормальной диаграммы указывают тип и размер зонда, диаметр d_c и удельное сопротивление ρ_b , а у нормальной диаграммы — $U_{сп}$, полярность диаграммы и значение ρ_p .

2. Нормальные диаграммы гамма-метода и нейтронных методов составляют по кривым, зарегистрированным в необсаженных скважинах однотипной аппаратурой. В заголовке диаграммы I_γ , записанных в гаммах, указывают диаметр скважины d_c , тип прибора, тип и число индикатора, постоянную времени τ_γ , скорость регистрации, радиоактивность $k_{\gamma, p}$ ($q_{\gamma, p}$) глинистого раствора, уровень фона. В заголовке диаграмм I_n , $I_{n\gamma}$ вычерченных в единицах условных, двойного разностного параметра или в нормализованных, записывают тип прибора (тип и число индикаторов), интенсивность источника значения d_c , τ_γ , v и уровень фона. На диаграмме отмечают интенсивности излучений, соответствующие опорным пластам разреза.

3. Нормальные диаграммы интервального времени Δt_n и коэффициента затухания упругих волн составляют по кривым, зарегистрированным однотипной аппаратурой. В заголовке указывают тип аппаратуры, размер зонда, мощность излучателя, частоту излучения и подачи импульсов, значение d_c .

4. В заголовке нормальной термограммы t (или Δt) отмечают диаметр скважины d_c , вязкость и термические свойства глинистого раствора, скорость регистрации и температурную инерцию τ_t термометра. На термограмму наносят точку A равенства температур t_p и t_n .

5. Для нормальной диаграммы $\tau_{пр}$ используют кривые, зарегистрированные при наиболее часто применяемых типах и размерах долот, постоянных нагрузках на долото и частотах вращения. В заголовке диаграммы записывают тип и диаметр долота, нормальные нагрузки P и частоту вращения долота, для которых составлена диаграмма $\tau_{пр}$.

На всех кривых должны быть даны масштабы их регистрации.

Кроме перечисленных диаграмм, на нормальном разрезе приводятся следующие геологические данные (см. рис. 207); система, отдел, ярус, краткое описание пород с указанием руководящей фауны, диалогическая колонка с приведенными в ней данными о наличии полезных ископаемых, горизонты, пласты (указываются их номерные и литерные обозначения), мощности объектов, сопротивление и радиоактивность пластовых вод.

На нормальных разрезах по месторождениям с моноклиналильным залеганием пород, кроме того, указываются углы падения, для которых составлен разрез.

§ 124. ВЫБОР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РЕПЕРОВ

Корреляция разрезов скважин по геофизическим данным требует предварительного выделения реперов. Так называются участки на диаграммах геофизических параметров выдержанной конфигурации, приуроченные к определенным геологическим подразделениям. Реперы позволяют привязывать геофизические данные к стратиграфическому разрезу скважины.

В районах, сложенных терригенными отложениями, наилучшими реперами являются:

- 1) регионально выдержанные пласты плотных песчаников, известняков и мергелей, отмечаемые максимумами на диаграммах ρ_k , $\rho_{эф}$, $I_{пу}$ и $\tau_{пр}$ и минимумами на диаграммах Δt ;
- 2) мощные пласты однородных глин, отмечаемые низкими и достаточно постоянными сопротивлениями, стабильной продолжительностью проходки, повышенными значениями d_c и I_γ , минимумами $U_{вп}$ и $I_{лв}$ и (при залегании их в толще песчаных отложений) положительными аномалиями $\Delta U_{сп}$ ($\rho_\phi > \rho_v$);
- 3) мощные песчаные пласты, обычно хорошо прослеживающиеся на диаграммах $U_{сп}$, I_γ и Δt .

В разрезах скважин, сложенных карбонатными и гидрохимическими породами, к наилучшим реперам относятся:

- 1) плотные известняки, ангидриты и гипсы, резко отличающиеся по физическим свойствам от вмещающих их пород;
- 2) пласты и пачки песчано-глинистых пород и мергелей низкого сопротивления и повышенной гамма-активности, залегающие среди плотных карбонатных пород.

В некоторых случаях геофизическими реперами служат границы перехода от одних отложений к другим, отмечаемые характерными геофизическими аномалиями. Примером такого репера является аномалия $U_{сп}$ на контакте малиновых и зеленых глин олигоцена — региональный геофизический репер месторождений Ферганской нефтеносной области.

Выделенные реперы паспортятся: каждому из них присваивается буквенное обозначение, соответствующее символическим наименованиям стратиграфических подразделений разреза к которым относится репер, либо буквенный или цифровой символ, принятый в районе, для которого составляется разрез (подробнее см.[2])

§ 125. СОСТАВЛЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СХЕМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ

Корреляционные схемы составляют с целью выяснения характера изменения мощностей и литологии отложений, слагающих разрез изучаемой площади.

При составлении корреляционной схемы диаграммы геофизических параметров привязывают по глубинам к одному из наиболее выдержанных реперов (к его кровле или подошве). Относительно этой границы в дальнейшем изучают характер изменения литологии и мощностей пород, слагающих разрез в следующем порядке: сначала выделяют на диаграммах основные реперы и соединяют их подошву и кровлю корреляционными линиями. Затем проводят ту же операцию с второстепенными часто локально выделенными реперами.

В зависимости от геологической задачи, стоящей перед исследователем, диаграммы скважин, наносимых на корреляционную схему, следует располагать вдоль заданных направлений (профи лей), чаще всего ориентированных вдоль наибольших изменений литологии и мощностей изучаемого разреза (или по гипсометрии) отличие от корреляционных схем геофизические профили (разрезы) составляют вдоль направлений, обычно ориентированных вкрест и реже вдоль главных элементов (осей, крыльев) изучаемых структур. Если некоторые из скважин не попадают точно на линию продолжения профиля, их смещают на эту линию по простирацию пород. Обязательное условие такого смещения— отсутствие дизъюнктивных нарушений между переносимой скважиной и разрезом.

При использовании диаграммного материала по искривленным скважинам разрез составляют по проекциям стволов скважин на его направление. Такая проекция может быть получена по специальной программе с помощью электронно-вычислительной машины или построена графически.

В тех случаях, когда по скважинам, использованным для составления корреляционных схем и особенно для построения геофизических профилей (разрезов), имеются данные пластовой наклонотрии (см. § 126), учет этих данных обязателен.

Изменение мощностей отдельных свит, исчезновение некоторых реперов, их повторение или замещение другими обычно указывают на наличие дизъюнктивных нарушений, поверхностей эрозии и трансгрессивных несогласий, существование которых корректируется данными пластовой наклонотрии (см. § 126)

Поверхность эрозии отмечается резкими изменениями мощностей эродированной свиты с замещением размытых отложений другими, часто хорошо коррелируемыми и не встречающимися в разрезах скважин, расположенных вне поля эрозии (рис. 208).

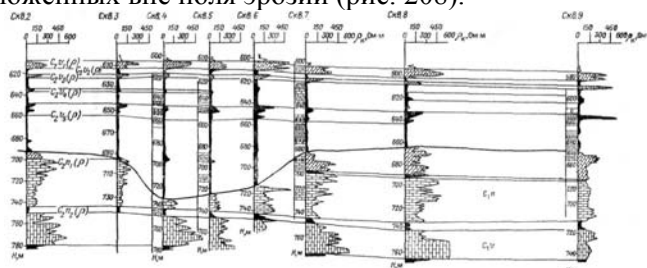


Рис. 208. Пример корреляции, установившей эрозию кровли намюрского яруса.
Различной штриховкой обозначены разные реперы

На трансгрессивное залегание указывают постепенное выпадение реперов и перекрытие поверхности размыта другими отложениями с иной физической характеристикой, нередко залегающими под другим углом падения и четко просматриваемым на наклонограммах (рис. 209, з).

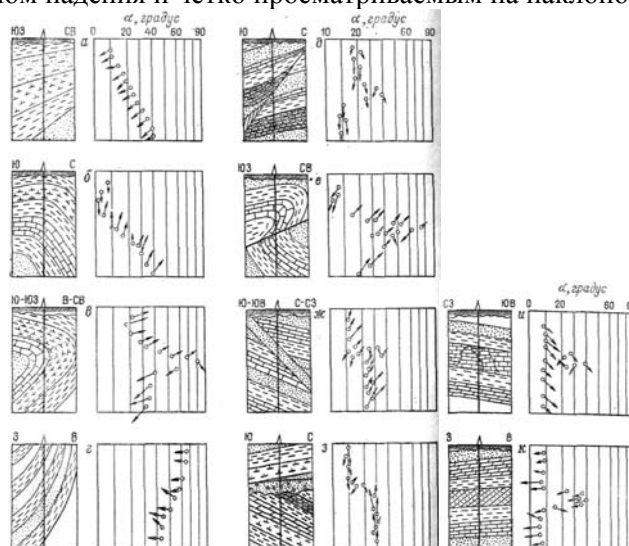


Рис. 209. Типичные модели строения разрезов скважин и их характеристики по данным пластовой наклонотрии при пересечении скважинами следующих структур.

а — крыла складки с четко выраженным угловым несогласием; *б* — участка перехода из сводовой в крыльевую часть структуры; *в* — лежачей складки; *г* — диапировой складки; *д* — сброса с зоной изменения углов падения пород вблизи плоскости сбрасывателя; *е* — ядвиги структуры; *ж* — сброса при наличии зоны перемятых пород; *з* — зоны перерыва в условиях трансгрессивного несогласия; *и* — пласта с неявно выраженными элементами залегания; *к* — пласта с четкой косою слоистостью. Стрелками обозначены векторы падения пород.

Дизъюнктивные нарушения устанавливают по местным изменениям мощностей отдельных свит и повторению (при взбросах) или выпадению (при сбросах) реперов. Местоположение сброса определяют по характеру изменения нормальной последовательности реперов. Непосредственно определить плоскость сбрасывателя по геофизическим данным можно в тех случаях, когда сбросу сопутствует разрушенная зона, резко изменяющая физические свойства пород, в частности, способствующая их обрушению в процессе бурения (фиксируется на кавернограммах), или когда близ сброса наблюдается изменение направления и угла падения пластов. В этих условиях пересечение скважиной плоскости сбрасывателя устанавливают по наклонограмме (рис. 209, *д*, *е*, *ж*).

Угол α падения пород, угол ϕ падения плоскости сброса и его амплитуда a определяются по формулам

$$\alpha = \operatorname{arctg} \frac{\Delta H L}{\cos \varepsilon}, \quad (462)$$

$$\psi = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{tg} \psi'}{\sin \xi}, \quad (463)$$

$$\alpha = \frac{h_c \cos \alpha}{\sin (\psi \pm \alpha)}, \quad (464)$$

где ΔH — разность в высотных отметках реперов; L — расстояние между скважинами, по которым эта разность определялась; ε — угол между линией, соединяющей скважины, и направлением падения пород; ψ' — видимый угол падения плоскости сброса; ξ — угол между линией, соединяющей скважины, по которым определялся угол φ , и направлением простирания сброса; h_c — мощность пород, на которую сокращен (при сбросе) или увеличен (при взбросе) разрез вертикальной скважины.

При корреляции скважин, расположенных на продуктивных участках нефтяных месторождений, по диаграммам ρ_k иногда сопоставляют пласты в их нефтенасыщенной и водонасыщенной частях (корреляция по максимумам и минимумам ρ_k). Это допускается в тех случаях, когда коррелируемый продуктивный пласт: а) находится между двумя другими, четко прослеживающимися реперами; б) залегает в однородной толще пород при заведомом отсутствии дизъюнктивных нарушений, и подобная корреляция является наиболее вероятной из всех возможных [2]; в) сопоставляется по диаграммам других геофизических методов исследования скважин.

Корреляция по максимумам и минимумам ρ_k кажущегося сопротивления позволяет выявить пропущенные нефтеносные или газоносные пласты. Закономерное увеличение удельных сопротивлений коллекторов по восстанию нередко является надежным признаком, устанавливающим вероятную нефтеносность коллектора в скважинах, где он отмечается более высоким сопротивлением.

Для повышения точности корреляции и исключения субъективных ошибок в настоящее время применяют аппарат вычислительной техники, использование которой особенно целесообразно при затрудненном визуальном выделении надежных реперов для корреляции.

§ 126. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПЛАСТОВОГО НАКЛОНОМЕРА

Результаты измерения пластовым наклономером углов и азимутов падения пород, пересеченных скважиной, после статистической их обработки представляют в виде дискретных диаграмм векторов падения. Эти диаграммы дают возможность установить угол и азимут падения осадочных формаций, выявить наличие несогласия в изучаемых отложениях, определить места пересечения скважиной дизъюнктивных нарушений и сопутствующих им зон перемятых пород, установить косую слоистость.

Наклонограмма-диаграмма векторов падения представляет собой ленту, на которой в обычно используемом масштабе глубин регистрации стандартных диаграмм геофизических исследований скважин или в более мелком наносят точки, в которых на основании статистической обработки результатов измерений были определены угол α и азимут θ падения пород. Расстояния точек от нулевой линии наклонограммы пропорциональны углу α (см. рис. 209). От каждой точки проводят вектор падения в виде стрелки или отрезка прямой под азимутом к линии, параллельной оси глубин — линии меридиана.

Так как диапазон изменения угла α достаточно велик, масштаб шкалы берут логарифмическим либо (что чаще) ступенчато линейным: двух ($0-30$ и $30-90^\circ$) или трех ($0-20$; $20-60$ и $60-90^\circ$) масштабов. В случае трех масштабов их соотношение должно быть $0,67$; 1 ; $1,33$.

Геологическая интерпретация наклонограмм требует от интерпретатора развитого пространственного представления, хорошего знания элементов геометрии и устойчивости различных типов горных пород в процессе бурения. Вследствие разрушения пород долотом на наклонограммах могут наблюдаться единичные векторы, направления и углы падения которых не будут соответствовать основной массе определений.

При интерпретации наклонограмм одновременно используют данные методов электрического сопротивления (данные экранированных зондов, потенциалы собственной поляризации) и навечно метрии, наиболее полно характеризующие литологию и поведение пород в процессе бурения скважин. Так, например, резкие изменения угла α и азимута θ , наблюдающиеся при пересечении скважиной пород очень высокого сопротивления, в частности, карбонатов, могут указывать на наличие переменной трещиноватости по азимутам θ и углам β .

В глинистых пластах с тонкими карбонатными или песчаными прослоями ориентация падения последних наиболее устойчива, и определение элементов залегания пород по данным наклонотрии наиболее достоверно.

Встречающиеся на практике случаи изменения углов и азимутов падения пород вследствие специфических особенностей строения геологических структур группируются в модели, число которых достигает нескольких десятков. Эти модели являются исходными при определении характера и элементов залегания пород по данным наклонотрии.

На рис. 209 приведены наиболее типичные модели и характерные для них распределения векторов падения.

Структуры с пликативными элементами залегания. 1. Пересечение крыла складки с постоянными или изменяющимися (рис. 209, а) углами падения, в частности, складки диапирового строения (рис. 209, з).

2. Переход скважины из сводовой в крыльевую часть структуры (рис. 209, б), пересечение опрокинутой складки (рис. 209, в).

Структуры с дизъюнктивными элементами залегания. 1. Пересечение сброса с изменением угла падения, в частности, близ плоскости сбрасывателя (рис. 209, д). Аналогичная характеристика векторов падения может наблюдаться при пересечении поверхности трансгрессивного несогласия (рис. 209, з).

2. Пересечение надвига (рис. 209, е) и сброса с наличием зоны перемятых пород (рис. 209, ж). Аналогичная характеристика может наблюдаться при пересечении поверхности трансгрессивного несогласия с базисным горизонтом, представленным осадочной недислоцированной породой (брекчией, грубообломочными карбонатами, песчаниками).

Внутриформационные особенности строения пород. 1. Пересечение пластов (обычно карбонатных) с явно выраженной трещиноватостью (рис. 209, и). 2. Пересечение пород с четкой косою слоистостью (рис. 209, к).

Вследствие частого нарушения элементов залегания пород близ стенок скважины на этих участках могут наблюдаться резкие изменения углов и азимутов, определенных наклонотрием. В этих условиях при окончательной интерпретации данных наклонотрии используют статистические приемы обработки, в частности, приемы определения наиболее вероятных значений угла и азимута залегания с помощью стереограммы, розы азимутальных частот и стереосети с прозрачной накладной пластиной.

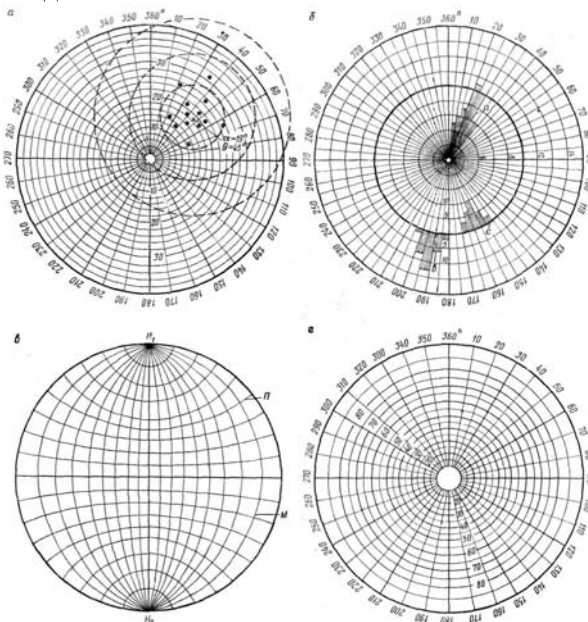


Рис. 210. Вспомогательные бланки, используемые при обработке результатов измерений пластовым наклонотрием.

а — бланк для определения вероятного угла и азимута падения пород; б — роза азимутальных частот; в — стереосеть; г — накладная пластина к стереосети

Сtereoграмма представляет собой бланк бумаги с проведенной на нем азимутальной градусной сеткой и сеткой концентрических окружностей — углов падения. На стереограмму наносят

точки неоднозначно определяемых элементов залегания (рис. 210, *a*). Далее на стереограмму накладывают прозрачный бланк с нанесенными на нем концентрическими окружностями (см. рис. 210, *a*; бланк и окружности показаны пунктиром). Передвигая бланк относительно стереограммы, находят точку, при совмещении с которой центра бланка все точки измерений θ и α располагаются относительно его центра наиболее равномерно. Положение центра бланка на градусной сетке стереограммы определяет наиболее вероятные значения угла α и азимута θ падения пород (рис. 210, *a*, $\alpha = 19^\circ$ и $\theta = 45^\circ$).

Роза азимутальных частот (рис. 210, *б*) представляет собой сетку, аналогичную сетке стереограммы, на которой в пределах каждых 10° измеренных азимутов вычерчиваются секторы α , радиусы которых пропорциональны числу определений n , приходящихся на этот сектор. Азимутальные частоты могут быть также отложены не из центра, а от одной из окружностей (*b* и *c*). Роза азимутальных частот позволяет уточнить вероятное значение азимута в тех случаях, когда отдельные измерения θ существенно различны и для уточнения не используется электронно-вычислительная техника.

Стереосеть (рис. 210, *в*) представляет собой круг, в пределах которого нанесена ортогональная сетка криволинейных координат — параллелей P с полюсами H_1H_2 и меридианов M . Обе системы представляют собой следы точек пересечения плоскости, разделяющей сферу на две полусферы, прямой, проведенной из точки надира к сетке параллелей и меридианов, нанесенной в верхнем полушарии. К стереосети прилагаются накладная прозрачная пластина с азимутальной и полярной сетками (рис. 210, *г*), которые представляют собой следы точек пересечения экваториальной плоскостью сферы радиусов, проведенных из точки надира к параллелям и меридианам верхнего полушария.

Стереосеть с пластиной служит для расчета разности углов с целью определения относительного положения одной системы элементов залегания относительно второй (например, плоскости сброса относительно плоскости падения или двух плоскостей падения при трансгрессивном залегании).

Глава XXI

ПОСТРОЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ И ПЛАСТОВЫХ КАРТ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

§ 127. СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ

Для построения структурных карт по данным промысловой геофизики предварительно выбирают поверхность (репер), по которой целесообразно составление карты, определяют в плане местности точки пересечения этой поверхности скважинами и вычисляют высотные отметки точек пересечения.

Выбор структурной поверхности. По данным метода сопротивления структурные карты составляют: по кровле пласта (репера) высокого сопротивления и подошве пласта низкого сопротивления (по диаграммам ρ_k , обращенных градиент-зондов), по подошве пласта высокого сопротивления и кровле пласта низкого сопротивления (по диаграммам ρ_k последовательных градиент-зондов), по кровле и подошве пластов высокого и низкого сопротивлений (по диаграммам ρ_k потенциал-зондов и $\rho_{\text{оф}}$ экранированных зондов).

По диаграммам потенциалов собственной и вызванной поляризации пород, радиометрии, термометрии и продолжительности проходки структурные карты составляют по кровле или по подошве пласта в зависимости от того, какая из этих границ наиболее четко выражена.

Определение положения горизонтальных проекций точек пересечения скважинами структурной поверхности. Учет искривления скважин. Горизонтальную проекцию точки P_c пересечения скважиной поверхности, по которой составляется структурная карта, определяют по инклинограмме. С этой целью на инклинограмме находят точки P_n (расстояние от устья скважины $L_n - l/2$) и P_{n+i} (расстояние от устья скважины $L_{n+i} - l/2$), между которыми лежит точка P_c (на расстоянии от устья скважины L_c), и, разделив проекцию отрезка $[(L_{n+i} - l/2) - (L_n - l/2)] \sin \delta_n - l \sin \delta_n$ в отношении $[L_c - (L_n - l/2)]/2$ (δ_n угол искривления скважины в точке n), находят горизонтальную проекцию точки пересечения скважинной поверхности, по которой составляется карта [2, 3]. Эту точку с учетом масштаба переносят на структурную карту. При обработке данных инклинометрии с помощью ЭВМ координаты y и x точки P_c относительно устья скважины выдаются машиной по специальной программе.

Определение высотных отметок точек, по которым составляется структурная карта. Глубины залегания H_c точек C , по которым составляется структурная карта, определяют по формуле

$$H_c = (L_1 - \frac{l}{2}) \cos \frac{\delta_1}{2} + \sum_{i=1}^{n-1} l \cos \delta_i + \\ + [L_c - (L_n - \frac{l}{2})] \cos \delta_n \approx (L_1 - \frac{l}{2}) \cos \frac{\delta_1}{2} + \\ + (L_n - L_1) \cos \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \delta_i}{n-1} + [L_c - (L_n - \frac{l}{2})] \cos \delta_n, \quad (465)$$

где L_1 — расстояние от устья скважины до первого измерения кривизны; δ_i — угол искривления скважины в точке, порядковый номер которой обозначен индексом i .

Высотная отметка точки пересечения скважиной искомой поверхности

$$H = A - H_c,$$

где A — амплитуда скважины.

При обработке данных инклинометрии с помощью ЭВМ величины H_c и H считывают из графы значений H для различных L с соответствующей интерполяцией.

Построение структурной карты. Построение структурных карт сводится к проведению горизонталей поверхности, по которой составляют карту. Положение точек, через которые проходят горизонталы, определяют путем пропорционального деления отрезков между скважинами (например, с помощью высотной арфы).

С особой осторожностью следует проводить горизонталы в сводовых частях складок. При отсутствии диапиризма в присводовых участках структуры сечения структурных поверхностей вертикальными плоскостями, перпендикулярными к простиранию, приближаются к гиперболам. На этих участках расстояния между горизонталями возрастают. Карта будет построена наиболее достоверно, если при ее составлении учитывались замеры угла падения пород пластовым наклономером.

Построение структурных карт значительно осложняется при наличии дизъюнктивных нарушений. Нарушения обуславливают разрыв горизонталей, что затрудняет их проведение. В таком случае предварительно на карту наносят горизонтали плоскости сбрасывателя и определяют точки пересечения этой плоскости с поверхностью, по которой строится структурная карта. Для построения структурных карт начинают применять электронно-вычислительную технику.

§ 128. КАРТЫ СХОЖДЕНИЯ

Карты схождения, или карты мощностей, дают представление об изменении мощности геологических подразделений в пределах изучаемой площади. Для составления карт схождения по диаграммам определяют истинные мощности объекта. Если карту схождения составляют с целью изучения характера изменения мощности продуктивной части коллектора, при подсчете текущих запасов нефти и газа карты составляют по эффективным (видимым) мощностям изучаемого объекта, приведенным к вертикальной скважине [см. формулу (417)]. Полученные значения истинных или видимых мощностей надписывают возле проекции точек пересечения скважиной середины изучаемого объекта. Точки с одинаковыми мощностями соединяют изолиниями (изопахитами). Линии равных мощностей проводят через равные интервалы (0,5; 1; 2; 5; 10; 25 и 50 м). Чем менее мощен пласт, чем в большем числе точек он вскрыт и крупнее масштаб составляемой карты, тем меньше берется интервал между изолиниями. Точное положение точек, через которые должны быть проведены изопахиты, определяется пропорциональным делением.

§ 129. ПЛАСТОВЫЕ КАРТЫ

К пластовым картам, составляемым по геофизическим данным, относятся: а) карты равной пористости; б) карты равного суммарного или процентного содержания рыхлых, крепких и глинистых пород; в) карты равного удельного сопротивления пластовых вод.

Значения параметра, по которому составляют карту, наносят возле горизонтальной проекции точки пересечения скважиной середины мощности объекта, для которого составляется карта. Пропорциональным делением находят точки с равными (целыми или кратными десятым долям единицы) значениями параметра, через которые проводят изолинии.

Карты равной пористости составляют по коэффициентам пористости, определенным одним из способов, указанных в гл. XIV. Эти карты используют при подсчете запасов нефти и составлении проектов рационального размещения скважин.

Для построения карт равного суммарного или процентного содержания рыхлых, крепких и глинистых пород (в том числе карт равных суммарных мощностей высокопористых и проницаемых разностей карбонатных пород и карт глинистости) применяют данные детальной геологической интерпретации всего геологического и геофизического материала.

При построении таких карт во многих случаях целесообразно использовать подсчеты суммарных мощностей пород отличающегося литологического состава, полученные по данным площадей аномалии $\Delta U_{\text{сп}}$ и I_{γ} . Карты равного суммарного или процентного содержания песчаных, карбонатных и глинистых пород берут при анализе характера изменения литологии и фации исследуемых отложений в пределах изучаемой территории.

Карты равного удельного сопротивления пластовых вод составляют с целью выяснения характера изменения минерализации вод по площади изучаемого объекта. Исходными материалами для построения карт служат данные методов потенциалов собственной поляризации и сопротивления и результаты измерения ρ_v на образцах в лаборатории. Карты равного удельного сопротивления пластовых вод облегчают интерпретацию электрограмм скважин и позволяют установить характер водного обмена в пласте.

Глава XXII

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ И ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ НЕФТИ И ГАЗА

Зависимость электрических и ядерных свойств горных пород от степени нефтегазонасыщения, а также возможность определения по геофизическим данным коэффициента пористости и эффективной мощности продуктивных коллекторов позволяют широко применять геофизические методы для изучения условий залегания и подсчета запасов нефти и газа по месторождениям.

Для изучения характера залегания нефтегазоносных коллекторов и подсчета запасов содержащихся в них нефти и газа геофизические данные используют для составления следующих карт:

- а) равных мощностей нефтегазонасыщенной части коллектора;
- б) равных электрических сопротивлений;
- в) удельного содержания нефти и газа по площади изучаемого объекта (карт равного нефтегазонасыщения) и план-диаграмм.

§ 130. КАРТЫ РАВНЫХ МОЩНОСТЕЙ И СОПРОТИВЛЕНИЙ НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕННОЙ ЧАСТИ КОЛЛЕКТОРА

Карты равных мощностей нефтегазонасыщенной части коллектора составляют так же, как и карты схождений. Числовые значения изопакит на этих картах не остаются постоянными во времени и изменяются в процессе разработки залежи, что дает возможность изучать характер продвижения контурных вод. Это позволяет установить участки, где выработка залежи задерживается и где целесообразно заложить новые скважины или выделить зоны, в пределах которых обнаруживается интенсивное продвижение контурных вод, требующее изменения режима эксплуатации. Для использования карт равных мощностей нефтегазонасыщенных частей коллектора при подсчетах запасов нефти и газа целесообразно составлять эти карты по мощностям, приведенным к вертикальным скважинам [формула (417)].

Сравнивая карты равных мощностей нефтегазонасыщенной части коллектора, построенные для различных периодов его эксплуатации, можно установить характер уменьшения мощности нефтенасыщенной части пласта по мере его разработки [3, 44].

При составлении карт равных мощностей нефтегазонасыщенной части коллектора следует отмечать даты проведения исследования скважин. Это дает возможность точнее составить карту, так как иногда локальное увеличение нефтенасыщенной мощности есть следствие более раннего исследования этой скважины по сравнению с другими.

Представление о характере и скорости движения контурных вод можно получить на основании сопоставления диаграмм ρ_k и нейтронных методов, зарегистрированных в различное время в одной или нескольких близко расположенных скважинах [59]. Примеры определения положения водонефтяного контакта, позволяющие рассчитать скорость его передвижения, показаны на рис. 211. Для газоводяного контакта аналогичный пример был приведен на рис. 182, 183.

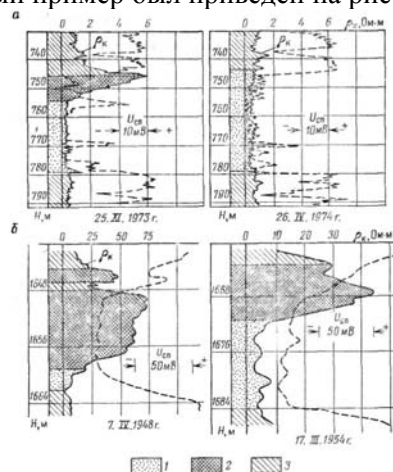


Рис. 211. Пример наблюдения за продвижением водонефтяного контакта по данным диаграмм ρ_k :
a — в одной скважине; *b* — в двух соседних скважинах. Пески и песчаники: 1 — водоносные, 2 — нефтеносные, 3 — глины и аргиллиты

Карты равных сопротивлений составляют с целью определения степени нефтенасыщения коллектора на его отдельных участках, Построение таких карт сводится, к определению удельного сопротивления изучаемого объекта, нанесению этих данных на плане расположения пересечений скважинами середины коллектора и соединению изолиниями точек, в которых коллектор имеет одинаковое удельное сопротивление. Изолинии проводят через точки со значениями удельного сопротивления, возрастающими в геометрической прогрессии со знаменателем прогрессии, варьирующим от 1,2 до 2, например, через точки с удельными сопротивлениями 1; 1,5; 2; 3; 5; 7,5; 10; 15; 20; 30; 50; 75 Ом*м и т. д. Местоположение изолиний определяют с помощью высотной арфы, составленной в логарифмическом масштабе. При наличии сбросов их заранее наносят на карту. Это дает возможность провести изолинии более точно, так как их очертание может быть значительно изменено сбросом, вдоль которого изолинии обычно разрываются.

Наибольший интерес представляют карты сопротивлений, составленные для различных периодов эксплуатации коллектора. Такие карты дают возможность проследить характер изменения нефтенасыщения коллектора во времени и, в частности, характер его обводнения не только за счет подъема подошвы нефтяной залежи (определяется по картам равных мощностей нефтенасыщенной части пласта), но и за счет перераспределения воды и нефти при законтурном и внутриконтурном заводнениях, приводящих иногда к возрастанию коэффициента k_n [44].

Для исключения погрешностей, которые могут возникнуть в связи с одновременностью получения исходных данных, при составлении карты равных сопротивлений следует для каждой скважины указывать дату регистрации диаграмм, использованных при составлении карты.

§ 131. ПЛАН-ДИАГРАММА

План-диаграмма представляет собой план расположения горизонтальных проекций точек пересечения скважинами середины исследуемого пласта, близ которых вычерчиваются отрезки одной или нескольких диаграмм (ρ_k , $U_{сп}$, $U_{вп}$, I_γ , I_{ny} , $\Delta\tau_n$, Δt и др.), относящиеся к пласту, для которого составляется план-диаграмма (рис. 212). Масштаб план-диаграммы берут возможно близким к масштабу, в котором составляются другие промысловые карты, но обязательно таким, чтобы нанесенные на нее кривые по возможности не пересекались и во взятом для них масштабе четко характеризовали исследуемый пласт. Для сопоставления план-диаграммы со структурой на план-диаграмму наносят горизонтали по кровле изучаемого пласта.

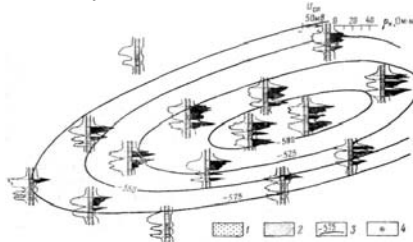


Рис. 212. План-диаграмма.

1 — пески; 2 — глины; 3 — горизонтали; 4 — скважины

План-диаграмма дает представление как о степени нефтенасыщения коллектора (по амплитудам ρ_k), так и о полной его мощности (по протяженности аномалий $U_{сп}$, $U_{вп}$, I_γ , I_{ny}) и мощности нефте- и газонасыщенных частей (по протяженности пик ρ_k , I_{ny} и других). Таким образом, план-диаграмма дает более полное представление о характеристике пласта, чем порознь карты сопротивлений и равных мощностей нефтенасыщенной части пласта. Недостаток план-диаграммы заключается в сложности интерполяции и экстраполяции ее данных, что не всегда позволяет получить правильную информацию о характеристике пласта между скважинами и за пределами их расположения. Этому недостатка лишены карты равного удельного нефтегазосодержания, которые рассматриваются в следующем параграфе.

§ 132. ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ НЕФТИ И ГАЗА. КАРТЫ УДЕЛЬНОГО ГАЗОНЕФТЕСОДЕРЖАНИЯ

Подсчет запасов нефти и газа с использованием данных промысловой геофизики основан на точном определении по этим данным эффективной мощности $h_{эф}$ нефтегазонасыщенной части коллектора и коэффициентов $k_{п}$ пористости и $k_{н}$ нефтегазонасыщения.

ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ НЕФТИ

Геологический (суммарный) запас $Q_{н}$ нефти с использованием данных промысловой геофизики подсчитывают объемным методом [56] по формуле

$$Q_{н} = \frac{\delta_{н}}{\gamma_{н}} \sum_i s_i h_{эф, в, i} k_{п, i} k_{н, i} \quad (466)$$

где $\delta_{н}$ — плотность нефти на поверхности; $\gamma_{н}$ — объемный коэффициент для нефти в пластовых условиях; Σ — знак суммы, показывающий, что запасы подсчитываются путем суммирования количества нефти, содержащейся в элементарных участках залежи, имеющих площадь s_i ; $h_{эф, в, i}$, $k_{п, i}$, $k_{н, i}$ — средние эффективные мощности нефтенасыщенной части коллектора; коэффициенты нефтенасыщения и пористости в пределах площади s_i .

Объемный коэффициент $\gamma_{н}$ зависит от температуры пласта, газового фактора и пластового давления. Числовые значения коэффициента $\gamma_{н}$ находят по специальным номограммам [44, 56].

Запасы нефти объемным методом наиболее точно подсчитываются по картам равного удельного нефтесодержания — пластовым картам с нанесенными на них изолиниями равных суммарных количеств нефти в тоннах на 1 м^2 горизонтальной проекции залежи.

Для составления карты равного удельного нефтесодержания в каждой скважине, пересекающей нефтеносный коллектор, указанными выше способами определяют эффективную мощность $h_{эф, в}$ его насыщенной части, коэффициенты $k_{п}$ пористости и $k_{н}$ — нефтенасыщения. По известным значениям $h_{эф, в}$, $k_{п}$, $k_{н}$, $\gamma_{н}$ и $\delta_{н}$ вычисляют количество $q_{п}$ товарной нефти в тоннах на 1 м^2 горизонтальной проекции залежи на участке ее пересечения скважиной:

$$q_{п} = \frac{\delta_{н}}{\gamma_{н}} h_{эф, в} k_{п} k_{н} \quad (467)$$

В тех случаях, когда существует зависимость между P_{ω} и ω , между $\Delta J_{пг}$ и $k_{п, n}$.

$$k_{п} k_{н} = \left(k_{п, n} - k_{п, n} \omega_{гн}^+ - \frac{H_{н}^*}{P_{\omega}^*} - \sum_i a_{п, i} k_{п, i} \right) \frac{1}{H_{н}^*} \quad (468)$$

где $H_{в}$, $H_{н}$ — водородные эквиваленты воды и нефти; $\omega_{гн}^+$ — содержание кристаллизационной воды в глинах.

Если коэффициенты пористости и нефтенасыщения существенно изменяются по вертикали, в формулу (467) вместо произведения $h_{эф, в} k_{п} k_{н}$ подставляют сумму $\sum_i \Delta h_{эф, в, j} k_{п, j} k_{н, j}$, где $\Delta h_{эф, в, j}$ — мощность части коллектора, имеющей коэффициент пористости $k_{п, j}$ и коэффициент нефтенасыщения $k_{н, j}$.

В связи с тем, что определение коэффициента нефтенасыщения маломощных участков коллекторов — задача сложная, среднее значение $k_{п}$ для приконтурной зоны в случае однородного коллектора может быть вычислено по следующей приближенной методике (подробнее см. [3, 44]). Вначале определяют положение верхней границы переходной зоны. Для этого в приконтурных скважинах записывают кривую ρ_k большого потенциал-зонда, близкого к идеальному, экранированного или индукционного. На участке кривой, расположенной ниже максимального значения ρ_k , наносят зеркальное изображение верхней части кривой и по правилам отбивки границ находят на этой части кривой точку, соответствующую подошве фиктивного пласта. К этой точке приурочено вероятное положение верхней границы переходной зоны. По диаграммам достаточно большого последовательного градиент-зонда определяют глубину залегания нижней границы переходной зоны. Исходя из близкой к линейной зависимости между сопротивлением $\rho_{п}$ и расстоянием до нижней границы переходной зоны, получим для точек коллектора, находящихся на этом расстоянии

$$\frac{\rho_{п, z}}{\rho_{п0}} = \frac{\sigma_{п}}{k_{п, z}} = 1 + \frac{z}{h_{пер, в}} (P_{п} - 1), \quad (469)$$

где $h_{пер, в}$ — мощность переходной зоны, приведенная к вертикальной скважине.

Таким образом, на отметке z водонасыщение коллектора

$$k_{п, z} = \frac{\sigma_{п}^{1/n}}{\left[1 + \frac{z}{h_{пер, в}} (P_{п} - 1) \right]^{1/n}}$$

и среднее значение коэффициента нефтенасыщения в пределах переходной зоны

$$k_{n, \text{пер, ср}} = 1 - \frac{d_n^{1/n} \cdot h_{\text{пер, ср}}}{h_{\text{пер, ср}}} \int_0^1 \frac{dz}{\left[1 + \frac{z}{h_{\text{пер, ср}}} (P_n - 1)\right]^{1/n}} = 1 - d_n^{1/n} \frac{n}{n-1} \frac{P_n^{1-\frac{1}{n}} - 1}{P_n - 1} = 1 - d_n^{1/n} \frac{n}{n-1} \frac{1 - k_n^{n-1}}{1 - k_n^n} k_n, \quad (470)$$

Как видно, среднее нефтенасыщение в переходной зоне зависит от первоначального нефтенасыщения, определяемого параметром P_n , и степени гидрофильности коллектора, устанавливаемой показателем n .

Числовые значения q_n наносят на карту около горизонтальных проекций точек пересечения середины нефтяной залежи скважинами. Пропорциональным делением определяют положение пунктов, где значения q_n равны целым или десятым долям единицы. Через эти точки проводят линии равных значений q_n (рис. 213).

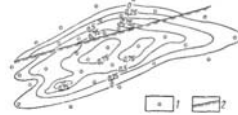


Рис. 213. Карта удельного нефтесодержания (в т/м²).

1 — проекции пересечения скважинами середины нефтенасыщенной части пласта на горизонтальную плоскость; 2 — линия сброса

Карта равного нефтесодержания дает возможность учесть характер изменения $h_{эф}$, $k_{п}$ и k_n по площади коллектора и дает возможность получить наиболее точное представление о распределении запасов нефти. Это позволяет не только уточнить подсчет запасов, но и внести коррективы при осуществлении проекта рациональной разработки нефтяной залежи.

Подсчет запасов по картам равного нефтесодержания более точен, чем по средним значениям подсчетных параметров, так как при использовании последнего способа, как правило, запасы нефти и газа завышаются. Это объясняется относительно большим числом определений подсчетных параметров в присводовых частях структур, где плотность скважин наибольшая и значения $h_{эф}$, $k_{п}$ и k_n завышены.

Задачу определения максимального промышленного содержания нефти в коллекторе решают с помощью карт максимального удельного промышленного нефтесодержания $q_{n, \text{пр, max}} = q_n \beta_v$ следующими способами.

1. По удельному суммарному нефтесодержанию q_n и коэффициенту вытеснения

$$\beta_v = \frac{k_n - k_{n, \text{ост}}}{k_n} = \frac{1 - k_{n, \text{ост}}}{1 - k_{n, \text{св}}} = \frac{k_{n, \text{ост}} - k_{n, \text{св}}}{1 - k_{n, \text{св}}}. \quad (471)$$

Для многих терригенных коллекторов $k_{в, \text{ост}} = k_{в, \text{св}}^{1-(a+0,01/k_{в, \text{св}})}$, где показатель a изменяется от 0,3 до 0,7, возрастая с увеличением сложности структуры поровых каналов коллектора. В этих условиях

$$\beta_v = \frac{1 - (a + \frac{0,01}{k_{в, \text{св}}})}{1 - k_{в, \text{св}}} \approx \frac{1 - 1/P_n^{1/n}}{1 - 1/P_n^{1/n}}. \quad (472)$$

2. По произведению $(\delta_n/b_n) * h_{эф, в}$, $k_{п}$ и разности $k_n - k_{n, \text{пп}} = k_{в, \text{пп}} - k_{в, \text{св}}$. В этом случае $h_{эф, в}$, $k_{п}$ и k_n определяют известным способом, $k_{н, \text{пп}}$ находят по параметру $P_{н, \text{пп}} \approx \rho_{\text{пп, обв}}/r_{вп} k_{в, \text{пп}} - k_{в, \text{св}}$ рассчитывают по формуле

$$k_{н, \text{пп}} - k_{н, \text{св}} = \left(\sqrt[n]{\frac{\rho_{\text{пп, обв}}/r_{вп} - 1}{\rho_{\text{пп, обв}}/r_{вп}}} - 1 \right) k_{н, \text{св}}, \quad (473)$$

где индексы «пп» относятся к промытой породе. В частности, при $\rho_{в, \text{пп}} = \rho_{в, \text{св}}$ ($P_{н, \text{пп}} = P_{н, \text{св}}$)

$$k_{н, \text{пп}} - k_{н, \text{св}} = \left(\sqrt[n]{\frac{P_{н, \text{пп}}}{P_{н, \text{св}}} - 1 \right) k_{н, \text{св}}. \quad (474)$$

При расчете разности $k_{в, \text{пп}} - k_{в, \text{св}}$ иногда используют статистические связи между $k_{в, \text{пп}}$ и $k_{в, \text{св}}$ например, связи Тиксье $k_{в, \text{пп}} = (k_{в, \text{св}})^{1/2}$.

3. По произведению $(\delta_n/b_n) * h_{эф, в}$ и разности объемных влажностей коллектора $\omega_{\text{пп}}$ в его промытой зоне и $\omega_{п}$ вне этой зоны. Значения $\omega_{п}$ и $\omega_{\text{пп}}$ получают по зависимости

$$P_w = \frac{\rho_{\text{пп}}}{\rho_{\text{п}}} = f(\omega).$$

Для гидрофильных коллекторов при $5\% < k_{п} < 30\%$ закон изменения $P_w = f(\omega)$ аналогичен закону изменения $P_n = f(k_{п})$:

$$P_w = \frac{1}{\omega^q - (q-1)\omega}$$

при условии, если показатель q варьирует в пределах изменения структурного показателя m и показателя n смачиваемости. При $\omega < 0,3$ можно принять $P_w = a_v/\omega^q$, где $a_v \approx a_n a_p$ и $q \approx (m+n)/2$.

В этих условиях

$$k_{н, \text{пп}} - k_{н, \text{св}} = \omega_{\text{пп}} - \omega_{п} = a_n^{1/q} (P_w^{-1/q} - P_w^{-1/q}), \quad (475)$$

$$\beta_v = \frac{\omega_{\text{пп}} - \omega_{п}}{k_n - k_{н, \text{св}}} = \frac{\left(\frac{P_w}{P_{w, \text{пп}}} \right)^{1/q} - 1}{k_n \left(\frac{P_w}{P_{w, \text{пп}}} \right)^{1/q} - 1}. \quad (476)$$

Для глинистых коллекторов объемные влажности ω_n и ω_{np} рассчитывают по формулам, приведенным в [44].

Таким образом, при составлении карт равного максимального промышленного нефтесодержания у горизонтальных проекций точек пересечения скважинами середины нефтеносного коллектора наносят значения максимального промышленного нефтесодержания

$$q_{n, \text{пр}, \text{max}} = q_{n, \text{пр}} = \frac{\delta_n}{\delta_n} h_{\text{эф}, n} k_{n, \text{эф}} = \frac{\delta_n}{\delta_n} h_{\text{эф}, n} k_{n, \text{эф}} (k_{n, \text{эф}} - k_{n, \text{эф}}) = - \frac{\delta_n}{\delta_n} h_{\text{эф}, n} k_{n, \text{эф}} = \frac{\delta_n}{\delta_n} h_{\text{эф}, n} (\omega_{n, \text{эф}} - \omega_n) \quad (477)$$

или, точнее,

$$q_{n, \text{пр}, \text{max}} = \frac{\delta_n}{\delta_n} \left[\sum_j \Delta h_{\text{эф}, n, j} k_{n, \text{эф}, j} (k_{n, \text{эф}, j} - k_{n, \text{эф}, \text{пер}}) + h_{\text{эф}, n, \text{пер}} k_{n, \text{эф}, \text{пер}} (k_{n, \text{эф}, \text{пер}} - k_{n, \text{эф}}) \right] = - \frac{\delta_n}{\delta_n} \left(\sum_j \Delta h_{\text{эф}, n, j} k_{n, \text{эф}, j} + h_{\text{эф}, n, \text{пер}} k_{n, \text{эф}, \text{пер}} \right) = - \frac{\delta_n}{\delta_n} \left(\sum_j \Delta h_{\text{эф}, n, j} (\omega_{n, \text{эф}, j} - \omega_n) + h_{\text{эф}, n, \text{пер}} (\omega_{n, \text{эф}, \text{пер}} - \omega_n) \right). \quad (478)$$

Суммарное Q_n и максимально извлекаемое $Q_{n, \text{извл}, \text{max}}$ количества нефти в коллекторе по карте равного удельного нефтесодержания вычисляют по формуле

$$Q_n = \sum_{i=1}^n S_{i, i+1} \frac{q_{n, i} + q_{n, i+1}}{2}, \quad (479)$$

где $S_{i, i+1}$ — площади, ограниченные на карте равного нефтесодержания изолиниями с числовыми значениями $q_{n, i}$ и $q_{n, i+1}$; i — порядковый номер изолиний.

При подсчете промышленных запасов берут карту равного промышленного нефтесодержания и в формулу (479) вместо удельных нефтесодержаний $q_{n, i}$ подставляют удельные промышленные нефтесодержания $q_{n, \text{пр}, i}$.

При подсчете запасов нефти и газа с использованием данных геофизических исследований скважин основной методологической задачей является увязка этих данных с результатами анализа керна и правильная корректировка параметров, вводимых в формулу расчета.

Выше указывалось, что при достаточно представительном керне расхождения между данными его анализа и геофизическими материалами незначительны, и это дает возможность широко использовать их при подсчетах запасов нефти и газа. Однако в ряде случаев при определении коэффициентов пористости и нефтенасыщения наблюдаются закономерные отклонения геофизических данных от данных анализа керна.

При оценке коэффициента пористости встречаются следующие случаи.

1. Коэффициенты пористости, полученные по данным анализа керна, ниже коэффициентов пористости, установленных по геофизическим данным. Такие отклонения типичны, когда анализ керна выполнен на недостаточно представительном материале, отобранном из разреза, сложенного чередующимися плотными и рыхлыми прослоями (фиксируются по диаграммам микрозондов). В этих условиях на поверхность выносятся преимущественно плотные породы, пористость которых ниже средней пористости коллектора в целом.

2. Коэффициенты пористости, определенные по данным анализа керна, больше коэффициентов пористости, вычисленных по геофизическим данным. Подобные расхождения могут быть обусловлены: а) недоучетом влияния горного давления; б) неточностью определения коэффициента пористости глинистых коллекторов способом насыщения, в которых этот способ дает завышенные значения k_n .

Следует отметить, что при оценке коэффициента пористости по геофизическим данным погрешности могут быть обусловлены недоучетом влияния глинистости и структуры коллектора. Определение коэффициента пористости достаточно широким комплексом геофизических методов позволяет свести указанные погрешности к минимуму.

Расхождения в величинах коэффициента нефтенасыщения по лабораторным и геофизическим данным вызывается недоучетом следующих обстоятельств.

1. Условий (при лабораторных исследованиях), существовавших при формировании нефтяной залежи. В частности, при определении величины $k_n = 1 - k_v$ методом центрифугирования градиенты давления обычно во много раз превышают градиенты давления, под действием которых происходила миграция нефти и газа при образовании нефтяной и газовой залежи. Геофизическими методами коэффициент нефтенасыщения определяют в условиях естественного залегания коллектора с высокой степенью точности; они позволяют решать задачу с большей достоверностью, чем по данным лабораторного анализа керна.

2. Гидрофобности коллектора. В этих условиях значения k_n , полученные по геофизическим данным, будут завышенными, если при расчете k_n были использованы стандартные зависимости $P_n = f(k_n)$ для гидрофильных коллекторов.

3. Изменений литологии коллектора. Погрешности, обусловленные недоучетом изменений в литологии коллектора, могут наблюдаться в следующих случаях: а) при расчете параметра P_n по значениям $\rho_{вп}$, вычисленным по параметру $P_{п}$, полученному по величинам $k_{п}$, определенным в лаборатории без учета набухания глинистых частиц; в этих условиях при подсчетах запасов нефти и газа погрешности могут быть допущены дважды: за счет завышения $k_{п}$ и за счет повышения $k_{н}$; б) при недоучете влияния плотных прослоев; они могут вызвать увеличение $\rho_{вп}$ и, следовательно, уменьшение P_n (так как их влияние на величину $\rho_{пп}$ меньше, чем на $\rho_{вп}$, а иногда и противоположно (снижение $\rho_{пп}$), то недоучет плотных прослоев при точном определении эффективной мощности может обусловить существенное снижение подсчитываемых запасов); в) при недооценке влияния глинистых прослоев, которые особенно при слоистом залегании прослоев приводят к значительному снижению $\rho_{пп, гл}$ и к возникновению погрешности при расчете $k_{н}$.

Однако наибольшие погрешности при подсчетах запасов нефти и газа с учетом геофизических данных чаще всего допускаются в случаях, когда в расчетных формулах, определяющих запасы нефти и газа, используются параметры, полученные частично по геофизическим данным и частично по керну, относящемуся к различным объемам коллектора, и когда при использовании данных геофизики не учитываются специфические особенности метода, по которому определялись параметры пласта, например, в следующих случаях.

1. Мощность коллектора установлена по аномалиям кривых макроисследований скважин (ρ_k , $U_{сп}$ и т. п.). Следовательно, в мощность коллектора включены глинистые и цементированные песчаные и плотные карбонатные прослои. В этих условиях необходимо использовать средние значения коэффициентов пористости и нефтенасыщения для коллектора в целом, определенные по данным макроисследований скважин.

2. Мощность коллектора определена за вычетом непроницаемых (глинистых или плотных) включений, например, мощность коллектора устанавливалась по площади аномалии кривых $U_{сп}$ и I_y или по диаграммам микрозондов, микроэкранированного зонда, микрокаверномера и метода разности сопротивлений заземления. В таком случае коэффициенты пористости и нефтенасыщения должны соответствовать только той части объекта, которая является собственно коллектором (песчаные прослои, трещиноватые и закарстованные карбонаты).

3. Пористость глинистых коллекторов определена методами сопротивлений, нейтронными и ультразвуковым без учета влияния глинистости.

ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ ГАЗА"

Запасы газа с учетом геофизических данных подсчитывают объемным методом. Как и при подсчете запасов нефти, рекомендуется использовать карты равного удельного газосодержания коллектора в кубических метрах на 1 м^2 горизонтальной проекции газовой залежи.

Удельное газосодержание коллектора рассчитывают по формуле

$$v = \frac{p_n - p_k}{\rho_{г, в}} \cdot a_t \cdot Z_n \cdot Z_k \quad (480)$$

здесь p_n , p_k — пластовое давление в начале и в конце разработки залежи ($p_k \approx 1 + 1,293 \delta_{г, в} H \cdot 10^{-4}$, где $\delta_{г, в}$ — плотность газа по воздуху; H — глубина залегания коллектора, м); $a_t = 293/(273+t)$ — поправка за приведение объема газа к температуре 20°C (t — температура пласта, $^\circ \text{C}$); Z_n , Z_k — поправочные коэффициенты на сжимаемость газов в начальный и конечный периоды разработки.

Значения v наносят на карту в точках проекций на горизонтальную плоскость пересечений скважинами середины коллектора. Методом пропорционального деления проводят изолинии равного газосодержания, рассчитывают количества

$$v_i = s_{i, i+1} \cdot \frac{v_i + v_{i+1}}{2} \quad (481)$$

газа, содержащиеся на площадях $s_{i, i+1}$ пласта, ограниченных изолиниями i -й и $i+1$ -й удельного газосодержания v_i и v_{i+1} и по формуле

$$V = \sum_i v_i = \sum_i s_{i, i+1} \cdot \frac{v_i + v_{i+1}}{2} \quad (482)$$

подсчитывают суммарное содержание газа в коллекторе.

Извлекаемый запас газа определяют по карте равного удельного промышленного газосодержания. Эту карту составляют по данным промышленного газосодержания

$$v_{пр, i} = \beta_{г0} v_i \quad (483)$$

здесь $\beta_{г0}$ — коэффициент газоотдачи, рассчитанный для каждой площади коллектора; коэффициент $\beta_{г0}$ в зависимости от литологии продуктивного горизонта на участке его пересечения скважиной и

величины пластового давления изменяется от 0,80 до 0,99. Чем более однороден и лучше отсортирован коллектор и чем выше пластовое давление, тем больше коэффициент газоотдачи.

После определения $v_{пр, i}$, проводят изолинии равных значений промышленного газосодержания и затем рассчитывают промышленный запас газа

$$V_{пр} = \sum_i S_{i, i+1} \frac{v_{пр, i} + v_{пр, i+1}}{2}, \quad (184)$$

где $v_{пр, i}$, $v_{пр, i+1}$ — удельные промышленные содержания газа вдоль изолиний, ограничивающих площадь $S_{i, i+1}$.

При подсчете запасов газа с использованием данных геофизики возможны те же погрешности, что и при подсчетах запасов нефти, что следует учитывать и вносить соответствующие коррективы, о которых говорилось выше.

При подсчете эффективных мощностей газовых залежей, особенно в однородных коллекторах высокой пористости, следует обращать большое внимание на данные нейтронных методов исследования скважин в стационарном и импульсном вариантах.

Глава XXIII

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Возможность детального расчленения пород по данным промысловой геофизики обуславливает широкое использование геофизических методов исследования скважин при региональных геологических обобщениях, проводящихся с целью выяснения характера изменения литологии разреза, фаций, коллекторских свойств и уточнения стратиграфии в пределах изучаемых территорий.

§ 133. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ВЫПОЛНЯЕМЫЕ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В СКВАЖИНАХ

Региональные геологические исследования, выполненные по геофизическим данным, основываются на сопоставлении сводных геолого-геофизических разрезов по месторождениям, площадям и разведочным скважинам, расположенным на изучаемой территории. Сопоставлению диаграммного материала предшествует его детальная геологическая интерпретация, позволяющая перейти от геофизических исследований и корреляций к геологической расшифровке исходных данных.

Межрайонная корреляция приводит к весьма важным выводам о выдержанности или характере фациального изменения отложений, слагающих исследуемый разрез нефтеносной или газоносной области, что в значительной степени облегчает планирование дальнейших поисковых и разведочных работ (более подробно см. [2, 55]).

При сопоставлении разрезов целесообразно отмечать на них специфические особенности физических параметров в продуктивных горизонтах. Это позволяет оценить разрез каждой скважины, пробуренной между районами, для которых составлена корреляция, точки зрения вероятной нефтеносности вскрытых скважиной отложений. В частности, если в одном из выдержанных проницаемых объектов в новом районе повышается сопротивление, причем известно, что в других районах повышение сопротивления связано с насыщением его нефтью или газом, то это может явиться указанием на возможную его продуктивность в данном районе.

§ 134. ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД

Возможность уточнения стратиграфии разрезов скважин по геофизическим данным основана на обычно наблюдаемых достаточно резких различиях в физических свойствах пород различного возраста. Наибольшие изменения характерны для естественной гаммы-активности, электрического сопротивления, магнитной восприимчивости и плотности горных пород. Это позволяет значительно уточнить стратиграфию разрезов новых районов при знании физических свойств горных пород на изучавшихся ранее площадях данной геологической провинции. Решение задачи во многих случаях облегчается частой приуроченностью литологических границ, четко прослеживающихся по геофизическим данным, к границам стратиграфическим.

В других районах возможность стратиграфического расчленения пород по геофизическим данным основывается на различии физических свойств литологически однотипных пород разного возраста. Это позволило, например, впервые установить эоценовый возраст продуктивных горизонтов ряда месторождений Ильско-Холмского нефтеносного района, считавшихся ранее олигоценовым (работы кафедры промысловой геофизики Московского института нефтехимической и газовой промышленности). Эти выводы основывались на детальном изучении электрической характеристики вскрываемых отложений. Они полностью подтвердились последующей, более тщательной обработкой палеонтологического материала. В. А. Долицким на основании анализа геологических и промыслово-геофизических данных был внесен ряд стратиграфических уточнений в разрезы палеозоя Урало-Волжской нефтеносной провинции.

Эти и многие другие примеры показывают необходимость глубокого изучения физических свойств пород с целью создания научно обоснованной методики использования их для уточнения, стратиграфии изучаемых разрезов.

Этапы жизни нашей планеты характеризовались различной физико-химической обстановкой, которая оказывала влияние на формирование физических свойств горных пород. Тем самым создавались предпосылки к решению обратной задачи. Эта задача в ряде случаев уже успешно решается по данным изучения радиоактивных элементов и продуктов их распада. Однако и другие физические свойства не могли не измениться под влиянием процессов, происходящих в природе. Задача геофизика — выявить в общем незначительные изменения в физических свойствах пород, отображающих определенные эпохи жизни нашей планеты, и научиться диагностировать эти эпохи по комплексу характерных для них особенностей в физических свойствах горных пород.

§ 135. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН

Правильный выбор комплекса геофизических исследований, их качество, а также качество интерпретационной работы определяют геологическую эффективность геофизических исследований разрезов скважин, характеризующуюся следующими основными показателями:

- 1) количеством геофизических заключений n^{++} , подтвержденных опробованиями скважин;
- 2) количеством объектов n^{-+} , не выявленных по геофизическим данным, но давших положительный результат при опробовании;
- 3) достоверностью количественных определений по геофизическим данным подсчетных параметров, входящих в формулы расчета запасов полезных ископаемых;
- 4) точностью определения литологии изучаемых разрезов скважин, условий залегания вскрытых пород, выявленных дизъюнктивных нарушений и других геологических особенностей;
- 5) полноценностью полученных по данным геофизических исследований скважин геологических сведений, позволяющей использовать их при региональных геологических построениях.

Количественная оценка эффективности работы производственных геофизических организаций при исследовании разрезов нефтяных и газовых скважин основывается на первых двух показателях. Геофизическими службами министерств геологии СССР и нефтяной промышленности СССР, исходя из трех категорий интерпретационных заключений по изучаемым объектам — продуктивный, непродуктивный, объект с неопределенной характеристикой, введены следующие основные коэффициенты, оценивающие эффективность работы геофизических партий: 1) коэффициент $K_{эф, з}$ эффективности заключений; 2) коэффициент $K_{одн, з}$ однозначности заключений; 3) коэффициент $K_{неодн, з}$ — неоднозначности заключений; 4) коэффициент $K_{пр}$ пропуска промышленных объектов. При этом считается, что отсутствие притоков нефти и газа в процессе испытания является следствием погрешностей, допущенных при интерпретации.

Перечисленные коэффициенты имеют следующую сущность. Допустим, что из общего N числа опробованных объектов по данным геофизических работ n^{+} объектов были выделены как продуктивные, $n^{(+)}$ — как объекты с неопределенной характеристикой (возможно продуктивные) и n^{-} — как объекты непродуктивные. Допустим далее, что при испытании объектов n^{+} притоки нефти и газа были получены в n^{++} случаях, при испытании объектов $n^{(+)}$ — в $n^{(++)}$ случаях и, наконец, при испытании объектов n^{-} в n^{-+} были получены нефть или газ, а в n^{-} случаях подтвердилось отрицательное заключение интерпретаторов. Тогда

$$K_{эф, з} = \frac{n^{++} + n^{(++)} + n^{-+}}{N}; \quad (485)$$

$$K_{одн, з} = \frac{n^{++} + n^{-+}}{N}; \quad (486)$$

$$K_{неодн, з} = \frac{n^{(+)}}{N}; \quad (487)$$

$$K_{пр, п} = \frac{n^{+}}{n^{++} + n^{(++)} + n^{-+}}. \quad (488)$$

Автор считает неправильным введение категории неопределенных (неоднозначных) заключений. Хорошо известно, что небольшое количество из числа так называемых определенных заключений по тем или иным обстоятельствам не подтверждается. Поэтому категорию $n^{(+)}$ целесообразно исключить и при выдаче заключения оценивать объект вероятностью его продуктивности или (о чем будет сказано ниже) вероятностью линейных запасов газа и нефти. Кроме того, принятая система показателей предполагает идеальность испытаний. В действительности отсутствие притоков в скважину иногда является следствием недостаточно тщательного испытания — низкого качества перфорации, высокой глинизации норového пространства в прискважинной зоне. Процент неудачных испытаний особенно велик в глубоких скважинах и в скважинах, разрезы которых представлены

карбонатными и гидроксимиическими осадками. В результате указанного геологическая эффективность геофизических исследований без внесения соответствующих корректив будет ниже ее вероятного значения. Некачественность испытаний может быть учтена путем добавления к числу положительных результатов испытаний некоторой доли β из числа n^{+0} безрезультатных испытаний. Коэффициент β определяется на основании статистической обработки результатов повторных испытания и вскрытия изучаемого объекта соседними скважинами.

При таком подходе отпадает необходимость в коэффициентах однозначности и неоднозначности заключений и оставшиеся два коэффициента принимают вид

$$K_{\text{эф},z} = \frac{n^{++} + n^{-} + \beta n^{+0}}{N}, \quad (489)$$

$$K_{\text{вспон}} = \frac{n^{++}}{n^{++} + n^{-}}, \quad (490)$$

а общий коэффициент геологической эффективности

$$K_{\text{г,эф}} = 1 - \frac{n^{+-} + (1-\beta)n^{+0} + an^{-}}{N}, \quad (491)$$

где эмпирическим коэффициентом $a > 1$ учитывается то обстоятельство, что пропуск продуктивного коллектора приводит к значительно большим убыткам, чем лишний отрицательный результат (n^{-}) разовых испытаний.

Общий недостаток формул (487)—(491) — отсутствие учета промышленной ценности испытанных объектов. Между тем известно, что объекты, не рекомендуемые к испытаниям по геофизическим данным (во всяком случае за последние годы), или объекты, не давшие при испытаниях промышленных притоков нефти и газа, как правило, относятся к категории малодобитных с небольшими линейными запасами полезного ископаемого. Поэтому более обоснованным является расчет геологической эффективности геофизических исследований разрезов скважин по формулам, в которых учитываются не только число и результаты проведенных

испытаний, но и промышленная ценность каждого из них, определяемая числовым значением линейных геологических запасов (ЛГЗ) нефти и газа, приходящихся на объект испытаний. В этом случае

$$K_{\text{эф},z} = \frac{\sum_{n^{++}} \text{ЛГЗ}^{++} + \sum_{n^{-}} \text{ЛГЗ}^{-} + \beta \sum_{n^{+0}} \text{ЛГЗ}^{+0}}{\sum_{N} \text{ЛГЗ}}, \quad (492)$$

$$K_{\text{вспон}} = \frac{\sum_{n^{++}} \text{ЛГЗ}^{++}}{\sum_{n^{++}} \text{ЛГЗ}^{++} + \sum_{n^{-}} \text{ЛГЗ}^{-}}, \quad (493)$$

и общий коэффициент геологической эффективности

$$K_{\text{г,эф}} = 1 - \frac{\sum_{n^{+-}} \text{ЛГЗ}^{+-} + (1-\beta) \sum_{n^{+0}} \text{ЛГЗ}^{+0} + a \sum_{n^{-}} \text{ЛГЗ}^{-}}{\sum_{N} \text{ЛГЗ}}, \quad (494)$$

В формулах (492)—(494) под линейными геологическими запасами для каждого объекта понимается произведение эффективной мощности $h_{\text{эф}}$, в данного объекта на средний коэффициент $k_{п,р}$ реальной пористости и средний коэффициент k_n насыщения порового пространства. Суммы линейных геологических запасов в формулах (492)—(494) в соответствии с принятой индексацией обозначают $\sum \text{ЛГЗ}$ — сумма линейных геологических запасов, по интервалам, которых выполнялись испытания; $\sum_{n^{++}} \text{ЛГЗ}^{++}$ — то же, по интервалам, рекомендованным геофизиками, с положительными результатами испытаний; $\sum_{n^{-}} \text{ЛГЗ}^{-}$ — то же, но по интервалам, не рекомендованным и давшим при испытаниях отрицательные результаты (обычно $\sum_{n^{-}} \text{ЛГЗ}^{-} \cong 0$); $\sum_{n^{+0}} \text{ЛГЗ}^{+0}$ — то же, по интервалам, не давшим притока; $\sum_{n^{-}} \text{ЛГЗ}^{-}$ — то же, по объектам, не рекомендованным геофизической службой и давшим положительные результаты при испытаниях.

Третий показатель геологической эффективности геофизических исследований разрезов скважин может быть оценен коэффициентом $K_{д, \text{пп}}$ достоверности количественного определения подсчетных параметров $\text{ПП}_{\text{геоф}}$ по геофизическим данным:

$$K_{д, \text{пп}} = \frac{1}{n} \sum_{n} \left(1 - \frac{|\text{ПП}_{\text{геоф}} - \text{ПП}_{\text{ист}}|}{\text{ПП}_{\text{ист}}} \right), \quad (495)$$

где $\text{ПП}_{\text{ист}}$ — истинные значения подсчетных параметров; n — число выборок, участвующих в расчете $K_{д, \text{пп}}$.

Существенно сложнее оценить количественную геологическую эффективность геофизических исследований за счет двух последних показателей, определяющих полноценность общих геологических сведений, получаемых по геофизическим данным.

Объем геофизической информации обычно настолько превосходит объем геологической информации по скважинам, что эти данные не могут быть сопоставлены с помощью достаточно объективного количественного критерия. Для сравнительной оценки эффективности

использования геофизических исследований в различных геологоразведочных организациях наиболее объективным является коэффициент бескерновой проходки

$$K_{б, п} = 1 - \frac{\sum H_{к, из}}{\sum H}, \quad (496)$$

где $\sum H$ — суммарная проходка по скважинам в районе, по которому определяется $k_{б, п}$; $\sum H_{к, из}$ — суммарный объем керна, поднятого на поверхность и изученного геологически.

Коэффициент бескерновой проходки показывает, насколько геологическую службу экономически удовлетворяет геофизическая информация при решении общих геологических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Гречухин В. В.* Геофизические методы исследования угольных скважин. 2-е изд., перераб. М., Недра, 1970.
2. *Дахнов В. Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. Учебное пособие для вузов. 2-е изд., перераб. М., Гостоптехиздат, 1962.
3. *Дахнов В. И.* Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. Учебник для вузов. М., Недра, 1972.
4. *Дебрандт Р.* Теория и интерпретация результатов геофизических методов исследования скважин. М., Недра, 1972.
5. *Дьяконов Д. И., Леонтьев Е. И., Кузнецов Г, С.* Общий курс геофизических исследований скважин. Учебник для вузов. М., Недра, 1977.
6. *Итенберг С. С.* Интерпретация результатов каротажа. М., Недра, 1978.
7. *Кобранова В. Н.* Физические свойства горных пород. Учебное пособие для вузов. М., Гостоптехиздат, 1962.
8. *Латышова М. Г.* Практическое руководство по интерпретации диаграмм геофизических методов исследования скважин. 2-е изд., перераб. М., Недра, 1981.
9. *Мейер В. А.* Каротаж скважин при разведке полиметаллических месторождений. Изд-во ЛГУ, 1960.
10. *Определение астрофизических характеристик по образцам/В. Н. Кобранова, Б. И. Извеков, С. Л. Пацевич, М. Д. Шварцман.* М., Недра, 1977.
11. *Пирсон С. Дж.* Справочник по интерпретации данных каротажа. М., Недра, 1966.
12. *Промысловая геофизика.* Вып. 3. М., Гостоптехиздат, 1960.
13. *Plewa S.* Geofizyka wiertnicza Katowica. Slask, 1972.
14. *Schlumberge.* Log Interpretation, v. 1, Principle, N.-J., 1972, USA.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

К главам I и II

15. *Альбом теоретических кривых электрического каротажа скважин.* М., Недра, 1964.
16. *Афонина Н. М.* Комплект палеток для интерпретации данных индукционного каротажа зондом 6Ф1. М., изд. ВНИИГеофизики, 1970.
17. *Башлыкин И. И.* Микроэлектрические методы исследования скважин. М., Недра, 1966.
18. *Вопросы промысловой геофизики.* М., Гостоптехиздат, 1957.
19. *Даев Д. С.* Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин. М., Недра, 1974.
20. *Дахнов В. Н. Нейман Е. Л.* Палетки ПКМ — МНИ для определения удельного электрического сопротивления пластов конечной мощности высокого сопротивления. М., Гостоптехиздат, 1958.
21. *Дахнов В. Н.* Электрические и магнитные методы исследования скважин. Учебник для вузов. 2-е изд., перераб. М., Недра, 1981.
22. *Плюснин М. И.* Индукционный каротаж. М., Недра, 1968.

К главам III, IV и V

23. *Вендельштсйн Б. Ю.* Исследование нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов. М., Недра, 1966.
24. *Комаров В. А.* Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., Недра, 1972.

К главе VI

25. *Кудрявцев Ю. И.* Индукционные методы измерения магнитной восприимчивости горных пород и руд в естественных условиях. М., Недра, 1978.
26. *Ядерные магнитные методы исследования скважин/С. М. Аксельрод, В. И. Данович, В. М. Запорожец и др.* М., Недра, 1976.

К главе VII

27. *Арцыбашев В. А.* Ядерно-геофизическая разведка. Учебное пособие для вузов. М., Атомиздат, 1972.
28. *Гулин Ю. А.* Гамма-гамма-метод исследования нефтяных скважин. М., Недра, 1975.
29. *Кожевников Д. А.* Нейтронные характеристики горных пород и их использование в нефтегазопромысловой геологии. М., Недра, 1974.
30. *Мейер В. А., Ваганов П. А.* Основы ядерной геофизики. Изд-во ЛГУ, 1978.
31. *Новиков Г. Ф., Капков Ю. Н.* Радиоактивные методы разведки. Учебное пособие для вузов. Л., Недра, 1965.
32. *Скважинная ядерная геофизика.* Справочник геофизика. М., Недра, 1978.
33. *Физические основы импульсных нейтронных методов исследования скважин/Ю. С. Шимелевич, С. А. Кантор, А. С. Школьников и др.* М., Недра, 1977.
34. *Ядерная геофизика при исследовании нефтяных месторождений/Ф. А. Алексеев, И. К. Головацкая, Ю. А. Гулин и др.* М., Недра, 1978.

К главе VIII

35. *Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И.* Термические исследования скважин. М., Гостоптехиздат, 1962.
36. *Позин Л. З.* Дифференциальная термометрия нефтяных и газовых скважин. М., Недра, 1964.
37. *Череменин Г. А.* Прикладная геотермия. Л., Недра, 1977.

К главе IX

38. *Ивакин Б. Я., Карус Е. В., Кузнецов О. Л.* Акустические методы исследования скважин. М., Недра, 1978.
39. *Петкевич Г. И., Вербицкий Г. З.* Акустические исследования горных пород в нефтяных скважинах. Киев, Наукова думка, 1970.

К главам X и XI

40. *Лукьянов Э. Е.* Исследования скважин в процессе бурения. М., Недра, 1979.
41. *Чекалин Л. М.* Газовый каротаж скважин и геологическая интерпретация его результатов. М., Недра, 1965.
42. *Юровский Ю. М.* Разрешающая способность газового каротажа. М., Недра, 1970.

К главам XII, XIII, XIV, XV и XVI

43. *Вендельштейн Б. Ю., Резванов Р. А.* Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов при подсчете запасов и проектировании разработки. М., Недра, 1978.
44. *Дахнов В. Н.* Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. М., Недра, 1975.
45. *Добрынин В. М.* Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1970.
46. *Добрынин В. М., Серебряков В. А.* Методы прогнозирования аномально высоких давлений. М., Недра, 1978.

47. *Изучение коллекторов нефти и газа месторождений Западной Сибири геофизическими методами*/Е. И. Леонтьев, Л. М. Дорогиницкая, Г. С. Кузнецов, А. Я. Малыхин. М., Недра, 1974.

К главам XVII и XVIII

48. *Гречухин В. В.* Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М., Недра, 1979.
49. *Методика геофизических исследований скважин Донбасса*/И. А. Гаркаленко, В. Ю. Зайченко, А. Ф. Мпхедько и др. Киев, Наукова думка, 1971.
50. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика)*. Справочник геофизика под ред. Н. Б. Дортман. М., Недра, 1976.
51. *Филиппов Е. М.* Ядерная разведка полезных ископаемых. Справочник. Киев, Наукова думка, 1978.
52. *Электромагнитные и магнитные методы исследования рудных скважин*. — Труды ВИРГ. Вып. 17. Изд-во ЛГУ, 1973.

К главе XIX

53. *Латышова М. Г.* Применение ЭВМ при геофизических исследованиях. М., изд. МИНХ и ГП, 1977.
54. *Сохранив Н. Н.* Машинные методы обработки и интерпретации результатов геофизических исследований скважин. М., Недра, 1973.

К главам XX, XXI, XXII и XXIII

55. *Долицкий В. А.* Геологическая интерпретация материалов геофизических исследований скважин. М., Недра, 1966.
56. *Жданов М. А., Лисунов В. Р., Гришин Ф. А.* Методика и практика подсчета запасов нефти и газа. М., Недра, 1967.
57. *Орлинский Б. М.* Контроль за разработкой залежей нефти геофизическими методами. М., Недра, 1977.
58. *Свихнушин Н. М., Азаматов В. И.* Методика изучения неоднородных коллекторов при оценке кондиций и подсчета запасов. М., Недра, 1971.
59. *Султанов С. А.* Контроль за заводнением нефтяных пластов. М., Недра, 1974.

ВВЕДЕНИЕ	1
ГЛАВА I. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ, ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ТОКА	13
§ 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН, ОСНОВАННЫЕ НА ИЗУЧЕНИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ [ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ] ГОРНЫХ ПОРОД...	13
§ 2. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ УДЕЛЬНОМ СОПРОТИВЛЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД	15
§ 3. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДИАГРАММ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ	22
§ 4. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПЛАСТАХ РАЗЛИЧНЫХ МОЩНОСТЕЙ И СОПРОТИВЛЕНИЙ ПРИ ОТСУТСТВИИ ВЛИЯНИЯ ГЛИНИСТОГО РАСТВОРА.....	24
<i>ДВА ОДНОРОДНЫХ И ИЗОТРОПНЫХ ПОЛУПРОСТРАНСТВА</i>	24
<i>ТРИ ОДНОРОДНЫЕ И ИЗОТРОПНЫЕ СРЕДЫ КОНЕЧНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ С ПЛОСКОПАРАЛЛЕЛЬНЫМИ ГРАНИЦАМИ РАЗДЕЛА</i>	28
§ 5. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПРЕДЕЛЬНОМ СЛУЧАЕ ПЛАСТОВ БЕСКОНЕЧНО ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	33
§ 6. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПЛАСТАХ ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ, ПЕРЕСЕЧЕННЫХ СКВАЖИНОЙ, ЗАПОЛНЕННОЙ ГЛИНИСТЫМ РАСТВОРОМ	37
§ 7. ПРАВИЛА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ И МОЩНОСТЕЙ ПЛАСТОВ ПО КРИВЫМ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ	42
§ 8. КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В ПАЧКАХ ПЛАСТОВ	45
§ 9. КРИВЫЕ МИКРОЗОНДОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	51
§ 10. ОСОБЕННОСТИ КРИВЫХ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ В НАКЛОННЫХ ПЛАСТАХ ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	52
§ 11. КРИВЫЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЗАЗЕМЛЕНИЯ, РЕГИСТРАЦИИ ТОКА И МЕТОДА СКОЛЬЗЯЩИХ КОНТАКТОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	54
§ 12. КРИВЫЕ ЭФФЕКТИВНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	55
<i>ТРЕХЭЛЕКТРОДНЫЕ ЗОНДЫ БЕЗ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ФОКУСИРОВКИ ЭКРАНИРОВАННОГО ТОКА</i>	55
<i>ТРЕХЭЛЕКТРОДНЫЙ ЭКРАНИРОВАННЫЙ ЗОНД С НЕПРЕРЫВНОЙ ФОКУСИРОВКОЙ ЭКРАНИРУЮЩЕГО ТОКА (ЗОНДЫ ТИПА АБК)</i>	55
<i>СЕМИЭЛЕКТРОДНЫЙ ЭКРАНИРОВАННЫЙ ЗОНД</i>	57
<i>ДЕВЯТИЭЛЕКТРОДНЫЙ (ГРАДИЕНТ) ЭКРАНИРОВАННЫЙ ЗОНД</i>	58
§ 13. КРИВЫЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ИНДУКЦИОННОГО МЕТОДА И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	59
§ 14. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ КАЖУЩЕГОСЯ И ЭФФЕКТИВНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ	62
§ 15. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ КАЖУЩЕГОСЯ И ЭФФЕКТИВНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	63
ГЛАВА II. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ...	65
§ 16. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О БОКОВЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЯХ	65
§ 17. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	70
§ 18. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПЛАСТАХ ВЫСОКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	73
§ 19. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПЛАСТАХ НИЗКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	79
§ 20. ИСКАЖЕНИЯ КРИВЫХ БОКОВОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	80
§ 21. НЕПОСРЕДСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД ПО ДИАГРАММАМ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ, ОПТИМАЛЬНЫХ ЗОНДОВ	80
§ 22. СПОСОБ ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВОК ЗА ЭКРАНИРОВАНИЕ ТОКА	83
§ 23. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД $R_{п1}$ [$R_{зп1}$] ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЯ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ НЕСКОЛЬКИМИ ЗОНДАМИ	84
§ 24. МЕТОД МИКРОЗОНДОВ	85
§ 25. СПОСОБ СОПРОТИВЛЕНИЯ ЭКРАНИРОВАННОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ	87
§ 26. МИКРОМЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЯ ЭКРАНИРОВАННОГО ЗАЗЕМЛЕНИЯ	95
§ 27. ИНДУКЦИОННЫЙ МЕТОД	95
§ 28. ОПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД $R_{п1}$ ($R_{зп1}$, $R_{пп1}$) ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ЗОНДАМИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ	99
ГЛАВА III. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД, ПОТЕНЦИАЛОВ ЭЛЕКТРОДНЫХ И ГАЛЬВАНИЧЕСКИХ ПАР	101
§ 29. ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД	101
§ 30. КРИВЫЕ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПОРОД	106
§ 31. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД	115

§ 32. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	120
§ 33. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	121
§ 34. ДИАГРАММЫ ЭЛЕКТРОДНЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ	122
§ 35. ДИАГРАММЫ ПОТЕНЦИАЛОВ ГАЛЬВАНИЧЕСКИХ ПАР	123
ГЛАВА IV. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД	123
§ 36. ВЫЗВАННАЯ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД	123
§ 37. КРИВЫЕ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	124
§ 38. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫЗВАННОЙ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД	126
§ 39. ИЗУЧЕНИЕ ЗАВИСИМОСТЕЙ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ОТ СИЛЫ ПИТАЮЩЕГО ТОКА И ВРЕМЕНИ	127
§ 40. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	127
§ 41. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ ПОТЕНЦИАЛОВ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	128
ГЛАВА V. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МЕТОДА ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ	128
§ 42. ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД	128
§ 43. КРИВЫЕ ВОЛНОВОГО ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА	129
§ 44. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ВОЛНОВОГО ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА И ИХ ИСКАЖЕНИЯ	131
ГЛАВА VI. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МАГНИТОМЕТРИИ СКВАЖИН	132
§ 45. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД	132
§ 46. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МАГНИТОМЕТРИИ СКВАЖИН	133
§ 47. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ЯДЕРНО-МАГНИТНОГО МЕТОДА	137
ГЛАВА VII. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ РАДИОМЕТРИИ СКВАЖИН	139
§ 48. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАДИОАКТИВНЫХ МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ	139
§ 49. ЕСТЕСТВЕННАЯ ГАММА-АКТИВНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД	140
§ 50. КРИВЫЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ	143
§ 51. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ГАММА-АКТИВНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД	145
§ 52. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ИНТЕНСИВНОСТИ ЕСТЕСТВЕННОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ	149
§ 53. ДИАГРАММЫ ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ ИЗОТОПОВ	150
§ 54. ДИАГРАММЫ ГАММА-ГАММА-МЕТОДОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	151
§ 55. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ РЕНТГЕНО-РАДИОГРАФИЧЕСКОГО МЕТОДА	153
§ 56. НЕЙТРОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД	154
§ 57. ДИАГРАММЫ НЕЙТРОН-НЕЙТРОННЫХ МЕТОДОВ	156
§ 58. ДИАГРАММЫ НЕЙТРОННОГО ГАММА-МЕТОДА И ИХ ОБЩАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	158
§ 59. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОБРАБОТКА ДИАГРАММ НЕЙТРОННОГО ГАММА-МЕТОДА	159
§ 60. УЧЕТ ЗАМЕДЛЯЮЩИХ И ПОГЛОЩАЮЩИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД	163
§ 61. БОКОВЫЕ НЕЙТРОННЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ. СПОСОБ ОТНОШЕНИЙ	164
§ 62. ИМПУЛЬСНЫЕ НЕЙТРОННЫЕ МЕТОДЫ	165
§ 63. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ НЕЙТРОННЫХ МЕТОДОВ	168
§ 64. МЕТОД НАВЕДЕННОЙ ГАММА-АКТИВНОСТИ	168
§ 65. ИСКАЖЕНИЯ ДИАГРАММ РАДИОМЕТРИИ СКВАЖИН	170
ГЛАВА VIII. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОГРАММ	172
§ 66. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД	172
§ 67. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОГРАММ, РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ	174
§ 68. ТЕРМОГРАММЫ ЛОКАЛЬНЫХ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ	175
§ 69. ТЕРМОГРАММЫ ИСКУССТВЕННЫХ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ	178
§ 70. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ-ТЕРМОГРАММ	180
§ 71. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕРМОГРАММ	181
§ 72. ИСКАЖЕНИЯ ТЕРМОГРАММ	184
ГЛАВА IX. АКУСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ	186
§ 75. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ КОЭФФИЦИЕНТА ОСЛАБЛЕНИЯ	189
§ 76. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ УЛЬТРАЗВУКОВОГО МЕТОДА	189

ГЛАВА X МЕТОДЫ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ, КАВЕРНОМЕТРИИ И КОРКОМЕТРИИ	190
.....
§ 77. КРИТИЧЕСКОЕ НАПРЯЖЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД	190
§ 78. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ	191
§ 79. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КАВЕРНОГРАММ	193
§ 80. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ КОРКОМЕРА	195
ГЛАВА XI ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН	196
§ 81. ОСНОВЫ ОБРАБОТКИ ДИАГРАММ ГАЗОМЕТРИИ СКВАЖИН	196
§ 82. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ГАЗОМЕТРИИ СКВАЖИН	198
§ 83. ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЛЮМИНЕСЦЕНТНО-БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА	199
§ 84. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ МЕТОДА ИЗБИРАТЕЛЬНЫХ ЭЛЕКТРОДОВ	201
ГЛАВА XII ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДОКУМЕНТАЦИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН	202
§ 85. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ РАЗРЕЗЫ СКВАЖИН	202
§ 86. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИН ЗАЛЕГАНИЯ ГРАНИЦ И МОЩНОСТЕЙ ПЛАСТОВ	203
ГЛАВА XIII ВЫДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ, ГАЗА И ПОГРЕБЕННЫХ ВОД	205
§ 87. ВЫДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ	205
§ 88. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ КОЛЛЕКТОРОВ	209
§ 89. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КОЛЛЕКТОРОВ	210
§ 90. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДАМИ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ	211
ГЛАВА XIV ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ПОРИСТОСТИ	214
§ 91. МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ	214
<i>Метод сопротивлений</i>	214
<i>Определение электрических удельных сопротивлений пластовых вод, фильтрата глинистого раствора и их смеси</i>	214
<i>Определение коэффициента пористости</i>	217
<i>Влияние пластовых условий на точность определения коэффициента пористости</i>	220
<i>Учет неоднородности коллектора</i>	220
<i>Преимущества и недостатки способа сопротивлений</i>	220
МЕТОД ЕСТЕСТВЕННОЙ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ	221
§ 92. МЕТОДЫ РАДИОМЕТРИИ	222
НЕЙТРОННЫЕ МЕТОДЫ	222
<i>Определение k_n по зависимости $\Delta J_{n\gamma} = f(k_n)$</i>	223
<i>Определение $k_{п,н}$ по отношению интенсивностей</i>	225
<i>Определение $k_{п,н}$ боковым нейтронным зондированием</i>	225
<i>Определение $k_{п,н}$ по нейтронной поглощающей активности</i>	226
<i>Метод рассеянного гамма-излучения</i>	226
МЕТОД ИЗОТОПОВ И НЕЙТРОННЫХ АКТИВАТОРОВ	227
МЕТОД ЕСТЕСТВЕННОГО ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЯ	227
§ 93. МЕТОДЫ МАГНИТОМЕТРИИ	228
§ 94. УЛЬТРАЗВУКОВОЙ МЕТОД	228
<i>Неглинистые коллекторы</i>	228
<i>Глинистые коллекторы</i>	229
§ 95. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ КОМПЛЕКСОМ МЕТОДОВ	230
§ 96. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА ПОРИСТОСТИ КОЛЛЕКТОРА	231
§ 97. ОЦЕНКА ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОРИСТОСТИ	233
ГЛАВА XV ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗВИЛИСТОСТИ ПОРОВЫХ КАНАЛОВ, КОЭФФИЦИЕНТОВ ПРОНИЦАЕМОСТИ И ГЛИНИСТОСТИ	235
§ 98. ИЗВИЛИСТОСТЬ ПОРОВЫХ КАНАЛОВ	235
§ 99. КОЭФФИЦИЕНТ ПРОНИЦАЕМОСТИ	235
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ	235
СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПРОНИЦАЕМОСТИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	236
.....
<i>Метод электрического сопротивления</i>	236
<i>Метод потенциалов собственной поляризации</i>	239
<i>Метод гамма-активности</i>	239

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ И ФАЗОВЫХ ПРОНИЦАЕМОСТЕЙ	240
§ 100. КОЭФФИЦИЕНТ ГЛИНИСТОСТИ.....	240
МЕТОД ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	240
МЕТОД ГАММА-АКТИВНОСТИ.....	241
МЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЙ.....	242
КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	242
ГЛАВА XVI. ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕНОСНЫХ И ГАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ.....	243
§ 101. ВЫДЕЛЕНИЕ НЕФТЕНОСНЫХ И ГАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ.....	243
МЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЙ.....	243
МЕТОД ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	246
МЕТОД ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ.....	246
НЕЙТРОН-НЕЙТРОННЫЙ МЕТОД И НЕЙТРОННЫЙ ГАММА-МЕТОД	247
МЕТОД ИЗОТОПОВ.....	248
МЕТОД НАВЕДЕННОЙ ГАММА-АКТИВНОСТИ	248
ТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.....	248
УЛЬТРАЗВУКОВОЙ МЕТОД.....	249
МЕТОД ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ	249
МЕТОДЫ КАВЕРНОМЕТРИИ И КОРКОМЕТРИИ.....	249
ГАЗОВЫЙ И ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ МЕТОДЫ.....	249
КОМПЛЕКСНОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ	250
§ 102. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ВОДОНЕФТЯНОГО, ГАЗОВОДЯНОГО И ГАЗОНЕФТЯНОГО КОНТАКТОВ.....	251
ВОДОНЕФТЯНОЙ КОНТАКТ.....	251
ГАЗОВОДОНЕФТЯНОЙ КОНТАКТ.....	252
§ 103. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ МОЩНОСТИ.....	252
§ 104. ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПЛАСТОВЫХ (ПОРОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ И ИХ ОЦЕНКА.....	253
§ 105. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕНИЯ.....	255
МЕТОД СОПРОТИВЛЕНИЯ	255
Погрешности при определении коэффициента нефтегазонасыщения по параметру R_H	256
МЕТОД ПОТЕНЦИАЛОВ СОБСТВЕННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ	257
РАДИОАКТИВНЫЕ МЕТОДЫ.....	257
§ 106. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ОСТАТОЧНОГО НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕНИЯ И ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ	258
ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ОСТАТОЧНОГО НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕНИЯ.....	258
§ 107. ИЗУЧЕНИЕ ПРОДУКТИВНОСТИ СКВАЖИН	258
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОЙ МАКСИМАЛЬНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ СКВАЖИН, ВОДОНЕФТЯНОГО И ВОДОГАЗОВОГО ФАКТОРОВ.....	259
ИЗУЧЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ ДЕБИТА И СОСТАВА ЗАПОЛНИТЕЛЯ СКВАЖИНЫ	259
ИЗУЧЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ ПОГЛОЩЕНИЯ.....	261
ГЛАВА XVII ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ	262
§ 108. ВЫДЕЛЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ	262
§ 109. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КАЧЕСТВА УГЛЕЙ	263
ЗОЛЬНОСТЬ	263
СЕРНИСТОСТЬ.....	266
ВЛАЖНОСТЬ.....	266
ВЫХОД ЛЕТУЧИХ.....	266
§ 110. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД.....	266
ГЛАВА XVIII ВЫДЕЛЕНИЕ И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ (НЕГОРЮЧИХ) ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	268
§ 111. ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ И МЕТАЛЛЫ ИХ СПЛАВОВ.....	268
§ 112. ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ.....	270
§ 113. РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ	272
§ 114. УРАНО-ТОРИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ.....	272
§ 115. МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ.....	273
§ 116. СТРОИТЕЛЬНЫЕ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	275
§ 117. ВОДА	275

ГЛАВА XIX ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТЕХНИКИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН	277
§ 118. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ	277
§ 119. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ	279
§ 120. ИНДИВИДУАЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ	279
§ 121. КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН	280
§ 122. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭВМ ПРИ РЕГРЕССИОННОМ АНАЛИЗЕ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	282
ГЛАВА XX НОРМАЛЬНЫЕ И СВОДНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН	283
§ 123. СОСТАВЛЕНИЕ НОРМАЛЬНЫХ И СВОДНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ	283
§ 124. ВЫБОР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РЕПЕРОВ	285
§ 125. СОСТАВЛЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СХЕМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ	285
§ 126. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДИАГРАММ ПЛАСТОВОГО НАКЛОНОМЕРА	287
ГЛАВА XXI ПОСТРОЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ И ПЛАСТОВЫХ КАРТ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	290
§ 127. СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ	290
§ 128. КАРТЫ СХОЖДЕНИЯ.....	291
§ 129. ПЛАСТОВЫЕ КАРТЫ	291
ГЛАВА XXII ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ И ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ НЕФТИ И ГАЗА	292
§ 130. КАРТЫ РАВНЫХ МОЩНОСТЕЙ И СОПРОТИВЛЕНИЙ НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕННОЙ ЧАСТИ КОЛЛЕКТОРА.....	292
§ 131. ПЛАН-ДИАГРАММА	293
§ 132. ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ НЕФТИ И ГАЗА. КАРТЫ УДЕЛЬНОГО ГАЗОНЕФТЕСОДЕРЖАНИЯ.....	294
ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ НЕФТИ.....	294
ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ ГАЗА"	297
ГЛАВА XXIII ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	299
§ 133. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ВЫПОЛНЯЕМЫЕ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В СКВАЖИНАХ	299
§ 134. ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД	299
§ 135. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН	300
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	303
ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА	303
ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	303
<i>К главам I и II.....</i>	303
<i>К главам III, IV и V.....</i>	303
<i>К главе VI.....</i>	304
<i>К главе VII.....</i>	304
<i>К главе VIII</i>	304
<i>К главе IX.....</i>	304
<i>К главам X и XI.....</i>	304
<i>К главам XII, XIII, XIV, XV и XVI</i>	304
<i>К главам XVII и XVIII.....</i>	305
<i>К главе XIX.....</i>	305
<i>К главам XX, XXI, XXII и XXIII.....</i>	305