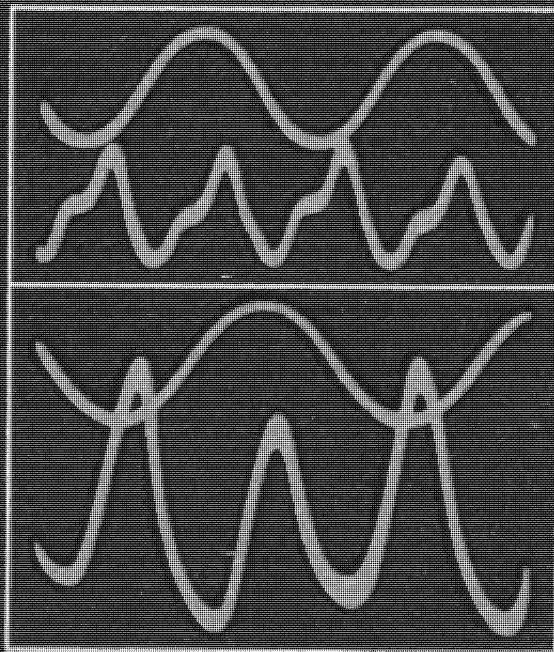


Г.Я.ЧЕРНЯК

# ЭЛЕКТРО- МАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ

В ГИДРОГЕОЛОГИИ  
И ИНЖЕНЕРНОЙ  
ГЕОЛОГИИ



Г.Я.ЧЕРНЯК

---

# ЭЛЕКТРО- МАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ В ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ



МОСКВА "НЕДРА" 1987

Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. — М.: Недра, 1987. — 213 с.

Рассмотрена петрофизика горных пород применительно к задачам гидрогеологии и инженерной геологии. Обобщен опыт применения радиоволновых и диэлектрических методов исследований при мелиоративных, инженерно-геологических и природоохранных работах, наблюдениях за влажностью и влагопереносом в зоне азрации, при выделении водонасыщенных горизонтов. Приведены данные об экономической эффективности методов, освещены перспективы использования электроакустических и сейсмоземных явлений в горных породах.

Для геофизиков, гидрогеологов, геологов производственных организаций, занимающихся вопросами гидрогеологии и инженерной геологии.

Табл. 19, ил. 58, список лит. — 50 назв.

Рецензент: Ю.В. Якубовский, д-р техн. наук (Московский геолого-разведочный институт им. Серго Орджоникидзе)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

В последние 10–15 лет бурными темпами шел рост объемов работ и развитие инженерно-гидрологической геофизики как самостоятельной и полноправной отрасли прикладной геофизики. Ее методы находят все более широкое признание и использование при самых разнообразных гидрологических, инженерно-геологических, природоохранных, мелиоративных и других исследованиях и изысканиях. При этом, хотя и используется весьма широкий набор методов геофизики, доминирующее положение занимают методы инженерно-гидрологической геоэлектрики.

Но несмотря на несомненные успехи в развитии геоэлектрических методов исследований, в этой области имеется еще большое число нерешенных теоретических и методических задач. Среди них едва ли не важнейшей является повышение реальной геологической информативности методов полевой инженерно-гидрологической электроразведки, включая такие новые ее направления, как аэро- и наземная активная и пассивная радиолокация в УКВ и МКВ диапазонах, электромагнитные методы изучения разрезов скважин и бесскважинный пенетрационный каротаж, а также электромагнитные методы оценки и контроля водно-физических и физико-механических свойств пород в массиве и на образцах. Столь широкий набор электрических методов, применяемых для решения гидрологических и инженерно-геологических задач и рассматриваемых в данной книге, оправдывает использование в книге таких обобщающих выражений, как "инженерно-гидрологическая геоэлектрика" и "электромагнитные методы в гидрологии и инженерной геологии".

Анализ состояния вопроса и опыт показывают, что возможности инженерно-гидрологической геоэлектрики для повышения информативности ее методов исследований, дальнейшего расширения круга решаемых задач и повышения производительности труда далеко еще не исчерпаны. Несомненно также, что практическая реализация этих возможностей немыслима без выполнения соответствующих теоретических и экспериментальных работ, среди которых особую, по мнению автора, роль играет дальнейшее и целенаправленное изучение электрофизики горных пород, лежащей в основе всех методов геоэлектрики.

В книге сделана попытка систематизировать и обобщить накопленный к настоящему времени опыт в разработке и применении импедансных радиоволновых и диэлектрических методов инженерно-гидрологической геоэлектрики, что будет способствовать их дальнейшему внедрению в производство и практику научных иссле-

дований. Кроме того, в ней впервые в обобщенном виде освещено новое направление в инженерно-гидрогеологической геофизике — использование обратимых и необратимых механоэлектрических (точнее — акустоэлектрических и электрокинетических) воздействий на геологическую среду с целью получения информации об ее инженерно-геологических свойствах и гидрогеологических параметрах или направленного изменения указанных свойств и параметров. При этом основу книги составляют оригинальные исследования, выполненные в геофизических подразделениях института ВСЕГИНГЕО и его комплексной гидрогеологической экспедиции.

В выполнении экспериментальных исследований, технических и методических разработок, результаты которых нашли отражение в книге, принимали участие коллеги автора: Г.А. Смирнов и Е.Г. Соломина, а также В.Н. Чубаров, Н.Н. Шарапанов, С.Г. Ларичева, Г.П. Бяшков и С.З. Козак. Всем названным товарищам автор приносит свою благодарность.

## ВВЕДЕНИЕ

---

Специфика гидрогеологических и инженерно-геологических изысканий и их все возрастающие объемы потребовали разработки высокоеффективных методов и методик разведочной геофизики, нередко существенно отличающихся от тех, которые применяются в ранее сложившихся ее отраслях. В результате усилий ряда научных и производственных коллективов сформировался и быстро развивается новый раздел разведочной геофизики — инженерно-гидрогеологическая геофизика, характеризующаяся рядом специфических черт, приемов и технических средств.

Одна из главных особенностей полевой инженерно-гидрогеологической геофизики определяется тем, что при относительно небольших глубинах исследования, для которых характерны разнообразие и быстрая изменчивость свойств геологической среды, а также высоких требованиях к разрешающей способности применяемых способов и к густоте сети геофизических наблюдений остро стоят вопросы об экономичности и производительности используемых методов, методик и технических средств. В частности, сжатые сроки и большие объемы выполняемых в СССР работ по гидрогеологическим и инженерно-геологическим съемкам для мелиоративного строительства и хозяйственного освоения труднодоступных аридных и северных районов страны выдвигают задачу разработки скоростных, информативных и экономичных методов исследований, в том числе допускающих переход к непрерывной регистрации замеров, проводимых в процессе движения измерительных установок.

Другая важная особенность инженерно-гидрогеологической геофизики определяется необходимостью сокращения объема исследований по инженерно-геологическому и гидрогеологическому опробованию, требующих большого объема буровых, горных, опытных и лабораторных работ. Это требует от геофизики, наряду с решением традиционных задач, давать количественную оценку инженерно-геологических свойств горных пород в массиве и гидрогеологических параметров водоносных горизонтов, а также вести геофизическими методами изучение гидрогеологических, инженерно-геологических и геокриологических процессов. При этом требования к разрешающей способности полевых методов геофизики и к точности количественных оценок изучаемых параметров и характеристик приближаются к требованиям, которые предъявляются, например, к методам промысловой геофизики.

Решение этой сложной задачи привело к включению в состав геофизических работ заключительного этапа — количественной геолого-гидрогеологической интерпретации геофизических материалов.

В основе такой интерпретации лежит использование главным образом корреляционных зависимостей между геофизическими и искомыми геолого-гидрогеологическими характеристиками, получаемыми в результате параметрических измерений вблизи опорных скважин и горных выработок, в которых проведено надлежащее геолого-гидрогеологическое опробование [21, 46].

Еще одна особенность, которая требует своеобразного подхода, связана с тем, что все большую актуальность приобретают задачи оценки и прогнозирования пополнения запасов и загрязнения подземных вод при их инфильтрационном питании через зону аэрации. Решение этих задач во многом зависит от наличия соответствующих и весьма специфичных геофизических средств и методов для осуществления стационарных наблюдений за изменением влажности и влагопереносом в зоне аэрации.

Наконец, последняя особенность инженерно-гидрогеологической геофизики связана с тем, что наряду с применением методов и средств измерений, базирующихся на использовании слабых геофизических полей, не изменяющих естественных свойств горных пород и протекающих в них процессов, перед геофизиками, работающими в гидрогеологии и инженерной геологии, возникают задачи, требующие использования сильных полей, оказывающих вполне ощущимые воздействия на горные породы. Такие воздействия призваны, например, целенаправленно изменять коллекторские свойства пород или управлять гидрогеологическими процессами, или служить источником иного рода физических полей.

Место и задачи геофизических методов исследований в определенной мере зависят от стадии и назначения гидрогеологических и инженерно-геологических работ. В частности, геофизические исследования применяются при гидрогеологической съемке всех масштабов на территории всех регионов Советского Союза. Это обуславливается тем, что наряду с ландшафтно-индикационными геофизическими методами позволяют непрерывно (или с недостижимой другими методами густотой сети наблюдения) прослеживать изменение показателей (параметров) по всей площади съемки или ее отдельных участков, наиболее важных или сложных для изучения гидрогеологических условий [21, 23, 24, 48].

Определенной спецификой при этом обладают съемки для целей мелиорации. Одна из важнейших их особенностей заключается в весьма жестких требованиях к достоверности информации о гидрогеологических и инженерно-геологических условиях изучаемой территории, которые не могут быть обеспечены только путем непосредственного бурения скважин, проведения опытно-фильтрационных, лабораторных и других работ. Поскольку проектирование мелиоративных систем базируется на информации определенной достоверности, для получения которой наилучшие результаты дает

сочетание прямых и косвенных методов опробования, в качестве последних наиболее целесообразным оказывается применение методов геофизики, позволяющих осуществлять экстраполяцию и интерполяцию данных прямого опробования в пределах изучаемой территории с определенной (заданной) точностью [46].

При разведке месторождений пресных подземных вод наземные геофизические методы нашли наибольшее применение на стадиях поисков и предварительной разведки. При этом они опережают основной фронт горно-буровых и опытных работ. Что касается стадии детальной разведки месторождений пресных подземных вод, то большую роль здесь играют геофизические исследования скважин.

Особенности инженерно-геологических съемок среднего масштаба ( $1:200\ 000 - 1:100\ 000$ ) также накладывают отпечаток на задачи и методику выполнения геофизических исследований [20, 23]. В частности, большое значение приобретают более детальные площадные геофизические работы на представительных "ключевых" участках, связанных между собой профилями, на которых выполняются маршрутные геофизические исследования.

Для оценки инженерно-геологических условий при разведке месторождений твердых полезных ископаемых основной объем геофизических работ падает на изучение и документацию разрезов буровых скважин, на изучение околоскважинного пространства, а также на геофизические работы в подземных выработках [14, 21, 28, 30].

Свою специфику имеет использование методов и средств геофизики для изучения процессов влаго- и солевого переноса в зоне аэрации как с целью обоснования проектов мелиоративных мероприятий, так и при решении вопросов охраны грунтовых вод от загрязнения, засоления и истощения [21, 45]. То же относится к применению методов и средств геофизики для изучения и прогнозирования различного рода геодинамических и вообще инженерно-геологических процессов и явлений.

При этом применяются практически все основные методы прикладной геофизики. Но доминирующее положение занимают геоэлектрические методы исследований и воздействий. Определяется это рядом причин, важнейшими из которых являются: относительная экономичность, мобильность и производительность этих методов, их сравнительно легкая приспособляемость для решения различных задач в разнообразной природной обстановке, высокая информативность.

Перечисленные достоинства инженерно-гидрогеологической геоэлектрики являются отражением того, что в ее состав входит целый комплекс методов, базирующихся на большом числе электрических характеристик и электромагнитных параметров, тесно связанных с различными свойствами горных пород и геологических образований. Важное место среди них занимает группа электромагнитных методов исследований и воздействий, которым посвящена данная работа.

# ГЛАВА 1

## ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И НАСЫЩАЮЩЕЙ ИХ ВОДЫ

---

### 1.1. Водно-физические и физико-механические свойства горных пород

Горные породы представляют собой сложные агрегаты физически и химически разнородных компонентов, в большей или меньшей степени связанных между собой силами молекулярного воздействия. Вода в горных породах является одним из главнейших компонентов, формирующих все их физические свойства. Кроме того, именно вода является тем минеральным сырьем, в поисках и разведке месторождений которого заключается главная задача гидрогеологических исследований. Поэтому физические свойства самой воды и вопросы ее взаимосвязи с минеральным каркасом (скелетом) горных пород требуют более подробного рассмотрения. Пока лишь отметим, что воду в горных породах можно подразделить на три категории: свободную или капельно-жидкую; связанную силами молекулярного и кристалло-химического взаимодействия с минеральным каркасом породы и твердую в виде льда в зонах распространения многолетнемерзлых пород. Основной водой в земной коре является свободная, из скоплений которой формируются подземные воды, являющиеся объектом гидрогеологического изучения.

По характеру скважности (пустотности) породы делятся на два основных класса: обломочные несцементированные (или слабосцементированные) породы с межгрануллярной пористостью и скальные трещиноватые и кавернозные породы, в которых межгрануллярная пористость играет сугубо подчиненную роль. Встречаются также водоносные горизонты со смешанным видом скважности, которые можно назвать порово-трещинными коллекторами. Характер скважности пород оказывает существенное влияние на методику геофизических исследований и способы интерпретации их результатов при оценке инженерно-геологических и гидродинамических (коллекторских) свойств пород.

Инженерно-геологические и гидродинамические свойства являются составной частью общего комплекса водно-физических свойств горных пород и зависят от генезиса породы и от таких характеристик, как минералогический и гранулометрический состав породы, ее структура и текстура, форма и расположение зерен (в случае рыхлых пород), количество и состав глинистого (коллоидного) материала в породе, ее плотность, удельная поверхность и влаго-

Таблица 1

Основные водно-физические и физико-механические параметры горных пород и насыщающей их воды

Наименование параметра (показателя)	Обозначение	Определение параметра (показателя)	Связь с другими параметрами (показателями)
Плотность скелета породы (минеральная плотность), кг/м <sup>3</sup>	$\sigma_m$	Отношение массы твердой фазы (скелета) породы к объему твердой фазы	$\sigma_m = \sigma_{sp} / (1 - n_p)$
Плотность влажной породы (естественная плотность), кг/м <sup>3</sup>	$\sigma_p$	Отношение общей массы породы (всех ее фаз) к ее общему (естественному, ненарушенному) объему	$\sigma_p = \sigma_{sp} (1 + w)$
Плотность сухой (газонасыщенной) породы, кг/м <sup>3</sup>	$\sigma_{sp}$	Отношение массы сухой (газонасыщенной) породы к общему (естественному) объему породы, лишенной поровой влаги	$\sigma_{sp} = \sigma_p / (1 + w)$
Плотность полностью водонасыщенной породы, кг/м <sup>3</sup>	$\sigma_{вл п}$	Отношение массы полностью водонасыщенной породы к занимаемому ею объему	$\sigma_{вл п} = \sigma_m - n_p (\sigma_m - \sigma_b)$
Общая пористость породы, %	$n_p$	Отношение объема пор ко всему объему породы	$n_p = 1 - (\sigma_{sp} / \sigma_m) = (\sigma_m - \sigma_{вл п}) / (\sigma_m - \sigma_b) = l_n / (1 + l_n)$
Трещиноватость сцементированной породы, %	$k_{тр}$	Площадь трещин, приходящихся на единицу площади шлифа породы	$k_{тр} = b l_{st} / S_p$
Открытая пористость сцементированной породы, %	$n_o$	Отношение объема открытых, сообщающихся между собой и наружной поверхностью породы поро ко всему объему породы (образца)	$n_o = \mu_h \sigma_{sp} / \sigma_b$
Динамическая пористость, %	$n_d$	Отношение объема движущейся в породе жидкости к общему объему породы	$n_d = n_o - n_{wm}$
Глинистость породы, %	Г0,05	Отношение объема (массы) глинистой фракции (частиц 0,005 мм) к общему объему (массе) породы	

Продолжение табл. 1

Наименование параметра (показателя)	Обозначение	Определение параметра (показателя)	Связь с другими параметрами (показателями)
Влажность породы, %: весовая (массовая)	$w$	Отношение массы содержащейся в породе воды к массе абсолютно сухой породы	
объемная	$n_w$	Объем воды, содержащейся в единичном объеме породы	$n_w = w \sigma_{\text{сп}} / \sigma_B = w \sigma_{\text{п}} / (1 + w) \sigma_B$
относительная	$k_w$	Степень заполнения пор породы водой	$k_w = n_w / n_{\text{п}}$
Влагоемкость породы, %: полная	$w_0 (n_{w_0})$	Отношение массы (объема) воды в пустотах к массе (объему) сухой породы	$n_{w_0} = n_{\text{п}}$
максимальная молекулярная	$w_m (n_{wm})$	Максимальное количество физически связанный (удерживаемой силами молекулярного притяжения) воды в породе	
максимальная гигроскопическая	$w_f (n_{wf})$	Максимальное количество воды, удерживаемое сухой породой в условиях 96 %-ной влажности воздуха	
Дефицит (недостаток) насыщения породы, %	$\mu_0$	Отношение объема пор $\mu_0 = n_{\text{п}} - n_w$ влажной породы, заполненного газообразной фазой, ко всему объему породы	
Водопоглощение, %	$\mu$	Отношение массы $M_B$ поглощенной породой воды к массе $M_{\text{сп}}$ сухой породы	$\mu \approx \mu_B / \mu_{\text{сп}} = n_0 \sigma_B / \sigma_{\text{сп}}$
Водопроницаемость, $\text{м}^2$	$k_{\text{пр}}$	Расход воды при данной ее вязкости через единицу поверхности сечения породы (образца) при градиенте давления, равном 1	$k_{\text{пр}} = k_{\phi} \eta_B / \sigma_B = k_{\phi} \nu_B = n_{\text{д}}^3 / f_{\text{г}} \times \times s^2 T_{\text{г}}^2 = 5,5 n_{\text{д}}^3 \times 10^{-9} / (1 - n_{\text{д}})^2$

Продолжение табл. 1

Назначение параметра (показателя)	Обозначение	Определение параметра (показателя)	Связь с другими параметрами (показателями)
Коэффициент фильтрации породы, м/с	$k_f$	Скорость фильтрации воды через породу при напорном градиенте $I = \Delta p_f / L_f = 1$	$k_f = k_{\text{пр}} / \nu_B =$ $= k_{\text{пр}} \sigma_B / \eta_B = Q_B L_f /$ $s_f \Delta P_f = Q_B / s_f T_f =$ $= v_f / I$ $T_f = k_f m$
Водопроводимость породы, $\text{м}^2/\text{сут}$	$T_B$	Расход воды через единицу поперечного сечения водоносного горизонта (образца) мощностью (толщиной) $m$ при градиенте напора равном 1	
Средняя истинная (действительная) скорость фильтрации воды через породу, м/с	$u_f$	—	$u_f = r_0 \Delta P_f / 8 \eta_B =$ $= Q_B / s_d \approx v_f / n_d^2$ В грубозернистых породах $u_f = v_f / n_d$ $N 2 \pi r_0 T_f$
Общая удельная поверхность породы, $\text{м}^{-1} (\text{м}^2/\text{кг})$	$s_{\text{уд}}$	Суммарная поверхность частиц (пор) в единице объема (массы) породы	$s_{\text{уд}} = \frac{\pi}{s_f (1 - \eta)} x$ $x s_{\text{уд}} = 3/F$ — для гранулярных пород; $s_{\text{уд}} = 3/F$ — для шарообразных зерен
Извилистость гидравлически связанных каналов в породе	$T_g$	Среднестатистическая длина гидравлически связанных каналов, приходящихся на единицу расстояния между двумя точками в породе или на единицу длины образца	$T_g = (a / n^{m-1})^{1/2}$ , где $0,4 < a < 1$ ; $1,3 < m < 2,4$
Гидравлический радиус, м	$R_g$	Часть площади живого сечения, приходящегося на единицу длины смоченного периметра пор	$R_g = n_{\text{пл}} / s_{\text{уд}}$
Число пластичности рыхлых глинистых пород, %	$\eta_{\text{пл}}$	Разность между влажностью верхнего и нижнего пределов пластичности, характеризующая степень глинистости породы	
Модуль продольной упругости (Модуль Юнга), Па	$E$	Отношение упругого (механического) напряжения $T_m$ к относительной линейной деформации породы $\delta l_m$ в направлении действия $T_m$	$E_j = T_m / \delta l_m$ — для одноосного сжатия породы с возможностью бокового расширения

Продолжение табл. 1

Наименование параметра (показателя)	Обозначение	Определение параметра (показателя)	Связь с другими параметрами (показателями)
Приведенный (условный) модуль Юнга, Па	$E^*$	—	$E^* = \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} E$ — для одноосного сжатия породы при отсутствии возможности бокового расширения
Коэффициент по-перечного сжатия (коэффициент Пуассона)	$\sigma$	Отношение поперечной относительной деформации породы к продольной при одноосном сжатии	$\sigma_{yx}(zx) = \delta l_{my}(z) / \delta l_{mx}(x)$
Модуль сдвига породы, Па	$G$	Отношение касательного упругого напряжения в породе к величине вызванного им угла сдвига	$G = E/2(1 + \sigma)$
Плотность воды, $\text{кг}/\text{м}^3$	$\sigma_v$	Масса единичного объема воды	—
Удельный вес воды, $\text{Н}/\text{м}^3$	$\delta_v$	Вес единичного объема воды	$\delta_v = \sigma_v g$
Динамическая (абсолютная) вязкость воды, $\text{Па} \cdot \text{с}$	$\eta_v$	Сила трения, приходящаяся на единицу поверхности соприкосновения двух слоев воды, скользящих один по другому с единичной скоростью	—
Кинематическая вязкость воды, $\text{м}^2/\text{с}$	$\nu_v$	Отношение динамической вязкости к плотности жидкости	$\nu_v = \eta_v / \sigma_v$

Примечания. Наряду с плотностью широко используются весовые показатели с размерностью  $\text{Н}/\text{м}^3$ .

Дополнительные обозначения:  $b$  — ширина (раскрытие) трещины;  $l_{st}$  — суммарная длина трещин, приходящаяся на единицу площади сечения породы (шлифа);  $S_p$  — площадь сечения породы (шлифа);  $L_f$  — длина (видимая) пути фильтрации, к которому относится перепад (градиент) давлений (напоров)  $\Delta p_f$ ;  $f_g = 2/3$  — коэффициент, учитывающий форму сечения гор;  $R_0$  — среднестатистический радиус пор;  $S_d$  — "живое" сечение водоносной породы, равное ее общему сечению  $S_p$ , через которое фильтруется вода, за вычетом площади, занятой скелетом породы;  $\psi_p$  — влажность нижнего предела пластичности (раскатывания);  $\psi_u$  — влажность верхнего предела пластичности (текучести);  $T_m$  — механическое (упругое) напряжение в породе;  $\delta l_m$  — относительная линейная деформация (удлинение, сжатие) породы.

емкость, а также от физических и физико-химических свойств поровой влаги. По-видимому, существенное влияние на гидродинамические (фильтрационные и емкостные) свойства пород оказывают термодинамические условия (т. е. давление и температура), в которых они находятся. Однако количественные закономерности здесь пока неясны.

Если при гидрогеологических исследованиях горные породы рассматриваются лишь как среда, в которой происходит формирование и движение подземных вод (в том числе при извлечении последних или при захоронении поверхностных вод), то при инженерно-геологических исследованиях важнейшим объектом изучения являются свойства самих горных пород и процессы, происходящие в них под влиянием факторов естественного или искусственного происхождения. Определяется это тем, что инженерно-геологические исследования проводятся, главным образом, для обоснования проектирования различных видов строительства, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, а также для осуществления других инженерных мероприятий. В связи с этим, как отмечает Е.М. Сергеев, любую горную породу, которую оценивают с точки зрения использования ее при строительстве, следует рассматривать как "грунт". При этом все многообразие грунтов по характеру внутренних связей между отдельными их компонентами может быть сведено в два основных класса: породы с жесткими связями (скользкие грунты) и породы без жестких связей (рыхлые грунты).

Одной из главных задач гидрогеологических и инженерно-геологических исследований и выполняемых в помощь им геофизических работ является лабораторное и полевое опробование горных пород с целью оценки и изучения их водно-физических и физико-механических свойств. Перечень основных из этих свойств и их показателей вместе с некоторыми петрофизическими соотношениями приведен в табл. 1.

## 1.2. Вода в горных породах, ее физические свойства и роль в формировании свойств горных пород

Важная роль воды в породах определяется прежде всего ее собственными специфическими свойствами и связанными с этим особенностями взаимодействия с другими компонентами пород. Определяющую роль при этом играет строение молекулы воды, наиболее широко ныне принятая модель которой приведена на рис. 1.

Наличие четырех разнесенных между собой полюсов разноименных зарядов, расположенных в вершинах правильного тетраэдра, создает весьма значительный дипольный момент молекулы воды  $H_2O$ , равный  $6,1 \cdot 10^{-30}$  Кл·м. Такое строение молекул воды обусловливает связь атомов водорода одной из них со свободной

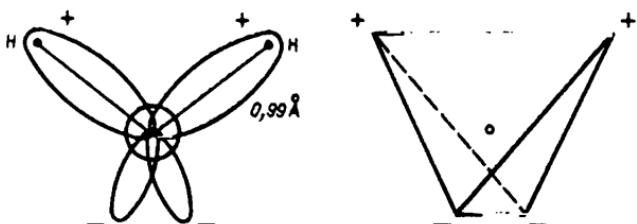


Рис.1. Модель молекулы воды (по Н. Бъерруму, 1965)

парой электронов другой молекулы. В итоге каждая молекула воды может участвовать в четырех водородных связях, направленных по четырем разным направлениям [12, 18]. Это, в свою очередь, предопределяет сравнительную "рыхлость" строения воды в целом и аномальный характер большинства ее физических свойств.

Согласно экспериментальным данным Дж. Моргана и Б. Уоррена, в жидкой воде координационное число, т. е. число ближайших к каждой молекуле  $\text{H}_2\text{O}$  других молекул воды, несколько зависит от температуры и при  $25^\circ\text{C}$  равно примерно 4,6. Иными словами, в жидкой воде наблюдается тетраэдрическое окружение молекул, создающее высокую степень их упорядоченности (типа кристаллической решетки кварца), характерную для твердого тела. Таким образом, хотя в жидкой воде в целом сохраняется какое-либо упорядоченное расположение молекул, их близкая упорядоченность оказывается возможной.

Согласно О.Я. Самойлову, под влиянием тепловой энергии молекулы воды совершают трансляционные движения (самодиффузия), которые ведут к разрыву части водородных связей. При этом молекулы, вышедшие из своего положения равновесия, попадают в соседние пустоты структуры и оказываются энергетически неэквивалентными молекулам, находящимся в положении равновесия, что имеет существенное значение для электрических свойств воды.

В горных породах мы всегда имеем дело с водными растворами электролитов, свойства которых в основном зависят от состояния ионов в растворе и, следовательно, от гидратации последних. Так как гидратация в растворах — это результат взаимодействия ионов растворенного вещества с водой, равенство концентраций ионов  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$  может быть нарушенным, что отразится на величинах  $\text{pH}$  и  $\text{pOH}$  воды. При этом имеет значение как взаимодействие ионов непосредственно с окружающими их молекулами воды, так и взаимодействие их с остальной водой. Соответственно различаются "ближняя" и "далняя" гидратации. При этом наибольшее влияние на явления переноса (электропроводность, диффузия, теплопроводность и т. д.) оказывает именно "ближняя" гидратация. Поскольку

ион в энергетическом отношении неэквивалентен молекуле воды, то под его воздействием в окружающих молекулах  $H_2O$  изменяются потенциальные барьеры, отделяющие одно положение равновесия молекулы от другого, причем различные ионы по-разному действуют на трансляционное движение ближайших к ним молекул воды.

Если обозначить через  $\tau$  среднее время, в течение которого молекулы чистой воды колеблются около одного положения равновесия, а через  $E$  — энергию активации самодиффузии молекулы воды, то для молекул  $H_2O$ , находящихся вблизи иона, среднее время пребывания в положении равновесия  $\tau_i$  (причем  $\tau_i \neq \tau$ ), а энергия активации этих молекул равна  $E + \Delta E$ . По О.Я. Самойлову, отношение

$$\tau_i/\tau = \exp(\Delta E / RT)$$

характеризует гидратацию ионов в растворе. Чем больше  $\tau_i/\tau$ , тем большее влияние оказывает ион на энергию активации ближайших молекул воды. Важно подчеркнуть при этом, что для многозарядных и небольших однозарядных ионов (например,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Li^+$ )  $\tau_i > \tau$  и  $\Delta E > 0$ . Следовательно, они ослабляют трансляционное движение ближайших молекул воды и увеличивают ее вязкость. Наоборот, большие однозарядные ионы ( $K^+$ ,  $C^+$ ,  $J^-$ ) усиливают трансляционное движение ближайших молекул воды. В этом случае  $\tau_i < \tau$ ,  $\Delta E < 0$  и вязкость воды уменьшается. Это явление называется отрицательной гидратацией.

Явление отрицательной гидратации свидетельствует о том, что диэлектрическая проницаемость растворов с увеличением их концентрации может, по-видимому, как возрастать, так и уменьшаться в зависимости от "знака" гидратации. Поскольку молекула  $H_2O$  обладает значительным дипольным моментом, для воды можно ожидать проявление электрострикции, т.е. возникновение в ней под действием электрического поля ионов упругой деформации, не зависящей от направления поля и знака заряда иона и пропорциональной квадрату напряженности этого поля.

В самом деле, благодаря наличию водородных связей структура свободной воды имеет "ажурный" характер и обладает свободным объемом. Это, в частности, следует из того, что если бы молекулы воды были упакованы в кубическую решетку, то они должны были бы занимать объем около 12,5 мл/моль при 25 °C и нормальном атмосферном давлении. Наблюдаемый же объем составляет, согласно Г.Г. Маленкову, 18,07 мл/моль. В комплексе ион-вода собственный размер молекулы  $H_2O$  почти не меняется. Однако пространственная структура воды вблизи иона становится иной. В ряде работ (например, Г. Десноерса, А.М. Блоха и др.) отмечается, что при появлении в воде растворенных ионов происходит уменьшение объема растворителя, причем разные ионы в различной степени воздействуют на внутреннее давление в воде. Это уменьшение объема

раствора, которое упомянутые авторы называют электрострикцией, оказывается тем больше, чем выше энергия взаимодействия ионов с дипольными молекулами воды, что наглядно демонстрируют приведенные ниже экспериментальные данные Г. Десноерса:

$E \dots 0$	12	60	90	165	255	693	1303	3270	8100	12	180	24	480
$\Delta v \dots 0.5 \cdot 10^{-4}$	0,01	0,030	0,086	0,210	0,536	0,995	1,36	2,36	3,17	5,08			

Здесь  $E$  — напряженность поля в мВ/м;  $\Delta v$  — уменьшение объема раствора в мл/моль.

Анализ этих данных показывает, что при напряженности поля меньше  $E_{kp} \approx 315$  мВ/м существует управление связи вида  $\Delta v = aE^2$ , т. е. действует квадратическая зависимость между деформацией и напряженностью поля, отвечающая электрострикции. При напряженности поля ионов  $E > E_{kp}$  эта зависимость резко меняется, принимая вид  $\Delta v = b/E^{0.64}$ . По-видимому, это означает, что не все уменьшение объема раствора можно отнести за счет электрострикции в строгом понимании данного термина.

Для получения заметного электрострикционного эффекта в свободной воде требуется поле напряженностью около  $10^3 - 10^4$  В/м, что значительно превосходит значения, при которых происходит электрический пробой воды при задании поля с помощью электродов. В дальнейшем мы еще вернемся к рассмотрению условий, при которых возникновение электрострикции в воде существенным образом облегчается.

Что касается "дальней" гидратации, то ее действие состоит, главным образом, в поляризации под действием поля иона окружающих его объемов воды. Хотя при этом энергия взаимодействия каждого отдельного иона с каждой отдельной удаленной от него молекулой мала, общая энергия, получаемая суммированием по многим ионам и молекулам, достигает больших значений, с ней связана значительная часть теплоты гидратации иона. Установлено также, что координационное число в водных растворах электролитов остается близким к координационному числу молекул чистой воды.

Гидратация ионов оказывает существенное воздействие на внутреннее трение (вязкость) воды. Так, по данным Г.К. Антоненко и В.М. Гольдберга при повышении температуры воды от 0 до 80 °С динамическая и объемная ее вязкость уменьшаются примерно в 5 раз ( $\eta_v$  — от 1,79 до 0,35, а  $\eta_v V$  — от 5,61 до 1,22 мПа·с). Что касается давления и минерализации, то они оказывают на вязкость воды сравнительно слабое влияние.

Вода в горных породах находится в сложном взаимодействии с поверхностью скелета породы. Согласно распространенной ныне в гидрогеологии и инженерной геологии классификации Е.М. Сергеева, различают следующие виды воды в породах: в форме пара, связанную (включая прочносвязанную и рыхлосвязанную), свободную (включая капиллярную и гравитационную), в твердом состоя-

ния (лед), а также кристаллизационную и химически связанную.

При изучении водоносных горизонтов (вне зон распространения многолетнемерзлых пород) обычно наблюдается практически полное водонасыщение пород. В этих условиях парообразная вода не играет сколько-нибудь заметной роли, а кристаллизационная и ей подобная вода входит в состав скелета породы. Поэтому при геоэлектрических исследованиях практическое значение имеют лишь вода свободная, находящаяся на достаточно большом удалении от стенок пор, капилляров и трещин и поэтому испытывающая лишь силы менискового напряжения и гравитации, и вода связанная, находящаяся в сфере действия молекулярных поверхностных сил твердого скелета породы. О свойствах свободной воды уже говорилось выше. Что касается связанной воды, то согласно современным представлениям имеющимся на минеральной поверхности активные центры, взаимодействуя с ближайшими молекулами воды, изменяют их трансляционную активность, возникающие искажения движения молекул ведут к искажению ближней структуры воды и изменению ее физических свойств. В частности, по мнению Л.И. Кульчицкого и О.Г. Усьярова [18], особую роль в проявлении аномальных свойств воды играют слабосвязанные молекулы  $H_2O$ , находящиеся в пустотах каркаса воды и определяющие температурные зависимости ее теплопроводности и теплоемкости, аномалии вязкости и ряда других свойств.

Характер взаимодействия поверхности скелета породы с водой зависит от ряда факторов, и в том числе от геометрического расположения активных центров на твердой поверхности, числа этих центров, приходящихся на единицу поверхности, а также от минерального состава породы и ее структуры. Геометрическое расположение этих центров на минеральной поверхности и расположение молекул связанной воды в упомянутых цепочках, как показал Г.Б. Бокий, вообще говоря, не совпадают. В этом случае адсорбированные на соседних активных центрах молекулы воды не имеют между собой водородных связей и не могут создать на поверхности частицы сплошного мономолекулярного слоя, а образуют некие трехмерные структуры, в которых определяющую роль играют цепочки молекул воды с центрально-симметричными связями. Иными словами, первые порции адсорбированной воды должны иметь структуру, состоящую из отдельных объемов, внутри которых дипольные моменты молекул  $H_2O$  упорядочены силовым полем соответствующих активных центров. На рис. 2 приведена модель интенсивного решетчато- и доменоподобного упорядочения связанной воды вблизи поверхности раздела сред с выделенной зоной максимальной разупорядоченности (2) ("подплавленного" слоя) при переходе от связанной (1) к объемной (3) воде. Для нас важно, что такое строение соответствует понятию "доменной" структуры и является энергетически более выгодным, а ее существование имеет эксперимен-

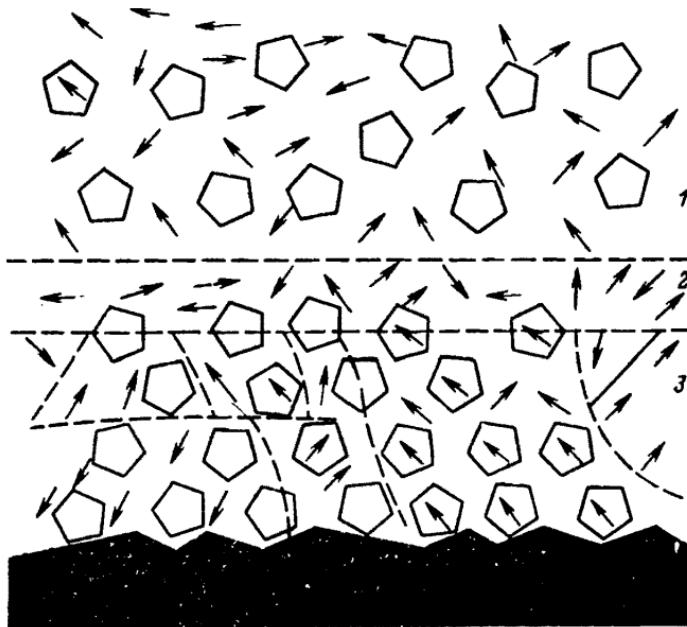


Рис. 2. Трехслойная модель воды в присутствии минеральной (неполярной) поверхности (по В. Дрост-Хэнсену, 1969)

тальное подтверждение и обусловливает, согласно Б.В. Дерягину [9], К.Л. Чопру и др., сегнетоэлектрические свойства связанной воды. Следующие порции адсорбированной воды имеют уже более упорядоченную структуру, стабилизированную водородными связями, и в конце концов образуют на минеральной поверхности сплошную пленку.

Вблизи от твердой поверхности под влиянием полей активных центров происходит изменение величины потенциальных барьеров, разделяющих положения равновесия молекул воды. Если обозначить это равновесие через  $\xi$ , то оказывается, что оно может быть положительным и отрицательным. В тонкодисперсной породе  $\xi > 0$ , что подтверждается увеличением вязкости воды по мере приближения к твердой поверхности. С удалением от поверхности  $\xi$  по абсолютной величине уменьшается и уменьшается искажение структуры воды.

Связанная вода всегда присутствует в горных породах, причем связь ее с поверхностью весьма значительна и имеет физико-химическую природу. Так, например, энергия десорбции первого слоя адсорбированной воды достигает 16,5 ккал/моль. По этой причине прочносвязанная вода обладает рядом аномальных свойств: повышенной молекулярной вязкостью, пониженной температурой замер-

зания и т. д. В настоящее время нет единого мнения о толщине пленки прочносвязанной воды.

Благодаря ориентации диполей, в прочносвязанной воде возникает потенциал, который приводит к образованию вокруг нее пленки более рыхлосвязанной воды, прочность которой быстро падает с удалением от поверхности. Взаимодействие со скелетом породы не ограничивается "связыванием" тонких пленок у поверхности зерен. Наряду с этим происходит диссоциация минеральной поверхности, в результате которой, согласно Н.А. Огильви, только один из ионов переходит в прилегающую жидкую среду, в то время как противоион остается в массе твердого тела.

Другим источником появления ионов в пленке связанный воды может явиться адсорбция на минеральной поверхности ионов, имеющихся в растворе. Общее количество в той или иной мере связанный воды в породах обычно близко к величине их максимальной молекулярной влагоемкости.

Изложенные представления о характере взаимодействия "пограничных" слоев воды с минеральной поверхностью скелета породы базируются на допущении о существовании плавного уменьшения степени связанных воды и, соответственно, постепенном изменении ее механических и других физических свойств по мере удаления от стенки капилляра или поры. Наряду с этим в некоторых работах (например, В. Дрост-Хэнсена, Т.Л. Челидзе, Н.Ф. Бондаренко) выдвигается предположение о "трехслойной" структуре воды вблизи минеральной поверхности. На рис. 2 приведена модель такой "трехслойной" структуры воды: к стенкам капилляра примыкают упорядоченные слои прочносвязанной воды; на сравнительно большом удалении от стенок находится объемная вода (свободная), а между ними (на месте рыхлосвязанной воды) находится так называемый "подплавленный" слой разупорядоченной воды, подвижность которой больше, чем объемной.

Предположение о наличии "подплавленного" слоя между объемной жидкостью и сольватным слоем облегчает объяснение результатов ряда экспериментов. Возможность существования такого переходного слоя довольно логично объясняется тем, что под воздействием сольватного слоя и объемной жидкости в слое уменьшается число межмолекулярных водородных связей по сравнению с объемом. В связи с этим удельная энталпия этого "подплавленного" слоя, так же как и его подвижность, должна быть более высокой, чем в сольватном слое и объеме. При этом механизм, приводящий к разрыву водородных связей, остается пока неясен. Не выяснено также, почему не проявляется наличие "подплавленного" слоя при исследовании электрических свойств "пограничных" слоев воды (электропроводности, диэлектрической проницаемости, потенциала двойного слоя), которые плавно меняются при удалении от твердой поверхности.

Более детальный анализ и обсуждение этого вопроса выходят за рамки данной работы. Поэтому только отметим, что сказанное подтверждает сложность и многогранность поверхностных явлений, следствием которых являются аномалии ряда физических свойств связанной воды и содержащих ее пород [9, 18, 37, 42].

## ГЛАВА 2 ЭЛЕКТРОФИЗИКА ГОРНЫХ ПОРОД

---

### 2.1. Горные породы в слабом электромагнитном поле

Пространственная и временная изменчивость состава, состояния, водно-физических и физико-механических свойств горных пород, а также условий их залегания находит отражение в широком диапазоне вариаций электромагнитных свойств пород и образуемых ими структур и массивов.

В связи с этим в зависимости от решаемой геологической задачи и способов исследований могут быть, условно говоря, два подхода к рассмотрению электромагнитных свойств пород и их комплексов. Первый из них — обобщенное рассмотрение электромагнитных свойств среды, основанное на чисто макроскопической теории поля для решения задач структурного характера. Такой подход характерен при использовании большинства электромагнитных методов исследования, основанных на наблюдениях структуры поля над и под поверхностью земли. Когда же необходимо, особенно при постановке геоэлектрических исследований для решения гидрологических и инженерно-геологических задач, получить более подробную физическую и геологическую информацию (и способ разведки это позволяет), приходится продолжить рассмотрение электромагнитных свойств среды на область так называемого "квазимикроскопического состояния". Это позволяет связать формальные понятия об электромагнитных характеристиках среды, полученных из анализа уравнений Максвелла, с конкретными петрофизическими характеристиками горных пород, а также с соответствующими молекулярными, атомными и электрохимическими процессами и константами. Лишь это дает возможность объяснить реакцию горных пород на приложенное к ним внешнее поле, проявлением которой и являются интересующие нас электромагнитные характеристики пород.

Несмотря на очевидную условность такого подразделения, оно представляет определенные удобства при изложении материала.

Основными электромагнитными характеристиками любой среды являются удельная электропроводность  $\gamma$  (или обратная ей величина — удельное сопротивление  $\rho$ ), магнитная  $\mu$  и диэлектрическая  $\epsilon$  проницаемости. В горных породах к этим трем характеристикам (при измерениях на постоянном токе или токах инфразвуковой частоты) добавляется коэффициент поляризуемости  $\eta^*$ .

Эти четыре характеристики входят в качестве коэффициентов пропорциональности в известные уравнения связи между векторами электромагнитного поля

$$\mathcal{J} = \gamma (1 - \eta) \vec{E}_0; \quad \vec{B} = \mu_{abc} \vec{H}; \quad \vec{D} = \epsilon_{abc} \vec{E}, \quad (2.1)$$

где  $\vec{H}$  — напряженность магнитного поля;  $\vec{E}_0$  — начальная напряженность электрического поля;  $\vec{B}$ ,  $\vec{D}$  — соответственно магнитная и электрическая индукция;  $\mathcal{J}$  — плотность электрического тока.

Соотношения (2.1) являются эмпирическими, причем в основу их положено представление о линейности связи между соответствующими векторами, что, строго говоря, может быть справедливым лишь в случае слабых полей. Поскольку в геоэлектрике обычно имеют дело именно со слабыми полями, то указанное допущение оказывается практически приемлемым, хотя и требует соответствующего контроля при измерениях. Вместе с тем при необходимости использования более сильных полей следует учитывать возможные проявления нелинейности указанных характеристик. В однородной и изотропной среде характеристики  $\gamma$ ,  $\mu_{abc}$  и  $\epsilon_{abc}$  не зависят от направлений и координат точки, в общем же случае они являются тензорами.

В безграничном свободном пространстве (а также практически в воздухе) эти характеристики имеют следующие значения:  $\gamma = 0$ ;  $\epsilon_{abc} = \epsilon_0 = 1/36\pi \cdot 10^{-9} \approx 8,85 \cdot 10^{-12}$  Ф/м;  $\mu_{abc} = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \approx 1,26 \cdot 10^{-6}$  Гн/м. На практике широко пользуются не абсолютными, а относительными величинами  $\epsilon_{отн} = \epsilon_{abc} / \epsilon_0$  и  $\mu_{отн} = \mu_{abc} / \mu_0$ . В дальнейшем, за исключением особо оговоренных случаев, в данной книге используются относительные значения проницаемостей, обозначаемые просто  $\epsilon$  и  $\mu$ .

Электромагнитное состояние элемента материи удобно описать путем введения двух дополнительных векторов — электрической  $\bar{P}$  и магнитной  $\bar{M}$  поляризации, определив их уравнениями

$$\bar{P} = \bar{D} - \epsilon_0 \bar{E}; \quad \bar{M} = \frac{1}{\mu_0} \bar{B} - \bar{H}. \quad (2.2)$$

Таким образом, векторы поляризации связаны только с материй

\* Коэффициент поляризуемости (или вызванная электрическая активность) является безразмерной величиной, выражаемой в долях единицы или процентах, и в интересующих нас ионопроводящих породах с ростом частоты поля быстро падает до исчезающе малой величины.

и исчезают в свободном пространстве. С помощью соотношения (2.2) можно исключить векторы  $\vec{D}$  и  $\vec{H}$  из уравнения поля. Иными словами, присутствие в электромагнитном поле материальных тел может быть учтено с помощью эквивалентного распределения зарядов плотностью  $\text{div } \vec{P}$  и эквивалентного распределения токов плотностью  $\partial \vec{P} / \partial t + \text{rot } \vec{M}$ . В однородной изотропной среде векторы поляризации параллельны соответствующим векторам поля и, за исключением ферромагнитных тел, пропорциональны им.

В среде, где электропроводность не равна нулю, соотношение между плотностью тока и полем определяется законом Ома. При этом предполагается, что распределение тока в ионизированной среде не зависит от интенсивности магнитного поля, что в большинстве практических случаев справедливо, поскольку эффект Холла очень мал и им без заметной ошибки можно пренебречь.

В теории электромагнитного поля доказывается, что в области с проводимостью, не равной нулю, не может быть постоянного распределения свободных зарядов. В однородной среде, для которой справедливы соотношения (2.1), справедливо уравнение непрерывности, которое может быть записано в форме

$$\frac{\partial \sigma_e}{\partial t} + \frac{\gamma}{\epsilon_0 \epsilon} \sigma_e = 0.$$

Решение этого уравнения дает

$$\sigma_e = \sigma_{e0} \exp(-\gamma t / \epsilon_0 \epsilon), \quad (2.3)$$

где  $\sigma_{e0}$  — плотность заряда в момент времени  $t = 0$ . Таким образом, уравнение (2.3) показывает, что заряд, первоначально распределенный по всему объему материала, в каждой точке со временем убывает по экспоненциальному закону, причем совершенно независимо от интенсивности приложенного поля.

Промежуток времени  $t = \epsilon_0 \epsilon \rho$ , необходимый для того, чтобы заряд в какой-либо точке уменьшился в  $e = 2,718$  раз от своей первоначальной величины, называется временем релаксации. Этот параметр играет очень важную роль в понимании физической сущности многих процессов, обусловливающих электромагнитные свойства горных пород и их компонентов.

Описанные электромагнитные характеристики среды можно называть первичными. Помимо них, при использовании электромагнитных методов исследования приходится сталкиваться и с рядом других характеристик и параметров, которые могут быть выражены через первичные характеристики и в этом смысле являются производными, или вторичными. Важнейшие из них приведены в табл. 2.

В этой таблице электромагнитный коэффициент среды  $\nu_p$  показывает соотношение между токами проводимости и смещения в среде, а  $\operatorname{tg} \delta_p$  служит мерой диэлектрических потерь в физике диэлектри-

Таблица 2

Производные (вторичные) электромагнитные характеристики и параметры горных пород и геологических сред

Характеристика, параметр	Обозначение	Связь с первичными характеристиками и параметрами пород и сред
Комплексная (полная) проводимость породы, См/м	$\gamma_{\pi}^*$	$\gamma_{\pi}^* = \gamma_{\pi}^1 + i \gamma_{\pi}^2 = \gamma_{\pi} + i \omega \epsilon_0 \epsilon_{\pi} = -i \omega \epsilon_0 \epsilon_{\pi}^*$ $ \gamma_{\pi}^*  = \gamma_{\pi} (1 + \nu_{\pi}^2)^{1/2} / \nu_{\pi}$
Комплексная (полная) диэлектрическая проницаемость породы	$\epsilon_{\pi}^*$	$\epsilon_{\pi}^* = \epsilon_{abc}^* / \epsilon_0 = \epsilon_{\pi}' + i \epsilon_{\pi}'' = \epsilon_{\pi} (1 + i \nu_{\pi}) = \epsilon_{\pi} + i \gamma_{\pi} / \omega \epsilon_0 = -i \gamma_{\pi}^* / \omega \epsilon_0$ $ \epsilon_{\pi}^*  = \epsilon_{\pi} (1 + \nu_{\pi}^2)^{1/2}$
Электромагнитный коэффициент среды (породы)	$\nu_{\pi}$	$\nu_{\pi} = \gamma_{\pi} / \omega \epsilon_0 \epsilon_{\pi} = 1 / \omega \tau = 60 \lambda_0 / \epsilon_{\pi} \rho_{\pi} = 1,8 \cdot 10^{10} / f \epsilon_{\pi} \rho_{\pi}$
Тангенс угла диэлектрических потерь в породе	$\operatorname{tg} \delta_{\pi}$	$\operatorname{tg} \delta_{\pi} = \epsilon_{\pi}'' / \epsilon_{\pi}' = \gamma_{\pi}' / \gamma_{\pi}'' = \gamma_{\pi} / \omega \epsilon_0 \epsilon_{\pi}$
Волновое число среды, м <sup>-1</sup>	$K_{\Gamma}$	$K_{\Gamma} = a + i \beta = (\omega^2 \mu_0 \epsilon_0 \mu_{\pi} \epsilon_{\pi} + i \mu_0 \mu_{\pi} \gamma_{\pi})^{1/2} = 2 \pi \sqrt{\epsilon_{\pi} \mu_{\pi}} \sqrt{1 + i \nu_{\pi}^2} / \lambda_0 = 2 \pi (\mu_{\pi} \epsilon_{\pi}^*)^{1/2} / \lambda_0 \approx 2 \pi [\epsilon_{\pi} (1 + i 60 \lambda_0 / \rho_{\pi} \epsilon_{\pi})]^{1/2} / \lambda_0$
Модуль $K_{\Gamma}$ , м <sup>-1</sup>	$ K_{\Gamma} $	$ K_{\Gamma}  = \frac{2\pi}{\lambda_0} \sqrt{\mu_{\pi}} \sqrt{ \epsilon_{\pi}^* }$
Аргумент $K_{\Gamma}$ , радиан ( $\Delta \psi$ )	$\arg K_{\Gamma}$	$\arg K_{\Gamma} = \operatorname{arc} \operatorname{tg} (\beta/a) = \frac{1}{2} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \nu_{\pi}$
Фазовая постоянная, м <sup>-1</sup>	$a$	$a = \frac{\omega}{c} \sqrt{\mu_{\pi}} \epsilon_{\pi} / 2 \sqrt{\sqrt{1 + \nu_{\pi}^2} + 1}$
Коэффициент поглощения (затухания), м <sup>-1</sup>	$\beta$	$\beta = \frac{\omega}{c} \sqrt{\mu_{\pi}} \epsilon_{\pi} / 2 \sqrt{\sqrt{1 + \nu_{\pi}^2} - 1}$
Внутренний (входной) импеданс среды (породы), Ом	$z_{\pi}$	$z_{\pi} = [\omega \mu_0 \mu_{\pi} / (\omega \epsilon_0 + i \gamma_{\pi})]^{1/2} = \mu_0 \mu_{\pi} \times \omega e^{-i \Delta \omega} /  K_{\Gamma}  = E_{\Gamma} / H_{\Gamma}^2$
Модуль $z_{\pi}$ , Ом	$ z_{\pi} $	$ z_{\pi}  = c \mu_0 \sqrt{\mu_{\pi}} /  \epsilon_{\pi}^*  = 120 \pi \sqrt{\mu_{\pi}} /  \epsilon_{\pi}^* $
Скорость распространения электромагнитных волн в среде, м/с	$v_{\lambda}$	$v_{\lambda} = \omega / a$

**Примечания.**  $\Delta \psi$  — угол отставания фазы магнитного вектора от электрического;  $E_T$ ,  $H_T$  — тангенциальные составляющие электрического и магнитного компонентов напряженности поля диполя в дальней зоне; при  $v \ll 1$   $a \approx \frac{\omega}{c} \sqrt{\mu_p \epsilon_p}$ ;  $\beta \approx \frac{188,3}{\rho_p} \sqrt{\mu_p / \epsilon_p}$ ;  $z_p \approx 120 \pi \sqrt{\mu_p / \epsilon_p}$ ; при  $v \gg 1$   $a = \beta = \omega \mu_0 \mu_p / 2 \rho_p = 1,987 \times 10^{-3} \mu_p \sqrt{f / \rho_p}$ ;  $\Delta \psi = 45^\circ$  и  $z_p \approx 48,7 \sqrt{\rho_p / \lambda_0}$ .

ков и радиоэлектронике и с той же целью используется для характеристики пород-квазиэлектриков. При этом формально  $\operatorname{tg} \delta_p = v_p$ . Необходимо также иметь в виду следующее: в радиофизике волновое число среды называют постоянной распространения, причем в свободном пространстве  $K_r = \omega/c = 2\pi/\lambda_0$ ; понятие входного импеданса среды используется применительно к полю плоской электромагнитной волны, т. е. на расстоянии более  $2\pi\lambda_0$  от источника.

Основные электромагнитные свойства горных пород обусловлены различными по видам и формам движениями электрически заряженных и полярных частиц (электронов, ионов, молекул и т. п.) или процессами и явлениями, вызванными этими движениями. Скорость таких движений или процессов может быть самой различной, но при этом всегда конечной. Этим определяется зависимость электромагнитных характеристик горных пород от времени и, следовательно, от частоты поля.

Во всех такого рода явлениях и процессах выделяются три основных вида: электропроводность, электрическая поляризация и диэлектрические потери. В действительности все эти явления и процессы находятся в тесной взаимосвязи и взаимообусловленности. Поэтому их разделение связано, главным образом, с удобством рассмотрения и носит искусственный характер.

Электропроводность подавляющего большинства горных пород по своей физической природе является почти исключительно ионной и обусловлена в первую очередь сквозным переносом зарядов свободными и слабосвязанными ионами грунтовых растворов. Вместе с тем известную роль играют ионная и электронно-дырочная проводимости минерального каркаса пород.

Наряду с электропроводностью, характеризующейся движением ионов по всему сечению породы, представляющей собой в этом смысле объемный проводник, существенную роль иногда приобретает так называемая поверхностная проводимость  $\gamma_s$  (См/м), самым тесным образом связанная с особыми физическими и физико-химическими свойствами слоев вод, находящихся в сфере действия поверхностных сил скелета породы. Это происходит вследствие накопления ионов в двойных электрических слоях и движения их под действием внешнего поля вдоль стенок пор и капилляров породы. В связи с этим суммарная проводимость раствора, находящегося в порах породы, оказывается выше, чем проводимость содержащей-

Таблица 3

Доля поверхностной проводимости в общей электропроводности капиллярной системы, %

Концентрация раствора KCl, мг/л	Радиус капилляра, мкм				
	0,53	1,2	3,9	6,7	13,2
7,4	68,6	44,2	17,0	10,2	8,6
74	23,4	12,9	2,0	0	0
740	7,2	4,9	0	0	0

ся в них свободной воды  $\gamma_w$ , на величину поверхностной проводимости породы, т. е.  $\gamma_p = \gamma_w + \gamma_s$ .

Роль поверхностной проводимости (ее вклад в суммарную проводимость породы) возрастает с ростом удельной поверхности породы, и в первую очередь с увеличением содержания в ней глинистых частиц. По данным И.И. Жукова и А.А. Крюкова доля поверхностной проводимости в общей электропроводности капиллярной системы связана обратной зависимостью с радиусом капилляров  $r$  и концентрацией порового электролита (табл. 3).

Электрическая поляризация обусловлена ограниченным в пространстве смещением заряженных частиц (или таких образований, как, например, двойные электрические слои) и ориентировкой полярных молекул или их комплексов, находящихся в породах. Процессы электрической поляризации могут возникать в породе как под действием внешнего поля, так и в силу внутренних причин. При этом различают много разновидностей поляризации, которые в иесколько обобщенном виде могут быть сведены в четыре группы: упругая поляризация электронного и ионного смещения, релаксационная поляризация, связанная с тепловым движением частиц, низкочастотная (объемная) поляризация и спонтанная (самопроизвольная) поляризация. Их физическая сущность сводится к следующему.

В любой породе всегда присутствуют электрические заряды, связь между которыми имеет квазиупругий характер. Примером могут служить электроны в атомах, ионы, связанные в молекулу или входящие в кристаллическую решетку минералов и т. п. Под действием внешнего электрического поля такого рода заряды сообщно своему знаку смещаются относительно друг друга и каждый элемент породы превращается в микроскопический диполь. Совокупность таких элементарных диполей создает электрический момент каждой единицы объема породы и электрическое поле в ней, обратное по направлению приложенному полю. Заметим кстати, что следствием, например, ионной поляризации смещения в породах являются электрострикция и обратный пьезоэлектрический эффект.

Процесс поляризации смещения протекает очень быстро и успевает завершиться при частотах оптического и инфракрасного спектра (время становления  $10^{-12} - 10^{-15}$  с). При этом в породе, помещенной в переменное электромагнитное поле, протекает так называемый реактивный ток смещения  $I_c$ , затраты энергии поля на создание и прохождение которого пренебрежимо малы, и его можно считать чисто емкостным.

Если горная порода содержит ионы, полярные молекулы или молекулы, объединенные в полярные радикалы, энергия теплового движения которых достаточна для преодоления их упругих связей, то часть этих образований либо перебрасывается из одного равновесного положения в другое, либо, при более сильной связи, колеблется около положения равновесия. Внешнее поле вызывает некоторое преимущественное направление в хаотических тепловых перебросах и колебаниях заряженных и полярных частиц и стремится ориентировать оси последних вдоль линий поля. В результате порода оказывается электрически поляризована, т. е. каждый элемент ее объема характеризуется наличием некоторого дипольного момента. Характерным для этих видов поляризации является весьма сильная их связь с тепловым состоянием породы, т. е. с ее температурой.

Такого рода тепловые виды релаксационной поляризации также развиваются достаточно быстро, успевая завершиться при частотах сантиметрового диапазона волн, но в отличие от поляризации смещения связаны с заметной затратой энергии индуцирующего их поля.

В микро- и макронеоднородных породах, помещенных в электромагнитное поле, возникают также низкочастотные (объемные) виды поляризации. В физике диэлектриков эти явления получили название высоковольтной, миграционной и внутристойкой поляризаций<sup>1</sup>.

Такие поляризации, обусловленные несквозными движениями тяжелых частиц (например, ионов и их групп), деформацией таких крупных образований, как двойные электрические слои и т. п., развиваются медленно, а некоторые из них требуют для своего полного становления часов. Эти процессы тесно связаны с электропроводностью неоднородного материала. Так, например, объемная поляризация в неоднородных диэлектриках, помещенных в электрическое поле, возникает вследствие несквозного движения носителей тока (слабо связанных электронов и ионов), когда в силу тех или иных причин не все они доходят до электродов, а "застревают"

<sup>1</sup> К явлениям того же рода следует отнести и широко известную геофизикам вызванную электрическую поляризацию (ВП), имеющую по современным взглядам электрокинетическую природу. Поскольку электроразведка методом ВП в дальней работе не затрагивается, за ее рамки выходят и вопросы происхождения и развития ВП, подробно освещенные в обширной геофизической литературе [31, 46, 48].

в материале на различных границах раздела, дефектах кристаллической решетки, образуя объемные заряды.

Поскольку носители тока разного знака движутся в поле в противоположные стороны, возникающие объемные заряды в породе оказываются смещенными друг относительно друга не на микрорасстояния, как при быстрых видах поляризации, а на макрорасстояния. В итоге внешнее поле вызывает асимметрию распределения зарядов во всем объеме породы. В то же время тепловое хаотичное движение носителей тока затрудняет образование таких объемных зарядов, а после снятия индуцирующего поля уничтожает их путем постепенной диффузии зарядов. Поэтому объемную поляризацию пород можно условно считать разновидностью релаксационной поляризации. Однако даже в достаточно "совершенных" диэлектриках причины всех этих явлений полностью не выяснены.

В стационарном состоянии в каждой единице объема породы устанавливается некоторый электрический момент и, следовательно, обратное поле. Распределение напряжения в породе (в интервале между электродами) при этом непрямолинейно и зависит от химического и минерального состава породы и ее структуры. В результате становления всех релаксационных видов поляризации в породе возникают заметные спадающие со временем токи, носящие название абсорбционных ( $I_{abc}$ ). Образование и протекание этих токов ведет к нагреванию материалов, т. е. связано с затратой энергии приложенного поля. Поэтому абсорбционный ток имеет как активную  $I_{abc\alpha}$ , так и реактивную  $I_{abc\beta}$  составляющие.

Для описания процесса становления поляризации наряду с временем релаксации  $\tau$  используется также понятие времени установления  $\Theta$ , характеризующее скорость протекания процесса. Величины  $\tau$  и  $\Theta$  не равны друг другу, поскольку капиллярно-пористые породы при квазимикроскопическом их рассмотрении не являются сплошными средами, а обладают структурой и внутренними поверхностями раздела фаз. Лишь для полярных жидкостей (водных растворов)  $\Theta \approx \tau$ .

В переменных полях релаксация протекает 2 раза на протяжении одного периода колебаний поля, причем в течение четверти периода идет установление поляризации, а в следующие три четверти периода — деполяризация. Когда время  $\Theta$  больше полупериода колебаний поля, ни поляризация, ни деполяризация не успевают завершиться.

У пород-диэлектриков постоянная времени  $\Theta$  зависит от энергии активации, частоты собственных колебаний релаксирующих частиц, температуры и структуры материала, а также его статической  $\epsilon_{st}$  и оптической  $\epsilon_{oo}$  диэлектрических проницаемостей.

При определенных условиях у капиллярно-пористых пород-диэлектриков (или квазидиэлектриков) наблюдаются проявления спонтанной поляризации, и они соответствуют понятию полярных

диэлектриков [1]. Породы, у которых спонтанная поляризация способна переориентироваться под действием приложенного поля достаточной величины, можно рассматривать как сегнетоэлектрики. В них наблюдаются характерные петли гистерезиса диэлектрической проницаемости и внутреннего механического напряжения в зависимости от величины и полярности внешнего поля постоянного тока, а роль доменов (т. е. областей спонтанной поляризации различного направления) могут играть микроскопления ("рои" молекул) прочносвязанной воды. При этом в одних случаях такие породы подобны поликристаллическим линейным пьезоэлектрикам, а в других — сегнетоэлектрикам, в которых наблюдаются заметные проявления электрострикции.

## 2.2. Влажные калиллярно-пористые породы как электро-кинетические и сегнетоэлектрические преобразователи энергии

Горные породы, слагающие земную кору, можно рассматривать в качестве преобразователей энергии и носителей информации. В этой роли породы выступают при возникновении и развитии в них различных видов механоэлектрических и электрохимических явлений. Из довольно большого числа называемых явлений ограничимся рассмотрением лишь тех из них, которые обусловлены присутствием в породе влаги и либо уже нашли практическое применение в инженерно-гидрогеологической геофизике и смежных с ней областях, либо имеют к тому реальные перспективы. Кроме того, речь пойдет лишь о калиллярно-пористых осадочных породах, причем особое внимание будет уделено развитию рассматриваемых явлений при динамическом характере их возбуждения.

Пористость и соответствующая ей суммарная поверхность скелета горных пород на границах раздела фаз предопределяют широкое развитие на этих границах разного рода физических и физико-химических явлений, роль которых растет с увеличением удельной поверхности и, следовательно, свободной поверхностной энергии пород. Последняя, как известно, обусловлена тем, что на поверхности раздела минерал - вода в результате различного межмолекулярного взаимодействия в соприкасающихся фазах возникает направленная внутрь одной из них равнодействующая сил, приложенных к каждой единичной площади поверхностного слоя. Подавляющее большинство минералов являются гидрофильными, и на границе с водой эта сила направлена внутрь твердого тела. Поскольку для перенесения молекул воды или растворенных в ней ионов из объема воды в пограничный слой необходимо совершить работу, которая идет на увеличение поверхностной энергии, в поверхностном слое создается избыток энергии частиц по сравнению с их энергией внутри объема жидкой фазы.

Следствием гидратации поверхностного слоя породообразующих минералов, адсорбционных явлений и ориентационных эффектов в пленке связанный воды будет возникновение на границе раздела минерал—поровый раствор двойного слоя разноименных электрических зарядов, играющих важную роль в формировании многих (и в том числе электрофизических) свойств горных пород. Строение этого слоя широко известно [7], поэтому важно отметить лишь следующее.

В жидкой фазе различают неподвижную, крепко связанную со стенкой капилляра, часть двойного слоя, соответствующую категории прочносвязанной (или адсорбированной) воды, имеющую потенциал  $\psi$  относительно потенциала свободной воды в объеме, и более рыхлую, диффузную часть (так называемый "слой Гуи"), соответствующую категории рыхлосвязанной воды.

Толщина диффузного слоя  $\xi_d$ , представляющая собой расстояние от центра тяжести зарядов этого слоя до плотного слоя, по аналогии с толщиной ионной атмосферы в теории сильных электролитов Дебая—Гюкеля, оценивается по формуле<sup>1</sup>

$$\xi_d = (\epsilon_b R T / 8 \pi C z^2 F^2)^{1/2}, \quad (2.4)$$

т.е. мощность диффузного слоя обратно пропорциональна корню квадратному из концентрации  $C$  порового электролита. Здесь  $R$  — универсальная газовая постоянная;  $T$  — температура, К;  $z$  — заряд тока;  $F$  — число Фарadays;  $\epsilon_b$  — диэлектрическая проницаемость связанный воды.

Под влиянием внешних воздействий и благодаря наличию двойных электрических слоев на внутренних поверхностях раздела во влажных породах могут возникать электрохимические явления. В данном случае особый интерес представляют потенциалы фильтрации (течения и электроосмос), при которых происходит движение жидкости относительно стенок пор и капилляров.

Согласно теории Штерна, в диффузном слое ионов имеется граница (плоскость скольжения) между неподвижной (прочносвязанной) и движущейся (рыхлосвязанной) водой, характеризующаяся  $\xi$ -потенциалом.

Теоретические и экспериментальные данные свидетельствуют, что электроосмос и потенциал фильтрации могут быть в первом приближении описаны одними и теми же уравнениями:

$$k_{\text{св}} = k_{\text{зос}} = k_{\text{пф}} = Q/I_3 = E_\Phi/\Delta p = \rho_b \epsilon_0 \epsilon_b \xi / \eta_b,$$

где  $k_{\text{св}}$  — коэффициент связи;  $k_{\text{зос}}, k_{\text{пф}}$  — коэффициенты электро-

<sup>1</sup> Формула (2.4) применима лишь до концентрации электролита  $C < 1$  моль/л, поскольку вычисления по ней для более концентрированных растворов дают значения  $\xi_d$ , меньшие диаметра молекулы воды.

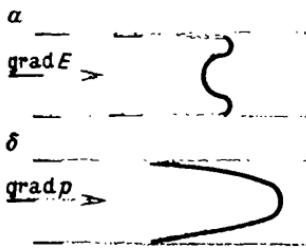


Рис. 3. Схемы движения жидкости в тонком капилляре под действием электроосмоса (а) и градиента давления (б) (по Д. Бергрину и Е.Р. Нэкачу)

ду водой. Однако гидравлика движения воды по капиллярам при электроосмосе и под действием градиента давления различается (рис. 3). Так, при более или менее значительном электрокинетическом радиусе капилляров  $r_3 = r_k / \xi_d$  средняя скорость электроосмотического переноса воды  $v_{\text{пр}} = u_n dE/dx$ , где  $dE/dx$  — напряженность аксиального электрического поля в капиллярах;  $u_n = \xi \epsilon_b / 4\pi \eta_b$  — средняя подвижность ионов. В то же время средняя скорость движения жидкости, обусловленного градиентом давления  $dp/dx$ , в тех же капиллярах  $v_p = (\bar{r}_k^2 / 3 \eta_b) dp/dx$ , где  $\bar{r}_k$  — средний радиус капилляров. Кроме того, при электроосмотическом движении жидкости в капиллярах возникают перепады давления и потенциалы фильтрации на концах капилляров, что вызывает ток проводимости в направлении, обратном первоначальному току. Таким же образом возникает и электроосмотический противоток жидкости по капилляру.

Как показали Д.Бергрин и Е.Р. Нэкач, в капиллярах малого электрокинетического радиуса при определенных условиях затраты энергии на электроосмотическую перекачку воды оказываются меньше, чем при использовании с той же целью механических насосов. Такие условия возникают, например, для воды при  $0,6 < r_3 < 4$ , причем близкая к максимальному значению относительная энергетическая эффективность  $w_m/w_3$  достигается при  $r_3 \approx 2$ , а максимальный теоретический к.п.д. электроосмотической подачи воды в этом случае составит приблизительно 65 % ( $w_m$  — мощность механического насоса, а  $w_3$  — электрическая мощность, необходимая для электроосмотической перекачки воды). Такий к.п.д. будет иметь место для водного раствора, например, KCl с концентрацией  $C = 4 \cdot 10^{-4}$  моль/л (т. е. примерно 0,03 мг/л) при диаметре капилляров  $2r_k \approx 0,8$  мкм.

Следует иметь в виду, что реальный к.п.д. будет существенно

осмоса и потенциала фильтрации, соответственно;  $Q$  — объем жидкости, перемещающейся в единицу времени;  $I_3$  — общая сила тока при электроосмосе;  $E_\Phi$  — потенциал фильтрации;  $\Delta p$  — градиент давления, под воздействием которого происходит фильтрация.

Нетрудно заметить, что и электроосмос и потенциал фильтрации возникают из-за организованного движения ионов диффузного слоя. При этом в первом случае в движение ионы вовлекаются молекулы воды, а во втором — движение ионов происходит в результате их сноса фильтрующейся сквозь поры

ниже хотя бы потому, что при теоретическом рассмотрении не учитываются шероховатость и извилистость капилляров, электролизные, электрофоретические и другие явления и процессы, протекающие в водонасыщенной и ионопроводящей капиллярно-пористой породе под действием постоянного электрического тока.

В связи с этим следует упомянуть исследования роли вязкости и пластического сопротивления сдвигу граничных слоев воды в глинистых грунтах, выполненные С.В. Нергинным и Н.Ф. Бондаренко с использованием электроосмоса [4]. Ими показано, что при значениях напряженности внешнего электрического поля  $E < E_{kp}$  вода под действием объемной силы  $F = \sigma_3 E$  (где  $\sigma_3$  — объемная плотность заряда) движется в капиллярной щели между плоскостями, на границах которых скорость жидкости равна нулю. При достижении  $E > E_{kp}$  сопротивление сдвигу граничных слоев воды преодолевается, и вода начинает двигаться со средней по сечению щели скоростью  $\bar{v}_f = Q_w / 2h$ . Комбинируя уравнения Пуассона и Навье — Стокса, после некоторых преобразований получаем выражение для коэффициента электроосмоса

$$k_{zom} = \bar{v}_f / E = \frac{\epsilon_0 \epsilon_b \zeta}{\eta_b} - \frac{h}{h_{cav}} + \Theta + A/E - B/E^2,$$

где  $\Theta$ ,  $A$  и  $B$  — некоторые функции, связывающие электрические и термодинамические характеристики воды в различных частях по сечению капилляра;  $h_{cav}$  — толщина слоя связанный воды у стенок капилляра. Рассчитанная теоретическая кривая с нанесенными на нее экспериментальными точками приведена на рис. 4.

Еще более сложен и мало пока изучен вопрос о фильтрационных потенциалах и электроосмосе при динамическом характере вызывающего их воздействия.

Впервые задачу о потенциалах фильтрации в пористой среде при динамическом режиме возбуждения рассмотрел Я.И. Френкель с целью проверки правомочности предположения об электрохимической природе прямого сейсмоэлектрического эффекта второго рода в водонасыщенных грунтах. Основывая свое рассмотрение на теории Гельмгольца — Смолуховского, Я.И. Френкель показал, что при прохождении по водонасыщенной капиллярно-пористой породе упругих колебаний в ней за счет взаимных относительных ускорений скелета породы и воды возникают электрохимические потенциалы

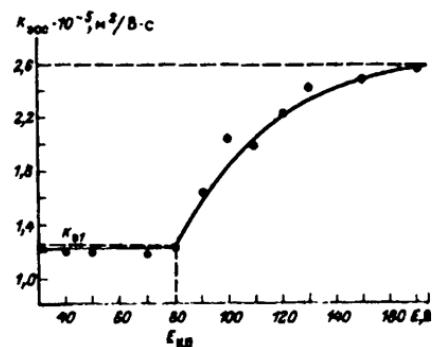


Рис. 4. Теоретическая зависимость коэффициента электроосмоса  $k_{zom}$  от градиента внешнего электрического поля  $E$  [4].

фильтрации, периодически меняющиеся во времени с частотой, равной частоте упругих колебаний. При этом амплитуда  $E$  колебаний потенциала прямо пропорциональна квадрату их частоты, т. е. частоты сигнала динамического возбуждения.

К сожалению, уравнение, полученное Я.И. Френкелем, содержит весьма большое число параметров, в том числе и сложно определяемых опытным путем, что весьма затрудняет его экспериментальную проверку и использование.

Несколько позже Л.В. Гореликом было показано, что при движении жидкости под действием осциллирующего по гармоническому закону давления в колеблющемся капилляре круглого сечения связь между потенциалом фильтрации, градиентом гидравлического напора  $p$  и ускорением скелета водонасыщенной породы описывается уравнением

$$\operatorname{grad} E = \frac{\zeta \epsilon_0 \epsilon_B \rho_B}{\eta_B} (\operatorname{grad} p + \sigma_B \bar{A}) \Phi' (\Omega), \quad (2.5)$$

где  $\bar{A}$  — амплитуда ускорения стенок капилляра;  $\Phi' (\Omega)$  — комплексная функция, зависящая от формы капилляров, причем частотный коэффициент  $\Omega$  определяется выражением

$$\Omega = r_k \sqrt{\omega / \nu_B}, \quad (2.6)$$

где  $r_k$  — эквивалентный радиус пор;  $\nu_B$  — кинематическая вязкость жидкости в порах;  $\omega$  — круговая частота колебаний.

В случае цилиндрических капилляров частотная функция имеет вид

$$\Phi' (\Omega) = \frac{2 j_1 (i \sqrt{i} \Omega)}{i \sqrt{i} \Omega j_0 (i \sqrt{i} \Omega)}, \quad (2.7)$$

а при капиллярах в форме щели

$$\Phi' (\Omega) = \frac{\operatorname{th} (\sqrt{i} \Omega)}{\sqrt{i} \Omega}, \quad (2.8)$$

где  $j_0$  и  $j_1$  — функции Бесселя первого рода.

Нетрудно заметить, что при любой форме капилляров напряженность электрического поля фильтрации при гармоническом его возбуждении связана с частотой колебаний зависимостью

$$E_\sim = f (\omega^{-1/2}).$$

В случае, если ускорение  $\bar{A}=0$  и частота колебаний также стремится к нулю, выражение (2.5) переходит в формулу Гельмгольца—Смолуховского. В работе [15] показано, что при частоте колебаний, меньшей некоторой граничной,  $\Phi (\Omega) = 1$  и  $E_\sim = E_+$ , а зависимость граничной частоты  $f_k$  от радиуса пор  $r$  выражается следующим образом:

$r$ , мкм . . . .	100	70	65	40	30	20	10
$f_k$ , Гц . . . .	15	35	50	100	180	400	$1,6 \cdot 10^3$
$r$ , мкм . . . .	7	5	3		2		1
$f_k$ , Гц . . . .	$2,8 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^3$	$18 \cdot 10^3$		$44 \cdot 10^3$		$160 \cdot 10^3$

Следует обратить внимание, что выражение (2.5) довольно существенно отличается от известной формулы Френкеля, несмотря на то что в обоих случаях за основу было взято уравнение Гельмгольца—Смолуховского. Особенно это различие проявляется в отношении частотной зависимости  $E_\sim$ : прямая пропорциональная квадрату частоты по Я.И. Френкелю и обратная квадратичнокорневая зависимость у Л.В. Горелика.

Менее изученным является вопрос об электроосмосе на переменном токе в капиллярно-пористых средах. Как показано Ж.Ф. Остерле, приложении к такого рода водонасыщенной системе электрического поля напряженностью  $\vec{E}$  в капиллярах, длины которых существенно больше их поперечных размеров, на единицу объема жидкости действует сила

$$\vec{F} = \sigma_3 \vec{E} - \frac{1}{8\pi} (\vec{E}^2, \operatorname{grad} \epsilon_b), \quad (2.9)$$

где  $\sigma_3$  — плотность зарядов в капиллярах.

При пропускании через породу переменного тока повышенной частоты, включая область звуковых и ультразвуковых частот, даже в случае симметричности системы под действием пондеромоторной силы  $\vec{F}$  согласно выражению (2.9) в жидкости будут возникать электроосмотические волны давления с частотой возбуждения. Для несимметричной системы, когда, например, все или часть капилляров характеризуются регулярным изменением своего сечения (имеют, например, коническую форму), преимущественным направлением этой регулярности или регулярным изменением концентрации электролитов на концах капилляров, значение первого слагаемого в выражении (2.9) уменьшается, а второго — возрастает. При этом, однако, сила, обусловленная вторым слагаемым, остается на один-два порядка меньше, чем сила, связанная с первым членом уравнения (2.9). В области высоких частот решающее влияние может оказывать второй член уравнения (2.9), но это происходит только в том случае, если  $\operatorname{grad} \epsilon_b$  вдоль капилляров, обусловленный асимметрией системы, не равен нулю [6, 15].

Все сказанное относится к случаю, когда длина капилляра много больше его радиуса, а величина последнего находится в пределах от нескольких единиц до нескольких десятков микрометров. Если длина капилляров соизмерима с их радиусами, решающую роль в возникновении электроосмоса начинает, как считает З. Ласло, играть поток сольватированных ионов. В связи с этим электроосмотическое давление даже на постоянном токе описывается квадратич-

ной, а расход  $Q_{\text{зр}}$  — линейной функциями напряженности электрического поля. То же будет наблюдаться и на переменном токе с учетом наличия граничной частоты, величина которой зависит от радиуса пор.

При малых размерах пор возрастает поверхностная электропроводность и общая электропроводность жидкости в капилляре. Соответственно при той же напряженности поля электроосмотические расход  $Q_{\text{зо}}$  и давление  $p_{\text{зо}}$  так же возрастают. Дальнейшее уменьшение размера пор приводит к сжатию двойного электрического слоя (т. е. к уменьшению  $\zeta$ -потенциала) и, следовательно, к уменьшению  $p_{\text{зо}}$  и  $Q_{\text{зо}}$ . В итоге зависимости между размерами пор и выходными параметрами  $p_{\text{зо}}$  и  $Q_{\text{зо}}$  при электроосмосе на постоянном токе должны иметь экстремумы.

Зависимость объемной скорости (расхода) жидкости при электроосмосе на переменном токе, согласно работе [15], будет иметь вид

$$Q_{\text{зо}} = Q_{\text{з}} \Phi(\Omega), \quad (2.10)$$

где комплексная частотная функция в отличие от выражений (2.5) и (2.6) имеет вид  $\Phi(\Omega) = \pi(1 - i)/\Omega^* (\Omega = r_k \sqrt{\epsilon_B/\nu_B})$ . При этом электроосмос на постоянном токе через пористую перегородку описывается следующими выражениями (для одиночного капилляра):

расход при нулевом давлении

$$Q_{\text{зо}} = \frac{\epsilon_B \zeta \Delta u s_k}{4 \pi \eta_B} = \frac{\epsilon_B \zeta I_{\text{зо}}}{4 \pi \eta_B \gamma_B s_k},$$

электрокинетическое давление при нулевом расходе

$$p_{\text{зо}} \approx \frac{2 \pi \epsilon_B \zeta \Delta u}{\pi r_k^2} = \frac{2 \epsilon_B \zeta I_k}{\pi^2 r_k^4 \gamma_B} - I_{\text{зо}},$$

линейная скорость

$$v_{\text{зо}} = \frac{\epsilon_B \zeta \Delta u}{4 \pi \eta_B} = \frac{\epsilon_B \zeta I_{\text{зо}}}{4 \pi \eta_B \gamma_B s_k}.$$

В этих формулах  $\Delta u$  — приложенное электрическое напряжение;  $I_{\text{зо}}$  — ток через капилляр.

Другим явлением, при котором происходит преобразование механической энергии в электрическую (и наоборот) во влажных породах, является сейсмоэлектрический эффект II рода (СЭЭФ), впервые обнаруженный А.Г. Ивановым. Этот эффект — частное проявление динамических процессов акустоэлектрических преобразований энергии в горных породах. Существует два вида: прямой (или "эффект E") — возникновение переменной разности электри-

\* Такой вид функция  $\Phi(\Omega)$  приобретает в симметричной системе при  $\omega \ll \nu_B/\delta_{dc}$ , где  $\delta_{dc}$  — толщина двойного электрического слоя;  $\nu_B$  — кинематическая вязкость жидкости.

ческих потенциалов между двумя точками среды при распространении в ней упругих колебаний — и обратный — возникновение упругих деформаций (или напряжений) в породе под действием внешних переменных (и в том числе импульсных) электрических полей.

В своих проявлениях СЭЭФ во многом аналогичен широко известному пьезоэлектрическому эффекту (ПЭЭФ) в горных породах. Принципиальное различие между ними состоит в том, что СЭЭФ обусловлен присутствием в породе влаги, без которой он исчезает, а ПЭЭФ, как показала Э.И. Пархоменко, ориентацией содержащихся в породе кристаллов-пьезоэлектриков по направлению одного из элементов симметрии [17, 27, 33].

Долгое время считалось, что обе разновидности СЭЭФ всегда линейны и описываются простыми соотношениями вида

$$E_{\text{СЭФ}} = a \Phi_{\text{взб}}, \quad \Phi_{\text{СЭФ}} = b E_{\text{взб}}, \quad (2.11)$$

где  $E_{\text{СЭФ}}$  — напряженность электрического поля;  $\Phi_{\text{СЭФ}}$  — величина механического напряжения или деформации, возникающих в породе в результате прямого и обратного СЭЭФ;  $\Phi_{\text{взб}}$  — механическое напряжение или деформация, возникающие в породе при прохождении по ней упругой волны;  $E_{\text{взб}}$  — напряженность внешнего электрического поля.

Известные величины  $E_{\text{СЭФ}}$ ,  $\Phi_{\text{СЭФ}}$ ,  $\Phi_{\text{взб}}$  и  $E_{\text{взб}}$  позволяют найти численные значения показателей  $a$  и  $b$  в виде отношения амплитуд сигнала реакции породы к сигналу возбуждения эффекта и, следовательно, придать им значение коэффициентов, нормирующих амплитуду СЭЭФ по величине возбуждающего его сигнала.

Если по соображениям симметрии и для удобства измерений (особенно на образцах) принять в обоих случаях в качестве параметра  $\Phi$  механическое напряжение  $T$ , то вместо  $a$  и  $b$  получим коэффициенты  $k_{\text{упз}}$  (упругоэлектрической связи) для прямого СЭЭФ и  $k_{\text{эм}}$  (электромеханической связи) — для обратного, имеющих размерность  $k_{\text{упз}} \text{ В} \cdot \text{м}/\text{Н}$  и  $k_{\text{эм}} \text{ Н}/\text{В} \cdot \text{м}$ .

Лишь сравнительно недавно в 1973 г. автором в ходе экспериментов при гармоническом режиме возбуждения СЭЭФ было обнаружено, что в определенных условиях в породах проявляются и нелинейные его разновидности. В этом случае между прямым и обратным эффектами наблюдаются следующие различия: уравнение связи для прямого СЭЭФ приобретает характер нечетной степенной функции вида

$$E_{\text{СЭФ}} = k_{\text{упз}} T_{\text{взб}}^m, \quad (2.12)$$

где показатель степени  $m$  принимает значения  $1 < m < 2$ . Для обратного СЭЭФ уравнения связи имеют вид четной степенной функции

$$T_{\text{сэф}} = k_{\text{эм}} E_{\text{взб}}^{2n}, \quad (2.13)$$

где  $n = 1, 2, 3, \dots$

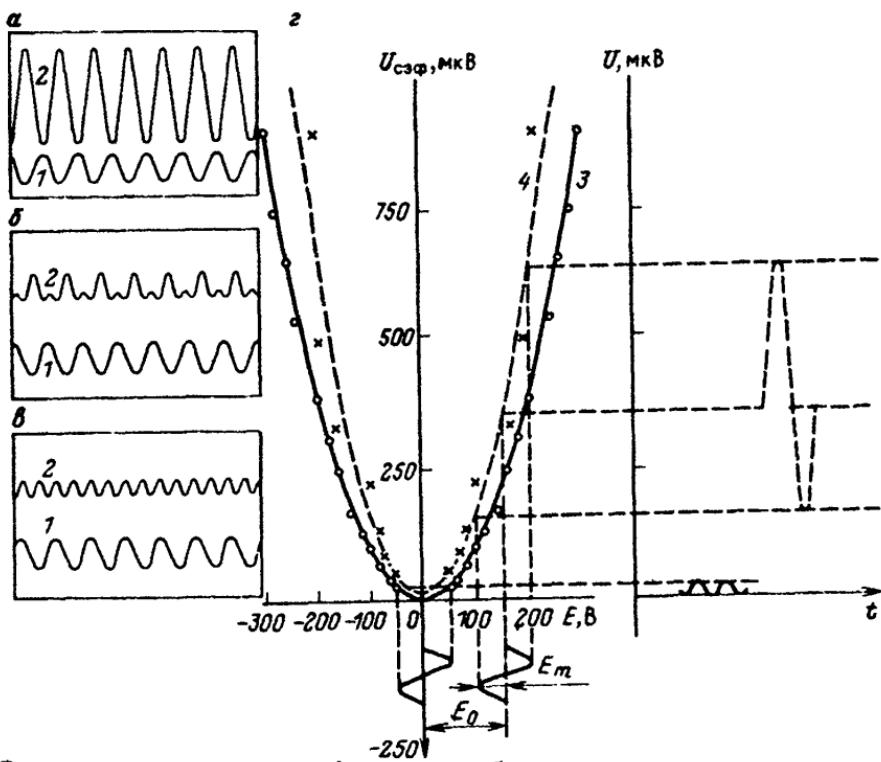


Рис. 5. Упругие колебания и функции преобразования при наблюдениях электроресонансного эффекта.

Фотография с экрана осциллографа при наблюдениях на пределах измерений по лучу  $U_{\text{СЭФ}}$ : а — 200 мкВ/см при  $E_0 = 0$ , б — 400 мкВ/см при  $0 < E_0 < E_m$ , в — 2000 мкВ/см при  $E_0 > E$ ; 1 — электрический сигнал возбуждения ( $f_{\text{взб}} = 3,3 \text{ кГц}$ ,  $E_m = 50 \text{ В}$ ); 2 — упругие колебания, излучаемые образцом; г — функция преобразования электрических колебаний в упругие с учетом действия напряжения "смещения": 3 — при  $E_0 = 0$ , 4 — при  $E_0 > E_m$ ;  $U_{\text{СЭФ}} = f(T_{\text{СЭФ}})$  — электрическое напряжение на выходе пьезоприемника;  $E_m$  — амплитуда первичного электрического сигнала, возбуждающего обратный СЭФ;  $E_0$  — величина постоянного напряжения "смещения" на электроде образца. Образец — покровный суглинок, глубина отбора 1,8 м, влажность 1,7 %

В ходе тех же экспериментов была обнаружена и другая неизвестная ранее особенность СЭФ. Заключается она в том, что при нелинейном характере эффекта в ряде случаев его параметры, включая амплитудно-фазовые отношения, изменяются при наложении на породу поля постоянного тока (поля "смещения") [43]. На рис. 5 и 6 приведены результаты одного из таких экспериментов.

Такое поведение пород вполне отвечает понятию электрострикции, а сами породы, обладающие такими свойствами, могут рассматриваться как своеобразные поликристаллические сегнетоэлектрики.

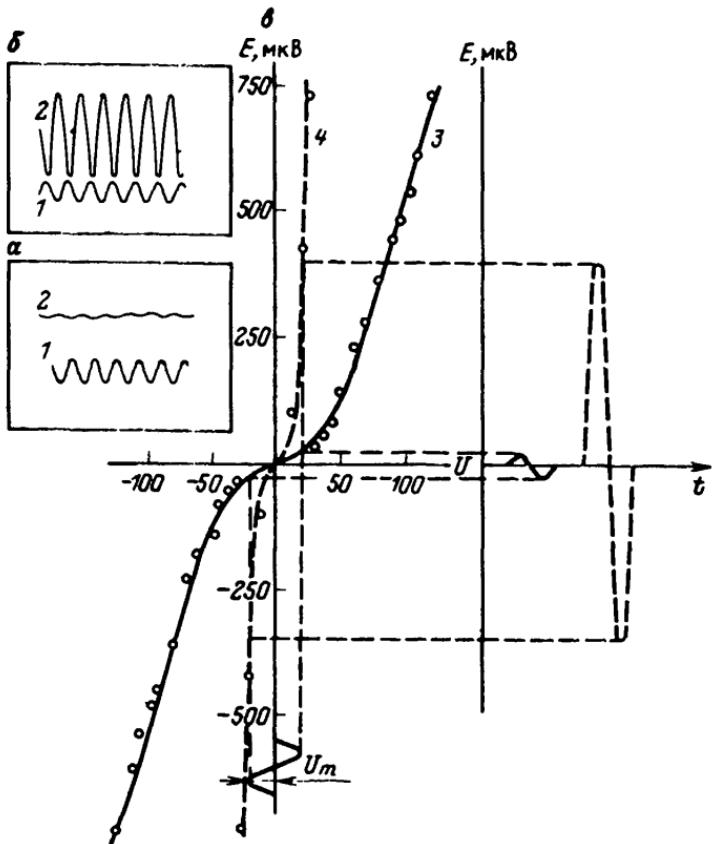


Рис. 6. Колебания электрического потенциала и функция преобразования при наблюдении прямого сейсмоэлектрического эффекта.

Фотографии с экрана осциллографа при наблюдениях на пределах измерений по лучу  $E$ :  $\alpha$  —  $50 \text{ мкВ/см}$ ,  $\beta$  —  $500 \text{ мкВ/см}$ ; 1 — упругий сигнал возбуждения; 2 — колебания электрического потенциала на образце;  $\beta$  — функция преобразования упругих колебаний в электрические потенциалы с учетом действия напряжения "смещения": 3 —  $E_0 = 0$ , 4 —  $E_0 = 19 \text{ В}$ . Образец тот же

Возникающая при электрострикции деформация, как известно, пропорциональна квадрату напряженности электрического поля. Следовательно, этот эффект четный и от полярности электрического напряжения не зависит.

В твердых телах электрострикция описывается системой уравнений

$$T = HE^2; \quad r = R E^2; \quad T = G P^2; \quad r = Q P, \quad (2.14)$$

где  $H, R, G, Q$  — коэффициенты электрострикции, тензоры четвертого ранга;  $P = D - \epsilon_0 E$  — поляризация ( $D$  — индукция). В газах

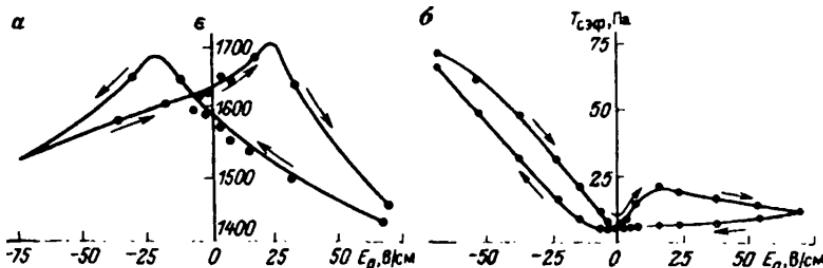


Рис. 7. Зависимость низкочастотной диэлектрической проницаемости влажного тонкопористого известняка (а) и упругого напряжения  $T_{\text{СЭФ}}$  в нем (б) от величины и полярности постоянного поля смещения  $E_0$ .

Стрелками показана последовательность изменения  $E_0$

и жидкостях вместо уравнения (2.14) получаем  $\Delta \nu/\nu = AE^2$ , где  $\Delta \nu/\nu$  — относительная объемная деформация;  $A$  — постоянная электрострикции.

Как и в экспериментах по изучению электросейсмического эффекта, истинные сегнетоэлектрики в поле постоянного тока смещения определенной величины приобретают характерные свойства линейного пьезоэлектрика, обладающего значительно большей величиной механического напряжения (деформации), чем при электрострикции (см. рис. 5). При этом в обоих случаях наблюдается гистерезисный характер зависимостей диэлектрической проницаемости и механического напряжения в материале от величины и направления поля смещения (рис. 7).

Имеются также экспериментальные данные, которые можно трактовать как проявления спонтанной электрической поляризации в породах, где наблюдаются описанные выше явления (см. рис. 50).

Доминирующая ныне гипотеза об электрохимической природе СЭЭФ, согласно которой "эффект  $E$ " является динамическим аналогом потенциала течения, а обратный СЭЭФ — электроосмоса, не позволяет сколько-нибудь убедительно объяснить многие экспериментальные данные и делает вновь актуальным вопрос о физической природе сейсмоэлектрического эффекта в горных породах.

### 2.3. Электрические характеристики и их связь с водно-физическими и упругими свойствами горных пород

Электрические свойства горных пород характеризуются, как известно, двумя особенностями. Во-первых, породы, как правило, микроанизотропны, в силу чего их электрические характеристики в общем случае являются тензорами. Во-вторых, породы в силу их многокомпонентности, а также макро- и микропустотности, строго

говоря, не являются сплошными средами, и их электрические характеристики, получаемые опытным путем, являются по своей сути эффективными. Неучет этого ведет к погрешностям измерений, нарастающим с увеличением частоты поля.

Удельное электрическое сопротивление  $\rho_p$  пород, измеренное на постоянном токе, принадлежит к числу наиболее изученных электрических характеристик, а его связи с различными свойствами пород детально описаны в литературе [48]. Заметим лишь, что эта характеристика является уникальной (среди геофизических) по широте пределов вариаций своих значений и чутко реагирует на малейшие изменения практически любого свойства породы. Это — достоинство  $\rho_p$  как геофизической характеристики и вместе с тем его недостаток, поскольку приводит к тому, что связь  $\rho_p$  с любым отдельно взятым показателем свойств пород имеет стохастический характер с той или иной теснотой связи. В этой многомерности и проявляется эффективный характер получаемого из измерений значения  $\rho_p$ .

Еще сложнее обстоит дело с удельным электрическим сопротивлением пород и сред при измерениях в переменных электромагнитных полях. В этом случае электропроводность пород и, следовательно, величина их удельного электрического сопротивления, равно как и диэлектрическая проницаемость, оказываются неразрывно связанными с процессами электрической поляризации породы во внешнем электрическом поле.

Полный ток, протекающий через породу, находящуюся в переменном электромагнитном поле, имеет как активную, так и реактивную составляющие, причем каждая из них является суммой двух токов:  $I_a = I_{скв} + I_{abc}$  и  $I_p = I_{cm} + I_{abc p}$ , где  $I_{скв}$  — сквозной ток обусловленный переносом под действием градиента поля свободных ионов через породу.

Векторная диаграмма токов, соответствующая этим рассуждениям, приведена на рис. 8, а ее анализ дает комплексное выражение (2.6) проводимости горных пород в переменном электрическом поле, учитывающее несовершенство породы как проводника, т. е. протекание в ней как активных, так и реактивных токов абсорбции и смещения

$$\gamma^* = \gamma' + j \gamma''. \quad (2.15)$$

При неизменной напряженности поля сквозной ток характеризуется удельной проводимостью  $\gamma$ , измеренной на постоянном токе, абсорбционный ток — так называемым фактором потерь  $\epsilon''$ , а емкостной ток — диэлектрической проницаемостью  $\epsilon'$ . В результате имеем

$$\gamma' = \gamma + \omega \epsilon_0 \epsilon'' \quad (2.16)$$

и

$$\gamma'' = \omega \epsilon_0 \epsilon'' \quad (2.17)$$

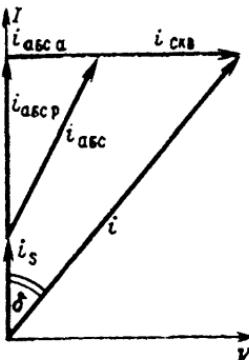
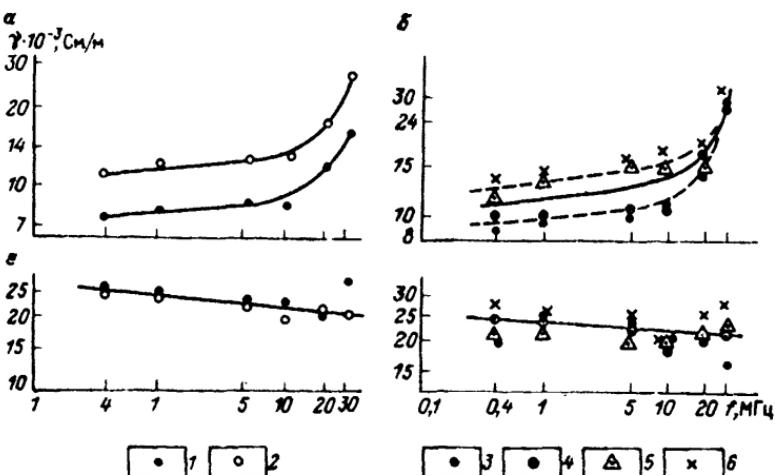


Рис. 8. Векторная диаграмма токов в полупроводящей горной породе

Рис. 9. Зависимость электропроводности и диэлектрической проницаемости водонасыщенных кварцевых песков от частоты тока, минерализации воды (а) и крупности песка (б).

1 — вода дистиллированная; 2 — водный раствор 0,001 н NaCl; фракции песков, мм: 3 — 0,16—0,25; 4 — 0,25—0,4; 5 — 0,4—0,8; 6 — 0,8—1,6; минерализация воды 0,001 н NaCl



или, переходя к удельным сопротивлениям из выражений (2.16), получим

$$\rho_{\sim} = \frac{\rho}{1 + \omega \rho \epsilon_0 \epsilon''}. \quad (2.18)$$

Формула (2.18) показывает, что удельное сопротивление, измеренное при переменном токе, всегда меньше такового, полученного из измерений при токе постоянном, и падает с ростом частоты поля. Это подтверждается экспериментальными данными Э.И. Пархоменко, Т.Л. Челидзе, А.Д. Петровского и многих других, а также опытами автора с фракционированными водонасыщенными песками (рис. 9). В частности, как показала Э.И. Пархоменко, для влажных пород при  $\rho = < 10^3$  Ом·м дисперсия  $\rho_{\sim}$  в диапазоне частот до  $10^5$  Гц отсутствует или очень слаба, причем с уменьшением  $\rho =$  область заметной дисперсии  $\rho_{\sim}$  сдвигается в сторону более высоких частот.

Заметим также, что значение фактора потерь  $\epsilon''$  может быть экспериментально найдено с помощью соотношения (2.16), представленного в виде

$$\epsilon'' = (1/\omega \epsilon_0) (1/\rho_\sim - 1/\rho), \quad (2.19)$$

откуда следует, что сам по себе фактор потерь также является частотно- зависимым параметром.

Дизэлектрическая проницаемость  $\epsilon_p$  горных пород определяется их способностью поляризоваться в электрическом поле. При этом величина  $\epsilon_p$  показывает, во сколько раз в данной среде сила взаимодействия между зарядами уменьшается по сравнению с вакуумом.

Дизэлектрическая проницаемость пород, измеренная на относительно высокой частоте ( $10^5$ – $10^8$  Гц), зависит от тех же факторов, что и их удельное сопротивление. Однако, в отличие от последнего, в названной частотной области диапазон измерений  $\epsilon_p$  и отдельных ее компонентов не превышает, как правило, одного порядка. В разведочной геофизике эта характеристика приобретает существенное значение при радиоволновых и высокочастотных исследованиях. При измерениях на низких частотах ( $10^2$ – $10^4$  Гц) следует иметь в виду, что значения  $\epsilon_p$  пород могут возрастать до  $10^2$ – $10^3$  и более ед. СИ, а диапазон ее изменений достигает 2–4 порядков.

Дизэлектрическая проницаемость минералов зависит от внутренней структуры и некоторых кристалло-химических факторов, а ее значения в большинстве случаев колеблются в пределах 4–7 и не превышают 10–12 единиц.

Дизэлектрическая проницаемость (ее статическое значение в диапазоне частот от 0 до  $10^8$  Гц) свободной чистой воды  $\epsilon_{\text{в ст}} = 80$  ед. СИ (при  $20^\circ\text{C}$ ), т. е. примерно на порядок выше, чем у большинства минералов. Это обусловлено структурой воды и строением ее молекул.

Значения  $\epsilon_{\text{в ст}}$  жидкой воды зависят от температуры. Соответствующие экспериментальные данные представлены на рис. 10 и достаточно хорошо описываются формулой

$$\epsilon_{\text{в ст}} = \frac{80}{1 + 0,048(t - 20^\circ\text{C})} \approx 87,8 - 0,37t^\circ\text{C}.$$

Статическая величина дизэлектрической проницаемости  $\epsilon_{\text{з ст}}$  водных растворов электролитов зависит от характера и концентрации последних, однако зависимость эта сравнительно слабая и для бинарных растворов имеет, согласно Г. Фалькенгагену, вид

$$\epsilon_{\text{з ст}} = \epsilon_{\text{в ст}} + k_3 \sqrt{C}, \quad (2.20)$$

где  $C$  — концентрация раствора, моль/л;  $k_3$  — коэффициент, зависящий от характера электролита. С приемлемой погрешностью значения коэффициента  $k_3$  для растворов сравнительно невысокой кон-

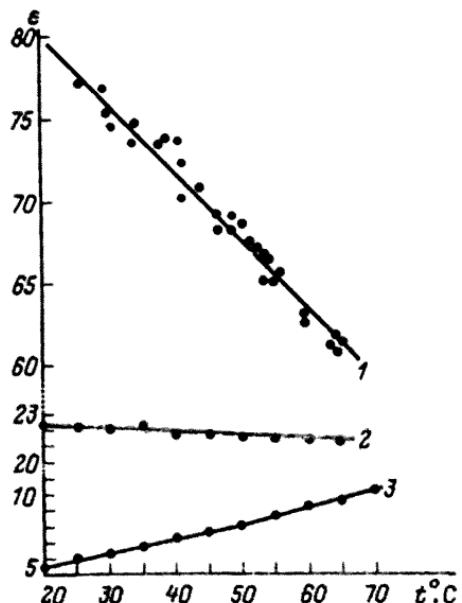


Рис. 10. Зависимость диэлектрической проницаемости дистиллированной воды (1), насыщенного ее кварцевого песка (2) и суглинка с влажностью 8,5 % (3) от температуры (Г.Я. Черняк, 1969)

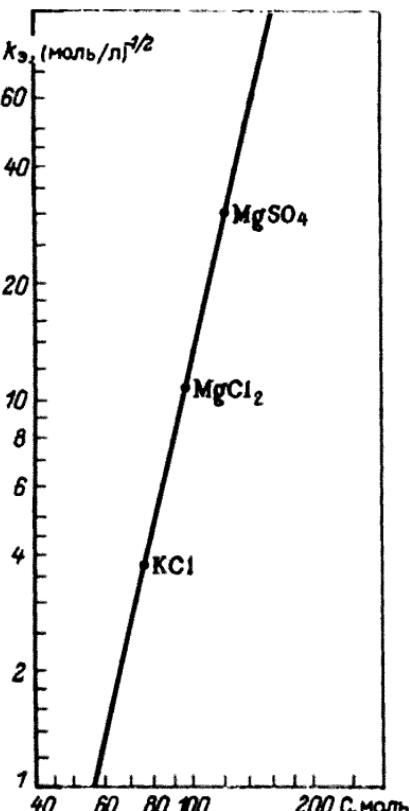


Рис. 11. Зависимость значений коэффициента  $k_3$  от молекулярной массы бинарных электролитов (при однородном растворе). Точками на графике отмечены экспериментальные данные Г. Фалькенгагена (1935 г.)

центрации (до 10–15 г/л) могут быть найдены с помощью графика (рис. 11). Относительные приращения  $\delta$  ( $\epsilon_{\text{ст}}$ ), вычисленные по формуле (2.20) для некоторых электролитов, приводятся в табл. 4.

Изучение диэлектрических свойств связанный воды встречает большие экспериментальные трудности, и, несмотря на усилия многочисленных исследователей, еще остается много неясных вопросов. Можно лишь считать установленным, что при высокочастотных измерениях диэлектрическая проницаемость воды в тонких пленках, согласно Л.Н. Курбатову, падает до величины, незначительно отличающейся от единицы.

Как и для удельного сопротивления, можно теоретически подсчитать диэлектрическую проницаемость агрегата породы. Основное различие состоит в том, что диэлектрические проницаемости всех компонентов вполне соизмеримы между собой. Наилучшие резуль-

Таблица 4

Относительные приращения  $\delta$  ( $\epsilon_3$  ст) для водных растворов некоторых электролитов, %

Электролит	Молярная масса, моль	$k_3$	Минерализация, г/л				
			0,1	0,5	1,0	3	10
KCl	74,7	3,8	0,18	0,4	0,6	1,0	1,8
MgCl <sub>2</sub>	95,5	10,9	0,5	1,0	1,6	2,5	4,6
MgSO <sub>4</sub>	120	80,3	1,1	2,5	3,5	6,1	11,2

Примечание.  $t = 25^\circ\text{C}$ ,  $\epsilon_{\text{в ст}} = 78$ .

таты для рыхлых пород дает формула Оделевского для статистической смеси компонент с существенно различной диэлектрической проницаемостью

$$\sum_i \frac{\epsilon_i - \epsilon_{\text{п}}}{\epsilon_i + 2\epsilon_{\text{п}}} - v_i = 0, \quad (2.21)$$

где  $v_i$  — объемное содержание  $i$ -го компонента.

Для водонасыщенных песков эта формула приобретает вид

$$n = \frac{(P_{\epsilon_{\text{п}}} - b)(2P_{\epsilon_{\text{п}}} + 1)}{3P_{\epsilon_{\text{п}}}(1 - b)}, \quad (2.22)$$

где  $P_{\epsilon_{\text{п}}} = \epsilon_{\text{п в}}/\epsilon_{\text{в}}$  — диэлектрический параметр пористости водонасыщенной породы при данной температуре;  $b = \epsilon_{\text{ск}}/\epsilon_{\text{в}}$  — минералогический показатель, меняющийся для разных песчано-глинистых пород от 0,07 до 0,15;  $n$  — коэффициент пористости, дол. единицы;  $\epsilon_{\text{ск}}$  — диэлектрическая проницаемость минералов, составляющих скелет породы.

Для тех же пород, находящихся в состоянии неполного водонасыщения, для определения объемной влажности  $n_w$  по диэлектрическим измерениям можно пользоваться уравнением (2.21), приведя его к виду

$$n_w = \frac{a_1}{a_3 - a_2} \frac{\sigma_{\text{в}}}{\sigma_{\text{п}}} + \frac{a_3}{a_3 - a_2} \frac{(\sigma_{\text{п}} - \sigma_{\text{с п}})\sigma_{\text{в}}}{\sigma_{\text{п}}\sigma_{\text{сп}}}, \quad (2.23)$$

где

$$a_1 = \frac{b - P_{\epsilon_{\text{п}}}}{b + 2P_{\epsilon_{\text{п}}}}; \quad a_2 = \frac{1 - P_{\epsilon_{\text{п}}}}{1 + 2P_{\epsilon_{\text{п}}}}; \quad a_3 = \frac{0,0125 - P_{\epsilon_{\text{п}}}}{0,0125 + 2P_{\epsilon_{\text{п}}}}; \quad (2.23')$$

$P_{\epsilon_{\text{п}}} = \epsilon_{\text{п в}}/\epsilon_{\text{в}}$  — диэлектрический параметр влажности.

На практике вместо выражения (2.22) удобнее пользоваться эмпирической зависимостью

$$w = \epsilon_p - \epsilon_{pc} + a \lg (\epsilon_p / \epsilon_{pc}), \quad (2.24)$$

где  $\epsilon_{pc}$  — диэлектрическая проницаемость высушенной породы, т. е. породы, все поры которой заполнены воздухом;  $a$  — некоторый постоянный для данной породы коэффициент, определяемый в результате параметрических измерений.

Опыт дизелектрического каротажа, в том числе "сухих" (пройденных в зоне аэрации) скважин, показывает [14, 25], что в ряде случаев с достаточной для практических нужд точностью можно принять  $\epsilon_{pc} \approx 3,1$ , а логарифмическим членом в выражении (2.24) за малостью пренебречь.

Для сцепментированных осадочных пород (песчаники, известняки, сланцы) может быть использована формула Оделевского для матричной системы:

с невытянутым включениями (короткими трещинами)

$$\epsilon_p = \epsilon_{ck} \left[ 1 + k_{tp} / \left( \frac{1-k_{tp}}{3} + \frac{\epsilon_{ck}}{\epsilon_{tp} - \epsilon_{ck}} \right) \right],$$

с вытянутыми включениями (удлиненными трещинами)

$$\epsilon_p = \epsilon_{ck} \left[ 1 + k_{tp} / \left( \frac{1-k_{tp}}{2} + \frac{\epsilon_{ck}}{\epsilon_{tp} - \epsilon_{ck}} \right) \right],$$

где  $k_{tp}$  и  $\epsilon_{tp}$  — соответственно коэффициент трещиноватости и диэлектрическая проницаемость заполнителя трещин.

Для тех же пород при плотном и тонкопористом их сложении при  $n = 5-15\%$  А.Г. Тарховым была найдена эмпирическая зависимость  $\epsilon_p = w^m \epsilon_{pc}$ , где  $m$  — коэффициент, значения которого для различных пород колеблются в пределах 0,30—0,33.

Уравнение (2.21) и, следовательно, его модификации (2.22) и (2.23) получены без учета взаимодействия воды с минеральным скелетом породы. В действительности же таким взаимодействием можно пренебречь лишь для грубозернистых песков или макротрещиноватых скальных пород с раскрытыми (без заполнителя) пустотами, т. е. когда можно пренебречь влиянием поверхностных явлений на внутренних границах раздела.

Во всех остальных случаях, особенно при наличии в породе глинистых компонентов с хорошо развитой удельной поверхностью [42], необходим учет поверхностных явлений и особых свойств граничных пленок воды. О том же свидетельствуют результаты выполненного автором еще в начале 50-х годов эксперимента, суть которого сводится к следующему. Измерялась дизелектрическая проницаемость  $\epsilon_p$  тонкозернистого кварцевого песка (фракция 0,05—0,1 мм), насыщавшегося химически чистыми жидкостями с различными значениями дизелектрической проницаемости  $\epsilon_j$ .

Таблица 5

Дизэлектрическая проницаемость скелета кварцевого песка  
при различной дизэлектрической проницаемости заполнителя его пор

Заполнитель	$\epsilon_{ж}$	$\epsilon_{ск}$	$\delta(\epsilon_{ск}), \%$
Воздух	1	5	0
Керосин	2,1	5	0
Этиловый спирт	26	5,8	16
Нитробензол	36	6,2	24
Глицерин	56	7,9	58
Дистиллированная вода	81	12,2	144

Примечание.  $\epsilon_{ск0} = 5$ ;  $\delta(\epsilon_{ск}) = \frac{\epsilon_{ск} - \epsilon_{ск0}}{\epsilon_{ск0}} \cdot 100$ .

Опыты выполнялись в термостате при температуре  $20 \pm 0,2$  °С на частоте  $3,5 \cdot 10^6$  Гц при контроле пористости исследуемой пробы песка. По данным этих измерений вычислялись значения дизэлектрической проницаемости скелета песка  $\epsilon_{ск}$  при фиксированном значении его пористости. Вычисления выполнялись по уравнению (2.21), решенному для двухфазной среды относительно

$$\epsilon_{ск} = \frac{\epsilon_{п}(2\epsilon_{п} + \epsilon_{ж}) - 3n\epsilon_{ж}}{(2 - 3n)\epsilon_{п} + \epsilon_{ж}}.$$

Результаты эксперимента сведены в табл. 5, из рассмотрения которой следует, что значения  $\epsilon_{ск}$ , наиболее близкие к известным величинам дизэлектрической проницаемости кварца (4,7—5,1 ед. СИ), получены как для сухого песка, так и при насыщении его керосином, т. е. при малых  $\epsilon_{ж}$ . Во всех остальных случаях отмечался закономерный кажущийся рост  $\epsilon_{ск}$  с увеличением величины дизэлектрической проницаемости заполнителя. При этом в случае водонасыщенного песка дизэлектрическая проницаемость его скелета (и минералогического показателя  $b$ ) как бы возрастала почти в 1,5 раза, что может быть отнесено лишь к влиянию поверхностных явлений. Отсюда следует, что при использовании уравнения Оделевского значения показателей  $\epsilon_{ск}$  или  $b$  для каждой конкретной породы надо находить опытным путем.

Исследования влажных песчано-глинистых пород различного минерального и гранулометрического состава, выполненные в диапазоне частот  $10^5$ — $10^8$  Гц при невысоких положительных температурах, показывают, что связь между их дизэлектрическими и водофизическими свойствами подчиняется следующим закономерностям.

Во-первых, доминирующее влияние на величину дизэлектрической проницаемости пород оказывает их объемная влажность или (при полном водонасыщении породы) их объемная пористость  $n$ ; замет-

но также сказываются минеральный состав (включая количество и состав коллоидной фракции) и плотность породы, наилучшим образом эти связи описываются уравнением Оделевского для статистической смеси компонентов; минеральный состав песчаной фракции играет при этом подчиненную роль; с ростом температуры до 80 °С диэлектрическая проницаемость маловлажных и плотных пород растет, а в водонасыщенных рыхлых породах наблюдается обратная зависимость (см. рис. 10).

Во-вторых, диэлектрическая проницаемость пород, измеряемая в переменном поле, имеет комплексный характер  $\epsilon^* = \epsilon(1 + i\nu)$ , и существенный вклад в ее величину может вносить второй диэлектрический параметр пород - диэлектрические потери в них.

В третьих, превалирующий вклад в суммарную величину диэлектрических потерь в рыхлых породах вносят потери на их сквозную проводимость. Заметную роль могут играть также разного рода поляризационные потери, зависящие в основном от характера и развития поверхностей раздела в породе и, следовательно, от состава и содержания в ней глинистых компонентов.

Пока еще имеется немного экспериментальных данных о связи  $\epsilon_{\text{п}}$  с водопроницаемостью пород. С учетом того, что диэлектрическая проницаемость зависит от содержания в рыхлой породе коллоидной фракции, следует ожидать стохастической (корреляционной) связи между  $\epsilon_{\text{п}}$  и  $k_{\text{пр}}$ . Обнадеживающими в этом отношении являются исследования Н.В. Троицкого и В.С. Зинченко, где выявлено существование достаточно тесной корреляционной связи диэлектрической проницаемости с удельной поверхностью дисперсных пород.

По мере снижения частоты поля успевают развиваться все более медленные виды поляризации, обусловленные релаксацией более крупных частиц, содержащихся в породе. Результатом является увеличение диэлектрической проницаемости породы по мере понижения частоты. Одновременно растут затраты энергии поля на процессы как поляризации, так и переноса (объемной и поверхностной электропроводности).

На самых низких частотах физические виды релаксационной поляризации (внутристойная, высоковольтная) практически сливаются с вызванной электрохимической активностью.

Указанные закономерности в поведении диэлектрической проницаемости при измерениях на высоких частотах в целом сохраняются и при измерениях на низких частотах, но при этом наблюдается определенная их деформация. Так, например, у некоторых осадочных пород (песчаники, известняки, глины) при измерениях на маловлажных образцах высокого сопротивления в условиях, когда вся (или почти вся) вода в их порах является связанный, в области звуковых частот наблюдаются аномально большие значения диэлектрической проницаемости, достигающие  $10^3$  и более единиц. А при

одновременном воздействии на образец поля переменного и постоянного тока наблюдаются гистерезисные явления (см. рис. 7).

В связи с этим безусловный интерес представляют исследования, выполненные в широком диапазоне частот 0,02–200 кГц, по изучению особенностей электрических свойств почв, находящихся при влажности в пределах максимальной гигроскопической влагоемкости [36]. В частности показано, что с понижением частоты поля существенно возрастает дифференциация электрических свойств почв в зависимости от их влажности и генезиса при одновременном росте абсолютных значений соответствующих характеристик, т. е.  $\epsilon$ ,  $\rho$  и  $\operatorname{tg} \delta$  (рис. 12), то же можно отнести и к горным породам.

Несмотря на то что изучением частотной дисперсии диэлектрической проницаемости пород занималось довольно много исследователей, количественные аспекты проблемы продолжают вызывать дискуссию. Можно лишь считать установленным, что в общем случае диэлектрическая проницаемость пород, как и их удельное сопротивление, находится в обратной зависимости от частоты поля.

В результате развития описанных выше явлений поляризации диэлектрическая проницаемость пород в переменном электрическом поле также приобретает комплексный характер. При этом в поле постоянного тока (при частоте  $\omega = 0$ ) диэлектрическая проницаемость является действительной величиной и имеет максимальное значение  $\epsilon_{\text{ст}}$ . При сверхвысоких частотах  $\epsilon_{\infty}$  имеет минимальное значение и является также действительной величиной, приблизительно равной квадрату оптического показателя преломления материала.

Во всех других промежуточных случаях принято считать, что

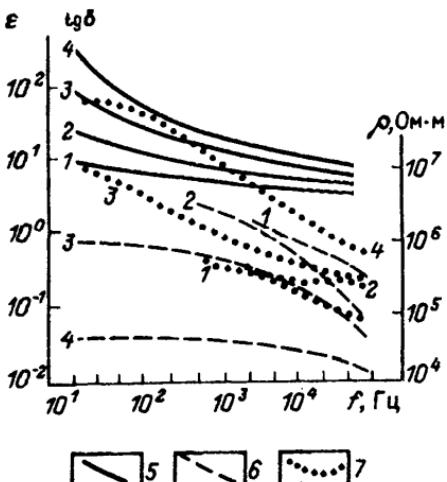
$$\epsilon^* = \epsilon_{\infty} + \frac{\epsilon_{\text{ст}} - \epsilon_{\infty}}{1 + j \omega \Theta}, \quad (2.25)$$


Рис. 12. Зависимость электрических характеристик светло-серой лесной почвы при разном увлажнении от частоты электрического тока.

Влажность  $\eta$ , %: 1 – 0,68; 2 – 1,81; 3 – 2,06; 4 – 3,09; кривые: 5 – диэлектрической проницаемости, 6 – удельного электрического сопротивления; 7 – тангенса угла диэлектрических потерь

где  $\Theta = (\epsilon_{ct} - \epsilon_\infty) / \gamma_a$  — постоянная времени поляризации.

Разделяя в выражении (2.25) вещественную и мнимую части, получим известные формулы Дебая

$$\epsilon' = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_{ct} - \epsilon_\infty}{1 + \omega^2 \Theta^2}; \quad (2.26)$$

$$\epsilon''_D = \frac{(\epsilon_{ct} - \epsilon_\infty) \omega \Theta}{1 + \omega^2 \Theta^2}; \quad (2.27)$$

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{(\epsilon_{ct} - \epsilon_\infty) \omega \Theta}{\epsilon_{ct} + \epsilon_\infty \omega^2 \Theta^2}. \quad (2.28)$$

Эти выражения получены в предположении, что материал не обладает заметной сквозной проводимостью, является гомогенным и содержит релаксирующие частицы одного сорта с одним временем релаксации  $\Theta$ . Применительно к горным породам таким условиям отвечает ультрапресная свободная вода, содержащаяся в крупных порах породы.

Для реальных пород в силу их гетерогенности и наличия сквозной проводимости приведенные формулы в ряде случаев не согласуются с экспериментальными данными и не охватывают явления, обладающие заметной инерционностью и затуханием. В частности, они принципиально не могут описать наблюдаемый в опыте рост диэлектрической проницаемости в области низких частот.

Объясняется это тем, что при наложении внешнего поля на породу в ней возникает множество поляризационных процессов, каждый из которых характеризуется своим временем релаксации. Тогда можно принять, что в общем виде имеет место непрерывное распределение времен релаксации в интервале времен от 0 до  $\infty$ . Предположив далее, что функция распределения  $f(\Theta)$  такова, что  $\int_0^\infty f(\Theta) d\Theta = 1$ , где  $f(\Theta) d\Theta$  — относительная частота нахождения времен релаксации в интервале от  $\Theta$  до  $\Theta + d\Theta$ , получим для  $\epsilon'$  и  $\epsilon''_D$  вместо уравнений (2.26) и (2.27) выражения

$$\epsilon' = \epsilon_\infty + (\epsilon_{ct} - \epsilon_\infty) \int_0^\infty \frac{f(\Theta) d\Theta}{1 + \omega^2 \Theta^2}; \quad (2.26)$$

$$\epsilon''_D = (\epsilon_{ct} - \epsilon_\infty) \int_0^\infty \frac{\omega \Theta f(\Theta) d\Theta}{1 + \omega^2 \Theta^2}. \quad (2.27)$$

Следует иметь в виду, что попытки описать экспериментальные данные подбором простой функции распределения  $f(\Theta)$  даже для гомогенных жидкостей практически оказались безуспешными и приводят к сложным выражениям для зависимостей  $\epsilon'$  и  $\epsilon''_D$  от частоты поля. С другой стороны, попытка описания этих данных

путем введения простой зависимости комплексной диэлектрической проницаемости от частоты поля приводит к сложным функциям распределения.

В связи с этим представляет интерес электродинамический подход П.И. Воронова, рассмотревшего влияния гармонически меняющегося поля на заряженную частицу вещества. В итоге им получено выражение для поляризуемости  $a$  частиц в виде

$$a^* = a' - i a'' = \frac{e}{m \omega_0^2} \frac{1}{1 - (\omega/\omega_0)^2 + i \omega/Q \omega_0}, \quad (2.29)$$

где  $e$  — электрический заряд частицы;  $m$  — ее инертная масса;  $\omega$  — круговая частота вынужденных колебаний частицы;  $Q$  и  $\omega_0$  — соответственно добротность и собственная частота колебательной системы.

Переходя к поляризуемости единицы объема породы, содержащей  $N$  заряженных частиц, из формулы (2.29) нетрудно получить выражения для активной и реактивной составляющих комплексной диэлектрической проницаемости

$$\epsilon' = 1 + \frac{N e^2}{\epsilon_0 m \omega_0^2} \frac{1 - (\omega/\omega_0)^2}{[1 - (\omega/\omega_0)^2]^2 + (\omega/Q \omega_0)^2}; \quad (2.30)$$

$$\epsilon'' = \frac{N e^2}{\epsilon_0 m \omega_0^2} \frac{\omega/Q \omega_0}{[1 - (\omega/\omega_0)^2]^2 + (\omega/Q \omega_0)^2}. \quad (2.31)$$

В кристаллах, слагающих скелет горных пород, наблюдается в основном поляризация смещения. При этом собственная частота релаксирующих образований (ионов, электронов) находится в оптической части спектра, т. е. очень высока и намного превосходит используемые в электроразведке частоты, следовательно, отношение  $\omega/\omega_0 \ll 1$ . Производя в выражениях (2.30) и (2.31) суммирование по всем  $N_s$  частицам такого рода, находящимся в единице объема, получим

$$\epsilon_{00}' = 1 + \sum_s \frac{N_s e_s^2}{\epsilon_0 m_s \omega_{s0}^2}, \quad (2.32)$$

а  $\epsilon_{00}'' \rightarrow 0$ , поскольку поляризация этого вида протекает практически без потерь (добротность  $Q_s$  очень велика и числитель выражения (2.31) является второго порядка малости).

В итоге для многокомпонентной горной породы можно записать

$$\epsilon_{\Sigma}' = \epsilon_{00} + \sum_g \frac{N_g l g^2}{\epsilon_0 m_g \omega_g^2} \frac{1 - (\omega/\omega_g)^2}{[1 - (\omega/\omega_g)^2]^2 + (\omega/Q \omega_g)^2}; \quad (2.33)$$

$$\epsilon''_{\Sigma} = \sum_g \frac{N_g \bar{\rho}_g}{\epsilon_0 m_g \omega_g^2} \frac{\omega/Q_g \omega_g}{[1 - (\omega/\omega_g)^2]^2 + (\omega/Q \omega_g)^2}, \quad (2.34)$$

где индексом "g" отмечены все электрически заряженные и полярные частицы и образования, входящие в состав породы и участвующие в медленных видах поляризации.

Формулы (2.33) и (2.34) для практических расчетов не пригодны. Однако они интересны тем, что дают более сложную зависимость  $\epsilon''_{\Sigma}$  от частоты поля, нежели уравнение (2.26). При определенных условиях монотонность этой функции нарушается и на ней появляются экстремумы положительного и отрицательного знака. В то же время вид функции  $\epsilon''_{\Sigma} = f(\omega)$  в обоих случаях одинаков.

Заслуживают самого пристального внимания результаты экспериментов многих исследователей (например, Х.П. Швана, Т.Л. Челидзе), наблюдавших у водных суспензий частиц размером около 1 мкм на низких частотах (менее 1 кГц) значения диэлектрической проницаемости, достигавшие  $10^4$ – $10^5$  ед. СИ. С увеличением частоты внешнего поля наблюдаемая диэлектрическая проницаемость уменьшается и одновременно растет проводимость суспензии, т.е. обнаруживается аномальная дисперсия этих величин. При этом Т.Л. Челидзе обнаружила сильную зависимость низкочастотной диэлектрической проницаемости кварцевой суспензии от величины  $\zeta$ -потенциала.

Физическая причина такого сильного роста низкочастотной диэлектрической проницаемости суспензий, по мнению С.С. Духина и В.Н. Шилова [10], заключается в конечном времени, необходимом для установления концентрационной поляризации частиц и макроионов под действием внешнего поля. Поэтому поляризационное поле частицы отстает по фазе от первичного поля при гармоническом характере последнего, причем отставание это на низких частотах тем сильнее, чем медленнее процесс установления поляризации частицы (на высоких частотах поляризация этого рода вообще не будет успевать возникнуть). Согласно рассуждений названных исследователей, поляризационное электрическое поле включений вызывает в проводящей дисперсной среде синфазные с ними токи проводимости, которые также будут отставать по фазе от внешнего поля и по отношению к последнему будут выглядеть как токи смещения. Наличие же значительных токов смещения в образце на низких частотах воспринимается экспериментально как высокая диэлектрическая проницаемость последнего. Отсюда следует, что упомянутые авторы рассматривают наблюдаемую в опытах гигантскую низкочастотную диэлектрическую дисперсию (НДД) не как действительный рост диэлектрической проницаемости дисперсной системы, а как некий кажущийся эффект, обусловленный проводимостью дисперсионной среды, который может быть учтен.

Эти рассуждения перекликаются с высказанными выше соображениями о влиянии поверхностных явлений во влажном песке, в результате которых даже на достаточно высоких частотах наблюдаются весьма заметные диэлектрические потери адсорбционного происхождения, неучет которых при измерениях ведет к кажущемуся росту наблюдаемой диэлектрической проницаемости скелета песка (см. табл. 5).

В заключение коснемся вкратце таких сложных и пока слабо изученных характеристик, как описанные выше коэффициенты электромеханической и упруго-электрической связи  $k_{\text{эм}}$  и  $k_{\text{упз}}$ . Нетрудно заметить, что при переходе к основным единицам измерений их размерности оказываются:  $k_{\text{эм}}$  в Кл/м<sup>2</sup> и  $k_{\text{упз}}$  в м<sup>2</sup>/Кл, т. е. совпадают с размерностями пьезоэлектрических постоянных  $l$  и  $g$ . Это служит дополнительным основанием считать  $k_{\text{эм}}$  и  $k_{\text{упз}}$  сейсмоэлектрическими постоянными и пользоваться ими в качестве характеристик пород, обладающих сегнетоэлектрическими свойствами. Аналогичным образом можно найти  $k_{\text{эм}}^*$  и  $k_{\text{упз}}^*$ , соответствующие второй паре пьезоэлектрических постоянных  $d$  и  $h$ .

Все это открывает возможность использования СЭЭФ для нахождения, например, модуля Юнга и других характеристик упругих свойств горных пород.

#### 2.4. Эквивалентные электрические и механоэлектрические схемы (модели) горных пород

Различного рода моделирование давно и успешно используется в прикладной геофизике, гидрогеологии и инженерной геологии. Согласно определению, данному в работе [19], под моделью понимается такая мысленно представляемая система, которая, отображая объект исследования, способна замещать его так, что ее изучение дает новую информацию об этом объекте. Используемое в настоящем разделе моделирование по классификации Е.И. Леонова относится к группе идеального моделирования, базирующегося на построении мысленных моделей и моделей из знаковых образований в виде схем, формул и графиков.

В качестве первого объекта исследования рассмотрим выбор эквивалентной (расчетной) схемы, которая может служить электрической моделью горной породы. Как известно, при любых измерениях на переменном токе или при обработке результатов таких измерений в полевых или лабораторных условиях мы всегда имеем дело с двумя величинами. Таковыми могут быть либо модульные значения и фазовые соотношения, либо активные и реактивные компоненты наблюдаемой величины. При всех обстоятельствах в основе такого подхода лежит представление, что электрической моделью изучаемых объектов (горных пород или их комплексов)

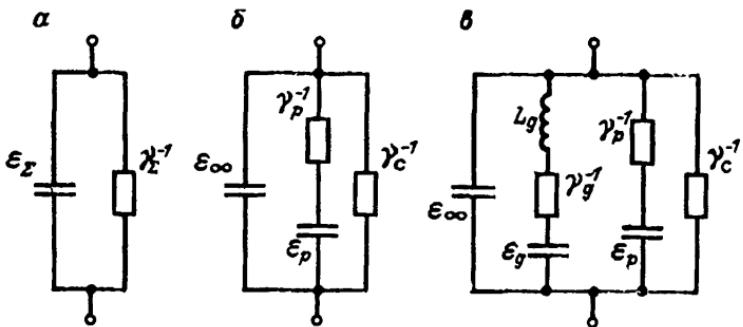


Рис. 13. Эквивалентные электрические схемы (модели) ионопроводящей капиллярно-пористой породы:  
 а — упрощенная; б — соответствующая уравнению Дебая; в — учитывающая резонансные свойства породы

служит эквивалентная схема в виде параллельно или последовательно соединенных частотно-независимых активного сопротивления и емкости (рис. 13, а).

Однако экспериментальные данные показывают, что такая эквивалентная схема может служить лишь в качестве первого приближения. О том же свидетельствует более внимательное рассмотрение физической стороны вопроса. В самом деле, активные потери энергии, эквивалентом которых являются на схеме сопротивления, пропорциональные  $1/\gamma^2$ , обусловлены не только переносом зарядов ионами поровых растворов и разрядом их на электродах, но и затратами энергии на свершение различных поляризационных процессов (ориентация диполей, изменение конфигурации двойных электрических слоев и т. д.). То же самое можно сказать о емкости, пропорциональной  $\epsilon'_\Sigma$ , которая обусловлена не только током диэлектрического смещения, обязанным изменению конфигурации электронных орбит и ионному смещению, но и более медленными поляризационными эффектами.

Иными словами, в действительности оба элемента этой схемы являются составными, включающими в себя как статическую величину, так и часть, явно зависящую от времени, т. е. от частоты поля. Учет этого обстоятельства приводит к тому, что схема на рис. 13, а разворачивается в более сложную эквивалентную схему (рис. 13, б), соответствующую векторной диаграмме токов (см. рис. 8). При этом составляющие комплексных диэлектрической проницаемости и проводимости такой схемы описываются уравнениями, сходными с уравнениями (2.26) и (2.27) Дебая

$$\epsilon' = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_p}{1 + \omega^2 \Theta_p^2} \quad \text{и} \quad (2.35)$$

$$\gamma = \gamma_c + \omega \epsilon_0 \epsilon_p \frac{\omega \Theta_p}{1 + \omega^2 \Theta_p^2},$$

где элементы  $\epsilon_\infty$  и  $\gamma_c$  частотно-независимы и являются соответственно диэлектрической проницаемостью материала на сверхвысоких частотах и его сквозной проводимостью по постоянному току;  $\epsilon_p = \epsilon_{ct} - \epsilon_\infty$  — часть диэлектрической проницаемости, обусловленная "медленным" видом поляризации;  $\Theta_p = \epsilon_0 \epsilon_p / \gamma_p$  — время становления последних;  $\gamma_p$  — начальная проводимость поляризационного (абсорбционного) тока<sup>1</sup>.

Однако эквивалентная схема на рис. 13, б и соответствующие ей уравнения достаточно удачно согласуются с экспериментальными данными лишь для некоторых гомогенных веществ, характеризующихся одним временем релаксации, а для таких гетерогенных систем какими являются породы, эти схемы и уравнения, как правило, оказываются недостаточными. В частности, они принципиально не могут описать отмеченной выше аномальной дисперсии диэлектрической проницаемости влажных горных пород в области низких частот, а также нарушений монотонности функции  $\epsilon'_\Sigma = f(\omega)$ , предписываемых уравнением (2.33). Поэтому схему на рис. 13, б следует рассматривать лишь как второе приближение, не охватывающее явления, обладающие заметной инерционностью и связанные с присутствием в горных породах микроскопий влаги, примером которых могут служить электротехнические эффекты, описанные Г.А. Остроумовым, поляризационные явления в двойном слое [10, 31, 42] и, возможно, акустоэлектрические эффекты. Учет подобных явлений требует введения в эквивалентную схему консервативных элементов, например удельной индуктивности  $L$  в Гн/м.

Правомочность введения индуктивности в эквивалентную схему, описывающую электрофизические свойства горных пород, была показана не только М.К. Крыловым, исходившим из анализа уравнений Максвелла, но и Е.Б. Корнбергом, предложившим учитывать индуктивность капилляров, по которым течет сквозной ток [30]. В итоге, третьим приближением может служить эквивалентная схема, приведенная на рис. 13, в. Из анализа этой схемы легко получить<sup>2</sup>

$$\epsilon'_\Sigma = \epsilon_\infty + \epsilon_g \frac{1 - \omega^2 \Theta_g^2}{\omega^2 \Theta_g^2 d_g^2 + (1 - \omega^2 \Theta_g^2)^2} + \frac{\epsilon_p}{1 + \omega^2 \Theta_p^2}; \quad (2.37)$$

<sup>1</sup> Уравнение (2.36) получается из выражения (2.16) после подстановки в него выражения (2.27).

<sup>2</sup> В выражении (2.38) для удобства квадратными скобками выделено развернутое выражение для  $\epsilon'_\Sigma$ .

$$\gamma'_\Sigma = \gamma_c + \omega \epsilon_0 [\epsilon_g - \frac{\omega \Theta_g d_g}{\omega^2 \Theta_g^2 d_g^2 + (1 - \omega^2 \Theta_g^2)^2} + \epsilon_p \frac{\omega \Theta_p}{1 + \omega^2 \Theta_p^2}], \quad (2.38)$$

где  $\epsilon_g$  и  $\epsilon_p$  — соответственно части диэлектрической проницаемости, обусловленные своим происхождением инерционным и поляризационным эффектами;  $\epsilon_\infty$  и  $\gamma_c$  — соответственно диэлектрическая проницаемость породы при оптических частотах и ее сквозная проводимость;  $\Theta_p = \epsilon_0 \epsilon_p / \gamma_p$  и  $\Theta_g = 1/\omega_{g0} = \sqrt{L_g} \epsilon_g \epsilon_0$  — соответственно постоянные времена поляризационных и инерционных процессов;  $d_g = 1/Q_g = 1/\omega L_g \gamma_g$  — затухание (добротность) в цепочке  $g$ .

Формулы (2.37) и (2.38) очень близки выражениям, полученным Г.А. Остроумовым для описания электрогидродинамического эффекта на основе использования уравнения Зельмайера, и схожи с выражениями (2.33) и (2.34), полученными автором на основе решений Воронова. Это указывает на физическую обоснованность такого представления эквивалентной электрической схемы горной породы.

Анализируя выражения (2.37) и (2.38), можно заметить, что при частотах  $\omega = \sqrt{1 \pm d_g / \Theta_g}$  должны иметь место минимум и максимум  $\epsilon'_\Sigma$ , причем полоса частот между этими экстремумами приблизительно равна  $d_g / \Theta_g$ . При частоте  $\omega = 1/\Theta_p$  должна наблюдаться точка перегиба на кривой  $\epsilon'_\Sigma = f(\omega)$  и максимум  $\epsilon''_\Sigma$ .

Амплитудно-частотные характеристики  $\epsilon'_\Sigma$  и  $\gamma_\Sigma$ , соответствующие уравнениям (2.37) и (2.38), приведены на рис. 14. При рассмотрении этого рисунка обращают на себя внимание два обстоятельства: пологий характер левой и правой частей зигзагообразного нарушения монотонности кривой  $\epsilon'_\Sigma$  в районе характеристической частоты  $\omega_{g0}$  и асимметрия в амплитудном отношении между максимумом и минимумом  $\epsilon'_\Sigma$  в этом интервале частот. Легко показать, что при малых значениях затухания  $d_g$  эта асимметрия также невелика, но по мере роста  $d_g$  и приближения ее величины к  $d_g = 2$  быстро увеличивается за счет резкого возрастания максимума  $\epsilon'_\Sigma$ .

Описываемый характер частотной дисперсии можно было бы наблюдать в том случае, если бы для изучаемой породы существовала одна единственная четко выраженная характеристическая частота  $\omega_{g0}$ . В реальных породах, в силу большого числа присущих ей неоднородностей, логичнее ожидать, что имеется распределение в некотором интервале множества времен  $\Theta_g$ ,  $\Theta_p$  и значений  $\epsilon_g$ ,  $d_g$  и  $\epsilon_p$ . В результате отмеченный участок нарушения монотонности на кривой  $\epsilon'_\Sigma = f(\omega)$  должен потерять свои четкие очертания. Вместе с тем в силу асимметрии, этот "зигзаг" иногда может выродиться в более или менее слаженный подъем кривой  $\epsilon'_\Sigma$  в некотором интервале частот, как это показано пунктиром на рис. 14, что более соответствует экспериментальным данным, приводимым в литературе.

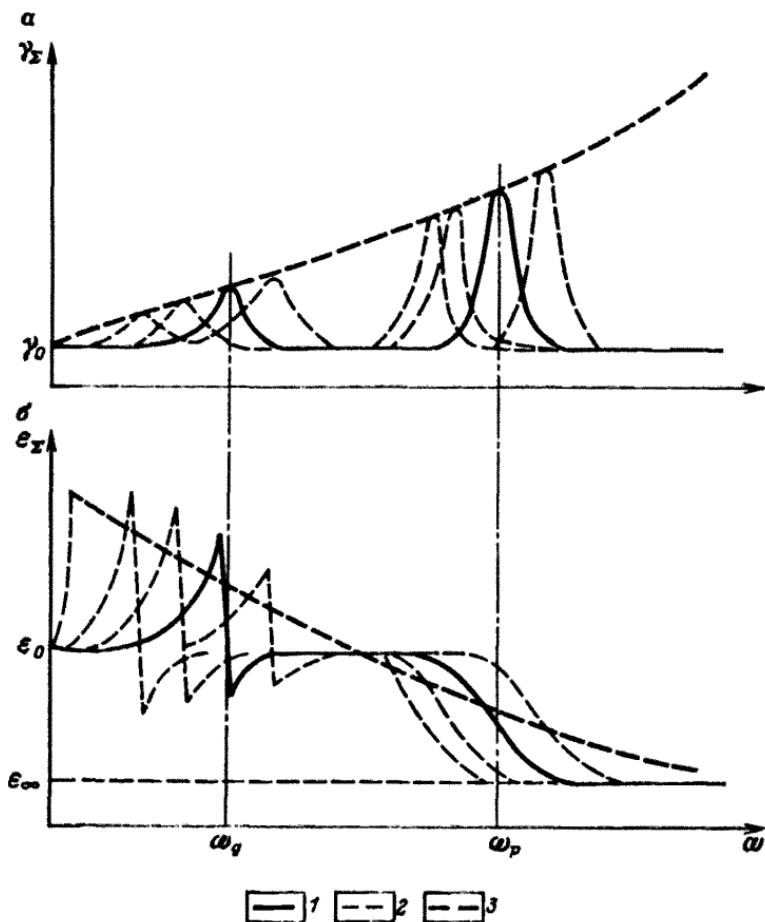


Рис. 14. Гипотетические амплитудно-частотные зависимости активной (а) и реактивной (б) составляющих адmittанса двухполюсника (см. рис. 13, в):  
 1 — для элементарного объема породы с единственными значениями характеристических частот  $\omega_{d0}$  и  $\omega_{p0}$ ; 2 — то же, для различных элементов породы;  
 3 — результирующие зависимости для породы в целом

Аналогичного вида зависимость  $\epsilon'_2 = f(\omega)$  можно получить, и не прибегая к введению в эквивалентную электрическую схему породы цепочки  $RLC$ . В самом деле, все описанные выше эквивалентные схемы можно интерпретировать как пассивные двухполюсники с входной проводимостью  $\gamma^*$ . Между тем в породе протекают различные электрохимические и электрофизические процессы, которые активизируются при наложении внешнего поля, что ведет к измене-

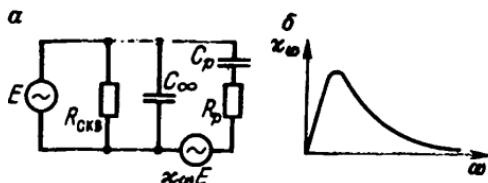


Рис. 15. Эквивалентная электрическая схема (модуль) породы, представленная в виде активного двухполюсника (а), и возможный вид зависимости параметра  $\chi_{\omega}$  от частоты поля (б)

ции учтено введением в схему элементов, пропорциональных  $\epsilon_p$  и  $\gamma_p$ , а источником  $\bar{E}_{\text{стр}}$  являются лишь инерционные и медленно развивающиеся явления типа электрогидродинамического эффекта Остроумова и электрокинетических явлений. Тогда, ограничиваясь линейной зависимостью между  $E$  и  $\bar{E}_{\text{стр}}$ , что допустимо при малых плотностях тока, получим

$$\bar{E}_{\text{стр}} = \chi_{\omega} \bar{E} \quad (2.39)$$

или, воспользовавшись дифференциальной формой закона Ома,

$$j = \gamma^* (1 + \chi_{\omega}) \dot{E}, \quad (2.40)$$

где  $j$  — плотность тока;  $\gamma^*$  — комплексная проводимость среды;  $\chi_{\omega}$  — некоторый коэффициент. Исходя из этого и пользуясь понятиями теории цепей, можно рассматривать горную породу, помещенную в электрическое поле, как активный двухполюсник с внутренними источниками ЭДС. Тогда полная входная проводимость  $\gamma^* = \gamma'_\Sigma + i\omega\epsilon_0 \epsilon'_\Sigma$  такого двухполюсника может быть найдена из эквивалентной схемы (рис. 15).

Нетрудно показать, что в этом случае компоненты  $\epsilon^*$  и  $\gamma^*$  примут вид

$$\epsilon'_\Sigma = \epsilon_\infty + (1 + \chi_{\omega}) \frac{\epsilon_p}{1 + \omega^2 \Theta_p^2}; \quad (2.41)$$

$$\gamma'_\Sigma = \gamma_c + (1 + \chi_{\omega}) \omega \epsilon_0 \epsilon_p \frac{\omega \Theta_p}{1 + \omega^2 \Theta_p^2}. \quad (2.42)$$

В этой схеме и в соответствующих ей уравнениях на коэффициент  $\chi_{\omega}$  пока формально не наложено никаких ограничений. Такие ограничения могут быть введены только на основе специального анализа соответствующих граничных условий. Поэтому лишь отметим, что  $\chi_{\omega}$  является частотно-зависимым параметром, поскольку в области очень высоких и очень низких частот должны соблюдаться соотношения типа Дебая и, следовательно, параметр  $\chi_{\omega}$  при таких частотах должен стремиться к нулю.

нию плотности и характера растекания электрического тока. Это обстоятельство можно рассматривать как результат возникновения в породе сторонних ЭДС ( $\bar{E}_{\text{стр}}$ ), являющихся функцией напряженности внешнего электрического поля  $\bar{E}$ .

Предположим, что появление ЭДС высокочастотной диэлектрической поляризации

Можно предположить, что использование в качестве эквивалентных схем горной породы цепей с активными элементами облегчит изучение явлений всех видов поляризации.

Рассмотрим, наконец, возможности, представляемые знаковым моделированием для исследования механоэлектрических преобразований в горных породах. Как отмечалось выше, в капиллярно-пористых ионопроводящих породах при определенных условиях могут происходить различного рода механоэлектрические преобразования, в основе которых лежат электрокинетические (электроосмос и потенциалы течения) и сегнетоэлектрические явления. При динамическом характере возбуждения они проявляются в виде прямых и обратных акустоэлектрических эффектов, непременным условием возникновения которых является присутствие в породе связанными поверхностными силами воды.

В ряде работ [15, 17] показано, что эти явления могут быть исследованы с помощью эквивалентных схем-моделей, имеющих как электрические, так и механические части, между которыми систематически происходит обмен энергиями. В общем такие модели представляют собой сложные электрогидродинамические диссипативные (т. е. рассеивающие энергию) нелинейные системы с распределенными электрическими (сопротивлением, емкостью и индуктивностью) и механическими (массой, трением и вязкостью, а также гибкостью) параметрами.

При строгом рассмотрении динамика этих систем описывается нелинейными дифференциальными уравнениями в частных производных, содержащих в качестве переменных время и пространственные координаты. Но в некоторых случаях эти системы и уравнения могут быть линеаризованы, что существенно облегчает их практическое использование. В частности, при исследованиях электрокинетических явлений такая линеаризация в механической части модели достигается за счет пренебрежения (за малостью влияния) нелинейностью процесса фильтрации воды в ультратонких (радиус менее 1 мкм) капиллярах. Кроме того, скальные осадочные породы, а также глинистые грунты при влажности, близкой или меньшей их максимальной гигроскопической влагоемкости, можно рассматривать как материал достаточно "мягкий" лишь в отношении их электрических свойств, но не свойств механических. Поэтому нелинейные изменения постоянных гибкости (упругой податливости) таких пород при изменениях механического напряжения весьма малы и ими можно пренебречь.

Тогда механическая часть модели единичного объема породы представляется диссипативной линейной системой с одной степенью свободы и с сосредоточенными инерционной массой  $m$ , гибкостью  $C_m$  и трением  $R_m$ . Аналогичным образом электрическая часть модели приобретает вид эквивалентной схемы с сосредоточенными параметрами  $L, C, R$ .

В разделе 2.2 уже отмечалось, что как при электроосмосе, так и при возбуждении потенциалов фильтрации основное движение жидкости в капиллярах сопровождается ее обратным движением. Это позволяет рассматривать возникновение такого противотока, как так называемое "вносимое сопротивление". В итоге обмен энергией между частями модели и их взаимовлияние может учитываться с помощью коэффициентов электроосмоса  $k_{зос}$  и потенциала фильтрации  $k_{пф}$ . В общем случае  $k_{зос} \neq k_{пф}$ , но на практике зачастую можно полагать, что коэффициент связи  $k_{св} \approx k_{зос} \approx k_{пф}$ , например, при гармоническом процессе

$$k_{св} = \frac{2 \epsilon_0 \epsilon_B \zeta s_n}{s_{пор}} \Phi(\Omega), \quad (2.43)$$

где функция  $\Phi(\Omega)$  описывается выражениями (2.7) и (2.8);  $n$  — пористость породы;  $s_n$  — площадь поперечного сечения ее элемента между электродами;  $s_{пор}$  — среднестатистическая площадь пор.

Для построения моделей можно воспользоваться известными аналогами, приведенными в табл. 6. На этой основе и если принимать за исходное предположение об электрокинетической природе явления, оказывается сравнительно несложным моделирование сейсмоэлектрического эффекта в условиях, например, гармонического его возбуждения.

Анализ такого рода моделей, выполненный раздельной для низких (сейсмических), средних и высоких (вплоть до ультразвуковых) частот, показал, что в стационарном режиме электрокинетических преобразований во влагонасыщенных породах нет оснований ожидать каких-либо резонансных явлений, а также явлений умножения частоты. Более того, в случае прямого СЭЭФ во всем интервале рассматриваемых частот амплитудно-частотная характеристика функции преобразования  $k_{упз} = (U_2/p)_{x_1=0}$ , т. е. в режиме холосного хода остается практически плоской и коэффициент  $k_{упз}$  практически не зависит от частоты. В том же интервале частот отсутствует сдвиг фаз между входными и выходными величинами, и образец должен вести себя подобно чисто диссипативной системе. Об этом же свидетельствует то, что механическая постоянная времени гибкости  $\tau_{кин} = R_{экв} C_{экв}$  для рассматриваемых образцов пород по приближенным оценкам имеет порядок  $10^4 - 10^6$  с, т. е.  $\tau_{кин} > 1$ . В стационарном режиме амплитуда смещения при обратном СЭЭФ уменьшается обратно пропорционально частоте, а колебательная скорость  $v_m$  от частоты не зависит. С помощью такого рода моделей можно также проанализировать переходные процессы и параметры при импульсном возбуждении СЭЭФ.

Знаковое моделирование, основанное на использовании электро-механических аналогий, может применяться не только для анализа и расчета электрокинетических преобразований, но и при изучении различного вида сегнетоэлектрических эффектов в горных породах.

Таблица 6

## Механические, акустические и электрические аналоги

Механическая величина	Единица измерения	Акустическая величина	Единица измерения	Электрическая величина	Единица измерения
Сила $F$	Н	Звуковое давление $p_a = F/s$	Па	Напряжение (ЭДС) $U$	В
Скорость $v$	м/с	Объемная скорость $v_a = v_s$	м <sup>3</sup> /с	Ток $I$	А
Масса $m$	кг	Акустическая масса $m_a = \sigma l / s$	кг/м <sup>4</sup>	Индуктивность $L$	Гн
Гибкость $C_m$	м/Н	Акустическая гибкость $C_a = V/v^2 \sigma$	м <sup>3</sup> /Па	Емкость $C$	Ф
Упругая податливость $S_m = 1/C_m$	Н/м	Акустическая податливость $1/C_a = v^2 \sigma / V$	Па/м <sup>3</sup>	$1/C$	$1/\Phi$
Механическое сопротивление $r_m$	Н·с/м	Акустическое сопротивление $r_a = r_m / s^2$	Па·с/м <sup>3</sup>	Активное сопротивление $R$	Ом
Полное механическое сопротивление (механический импеданс) $Z_m = F/v = r_m + j(\omega m - 1/\omega C_m)$	Н·с/м	Полное акустическое сопротивление (акустический импеданс) $Z_a = p_a/v_a = F/vs^2 = r_a + j(\omega m_a - 1/\omega C_a)$	"	Полное сопротивление (импеданс) $Z = \Delta U/I = R + j(\omega L - 1/\omega C)$	"
Кинетическая энергия $W_{\text{кин}} = m v^2 / 2$	Дж	Кинетическая энергия $W_{\text{кин}} = m_a v_a^2 / 2$	Дж	Энергия магнитного поля $W_m = L I^2 / 2$	Дж
Потенциальная энергия $W_{\text{пот}} = C_m F^2 / 2$	"	Потенциальная энергия $W_{\text{пот}} = C_a p_a^2 / 2$	"	Энергия электрического поля $W_l = C U^2 / 2$	"

Примечание.  $V$  — объем;  $s$  — площадь;  $l$  — длина (расстояние);  $\sigma$  — плотность среды.

## ГЛАВА 3

# ВЫСОКОЧАСТОТНЫЕ ИМПЕДАНСНЫЕ МЕТОДЫ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В ИНЖЕНЕРНО- ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ГЕОФИЗИКЕ

---

Понятие импеданса как полного (комплексного) сопротивления было первоначально введено для описания связи по амплитуде и фазе напряжения и тока на входе цепи с сосредоточенными или распределенными параметрами (например, колебательных контуров или длинных линий)<sup>1</sup>. В дальнейшем это понятие было использовано геофизиками в качестве наиболее универсальной, по выражению А.Д. Петровского, характеристики реальной геологической среды, зависящей лишь от ее электромагнитных свойств и частоты поля.

В прикладной геофизике существуют две группы методов электромагнитных импедансных измерений: методы реакции входного импеданса измерительных систем на электромагнитные свойства горных пород и геологической среды (методы РВИС) и методы реакции параметров электромагнитного поля на внутренний или поверхностный импеданс среды при распространении поля в земле или над ее поверхностью.

Более давнюю историю возникновения и развития, восходящую к началу нынешнего столетия, имеют методы РВИС. Их основа была заложена А. Зоммерфельдом, показавшим, что электромагнитные свойства земли оказывают существенное влияние на параметры приземных и подземных антенн, включая мощность и сопротивление их излучения. К 20—30-м годам относятся и первые попытки использовать измерения емкости специальных антенн и датчиков для геологических исследований, а также для оценки диэлектрической проницаемости горных пород.

К настоящему времени сформировалась целая группа геоэлектрических методов РВИС, использующих искусственно вызванные поля и объединяющих электромагнитные методы исследования, которые базируются на измерениях полного входного сопротивления либо входной проводимости (или их реальной и мнимой компонент) двухполюсников, используемых для определения электромагнитных характеристик горных пород в массиве или в образцах. Роль такого рода двухполюсников могут выполнять различного рода датчики, располагающиеся над и на земной поверхности, помещаемые в скважины или непосредственно в исследуемую породу или заполняе-

---

<sup>1</sup> Теперь в этих случаях чаще говорят о характеристическом или волновом сопротивлении цепи.

мые ею, а также различного вида приземные, наземные и подземные осциллирующие антенны.

В зависимости от основной измеряемой характеристики названные методы геоэлектрики подразделяются на методы сопротивления и диэлектрические. К числу импедансных методов сопротивления можно, например, отнести обоснованный В.Г. Зернятко, Д.И. Четаевым, А.В. Куликовым и О.А. Хачаем низкочастотный метод так называемого "присоединенного импеданса" (или "вносимой индуктивности") петли, лежащей на поверхности проводящих сред [11, 40]. Другим примером методов РВИС-сопротивления могут служить метод непрерывного радиоволнового профилирования в движении по способу измерений сопротивления излучения горизонтальной магнитной антенны, установленной на наземном транспортном средстве (метод РВП). В этом методе измеряемым параметром служит активная составляющая входного адmittанса (полной проводимости) антенны, линейно связанная с реальной компонентой ее сопротивления излучения  $R_{\Sigma}$ .

Несмотря на то что измерения выполняются на сравнительно высокой частоте 8–15 МГц, при эффективном [5] сопротивлении  $\rho_{\omega}$  покровных отложений меньше 200 Ом·м активное сопротивление излучения антенны  $R_{\Sigma}$  можно полагать функцией лишь  $\rho_{\omega}$  пород, причем  $R_{\Sigma} \sim \sqrt{\rho_{\omega}}$ . При исследовании этим методом сред с более высоким сопротивлением, когда токами смещения пренебречь уже нельзя,  $R_{\Sigma}$  антенны становится функцией комплексного параметра пород (например, их волнового числа  $K_r$ ).

Импедансные методы диэлектрических исследований (диэлектрических методов РВИС), нашедшие применение в гидрогеологии, инженерной геологии и почвоведении, можно разбить на три группы: диэлектрическая влагометрия пород зоны аэрации и измерения диэлектрических характеристик пород на образцах; диэлектрическое пенетрационное зондирование (ДПЗ) рыхлых пород в зонах полного и неполного водонасыщения; импедансный диэлектрический каротаж скважин (ИДК).

Из перечисленных методов наиболее длительную историю развития имеет диэлектрическая влагометрия и измерения диэлектрической проницаемости (ДП) на образцах. Первые попытки использования диэлектрической проницаемости различных веществ и материалов для определения их влажности относятся к 20-м годам, а первые серьезные работы по измерению диэлектрической проницаемости горных пород и почв появились в 30-е годы нашего века. При этом все попытки базировались на измерениях емкости конденсаторов, в которых в роли диэлектриков выступало исследуемое вещество. Однако общий уровень развития физики диэлектриков того времени не позволял получить удовлетворительные результаты при изучении веществ и материалов (и в том числе горных пород и

почв), обладающих значительными и нерегулярно меняющимися диэлектрическими потерями. Причина состояла в том, что тогда предполагалось, что все потери энергии связаны исключительно со сквозной проводимостью в породе, т. е. что электрическая модель породы укладывается в двухэлементную схему конденсатора, шунтированного активным сопротивлением (см. рис. 13, а) или последовательно соединенного с таким сопротивлением. Сообразно с этим создавалась и измерительная аппаратура.

Лишь в начале 50-х годов, опираясь на фундаментальный труд Г.И. Сканави, автору удалось экспериментально показать, что электрическая модель влажной капиллярно-пористой породы укладывается, по меньшей мере, в четырехэлементную схему (см. рис. 13, в). Только в этом случае можно в первом приближении учесть, что в таких породах из-за развития различного рода поверхностных явлений на внутренних поверхностях раздела фаз, наряду с независящим от времени сквозным током проводимости, возникают адсорбционные, зависящие от времени токи поляризации, с которыми нельзя не считаться.

Дизелектрическое пенетрационное зондирование было предложено и впервые с успехом осуществлено в 1951 г. применительно к решению важной в то время задачи определения естественной пористости водонасыщенных песков при инженерных изысканиях для обоснования проектов гидroteхнических сооружений. С развитием идей, положенных в основу ДПЗ, в 1957 г. был предложен и вскоре опробован в скважинах импедансный дизелектрический каротаж (ИДК). В этих способах одновременно измеряются активная и реактивная составляющие входного импеданса специального электрического конденсатора-зонда, помещаемого в скважину или непосредственно в грунт [44]. Большую работу по созданию первой серийной аппаратуры ДК-1, выпущенной в начале 60-х годов, а также по пропаганде и опробованию ИДК для изучения разрезов нефтяных скважин выполнил С.М. Аксельрод.

Импедансные измерения другого вида, охватывающие методы, основанные на наблюдениях за реакцией параметров электромагнитного поля на различного рода изменения поверхности или внутреннего импеданса геологической среды, теоретически и практически начали развиваться лишь в 50—60-е годы. Существенный вклад внесли теоретические и экспериментальные работы Г.А. Гринберга и В.А. Фока, Е.Л. Файнберга и Дж. Уайта, М.А. Леонтовича, А.Д. Петровского, Д.С. Даева, А.Н. Тихонова и Д.Н. Шахсуварова, А.В. Вешовой, М.Н. Бердичевского, Ю.Б. Шауба, О.М. Мясковского и многих других исследователей.

К настоящему времени импедансные методы этого вида завоевали всеобщее признание и получили широкое применение в различных областях разведочной геофизики. Примером могут служить

методы магнитотеллурического поля (МТЗ, МТП и МТТ), базирующиеся на использовании короткопериодных электромагнитных колебаний естественного происхождения. Основной областью применения этих методов являются поиски глубоко залегающих нефтегазоносных структур при мелко- и среднемасштабных исследованиях регионального характера.

Применительно к задачам, решаемым инженерно-гидрологической геофизикой, в дальнейшем большее внимание будет уделено импедансным методам, обладающим хотя и меньшей глубинностью, но зато характеризующимся относительной дешевизной и высокой производительностью. Таким условиям отвечают наземные и в аэровариантах методы радиокип способами измерения поверхностного импеданса. Эти методы базируются на изучении интенсивности и структуры поля радиоволн, распространяющихся над поверхностью земли, поскольку вариации указанных параметров обусловлены пространственной изменчивостью электрических свойств приповерхностных отложений. Они с успехом используются в рудной геофизике и достаточно освещены в литературе [5, 41, 48].

Краткое изложение физических основ этих методов, а также методики и результатов их опробования для решения инженерно-геологических и гидрологических задач приводится в гл. 4. Поэтому лишь отметим, что успехи в разработке и производственном использовании импедансных методов реакции параметров электромагнитного поля и их широкие возможности существенно снизили интерес геофизиков к методам РВИИС, что привело к незаслуженному их забвению, в результате чего нынешнее поколение геофизиков в своем большинстве имеет о методах РВИИС весьма смутное, а иногда и превратное представление.

В связи с этим не лишне напомнить, что определяющее различие между методами РВИИС и большинством других методов электроразведки сводится в основном к способам измерений. Наиболее наглядно это может быть продемонстрировано с помощью знакового моделирования с использованием понятий теории электрических цепей.

С этой позиции рассмотрим следующую модель: пусть в месте расположения источника поля имеем вход, а в месте измерений — выход некоего четырехполюсника, эквивалентная схема которого может быть представлена в виде Т-образной цепи (рис. 16). Тогда комплексные сопротивления  $Z_1$  и  $Z_3$ , приобретают смысл переходных сопротивлений заземлений на входе и выходе этой цепи, а эле-

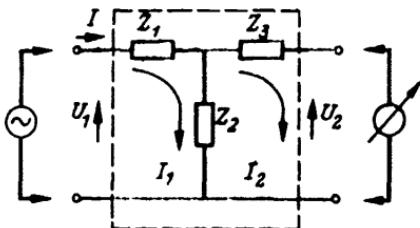


Рис. 16. Схема Т-образного четырехполюсника

мент  $Z_2 = (U_2/I)_{I_2} = 0$ , являясь так называемым "сопротивлением прямой передачи" при разомкнутом выходе четырехполюсника, есть искомое эффективное сопротивление геоэлектрического разреза, не зависящее от величины переходных сопротивлений заземлений. В связи с этим в большинстве современных методов электроразведки определяют сопротивление  $Z_2$  путем тех или иных измерений напряжения  $U_2$  на выходе цепи и тока  $I$  на его входе. А при исследованиях способами РВИИС измеряется входной импеданс  $Z_{\text{вх}} = Z_1 + Z_2 = (U_1/I)_{I_1} = 0$  четырехполюсника также при разомкнутом его выходе.

В этом случае  $Z_{\text{вх}}$  является импедансом двухполюсника, созданного элементами цепи  $Z_1$  и  $Z_2$ , причем влияние переходного сопротивления  $Z_1$  на результаты измерений его входного импеданса оказывается теоретически неустранимым. В связи с этим при разработке и использовании любых способов и средств измерений методами РВИИС необходимо добиваться выполнения условия  $|Z_1| \ll |Z_2|$  или, поскольку  $Z_2$  есть внутренний импеданс геологической среды,  $|Z_1| \ll 120 \pi \sqrt{\mu_p / |\epsilon_n^*|}$ .

Согласно данным Э.И. Пархоменко и К.А. Валеева, а также собственным исследованиям автора, у датчиков, погруженных в породу или заполняемых ею, переходное сопротивление  $Z_1$  обусловлено в основном образованием призелектродных зон и может быть уменьшено различными способами, наиболее универсальными из которых являются: использование для измерений достаточно высокой частоты и устранение непосредственного контакта породы с металлом путем покрытия электродов слоем изоляции. При этом оба способа имеют ряд существенных ограничений, например, их использование может приводить к неэквивалентным схемам замещения (см. гл. 5).

Для датчиков и антенн, не имеющих непосредственного контакта с породой, необходимо устраниТЬ или свести к минимуму емкостную составляющую  $Z_1$  относительно земли. Кроме того, при измерениях входного импеданса приземных антенн роль переходного сопротивления может играть величина  $Z_\infty$ , представляющая собой сопротивление излучения антенны, размещенной над идеально проводящей землей. При надлежащем выборе отношения высоты размещения антенны над землей к длине излучаемой ею волны можно добиться выполнения условия  $Z_\infty \ll Z_{\Sigma p}$ , где  $Z_{\Sigma p}$  — составляющая полного сопротивления излучения антенны, учитывающая реальную величину электромагнитных характеристик изучаемых пород.

Другая особенность методов РВИИС состоит в том, что использование только входных параметров измерительных устройств существенно осложняет "геометрическое" управление глубиной исследования и ограничивает возможности для такого управления путем вариаций частоты поля. В результате, как показывает эксперимент, глубинность  $h$  методов РВИИС не превышает величину,

обратную коэффициенту поглощения  $\beta$ , что соответствует мощности скин-слоя. Глубины исследования при использовании методов реакции сопротивления излучения приземной антенны для некоторых типов покровных отложений приведены в табл. 10 (разд. 4.8).

Сравнительно небольшая глубинность и практическая неосуществимость "геометрических" способов управления ею характерны также для способов профилирования по методу измерения поверхностного импеданса (РЭМП и др.). Обусловлено это тем, что в данном случае измерения параметров плоских волн выполняются в дальней зоне, когда небольшие (относительно расстояния до источника поля) перемещения приемных устройств не оказывают влияния на фиксируемые величины составляющих напряженности поля. В результате и в этих методах глубинность измерений принято ограничивать мощностью скин-слоя, т. е. слоя, при прохождении которого энергия радиоволны уменьшается в  $e = 2,71$  раз.

К достоинствам методов РВИИС относятся, во-первых, полная их автономность и сравнительная простота и дешевизна измерительной аппаратуры, что обусловлено, прежде всего, органическим совмещением функций генератора и измерителя в одном устройстве, а также компактностью и большим разнообразием форм, размеров и конструкций датчиков и антенн, в том числе не требующих непосредственного контакта с исследуемой средой; во-вторых, относительная простота методики и техники выполнения измерений, легко допускающих их дистанционность, автоматизацию и непрерывную регистрацию данных; в-третьих, сравнительная несложность приемов обработки и количественной и качественной (геологической, петрофизической) интерпретации результатов измерений. В результате методы РВИИС оказываются весьма производительными, экономически эффективными и достаточно информативными, что в сумме при решении определенных задач делает их использование практически целесообразным и выгодным.

Методами РВИИС в области гидрогеологии и инженерной геологии можно решать следующие задачи:

картирование, каротаж и смежные с ними работы, когда не требуется большая или четко управляемая глубинность исследования;

долговременные наблюдения в шпурах и скважинах, в горных и подземных выработках, при стендовых модельных и лабораторных исследованиях, а также в теле плотин и других сооружений за динамикой тех или иных процессов;

изучение электрических свойств горных пород, почв, строительных и других материалов в лабораторных, заводских и натурных условиях.

Методы РВИИС нашли применение при решении следующих задач инженерно-гидрогеологической геофизики: для ускоренного гидрогеологического и инженерно-геологического картирования покровных отложений, мелиорации, почвенных исследований, а так-

же скоростных поисков коррозионно-активных зон вдоль трасс подземных трубопроводов; для полевых исследований процессов влагопереноса и динамики влажности в зоне аэрации, на оползневых склонах; для пенетрационно-каротажных определений естественной пористости водоносных песчаных пород, а также литологического расчленения разрезов скважин, выделения водоносных горизонтов и оценки их емкостных и фильтрационных свойств.

Что касается другой группы импедансных методов исследований, то их достоинства широко известны геофизикам. Определенным исключением являются лишь гидрогеологические и инженерно-геологические аспекты использования импедансного варианта метода радиокип для непрерывного аэро- и наземного профилирования в движении, а также волнового электромагнитного каротажа (ВЭМК) (см. гл. 4, 5).

## ГЛАВА 4

### ИМПЕДАНСНЫЕ МЕТОДЫ НЕПРЕРЫВНОГО РАДИОВОЛНОВОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ В ДВИЖЕНИИ ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В настоящее время резко возрастают требования к ускорению темпов гидрогеологических и инженерно-геологических исследований различного характера и назначения при одновременном повышении их геологической эффективности и снижении стоимости работ. Опыт показывает, что для решения этих задач могут быть с успехом использованы упомянутые в предыдущей главе импедансные методы инженерно-гидрогеологической геофизики. Таким требованиям отвечают различные модификации непрерывного радиоволнового профилирования в движении (аэро- и автомобильные варианты). При этом одна из общих характерных особенностей всех радиоволновых методов геологической разведки — относительно малая глубинность — не является в данных условиях помехой для их практического использования.

Исследованиями, связанными с использованием непрерывных (в движении) методов радиоволнового профилирования для решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач, в нашей стране в последние годы занимались в основном в институте ВСЕГИНГЕО (О.М. Мяковский, В.Ф. Лаптев, Г.Я. Черняк, В.М. Тимофеев и Г.П. Бяшков, А.А. Рыжков и С.К. Стажило-Алексеев). При

этом был решен ряд вопросов аппаратурного и методического характера, а также выполнен значительный объем экспериментальных (а в некоторых случаях и опытно-производственных) полевых работ в разнообразных природных условиях и применительно к решению различных задач. Испытанию подвергались аэро- и автомобильный варианты метода радиокип, аэро- и наземный варианты метода измерений полуосей эллипса поляризации электромагнитного поля (ЭПП), аэро- и автомобильный варианты метода радиокип способом поверхностного импеданса, аэровариант метода изучения в СВЧ-диапазоне радиотеплового излучения Земли (метод РТП), а также автомобильный вариант метода измерения сопротивления излучения магнитной антенны (РВП).

Обобщение этих исследований дано в работе [44]. В институте ВСЕГИНГЕО В.М. Тимофеевым и Г.П. Бяшковым выполнен ряд аппаратурных разработок, среди которых можно назвать многоцелевую измерительную аппаратуру для высокочастотной электроразведки. Аппаратура имеет два входа высокого сопротивления, к которым могут подсоединяться различные типы электрических и магнитных антенн для проведения следующих измерений: амплитуд напряженности поля, действующего на любую из двух рабочих антенн; отношения амплитуд напряженностей соответствующих полей, действующих на обе приемные антенны; полуосей эллипса поляризации электрического или магнитного поля, действующего в плоскости двух взаимно перпендикулярных электрических или магнитных антенн; разности фаз напряженностей поля, действующего на две приемные антенны.

Начиная с 1979 г. в ПГО "Казгидрогеология" в сотрудничестве с Казахстанской аэро-геофизической экспедицией ПГО "Казгеофизика" Т.К. Айтуаровым, Л.А. Бжевской, У.Ш. Бидановым, Н.И. Божок и Н.Н. Горленко выполняются аэролектроразведочные работы методом дипольного индукционного профилирования ДИП-АД на частотах 312 и 2500 Гц. Для измерений используется несерийная аппаратура ДИП-АД-77, установленная на самолете АН-2 (высота полета 100 м, выпуск гондолы 60 м, масштаб съемки — 1:50 000). Эта аппаратура позволяет автоматически регистрировать отношение полуосей эллипса поляризации электромагнитного поля при высокой и низкой частоте и после соответствующей обработки получать значения  $\rho_{\text{эф}}$  покровных отложений. В конкретных условиях района работ глубина исследований оказалась аналогичной полученной при ЭП на постоянном токе при разносах  $AB = 30$  м и  $AB = 80$  м, т. е. 10–30 м.

Описываемые работы проводятся в производственных масштабах с целью поисков месторождений пресных подземных вод для сельскохозяйственного водоснабжения в аридной и полуаридной зонах Казахстана и дают высокий технико-экономический эффект.

Аналогичные работы с серийной аппаратурой ДИП-АД были

выполнены В.М. Тимофеевым и Г.П. Бяшковым в Комплексной гидрогеологической экспедиции ВСЕГИНГЕО в помощь инженерно-геологической съемке при изысканиях трасс газопроводов в районе г. Надыма. Как и в Казахстане, эти работы дали хорошие результаты.

В последние годы все большее применение в геологии находят различные радиофизические методы получения информации. Среди них особое внимание уделяется так называемым "радарным методам" исследований в аэрокосмическом и наземном вариантах. В этих методах используют естественное радиоизлучение земных покровов — радиотепловая (РТП) или пассивная радиолокационная съемка — и искусственно вызванные радиосигналы, отраженные от земной поверхности, — радиолокационная (РЛ) съемка. Возможности использования радарных методов применительно к гидрогеологическим и инженерно-геологическим изысканиям рассматривались в начале 60-х годов В.К. Хмелевским, О.М. Мясковским, А.В. Садовым и др.

При РТП-съемке регистрируют радиотепловое излучение земли в диапазоне сантиметровых волн (0,3—10 см). Верхний предел длины волн ограничен размерами приемной антенны, которая должна быть много больше длины измеряемой волны. Физическая сущность естественного радиотеплового излучения земных покровов заключается в преобразовании внутренней тепловой энергии горных пород в энергию электромагнитного поля, распространяющегося за пределы этих отложений. Такого рода преобразование осуществляется множеством элементарных осцилляторов, в качестве которых выступают атомы, заряженные частицы (электроны и ионы), а также молекулы, обладающие свойством электрической и магнитной полярности.

Изменение энергии указанных микрочастиц сопровождается электромагнитным излучением, которое является полем излучения тепловых (шумовых) токов, распределенных по всему объему породы и зависящих от ее температуры. Это излучение пронизывает толщу покровных отложений и выходит в окружающее пространство. Однако часть энергии этого излучения отражается от границы раздела земля — воздух и возвращается в землю, преобразуясь вновь в тепло. В итоге суммарная мощность радиотеплового излучения зависит от угла падения волн на границу раздела земля—воздух, электрических и магнитных свойств излучающих пород, а также формы поверхности излучения. При этом естественное радиотепловое излучение земных покровов не поляризовано, так как создающие его элементарные осцилляторы имеют случайную, непрерывно меняющуюся ориентацию в пространстве.

Всю совокупность факторов, влияющих на интенсивность радиотеплового поля реальных излучателей, учесть трудно. Поэтому в теории теплового излучения принято оперировать понятием абсолютно черного тела (АЧТ). Абсолютно черное тело является идеальным тепловым излучателем и поглотителем, его коэффициент поглоще-

ния равен единице. В природе мы имеем дело с так называемыми сферами телами, не являющимися совершенными поглотителями и имеющими коэффициент поглощения меньше единицы.

Важнейшим законом теплового радиоизлучения является зависимость, связывающая спектральную плотность излучения с температурой АЧТ. Математически этот закон выражается формулой Планка, которая для узкого диапазона частот переходит в формулу Релея—Джинса  $B_\lambda = 2\pi k T/\lambda_0^3$ , где  $B_\lambda$  — излучательная способность или спектральная плотность излучения, отнесенная к интервалу частот в 1 Гц,  $\text{Вт}/\text{см}^2 \cdot \text{Гц}$ ;  $k = 1,37 \cdot 10^{-23}$  — постоянная Больцмана,  $\text{Вт} \cdot \text{с}/\text{град}$ ;  $T$  — абсолютная температура, К;  $\lambda_0$  — длина волны, см.

Немаловажное значение в теории радиотеплового излучения имеет понятие яркостной температуры, равной температуре абсолютно черного тела с яркостью, равной яркости реального излучателя при определенных значениях частоты и поляризации. Яркостная температура любого реального тела (и, следовательно, горной породы) однозначно определяется значениями его абсолютной (термодинамической) температуры и коэффициента поглощения радиоизлучения.

$$T_y = T \beta_n, \quad (4.1)$$

где коэффициент  $\beta_n$  определяется диэлектрической проницаемостью горных пород, их электропроводностью и частотой поля. Следует иметь в виду, что в рассматриваемом диапазоне сантиметровых волн значения электрических характеристик горных пород, и в первую очередь воды, в результате частотной дисперсии могут существенно отличаться от своих статических значений. На это указывает и тот факт, что, несмотря на столь высокие частоты, электромагнитный коэффициент горных пород  $\nu_n = \operatorname{tg} \delta$ , т. е. отношение плотности токов проводимости к плотности токов смещения, не стремится к нулю и имеет конечные и притом не малые значения, достигающие порой (в породах низкого сопротивления) 0,98, в результате чего проникающая способность радиотеплового излучения сравнительно невелика.

Из теории теплового излучения известно, что любое тело излучает столько энергии, сколько ее поглощает. Поэтому соотношение (4.1) можно представить в виде  $T_y = TR$ , где  $R$  — коэффициент отражения, численно равный коэффициенту поглощения  $\beta_n$ .

На практике измеряется так называемая "антennaя температура"  $T_a = aT_y$ , где  $a$  — постоянный коэффициент, зависящий от типа используемой аппаратуры.

Температура горных пород поверхностных отложений определяется двумя факторами: постоянным тепловым потоком, идущим от внутренних слоев Земли, и рассеянным потоком солнечной радиации. Последний подвержен большим колебаниям в силу сезонных климатических условий, времени суток и метеорологических фак-

торов. Существенное влияние на значения  $T_a$  оказывают теплопроводность и температуропроводность горных пород, а также их отражательные свойства. В итоге яркостная температура поверхностных отложений оказывается тесно связанной с их литологическим составом, влажностью и засолением.

Для оценки возможной величины яркостной аномалии при изменении свойств поверхностных отложений необходимо знать коэффициенты  $\beta_p$  (или  $R$ ) для различных типов горных пород. К сожалению, таких данных (для сантиметрового диапазона волн) пока мало. Известны лишь единичные определения этих коэффициентов для отдельных частных случаев. Например, известны усредненные данные для суши ( $R_c = 0,50$ ) и для воды ( $R_w = 0,35$ ), позволяющие ожидать значения яркостной аномалии, близкие к величине  $\Delta T_a = (R_c - R_w) T = 0,15 \text{ К}$ .

Если принять  $T = 280 \text{ К}$  ( $7^\circ\text{C}$ ) и аппаратурный коэффициент  $a = 0,625$ , то разница в антенных температурах при переходе от суши к воде составит  $\Delta T_a = 0,625 \cdot 0,15 \cdot 280 = 25 \text{ К}$ . При чувствительности современной аппаратуры в десятые доли градуса это является немалой величиной.

Некоторое представление о величинах затухания радиоволн в диапазоне длин 30 см — 5 м в различных породах дает табл. 7. Приведенные в ней данные еще раз подтверждают, что затухание радиоволн самым существенным образом зависит от влажности пород, их плотности и вещественного состава. Этим и определяется возможность дифференциации горных пород с воздуха по тепловым неоднородностям в указанном интервале длин волн. Большим достоинством РТП-съемки является также ее независимость от состояния атмосферы.

Большой вклад в теорию и практику радиотепловых исследований покровных отложений Земли внесли А.Е. Башаринов, А.И. Козлов, В.С. Троицкий, К.С. Шифрин и многие другие советские ученые и инженеры. Первая в нашей стране попытка выяснить возможности аэроварианта РТП-съемки для решения инженерно-геологических задач была предпринята в конце 60-х годов О.М. Мясковским и В.Ф. Лаптевым. Измерения проводились в Ярославской области вдоль одного профиля длиной 40 км в весенний, летне-осенний и зимний сезоны. Съемка велась с вертолета МИ-4 радиометром чувствительностью в 1 К с приемной параболической антенной вертикальной направленности на частоте 1,4 Гц ( $\lambda_0 \approx 21 \text{ см}$ ). Регистрация осуществлялась одноканальным перописцем на бумажной ленте.

Результаты этих экспериментов, более подробно описанных в работе [44], показали перспективность использования метода РТП-съемки для выполнения инженерно-геологических исследований. При этом наиболее эффективными оказались съемки в зимний период в условиях сплошного снежного покрова, резко снижавшего

Таблица 7

Удельное затухание радиоволн в горных породах, дБ/м  
(по данным Л.М. Кофмана)

Порода	Состояние	Частота, МГц		
		60	100	1000
Песок	Влажный	3,8	5	18
	Сухой	0,25	0,4	3
Известняк	Влажный	1,5	2	10*
	Сухой	0,45	0,7	5*
Песчаник	Влажный	6,5	10	65*
	Сухой	0,9	1,4	9*
Торф	Водонасыщенный (тальпой)	8,5	10	21
Суглинок се- рый	$\sigma_{\text{пп}} = 1,6 \text{ г/см}^3, w = 20 \%$	25	35	120*
	$\sigma_{\text{пп}} = 1,2 \text{ г/см}^3, w = 20 \%$	20	25	80
	$\sigma_{\text{пп}} = 1,2 \text{ г/см}^3, w = 10 \%$	12	15	50
	$\sigma_{\text{пп}} = 1,2 \text{ г/см}^3, w = 5 \%$	7	9	30
Суглинок каштановый	$\sigma_{\text{пп}} = 1,24 \text{ г/см}^3, w = 5 \%$	3,3	4	12
Почва	Влажная	23	40*	
Глина	w = 16 %	28*	40*	190*
	w = 12 %	23*	30*	110*
	w = 8 %	14*	20*	90*
	w = 4 %	7,2*	10*	40*
Глина серая	Сланцеватая сухая	2,8	6	—
	влажная	21	40	—
Гранит	Сухой	0,06	0,09	0,8
	Влажный	1,2	1,8	11

\* Найдено путем экстраполяции экспериментальных данных.

помехи от изменений солнечной радиации. В результате именно в зимний период наблюдалась наиболее стабильные во времени тепловые контрасты покровных отложений, причем толщина снежного покрова практически не оказывала влияния на результаты наблюдений.

Важным преимуществом РТП методов перед, например, инфракрасной съемкой является их большая глубинность, поскольку проникающая способность радиоволн измеряется в данном случае десятками сантиметров и даже первыми метрами [3, 16].

В последние годы в нашей стране усилиями ученых и конструкто-ров Института радиотехники и электроники (ИРЭ) АН СССР в сод-ружестве с работниками Института гидротехники и мелиорации

(ВНИИГиМ) Минводхоза СССР и ряда производственных организаций республиканских Минводхозов разработаны и широко опробованы сверхвысокочастотный радиометрический аэрометод измерения мелиоративных параметров (СВЧ-РМ) и соответствующая измерительная аппаратура.

Назначение аппаратуры СВЧ-РМ — дистанционное площадное измерение с самолета следующих параметров: объемной влажности почв, уровня грунтовых вод неглубокого залегания (до 1,5 м в гумидной зоне и до 2—3,5 м в аридной зоне), степени минерализации поверхностного слоя воды в открытых водоемах при концентрации соли до 400 г/л, а также объемов биомассы надводной части растительности (камыша, риса и др.).

В состав аппаратуры входят три антенны, принимающие РТП излучение на волнах около 2, 18 и 30 см. Сигналы с этих антенн после соответствующего усиления и преобразования регистрируются трехканальным регистратором в аналоговой форме или на носителе, удобном для введения в ЭВМ. После обработки полученная информация представляется в виде карт распределения влажности или глубин залегания уровня грунтовых вод на мелиорируемых землях и используется для оценки мелиоративной обстановки и оперативного решения вопросов регулирования водных режимов почв. Такие карты при обработке информации на ЭВМ получают через 1—3 ч после завершения полетов [47].

Аппаратура СВЧ-РМ устанавливается на самолет АН-2. Съемка ведется при полетах на высоте от 50 до 300 м. Достигнутый экономический эффект из расчета на 1 га составляет: при влагомерной съемке с многократной повторностью — около 1 руб., а при съемке глубины до УГВ — около 2 руб.

Собственно радиолокационная съемка, использующая искусственно вызванные радиосигналы, отраженные от различных объектов, прочно утвердила в качестве одного из эффективных методов геологических исследований. Она может выполняться в любое время суток и при любой погоде, что является ее большим достоинством.

В Советском Союзе геологическая РЛ съемка используется преимущественно в аэровариантах в верхней части сантиметрового диапазона радиоволн с помощью радиолокаторов бокового обзора. В этом случае зондирующий сигнал направляется не по нормали к земной поверхности, а под некоторым углом к ней, что повышает геологическую информативность радиолокационного изображения, позволяет использовать теневой эффект для выделения даже небольших структурных осложнений.

Основными задачами, решаемыми геологической РЛ съемкой являются: изучение рельефа земной поверхности и гидрографической сети, выявление разломов, региональных и локальных структур а также определение границ различных стратиграфических и лито-

логических комплексов. Дешифрирование данного вида радиолокационных аэроснимков строится в основном на тех же принципах, что и дешифрирование аэрофотоснимков, но при этом учитывается специфика получения радиолокационного изображения [3, 16].

РЛ съемка в совокупности с другими видами дистанционных исследований позволяет решать также некоторые гидромелиоративные задачи, к которым относятся: выявление пространственного распределения и динамики суммарного испарения с орошаемых и осушаемых территорий, а также фиксация размещения и характера орошаемых земель.

Основным недостатком измерений в сантиметровом диапазоне радиоволн является их сильное затухание в породах покровных отложений, с которыми чаще всего приходится иметь дело при гидрогеологических и инженерно-геологических изысканиях. Это не позволяет реализовать потенциальную способность радиолокации выполнять зондирование покровных отложений с определением глубины залегания отражающих границ.

Для преодоления этого недостатка требуется понижение несущей частоты зондирующего сигнала. Вместе с тем небольшие глубины залегания (например, уровня грунтовых вод) и малая мощность слоев требуют применения радиоимпульсов наносекундной длительности. Преодоление возникающего противоречия достигается методом ударного возбуждения широкополосной антенны. Этот метод был реализован группой специалистов Рижского института инженеров гражданской авиации (РКИИГА) — В.А. Кутаевым, О.П. Власовым, Е.Ф. Богатыревым, В.П. Золотаревым, Л.М. Кофманом и другими, работающими под руководством профессора М.И. Финкельштейна. Ими были разработаны аппаратура и методика подповерхностных РЛ зондирований покровных отложений в метровом диапазоне радиоволн как в аэро-, так и в наземном вариантах<sup>1</sup>.

На этой базе были выполнены опытные работы по картированию глубин залегания уровня грунтовых вод (УГВ), изучению гидрогеологического режима орошаемых земель, определению мощности торфяников, зондированию мерзлых толщ и др. [13, 29, 39]. Например, хорошие материалы радиолокационного подповерхностного зондирования с самолета были получены в Туркмении (район из. Ясхан) на участке, где в песчано-глинистых отложениях глубина до УГВ варьировалась от 7 до 30 м.

При наземных исследованиях, также выполнявшихся в варианте непрерывного радиоволнового профилирования, аппаратура размещалась в автомашине или вездеходе, на буксире которых на расстоянии 2—3 м на специальных санях крепились приемная и передающая антенны. В ходе работ с такой установкой на участке Балтэзерс

<sup>1</sup> Аналогичные работы проводятся в Институте горного дела Севера.

искусственного пополнения грунтовых вод (Латвия) погрешность в определении УГВ не превысила 5 %.

Столь же удовлетворительные результаты были получены при исследовании залежей торфа в Калининской области. На исследованном участке торф подстилается песчано-глинистыми отложениями, имеет влажность порядка 80 %, а его мощность варьировала от 0,8 до 3,3 м, причем погрешность радиолокационного определения мощности торфа не превышала 3 %.

Положительные результаты этих исследований убедительно показали перспективность производственного использования данного варианта РЛ съемки, и в настоящее время ведется подготовка к серийному выпуску соответствующей аппаратуры.

В ходе подповерхностных радиолокационных зондирований непосредственно получают лишь интервал времени  $\Delta t$  между сигналами, отраженными от границ изучаемого слоя. Для осуществления перехода от времени к глубине залегания отражающей границы или к мощности слоя необходимо знать скорость  $v_\lambda$  распространения радиоволн данной длины в перекрывающих искомую границу породах или в породах интересующего нас слоя. Эта скорость может быть найдена из соотношения  $v_\lambda = \omega/a_p$ , где  $\omega$  — круговая частота поля; коэффициент  $a_p$  — фазовая постоянная пород, являющаяся функцией их диэлектрической проницаемости и электропроводности на данной частоте (см. табл. 2).

Но при выполнении РЛ съемок как правило, априорная информация о структуре покровных отложений и их электрических характеристиках отсутствует. С целью преодоления этого затруднения при подповерхностных РЛ зондированиях с самолета О.П. Власов предложил использовать информацию, заложенную в спектральной плотности отраженного радиосигнала. В основе метода лежит определение комплексного коэффициента отражения среды путем сравнения сигналов, отраженных от изучаемой границы и от поверхности среды с известными электрическими характеристиками. Затем по найденному таким образом коэффициенту отражения определяются искомые параметры среды:  $\epsilon_p$ ,  $\gamma_p$ , удельное затухание  $\Gamma_p$  и скорость распространения радиоволн в среде  $v_2$ . В качестве среды с известными параметрами О.П. Власов принимал верхний слой воды в открытых водоемах.

Описанный метод можно использовать также при наземных исследованиях. Однако в этом случае более удобным оказался прием, нашедший широкое применение в инженерно-гидрогеологической электроразведке, — привязка к данным опорного бурения с последующей интерполяцией и экстраполяцией полученных сведений о строении геологического разреза (числе, мощности и глубине залегания слоев) в районе работ [46]. Это позволяет определять пересчетный коэффициент  $k = \Delta h/\Delta t$ , с помощью которого интерпретируются диаграммы [13]. Предпочтительнее использовать

опорные скважины для нахождения статистически средних значений скорости  $v_\lambda$  в изучаемых отложениях и уже на этой основе выполнять количественную интерпретацию радиолокационных данных. Таким путем в ходе работ РКИИГА были определены скорости  $v_\lambda = 156$  м/мкс в песках с влажностью 8 % на участке Балтэзерс и  $v_\lambda = 44$  м/мкс в торфе при работах в Калининской области.

Аналогичные работы в области использования радиолокации для изучения строения покровных отложений интенсивно ведутся и за рубежом (США, Япония и др.). Например, аппаратура "Георадар YL-R2" (модель 2419 А) японской фирмы ОУО опробуется в СССР для оценки ее возможностей при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. В этой аппаратуре, предназначеннной для наземных работ, используются зондирующие импульсы длительностью в 3 нс при частоте их следования 15,6 мкс и несущей частоте 120 МГц ( $\lambda_0 = 2,5$  м). В отличие от аппаратуры РКИИГА здесь передающая и приемная антенны смонтированы на отдельных тележках и связаны с аппаратурой фидерными кабелями длиной 30 м каждый. Это позволяет выполнять измерения в варианте профилирования при фиксированном расстоянии между антennами и варианте зондирования при последовательном изменении расстояния между антеннами. "Георадар YL-R2" представляет собой компьютеризированную аппаратуру с высоким коэффициентом усиления (116 дБ), встроенным дисплеем и автоматической регистрацией выходных данных печатающим устройством на термочувствительную бумагу (6 точек/мм).

Информативные возможности и технико-экономическое обоснование применения перечисленных радиоволновых способов электромагнитного профилирования тесно связаны с индивидуальными особенностями каждого из них, а также с геолого-геофизическими условиями в тех или иных районах производства поисково-съемочных или разведочных работ и с их конкретными задачами. Степень разработанности названных выше методов также неодинакова. Например, аэро- и наземный варианты метода радиокип с регистрацией одной составляющей поля опробованы в разнообразных географических и геолого-геофизических условиях и достаточно хорошо отработаны в аппаратурно-методическом отношении. То же можно сказать о поточечных методах поверхностного импеданса. Авто- и аэроварианты метода радиокип способами поверхностного импеданса находятся в стадии разработки.

Однако полученные результаты опробования этих методов в разнообразных природных условиях при решении различных задач гидрогеологических и инженерно-геологических съемок (в том числе в аридных и тундровых районах страны) позволяют уже сегодня судить об их высоких потенциальных возможностях и перспективах использования. Не завершены и теоретическая, и аппаратур-

но-методическая разработка методов РТП и РЛ съемки, в том числе и "спутниковых" вариантов. Но принципиальные информационные их возможности при инженерно-геологических исследованиях и результаты натурных испытаний делают эти методы безусловно интересными и практически весьма перспективными.

#### 4.1. Распространение радиоволн у поверхности земли

Радиоволнами, согласно М.П. Долуханову, условно называют электромагнитные волны в диапазоне, ограниченным снизу частотой  $f = 10^4$  Гц ( $\lambda_0 = 30\ 000$  м) и сверху частотой  $f = 10^{12}$  Гц ( $\lambda_0 = 0,3$  мм).

Теории распространения радиоволн у поверхности земли посвящено множество специальных работ, и применительно к радиоволновым методам геофизики элементы этой теории с достаточной полнотой изложены в ряде работ [5, 28, 48]. Поэтому ниже кратко изложены те элементы этой теории, которые имеют непосредственное отношение к рассматриваемым импедансным способам радиоволнового профилирования в полях удаленных источников радиоволн.

В теории распространения радиоволн на больших расстояниях (более  $6\ \lambda_0$ ) от передатчика они обычно рассматриваются как плоские. Но в действительности при конечных величинах сопротивления и диэлектрической проницаемости нижняя часть фронта волны не перпендикулярна к границе раздела земля–воздух, а наклонена к ней под углом скольжения  $\Theta$ . Величина этого угла зависит от электрических свойств пород. С увеличением высоты измерений этот угол уменьшается и при высоте, равной двум-трем длинам волн, приближается к нулю.

При инженерных расчетах напряженности электромагнитного поля определяется влияние верхней части геологического разреза на величину поля. В этом случае целесообразно использовать граничные условия Леонтовича, значительно упрощающие расчеты. Эти условия позволяют считать электромагнитные волны в полупроводящей среде плоскими и распространяющимися по нормали к границе раздела, если выполняется неравенство

$$|K_r/K_0|^2 = \sqrt{\epsilon_{\text{пп}}^2 + (60\ \lambda_0/\rho_{\text{пп}})^2} \gg 1. \quad (4.2)$$

Опыт показывает, что для большинства поверхностных отложений это условие выдерживается во всем диапазоне волн вплоть до коротких (табл. 8).

При падении плоской волны на горизонтальную поверхность раздела двух однородных сред под углом  $\psi = 90^\circ - \Theta$  волна частично отражается от поверхности раздела и частично проникает в глубь второй среды. Поэтому в первой среде будут распространяться две волны — падающая и отраженная, а во второй — одна преломленная.

Таблица 8

Модули и аргументы величины  $K_0/K_\Gamma$  при различных частотах

$f$ , МГц	$\lambda_0$ , м	$\epsilon_\Pi = 3, \rho_\Pi = 3000$ Ом·м		$\epsilon_\Pi = 5, \rho_\Pi = 100$ Ом·м		$\epsilon_\Pi = 10, \rho_\Pi = 50$ Ом·м		$\epsilon_\Pi = 30, \rho_\Pi = 10$ Ом·м					
		$\frac{K_\Gamma}{K_0}$	$\arg \frac{K_0}{K_\Gamma}$	$\frac{K_\Gamma}{K_0}$	$\arg \frac{K_0}{K_\Gamma}$	$\frac{K_\Gamma}{K_0}$	$\arg \frac{K_0}{K_\Gamma}$	$\frac{K_\Gamma}{K_0}$	$\arg \frac{K_0}{K_\Gamma}$				
0,1	3000	24,49	0,0408	$44^\circ 52'$	42,43	0,0236	$44^\circ 56'$	60,00	0,0167	$44^\circ 56'$	134,0	0,0075	$44^\circ 58'$
0,4	750	12,25	0,0817	$44^\circ 25'$	21,21	0,0472	$44^\circ 42'$	30,00	0,0333	$44^\circ 42'$	67,10	0,0149	$44^\circ 48'$
1,0	300	7,75	0,1290	$43^\circ 34'$	13,42	0,0746	$44^\circ 22'$	18,97	0,0527	$44^\circ 22'$	42,43	0,0236	$44^\circ 33'$
4,0	75	3,91	0,2558	$39^\circ 21'$	6,73	0,1486	$41^\circ 50'$	9,49	0,1054	$41^\circ 50'$	21,24	0,0471	$43^\circ 06'$
10	30	2,59	0,3861	$31^\circ 48'$	4,32	0,2315	$38^\circ 40'$	6,00	0,1667	$38^\circ 40'$	13,51	0,0740	$40^\circ 16'$
12	25	2,42	0,4132	$28^\circ 35'$	3,98	0,2513	$35^\circ 47'$	5,62	0,1779	$35^\circ 47'$	12,37	0,0810	$39^\circ 21'$
15	20	2,24	0,4464	$26^\circ 32'$	3,61	0,2770	$33^\circ 41'$	5,10	0,1961	$33^\circ 41'$	11,14	0,0896	$38^\circ 00'$
40	7,5	1,83	0,5464	$13^\circ 17'$	2,59	0,3861	$21^\circ 00'$	3,67	0,2725	$21^\circ 00'$	7,35	0,1361	$28^\circ 10'$

Задача сводится к определению амплитуды, фазы и направления распространения отраженной и преломленной волн в зависимости от свойств обеих сред, величины угла падения и длины волны при известных значениях амплитуды и фазы падающей волны. Решение этой задачи основано на использовании уравнений Максвелла при учете граничных условий, согласно которым тангенциальные составляющие векторов напряженности электрических и магнитных полей на границе раздела изменяются непрерывно, а нормальные составляющие тех же векторов испытывают при этом скачок. В итоге получают известные законы геометрической оптики о равенстве углов падения и отражения и об обратной пропорциональности синусов углов падения и преломления коэффициентам преломления сред.

Коэффициент отражения  $R^*$  при этом имеет комплексный характер и определяется как отношение

$$E_{\text{отр}}/E_{\text{пад}} = H_{\text{отр}}/H_{\text{пад}} = R e^{i\rho}.$$

Комплексность коэффициента  $R^*$  показывает, что при отражении меняется не только интенсивность отраженной волны, но и ее фаза.

При расчетах, связанных с определением напряженности поля в месте приема, удобнее пользоваться не углом падения, а дополнительным к нему углом скольжения  $\Theta$ . Если рассматривается граница раздела воздух–земля, то в первой среде (в воздухе)  $\epsilon = 1$  и формулы коэффициентов отражения для волн различной поляризации имеют вид:

для горизонтально поляризованной волны

$$R_g = \frac{\sin \Theta - \sqrt{\epsilon_{\text{II}}^* - \cos^2 \Theta}}{\sin \Theta + \sqrt{\epsilon_{\text{II}}^* - \cos^2 \Theta}},$$

для вертикально поляризованной волны

$$R_v = \frac{\epsilon_{\text{II}}^* \sin \Theta - \sqrt{\epsilon_{\text{II}}^* - \cos^2 \Theta}}{\epsilon_{\text{II}}^* \sin \Theta + \sqrt{\epsilon_{\text{II}}^* - \cos^2 \Theta}},$$

где  $\epsilon_{\text{II}}^*$  — относительная комплексная диэлектрическая проницаемость пород в месте приема радиоволн. Эти коэффициенты носят название коэффициентов отражения Френеля и сведены в таблицы и графики, с помощью которых можно довольно быстро найти их модули и фазы. В практике геофизических исследований обычно имеют дело с полями радиовещательных станций, характеризующихся вертикальной поляризацией.

Условия распространения электромагнитной энергии над земной поверхностью зависят от длины волны. Поверхностная волна затухает тем быстрее, чем короче волна. Ионизированный слой атмосферы поглощает пространственную волну тем сильнее, чем она длиннее. Отсюда вытекают следующие особенности распространения электромагнитной энергии в зависимости от частотного диапазона.

Длинные (ДВ) и сверхдлинные (СДВ) волны ( $\lambda_0 > 2000$  м) хорошо отражаются и от ионосферы, и от земной поверхности. Поэтому при осуществлении радиосвязи в этих диапазонах на значительные расстояния основной волной является пространственная. Достоинством этих диапазонов волн являются постоянные условия распространения электромагнитной энергии, вследствие чего в диапазонах ДВ и особенно СДВ обеспечивается наиболее устойчивое поле в месте приема.

На средних волнах радиовещательного диапазона (200–2000 м) днем энергия передается главным образом поверхностными волнами, так как пространственные волны испытывают сильное поглощение в ионосфере. Ночью с уменьшением электронной концентрации в ионосфере поглощение уменьшается и напряженность поля в месте приема создается в основном пространственными волнами. Иногда при этом интенсивность обоих типов волн оказывается одинаковой и наблюдается интерференция их полей, приводящая к периодическим замираниям поля (федингу). Таким образом, напряженность поля в месте приема в упомянутом диапазоне волн может быть существенно неустойчивой.

Волны коротковолнового диапазона ( $\lambda_0 = 10 \div 50$  м) испытывают сильное затухание при распространении вдоль поверхности земли и практически полностью отражаются от ионосферы. Земные волны в этом диапазоне исчезают на расстояниях в несколько десятков километров, а пространственные волны могут быть использованы на расстояниях в сотни и тысячи километров.

При решении задач распространения радиоволн над неоднородными и неоднородно-слоистыми трассами зачастую пользуются понятием поверхностного импеданса  $Z_{\text{пов}} = E_t/H_t$ , который определяется как отношение тангенциальных составляющих электрического и магнитного полей на поверхности структуры. Как впервые теоретически показал С.М. Шейнманн, этот параметр может быть с успехом использован для геологического картирования.

При падении плоской вертикально поляризованной волны на плоскую поверхность однородной изотропной и немагнитной земли поверхностный импеданс определяется соотношением

$$Z_{\text{пов}} = \frac{Z_0}{\sqrt{\epsilon_\omega^*}} \sqrt{1 - \frac{\cos \Theta}{\epsilon_\omega^*}} . \quad (4.3)$$

В реальных условиях неравенство (4.2) обычно выполняется. При этом зависимость  $Z_{\text{пов}}$  от угла падения выражена очень слабо, и с достаточным для практических нужд приближением имеем

$$Z_{\text{пов}} = Z_0 / \sqrt{\epsilon_\omega^*} , \quad (4.4)$$

или в развернутом виде

$$Z_{\text{пов}} = 120 \pi e^{-i\varphi/2} / \sqrt{\epsilon_{\omega}^2 + (1/\omega \epsilon_0 \epsilon_{\omega} \rho_{\omega})^2}, \quad (4.5)$$

где

$$\varphi = \arctg (1/\omega \epsilon_0 \epsilon_{\omega} \rho_{\omega}). \quad (4.6)$$

Если значение поверхностного импеданса определяется в поле вертикального электрического диполя, то формулы (4.3) и (4.4) будут справедливы, начиная с расстояния, превышающего  $6 \lambda_0$ .

Из выражений (4.5) и (4.6) следует, что поверхностный импеданс зависит лишь от частоты электромагнитного поля и электрических свойств геологической среды. Эта его особенность послужила основанием для разработки и достаточно широкого применения в практике геофизических исследований методов, базирующихся на измерениях модуля и фазы поверхностного импеданса [5, 20, 21, 28, 36, 41, 44, 48].

Максимальная глубинность изучения геологического разреза методом измерения поверхностного импеданса принимается обычно [5, 36, 41, 48] равной мощности скин-слоя, соответствующей мощности слоя пород, при прохождении которого напряженность электромагнитного поля убывает в 2,7 раза. Мощность скин-слоя определяется по формуле  $\delta_{\text{п}} = 1/\beta_{\text{п}}$ , где  $\beta_{\text{п}}$  — коэффициент затухания, или в развернутом виде

$$\delta_{\text{п}} = \lambda_0 / 2\pi \sqrt{\mu_{\text{п}} \epsilon_{\text{п}} / 2} \sqrt{\sqrt{1 + (\gamma_{\text{п}} / \omega \epsilon_0 \epsilon_{\text{п}})^2} - 1}. \quad (4.7)$$

Если токами смещения можно пренебречь, получим

$$\delta_{\text{п}} = 1 / \sqrt{\pi f \mu_0 \mu_{\text{п}} \gamma_{\text{п}}}. \quad (4.8)$$

Разрешающая способность метода по отношению к линейным размерам картируемых неоднородностей дает возможность выделять зоны, размеры которых сравнимы с длиной радиоволны в породах, слагающих изучаемый участок (Е.Л. Файнберг). При этом длина волны в породе вычисляется по формуле

$$\lambda_{\text{п}} = 1/a_{\text{п}} = c/f \sqrt{\mu_{\text{п}} \epsilon_{\text{п}} / 2} \sqrt{\sqrt{1 + (\gamma_{\text{п}} / \omega \epsilon_0 \epsilon_{\text{п}})^2} + 1}, \quad (4.9)$$

и если  $(\gamma_{\text{п}} / \omega \epsilon_0 \epsilon_{\text{п}})^2 > 1$ , то

$$\lambda_{\text{п}} = 2\pi / \sqrt{\pi f \mu_0 \mu_{\text{п}} \gamma_{\text{п}}}, \quad (4.10)$$

где  $f$  — частота поля. Значения  $\delta_{\text{п}}$  и  $\lambda_{\text{п}}$ , рассчитанные по формулам (4.7)–(4.10), приведены в табл. 9.

Как следует из анализа данных табл. 9, при измерениях поверхностного импеданса глубинность и детальность исследований могут варьировать в значительных пределах, если представляется возможность выбора рабочей частоты. На практике обычно используют поля широковещательных длинноволновых радиостанций ( $f = 150 \div$

Таблица 9

Мощности скин-слоя  $\delta_{\text{п}}$  (в м) и длины радиоволны в среде  $\lambda_{\text{п}}$  (в м)  
при различных частотах  $f$  (в кГц) электромагнитного поля и  
электрических свойствах пород

$\rho_{\text{п}},$ Ом·м	$\epsilon_{\text{п}}$	$f = 16$		$f = 64$		$f = 256$		$f = 1024$	
		$\lambda_{\text{п}}$	$\delta_{\text{п}}$	$\lambda_{\text{п}}$	$\delta_{\text{п}}$	$\lambda_{\text{п}}$	$\delta_{\text{п}}$	$\lambda_{\text{п}}$	$\delta_{\text{п}}$
200	31	353	56,4	175	28,4	84,6	14,7	37,2	8,36
600	18	609	97,9	300	49,7	142	26,3	57,2	16,3
1600	11	992	160	485	82,1	221	45,0	80,4	30,9
4400	8	1630	268	779	140	326	83,9	101	67,9

$\div 450$  кГц) и поля специальных сверхдлинноволновых ( $f = 10 \div 30$  кГц) и длинно-средневолновых ( $f = 150 \div 1300$  кГц) радиостанций. Известен успешный опыт применения средних-коротких волн ( $f = 1,5 \div 10$  МГц) при многочастотном измерении поверхностного импеданса с целью определения электрических параметров слоистого разреза (В.М. Рысаков, В.С. Андреев). При одночастотных измерениях поверхностного импеданса по значению его модуля и фазы представляется возможным в общем случае определить однозначно электрические параметры только однородного (или квазиоднородного) полупространства.

Поверхностный импеданс двухслойной среды в общем случае

$$Z_d = E_r / H_\varphi = Z_1 Q = Z_1 |Q| e^{-i\varphi_{\text{доп}}},$$

где  $Z_1$  — импеданс однородного полупространства с комплексной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon_1^*$  (т. е. импеданс покровных отложений); комплексный множитель

$$Q = (1 - \sqrt{\epsilon_1^* / \epsilon_2^*}) / (1 + \sqrt{\epsilon_1^* / \epsilon_2^*}) = |Q| e^{-\varphi_{\text{доп}}};$$

$\epsilon_2^*$  — комплексная диэлектрическая проницаемость подстилающих отложений;  $\varphi_{\text{доп}}$  — дополнительный сдвиг фаз.

Пренебрегая токами смещения, что выполняется при сопротивлениях  $\rho_1$  и  $\rho_2$  первого и второго слоя менее  $10^4$  Ом·м даже в СВ диапазоне, множитель  $Q$ , как показал Э.С. Седельников, определяется выражением

$$Q = \operatorname{ctg} [\operatorname{arctg} \sqrt{\rho_2 / \rho_1} + (1 + i) h_1 / \delta_1],$$

где  $\rho_1$ ,  $\delta_1$ ,  $h_1$  — удельное сопротивление, мощность скин-слоя и мощность верхнего слоя соответственно;  $\rho_2$  — удельное сопротивление подстилающих отложений.

Отсюда следует, что множитель  $|Q|$  и дополнительный сдвиг фазы  $\varphi_{\text{доп}}$  зависят от параметров двухслойного геоэлектрического разреза и частоты электромагнитного поля.

## **4.2. Непрерывное радиоволновое профилирование в движении способами измерения поверхностного импеданса (авто- и аэроварианты метода радиокип)**

Метод радиокип (радиокомпариования и пеленгации) основан на использовании волновых полей удаленных радиостанций. Он относится к числу наиболее распространенных радиоволновых методов геофизики и известен уже достаточно давно. Еще в 1934 г. в фундаментальной работе Б.А. Введенского были опубликованы основные теоретические положения, позволяющие рассчитывать величину напряженности поля вблизи земной поверхности в том случае, когда известны электрические параметры верхнего слоя.

Весьма полный комплекс работ радиокомпарационным методом был проведен Всесоюзным институтом разведочной геофизики (ВИРГ) в 40-е годы на Урале и Кольском п-ве под руководством А.Г. Тархова. Им же были сформулированы основы теории распространения радиоволн вблизи земной поверхности и ее применения для решения геологических задач, а также подробно рассмотрены вопросы методики работ. В дальнейшем в разработке этого метода принимали участие В.К. Хмелевской, А.Д. Фролов, П.Ф. Родионов и В.Д. Кокуров, Э.С. Седельников, В.Е. Кашпровский и многие другие исследователи.

Идея создания авто- и аэроварианта метода радиокип с непрерывной регистрацией компонент электромагнитного поля была высказана А.Г. Тарховым в 1948 г. Однако первая успешная реализация этой идеи была осуществлена О.М. Мясковским во ВСЕГИНГЕО в 1959 г. применительно к задачам поисков линз пресных вод, залегающих среди соленых грунтовых вод в пустыне Ка-ра-Кум и в других районах аридной зоны СССР.

Кроме поисков линз пресных вод в песчаных пустынях, метод радиокип с непрерывной регистрацией результатов наблюдений широко опробован и для решения таких поисково-съемочных задач, как обнаружение и оконтуривание водоносных закартированных зон в известняках сарматского яруса (п-в Мангышлак), при проведении инженерно-геологической съемки в районах Крайнего Севера с целью оконтуривания зон талых пород серии многолетнемерзлых и др.

При последовательной разработке О.М. Мясковским вопросов, связанных с использованием аэрометода радиокип для решения задач поисков и разведки подземных вод, а также для гидрогеологических и инженерно-геологических съемок различного назначения, им были рассмотрены основные теоретические аспекты этого варианта метода, выполнены многочисленные экспериментальные и опытно-производственные работы, создана (в макетном исполнении) измерительная аппаратура и разработана методика выполнения работ [20, 21, 44].

Все модификации метода радиокип с регистрацией замеров в процессе непрерывного движения измерительной установки базируются на измерениях различных компонент вектора напряженности магнитного поля, а также вертикальной составляющей электрического поля радиоволны. В большинстве своем они могут быть использованы для геоэлектрического профилирования при условии сравнительно большой разницы в удельном электрическом сопротивлении картируемых объектов (как правило, не менее чем на порядок).

Поскольку при авто- и аэровариантах метода радиокип в их классическом виде измеряется только одна из составляющих напряженности электромагнитного поля, то количественная интерпретация этих наблюдений для получения абсолютных значений электрических характеристик пород в месте приема очень затруднительна, хотя некоторые приближенные оценки величины поверхностного импеданса при этом возможны [41, 44].

По этой причине интерпретация результатов наблюдений ведется по величинам относительных изменений (аномалий) напряженности поля вдоль профиля, в связи с чем для обоснования постановки работ методом радиокип следует провести предварительный расчет предполагаемой аномалии в конкретных условиях намеченного района исследований. Для выполнения такого расчета необходимо иметь ориентировочное представление о геологическом разрезе исследуемой площади, а также о средних значениях диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления горных пород, слагающих разрез. Более подробно эти вопросы рассмотрены в работах [21, 44, 48].

К недостаткам этих модификаций метода радиокип следует отнести зависимость используемых при интерпретации параметров электромагнитного поля от расстояния до радиопередатчика и от изменения мощности его излучения. Несмотря на указанные недостатки, метод находит широкое применение при решении перечисленных выше задач, особенно на предварительной, рекогносцировочной стадии и в сочетании с ландшафтными исследованиями, являясь по сравнению с другими электроразведочными методами более дешевым, производительным и менее трудоемким.

Существенно более информативными и обладающими более широкими возможностями являются те модификации метода радиокип, которые позволяют непосредственно измерять значения поверхностного импеданса и на этой основе давать количественную оценку электромагнитных свойств изучаемых отложений. Теоретические основы метода поверхностного импеданса рассмотрены в работах М.А. Леонтовича, Г.И. Макарова и В.В. Новикова, А.В. Вешева, Дж. Уайта и ряда других ученых.

В практику геологических исследований в наземных поточечных изысканиях способы поверхности импеданса, названные А.В. Ве-

шевым и В.А. Егоровым методами РЭМП, в Советском Союзе стали внедряться в середине 60-х годов [5, 41, 44]. К этому же времени относятся первые опыты О.М. Мясковского и В.М. Тимофеева по разработке аппаратуры и методики непрерывного профилирования в движении методом РЭМП (в наземном и аэровариантах) применительно к решению задач инженерно-геологических, гидрогеологических и гидромелиоративных съемок [21, 36, 44].

В настоящее время наиболее разработанным и широко применяемым на практике является поточечный способ измерения поверхностного импеданса, основанный на использовании в качестве датчиков  $E_t$  и  $H_t$  гальванически заземленной проволочной линейной антенны и рамочной (ферритовой) антенны. Однако, как свидетельствует опыт, заземленные проволочные антенны могут использоваться лишь в сверхдлинноволновом диапазоне при выполненных измерениях на грунтах, обеспечивающих сравнительно низкие переходные сопротивления электродов-заземлителей. На более высоких частотах действующая длина приемной заземленной антенны сильно зависит от качества этих заземлений, поэтому для приема  $E_t$  в диапазоне длинных и средних волн рекомендуется использовать емкостные линейные антенны, стелющиеся по поверхности земли.

Действующая длина короткой (по сравнению с длиной волны в воздухе) стелющейся приемной антенны длиной  $l_1$ , ориентированной вдоль направления распространения радиоволны, определяется выражением  $L_{g1} = l_1/2$ , а для аналогичным образом ориентированной, но заземленной антенны длиной  $l_2$  при  $I_0 = I(x) = \text{const}$  получаем  $L_g = l$  ( $I_0$  — ток в точках питания антенны при использовании ее в качестве передающей;  $I(x)$  — ток вдоль антеннного провода).

Полевые эксперименты показывают, что реализация стелющейся емкостной антенны длиной 10–20 м, действующая длина которой является практически частотно независимой величиной в широком диапазоне частот (вплоть до первых мегагерц), трудностей не вызывает. Для изготовления такой антенны могут быть использованы отрезки проводов в шланговой изоляции (например, КТШ-0,3; КТШ-2).

Успешный опыт применения емкостных антенн для измерения  $E_t$  послужил основанием для разработки способов непрерывного измерения поверхностного импеданса с движущегося транспортного средства. Прием  $E_t$  в движении на линейную емкостную антенну, поднятую над поверхностью земли и укрепленную на транспортном средстве, практически осуществить чрезвычайно сложно. Это связано с тем, что неизбежные в процессе движения отклонения антенны от горизонтального положения приводят к существенным погрешностям в определении  $E_t$ , вследствие сильного влияния на наводимую в антenne ЭДС вертикальной компоненты электрического поля радиоволны  $E_z$ , которая в используется на практике

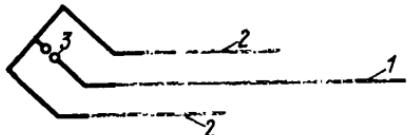


Рис. 17. Схема наземной емкостной стелющейся антенны для измерения  $|E_t|$  в движении.

Шлейфы: 1 — центральный, 2 — боковые; 3 — входные клеммы



Рис. 18. Кривые точечного симметричного электропрофилирования ( $AB = 20$  м) и радиоволнового электромагнитного профилирования в движении с трехшлейфной емкостной антенной (Киргизская ССР).

1 — СЭП; 2 — РВП

диапазоне частот может в десятки раз превышать горизонтальную компоненту. Соотношение между  $E_t$  и  $E_z$  при условии  $|\epsilon_1^*| > 1$  определяется равенством

$$E_t/E_z = e^{-i\varphi/2} / \sqrt[4]{\epsilon_1^2 + (\gamma/\omega\epsilon_0)^2} = E_t/Z_0 H_t. \quad (4.11)$$

Например, для  $\rho_1 = 200$  Ом·м,  $\epsilon_1 = 31$  и  $f = 256$  кГц из выражения (4.11) получаем  $|E_t/E_z| = 0,053$ , и при отклонении антенны от горизонтального положения на  $3^\circ$  оказывается, что  $|\text{ЭДС}|_z \approx \approx |\text{ЭДС}|_t$ . Поскольку в соответствии с выражениями (4.11) и (4.5) отношение  $E_z/H_t$  не зависит от электрических свойств пород, то с увеличением влияния  $E_z$  происходит заметное снижение картировочных возможностей метода.

Влияние  $E_z$  на результаты измерений можно практически исключить, если для приема  $E_t$  использовать стелющуюся емкостную антенну, конструкция которой изображена на рис. 17. Эта антenna образована центральным и двумя более короткими боковыми шлейфами, каждый из которых соединен с антennыми клеммами проводом снижения, причем снижения к боковым шлейфам имеют общую верхнюю точку. ЭДС, наводимые полем  $E_z$  в снижениях к боковым

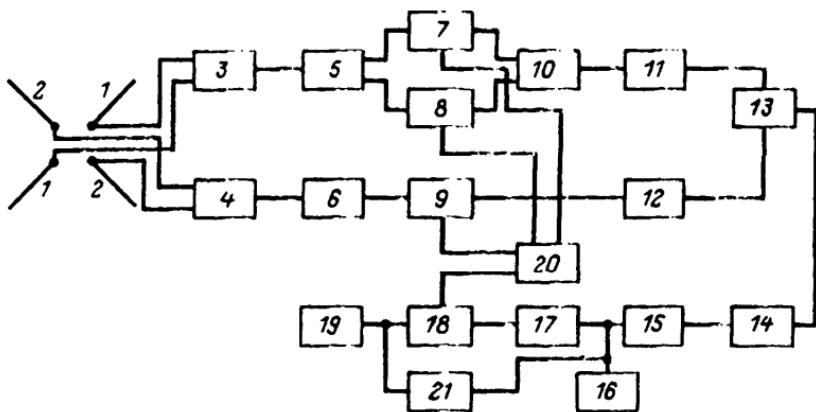


Рис. 19. Блок-схема устройства для измерения полуосей эллипса поляризации электрического поля радиоволны:

1, 2 — приемные взаимоортогональные антенны; 3, 4 — входные усилители; 5 — фазонивертор; 6 — фазовращатель; 7—9 — ключевые ячейки; 10 — сумматор; 11, 12 — регуляторы уровней; 13 — сумматор; 14 — избирательный высокочастотный усилитель; 15 — амплитудный детектор; 16 — стрелочный индикатор; 17 — избирательный низкочастотный усилитель; 18 — синхронный детектор; 19 — стрелочный индикатор; 20 — источник коммутирующего напряжения; 21 — регистратор (самописец)

и центральному шлейфам, взаимно компенсируются, как и ЭДС от поля  $E_x$ . С антенных клемм снимается сигнал, обязаный своим происхождением только полю  $E_x$  и равный разности ЭДС, наводимой этим полем в проводах боковых и центрального шлейфов. Рассматриваемая антенна позволяет осуществить уверенный прием  $E_t$  даже при  $|E_t/E_z| < 0,01$ . Все это делает емкостные антенны такого типа очень удобными при использовании в качестве транспортного средства автомашины.

Если в качестве транспортного средства используется, например, гусеничный вездеход, то может быть применена упрощенная емкостная антенна. Она образуется одним лишь центральным шлейфом и противовесом — корпусом вездехода, имеющим через гусеницы надежный гальванический контакт с землей.

В качестве примера на рис. 18 приведены результаты использования автомобильного варианта метода радиокип по способу измерения поверхностного импеданса в Чуйской долине Киргизии. Магнитная рамочная и трехшлейфовая емкостная (из кабеля КТШ-0,3) антенны, а также соответствующая измерительная аппаратура были установлены на автомашине типа УАЗ-469. Профиль пересекал два участка низкого сопротивления, резко отличающиеся по засоленности пород зоны аэрации и грунтовых вод. Измерения выполнялись на частоте 200 кГц.

При измерении  $|Z_n|$  в движении непрерывная регистрация  $|E_t|$

и  $|H_t|$  осуществляется с помощью аппаратуры, имеющей выход на самописец. Скорости движения диаграммной ленты самописца и транспортного средства синхронизированы. Принцип действия аппаратуры основан на поочередной подаче на вход супергетеродинного усилителя сигналов  $|E_t|$  и  $|H_t|$  с последующим их разделением на выходе с помощью синхронного детектора. Блок-схема аппаратуры приведена на рис. 19.

В.М. Тимофеевым был предложен также иной способ регистрации поверхностного импеданса в движении. Основан он на измерениях полусей эллипса поляризации электрического поля радиоволны. Параметр  $|E_t/E_n|$  по результатам измерения малой  $b$  и большой  $a$  полуосей эллипса поляризации определяется по формуле

$$|E_t/E_n| = (b/a) (1/\sin \varphi), \quad (4.12)$$

где  $\varphi$  — разность фаз между вертикальной и горизонтальной компонентами электрического поля радиоволны.

Так как значения угла  $\varphi$ , как правило, мало отличаются для применяемых в методе импеданса частот от  $45^\circ$ , то можно считать, что по отношению  $b/a$  однозначно определяется величина  $|E_t/E_n|$  и, следовательно,  $|Z_n|$  и  $\rho_\omega$ . Для реализации этого способа сконструировано специальное устройство, состоящее из приемных взаимно перпендикулярных антенн и приемно-регистрирующей радиотехнической схемы. Принцип работы этой схемы заключается в том, что снимаемые с приемных антенн сигналы сдвигаются по фазе относительно друг друга на угол  $\pi/2$  и затем поочередно алгебраически складываются и вычитаются. Сигнал, выходящий с блока, выполняющего операцию сложения и вычитания, получает при этом полезную модуляцию на частоте 20 Гц. Глубина модуляции равна отношению полуосей эллипса поляризации электрического поля радиоволны, действующего в плоскости приемных антенн. Аналогичный принцип решения уравнения вида (4.12) использован в схеме аппаратуры типа ЭПП.

Этот способ и устройство опробованы в полевых условиях в автомобильном и аэроварианте при гидромелиоративных съемках масштаба 1:50 000 в Киргизии, а также при инженерно-геологических съемках в районах Крайнего Севера Западной Сибири (рис. 20). Результаты всех этих работ показали, что такой способ обладает сравнительно высокой разрешающей способностью по сопротивлению, позволяющей использовать его даже при наличии пород весьма низкого сопротивления. Вместе с тем выяснилось, что антенное устройство не является полностью инвариантным по отношению к изменениям угла наклона всей системы относительно горизонтальной плоскости, т. е. рельеф местности при наземном (автомобильном) профилировании оказывает существенное влияние на результаты наблюдений. В связи с этим более эффективно использование

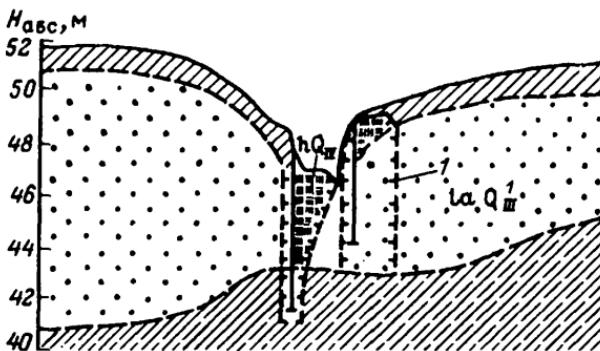
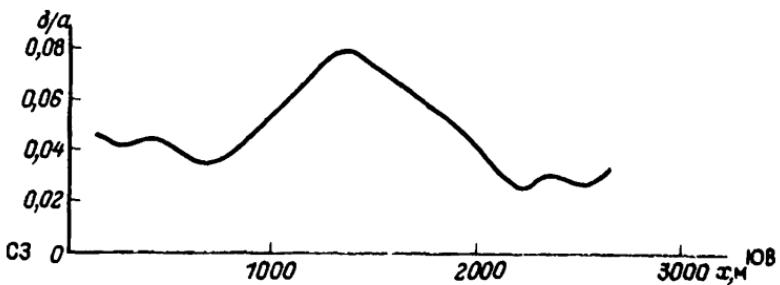


Рис. 20. Результаты маршрутной аэрофизической съемки способом измерения отношения полуосей эллипса поляризации радиоволны на частоте 360 кГц (север Западной Сибири).

*I* — границы многолетнемерзлых пород

такого способа в аэроварианте при измерениях с самолета или вертолета, а при наземных (в том числе автомобильных) съемках эффективнее остается применение емкостных трехшлейфовых антенн.

При современных возможностях радиоэлектроники и приборостроения использование этих методов для целей гидрогеологических и инженерно-геологических исследований и для поисково-съемочных работ иного назначения сулит крупный экономический и геологический эффект.

#### 4.3. Элементы теории приземных антенн

При радиоволновом профилировании по способу наблюдения реакции входного импеданса измерительной системой являются приземные антенны, поэтому рассмотрим основные элементы их теории.

В соответствии с теоремой взаимности основные свойства и параметры антенн имеют определенную величину независимо от того, используется ли антenna в качестве приемной или излучающей. Одна-

ко для характеристики антенн те или иные параметры приобретают первостепенное или, наоборот, второстепенное значение в зависимости от назначения антенн. Для осцилирующих (излучающих) антенн важнейшим параметром является сопротивление излучения  $Z_\Sigma$ . А для приемных антенн важнейшими параметрами являются их действующая высота — для вертикальных антенн и действующая длина — для горизонтальных.

Теория антенн достаточно полно изложена во многих учебных пособиях, руководствах и монографиях. Кроме того, в описываемом ниже методе радиоволнового профилюирования используются только приземные антенны, в теорию и практику инженерных расчетов которых большой вклад внесли известные работы 60-х годов Г.А. Лаврова и А.С. Князева. Поэтому в дальнейшем остановимся на отдельных вопросах, связанных с измерением сопротивления излучения приземных антенн, имеющих наиболее важное значение и сравнительно слабо пока освещенных в геофизической литературе.

Сопротивление излучения  $Z_\Sigma$  — условная величина, введенная для удобства сравнения различных антенн. Оно характеризует излучаемую антенной мощность при протекании в ней тока  $I$ :

$$Z_\Sigma = W_\Sigma / I^2. \quad (4.13)$$

Поскольку напряжения и токи (заряды) распределены по длине антennы неравномерно, то выражение (4.13) получает определенность только при указании, к какому участку антennы относится излучаемая мощность. Поэтому обычно выбирают измерения таков либо в точке их пучности, либо на входе антennы. Соответственно различают сопротивление (проводимость) излучения в пучности тока и на входе антennы. В последнем случае получаем входное сопротивление (импеданс) или проводимость (адmittанс) антennы.

Строгие решения задачи о влиянии бесконечной полупроводящей плоскости на излучение расположенных вблизи от нее вертикальных и горизонтальных электрических и магнитных диполей были получены в свое время А. Зоммерфельдом и Х. Гершельманом. Эти исследования показали, что мощность, сопротивление излучения и другие параметры приземных антenn существенным образом зависят от электромагнитных свойств приповерхностных отложений земли. Причем этот эффект сильнее для горизонтальных антenn (для горизонтального электрического и вертикального магнитного диполя), чем для вертикальных. В дальнейшем это получило многократное теоретическое и экспериментальное подтверждение и давно уже учитывается в практике радиосвязи.

Существенный вклад в нахождение достаточно строгих решений, пригодных для выполнения инженерных расчетов приземных электрических антenn, был сделан А.С. Князевым. При этом в качестве

основного упрощающего допущения было принято, что выполняется неравенство (4.2), т. е. что отношение модульных значений волновых чисел земли и воздуха много больше единицы.

В реальных условиях это соотношение представляет наибольший практический интерес, поскольку оно выполняется в широком диапазоне частот (вплоть до коротковолнового диапазона) и эффективных значений электрических характеристик горных пород (см. табл. 9). Наиболее отчетливо, в явной форме, связь между электрическими свойствами пород, находящихся вблизи приземной антенны, и ее сопротивлением излучения наблюдается у горизонтальных линейных электрических антенн.

Исследования А.С. Князева показали, что комплексное сопротивление излучения таких антенн может быть представлено в виде суммы

$$Z_{\Sigma} = Z_{\infty} + Z_{\Sigma_{\Pi}}, \quad (4.14)$$

где  $Z_{\infty} = R_{\infty} + ix_{\infty}$  — сопротивление излучения антенны, размещенной над идеально проводящей землей ( $\gamma_{\Pi} = \infty$ );  $Z_{\Sigma_{\Pi}} = R_{\Sigma_{\Pi}} + ix_{\Sigma_{\Pi}}$  — поправочный член, учитывающий конечность электрических характеристик ( $\rho_{\Pi}, \epsilon_{\Pi}$  и  $\mu_{\Pi}$ ) реальных пород. При этом  $Z_{\infty}$  является функцией частоты (длины волны в воздухе  $\lambda_0$ ), конструкции антенны, ее размеров (длины проводов  $l$ ) и высоты  $h$  подвеса над землей, т. е.

$$Z_{\infty} = f_1(l, h, \lambda_0). \quad (4.15)$$

В свою очередь,  $Z_{\Sigma_{\Pi}}$  зависит от тех же параметров и от величины волнового числа пород  $K_{\Gamma}$  участка земли, расположенного вблизи антенны:

$$Z_{\Sigma_{\Pi}} = (K_0/K_{\Gamma}) f_2(l, h, \lambda_0). \quad (4.16)$$

Из элементарного анализа выражений (4.14) — (4.16) следует, что при фиксированных частоте, размерах и конструкции горизонтальной электрической антенны, а также высоте ее размещения над землей функции  $f_1$  и  $f_2$  приобретают характер констант. В этом случае сопротивление излучения такой антенны оказывается однозначной функцией эффективного значения волнового числа покровных отложений, находящихся под антенной. Это и определяет возможность использования сопротивления излучения в качестве параметра при соответствующем радиоволновом способе электропрофилирования, в ходе которого породы характеризуются значениями их волновых чисел. Структура этих формул свидетельствует также о принципиальной возможности одновременного определения эффективных значений удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости покровных отложений вдоль исследуемого профиля, что само по себе увеличило бы информа-

тивность такого способа геологических исследований. Достижение этой цели возможно, например, путем измерений активной и реактивной составляющих  $Z_{\Sigma}$ , либо измерений на двух частотах, либо при двух высотах размещения антенны над землей.

Но использование линейных горизонтальных антенн при создании установок профилирования в движении насткивается на большие технические трудности, преодолеть которые пока не удается. Эти трудности связаны с тем, что оптимальными (с точки зрения измерений) являются полуволновые вибраторы, длина которых даже при работах в коротковолновом диапазоне оказывается неприемлемой для крепления на транспортном средстве. Поэтому при выполнении радиоволнового профилирования по способу РВИС значительно удобнее и проще оказалось применение магнитных (рамочных) антенн. В связи с этим рассмотрим вопросы теории такого типа антенн несколько подробнее.

Задачу о сопротивлении излучения вертикального магнитного диполя, расположенного над однородной изотропной полупроводящей землей для низких частот, когда токами смещения в земле можно пренебречь, решил Дж. Уэйт. Позже Дж. Неджи продолжил это решение для случая расположения диполя над двухслойной средой.

В связи с тем что при получившем практическое применение методе радиоволнового профилирования с использованием горизонтальной рамочной антенны (метод РВП) работа ведется на достаточно высоких частотах, когда токами смещения в земле пренебречь не всегда возможно, решение Дж. Уэйта следует дополнить рассмотрением случая, когда токи проводимости и токи смещения в земле по величине соизмеримы между собой [44].

Рассмотрим маленькую рамку, имеющую  $n$  витков и радиус  $a$ , причем периметр рамки  $l_a = 2\pi a$  много меньше длины излуча-

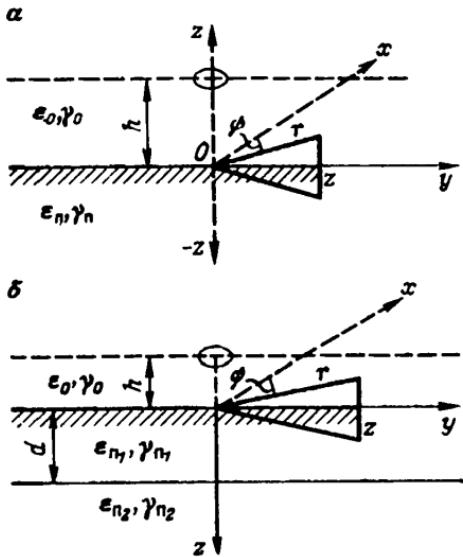


Рис. 21. Расчетная схема — вертикальный магнитный диполь над однородной изотропной полупроводящей средой (а) и над двухслойной с горизонтальной границей раздела средой с конечными значениями электромагнитных характеристик слоев (б)

мой волны. По рамке протекает ток  $I$ , меняющийся во времени по закону  $e^{-i\omega t}$ . Величина и фаза тока по длине такой рамки могут считаться постоянными, а сама рамка эквивалентной магнитному диполю. Площадь рамки  $ds$  и ее ось перпендикулярна к поверхности земли.

Решение ведется в цилиндрической системе координат  $(r, \psi, z)$ , выбранной так, что полупроводящей среде (земле) соответствуют отрицательные значения  $z$  (рис. 21, a). Среды по обе стороны границы раздела немагнитны, диполь расположен в воздухе в точке  $z = h$  и ориентирован вдоль оси  $OZ$ .

При этом полное эффективное сопротивление излучения магнитного диполя определяется соотношением

$$R_{\Sigma} = 2 W_{\Sigma} / I^2, \quad (4.17)$$

где  $W_{\Sigma} = W_+ - W_-$  — полная энергия, излучаемая диполем в окружающее пространство;  $W_+$  — полный поток энергии через горизонтальную плоскость  $z = h + \Delta h$ ;  $W_-$  — то же, через плоскость  $z = h - \Delta h$ , так, что  $W_{\mp} = 2\pi \int_0^{\infty} G_z r dr$ . Здесь  $z = h \pm \Delta h$ , причем считается, что  $\Delta h \ll h$ , а  $p_z = 1/2 \operatorname{Re} E_{\psi} H_r^*$  — вертикальная компонента вектора Умова—Пойнтинга.

Величину  $W_{\Sigma}$  можно представить в виде суммы трех интегралов, первый из которых  $J_0$  соответствует с точностью до постоянного коэффициента потоку<sup>0</sup> энергии, излучаемому в диэлектрическое пространство (воздух), второй  $J_{\infty}$  обусловлен зеркальным отражением диполя в плоскости границы земля—воздух, а третий  $J_{\pi}$  интерпретируется как поправка, обусловленная конечной проводимостью реальной полупроводящей земли:

$$W_{\Sigma} = \frac{30\pi^3 n^2 a^4}{\lambda_0} P (J_0 - J_{\infty} + J_{\pi}). \quad (4.18)$$

Вычисление указанных интегралов дает  $J_0 = 2/3 K_0^3$  и  $J_{\infty} = 2(\sin p - p \cos p)/8h^3$ , где  $p = 2K_0h$ .

Третий интеграл можно оценить лишь приближенно при условии, что  $2K_0h > 1$ :

$$J_{\pi} = \operatorname{Re} i \frac{(3 + 3ip - p^2)}{4h^4 K_0 [1 + (K_0/K_{\Gamma})^2]} e^{-ip}.$$

Полагая, что в интересующем нас диапазоне частот всегда выполняется неравенство (4.2), последнее выражение можно записать в виде

$$J_{\pi} \approx \operatorname{Re} i \frac{1}{4h^4} \frac{3 + 3ip - p^2}{K_0} e^{-ip}. \quad (4.19)$$

Если принять во внимание, что в общем случае волновое число среды является комплексной величиной  $K_r = a + i\beta$ , то после очевидных преобразований выражения (4.19) получим

$$J_{\pi} \approx \frac{1}{4h^4 (|K_r|)^2} \left\{ [(3 - p^2) \sin p - 3p \cos p]^2 a + [(3 - p^2) \times \right. \\ \left. x \cos p + 3p \sin p] \beta \right\},$$

где  $a$  и  $\beta$  — фазовая постоянная электромагнитной волны и коэффициент ее поглощения в земле соответственно.

Таким образом все интегралы, входящие в выражение (4.18), определены и тем самым определена величина активной части сопротивления излучения вертикального магнитного диполя с учетом и токов проводимости, и токов смещения, протекающих в земле. Нетрудно заметить, что полная величина активного сопротивления излучения магнитной антенны является суммой  $R_{\Sigma} = R_{\infty} + R_{\Sigma\pi}$ , где  $R_{\infty}$  — сопротивление излучения антенны, размещенной над идеально проводящей поверхностью ( $\gamma_p = \infty$ );  $R_{\Sigma\pi}$  — та часть сопротивления излучения, которая учитывает конечность значений обеих электрических характеристик реальной земли.

В итоге значения  $R_{\infty}$  и  $R_{\Sigma\pi}$  вычисляются по формулам (при  $\mu = 1$ , т. е. в случае немагнитных пород)

$$R_{\infty} = 60\pi^2 n^2 (a/h)^4 [p^4/48 - (p/16) (\sin p - p \cos p)]; \\ R_{\Sigma\pi} = B_1 t + B_2 U. \quad (4.20)$$

В последнем из этих выражений переменными, зависящими от электрических свойств пород, являются лишь параметры  $t$  и  $U^*$ :

$$t = |K_0/K_r| \sqrt{1 + \epsilon_{\pi} |K_0/K_r|^2}; \\ U = |K_0/K_r| \sqrt{\epsilon_{\pi} |K_0/K_r|}. \quad (4.21)$$

Величины  $B_1$  и  $B_2$  являются функциями длины излучаемой волны  $\lambda_0$ , радиуса  $a$  и числа витков  $n$  рамки и высоты  $h$  ее размещения над уровнем земли. При фиксированных значениях этих параметров  $B_1$  и  $B_2$  становятся безразмерными коэффициентами, постоянными для данной измерительной установки,

$$B_1 (a/h, h/\lambda_0) = 52,3 (a/h)^4 n^2 [(3 - p^2) \sin p - 3p \cos p]; \\ B_2 (a/h, h/\lambda_0) = 52,3 (a/h)^4 n^2 [(3 - p^2) \sin p + 3p \cos p],$$

---

\* С учетом того, что  $|K_0/K_r| = 1/\sqrt{\mu} |\epsilon_{\pi}^*| = 1/\sqrt{\epsilon_{\pi} K_0 / K_r}$ , нетрудно выразить параметры  $t$  и  $U$  через  $|\epsilon_{\pi}^*|$ , или электромагнитный коэффициент среды  $\nu$ , или составляющие  $a$  и  $\beta$  волнового числа.

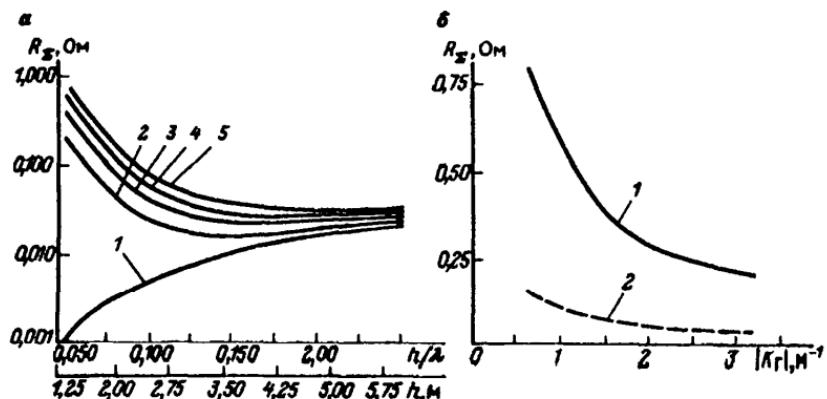


Рис. 22. Зависимость сопротивления излучения вертикального магнитного диполя над полупроводящей однородной изотропной средой ( $\lambda_0 = 24$  м):  
а — от высоты подвеса при различных значениях волновых чисел покровных отложений  $K_r$ : 1 —  $\infty$ ; 2 — 3,17; 3 — 1,41; 4 — 1,04; 5 — 0,62; б — от  $K_r$  при высотах  $h$ : 1 — 1,25 м; 2 — 2 м

где  $p = 2K_0 h = 4\pi h / \lambda_0$  — параметр высоты.

На рис. 22, а приведены графики  $R_\Sigma = f(h/\lambda_0)$  одновитковой рамочной антенны при различных значениях волнового числа пород, а на рис. 22, б приведены зависимости  $R_\Sigma$  той же антенны от величины  $K_r$  при двух значениях  $h/\lambda_0$ .

Таким образом, для магнитных антенн, в отличие от антенн электрических, функция  $R_\Sigma = f(h/\lambda_0)$  почти монотонна, хотя в области значений  $h/\lambda_0 = 0,13 \div 0,2$  наблюдается небольшой минимум, не имеющий, в отличие от электрических антенн, практического значения. Из тех же графиков (см. рис. 22, а) отчетливо видно, что при  $h/\lambda_0 < 0,1$  во всем диапазоне реально возможных значений волновых чисел пород покровных отложений  $R_\infty \ll R_{\Sigma n}$  и что по мере роста  $K_r$  крутизна функции  $R_{\Sigma n} = f(K_r)$  уменьшается.

Другое отличие приземных горизонтальных магнитных антенн от электрических состоит в том, что связь сопротивления излучения с электрическими свойствами пород имеет неявный вид. Функции  $t$  и  $U$  уравнения (4.20) могут быть вместо формул (4.21) записаны в виде

$$t = \frac{1}{K_0 \epsilon_n} \sqrt{\frac{2}{1 + \nu_n^2}} \alpha; \quad U = \frac{1}{K_0 \epsilon_n} \sqrt{\frac{2}{1 + \nu_n^2}} \beta,$$

отчетливо показывающем их связь с составляющими  $\alpha$  и  $\beta$  волнового числа изучаемых пород.

Таким образом, задачу получения расчетных формул для нахождения сопротивления излучения горизонтальной рамочной антенны с учетом влияния однородной изотропной полупроводящей земли

можно считать решенной. Для решения обратной задачи — раздельного нахождения эффективных значений электрических характеристик пород из измерений сопротивления излучения такой антенны, — помимо уравнения (4.20), требуется второе независимое уравнение, связывающее значение  $R_{\Sigma}$  с  $\epsilon_p$  и  $\rho_p$  (или с  $\nu_p$ , или с  $K_r$ ). Найти такое уравнение в принципе возможно, например, путем измерений либо при двух высотах  $h$  размещения антенны над землей, либо двумя рамками, отличающимися размерами или числом витков. Однако осуществление любого из перечисленных вариантов ведет к усложнению измерительной аппаратуры и методики обработки результатов наблюдения и требует технико-экономического обоснования.

В связи с этим отметим, что, например, в практически интересных для РВП диапазонах соотношений  $h/\lambda_0 < 0,1$  и частот 6–15 МГц ( $\lambda_0 = 50 \div 20$  м) между коэффициентами  $B_1$  и  $B_2$  уравнения (4.20) выполняется неравенство  $B_1/B_2 < 0,1$ , в то время как параметры  $t$  и  $U$  характеризуются величинами одного порядка. Это позволяет с допустимой для практических расчетов точностью полагать

$$R_{\Sigma} = B_2 K_0 q / |K_r|, \quad (4.22)$$

где  $q = \sqrt{1 - \epsilon_p |K_0| |K_r|^2}$ .

В табл. 10 приведены ориентировочные значения электрических характеристик и электромагнитных параметров наиболее распространенных покровных отложений (при измерениях на частоте 12,5 МГц). Пользуясь данными этой таблицы, легко показать, что для пород с удельным сопротивлением 5–200 Ом·м в частотном диапазоне 6–15 МГц с погрешностью, не превышающей  $\pm 6\%$ , можно полагать параметр  $q$  неизменной величиной ( $q \approx 0,9$ ). Это существенным образом облегчает использование формулы (4.22) при обработке и интерпретации данных измерений  $R_{\Sigma}$ .

Для решения задачи о сопротивлении излучения вертикального магнитного диполя, расположенного над двухслойной средой с конечными значениями электромагнитных характеристик слоев, также применяется метод, основанный на использовании вектора Умова — Пойнтинга. С этой целью маленькая рамка, имеющая  $n$  витков и радиус  $a$ , для которой  $2\pi a \ll \lambda_0$ , располагается в воздухе в точке  $O$ ,  $O-h$  таким образом, что ось рамки перпендикулярна поверхности раздела земля—воздух (см. рис. 21, б). Площадь рамки  $ds$ , и по ней течет ток  $Ie^{i\omega t}$ .

Все пространство поделено на четыре слоя с соответствующими значениями  $\gamma$ ,  $\epsilon$  и  $\mu$ , причем для всего пространства  $\mu = \mu_0$ . Решение ведется в системе координат  $(r, \psi, z)$ , выбранной так, что земле соответствуют положительные значения  $z$ . В этом случае полное эффективное сопротивление излучения диполя при наличии слоистой среды определяется соотношением (4.17), причем  $\Delta h \ll h$ :

Таблица 10

Ориентировочные значения электрических характеристик и электромагнитных параметров некоторых типов  
рыхлых песчано-глинистых пород и почв в областях с аридным и полуаридным климатом  
( $\lambda_0 = 24$  м,  $f = 12,5$  МГц,  $K_0 = 0,261$ )

Порода	$\epsilon_{\Pi}$	$\rho_{\Pi}$ , Ом·м	$\nu_{\Pi}$	$ K_{\Gamma} $ , м $^{-1}$	$\beta_{\Pi}$ , м $^{-1}$	$t$	$U$	Глубина иссле- дования, м
Песок сухой	3	> 300	< 1,60	< 0,62	< 0,303	> 0,520	> 0,288	> 4
Песок пылеви- тый, почва кам- тановая, мало- влажная	5	75—100	3,84—2,88	1,16—1,03	0,715—0,593	0,251—0,299	0,194—0,212	1,6—2,0
Супесь, почва степная, мало- влажная	10	30—50	4,80—2,88	1,83—1,45	1,15—0,835	0,157—0,208	0,128—0,149	1,0—1,4
Суглинок мало- влажный, лесс, солонцы	15	15—30	6,40—3,20	2,58—1,85	1,68—1,09	0,109—0,160	0,093—0,122	0,7—1,1
Суглинок влаж- ный, торфяная почва	20	10—20	7,20—3,60	3,15—2,26	2,07—1,42	0,088—0,130	0,077—0,099	0,6—0,8
Глина влаж- ная, гумус., глина и болот- ная почва	30	5—10	9,60—4,80	4,45—3,17	2,98—2,00	0,062—0,090	0,056—0,073	0,4—0,6

$$W_{\pm} = 2\pi \int_0^{\infty} p_z r dr |_z = -(h \pm \Delta h), \quad (4.23)$$

где  $p_z = \frac{1}{2} \operatorname{Re} H_r^* E_\psi$  — вертикальная составляющая вектора Умова—Пойтинга, представляющая собой среднюю за единицу времени величину энергии излучения в направлении оси  $Z$  ( $H_r^*$  — составляющая вектора, сопряженного с  $H_r$ ).

Используя общие выражения, полученные Дж. Уэйттом для вектора-потенциала в различных средах, и условие непрерывности тангенциальных составляющих электрических и магнитных полей на границах раздела слоев, после некоторых преобразований можно выразить суммарное излучение диполя в окружающее пространство в виде

$$W_{\Sigma} = W_0 - W_{\perp} = \operatorname{Re} \frac{2iN^2\pi}{\mu_a \omega} \int_0^{\infty} \frac{\xi^2}{v_1} \left\{ \exp[-\Delta h(v_1 + v_1^*)] - G \exp(-2h v_1) \right\} d\xi,$$

где звездочкой обозначено сопряженное с основным выражение. В этой формуле

$$N = Ids \mu_a \omega / 4\pi; \quad v_j^2 = \xi^2 + K_j^2, \quad j = 1, 2, 3, 4;$$

$$G = \frac{(v_1 + v_2)(v_3 - v_2)e^{-2v_2d} + (v_2 - v_1)(v_2 + v_3)}{(v_2 - v_1)(v_3 - v_2)e^{-2v_2d} + (v_1 + v_2)(v_2 + v_3)}.$$

По мнению Дж. Неджи, даже грубая оценка последнего интеграла очень сложна и потому неэффективна. Задача несколько упрощается в некоторых частных случаях при очень низких частотах, когда токами смещения можно полностью пренебречь, и при условии, что  $h \xi \ll v_2 d$ , т. е. если диполь расположен на небольшой высоте  $h_1$ , которая много меньше мощности первого слоя покровных отложений, т. е.  $h \ll d$ .

Если идти на такое приближение, то выгоднее воспользоваться решением О.А. Хачая о так называемом "присоединенном" импедансе рамки, расположенной на поверхности двухслойной проводящей среды [40]. Им показано, что импеданс рамки, опущенной из безграничной среды на поверхность двухслойной проводящей земли, возрастает на величину

$$\Delta Z_{\text{пр}} = \Delta R_{\text{пр}} + i\omega \Delta L_{\text{пр}} = i2\pi^2 \xi \Pi/\gamma_2 l,$$

где  $\gamma_2$  — проводимость второго (подстилающего) слоя;  $l$  — периметр рамки;  $\Pi$  — функция, играющая роль безразмерного множителя и описываемая интегралом

$$\Pi(d/a, \gamma_1, \gamma_2, \xi) = \int_0^{\infty} F(d/a, \gamma_1/\gamma_2, \xi, m) J_1^2(m) dm,$$

где  $d$  и  $\gamma_1$  — мощность и проводимость первого слоя;  $a$  — радиус рамки;  $\xi$  — безразмерный параметр, определяемый выражением  $\xi = \omega \mu \gamma_2 a^2 = 2f \mu \gamma_2 s$ , где  $\omega = 2\pi f$  — круговая частота,  $s = \pi a^2$  — площадь рамки.

В работе [40] приведены палетки частотного зондирования для определения  $d$ ,  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$ . На этих палетках аргументом кривых  $\text{Re } \Pi$  и  $\text{Im } \Pi$  является величина  $\xi$ , а параметрами — величины  $d/a$ ,  $\gamma_1/\gamma_2$ .

При использовании высоких частот в диапазоне  $10^7$  Гц и малых рамок ( $a \sim 0,5$  м) и для немагнитных пород, когда  $\gamma_2 > \gamma_1$  и  $d > a$ , значения параметра  $\xi$  лежат, как правило, в пределах  $1 < \xi < 10$ . Как следует из данных О.А. Хачая, такие условия соответствуют области левых асимптот палеточных кривых  $\text{Re } \Pi = f(\lg \xi)$  и  $\text{Im } \Pi = -f(\lg \xi)$ ; когда скин-эффект в подстилающих породах отдельно не наблюдается, что вполне согласуется с нашими экспериментальными данными. Согласно работе [40], практически измеряемыми величинами могут служить  $\Delta R_{\text{пр}}$  и  $\Delta L_{\text{пр}}$ , выражющиеся через функцию  $\Pi$  соотношениями  $\Delta L_{\text{пр}} = \mu L_0 \text{Re } \Pi/2$  и  $\Delta R_{\text{пр}} = -\pi \mu l \text{Im } \Pi$ , где  $L_0$  — собственная индуктивность рамки в свободном пространстве.

#### 4.4. Непрерывное радиоволновое профилирование в движении способом измерения сопротивления излучения приземной антенны (метод РВП)

Этот метод геологического картирования известен с конца 20-х годов под различными наименованиями: электродинамический метод, метод горизонтальной антенны, волномерный метод, метод сопротивления излучения антенны и др. В Советском Союзе предложение об использовании так называемой "действующей емкости" горизонтальной электрической антенны для геологического картирования покровных отложений было сделано в 1929 г. профессором А.А. Петровским. Ему же принадлежит идея использования этого метода для создания передвижной установки с целью непрерывного геоэлектрического профилирования. Однако уровень техники того времени не позволил А.А. Петровскому осуществить свою идею.

Упоминание об этом методе для поточечных измерений имеется в известной работе Ф. Фритча, вышедшей в русском переводе в 1963 г. В 1956 г. А.Н. Тихоновым и Д.Н. Четаевым была показана теоретическая возможность использовать для геофизической разведки реакции другого параметра антенны — ее сопротивления излучения. На этой основе А.А. Семёновым и Г.А. Карпееевым в 1958 г. была предпринята попытка создания соответствующего метода аэроэлектроразведки.

Дальнейшие работы в этом направлении сосредоточились в основном во ВСЕГИНГЕО, где разрабатывается способ радиоволнового профилирования в процессе безостановочного движения измерительной установки, смонтированной на автомашине, в основу которого положено измерение сопротивления излучения магнитной (кольцевой) антенны. Как уже отмечалось, метод РВП довольно широко опробован в различных природных условиях и включен ныне в комплекс геофизических методов, рекомендуемых Мингео СССР к использованию при проведении гидрогеологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:50 000 на массивах орошения.

Наряду с использованием строгих решений для быстрых приближенных оценок целесообразно воспользоваться следующими рассуждениями, приняв за основу экспоненциальный закон затухания электромагнитной энергии в поглощающей среде (земле)  $e^{-\beta_p H_m}$ , где  $\beta_p$  — коэффициент поглощения. В действительности закон затухания значительно более сложен, поскольку излучатель (антенна) находится в непосредственной близости от объекта исследований. Однако для приближенных оценок экспоненциальный закон затухания достаточен, тем более что глубинность исследования зависит также и от технических факторов: чувствительности и разрешающей способности измерительной аппаратуры.

Как показывает опыт (см. рис. 29), глубинность исследований  $H_m$  (при однородном грунте и в диапазоне частот 6–15 МГц) оценивается примерно мощностью слоя, при прохождении которого поглощается 70 % энергии поля:

$$H_m \approx 1,2/\beta_p. \quad (4.24)$$

Значения  $H_m$  для некоторых типов покровных отложений при работе на частоте 12,5 МГц приведены в табл. 10.

При слоистом строении исследуемой толщи в основу расчета можно положить с учетом характера распространения электромагнитного поля в покровных отложениях и некоторых экспериментальных данных параллельную схему замещения. Тогда для двухслойного разреза средневзвешенное (кажущееся) значение волнового числа с достаточной для практических расчетов точностью определяется формулой

$$K_{\Gamma K} = \frac{H_1}{H_1 + H_2} K_{\Gamma 1} + \frac{H_2}{H_1 + H_2} K_{\Gamma 2},$$

где  $H_1$ ,  $K_{\Gamma 1}$ , и  $H_2$ ,  $K_{\Gamma 2}$  — мощности и волновые числа верхнего и подстилающего слоев соответственно. Полагая при этом, что для двухслойного разреза с параметрами  $\beta_1$  и  $H_1$  для первого слоя и  $\beta_2$  и  $H_2$  для второго закон убывания амплитуд поля с глубиной имеет вид  $e^{-(\beta_1 H_1 + \beta_2 H_2)}$ , и принимая за полную глубину иссле-

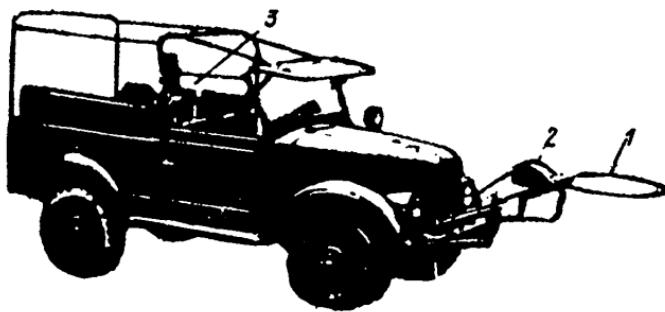


Рис. 23. Установка РВП, смонтированная на автомашине.  
1 — кольцевая антенна; 2 — генератор ВЧ; 3 — регистратор

дования общую мощность  $H_n$  такого суммарного слоя, при прохождении которого поле уменьшается до 0,3 от своей начальной величины, получим

$$\beta_1 H_1 + \beta_2 H_2 = 1,2; \quad H_n = 1,2 / (\beta_1 H_1 + \beta_2 H_2). \quad (4.25)$$

Отсюда следует, что при подсчетах по формуле (4.25) за мощность второго (нижнего) слоя надо принимать не ее действительное значение, а эффективную величину, вычисляемую по формуле

$$H_2 \text{ эф} = (1,2 - \beta_1 H_1) / \beta_2.$$

Коэффициенты поглощения  $\beta_1$  и  $\beta_2$  в этих выражениях определяются либо известным соотношением (см. табл. 2), либо для быстрых сугубо приближенных оценок (в названном диапазоне частот) по формуле  $\beta_p \approx 6,2/\sqrt{\rho_p}$ . Отсюда следует, что с той же целью сугубо приближенных оценок вместо выражения (4.24) можно пользоваться соотношением  $H_n \approx 0,2\sqrt{\rho_k}$ .

В основу всех разработанных вариантов аппаратуры РВП положен принцип измерений напряжения на входе кольцевой осциллирующей антенны. Аппаратура РВП состоит из трех основных блоков: блока высокой частоты, находящегося снаружи автомашины, и размещенных в ее кузове измерительного блока и источников питания. В измерительный блок входят регистратор-перописец (например, каротажный типа Н-361) и пульт управления. Блок высокой частоты крепится спереди (или сзади) автомашины на высоте 1,3—1,8 м от земли (рис. 23) и включает в себя маломощный автогенератор, работающий на настроенную на его частоту горизонтальную кольцевую антенну или на ее эквивалент. В том же блоке размещен сам эквивалент, а также сравнивающие и детектирующие устройства.

При перемещении установки вдоль профиля (в условиях фиксированных частоты генератора и высоты антенны над землей) под

воздействием изменений электромагнитных свойств грунта, находящегося под антенной, происходят соответствующие изменения ее входного сопротивления. Модулированное за счет этого высокочастотное напряжение на входе антенны поступает на амплитудный детектор, после прохождения которого демодулированный сигнал низкой частоты, пропорциональный по амплитуде сопротивлению излучения антенны, попадает на вход регистратора. Для контроля за работой аппаратуры и ее калибровки вместо антенны в нагрузку генератора включается эквивалент антенны, имеющий определенное и тщательно фиксированное значение сопротивления  $R_3$ .

Особенности аппаратуры РВП, основанной на описанном принципе измерений, связаны, прежде всего, с тем, что глубина амплитудной модуляции несущих колебаний оказывается весьма мала. Поэтому для обеспечения необходимой разрешающей способности аппаратуры приходится тем или иным способом компенсировать всю неизменяющуюся часть низкочастотного сигнала, поступающего на вход регистратора. С учетом этого используются два основных варианта аппаратуры РВП.

В первом из них для выделения полезного сигнала применяются схемы измерителя потерь на основе генератора с шунтирующим диодом, описанные Е.Г. Момотом (рис. 24, а). В этом случае ток диода  $i_d$  связан с вносимой в антенный контур проводимостью  $g_a$  соотношением

$$i_d = i_{d \max} (1 - g_a/g_0),$$

где  $i_{d \max}$  — максимальный ток диода при отключенной антенне ( $g_a = 0$ );  $g_0$  — максимальная величина входной проводимости антенны, при достижении которой ток диода падает до нуля. Входная проводимость кольцевой антенны, настроенной в резонанс с частотой генератора, имеет чисто активный характер:

$$g_a = (r_p + R_\Sigma)/\omega^2 L^2,$$

где  $R_\Sigma$  — сопротивление излучения антенны;  $r_p$  — сопротивление, эквивалентное суммарным потерям энергии в самой антенне (сопротивление проводов токам высокой частоты, потери энергии в изоляторах, кузове автомашины и др.);  $L$  — индуктивность кольцевой антенны;  $\omega$  — круговая частота тока в ней. Можно показать [44], что при соблюдении условий  $2\pi a/\lambda_0 \ll 1$  и  $h/\lambda_0 < 0,1$ , где  $a$  — радиус кольца,

$$i_d \approx M (1 - s_1 / |K_r|) \approx M (1 - s_2 \sqrt{\rho_p}), \quad (4.26)$$

где  $M$ ,  $s_1$  и  $s_2$  — некоторые постоянные для каждой установки коэффициенты, величина которых характеризует чувствительность аппаратуры и определяется опытным путем.

С аппаратурой РВП, работающей по описанному принципу, выпол-

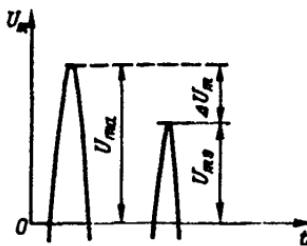
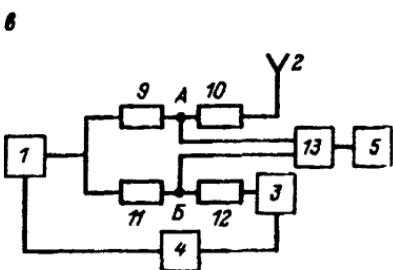
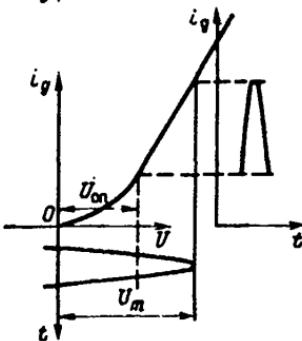
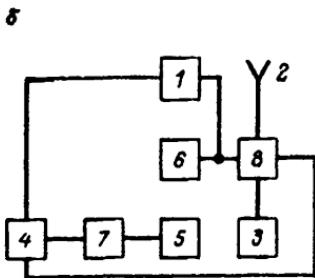
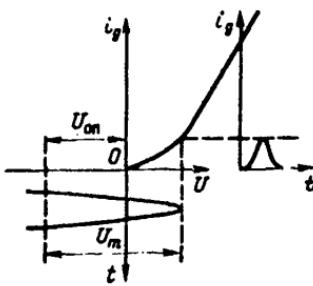
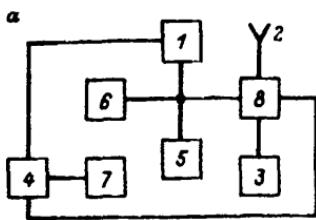


Рис. 24. Блок-схемы и поясняющие их графики различных вариантов аппаратуры РВП:

*a* — на основе генератора с шунтирующим диодом (по Е.Г. Мамоту, 1959 г.);  
*b* — на основе балансного принципа; *c* — на основе использования периодического сравнения входного сопротивления антенны и ее эквивалента:  
 1 — генератор высокой частоты; 2 — антenna; 3 — эквивалент антенны; 4 — пульт управления; 5 — регистратор; 6 — диод; 7 — источник опорного или компенсирующего напряжения; 8 — переключатель; 9—12 — резисторы; 13 — одноканальная схема периодического сравнения

иен наибольший объем полевых исследований. Эта же схема лежит в основе аппаратуры, предназначенной для оценки коррозионной способности грунтов вдоль трасс линейных сооружений. Достоинства данной схемы — ее простота и неприхотливость. Она удобна при выполнении работ в условиях относительно больших колебаний сопротивления почво-грунтового слоя, когда к аппаратуре не предъ-

являются требования особо высокой чувствительности и разрешающей способности.

Но при исследованиях в условиях сильно засоленных почв при гидромелиоративной и почвенной съемках и вообще в условиях, слабо контрастных по сопротивлению покровных отложений, использование шунтирующего диода оказывается неудобным. Дело в том, что при повышении чувствительности аппаратуры все в большей мере оказывается нелинейность нагрузочной характеристики диода при малых превышениях амплитуды полезного сигнала над опорным напряжением (см. рис. 24, а).

Поэтому для построения аппаратуры, обладающей большей разрешающей способностью и линейной амплитудной характеристикой детектора, используется балансная схема (рис. 24, б). В этом случае схему можно отрегулировать таким образом, чтобы показания регистратора-милливольтметра определялись соотношением [34]

$$\Delta u = u_{\text{оп}} - u_{\text{сигн}} = (\sqrt{\rho_k} - \sqrt{\rho_{k \min}}) / K, \quad (4.27)$$

где  $u_{\text{оп}}$  и  $u_{\text{сигн}}$  — опорное напряжение и напряжение на выходе детектора соответственно;  $\rho_k$  и  $\rho_{k \min}$  — текущее и минимальное для данного района значения кажущихся сопротивлений почвогрунтов;  $K$  — коэффициент, который определяет чувствительность аппаратуры и может управляться изменением величины максимального колебательного напряжения  $u_{\text{max}}$  на нагрузке генератора (на входе антенны или на ее эквиваленте).

По описанной схеме работает аппаратура РВП-77, показавшая неплохие результаты при картировании сравнительно слабоконтрастных покровных отложений низкого сопротивления. Например, при гидромелиоративных съемках масштаба 1:200 000 в Центральном Казахстане, а также при детальных (в масштабе 1:1 000) почвенных исследованиях в Ставропольском крае и других районах страны.

Однако и эта схема обладает тем недостатком, что остается недостаточно помехоустойчивой по отношению к изменениям напряжения источников питания, колебаниям внешних и внутренних температурных условий и другим факторам, трудно поддающимся надежной стабилизации в полевых условиях. Наличие такого рода нестабильности снижает точность измерений и ограничивает возможность работы на высоких пределах чувствительности. Обусловлено это тем, что сопротивление излучения настроенной в резонанс кольцевой антенны много меньше модуля ее входного импеданса, в силу чего глубина модуляций колебательного напряжения на контуре автогенератора, возникающая при изменениях  $R_S$ , остается очень мала и не превышает 1—2 %.

Значительно более совершенной в этом отношении представляется аппаратура под условным названием РВП-81, которая проходит опытно-производственные испытания. Достоинства данной аппаратуры

определяются тем, что в ней использована схема, при которой в непрерывном режиме без динамических искажений фиксируется разность между неизменной опорной величиной сопротивления эквивалента антенны и величиной ее входного импеданса.

Одновременное питание генератором высокой частоты сравниваемых между собой антены и ее эквивалента существенно повышает помехоустойчивость аппаратуры по отношению к любым нестабильностям амплитуды несущих высокочастотных колебаний, а наличие активных сопротивлений 9–12 уменьшает влияние изменений реактивной составляющей сопротивления излучения антенны на результаты измерений. Это также повышает помехоустойчивость всего устройства.

Блок-схема аппаратуры РВП-81 приведена на рис. 24, в. Из этой схемы видно, что в нагрузку на выходе автогенератора включены две параллельные и эквивалентные друг другу цепи, одна из которых состоит из последовательно соединенных между собой резисторов 9 и 10 и антены, вторая — из аналогично включенных резисторов 11 и 12 и эквивалента антенны 3, допускающего управление его добротностью. Кроме этого, в схему введено одноканальное устройство периодического сравнения 13, оба входа которого подключены к сравниваемым между собой цепям, а выход соединен с регистратором.

Изменения сопротивления излучения антенны при движении установки по профилю приводят к соответствующим изменениям суммарного сопротивления цепи генератор–антенна и протекающего в ней тока. В результате этого напряжение  $u_x$  высокой частоты  $f$  в точке А оказывается модулированным по амплитуде, причем глубина этой модуляции пропорциональна изменениям волнового числа покровных отложений, а частота  $\Omega$  зависит от степени изменчивости электромагнитных свойств пород и скорости движения установки вдоль профиля, причем частота  $\Omega$  всегда много ниже несущей частоты  $f$ .

Выбирая режим работы генератора так, чтобы ток во второй нагрузочной ветви, содержащей независящий от внешних воздействий эквивалент, оставался неизменным, получаем в точке Б, симметричной точке А, опорное неменяющееся во времени высокочастотное напряжение  $u_0$ , зависящее лишь от величины добротности  $LC$ -эквивалента и резисторов 11 и 12. Сравнение напряжений  $u_x$  и  $u_0$  позволяет получить на выходе прибора приращение  $\Delta u = u_x - u_0$ , фиксируемое регистратором и пропорциональное изменениям сопротивления излучения антенны при перемещении установки. Дальнейшая обработка может вестись с помощью выражения (4.27).

Схема сравнения двух сигналов основана на следующих принципах. Поскольку частота модуляции много ниже частоты

несущих колебаний, амплитуды и фазы сравниваемых напряжений изменяются медленно по сравнению с периодом этих напряжений. Поэтому можно считать, что сравниваемые напряжения  $v_0$  и  $v_x$  представляют собой квазигармонические колебания, амплитуды и фазы которых на протяжении большого числа периодов сигнала несущей частоты остаются практически постоянными. При таком характере колебаний допустимо сравнивать не непрерывные во времени напряжения, а пакеты (временные отрезки) этих напряжений за разнесенные между собой относительно короткие промежутки времени. Можно показать, что если такие сравнения с некоторой частотой периодически повторять, то результаты сравнения будут достаточно точно отражать характер изменения величины  $\Delta v$ .

Замена непрерывных напряжений их пакетами позволяет применить последовательную во времени их обработку одними и теми же преобразовательными звенями. К сказанному добавим, что выбор и корректировка режима работы генератора и величины эквивалента антенны проводится с помощью пульта управления 4.

При всех вариантах аппаратуры РВП лентопротяжный механизм регистратора связан через соответствующий редуктор со спидометрическим валиком автомашины, что позволяет получать диаграммы непосредственно в заданном масштабе.

Что касается выбора высоты  $h$  крепления антенны над землей, то надо руководствоваться, во-первых, тем, что согласно выражению (4.20)  $R_{\Sigma p}$  или, точнее, коэффициенты  $B_1$  и  $B_2$ , обратно пропорциональны четвертой степени  $h$ ; во-вторых, тем, что приведенное в разд. 4.4 решение остается справедливым лишь при  $h/\lambda_0 > 0,05$ , и тем, что изменения высоты ("кивки") антенны, связанные с неровностями пути, сказываются на записи тем меньше, чем выше закреплена антenna (или, иначе, чем меньше  $\Delta h/h$ ); в-третьих, удобством обзора пути для водителя при креплении антенны впереди автомашины.

Во всех случаях следует добиваться жесткости крепления антенны, исключающей излишнюю ее вибрацию. Сама антenna изготавливается из алюминиевой трубы сечением 10 мм, согнутой в кольцо радиусом около 0,45–0,5 м. Опыт показывает, что предпочтительным является крепление антенны впереди автомашины на высоте 1,3–1,8 м над землей.

Для генерализации диаграммы с целью уменьшения ее излишней изрезанности, затрудняющей обработку и интерпретацию данных, в пульте управления предусмотрен переключатель, включающий на вход регистратора емкость  $C_d$ , что позволяет задавать определенную постоянную времени регистратора, автоматически усредняя тем самым запись за выбранный интервал времени  $T = l_m/v$ , где  $l_m$  — длина масштабной единицы пути, м;  $v$  — скорость движения

установки по профилю, м/с<sup>1</sup>. Например, при съемках в масштабе 1:50 000 масштабной единицей является интервал пути  $l_m = 500$  м, соответствующий 1 см записи на ленте.

Методика наблюдений способом РВП в автомобильном варианте при съемочных работах сводится к следующему. Прежде всего устанавливается линейный масштаб регистрации диаграмм, соответствующий масштабу съемочных работ, и выполняются контрольные проезды по профилю эталонной длины (например, по шоссе с километровыми столбами). Перед началом работ в новом районе совершаются рекогносцировочный обезд планшета, в ходе которого находят участки с наивысшим и наименшим уровнями записи, что соответствует разрезам наиболее высокого и низкого сопротивления. По этим наблюдениям выбирается предел измерения и чувствительности аппаратуры с таким расчетом, чтобы разница в уровнях записи на этих участках занимала примерно 75–80 % ширины ленты переписца (при аналоговой форме регистрации).

На тех же участках выбираются по возможности ровные отрезки профиля длиной  $l_m$ , на которых с равным интервалом  $1/5 l_m$  ставятся точки микроВЭЗ с разносами электродов AB/2:1; 1,5; 2; 3; 4; 5 и 7 м при одной установке  $MN = 0,7$  м. По полученным данным вычисляются средние арифметические значения  $\rho_k$  для каждого из разносов AB. Относительно небольшие различия между ними будут свидетельствовать об однородном по вертикали строении участка в пределах изучаемых глубин. В этом случае вычисляются средние значения удельного электрического сопротивления  $\rho_{ср}$  по результатам всех замеров на участке. В противном случае используется двухслойная палетка.

Затем на этих контрольных профилях проводится непрерывная регистрация показаний аппаратуры РВП с трех- пятикратной повторностью. Запись выполняется в более крупном, чем выбранный рабочий, масштабе и с отключенной интегрирующей ячейкой постоянной времени. В итоге получают привязку показаний РВП к почво-грунтам района, а также находят значения коэффициентов  $s_1$  и  $s_2$ , входящих в формулы (4.26) или (4.27). Характерная диаграмма РВП, записанная на одном из таких контрольных профилей и позволяющая также судить о глубинности метода, приведена на рис. 25. Контрольные профили закрепляются на местности, и весь описанный цикл исследований повторяется после завершения съемки планшета.

В том случае, если РВП входит в состав комплекса геофизических работ, точки геофизических наблюдений другими методами, а также опорные скважины и шурфы задаются на тех же профилях

<sup>1</sup> Для устранения нелинейных искажений вместо емкости  $C_d$  предпочтительней применять линейный интегратор колебаний величины сигнала.

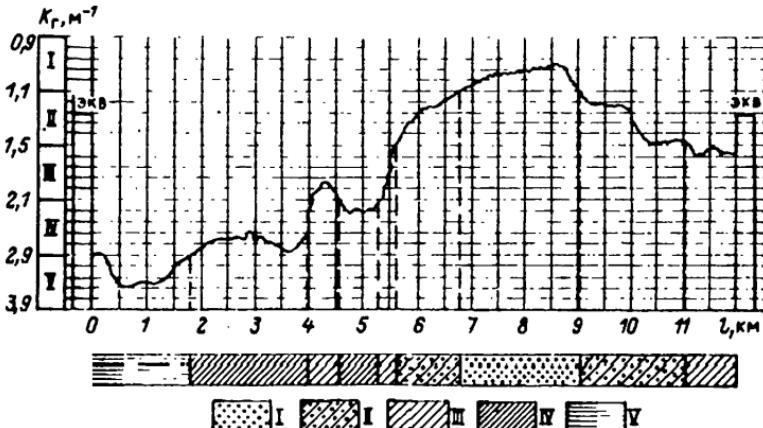


Рис. 25. Результаты полевой качественной интерпретации диаграммы РВП в условиях незасоленности почвы (Липецкая область).

I — песок слабовлажный; II — супесь, легкий суглиник; III — средний суглиник; IV — тяжелый суглиник, влажный; V — влажная торфяная почва

для последующей взаимной увязки результатов наблюдений. Поскольку при наличии интегрирующей ячейки  $RC$ , определяющей постоянную времени (инерционность) регистратора, форма записи зависит от скорости движения установки, то желательно эту скорость при прохождении данного профиля по возможности выдерживать неизменной.

Интерпретация диаграмм РВП может быть качественной и количественной, что зависит от конкретных условий района работ и их назначения. Примером качественной интерпретации является использование диаграмм РВП для построения предварительных карт литологического состава верхнего слоя почво-грунтов в районах без засоленности или со слабой засоленностью пород. В этом случае по результатам рекогносцировочных работ, измерений на эталонных участках и на параметрических профилях с учетом геоботанических данных составляется обобщенная таблица литолого-почвенного состава (в принятой градации) и уровней записи, в соответствии с которой проводится разметка шкалы регистратора (ординаты диаграммы РВП).

Наибольшее применение метод РВП в настоящее время нашел при специализированных съемках для целей мелиорации. Обусловлено это тем, что при таких съемках с особой детальностью должно определяться содержание растворимых солей в интервале 0—5 м, в котором размещаются обычно собственно гидротехнические сооружения и где мелиоративный эффект должен быть максимальным [21, 46]. В значительной мере именно этим и предопределяется трудоемкость и дороговизна данного вида съемки. Отсюда и основ-

Таблица 11

Комплексы различных типов засоленности поверхностных отложений по данным интерпретации ландшафтных и радиоволновых исследований (Калмыцкая АССР) (по С.Г. Ларичевой)

Ландшафтно-индикационный индекс	Комплекс растительных сообществ и сообщества, отмеченные по линии профиля	Типы засоленности почв, встречающиеся на 1 км профиля (по данным РВП)			
		Интервал шкалы, мм	$\rho_k$ , Ом·м	Засоленность, %	Соотношения различных типов засоленности, %
1	Чернопольгники 70–80 %, ромашнико-типчаковые 30–20 %	< 50	> 25	< 0,3	30
		50–60	10–25	0,3–0,6	20
		60–66	7–10	0,6–0,8	10
		66–70	4–7	0,8–1,2	40
2	Чернопольгники 50–60 %, ромашнико-типчаковые 50–40 %	< 50	> 25	< 0,3	50
		50–60	10–25	0,3–0,6	15
		60–66	7–10	0,6–0,8	20
		66–70	4–7	0,8–1,2	15
3	Чернопольгники (с мятыником) 30–40 %, ромашнико-типчаковые 70–60 %	< 50	> 25	< 0,3	45
		50–60	10–25	0,3–0,6	50
		60–66	7–10	0,6–0,8	5
6	Полынково-типчаковые (в западине)	< 50	> 25	< 0,3	100
7	Ромашнико-типчаковые с солодкой (в западине)	< 50	> 25	< 0,3	100

ное назначение метода РВП — быстрое и детальное картирование литологического состава и степени засоленности первого 1–2-метрового слоя почво-грунтов. При этом скорость движения установки ограничивается лишь дорожными условиями и на открытой среднепересеченной местности составляет обычно 10–20 км/ч.

Для этого, опираясь на расчеты и данные, полученные на контрольных профилях, градуируют вертикальную шкалу диаграммы (рис. 26). Затем, пользуясь эмпирической зависимостью удельного электрического сопротивления пород района от степени их засоленности, полученной по данным ВЭЗ возле опорных скважин и шурfov, и принятой градацией для оценки степени засоленности почво-грунтов, составляют соответствующую переводную таблицу (табл. 11), на основе которой проводят количественную и качественную интерпретацию полученных диаграмм РВП. При этом на каждом километре профиля подсчитывается процентное соотношение числа "зубцов" записи, находящихся в указанных (см. табл. 11) интервалах шкалы.

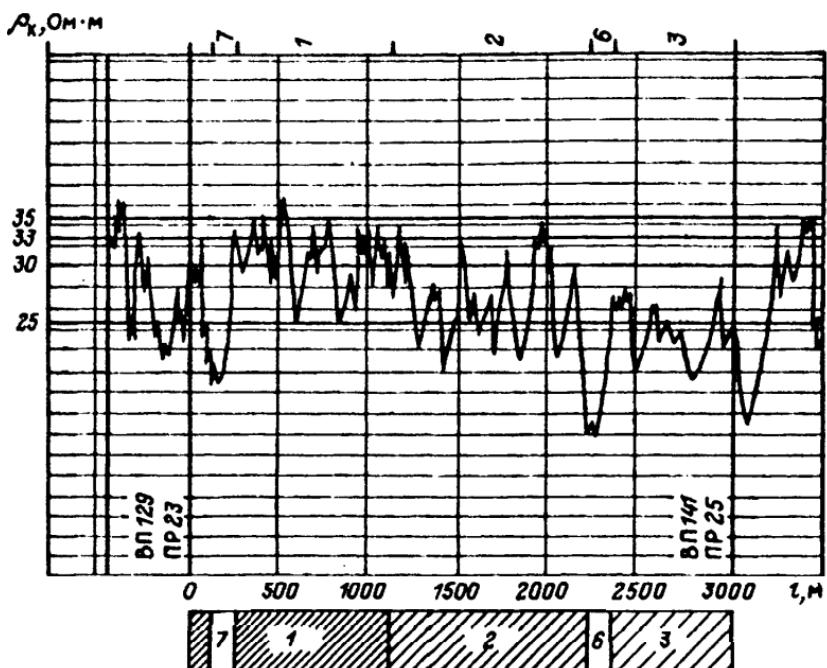


Рис. 26. Фрагмент диаграммы РВП (Калмыкия), проградуированной в значениях  $\rho_K$ , с нанесенными ландшафтно-индикационными индексами (см. табл. 11)

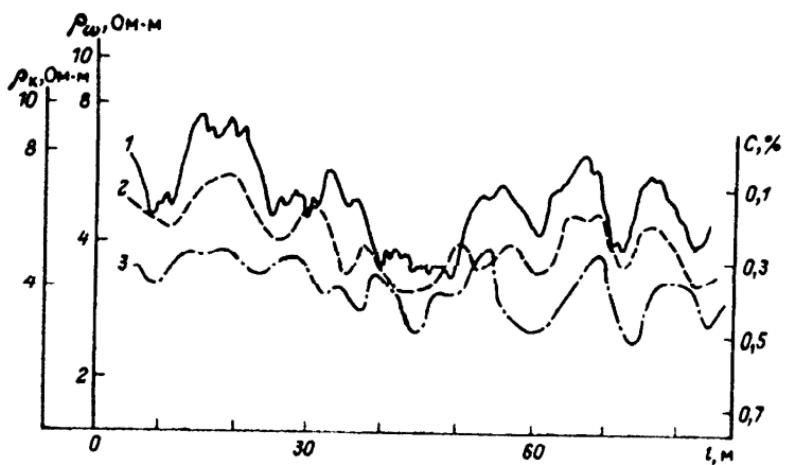


Рис. 27. Графики удельного электрического сопротивления и засоленности почв (Ставропольский край):  
 1 — диаграмма РВП ( $\rho_\omega$  при частоте 10 мГц); 2 — данные СЭП по точечным замерам  $\rho_K$  ( $AB = 3$  м, шаг наблюдения — 3 м); 3 — засоленность почв  $C$  (по сухому остатку водных вытяжек)

На основании таких подсчетов и с учетом результатов визуальных ландшафтно-индикационных наблюдений, выполняющихся в ходе РВП съемки, на каждом профиле выделяют участки, относящиеся к тому или иному типу засоленности, после чего составляют соответствующую карту.

Представление о чувствительности и разрешающей способности при такого рода работах могут дать результаты исследований в Ипатовском районе Ставропольского края. Работы выполнялись совместно ВСЕГИНГЕО и Почвенным институтом им. В.В. Докучаева в трудных условиях дождливого лета на участке, где колебания удельного электрического сопротивления почвы не выходили за пределы  $4-7 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , а засоленность первого от поверхности метрового слоя почвы варьировала в пределах  $0,2-0,4\%$  (по сухому остатку водной вытяжки). Столь низкие значения электрического сопротивления почв в сочетании со слабой их расщепленностью по этому показателю и по степени засоленности, а также большая детальность исследований (горизонтальный масштаб профилирования 1:1000) предъявляли очень жесткие (почти предельные) требования к параметрам аппаратуры РВП (к ее чувствительности, разрешающей способности и стабильности). Несмотря на это, были получены вполне удовлетворительные результаты, о чем свидетельствуют фрагменты диаграмм РВП, приведенные на рис. 27.

Метод РВП может служить и для наблюдений за изменениями влагозапаса в почвах. В этой целью делаются повторные проезды по контрольным профилям. На рис. 28 приведен пример таких исследований, выполненных в ходе работ в Волгоградской области. Первая запись была проведена при проезде по свежевспаханному полю, вторая — спустя пять дней, в течение которых стояла солнечная и ветреная сухая погода.

Характерная диаграмма РВП, позволяющая судить о глубинности метода (рис. 29) получена в районе с. Нагорье Ярославской области, где широко развиты моренные отложения.

При оценке перспектив использования метода РВП для инженерно-геологического картирования в гумидной зоне может использоваться табл. 12, где приведены ориентировочные сведения об электрических свойствах пород покровных отложений. Данные этой таблицы и накопленный опыт свидетельствуют о том, что метод РВП с успехом может использоваться для решения задач инженерно-геологической съемки в этой зоне [20, 44], а также применяться для выделения коррозионно-активных участков вдоль трасс подземных нефте- и газопроводов, оценки электропроводности пород вдоль трасс прокладываемых ЛЭП и во многих других случаях.

К настоящему времени накоплен значительный опыт применения этого вида радиоволнового профилирования при решении различных задач в разнообразной природной обстановке: в республиках Средней Азии и Подмосковье, на п-ве Мангышлак, в Ставропольском

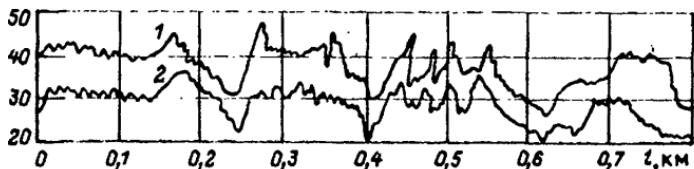


Рис. 28. Диаграммы РВП, записанные на участке профиля с интервалом в пять дней, почвы суглинистые, каштановые, свежеспаханные (Волгоградская область):  
 1 — первый проезд, влажность 15,6—21,2 %; 2 — второй проезд, влажность 8,9—15,1 %

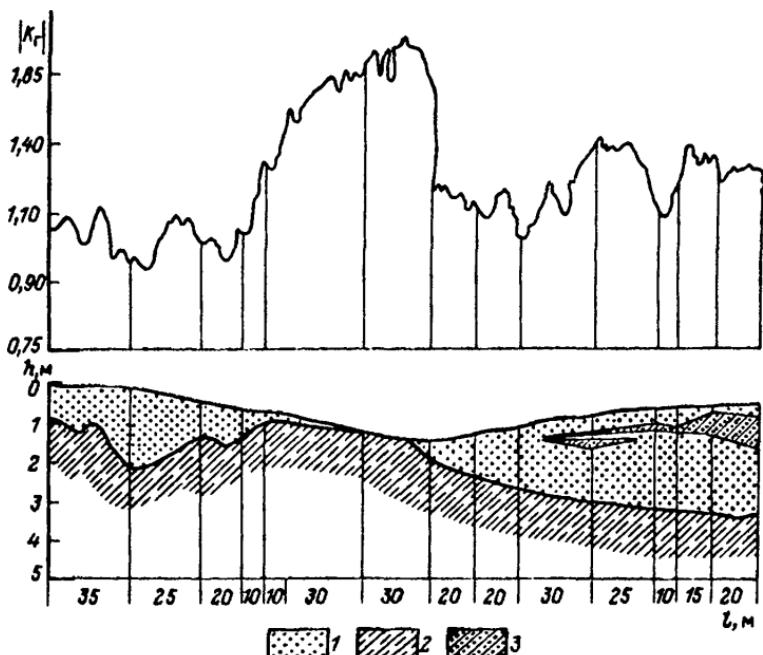


Рис. 29. Диаграмма РВП (контрольный участок в Ярославской области) при  $\lambda_0 = 22$  м:  
 1 — пески; 2 — супеси; 3 — суглинки

крае, Калмыкии, Центральной Черноземной зоне, нижнем Поволжье и Центральном Казахстане. Во всех случаях РВП показало высокую эффективность и производительность. К его достоинствам следует отнести большую мобильность, полную автономность, надежность измерительной аппаратуры, относительно высокую информативность и сравнительно простую интерпретацию результатов наблюдений.

Таблица 12

Электрические характеристики горных пород покровных отложений гумидных областей (наиболее вероятные значения\*)

Порода, комплекс	Зона аэрации		Зона полного водонасыщения	
	$\rho_p$ , Ом·м	$\epsilon_{\pi}^{**}$	$\rho_p$ , Ом·м	$\epsilon_{\pi}^{**}$
Пески разнозернистые, в том числе с примесью гравия и гальки	200—1000	3—5	150—400	14—25
Пески разнозернистые с примесью суглинков и глин	100—250	4—8	40—110	15—30
Супеси и суглинки	30—80	6—15	15—40	17—40
Глины, аргиллиты и алевролиты	10—20	8—25	5—10	20—45
Известняки, доломиты плотные слаботрещиноватые	200—800	7—12	100—600	8—15
Известняки, доломиты трещиноватые	150—400	8—15	50—250	10—20
Песчаники трещиноватые	100—700	4—7	30—60	8—21
Современные озерные и болотные отложения	30—80	12—15	10—50	30—50

\* При минерализации поровых растворов менее 2 г/л.

\*\* При измерениях на частотах  $10^6$ — $10^7$  Гц.

О производительности метода можно судить по следующим данным (по опыту работ с установкой на базе автомашины ГАЗ-69). При средней скорости движения 10—15 км/ч по бездорожью (в том числе по пахоте) в условиях средне-пересеченной местности за смену можно заснять до 50—70 км профилей независимо от масштаба съемки. Для примера можно указать, что гидромелиоративная съемка масштаба 1:50 000 в Калмыкии потребовала выполнения 800 км профилей при общей площади планшета около 350 км<sup>2</sup>. Эта работа была выполнена за 10 рабочих дней бригадой в составе трех человек: водителя автомашины, техника-оператора и ландшафтоведа. Примерно такое же время заняли обработка диаграмм, их интерпретация и построение карты.

О производительности и экономической эффективности РВП свидетельствуют также работы, в ходе которых с его помощью в общей сложности за два месяца было выполнено картирование засоленности пород зоны аэрации при мелиоративной съемке масштаба 1:200 000 территории общей площадью в 3000 км<sup>2</sup> в Централь-

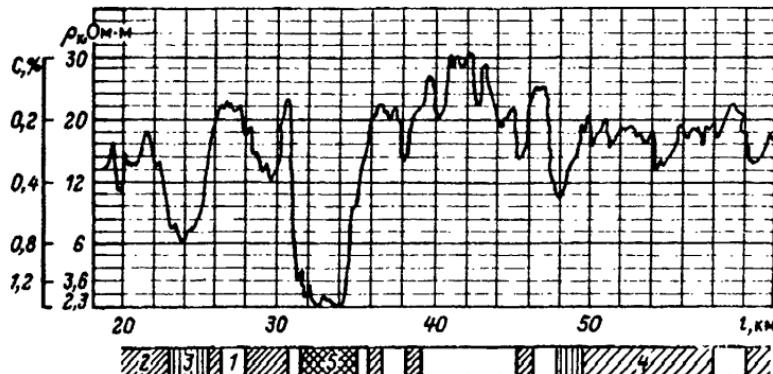


Рис. 30. Диаграмма РВП, проградуированная по сопротивлению и градациям засоленности. Съемка масштаба 1:200 000, частота измерений 10 МГц (Центральный Казахстан).

1–5 — градации засоленности покровных отложений

ном Казахстане. При этом суммарная протяженность отснятых профилей составила более 3000 км и экономическая эффективность этой работы была определена в 45 тыс. руб. Одновременно за счет резкого уплотнения снимаемой с данной площади информации существенно возросла достоверность полученных карт засоленности. Фрагмент одной из записанных диаграмм РВП приведен на рис. 30.

## ГЛАВА 5

### ИМПЕДАНСНЫЕ МЕТОДЫ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Описываемые методы высокочастотных геоэлектрических исследований базируются на использовании диэлектрических характеристик и параметров горных пород, определяемых различными импедансными способами измерений. Все эти методы имеют единые физические основы и базируются на следующих положениях:

а) диэлектрические свойства горных пород в полях высокой частоты имеют свои специфические особенности и связи с вещественным составом и водно-физическими свойствами пород и являются носителями собственной геологической информации;

б) при выборе и конструировании аппаратуры для импедансных диэлектрических исследований обязательным является учет

комплексного характера диэлектрической проницаемости и сложности электрической модели породы; в этих условиях главной технической задачей является обеспечение возможности нахождения в результате измерений действительной части комплексной диэлектрической проницаемости, свободной от искающей влияния сквозной проводимости и высокочастотных диэлектрических потерь в породе.

Наибольшее развитие в настоящее время получила диэлектрическая влагометрия способами РВИИС. Она широко используется в самых разнообразных отраслях народного хозяйства: для измерений и контроля влажности зерна, муки и других пищевых продуктов, текстиля, бумаги, строительных материалов и изделий, нефти и т. д. Создано и выпускается серийно множество типов и видов диэлектрических (главным образом, емкостных) влагомеров, которые, однако, из-за многообразия, разнородности и сложности строения горных пород и почв не могут быть использованы для их влагометрии. Связано это с тем, что в этих устройствах, как правило, не учитывается искающее влияние высокочастотных диэлектрических потерь на результаты измерений. Кроме того, все они не рассчитаны либо на столь широкий диапазон влажности, с которым приходится иметь дело в геологии, либо на использование их в полевых условиях.

Те же трудности до недавнего времени не позволяли создать измерители диэлектрической проницаемости пород и почв в условиях естественного залегания (т. е. в полевых условиях) и в образцах, в полной мере удовлетворяющих практические потребности и выдерживающих конкуренцию с быстро прогрессирующими ядерно-физическими влагомерами и плотномерами.

Несмотря на это, диэлектрические влагомеры горных пород и почв не потеряли своего значения, что обусловлено не столько соображениями, связанными с техникой безопасности и сопряженными с ней психологическими факторами и организационными сложностями, сколько успехами в области электрофизики горных пород и современной радиоэлектроники. Это позволяет конструировать экономичные, портативные, высокочувствительные и помехозащищенные, полностью безопасные высокочастотные измерители диэлектрической проницаемости пород и почв. Решающим фактором явилось то, что современными средствами электроники удалось резко повысить помехозащищенность основного типа такого рода измерителей (т. е. емкостных) от искажений за счет влияния и вариации электропроводности горных пород и существенно облегчить учет влияния высокочастотных диэлектрических потерь в них. При этом было использовано то обстоятельство, что резонансная частота колебательного  $LC$ -контура не зависит от величины шунтирующего его сопротивления.

В начале 60-х годов в СССР была выпущена небольшая серия аппаратуры ДК-1 для выполнения РВИИС — диэлектрического каротажа скважин (ИДК). Но как показал опыт, выпуск упомянутой серийной аппаратуры оказался несколько преждевременным, поскольку степень разработанности теории зондов и интерпретация диаграмм ИДК была тогда явно недостаточна. Это, наряду с принципиальным несовершенством аппаратуры ДК-1, недостатками ее метрологического обеспечения и присущими способам РВИИС ограничениями, привело к тому, что объем работ, выполненных с аппаратурой ДК-1 (в том числе в гидрогеологических скважинах), оказался невелик, а сам способ ИДК был в известной мере дискредитирован.

Вместе с тем полученные результаты опробования ИДК показали реальную возможность и перспективность измерений диэлектрических характеристик пород в условиях скважины и получения дополнительной информации, важной и интересной в геологическом смысле.

Это бесспорно сыграло важную роль в активизации усилий для создания других высокочастотных способов изучения разрезов скважин, приведших к появлению целой серии способов диэлектрического каротажа, имеющих ряд преимуществ перед ИДК. В этих способах наблюдают вторичное электромагнитное поле на некотором расстоянии (по оси скважины) от излучателя. При этом измеряют либо напряженность вторичного поля (разновидности так называемого диэлектрического индукционного каротажа — ДИК), либо разности фаз или отношение амплитуд сигналов, измеряемых с помощью разнесенных между собой приемников вторичного поля (волновые виды электромагнитного каротажа — ВЭМК) [8]. В настоящее время методы ВЭМК и ДИК, благодаря усилиям Д.С. Даева, Ю.Н. Антонова, С.Б. Денисова, В.С. Зинченко и многих других исследователей, получили всеобщее признание и достаточно широкое применение.

Применительно к решению разнообразных гидрогеологических и инженерно-геологических задач хорошо зарекомендовал себя способ ВЭМК. Этот способ в модификациях волнового диэлектрического каротажа (ВДК) и волнового каротажа проводимости (ВКП) с трехкатушечными зондами на протяжении нескольких лет всесторонне испытывался в различных регионах страны опытно-методическим подразделением института ВСЕГИНГЕО и получил высокую оценку [14, 21, 25]. В основе способа ВЭМК лежат исследования особенностей распространения электромагнитных колебаний с частотой от единиц до десятков мегагерц в породах, слагающих стены скважины. Источником поля служит излучающая рамочная антенна (в виде генераторной катушки), размещенная в скважинном приборе. Схема распространения электромагнитных волн приведена на рис. 31, *a*, где участки *adf*, *agd* и *ahf* соответствуют прямой

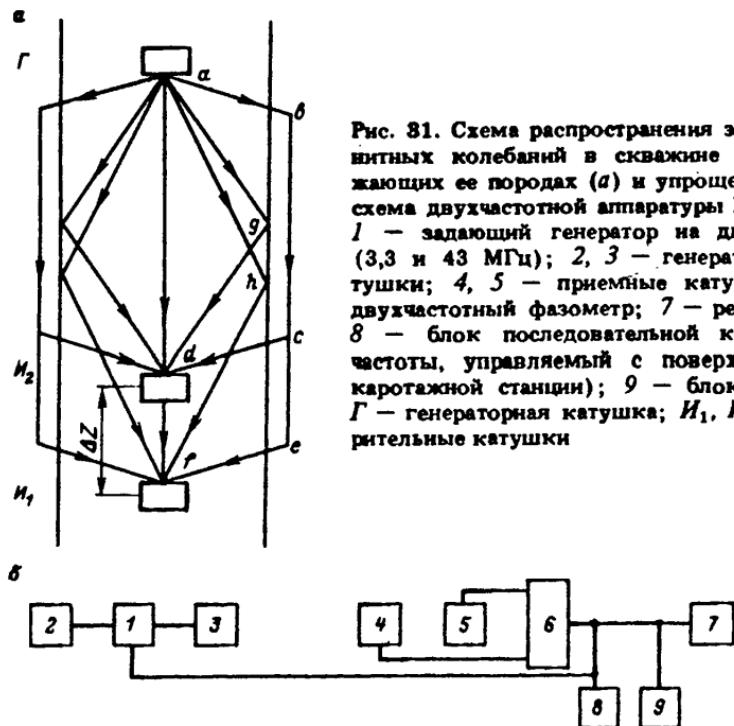


Рис. 81. Схема распространения электромагнитных колебаний в скважине и в окружающих ее породах (а) и упрощенная блок-схема двухчастотной аппаратуры ВЭМК (б): 1 — задающий генератор на две частоты (3,3 и 43 МГц); 2, 3 — генераторные катушки; 4, 5 — приемные катушки; 6 — двухчастотный фазометр; 7 — регистратор; 8 — блок последовательной коммутации частоты, управляемый с поверхности (из каротажной станции); 9 — блок питания; Г — генераторная катушка;  $I_1$ ,  $I_2$  — измерительные катушки

и отраженной волнам, распространяющимся внутри скважины, а участки  $abcd$  и  $abcf$  — преломленной волне, проникающей в породы, слагающие околоскважинное пространство.

В обычных условиях, когда диаметр скважины во много раз меньше длины волны, прямая и отраженная от стенок скважины волны быстро затухают. Это явление усугубляется в скважинах, заполненных водой или промывочной жидкостью, поскольку фазовая постоянная и коэффициент затухания для них обычно выше, чем для пород, пересеченных скважиной. В то же время преломленная волна, скользя по породам вдоль ствола скважины, образует боковую волну, распространяющуюся со скоростью и на расстояние, определяемые электрическими свойствами пород. При этом, как показал С.Б. Денисов, если длина зонда  $L$  (расстояние от генераторной катушки до середины между приемными катушками) в 3—4 раза превышает диаметр скважины, амплитуда и фаза поля в точке приема определяются боковой волной.

Использование трехкатушечного зонда с двумя измерительными катушками и относительных измерений позволяет освободиться от влияния скважины, поскольку при этом исключается влияние

фазовых сдвигов и затухание волны на участках пути  $ab$ ,  $cd$  и  $ef$  в скважине. В итоге разность фаз  $\Delta \varphi$  и отношение амплитуд  $\delta h_z = |(h_{z1} - h_{z2})/h_{z1}|$  определяются свойствами пород на отрезке  $\Delta z$ , равном расстоянию между приемными катушками.

При гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях наиболее широко опробованы варианты ВДК и ВКП с двухчастотной аппаратурой, позволяющей выполнять измерения разности фаз  $\Delta \varphi$  волны на приемных катушках. Как показано в работах [8, 14]

$$\Delta\varphi = a(z_1 - z_2) - \arctg \left\{ a(z_1 - z_2) / [(1 + \beta z_1)(1 + \beta z_2) + a^2 z_1 z_2] \right\},$$

где  $a$  и  $\beta$  — фазовая постоянная и коэффициент затухания в среде;  $z_1$  и  $z_2$  — расстояния от генераторной до внешней и внутренней приемных катушек соответственно.

Каротаж ВДК выполняется на частотах 40—60 МГц, при которых в породах не слишком высокого сопротивления плотность токов смещения, как правило, превышает плотность токов проводимости. В работе [8] показано, что разность фаз с достаточной точностью определяется диэлектрической проницаемостью пород тогда, когда величина электромагнитного коэффициента пород оказывается меньшей или равной 0,9 (т. е.  $\nu_p < 0,9$ ). Если выполняется неравенство  $0,9 < \nu_p < 5$ , разность фаз зависит как от  $\epsilon_p$ , так и от  $\rho_p$ , а при соотношении  $\nu_p > 5$  диэлектрическая проницаемость практически не влияет на поведение поля и значения  $\Delta \varphi$  определяются только проводимостью пород<sup>1</sup>. В последнем случае для получения таких соотношений измерения удобнее выполнять на частотах 1—3 МГц, что и используется при выполнении волнового каротажа проводимости (ВКП).

Результаты теоретических расчетов, подтвержденные экспериментальными данными, показывают, что глубинность исследований зондами ВДК составляет обычно 0,25—0,4 м. В ВКП глубинность исследований определяется соотношением между длиной зонда и диаметром зоны проникновения и обычно составляет (0,3—0,4)  $L$ .

На рис. 31, б приведена упрощенная блок-схема двухчастотной аппаратуры ВЭМК-1, предусматривающей выполнение измерений сдвига фаз  $\Delta \varphi$  между сигналами в измерительных катушках на частотах 43 МГц (при выполнении ВДК) и 3,3 МГц (при ВКП). Регистрация при этом проводится последовательно: сначала на одной

<sup>1</sup> В работах [8, 14] вместо электромагнитного коэффициента среды  $\nu_p$  используется обратный ему параметр  $\omega_0 \epsilon_p / \gamma_p$ , поэтому приведенные неравенства принимают вид  $\omega_0 \epsilon_p / \gamma_p \geq 1,1$ ,  $1,1 > \omega_0 \epsilon_p / \gamma_p > 0,2$  и  $\omega_0 \epsilon_p / \gamma_p \leq 0,2$ .

частоте, затем на другой при неизменной базе зондов  $\Delta z = 0,3$  м.

Как показали Д.С. Даев, С.Б. Денисов и Т.Р. Озолина [8], возможен и иной способ раздельного определения диэлектрической проницаемости и проводимости при выполнении измерений на одной частоте, выбираемой таким образом, чтобы токи смещения были соизмеримы с токами проводимости или превышали их (т. е. при  $\nu_p < 5$ ). Основан этот способ на одновременной регистрации сразу двух параметров: сдвига фаз  $\Delta \varphi$ , величина которого в указанном выше диапазоне частот определяется в основном диэлектрической проницаемостью исследуемых пород, и отношения амплитуд  $| (h_{z1} - h_{z2}) / h_{z1} |$ , связанного в основном с проводимостью пород.

Такой принцип многопараметрических измерений реализован в готовящейся к выпуску аппаратуре КДК-2. При этом для облегчения интерпретации каротажных диаграмм в МГРИ (Д.С. Даев, В.С. Зинченко и др.) рассчитаны и построены специальные палетки для быстрого нахождения значений  $\epsilon_p$  и  $\gamma_p$ .

Волновой электромагнитный каротаж как в самостоятельном применении, так и в комплексе с другими видами исследований с успехом может использоваться при исследовании инженерно-геологических и гидрогеологических скважин, пройденных при поисках и разведке подземных вод, при гидрогеологических и гидромелиоративных съемках, для целей водоснабжения, при изучении геодинамических процессов, для изысканий под различного рода строительство и т. д. Вместе с тем потенциальные возможности ВЭМК далеко еще не исчерпаны, и он быстро прогрессирует. Например, С.А. Ефимовым, О.Л. Кузнецовым, Ф.Л. Саяховым, Э.М. Симкиным и С.Б. Денисовым в 1977 г. предложен комплексный способ электромагнитного каротажа. В этом способе после обычных измерений параметров электромагнитного поля в скважине дополнительно возбуждают акустическое поле с той же длиной волны и измеряют вызванные им изменения параметров электромагнитного поля, что, по мнению авторов, позволяет повысить точность выделения исследуемых пластов и определения типа насыщающих их жидкостей.

Но успехи в разработке волнового электромагнитного каротажа не могут служить основанием для прекращения работ в области дальнейшего развития импедансного диэлектрического каротажа применительно к решению гидрогеологических и инженерно-геологических задач. Определяется это хотя бы тем, что, как показали теоретические исследования С.М. Аксельрода и И.М. Панича, ИДК обладает такими преимуществами перед ВЭМК, как более высокая разрешающая способность к выделению маломощных (или тонко-переслаивающихся) пластов, и лучшими возможностями по исследованию и дифференциации разрезов низкого сопротивления. Кроме того, хорошо себя зарекомендовало на практике и далеко не исчерпало своих возможностей диэлектрическое пенетрационное зонди-

рование, имеющее с ИДК единые физико-технические основы и являющееся, по сути дела, его бескважинным вариантом.

Развитию ИДК и ДПЗ способствуют также успехи, достигнутые в последние годы в разработке теории зондов и в создании более совершенной измерительной аппаратуры, использующей современные возможности радиоэлектроники и приборостроения. Все это может сделать ИДК и ДПЗ конкурентоспособными при решении некоторых специальных задач и обосновывает более подробное рассмотрение связанных с этими видами исследований вопросов.

## 5.1 Принципы выбора и конструирования измерительной аппаратуры для импедансных диэлектрических измерений

При всех способах определения диэлектрических характеристик горных пород, основанных на наблюдениях за реакцией входного импеданса измерительных систем, наибольшее применение нашли датчики-двуихполюсники, реактивная составляющая входного импеданса (или адmittанса) которых имеет емкостной характер. Иными словами, такие датчики можно считать электрическими конденсаторами, роль диэлектрика между электродами которых играет исследуемая порода или среда<sup>1</sup>, а сами измерения — электроемкостными. Исходя из этого, рассмотрим вкратце некоторые общие вопросы измерений емкости конденсаторов с низкой и нерегулярно меняющейся добротностью.

Электрическая энергия  $P$ , заласаемая в конденсаторе с совершенным диэлектриком, связана с емкостью  $C$  конденсатора и напряжением  $U$  на его электродах соотношением  $P = CU^2/2$ . Исходя из этого, физический смысл понятия "емкость конденсатора" сводится к его энергетической характеристике: при постоянном напряжении на электродах энергия конденсатора тем больше, чем больше его емкость, поскольку с ее увеличением в конденсатор поступают дополнительные заряды из источника тока. В этих условиях диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  может рассматриваться как коэффициент, показывающий, во сколько раз изменяется энергия конденсатора при замене в его поле вакуума любым другим диэлектриком. Иными словами, в случае идеального диэлектрика имеем  $\epsilon = C/C_0$ , где  $C$  — емкость конденсатора, погруженного в диэлектрик;  $C_0$  — емкость того же конденсатора в вакууме (практически в воздухе).

Сложнее обстоит дело, когда диэлектрические потери в исследуе-

<sup>1</sup> Поскольку влажные капиллярно-пористые породы обладают, как правило, достаточно заметной электропроводностью, делающей их весьма далекими от идеальных ("совершенных") изоляторов, правильнее их вслед за А.Д. Петровским называть "квазидиэлектриками".

мом материале достигают заметной величины. Тогда в общем случае квазидиэлектрика имеются две составляющие полной электрической мощности цепи: реактивная  $P_p$  и активная  $P_a$ . Первая из них определяется величиной емкостного тока и обуславливает механическое взаимодействие электродов друг с другом и с окружающими телами, а вторая выделяется в виде тепла при перемещении зарядов в квазидиэлектрике и электродах.

При заметных диэлектрических потерях в конденсаторе активную составляющую мощности уже нельзя даже приближенно считать равной нулю. А так как емкость конденсатора и напряжение на его электродах остаются при этом без изменения, то для компенсации безвозвратно теряемой энергии и поддержания напряжения на электродах из источника питания на них должны поступать дополнительные заряды. Таким образом, происходит процесс, по своим результатам аналогичный увеличению емкости конденсатора с идеальным диэлектриком. Иными словами, измерения емкости конденсатора с потерями энергии дают преувеличение значения — так называемую "кажущуюся емкость"  $C_k$ . Все это физически обосновывает известное уравнение связи емкости конденсатора с диэлектрической проницаемостью и тангенсом угла диэлектрических потерь  $\operatorname{tg} \delta$  материала, находящегося между его электродами:

$$C_k = \epsilon_{\text{п}} C_0 (1 + \operatorname{tg}^2 \delta). \quad (5.1)$$

В породах высокого сопротивления, для которых можно считать  $\operatorname{tg} \delta \approx 0$ , уравнение (5.1) упрощается:

$$C_{\text{и}} = \epsilon_{\text{п}} C_0, \quad (5.2)$$

где  $C_{\text{и}}$  — "истинная" емкость конденсатора с несущественно малыми потерями.

Во влажных капиллярно-пористых породах и почвах диэлектрические потери обычно достигают значительной величины, и в полной мере действует уравнение (5.1). Это существенно затрудняет определение диэлектрической проницаемости пород, так как требует одновременного измерения двух величин:  $C_k$  и  $\operatorname{tg} \delta$  (или обратной последнему величины добротности конденсатора  $Q = 1/\operatorname{tg} \delta$ ). Пренебрежение указанным обстоятельством приводит к потере преимущества диэлектрического способа исследования горных пород по сравнению со способами, основанными на измерениях их удельного сопротивления.

При измерениях емкости конденсаторов с большими диэлектрическими потерями выгоднее пользоваться переменным током возможно более высокой частоты  $\omega$ , поскольку с ее ростом значения  $\operatorname{tg} \delta$ , выражаемого при параллельной схеме замещения в виде  $\operatorname{tg} \delta = 1/\omega C_{\text{и}} R$ , стремятся к нулю, а значение  $C_k$  приближается к величине  $C_{\text{и}}$ . Вместе с тем имеются и известные ограничения, состоящие в том, что в области частот  $10^9$  Гц проявляется частотная диспер-

сия диэлектрической проницаемости воды, приводящая к ее уменьшению с ростом частоты поля. При этом уменьшается и фундаментальное различие между ДП воды и скелета породы. Кроме того, в области частот  $10^7$ – $10^8$  Гц тангенс угла диэлектрических потерь воды имеет минимум. Эти два обстоятельства, наряду с соображениями об удобстве выполнения измерительной аппаратуры, позволяют считать наиболее подходящим для РВИС измерений диапазон частот, близкий к  $10^7$  Гц.

Таким образом, импедансные электроемкостные измерения диэлектрических свойств горных пород должны выполняться на достаточно высоких частотах и обязательно включать одновременные измерения двух параметров, так или иначе связанных с активной и реактивной составляющими входного импеданса конденсатора-датчика, помещаемого в исследуемую породу либо заполняемого ею.

Одно из достоинств электроемкостных измерений состоит в том, что они могут выполняться с помощью самых разнообразных по конструкции и размерам конденсаторов-датчиков двух типов: с полем, более или менее локализованным в определенном объеме, и открытого типа с большим полем рассеяния. Датчики первого типа (например, плоские, коаксиальные, в виде "вилки" и т. п.) удобны для влагометрии пород и измерений диэлектрических свойств пород на образцах, а вторые – для зондов ДПЗ и ИДК. К последним относятся предложенные в свое время автором конденсаторы-датчики стержневого типа, электродами которых являются металлические цилиндры, соосно расположенные один над другим и разделенные шайбами из диэлектрика.

Все это делает емкостные измерения весьма "гибкими", поскольку позволяет подобрать оптимальные датчики для работы в различных условиях и для решения самых разнообразных задач. При этом независимо от формы и конструкции конденсаторов-датчиков их входная емкость  $C_{вх}$  в чисто диэлектрической среде (т. е. при  $\gamma_p = 0$  и  $\operatorname{tg} \delta = 0$ ) определяется выражением (5.2), записанным в виде

$$C_{вх\text{ д}} = C_0 \epsilon_p + C_b, \quad (5.2')$$

где  $C_b$  – балластная емкость датчика и соединительных проводов. Произведение  $C_0 \epsilon_p = C_x$  представляет собой емкость "рабочего объема" датчика, находящегося в исследуемой среде.

С другой стороны, емкость  $C_0$ , входящая в выражения (5.2) и (5.2'), может быть представлена в виде произведения

$$C_0 = \epsilon_0 F_d,$$

где  $F_d$  – геометрический коэффициент датчика, имеющий размерность длины;  $\epsilon_0$  – электрическая постоянная свободного пространства. Отсюда следует, что для нахождения значений коэффициента  $F_d$  правомерно использование приемов, применяемых при изучении электростатического поля и для расчета емкости конденсаторов

различных геометрических форм, широко используемых в конденсаторостроении.

Емкость  $C_0$  и коэффициент  $F_d$  являются важнейшими характеристиками датчика, определяющими его чувствительность к изменениям электрических свойств исследуемой среды или породы. Поэтому при выборе или конструировании датчика желательно заранее хотя бы приблизенно оценить величины  $C_0$  и  $F_d$ , что оказывается возможным далеко не всегда в связи с трудностями строгого расчета емкости конденсаторов сложной формы.

Таким образом, емкость рабочего объема конденсатора-датчика в однородной изотропной полупроводящей и немагнитной среде определяется выражением

$$C_x^* = F_d \epsilon_0 \epsilon_{\pi}^* = C_0 \epsilon_{\pi}^*, \quad (5.3)$$

где  $\epsilon_{\pi}^* = \epsilon_{\pi}(1 + \nu_{\pi})$  — комплексная диэлектрическая проницаемость среды. Представляя эквивалентную схему замещения конденсатора в виде параллельно включенных входной емкости  $C_{bx}$  и входного сопротивления  $R_{bx}$ , из уравнения (5.3) получим выражение для комплексной входной проводимости (адmittанса) конденсатора (без учета его балластной емкости)

$$Y_{bx} = i \omega C_{bx}^* = \omega F_d \epsilon_0 \epsilon_{\pi} \nu_{\pi} + i \omega F_d \epsilon_0 \epsilon_{\pi}, \quad (5.4)$$

где  $\omega = 2\pi f$  — круговая частота. С другой стороны,

$$Y_{bx} = 1/R_{bx} + i \omega C_{bx}, \quad (5.5)$$

откуда, сопоставляя выражения (5.4) и (5.5), получим

$$\left. \begin{aligned} C_{bx} &= F_d \epsilon_0 \epsilon_{\pi}; \\ R_{bx} &= \rho_{\pi}/F_d = 1/\omega F_d \epsilon_0 \epsilon_{\pi} \nu_{\pi}; \\ Q_d &= 1/\nu_{\pi} = \omega R_{bx} C_{bx}, \end{aligned} \right\} \quad (5.6)$$

где  $\rho_{\pi}$  — добротность датчика, заполненного породой. Пользуясь уравнениями (5.6), легко выразить электрические характеристики среды через входные параметры датчика:  $\epsilon_{\pi} = C_{bx} / F_d \epsilon_0$ ,  $\rho_{\pi} = F_d Q_d / \omega C_{bx}$ ,  $\nu_{\pi} = 1/Q_d$ .

Единство электрической модели породы в значительной мере предопределяет сходство требований, предъявляемых к измерительной аппаратуре для импедансных диэлектрических измерений любого назначения, а имеющиеся различия не принципиальны и связаны лишь с технологическими и методическими различиями в условиях измерений. Поэтому при выборе или конструировании измерительной аппаратуры для импедансных диэлектрических измерений необходимо иметь в виду следующее.

1. С учетом сравнительно узких пределов колебаний диэлектрической проницаемости горных пород при чрезвычайно широких

Таблица 13

Входные характеристики и добротность емкостного датчика с параметрами  $F_d = 0,47$  м,  $C_0 = 4,15$  пФ

$\epsilon_p$	$\rho_p$ , Ом·м	$\nu_p$ при частоте, МГц	$C_{вх}$ , пФ	$R_{вх}$ , Ом	$Q_d$ при частоте, МГц	
					10	30
3	300	2,00	0,67	12,45	640	0,50
10	50	3,80	1,21	41,50	106	0,28
20	20	4,54	1,49	83,00	42,5	0,22
30	10	5,88	2,00	124,5	21,3	0,17
40	5	9,10	3,03	166,0	10,6	0,11
50	10	2,27	0,76	332,0	21,3	0,44
						1,32

пределах возможного изменения их удельного электрического сопротивления аппаратура должна иметь относительно узкие пределы измерения  $C_{вхд}$  и широкие для измерения  $R_{вхд}$ .

2. Для обеспечения надлежащей разрешающей способности аппаратуры по отношению к возможным изменениям  $\epsilon_p$  рабочую частоту измерений необходимо выбирать такой, чтобы плотности токов смещения и проводимости оставались соизмеримыми между собой в средах с возможно более низкими сопротивлениями. Иными словами, отношение реактивной составляющей адmittанса двухполюсника к его активной составляющей (т. е. добротность датчика  $Q_d$ ) должно в этих условиях оставаться достаточно заметной величиной.

Некоторые представления о возможных значениях входных характеристик датчиков без диэлектрического покрытия электродов и без учета балластной емкости проводов дает табл. 13.

3. Схема и конструкция аппаратуры должны позволять в случае необходимости выполнять дистанционные измерения, т. е. допускать наличие длинной линии для передачи информации от датчика к измерительному прибору.

4. Схема и конструкция аппаратуры должны позволять вести непрерывную регистрацию одновременно двух параметров, определенным образом связанных с измеряемыми величинами  $C_{вхд}$  и  $R_{вхд}$ . Это условие обязательно для аппаратуры диэлектрического каротажа и не обязательно для аппаратуры диэлектрического зондирования, влагометрии и диэлькометрии.

5. Аппаратура для выполнения диэлектрических измерений должна удовлетворять требованиям, предъявляемым к геофизической аппаратуре, предназначенному для работы в полевых условиях. При этом аппаратура для полевых наблюдений влажности горных пород в массиве (диэлектрические влагомеры) должна быть пор-

тативна, экономична в отношении энергопитания, надежна и проста в обращении. Учет перечисленных требований делает разработку такой измерительной аппаратуры достаточно сложной технической задачей.

Для осуществления дистанционных наблюдений при зондированиях и измерениях влажности, когда экономически и технически не целесообразно членение аппаратуры и изготовление выносных блоков (наподобие скважинного снаряда при каротаже), датчик с прибором соединяют коаксиальным кабелем. Но при этом полная девиация частоты, на которой выполняются измерения, не должна превышать 2–3 % от своего номинала, а длина кабеля (с учетом уменьшения длины электромагнитной волны в нем) должна быть пропорциональна целому числу полуволн. При соблюдении этих условий входной импеданс кабеля равен импедансу его нагрузки, и кабель без искажений передает информацию от датчика на вход измерительного прибора.

Широкие пределы и нерегулярность возможных колебаний сквозной электропроводности пород не только требуют учета этой характеристики с позиции коррекции ее искажающего воздействия на наблюдаемые значения емкости датчика, но и являются главным фактором, существенно осложняющим само выполнение импедансных электромеханических измерений, тем более в полевой обстановке.

Рассмотрим этот вопрос подробнее.

В силу многих вполне объективных причин наибольшее применение среди емкостных способов измерений, например влажности различных веществ и материалов, включая горные породы, получили способы резонансных измерений, при которых конденсатор-датчик тем или иным образом включается в колебательный контур автогенератора с положительной обратной связью, работающего на сравнительно высокой частоте (в диапазоне  $10^6$ – $10^7$  Гц). Если не принять специальных мер предосторожности, добротность конденсатора-датчика, обладающего приемлемыми параметрами и заполненного породой даже не слишком низкого сопротивления ( $10 < \rho < 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ), оказывается столь низкой (см. табл. 13), что непосредственное включение его в колебательный контур автогенератора неминуемо приводит к нарушению условий его самовозбуждения и срыву колебаний.

Известно и то, что наиболее простыми способами, позволяющими сохранить добротность колебательного контура на приемлемом уровне, являются включение датчика в контур через небольшой разделительный конденсатор  $C_p$  или введение изолирующих прокладок между электродами датчика и испытуемым материалом, хотя оба эти способа отнюдь не всегда приводят к эквивалентным схемам замещения.

За такой способ сохранения условий самовозбуждения генератора приходится платить дорогой ценой: эквивалентная емкость контура

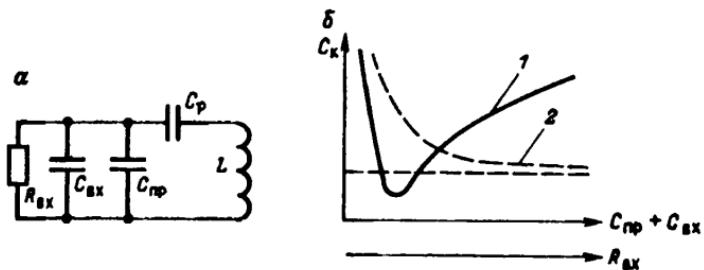


Рис. 32. Схема колебательного контура с разделительной емкостью  $C_p$  и включенным в контур датчиком (а) в зависимость (б) "кажущейся" емкости контура от его суммарной емкости  $C_{\text{пр}} + C_{\text{вх}}$  (1) и от сопротивления материала, заполняющего датчик (2)

и соответственно частота генератора становятся зависящими не только от диэлектрической проницаемости исследуемой породы, но и от ее удельного электрического сопротивления. Чем больше сквозная проводимость среды, тем больше кажущаяся величина емкости контура отличается от его истинной величины, определяемой диэлектрической проницаемостью среды, в которой находится конденсатор-датчик.

Действительно, если представить колебательный контур с включенным в него датчиком в следующем виде (рис. 32, а), где  $C_{\text{пр}}$  — собственная емкость контура до включения в него датчика, а  $C_{\text{вх}}$  и  $R_{\text{вх}}$  — емкость датчика и шунтирующее его сопротивление, то после несложных выкладок получим, что "кажущаяся" емкость, действующая в таком контуре, определяется выражением

$$C_k = C_{\text{пр}} + C_{\text{вх}} = \frac{1 + \omega^2 R_{\text{вх}}^2 (C_{\text{пр}} - C_{\text{вх}})^2}{\omega^2 R_{\text{вх}}^2 (C_{\text{пр}} + C_{\text{вх}})}. \quad (5.7)$$

Легко убедиться, что функция  $C_k = \varphi(C_{\text{пр}} + C_{\text{вх}})$  не монотонна и при значениях  $C_{\text{пр}} + C_{\text{вх}} = 1/\omega R_{\text{вх}}$  имеет четко выраженный минимум (рис. 32, б). Иными словами, в определенном интервале значений  $C_{\text{пр}} + C_{\text{вх}} < 1/\omega R_{\text{вх}}$  приращение величины  $C_{\text{вх}}$  приведет не к росту, а к уменьшению емкости  $C_k$  и соответственно показаний измерительного прибора. Поэтому во избежание неоднозначности измерений при конструировании и наладке дипольметра емкость  $C_{\text{пр}}$  следует выбирать такой, чтобы она была больше  $1/\omega R_{\text{вх}}$  при минимально возможных значениях  $R_{\text{вх}}$ . Вместе с тем по отношению к  $R_{\text{вх}}$  емкость  $C_k$  не имеет экстремумов и, как показано на рис. 32, б, монотонно возрастает с уменьшением величины  $R_{\text{вх}}$ .

Введение в колебательный контур генератора разделительного конденсатора  $C_p$  (или изолирующих электроды датчика прокладок)

до сих пор широко используется при создании диэлькометров различного назначения, основанных на сравнении частот опорного и измерительного генераторов. К приборам такого типа относятся, например, влагомеры РВ-6 – РВ-8, описанные в работе [44]. Входная емкость датчика в данном случае измеряется по способу замещения путем компенсации ее соответствующим уменьшением емкости конденсатора  $C_{\text{пр}}$ , снабженного лимбом для взятия отсчетов.

Мерой потерь в исследуемой породе в этих приборах служит амплитуда напряжения  $U_k$  на колебательном контуре измерительного генератора, измеряемая диодным вольтметром, встроенным в прибор. При этом напряжение  $U_k$  находится в сложной зависимости от суммарной добротности датчика с породой и всего контура.

Поскольку для целей определения влажности или пористости пород в первую очередь интересна их диэлектрическая проницаемость, шкалы вольтметра удобнее градуировать не в значениях добротности (или  $\operatorname{tg} \delta$ ) датчика, а в некоторых условных единицах. Такая градуировка выполняется при изготовлении влагомера путем измерений емкости  $C_{\text{вх}} k$  и напряжения  $U_k$  при погружении датчика в чистый песок, увлажненный сначала дистиллированной водой, а затем в такой же песок, но увлажненный водным раствором, например  $\text{NaCl}$ . В итоге экспериментальным путем устанавливается связь между отношением напряжений  $U_{k_0}/U_k$  и параметром  $K = 1/(1 + \operatorname{tg}^2 \delta \Sigma)$ , т. е. отыскивается функция  $U_{k_0}/U_k = f(K)$ , где  $U_{k_0}$  – начальное напряжение в контуре;  $\operatorname{tg} \delta \Sigma$  – показатель суммарных потерь в конденсаторе-датчике, погруженном в исследуемую породу.

По измеренным значениям  $C_k$  и  $U_k$  диэлектрическая проницаемость породы находится по формуле

$$\epsilon_{\text{п}} = K C_k / C_0, \quad (5.8)$$

вытекающей из уравнения (5.1). Расчетная формула (5.8), как и вся методика градуировки диэлькометра по потерям, основана на трех допущениях:

а) диэлектрическая проницаемость влажного, тщательно промытого кварцевого песка не зависит от минерализации воды в его порах, поскольку такая зависимость практически отсутствует у свободной воды;

б) диэлектрические потери чистого кварцевого песка, увлажненного дистиллированной водой, пренебрежимо малы, и с практической точки зрения измерения емкости конденсатора, заполненного такого рода материалом, дают значения "истинной" емкости этого конденсатора  $C_{\text{и}} = \epsilon_{\text{п}} C_0$ ;

в) при всех условиях связь между измеренной ("кажущейся") емкостью конденсатора с потерями и величиной потерь выражается формулой (5.1).

При соблюдении этих допущений

$$C_{\text{и}}/C_{\text{к}} = 1 / (1 + \operatorname{tg}^2 \delta_{\Sigma}) = K,$$

что также приводит к расчетной формуле (5.8).

Нетрудно заметить, что выражение (5.1) соответствует простейшей электрической модели горной породы в виде параллельно соединенных активного сопротивления и емкости (см. рис. 13, а), пересчитанной в последовательное соединение  $C_{\text{к}}$  и  $R_{\text{к}}$ . Так как эта схема далеко не в полной мере соответствует действительности, то для насыщенного и ненасыщенного водой песка получаются две существенно разные зависимости  $U_{\text{k}}/U_{\text{k}0} = \varphi (\operatorname{tg} \delta_{\Sigma})$  (рис. 33). В самом деле, при, казалось бы, равенстве шунтирующих электроды датчика сопротивлениях (что соответствует равенству затухания в контуре  $U_{\text{k}}/U_{\text{k}0}$ ) диэлектрические потери в песке при полном насыщении его раствором электролита существенно меньше, чем в песке, у которого поры лишь частично заполнены водой. Объясняется это, по-видимому, тем, что потери в полностью водонасыщенном песке определяются в основном сквозной проводимостью, а поверхностная проводимость и поляризационные потери играют существенно подчиненную роль. И наоборот, во влажном песке поверхностные явления вносят ощутимый вклад в суммарные диэлектрические потери этого материала.

Легко видеть, что ту же схему дизелькометра можно использовать не в компенсационном, а в "частотомерном" варианте, когда мерой приращения входной емкости датчика служат изменения частоты "биений" на выходе прибора [44]. При этой мерой потерь в породе по-прежнему служит величина напряжения  $U_{\text{k}}$ . Такая схема обладает тем достоинством, что существенно упрощает управление прибором, который становится чисто указывающим, а в случае необходимости и автоматически регистрирующим. Описываемая схема реализована при создании прибора РВ-9 и в каротажной аппаратуре ДК-1.

Интересные возможности открывает другой вариант частотомерного дизелькометра, в основу которого положена более сложная идея, реализованная в приборе РВ-10 [44]. Напряжение  $U_{\text{k}}$  на контуре измерительного генератора используется в этом случае в качестве управляющего реактивностью, которая включена в контур и автоматически компенсирует "кажущуюся" часть приращения его емкости, возникающей из-за диэлектрических потерь в породе.

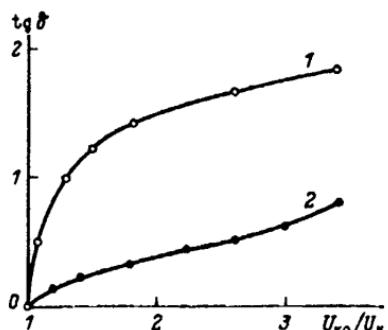


Рис. 33. Графики тангенса угла диэлектрических потерь песка, полностью (1) и частично (2) насыщенного водным раствором электролита, при одних и тех же значениях затухания  $U_{\text{k}0}/U_{\text{k}}$  в колебательном контуре

Справедливости ради надо сказать, что наряду с названными ранее недостатками описанные выше диэлькометры обладают и рядом несомненных достоинств. Важнейшим из них является высокая и легко управляемая чувствительность. Обусловлено это самим принципом, положенным в основу их работы: сравнение частот двух автогенераторов, один из которых служит опорным (образцовым), а другой — измерительным (рабочим), меняющим свою частоту в зависимости от емкости конденсатора-датчика, включенного в его колебательный контур.

В результате мерой величины измеряемой емкости являются выделяемые на выходе "бienia", частота которых пропорциональна разности частот обоих автогенераторов. Приборы, работающие по этому принципу, широко используются в радиоизмерительной технике. В самом деле, частота  $f$  измерительного автогенератора связана с параметрами его колебательного контура известной зависимостью

$$f = 1/2\pi \sqrt{L C_{\Sigma}}, \quad (5.9)$$

где  $C_{\Sigma}$  — полная емкость контура (с включенным в него датчиком), приведенного на рис. 32, а. В данном случае величина индуктивности контура неизменна, а емкость  $C_{\Sigma}$  является функцией  $C_{вх}$ :

$$C_{\Sigma} = C_p (C_{пр} + C_{вх}) / (C_p + C_{пр} + C_{вх}), \quad (5.10)$$

где  $C_p$  и  $C_{пр}$  постоянны.

Понимая под чувствительностью прибора величину приращения частоты измерительного автогенератора на единицу измерения  $C_{вх}$ , из выражений (5.9) и (5.10) получим

$$df = \frac{f_0 C_p d C_{вх}}{2(C_{пр} + C_{вх}) / (C_p + C_{пр} + C_{вх})}, \quad (5.11)$$

где  $f_0$  — частота генератора до включения емкости  $C_{вх}$ . Следовательно, чувствительность (и разрешающая способность) прибора тем выше, чем больше  $f_0$  и  $C_p$  и меньше  $C_{пр}$  и  $C_{вх}$ .

Но выражение (5.11) не может служить единственным критерием для выбора величин  $C_{пр}$  и  $C_p$ , поскольку необходимо учитывать соотношение (5.7) и связанные с его анализом рассуждения. Все это делает описанные выше приборы пригодными для практических измерений диэлектрической проницаемости лишь материалов с низкой и (или) варьирующей в относительно узких пределах электропроводностью, что и препятствовало широкому их применению в геологоразведочной практике.

В настоящее время положение существенным образом измени-

лось. Решающим обстоятельством явилось то, что благодаря успехам современной радиоэлектроники в последние годы удалось найти технические решения, позволяющие резко повысить помехозащищенность емкостных датчиков от влияния сквозной проводимости исследуемых материалов, включая горные породы.

Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее.

При вынужденных колебаниях в параллельном колебательном контуре его собственная резонансная частота  $\omega_p$  определяется соотношением  $\omega_p = \sqrt{L C_{\Sigma}}$ , т. е. принципиально не зависит от добротности контура и, следовательно, от величины шунтирующего его сопротивления  $R_{sh}$ . В то же время это сопротивление определяет величину полного эквивалентного сопротивления контура и остроту резонансной кривой  $Z_{\Sigma} = \varphi(\omega)$ . Применительно к породам это означает, что чем ниже их удельное сопротивление и, следовательно, чем меньше  $R_{sh}$ , тем более плоской становится вершина резонансной кривой измерительного контура и тем труднее (т. е. с большей погрешностью) могут быть найдены значения  $\omega_p$  и  $C_{vh}$ .

Суть данного технического решения сводится к модуляции параметров двухполюсника, составленного, например, из параллельно соединенных  $L$ ,  $C_{pr}$  и  $R_{sh}$ . По предложению В.С. Ройфе, такую модуляцию можно выполнять, например, путем периодического включения параллельно  $C_{pr}$  дополнительного конденсатора постоянной емкости  $C_{dop}$ . Тогда всегда можно подобрать такую частоту переменного, подаваемого на двухполюсник от стороннего генератора, напряжения, при которой будет выполняться равенство модулей его адmittанса

$$\sqrt{\left(\frac{1}{R_{sh}}\right)^2 + \left(\frac{1}{\omega_p L} - \omega_p C_{\Sigma}\right)^2} \approx \sqrt{\left(\frac{1}{R_{sh}}\right)^2 + \left[\frac{1}{\omega_p L} - \omega_p \times \right.} \\ \left. \times (C_{\Sigma} + C_{dop})\right]^2, \quad (5.12)$$

откуда  $C_{\Sigma} = 1/\omega_p^2 L - C_{dop}/2$ . Полагая, что  $C_{\Sigma} = C_{pr} + C_{vh}$ , где  $C_{pr}$  — собственная емкость двухполюсника до включения в него датчика;  $C_{vh}$  — искомая входная емкость датчика, получаем

$$C_{vh} = 1/\omega_p^2 L - C_{pr} - C_{dop}/2,$$

т.е. найденная таким путем входная емкость датчика оказывается принципиально не зависящей от его входного сопротивления  $R_{vh}$  и, следовательно, от удельного сопротивления исследуемой породы.

Не составляет труда показать, что при питании двухполюсника, представляющего собой параллельный колебательный контур, от источника тока с высоким внутренним сопротивлением  $R_i$  модульное значение напряжения  $U_k$  на контуре при  $\omega_0 = \omega_p$  оказывается равным

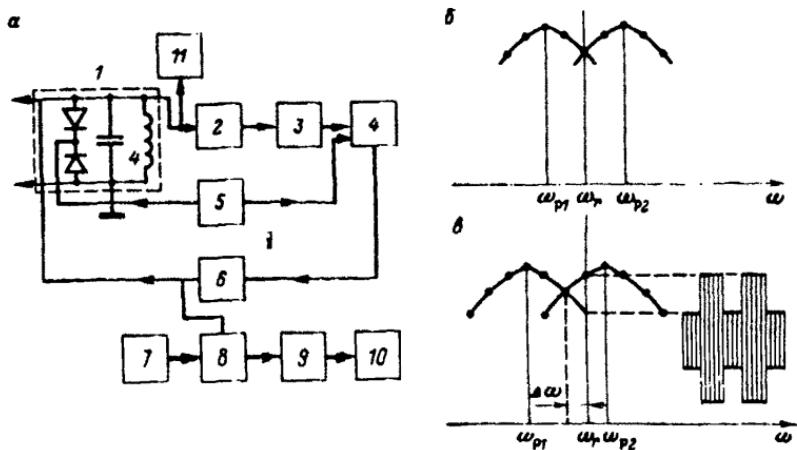


Рис. 34. Блок-схема дипольметра ЭВД-76 ВСЕГИНГЕО (а) и графики (б, в), поясняющие его работу:

1 — измерительный контур; 2 — амплитудный детектор; 3 — усилитель-ограничитель; 4 — импульсно-фазовый детектор; 5 — генератор прямоугольных колебаний низкой частоты; 6 — генератор высокой частоты; 7 — кварцевый генератор высокой частоты; 8 — суммирующий каскад; 9 — детектор; 10 — конденсаторный частотометр; 11 — бесстоковый балластный вольтметр

$$|U_k| = U_{k0} (A + B/R_{bx}),$$

где  $A = \omega_0 L/R_i$ ;  $B = \omega_0^2 L^2/R_i$  — постоянные для данного прибора параметры, определяемые при его расчете и изготовлении;  $U_{k0}$  — напряжение на контуре в условиях отсутствия потерь (т. е. при  $R_{bx} \rightarrow \infty$ ) на частоте  $\omega_p$ , найденное из зависимости  $U_{k0} = \varphi(\omega)$ , полученной в ходе наладки и градуировки прибора.

На рис. 34, а приведена блок-схема полевого емкостного дипольметра ЭВД-76 ВСЕГИНГЕО, в котором реализован описанный способ. Прибор предназначен для измерений влажности пород, находящихся в естественном залегании, а также на образцах.

В качестве емкости  $C_{\text{доп}}$  здесь использованы варикапы, на которые подаются П-образные импульсы: напряжения от генератора прямоугольных колебаний 5, а подбор частоты  $\omega_0$  осуществляется путем автоматической компенсации расстройки измерительного контура, составной частью в который входит емкость  $C_{\text{вх}}$  конденсатора-датчика. При этом измерительный контур 1 питается напряжением высокой частоты от перестраиваемого генератора 6. Таким образом, в измерительный контур периодически вносится малая емкость  $C_{\text{доп}} < C_{\Sigma}$ , которая несколько смещает его резонансную характеристику (рис. 34, б, в). В итоге возникает амплитудная модуляция напряжения на контуре низкочастотным прямоугольным

сигналом. При этом амплитуда  $U_m$  и фаза огибающей этого сигнала зависят от положения питающей частоты  $\omega_p$  относительно резонансных характеристик контура  $\omega_{p1}$  и  $\omega_{p2}$ . Если частота  $\omega_p$  симметрична относительно  $\omega_{p1}$  и  $\omega_{p2}$ , то  $U_m = 0$  и эта частота однозначно свидетельствует о выполнении равенства (5.12). На этом принципе и основана работа системы автоматической подстройки частоты (АПЧ).

При внесении в измерительный контур растройки (за счет включения емкости датчика) обе резонансные частоты контура сдвигаются влево (в область более низких частот). Симметрия их относительно частоты генератора нарушается, и на контуре появляется амплитудно-модулированный сигнал с прямолинейной огибающей. Он детектируется амплитудным детектором 2, и выделенная огибающая поступает на усилитель-ограничитель 3. Усиленное прямоугольное напряжение подается на импульсно-фазовый детектор 4. На него же поступает опорное прямоугольное напряжение с генератора прямоугольных колебаний 5.

Детектор и вырабатывает постоянное напряжение, которое используется для управления генератором 6. Вся система стремится возвратиться в такой режим, при котором исчезает амплитудная модуляция на измерительном контуре, так как частота генератора устанавливается строго между частотами собственных резонансов контура. Это соответствует положению, при котором выполняется равенство (5.12) с вытекающим из него следствием о независимости измеряемого значения емкости  $C_{вх д}$  датчика от величины шунтирующего его сопротивления  $R_{вх д}$ .

Изменение частоты генератора, пропорциональное приращению емкости датчика, регистрируется гетеродинным частотомером. Он состоит из кварцевого генератора 7, суммирующего каскада 8, на который подаются сигналы от перестраиваемого и кварцевого генераторов, детектора 9, на котором выделяется разностный сигнал конденсаторного частотомера, собранного по обычной схеме. Для регистрации величины входного сопротивления  $R_{вх д}$  датчика и потерь в измерительном контуре служит бестоковый вольтметр 11.

Измерительный контур дизелькометра построен с непосредственным включением всех элементов. В емкость контура входит также балластная реактивность кабеля, обладающего собственными распределенными индуктивностью и емкостью. Для большинства современных кабелей значения  $L_{каб} \approx 0,25 \text{ мГн/м}$  и  $C_{каб} \approx 70 \text{ пФ/м}$ . Шунтирование кабеля низким активным сопротивлением нагрузки равносильно закорачиванию его собственной и вносимой емкости, в результате чего кабель теряет свои резонансные свойства, превращаясь в "чистую" индуктивность, и перестает передавать информацию.

Для предотвращения такого положения нагрузку, т. е. измеряемый датчик, следует подключать к кабелю (к его центральной жиле) через конденсатор большой постоянной емкости. Строго говоря, оптимальная емкость такого конденсатора должна подбираться применительно к частоте измерений, минимальной величине активного сопротивления и нагрузки, длине и типу используемого кабеля. Но практически при работе, скажем, на частоте 8–10 МГц при длине кабеля  $0,5 \lambda_{\text{каб}} = 10 \div 12,4$  м оптимальная емкость такого разделительного конденсатора имеет величину около 2500 пФ<sup>1</sup>. При этом обеспечивается минимальная погрешность измерений емкости датчика, возникающая при шунтировании его активным сопротивлением  $R_{\text{вх}} \geq 300$  Ом.

Описанный прибор прошел проверку в полевых и лабораторных условиях, показал неплохие эксплуатационные качества и успешно используется ныне рядом организаций. Его технические характеристики приведены ниже.

#### Технические характеристики полевого емкостного измерителя диэлектрических свойств пород ЭВ-76 ВСЕГИНГЕО

Частота измерений, МГц . . . . .	8,0–8,2
Шкала емкостей (С) : . . . . .	Линейная
цена деления, пФ . . . . .	0,1
число диапазонов . . . . .	4 (0–10; 10–20; 20–30; 30–40 пФ)
Шкала сопротивлений (потерь) . . . . .	Обратно-логарифмическая
Пределы измерений, Ом . . . . .	$\infty$ –300
Максимальная погрешность измерений емкостей за счет вариаций сопротивления, шунтирующего измерительный контур, при $R_{\text{вх}} = 300$ Ом:	
пФ . . . . .	0,5
% . . . . .	1
Питание, В . . . . .	16–19
Температура воздуха, °С . . . . .	(–10) – (+40)
Размеры, мм . . . . .	300×200×100
Масса (в снаряженном состоянии с источником питания), кг . . . . .	Не более 4,5

Из недостатков данного схемного решения наиболее важными являются два. Первый из них связан с наличием в измерительном контуре двух включенных встречно-последовательно по переменному току варикапов. Нелинейность и неидентичность их вольт-емкостных характеристик приводят к появлению плохо управляемой погрешности  $|\delta_\omega|$  в определении частоты. Кроме того, погрешность  $|\delta_\omega|$  зависит также от характеристик измерительного контура и системы автоматической подстройки частоты (АПЧ). При неудачно выбранных параметрах схемы эта погрешность может достигать

<sup>1</sup> Введение разделительного конденсатора, емкость которого многократно превышает суммарную емкость  $C_\Sigma$  измерительного контура и датчика, как легко заметить из анализа выражения (5.10), практически не сказывается на величине  $C_\Sigma$ .

значительной величины. Анализ показывает, что данное схемное решение не позволяет выполнить такую оптимизацию параметров контура, которая гарантировала бы минимальные значения  $|\delta\omega|$ .

Названных недостатков можно избежать, используя несколько иной ("частотный") способ модуляции параметров двухполюсника. Осуществляется он путем попеременной подачи на двухполюсник двух напряжений одинаковой амплитуды. Частота  $\omega_1$  одного из этих напряжений фиксирована, а частоту другого  $\omega_2$  изменяют до исчезновения демодулированного напряжения на двухполюснике, т. е. добиваются равенства модулей полной проводимости этого контура при частотах  $\omega_1$  и  $\omega_2$ , т. е.

$$\sqrt{\left(\frac{1}{R_{\text{вх}}}\right)^2 + \left(\frac{1}{\omega_1 L} - \omega_1 C_{\text{вх}}\right)^2} = \sqrt{\left(\frac{1}{R_{\text{вх}}}\right)^2 + \left(\frac{1}{\omega_2^2 L} - \omega_2 C_{\text{вх}}\right)^2},$$

откуда

$$C_{\text{вх}} = 1/\omega_1 \omega_2 L.$$

Таким образом, результаты измерений входной емкости датчика описанным способом и в этом случае принципиально не зависят от величины сквозной проводимости породы.

Возбуждение в измерительном контуре двухполюсника вынужденных колебаний от внешнего генератора и отсутствие в этом контуре нелинейных элементов позволяет, как показал Е.Г. Соломин, оптимизировать его параметры. Определяется это тем, что функция  $\delta C_R = \varphi(r_k)$ , где  $\delta C_R$  — погрешность измерений  $C_{\text{вх}}$ , возникающая за счет вариаций сопротивления  $R_{\text{вх}}$ , имеет четкий минимум при определенных (оптимальных) значениях характеристического сопротивления контура  $r_k$ .

Один из вариантов схемы, реализующей данный способ и предназначенный для размещения в скважинном снаряде ИДК, а также график, поясняющий ее работу, приведены на рис. 35. В данной схеме с генераторов 9 и 11 сигналы поступают на смеситель 12, с выхода которого снимается напряжение, содержащее две частоты:  $\omega_1 = \omega_g - \omega_{\text{оп}}$  и  $\omega_2 = \omega_g + \omega_{\text{оп}}$ , где  $\omega_g$  и  $\omega_{\text{оп}}$  — частоты перестраивающихся 9 и опорного 11 генераторов соответственно, причем  $\omega_{\text{оп}} \ll \omega_g$ . Это напряжение через переключатель 13, управляемый низкочастотным генератором прямоугольных колебаний 8, попадает на полосовые фильтры 14, 15. Здесь оно разделяется на сигналы двух частот  $\omega_1$  и  $\omega_2$ , попеременно поступающие через усилитель-ограничитель с высоким выходным сопротивлением 16 на измерительный контур 2, составленный из параллельно включенных индуктивности  $L$  и емкости  $C_{\text{пр}}$ . При включении в измерительный контур каротажного зонда 1 и перемещении его вдоль ствола скважины в зависимости от электрических свойств пород меняется входной

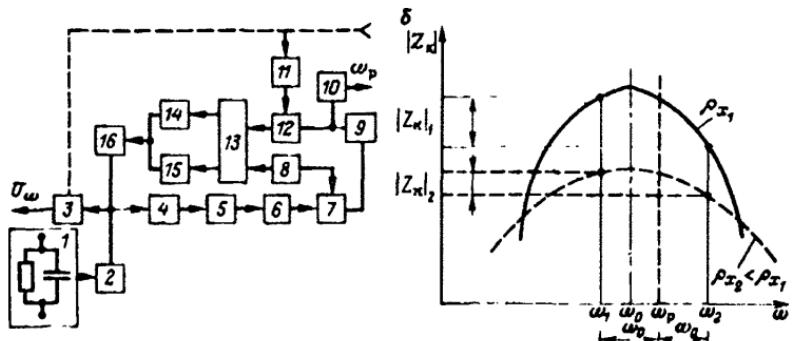


Рис. 35. Блок-схема скважинной аппаратуры ИДК (а) и графики, поясняющие ее работу (б):

1 — зонд ИДК; 2 — измерительный контур; 3 — диодный вольтметр; 4 — амплитудный детектор; 5 — избирательный усилитель; 6 — ограничитель; 7 — синхронный амплитудно-фазовый детектор; 8 — генератор низкой частоты прямоугольных импульсов; 9 — управляемый генератор высокой частоты; 10 — частотомер с выходом на наземную панель; 11 — опорный генератор высокой частоты; 12 — смеситель; 13 — ключ; 14–15 — полосовые фильтры; 16 — усилитель-ограничитель с высоким выходным сопротивлением

импеданс (входная емкость и добротность) зонда и, следовательно, емкость и добротность всего измерительного контура, что приводит к изменениям его собственной резонансной частоты  $\omega_p$  и формы (амплитуды и остроты) его резонансной кривой (рис. 35, б).

Сигнал с периодически меняющейся частотой  $\omega_1$  и  $\omega_2$ , попадая на измерительный контур, вызывает низкочастотную модуляцию его параметров, так как при этом периодически меняется полная проводимость  $Y_k$  контура и на нем возникает модуляция высокочастотного напряжения, амплитуда  $U_m$  и фаза которого зависят от положения частот  $\omega_1$  и  $\omega_2$  питающего тока относительно резонансной частоты измерительного контура. Прямоугольная огибающая модулированного напряжения  $U_m$  выделяется амплитудным детектором 4 и через избирательный усилитель 5, ограничитель 6 и синхронный амплитудно-фазовый детектор 7 поступает на управляющий вход высокочастотного генератора 9, замыкая тем самым систему АПЧ. Все устройство стремится возвратиться в такой режим, когда частоты  $\omega_1$  и  $\omega_2$  располагаются симметрично относительно собственной резонансной частоты  $\omega_p$  измерительного контура, поскольку при этом выполняется равенство модулей  $|Y_1|$  и  $|Y_2|$  полной проводимости контура и на нем исчезает амплитудная модуляция напряжения высокой частоты, т. е. напряжение  $U_m$  стремится к нулю.

Это означает, что частота  $\omega_g$  генератора 9, измеряемая частотомером 10 и передаваемая на регистрирующий блок, становится приблизительно равной резонансной частоте  $\omega_p$  измерительного кон-

тура с включенным в него зондом. При этом значения частоты  $\omega_p$  определяются не зависящим от электропроводности окружающей зонд среды соотношением

$$\omega_p = \sqrt{\omega_{op}^2 + 1/L} (C_{up} + F_3 \epsilon_0 \epsilon_x),$$

где  $F_3 \epsilon_0$  — коэффициент зонда, равный его емкости в воздухе;  $\epsilon_x$  — эффективная диэлектрическая проницаемость окружающей зонд среды. Поскольку в этом выражении все величины, кроме  $\epsilon_x$ , известны и остаются в процессе измерений неизменными, то частота  $\omega_r = \omega_p$  оказывается однозначной функцией искомой величины  $\epsilon_x$ .

Для получения информации о величине эффективного удельного электрического сопротивления  $\rho_x$  исследуемой среды, определяемого на частоте  $\omega_p$  вольтметром 3, измеряется амплитуда  $U_k$  высокочастотного напряжения на измерительном контуре, связанная с величиной  $\rho_x$  соотношением

$$\rho_x \approx F_3 \frac{U_k Q_{ko} r_k}{I_\omega Q_{ko} - U_k},$$

где  $U_k$  — амплитуда напряжения на измерительном контуре с включенным в него зондом;  $Q_{ko}$  и  $r_k$  — добротность и характеристическое сопротивление ненагруженного контура соответственно;  $I_\omega$  — амплитуда высокочастотного тока, питающего контур 2; причем все величины, кроме  $U_k$ , известны из конструктивных расчетов прибора или измерений в ходе его наладки и в процессе измерений остаются неизменными.

Кроме того, на управляющий выход опорного генератора 11 с наземного пульта управления может подаваться сигнал, позволяющий ступенчато, в заданных пределах менять частоту  $\omega_{op}$ , изменения тем самым разнос частот  $\omega_1$  и  $\omega_2$ , что становится особенно важным в разрезах низкого сопротивления, когда приходится иметь дело со слабо выраженным резонансными кривыми измерительного контура. Вместе с тем процесс подбора частоты  $\omega_{op}$  может быть автоматизирован и оптимизирован путем использования для этой цели напряжения  $U_k$ , снимаемого с выхода вольтметра 3.

Оба способа с модуляцией параметров контура обладают тем неоспоримым достоинством, что отпадает необходимость введения малых разделительных емкостей или изолирующих прокладок, что приводит к линейной шкале  $C_{izm} = f(\epsilon_p)$  и упрощению зависимости  $U_k = \varphi(\rho_p)$ . Все это повышает чувствительность и разрешающую способность импедансных диэлектрических измерений. Но получаемые при измерениях значения входной емкости датчика остаются зависящими от поляризационных потерь в породе, что по-прежнему требует учета и введения соответствующих поправок.

При использовании реакции входного импеданса измеритель-

ных устройств в любых способах электроемкостных измерений приходится учитывать, что эти измерения всегда выполняются по двухполюсной схеме, при которой принципиально неустранимое влияние оказывают переходные импедансы на контактах зондировов с породой. В данном случае необходимо добиваться минимальной величины обеих составляющих переходного сопротивления и их неизменности в процессе измерений. Последнее требование существенно осложняет использование непрерывных измерений при выполнении пенетрационных зондирований в зоне аэрации. В зоне полного водонасыщения, как и при выполнении ИДК, условия в этом отношении несколько проще за счет отсутствия воздушных "карманов".

## 5.2. Теория и способы расчета стержневых (цилиндрических) зондов ИДК и ДПЗ в цилиндрически слоистой среде

По своему устройству зонды ИДК и ДПЗ представляют собой круглые цилиндры (стержни), образованные двумя или более отрезками металлических труб, разделенных друг от друга патрубками или шайбами из диэлектрика. При этом независимо от числа металлических патрубков, образующих зонд, их гальваническое соединение между собой таково, что зонд по своей схеме всегда остается двухполюсником. Исходя из такого единства принципиальной схемы устройства зондов ИДК и ДПЗ, теоретически их можно рассматривать совместно.

В настоящее время существует два подхода к указанной задаче. По одному из них данного вида зонды уподобляются излучающим цилиндрическим щелевым антеннам [35], а по другому — стержневым конденсаторам с большим внешним полем рассеяния [44].

Первый из названных подходов представляется более строгим. Рассмотрение в этом случае ведется на основе сингулярного интегрально-дифференциального уравнения для задачи возбуждения идеального осесимметричного проводника круговой щелью с последующим обобщением этой задачи для цилиндрически-двуслойной среды. При этом в качестве схемы замещения щелевой антенны принят двухполюсник в виде параллельно соединенных  $L$ ,  $C$  и  $R$ , и поэтому  $\text{Re } Y_{\text{вх}} = 1/R$ , а  $\text{Im } Y_{\text{вх}} = 1/\omega L - \omega C$ .

Численные решения полученных уравнений дали возможность И.М. Паничу [35] сформулировать следующие выводы:

а) при определении диэлектрической проницаемости пород сравнительно низкого сопротивления разрешающая способность ИДК лучше, чем ДИК и ВЭМК, что согласуется с соответствующими данными С.М. Аксельрода;

б) по отношению к изменениям диэлектрической проницаемости среды наибольшей чувствительностью обладает мнимая часть входного адmittанса зонда, т. е.  $\text{Im } Y_{\text{вх}}$ ;

в) при ширине щели  $b = 5 \div 6$  мм зонды длиннее 2 м с погрешностью, не превышающей 10 %, могут считаться бесконечно длинными, т. е. дальнейшее увеличение длины зонда не влияет на его чувствительность и разрешающую способность по отношению к диэлектрической проницаемости пород;

г) чувствительность и разрешающая способность входного адmittанса зонда по отношению к  $\epsilon$  среды тем выше, чем длиннее зонд (в пределах до 2 м), и слабо зависят от радиуса  $r_0$  зонда и ширины  $b$  его щели;

д) в диапазоне частот 20—100 МГц и значений  $3 < \epsilon_n < 10$  происходит смена знака  $\text{Im } Y_{\text{вх}}$  с положительного на отрицательный, т. е. переход от индуктивного к емкостному характеру импеданса.

Второй подход, хоть и менее строг, но носит более инженерный характер. При этом учитывается, что параметры колебательного контура при всех обстоятельствах зависят от входного импеданса (или адmittанса), включаемого в контур зонда. Рассмотрим условия, при которых правомерно уподобление зонда стержневому конденсатору с большим внешним полем рассеяния. Будем исходить из того, что поскольку зонд является открытой системой, его полное входное сопротивление может быть представлено в виде суммы

$$Z_{\text{вх з}} = Z_n + Z_h + Z_\Sigma,$$

где  $Z_n$  — сопротивление, обусловленное потерями энергии в изоляторах и проводах;  $Z_h$  — сопротивление, пропорциональное мощности, расходуемой в зоне индукции на образование токов проводимости и токов смещения в окружающей зонд среде (сопротивление индукции);  $Z_\Sigma$  — сопротивление, пропорциональное мощности, расходуемой на образование волновых полей (сопротивление излучения).

Сопротивление  $Z_n$  является величиной постоянной для каждого конкретного зонда, зависящей от конструктивных материалов, использованных при изготовлении, и его можно исключить из дальнейшего рассмотрения. Что касается сопротивлений  $Z_h$  и  $Z_\Sigma$ , то очевидно, что рассматривать зонд данного вида в качестве излучающей антенны целесообразно, если только излучаемая им в окружающее пространство мощность  $W_\Sigma$  больше или соизмерима с мощностью  $W_h$ , рассеивающейся в ближайших окрестностях зонда, т. е. в зоне индукции (иными словами, выполняется условие  $Z_\Sigma > Z_h$ ). В противном случае уподобление зонда излучающей антенне становится некорректным.

Достоинства высокочастотных РВИС измерений наиболее полно проявляются при соизмеримости активной и реактивной составляющих входного импеданса используемого двухполюсника-датчика. В этом случае реализуется возможность одновременного получения информации о диэлектрической проницаемости и диз-

лектрических потерях (или электропроводности) исследуемой среды. Исходя из этого, при импедансных видах ДК и ДПЗ измерения целесообразно выполнять в диапазоне частот 10–15 МГц ( $\lambda_0 = 20 \div 30$  м). Если при этом ограничить длину потенциального электрода  $l_1$  зонда условием  $l_1 < 0,01 \lambda_0$ , что представляет определенные практические удобства, такой зонд с достаточным приближением может рассматриваться как электрический диполь<sup>1</sup>. В этом случае, как показал А.С. Князев, активная составляющая сопротивления излучения электрического диполя, находящегося в полупроводящей среде, определяется выражением

$$R_\Sigma = 80\pi^2 (l/\lambda_0)^2 a/K_0,$$

где  $a/K_0 = \sqrt{\epsilon_p/2} \sqrt{1 + (60 \lambda_0/\epsilon_p \rho_p)^2}$  – коэффициент укорочения длины волны в среде.

Подсчет коэффициента укорочения в случае подземных вибраторов с диэлектрическим покрытием, хотя и более сложен, однако, согласно А.С. Князеву, вполне осуществим. С другой стороны, известно, что в ближайших окрестностях диполя (т. е. в зоне индукции, ограниченной примерно радиусом  $r < \lambda_0/2\pi$ ) его электрическое поле имеет ту же структуру, что и поле статических зарядов, образующих диполь. Тогда описанный зонд (при соблюдении условия малости длии его электродов по сравнению с длиной волны) в зоне индукции ведет себя как своего рода электрический конденсатор стержневого типа с большим полем рассеяния. В этом случае сопротивление индукции  $Z_i$  приобретает смысл входного комплексного сопротивления (импеданса) такого конденсатора и может быть рассчитано. Результаты расчетов для двух вариантов зондов и двух существенно различных сред приведены в табл. 14.

Таким образом, сопротивление излучения реальных зондов ИДК на несколько порядков меньше их сопротивления индукции и влиянием сопротивления излучения на суммарное входное сопротивление зондов вполне можно пренебречь. Это и обосновывает возможность рассмотрения зондов ИДК и ДПЗ как конденсаторов стержневого типа, поле которых не локализовано в самом зонде, а захватывает некоторое значительное пространство вокруг него. Емкость и добротность такого конденсатора определяются диэлектрической проницаемостью окружающей зонд среды и диэлектрическими потерями в ней.

Отсюда следует, что для зондов ИДК и ДПЗ остаются в силе все рассуждения и соотношения, приведенные выше при рассмотрении конденсатора-датчика. В частности, произведение  $C_{03} = F_3 \epsilon_0$

<sup>1</sup> Например, в аппаратуре ДК-1, работавшей на частоте 10 МГц ( $\lambda_0 = 30$  м), длина потенциального электрода была 0,05 м.

Таблица 14

Активное сопротивление индукции и излучения стержневых зондов ИДК

Зонд	$\epsilon_{\text{изол}}$	$\epsilon_p$	$\rho_p, \Omega \cdot \text{м}$	$a/K_\Gamma$	$R_\Sigma, 10^3 \Omega$	$R_H, \Omega$	$R_\Sigma/R_H, \%$
Без покрытия	—	4	500	2,16	4,75	1060	$4,5 \cdot 10^{-6}$
		30	10	6,55	14,4	21,2	$0,68 \cdot 10^{-3}$
С диэлектрическим покрытием	3	4	500	2,16	4,75	1100	$4,3 \cdot 10^{-6}$
		30	10	9,0	20,0	655	$0,03 \cdot 10^{-3}$

Примечание. Расчеты сделаны для зондов с параметрами:  
 $\lambda_0 = 30 \text{ м}$ ;  $l_1 = 0,05 \text{ м}$ ;  $b = 0,15$ ;  $l_2 = 0,10 \text{ м}$ ;  
 $r_0 = 0,05 \text{ м}$ ;  $r_c = 0,055 \text{ м}$ ;  $r_0/r_c = 1,1$   
 $(r_c - r_0 = 0,005 \text{ м})$ ;  $C_0 = 4,37 \cdot 10^{-12} \Phi$ .

представляет собой статическую емкость конденсатора-зонда в свободном пространстве, которую можно найти, пользуясь приемами электростатики.

Практическая целесообразность решения данной задачи диктуется не только интерпретационными соображениями, но и необходимостью получения критериев для выбора конструкции зонда и характеристик измерительной аппаратуры, а также выполнения инженерных расчетов геометрических размеров различных элементов зондов и их оптимального соотношения между собой.

Схема решения сводится к следующему.

Для нахождения статической емкости  $C_0$  зонда, помещенного в бесконечную однородную изотропную среду с диэлектрической проницаемостью  $\epsilon_p$  и электропроводностью  $\gamma_p = 0$ , использован принцип суперпозиции потенциальных электрических полей, образующихся вокруг точечных зарядов.

Поскольку емкость конденсатора равна отношению заряда  $q$ , находящегося на его электродах, к разности потенциалов  $\Delta U$  между ними, то задача сводится к отысканию выражения для  $\Delta U$ . А так как электродами зонда служат металлические цилиндры, поверхности которых эквипотенциальны, то их можно заменить цилиндрами из бесконечно тонкого проводящего листа, полагая, что заряд  $q$  в виде точечных зарядов  $dq$  распределен по оси каждого из цилиндров. Воспользовавшись широко известной в теории антенн методикой Хоу, допустим далее, что заряд вдоль оси распределен с равномерной плотностью, и совместим начало цилиндрических координат с центром основания нижнего из цилиндров (рис. 36, a). Тогда потенциал в произвольной точке  $M(z, r)$ , находящейся на расстоянии  $P_2 = \sqrt{(z - \epsilon)^2 + r^2}$  от точечного заряда  $dq$ , расположенного на оси, например, второго из электродов (рис. 36, a), будет равен

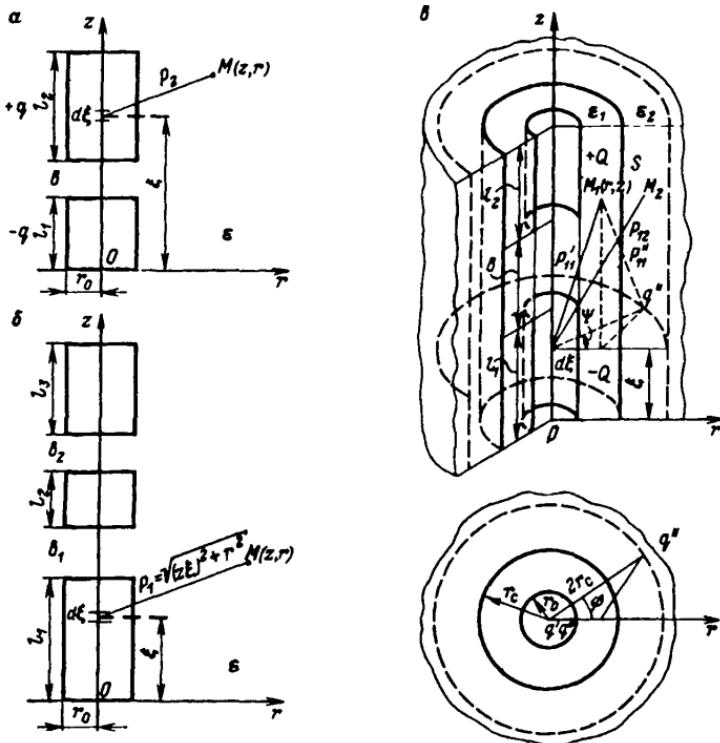


Рис. 36. Расчетные схемы стержневого конденсатора:  
а — двухэлектродного; б — трехэлектродного в однородной среде; в — двухэлектродного в двухслойной среде с коаксиальной зондом цилиндрической границей раздела

$$d\varphi = \frac{dq}{4\pi\epsilon_0 P_2} = -\frac{q}{4\pi\epsilon_0 l_2} \frac{d\xi}{\sqrt{(z-\xi)^2 + \epsilon^2}}.$$

Проинтегрировав это выражение по всей длине второго электрода, т.е. в пределах от  $l_1 + b$  до  $l_1 + l_2 + b$ , найдем выражение для потенциала в точке  $M$ , наведенного вторым электродом,

$$\varphi_2 = \frac{q}{4\pi\epsilon_0 l_2} \left( \operatorname{Arsh} \frac{z-l_1+b}{r} - \operatorname{Arsh} \frac{z-l_1-b-b}{r} \right).$$

Аналогичным образом найдем потенциал в той же точке  $M$ , наведенный нижним (в данном случае — отрицательным) электродом,

$$\varphi_1 = \frac{q}{\epsilon_0 l_1} \left( \operatorname{Arsh} \frac{z-l_1}{r} - \operatorname{Arsh} \frac{z}{r} \right).$$

Полный потенциал в точке  $M(z, r)$  при двухэлектродном зонде имеет вид

$$\varphi_{\Sigma} = \varphi_1 + \varphi_2 = \frac{q}{4\pi\epsilon_0} \left[ \frac{1}{l_1} (\text{Arsh} \frac{z-l_1}{r} - \text{Arsh} \frac{z}{r}) + \frac{1}{l_2} \times \right. \\ \left. \times (\text{Arsh} \frac{z-l_1-b}{r} - \text{Arsh} \frac{r-l_1-l_2-b}{r}) \right]. \quad (5.13)$$

Этот потенциал обусловлен совместным действием заряженных осей обоих электродов. Эквипотенциальные поверхности вокруг отрезка заряженной оси представляют собой конфокальные эллипсоиды вращения. Следовательно, цилиндрические поверхности электродов будут пересекаться бесконечным множеством эквипотенциальных поверхностей соответствующих отрезков заряженных осей, что приводит к интегральной форме среднего потенциала каждого из электродов

$$\varphi_{01} = \frac{1}{l_1} \int_0^{l_1} \varphi_{\Sigma_0} dz, \quad \varphi_{02} = \frac{1}{l_2} \int_{l_1+b}^{l_1+l_2+b} \varphi_{\Sigma_0} dz,$$

где  $\varphi_{\Sigma_0}$  — полный потенциал в точке  $(z, r_0)$ , лежащей на поверхности с радиусом, равным радиусу  $r_0$  электрода.

После интегрирования и соответствующих преобразований находим разность потенциалов между электродами

$$\Delta U = \varphi_{02} - \varphi_{01} = \frac{q}{2\pi} \Phi_{1(2)},$$

где функция<sup>1</sup>  $\Phi_{1(2)} = \Phi_{1(2)}(r_0, l_1, l_2, b)$  имеет размерность обратной длины и выражается в  $\text{м}^{-1}$ .

Окончательно коэффициент зонда  $F_3$  и его емкость в свободном пространстве  $C_{03}$  будут

$$F_3 = 2\pi/\Phi_{1(2)}, \quad C_{03} = \epsilon_0 F_3 = 2\pi \epsilon_0/\Phi_{1(2)}. \quad (5.14)$$

Расчет трехэлектродного цилиндрического зонда, находящегося в безграничном свободном пространстве, выполняется по схеме на рис. 36, б приемами, аналогичными использованными при расчете двухэлектродного зонда. Не изменяются и выражения (5.14), но вместо  $\Phi_{1(2)}$  используется более сложная функция  $\Phi_{1(3)} = \Phi_{1(3)}(l_1, l_2, l_3, b_1, b_2)$ .

Для нахождения емкости тех же зондов ИДК и ДПЗ, погруженных в реальную однородную изотропную и немагнитную среду с конечными значениями ее электропроводности и  $\epsilon_{\text{пп}} > 1$ , использу-

---

<sup>1</sup> В развернутом виде, пригодном для численных расчетов, функции  $\Phi_{1(2)}$  и  $\Phi_{1(3)}$  приведены в приложении 1.

ются формулы (5.3) — (5.6). Напряженность электрического поля в точке  $M(r, \psi, z)$  может рассматриваться как градиент скалярного потенциала  $\varphi_{\Sigma}$ , описываемого выражением (5.13) и взятого с обратным знаком:

$$\mathbf{E} = -\nabla \varphi_{\Sigma}. \quad (5.15)$$

В выбранной цилиндрической системе координат выражение (5.15) в развернутом виде

$$\nabla \varphi_{\Sigma} = \frac{\partial \varphi_{\Sigma}}{\partial r} \bar{r}_0 + \frac{1}{r} \frac{\partial \varphi_{\Sigma}}{\partial \psi} \bar{\psi}_0 + \frac{\partial \varphi_{\Sigma}}{\partial z} \bar{z}_0,$$

где  $\bar{r}_0$ ,  $\bar{\psi}_0$  и  $\bar{z}_0$  — единичные векторы, направленные, по радиусу, по касательной к цилиндрической поверхности перпендикулярно к ее образующей и вдоль оси цилиндра соответственно.

Поскольку в силу осевой симметрии потенциал всех точек, равноудаленных от оси, будет одним и тем же, то производная потенциала по касательной будет равна нулю и, следовательно,  $\partial \varphi_{\Sigma} / \partial \psi = 0$ .

Таким образом, в общем случае напряженность поля цилиндрического зонда-конденсатора в диэлектрической среде, т. е. при  $\epsilon_{\text{пп}} > 1$  и  $\gamma_p = 0$ , будет иметь лишь две составляющие:

радиальную

$$E_{r0} = \frac{\Theta}{r^2} \left\{ \frac{1}{l_1} \left[ \frac{z - l_1}{\sqrt{1 + [(z - l_1)/r]^2}} - \frac{z}{\sqrt{1 + (z/r)^2}} \right] + \frac{1}{l_2} \times \right. \\ \left. \times \left[ \frac{z - l_1 - b}{\sqrt{1 + [(r - l_1 - b)/r]^2}} - \frac{r - l_1 - l_2 - b}{\sqrt{1 + [(z - l_1 - l_2 - b)/r]^2}} \right] \right\}$$

и осевую

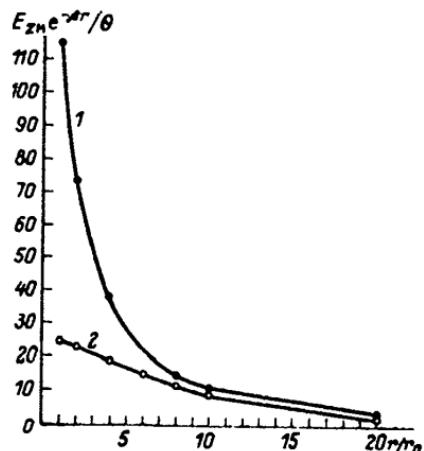
$$E_{z0} = -\frac{\Theta}{r} \left\{ \frac{1}{l_1} \left[ \frac{1}{\sqrt{1 + [(z - l_1)/r]^2}} - \frac{1}{\sqrt{1 - (z/r)^2}} \right] + \frac{1}{l_2} \times \right. \\ \left. \times \left[ \frac{1}{\sqrt{1 + [(z - l_1 - b)/r]^2}} - \frac{1}{\sqrt{1 + [(z - l_1 - l_2 - b)/r]^2}} \right] \right\}, \quad (5.16)$$

где через  $\Theta$  обозначен нормирующий множитель  $\Theta = q/4\pi \epsilon_0 \epsilon_{\text{пп}}$ .

Поскольку рассматривается биполярная система, то при любых соотношениях линейных размеров зонда всегда можно найти такую плоскость [одну — для двухэлектродного и  $(n - 1)$  — для  $n$ -электродного зонда], перпендикулярную к образующей зонда, во всех точках которой суммарный потенциал от обоих электродов, а также радиальная составляющая вектора напряженности электрического

Рис. 37. Зависимость напряженности осевой составляющей электрического поля в медианной плоскости двухэлектродного зонда от расстояния до его поверхности, выраженного в радиусах зонда  $r_0$ .

1 — при  $b = 0,05$  м; 2 — при  $b = 0,25$  м;  
параметры зонда и окружающей его среды:  $l_1 = l_2 = 0,5$  м,  $r_0 = 0,05$  м,  
 $\epsilon_{\text{п}} = 20$ ,  $\rho_{\text{п}} = 20$  Ом·м,  $f = 5$  МГц,  $\beta_{\text{п}} =$   
 $= 0,942 \text{ м}^{-1}$ ,  $\theta = q/4\pi \epsilon_0 \epsilon, \text{ В} \cdot \text{м}$



поля  $E_r$  в ближайших окрестностях зонда равна нулю.

Эти плоскости, которые назовем медианными, приурочены к промежуткам между электродами. Например, при двухэлектродном зонде и выбранном расположении зонда в системе координат медианная плоскость находится на расстоянии  $z_m$  от нижнего конца зонда, причем всегда выполняется неравенство  $l_1 < z_m < l_1 + b$ . Нетрудно заметить, что при равенстве длин  $l_1$  и  $l_2$  электродов  $z_m = l + b/2$  составляющая  $E_{zm0}$  примет вид

$$E_{zm0} = - \frac{2\Theta}{rl} \left\{ \frac{1}{\sqrt{1 + (b/2r)^2}} - \frac{1}{\sqrt{1 + [(2l+b)/2r]^2}} \right\}.$$

В реальной поглощающей немагнитной среде при  $\gamma_{\text{п}} > 0$  и  $\epsilon_{\text{п}} > 1$  вместо выражения (5.16) будем иметь

$$E_{zm} = E_{zm0} e^{-\beta r}, \quad (5.17)$$

где  $\beta$  — коэффициент поглощения.

Результаты расчетов по формуле (5.17) напряженности  $z$ -составляющей поля двухэлектродного зонда в его медианной плоскости в зависимости от расстояния  $r/r_0$  от поверхности зонда и при двух значениях длины  $b$  промежутка между его электродами приведены на рис. 37. Эти графики могут дать некоторое представление о глубинности исследования при ИДК и ДПЗ. Из них видно, что мощность скин-слоя, окружающего зонд, при прохождении которого напряженность поля уменьшается в 2,7 раз, составляет примерно четыре радиуса зонда при  $b = 0,05$  м и возрастает до  $r/r_0 \approx 11$  при  $b = 0,25$  м (т. е. приблизительно в 3 раза). В то же время амплитудные значения напряженности поля, т. е.  $E_{zm0}$ , наоборот, с увеличением длины  $b$  падают от  $E_{zm0} = 115 \Theta$  при  $b = 0,05$  м до  $E_{zm0} = 25 \Theta$  при  $b = 0,25$  м, т. е. примерно в 5 раз.

В условиях измерений в скважинах большое практическое значение имеет возможность учета радиальной неоднородности среды, окружающей зонд. Это приводит к задаче либо о возбуждении щелевой антенны, либо о емкости конденсатора-зонда в радиально-многослойной среде с коаксиальными зонду и между собой границами раздела. В общем виде решение этой задачи встречает большие трудности, преодолеть которые пока не удалось, поэтому ограничимся рассмотрением частного случая одной цилиндрической границы раздела между двумя изотропными средами с различными электрическими характеристиками. Это соответствует либо наличию между зондом и стенками скважины слоя промывочной жидкости, либо, если зонд ДПЗ и ИДК с прижимными электродами, наличию зоны проникновения или слоя диэлектрического покрытия электродов. В последнем случае устраняется влияние сквозного тока проводимости между электродами, что в некоторых случаях существенно облегчает интерпретацию материалов и требования к аппаратуре.

Решение задачи для щелевой антенны, находящейся в цилиндрически двухслойной среде, приведено в работе [34]. Поэтому остановимся лишь на решении аналогичной задачи для стержневого конденсатора-зонда. Как и в случае однородной среды, будем решать задачу в два этапа — сначала как чисто электростатическую для нахождения входной емкости двухэлектродного зонда в предположении, что обе среды являются диэлектриками с нулевой проводимостью, а затем введем условие о конечности значений обеих электрических характеристик среды.

В связи с громоздкостью выкладок ограничимся общим обзором решения задачи и приведем его окончательные результаты. Как и ранее, для решения задачи в электростатическом смысле использован принцип суперпозиции потенциальных электрических полей, образующихся вокруг точечных электрических зарядов, и применен метод зеркальных изображений. Последнее является отличительной особенностью настоящего решения, поскольку использовано отражение в цилиндрическом зеркале, в то время как обычно метод зеркальных изображений применяется при решении задач с плоскими границами раздела (рис. 36, в).

Применяя приемы, аналогичные описанным выше, можно показать, что входная емкость зонда в случае непроводящих сред имеет вид

$$C_3 = \frac{2\pi\epsilon_0}{\Phi_1 + \Phi_2} \epsilon_1, \quad (5.18)$$

где  $\epsilon_1$  — диэлектрическая проницаемость первого (ближайшего к зонду) слоя;  $\Phi_1 = \Phi_1(l_1, l_2, b, r_0)$  — функция, полученная при решении однослойной задачи;  $\Phi_2 = \Phi_2(l_1, l_2, b, r_0, r_c, \mu)$  — слож-

ная функция<sup>1</sup>, зависящая от геометрических размеров зонда, мощности первого слоя  $r_c$ , отношения  $\mu = \epsilon_2/\epsilon_1$  и электрических характеристик  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  обоих слоев.

При  $\epsilon_1 = \epsilon_2$  функция  $\Phi_2 = 0$  и выражение (5.18) дает емкость зонда в однородной среде. К тому же значению  $C_3$  она стремится емкость зонда, находящегося в двухслойной среде при возрастании мощности первого слоя до величины, много большей длины зонда  $L_{(2)} = b + (l_1 + l_2)/2$ .

Из выражения (5.18) с учетом формулы (5.3) легко получить выражение для эффективной диэлектрической проницаемости радиально неоднородной двухслойной непроводящей среды:

$$\epsilon_3 = \frac{\Phi_1}{\Phi_1 + \Phi_2} \epsilon_1.$$

Таким образом, в электростатическом смысле поставленную задачу можно считать решенной. Важно обратить внимание на следующее. Как известно, конденсатор с полем, локализованным между электродами (например, плоский), когда он заполнен двухслойным диэлектриком с проницаемостью слоев  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  и мощностями этих слоев  $h_1$  и  $h_2$  (причем  $h_1 + h_2 = h_\Sigma$  — расстояние между обкладками), может быть представлен в виде последовательного соединения двух конденсаторов, суммарная емкость которых определяется выражением  $1/C_\Sigma = 1/C_1 + 1/C_2$ .

Отсюда следует полная правомочность замены конденсатора-датчика такого типа, заполненного исследуемым материалом и имеющего изолирующие прокладки между электродами и материалом, на последовательное соединение того же конденсатора, но без изолирующих прокладок, и постоянного конденсатора, величина которого определяется толщиной и материалом прокладок.

По-иному обстоит дело для таких открытых систем, как стержневой конденсатор, где главенствующую роль играет поле рассеяния. В самом деле, воспользовавшись выражением (5.18), получим

$$1/C_3 = \Phi_1/2\pi\epsilon_0\epsilon_1 + \Phi_2/2\pi\epsilon_0\epsilon_1. \quad (5.19)$$

Первое слагаемое правой части этого равенства в соответствии с выражением (5.14) есть обратная величина емкости  $C_1$  зонда, когда все пространство вокруг него заполнено однородной средой с проницаемостью  $\epsilon_1$ . По аналогии второе слагаемое выражения (5.19) можно рассматривать как обратную величину некоторой емкости  $C_{12}$ . Тогда вместо уравнения (5.19) получим формулу

$$1/C_3 = 1/C_1 + 1/C_{12},$$

<sup>1</sup> Развернутое выражение функции  $\Phi_2$  приведено в приложении (п.А).

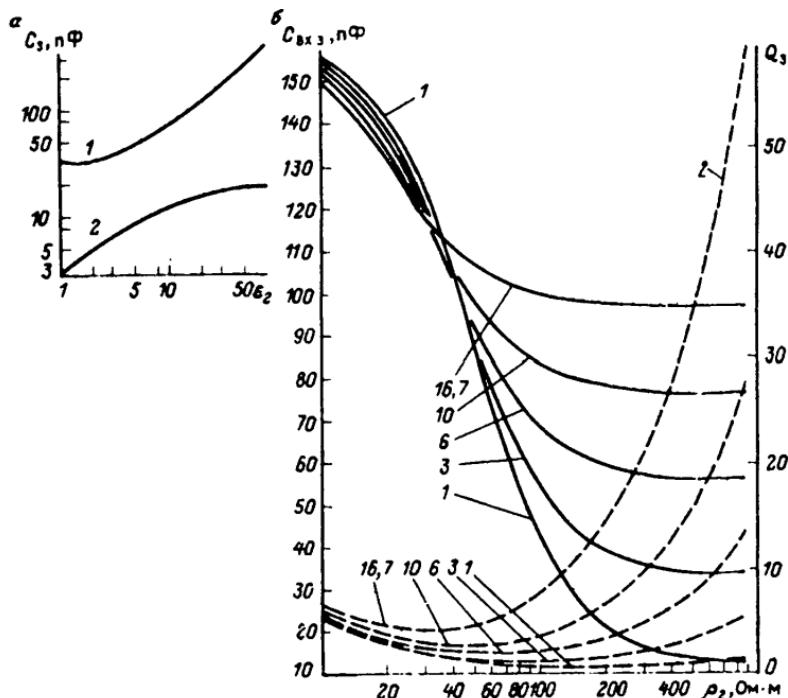


Рис. 38. Графики входных характеристик зонда в двухслойной среде с коаксиальной поверхностью зонда границей раздела.

*a* — зависимость входной емкости зонда от диэлектрической проницаемости второго (внешнего) слоя при условии, что оба слоя — диэлектрики: 1 —  $\epsilon_1 = 80$ , 2 —  $\epsilon_1 = 3$ ; *б* — зависимость входной емкости (1) и добродатности зонда (2) с диэлектрическим покрытием ( $\epsilon_1 = 3$ ) от удельного электрического сопротивления пород при различных значениях их диэлектрической проницаемости. Шифр кривых —  $\epsilon_1/\epsilon_2$ ; частота измерений  $f = 10$  МГц; параметры зонда:  $l_1 = 5$  см,  $r_0 = 5$  см,  $r_c = 5,5$  см,  $F_3 = 13,2 \text{ м}^{-1}$ ,  $C_0 = 4,17 \text{ пФ}$

аналогичную по форме выражению для плоского конденсатора. В действительности же здесь имеет место существенное различие. Состоит оно в том, что емкость  $C_1$  не зависит от мощности первого слоя, а емкость  $C_{12}$  определяется как значениями проницаемостей  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  обоих слоев, так и мощностью первого слоя. Это нашло отражение в характере графиков, приведенных на рис. 38, *a* и указывает на то, что в данном случае замена, например, слоя диэлектрического покрытия зонда последовательным включением в цепь некоторого конденсатора постоянной емкости неправомочна, поскольку приводит к незэквивалентным между собой схемам замещения. Это необходимо учитывать при конструировании и использовании аппаратуры ИДК и ДПЗ.

В реальных условиях измерений в полупроводящих средах диэлектрические проницаемости слоев имеют вид

$$\epsilon_1^* = \epsilon_1 (1 + i \nu_1); \quad \epsilon_2^* = \epsilon_2 (1 + i \nu_2),$$

где  $\nu_1$  и  $\nu_2$  — электромагнитные коэффициенты первого и второго слоев соответственно.

При этом комплексный характер будет иметь лишь функция<sup>1</sup>  $\Phi_2$ , а искомые значения входных параметров зонда примут вид

$$C_{вх\ 3} = C_{0\ 3} \epsilon_3; \quad R_{вх\ 3} = \epsilon_0 \rho_3 / C_{0\ 3}; \quad Q_3 = 1/\nu_3,$$

причем величины  $C_{вх\ 3}$ ,  $R_{вх\ 3}$ ,  $Q_3$ ,  $\epsilon_3$  и  $\rho_3$  зависят одновременно от мощности первого слоя и от всех четырех электрических характеристик двухслойной среды. Отсюда следует, что в пределах данного решения раздельно определять мощность первого слоя, а также  $\epsilon$  и  $\rho$  каждого из слоев невозможно. Для решения такой задачи необходимо либо выполнение измерений при трех значениях частоты  $f$ , либо измерения тремя зондами с различными параметрами. В обоих случаях осложняющим фактором может явиться некоторое изменение глубинности исследований.

Задача существенно упрощается, когда мощность первого слоя и его характеристики заранее известны. Примером может служить цилиндрический зонд в скважине, поскольку ее диаметр и характеристики промывочной жидкости даются независимыми измерениями, либо зонд ДПЗ или прижимной зонд с диэлектрическим покрытием заданной толщины и известной диэлектрической проницаемостью. Иллюстрацией этому может служить рисунок 38, б, где приведены графики зависимости  $C_{вх\ 3}$  и  $Q_3$  от удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости пород для зонда, у которого роль первого слоя играло диэлектрическое покрытие (слой резины толщиной 5 мм).

Приведенные расчеты создают основу для количественной интерпретации диаграмм ИДК и ДПЗ и дают критерии для выбора конструкции соответствующих зондов и измерительной аппаратуры.

### 5.3. Методика диэлектрических исследований

Методика импедансных диэлектрических измерений как при выполнении пенетрационных зондирований, так и при каротаже буровых скважин в принципе не отличается от методики измерений при других видах такого рода исследований. Но и здесь, как обычно, приходится учитывать особенности используемых методов и применяемой измерительной аппаратуры, что проявляется в некоторой специфике приемов работ и требованиях к их проектированию. Необходимо учитывать, что при импедансных измерениях особую

<sup>1</sup> См. приложение 2 (п.Б).

роль играют электрические свойства пород, непосредственно прилегающих к зондам. В связи с этим использовать ИДК для изучения пород, находящихся в состоянии неполного водонасыщения, оказывается нецелесообразным. Обусловлено это тем, что в данных условиях при ИДК с прижимными зондами со скользящим контактом в примыкающих к их электродам породах могут существовать неконтролируемые воздушные "карманы" и прослойки, оказывающие сильное влияние на результаты измерений. Это приводит к неоправданно сильной "изрезанности" диаграмм.

Первоначально основным назначением ДПЗ была оценка величины естественной пористости водонасыщенных несвязанных грунтов, определяющей в значительной мере их устойчивость и несущую способность как основания сооружений. Диктовалось это тем, что определение показателя традиционными геотехническими способами является очень сложной, трудоемкой и дорогостоящей задачей. Несравненно более дешевое и быстрое ДПЗ выполняется с помощью стержневых зондов особой конструкции и описанных выше емкостных динамометров в процессе статистической и динамической пенетрации. Подробное описание такого рода методики приведено в ряде работ [44]. ДПЗ было использовано, например, при изысканиях под основания плотин ряда крупных гидроэлектростанций и дало хорошие результаты, о чем свидетельствуют многочисленные данные специальных проверок.

В настоящее время ту же задачу, как правило, удобнее решать с помощью пенетрационного каротажа методом ГГК. ДПЗ с успехом может использоваться при решении таких задач, как литологическое расчленение рыхлых песчано-глинистых пород в зонах полного и неполного водонасыщения, определение глубины до уровня грунтовых вод, оценка мощности торфяных залежей, оценка электрических, фильтрационных и емкостных свойств рыхлых водонасыщенных пород, а также минерализации содержащейся в них воды. Все это дает основание для включения соответствующей аппаратуры и зондов в комплект пенетрационно-каротажных станций типа СПК или специальных более легких пенетрационных установок, включая как статические, так и динамические их типы.

Импедансный динамический каротаж решает по сути дела те же задачи, но без ограничений в глубине и типе пород, пересеченных скважиной. Как уже отмечалось, он в целом уступает каротажу ВЭМК, сохраняя перед ним преимущества лишь в отношении исследования и дифференциации тонкослоистых разрезов и разрезов с низким сопротивлением. Это, наряду с описанными выше достижениями в области развития теории метода и разработки измерительной аппаратуры, свидетельствует о реальной возможности и целесообразности возобновления работ по созданию современного и конкурентоспособного (при решении определенных задач) импедансного ДК.

При выборе методики диэлектрической влагометрии пород зоны аэрации приходится учитывать, что эта зона располагается между поверхностью земли и уровнем грунтовых вод и является областью неполного водонасыщения покровных отложений. Соотношение твердой, жидкой и газообразной фаз в зоне аэрации в значительной мере определяет направление и интенсивность энерго- и массопереноса через эту зону и имеет первостепенное значение для решения многих важных проблем гидрогеологии, инженерной геологии и плодородия почв. В этом кроется причина того, что влажность или, точнее, показатели, характеризующие ее количественно, принадлежат к числу основных характеристик горных пород, наиболее часто определяемых при самых разнообразных гидрогеологических, инженерно-геологических и других видах исследований и изысканий. Но и по сей день в подавляющем большинстве случаев влажность определяют простым термостатно-весовым способом.

Методически измерения влажности пород можно разделить на два основных вида: единовременные (разовые) определения, необходимые для характеристики состояния и свойств пород в данный момент времени и в заданном месте, и различной длительности режимные наблюдения за изменениями (динамикой) влажности во времени в определенной точке разреза либо в пределах заданного участка или профиля. Определения первого вида используются, как правило, в ходе разнообразных изысканий для получения данных об устойчивости и несущей способности грунтов, а также при оценке влагозапаса почвы на момент измерения, в том числе для определения норм полива и т. п.

Геофизические методы измерения влажности пород, включая методы диэлектрической влагометрии, будучи косвенными, имеют в этом случае ограниченное применение. Они могут использоваться лишь с целью интенсификации и некоторого снижения стоимости изысканий, когда не требуется высокой точности единичных определений влажности. Объективности ради надо сказать, что при исследованиях данного вида из числа геофизических известное преимущество имеют нейтронные методы влагометрии, хотя строго одномерной связи между замедлением нейtronов и влажностью пород нет.

Несколько иначе обстоит дело при определениях влажности второго вида, когда ведутся длительные наблюдения за ее динамикой. При этом необходимость многократного отбора образцов исключает возможность выполнения повторных (режимных) наблюдений в той же самой точке, что существенным образом увеличивает погрешность наблюдений практически независимо от точности единичных измерений. Кроме того, многократное бурение или шурфование и повторный отбор, транспортировка и анализ образцов приводят к существенным трудовым и материальным затратам,

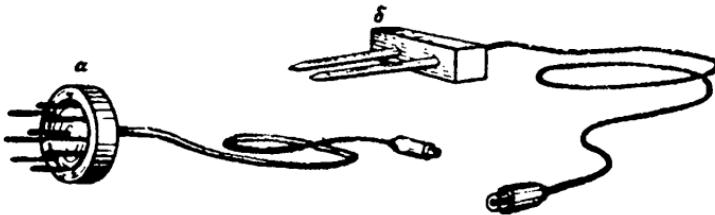


Рис. 39. Конденсаторы-датчики для лабораторных работ и режимных диэлектрических измерений.

*a* — цилиндрический игольчатый; *b* — датчик типа "вилка"

а в ряде случаев представляют определенные неудобства, затрудня нормальную эксплуатацию сооружения.

В то же время в условиях, когда датчик в течение всего срока наблюдений остается на месте, косвенные геофизические измерения влажности в значительной мере освобождаются от перечисленных недостатков. При этом такие факторы, как гранулометрический и минеральный составы пород, их плотность и пористость, а также химический состав грунтовых электролитов остаются неизменными. Температура же легко поддается измерению и учету. Это приводит к существенному повышению точности и достоверности результатов измерений, снижению их себестоимости и повышению производительности труда.

Опыт показывает, что для выполнения долговременных наблюдений за динамикой влажности и влагопереноса в зоне аэрации, включая исследования на оползневых склонах, под дном бассейнов для искусственного восполнения грунтовых вод и решения других подобных задач с успехом могут привлекаться различные геофизические методы, и в первую очередь те из них, которые базируются на изучении диэлектрических свойств пород.

Рассмотрим основные элементы методики указанного вида исследований с учетом соображений, изложенных в разд. 5.2. В этом случае для полевых и сопутствующих им лабораторных измерений целесообразнее использовать приборы, основанные на модуляции параметров колебательного контура и измерениях его резонансной частоты при возбуждении в контуре вынужденных колебаний, а в качестве конденсаторов-датчиков — те из них, у которых электрическое поле более или менее локализовано в пространстве между электродами.

Наиболее удобными в применении и простыми в изготовлении и их расчете являются датчики типа двузубой "вилки" на изолированном основании, а также плоские и цилиндрические датчики (рис. 39). Их коэффициенты  $F_d$  могут быть найдены с помощью формул

$$F_{\text{д вил}} = \pi l / \ln(d/r), F_{\text{д пл}} = s/d; \\ F_{\text{д цил}} = 2\pi h / \ln(D_2/D_1), \quad (5.20)$$

где  $l$  — длина электрода;  $r$  — его радиус;  $d$  — расстояние между электродами (для вилки — между осями ее зубьев);  $s$  — площадь плоского электрода;  $D_1$  и  $h$  — диаметр и высота центрального электрода;  $D_2$  — диаметр внешнего цилиндра. Во всех случаях расстояние  $d$  или  $D_2 - D_1$  между электродами должно быть достаточно велико, чтобы можно было пренебречь влиянием приэлектродных зон.

В этих условиях наименее локализовано поле в двузубой вилке, а наиболее — в цилиндрическом конденсаторе. Плоский конденсатор-датчик занимает промежуточное положение. Зачастую весьма удобной разновидностью двух последних типов датчиков являются их игольчатые аналоги (см. рис. 39). При этом плоские электроды (или внешний цилиндр) выполняют из специально расположенных штырьков — "иголок", гальванически соединенных между собой. При небольших (по сравнению с шириной плоского электрода или длиной окружности цилиндра) расстояниях между "иголками" нарушения в равномерности поля между электродами будут невелики и с допустимой для практики погрешностью при расчетах коэффициентов  $F_d$  могут использоваться формулы (5.20).

Перед началом полевых работ применительно к их целям и задачам составляются план работы и схема размещения датчиков. При этом крайне желателен учет данных о геоэлектрическом разрезе участка, а если такие сведения отсутствуют, то выполнение небольшого объема электrorазведочных работ (ВЭЗ) для их получения. Полезным может быть также выполнение на данном участке пенетрационно-каротажных исследований, включая ДПЗ. Все это не только позволяет лучше обосновать места установки датчиков, но обеспечивает выбор их конструкции и параметров, и в первую очередь коэффициента датчиков  $F_d$ .

Для пояснения рассмотрим следующий пример. Допустим, что район предстоящих работ расположен в Чуйской долине Киргизии с характерным для нее аридным климатом, действующей системой орошения и неглубоким (до 2–3 м в меженный период) залеганием уровня грунтовых вод. В этих условиях удельное электрическое сопротивление пород зоны аэрации отражает в основном изменение степени их засоленности и минерализации грунтовых вод. Из материалов, приводимых в работе [46], следует, что в этих условиях сопротивление пород при их максимальной засоленности падает до  $\rho_{\min} = 7 \div 9 \Omega \cdot \text{м}$ .

Предположим далее, что для наблюдений будет использован прибор типа ЭВ-76 ВСЕГИНГЕО. Из его технических данных следует, что для того чтобы погрешность измерений входной емкости

датчика за счет колебаний шунтирующего его активного сопротивления не превысила 1 %, необходимо соблюсти условие  $R_{\text{вх д min}} > 300 \text{ Ом}$ . Исходя из этого, коэффициент датчика не должен превышать  $F_d = \rho_{\text{min}} / R_{\text{вх д min}} = 7/300 = 2,34 \cdot 10^{-2} \text{ м}^1$ .

При изучении динамики естественной влажности пород зоны аэрации для представительности объема породы, к которому относятся результаты измерений, целесообразно использовать датчики полуоткрытого типа, например упомянутый выше конденсатор-“вилку”.

Таким образом, исходя из найденного значения  $F_d = 2,34 \cdot 10^{-2} \text{ м}$  и задавшись любыми двумя из входящих в выражение (5.20) размерами, находим третий. Например, задавшись  $r = 3 \text{ мм}$  и  $d = 90 \text{ мм}$ , имеем  $d/r = 30$ , что обеспечивает практическую независимость измерений емкости датчика от влияния приэлектродных зон. Легко подсчитать, что для получения заданной величины  $F_d$  длина электродов должна быть  $l = 25 \text{ мм}$ . Расчетное значение рабочей емкости  $C_0$  такого датчика будет  $C_0 = \epsilon_0 F_d \approx 0,207 \text{ пФ}$ .

Для уточнения величины  $C_0$  можно ее определить, протарировав датчик путем погружения его в жидкость с заданными значениями диэлектрической проницаемости. Простешим приемом является погружение датчика в бочку с пресной (лучше дождевой) водой. Значение  $C_0$  находят из соотношения

$$C_0 = (C_{\text{вод}} - C_{\text{возд}}) / (\epsilon_{\text{вод}} - \epsilon_{\text{возд}}).$$

При этом желательно учитывать температуру воды.

Методика проведения работ с целью стационарных наблюдений динамики влажности горных пород в естественных условиях зоны аэрации (а также на оползневых склонах, при контроле действия ирригационных систем и др.) в общих чертах сводится к следующему.

Датчик с подсоединенными к нему коаксиальным кабелем устанавливается в грунт в забой специально пробуренной для этого скважины диаметром 75–100 мм или в стенку шурфа, а другой конец кабеля, заканчивающегося коаксиальным разъемом для подключения к дизелькометру, выводится на поверхность. После этого скважина (шурф) может быть засыпана, и датчик остается в грунте на весь период наблюдений.

Непосредственно перед установкой датчика из забоя скважины отбирают пробы породы для определения обычным (термостатным) способом его начальной естественной массовой влажности

<sup>1</sup> Идентичность параметров всех датчиков, устанавливаемых на участке, не является строго обязательной, однако это представляет определенные удобства при выполнении измерений и особенно при последующей обработке полученных материалов.

$w_{e1}$ . Дальнейшие наблюдения осуществляются посредством периодических измерений емкости датчика и его входного сопротивления (без подъема датчика) и вычисления по этим данным диэлектрической проницаемости породы  $\epsilon_e$  в условиях ее естественного залегания.

Следует обратить внимание на то, что обработку результатов наблюдений следует начинать именно с вычисления диэлектрической проницаемости  $\epsilon_e$ , а затем переходить к значениям влажности  $w_e$  пород. Это необходимо для того, чтобы можно было сравнить результаты измерений, выполненных разными датчиками в различных условиях, поскольку  $\epsilon_e$  пород не зависит от конструкции и размеров датчиков, а также от диэлектрических потерь в породе.

Переход от  $\epsilon_e$  к  $w_e$  осуществляется по эмпирической формуле

$$w_e = \epsilon_e - \epsilon_{c\text{ п}} + A \lg \epsilon_e / \epsilon_{c\text{ п}}, \quad (5.21)$$

где  $A$  — постоянный коэффициент, величина которого определяется из этой же формулы путем подстановки в нее значений  $w_{e1}$  и  $\epsilon_e$ , полученных при установке датчика;  $\epsilon_{c\text{ п}}$  — диэлектрическая проницаемость сухой породы.

Рассчитанное таким способом значение  $A$ , так же как  $w_{e1}$  и  $\epsilon_{c\text{ п}}$ , заносится в журнал, тем самым "привязывая" все дальнейшие измерения к окружающей датчик конкретной породе. При вычислениях по формуле (5.21) значение  $\epsilon_{c\text{ п}}$  может быть либо принято равным 3,1 [25, 44], либо найдено опытным путем для исследуемой породы. В последнем случае из специальной скважины или шурфа, расположенных не ближе 1 м от датчика, с глубины его установки отбирается образец породы по возможности ненарушенного сложения. В него погружается описанный выше (см. рис. 39) игольчатый цилиндрический датчик, вместе с которым образец высушивается до постоянного веса. После этого датчик подключают к дизелькометру и находят искомое значение  $\epsilon_{c\text{ п}}$ . Каких-либо иных лабораторных работ для перехода от электрического параметра (т. е. от  $\epsilon_e$ ) породы к значениям ее массовой влажности, как правило, больше не требуется.

Однако в тех случаях, когда необходима более высокая точность определения влажности или расхода влаги через зону аэрации и оценка влагопроводности пород этой зоны, могут выполняться специальные тарировочные работы по методике, разработанной В.Н. Чубаровым [45]. Требуется выполнение специальных тарировочных работ в том случае, когда желательно (или необходимо) получить из наблюдений непосредственно значения не массовой, а объемной влажности породы  $w_v$ .

С этой целью из специальной скважины или шурфа отбирают образец породы массой 2–3 кг. Задавая этому образцу различные контролируемые значения объемной влажности, с помощью лабо-

раторного конденсатора-датчика находят соответствующие им значения диэлектрической проницаемости. В итоге получают тарировочный график  $\epsilon_{\text{п}} = f(n_w)$ , который прикладывают к установленному датчику в качестве его паспорта. С помощью этого графика в ходе периодических наблюдений переходят от электрических характеристик к естественной объемной влажности изучаемой точки зоны аэрации.

Как показал опыт, для удобства сопоставления результатов тарировочных работ, выполненных в разное время на образцах различных пород, целесообразно придерживаться единой методики их выполнения. Например, хорошо зарекомендовала себя такая последовательность операций в каждой серии опытов, суть которых заключается в измерении емкости специального лабораторного конденсатора-датчика при погружении (или заполнении) его исследуемой породой, влажность которой последовательно изменяется от воздушно-сухого состояния до полного (или близкого к нему) водонасыщения.

Если в качестве лабораторного используется игольчатый датчик, то при каждом измерении порода укладывается в стеклянную или керамическую ванночку, например фарфоровую ступку диаметром 7–9 см и глубиной 4–6 см (№ 2 или 3), вес и внутренний объем которой известен. Для каждой серии опытов берется навеска высушенной до воздушно-сухого состояния и просеянной через сито  $d = 1 \div 2$  мм породы. Эта навеска помещается в большую чашку, и в нее с помощью бюретки подается определенная порция воды. После этого образец породы тщательно перемешивается и с уплотнением (вручную) укладывается в ванночку, которую затем взвешивают на технических весах с точностью до 0,5 г. Поделив найденную массу  $m$  влажной породы на объем ванночки  $V$ , находим объемную массу (плотность)  $\sigma_{\text{п}}$  породы при данной ее влажности.

Следующими операциями являются: погружение игольчатого датчика в породу, взятие отсчетов по прибору и отбор из ванночки в бюксы двух проб для определения массовой влажности породы термостатно-весовым способом. Емкость датчика измеряется при этом с точностью до 0,1 пФ, массовая и объемная влажности — с точностью до 0,1 %. Переход от массовой к объемной влажности осуществляется с помощью расчетов по формуле

$$n_w = w \sigma_{\text{п}} / (1 + w/100).$$

После взятия проб в бюксы остаток породы из ванночки вытряхивается в большую чашу, туда же доливается новая порция воды, и весь цикл операций повторяется сначала. При этом желательно доливать воду в чашу с таким расчетом (ориентировочным, конечно), чтобы получать нарастающие значения массовой влажности в породе с интервалом примерно 2 %.

Данные всех этих измерений заносятся в журнал. Там же фиксируются все вычисления, конечным результатом которых является искомая тарировочная зависимость  $\epsilon_n = f(n_w)$ . Кроме того, при натурных измерениях по начальным значениям массовой  $w_{e1}$  и объемной  $n_{w_{e1}}$  влажности породы, а также ее плотности  $\sigma_m$  можно определить коэффициент естественной пористости породы

$$n_e = (1 - n_{w_{e1}}/w_{e1} \sigma_m) 100.$$

При этом в ходе дальнейших наблюдений можно также изучить динамику так называемого "недостатка насыщения"

$$\mu_d = n_e - n_{w_e}.$$

Дальнейшие наблюдения за изменениями влажности пород выполняются путем периодического подключения датчика к дизелькометру и взятия замеров по его шкале. Регистрация наблюдений и их обработка ведутся в соответствующих графах полевого журнала. Частота взятия замеров, число и расположение датчиков в плане и по глубине, общая длительность наблюдений определяются программой работ. При этом возможная общая длительность проведения наблюдений ограничивается лишь коррозионной устойчивостью датчиков и при качественном их исполнении исчисляется годами.

Весьма показательным и ценным является опыт более чем десятилетних непрерывных наблюдений за режимом влажности пород зоны аэрации, выполненных Н.Д. Добровольской на Щемиловском гидрогеологическом полигоне ВСЕГИНГЕО. Геологический разрез зоны аэрации участка представлен комплексом песчаных отложений. Мощность зоны аэрации меняется в разные времена года от 2,7 м зимой до 1,6 м в весенне-летний период. Всю толщу зоны аэрации можно при этом подразделить на три части. Первая, имеющая мощность около 0,5–0,6 м, представляет собой культурный слой. Сложен он по преимуществу супесчаными породами, среди которых встречаются линзочки и комки глин и суглинков. В этой части зоны аэрации происходит интенсивная инфильтрация атмосферных осадков, испарение и деструкция. При этом может наблюдаться образование менисков капиллярно-подвешенной воды и движение воды гравитационной. Поэтому распределение влажности в этой части зоны весьма иерархично как в плане, так и по вертикали, и может существенно меняться во времени в зависимости от погодных условий и времени года.

Нижняя часть зоны аэрации сложена песками, иногда с примесью гравия и гальки. К ней приурочена капиллярная кайма над уровнем грунтовых вод. Эта кайма, имеющая в данных условиях постоянную мощность около 25–30 см, перемещается в пределах примерно 1 м в ходе сезонных колебаний уровня воды. Массовая влажность в капиллярной кайме плавно изменяется от величины, близкой к полной влагоемкости, внизу до 3–6 % наверху.

Между капиллярной каймой и верхней частью зоны аэрации располагается слой мощностью (в различное время года) от 0,5 до 1,5 м, в котором происходит лишь передвижение пленочной воды, в силу чего влажность меняется весьма медленно в пределах 3–6 %.

На участке было установлено несколько групп (кустов) датчиков, за емкостью которых велись регулярные наблюдения. Датчики размещались по ступенчатой схеме на глубинах 0,2; 0,3; 0,5; 1,0; 1,5; 1,8; 2,0; 2,4 и 2,6 м, что позволило достаточно подробно изучать динамику влажности во всей зоне аэрации. Одновременно по расположенным в районах кустов скважинам велись систематические наблюдения за положением уровня грунтовых вод. Некоторые результаты описываемых наблюдений приведены на рис. 40. Очень характерными являются участки графиков, приуроченные ко времени быстрого подъема уровня грунтовых вод и интенсивной инфильтрации, вызванной таянием снегового покрова. При этом ряд датчиков, стоявших ранее выше зоны капиллярного поднятия, оказался сначала в капиллярной кайме, а затем ниже зеркала воды.

Рассмотрение полученных данных по динамике влажности в зоне аэрации с гидрогеологических позиций выходит за рамки настоящей работы. Заметим лишь, что довольно большой разброс контрольных значений влажности, показанный на рисунке, объясняется тем, что для их определения каждый раз проводились специальные скважины, из которых отбирались образцы для термостатно-весовых измерений, причем скважины эти размещались на некотором удалении от куста датчиков. Но даже в условиях этих неравноточных измерений среднее абсолютное отклонение значений влажности, полученных из дизлектрических измерений, от соответствующих геотехнических данных оказалось  $\pm 1,13\%$  для объемной влажности и  $\pm 0,75\%$  для массовой влажности. Средняя относительная погрешность электроемкостных измерений по тем же данным составляет для объемной влажности 5 %, для весовой влажности 6,5 % от измеряемой величины.

Эти работы, прерванные в связи с завершением режимных наблюдений на данной площадке, весьма убедительно продемонстрировали простоту, высокую надежность и удовлетворительную точность дизлектрических измерений. Расчеты показали, что использование дизлектрических измерений позволяет в 2–3 раза снизить эксплуатационные расходы при одновременном повышении качества получаемой информации. Последнее обусловлено возможностью выполнить измерения с любой необходимой срочностью и получать данные о динамике влажности в фиксированной точке разреза без перестановки датчика. Кроме того, использование такого рода дизлектрических измерений открывает в принципе возможность автоматизации замеров и передачи замеров по радиоканалу на центральный пункт сбора и переработки информации.

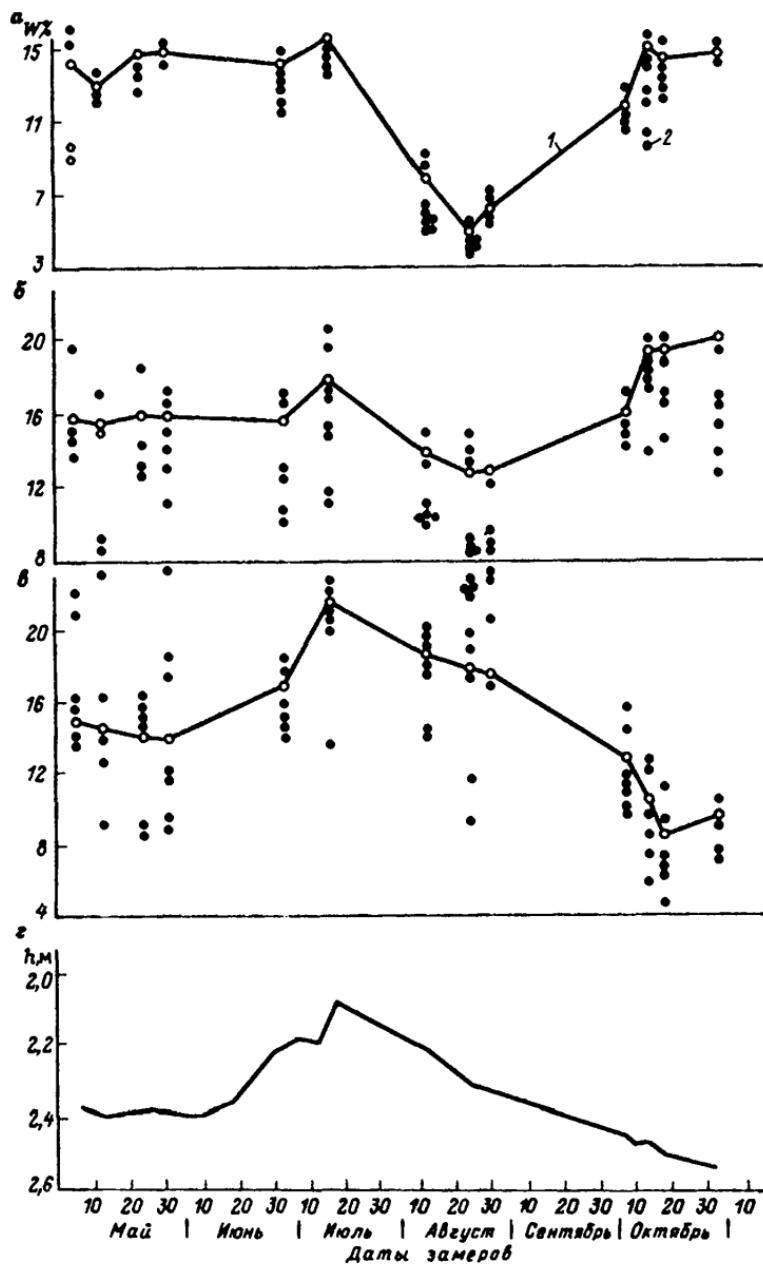


Рис. 40. Графики наблюдений за динамикой влажности зоны аэрации, Шемиловский гидрологический полигон (по материалам Н.Д. Добровольской). Глубина: *a* — 0,1 м, *b* — 0,3 м, *c* — 2,2 м, *г* — до зеркала воды; 1 — данные диэлектрических измерений; 2 — данные термостатно-весовых определений по образцам

Таблица 16

**Основные задачи и геофизические методы их решения при комплексных гидрогеологических и инженерно-геологических съемках для целей мелиорации**

Геолого-гидрогеологическая задача	Методы решения	Условия однозначного решения
Работы на рекогносцировочных профилях для обоснования сети геофизических наблюдений и заложения опорных скважин	Электроразведка методами ВЭЗ, ВП, РВП; сейсморазведка КМПВ	Использование космоаэрофотоснимков и ландшафтных исследований
Картирование удельного сопротивления с целью определения степени за-соленности покровных отложений	Электроразведка методом РВП, редкая сеть опорных микровЭЗ	При наличии ключевых участков ограничений не имеет; такие участки необходимы для составления тарировочных кривых и поэтому должны характеризоваться резкой и частой изменчивостью засоленности пород зоны азрации
Картирование мощности зоны азрации (гипсометрия уровня грунтовых вод) и определение эпюор влажности и засоленности пород этой зоны	Электроразведка методами ВЭЗ ВП; сейсморазведка КМПВ;	Интерпретация данных возможна лишь в условиях однородных песчаных и гравийно-галечниковых отложений;
	каротаж суих скважин методом ВЭМК (ВДК и ВКП);	однозначное решение возможно в песчано-глинистом разрезе при введении поправки на высоту капиллярной каймы (по данным ВЭЗ ВП);
	пенетрационный каротаж	выполнение ВДК возможно лишь в разрезах высокого сопротивления (слабая засоленность зоны азрации или низкая влажность пород ее верхней части);
Расчленение геологического разреза с выделением литологических разностей и мощностей водоизмещающих пород и глубины залегания водоупора	Электроразведка методом ВЭЗ, каротаж КС, ПС, ГК, ВЭМК;	возможно при песчано-глинистом разрезе зоны азрации
	электроразведка методом ВЭЗ ВП, каротаж КС, ПС, ГК, ИДК, ВКП	распространение минерализованных подземных вод и засоленных пород зоны азрации

Геолого-гидрогеологическая задача	Методы решения	Условия однозначного решения
Картирование литологогенетических комплексов пород	Электроразведка методами СЭП, ВЭЗ, ВЭЗ ВП	Наличие выдержаных в пространстве слоев отдельных литологических разностей пород
Картирование общей минерализации подземных вод	Электроразведка методами ВЭЗ, ВЭЗ ВП	При выдержанном литологическом разрезе изучаемой толщи пород задача решается с помощью ВЭЗ, в противном случае необходимо применение ВЭЗ ВП
Оценка водопроницаемости пород водоносных горизонтов и зоны аэрации	Электроразведка методом ВЭЗ ВП	При выдержанном литологическом разрезе; в противном случае может быть получена характеристика средней проницаемости водовмещающего комплекса
Оценка величин водопроводимости пород зоны аэрации и расхода влаги через эту зону	Диэлектрическая влагометрия	Выполнение исследований по методике В.Н. Чубарова [45]

Разработка описанного выше помехозащищенного емкостного дипольметра, показания которого не зависят от величины и вариации электропроводности изучаемых пород, дала новый импульс применению электроемкостных способов диэлектрической влагометрии применительно к решению различных гидрогеологических и инженерно-геологических задач. Большой вклад в эти разработки внес В.Н. Чубаров. Под его руководством выполнен цикл интересных исследований процессов влагопереноса в зоне аэрации, в ходе которых были выявлены и убедительно доказаны достоинства этой аппаратуры, а также базирующиеся на ее применении методики работ.

Например, использование этого прибора позволило В.Н. Чубарову выполнить уникальные наблюдения за изменениями во времени влажности и расхода влаги под дном бассейна на участке искусственного восполнения подземных вод в районе Балтэзерс Латвийской ССР (рис. 41). Резкое падение расхода влаги через дно бассейна на следующий день после его заполнения В.Н. Чубаров объясняет колымнацией пор дна в результате образования пленки механического и биологического происхождения. Скачкообразное временное увеличение расхода влаги и влажности под дном бассейна, отмеченное на пятые сутки, произошло сразу после частичного механического удаления этой пленки со дна бассейна.

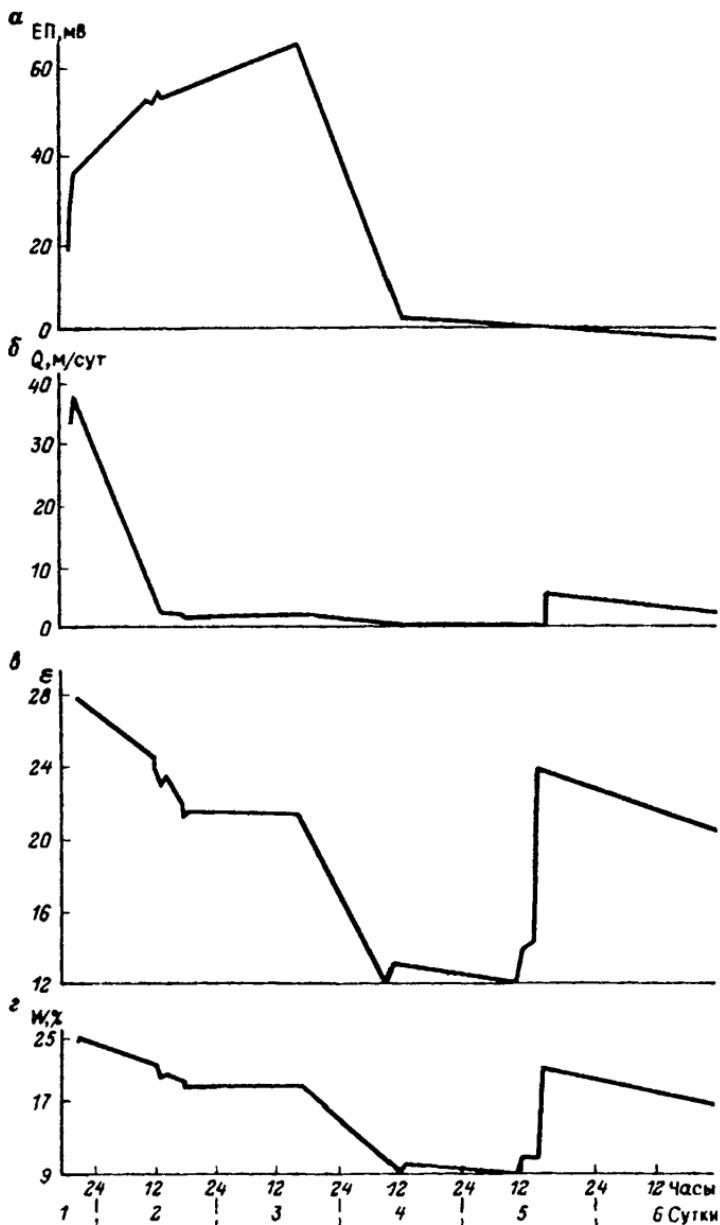


Рис. 41. Графики изменения потенциала естественного поля ЕП (а) и диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  (с) пород дна бассейна для искусственного восполнения подземных вод (район Балтззерс, Латвийская ССР) для определения влажности  $w$  грунтов (г) и расхода  $Q$  влаги (б) через дно бассейна (по данным В.Н. Чубарова)

Завершая рассмотрение высокочастотных импедансных методов исследований в инженерно-гидрогеологической геоэлектрике, покажем их место в общем комплексе геофизических работ. В табл. 15 в сжатой форме приведены задачи и методы их решения при таком многоцелевом виде исследований, как специализированная съемка для целей мелиорации засушливых земель.

## ГЛАВА 6

### ОЦЕНКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕХАНОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

---

Одним из важнейших и перспективных направлений современной разведочной вообще, и инженерно-гидрогеологической геофизики в частности, является поиск и изучение новых (для прикладной геофизики) источников физических полей и способов их практического использования. При этом основой успешного внедрения геофизических методов в практику гидрогеологических и инженерно-геологических работ является расширение круга задач, решаемых ими, а следовательно, создание и развитие новых модификаций названных методов и соответствующих им методик.

В связи с этим исследование и использование связей между различными физическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими полями и характеристиками горных пород приобретают особый интерес и актуальность. Научно-обоснованное решение этой задачи во многом зависит от познания природы свойств и явлений, наиболее информативными из которых по праву считаются эффекты, связанные с преобразованием одних видов энергии в другие. К такого рода явлениям относятся и механоэлектрические, включающие как статические, так и динамические их разновидности. Из обширного класса названных явлений рассмотрим информативные возможности лишь тех из них, которые обусловлены преобразованием осадочными капиллярно-пористыми породами энергии упругих колебаний в звуковом диапазоне частот в энергию электромагнитных волн и наоборот, т. е. прямой и обратный сейсмозелектрические эффекты второго рода (СЭЭФ).

Эти явления были обнаружены свыше сорока лет назад, что в наше эпоху научно-технической революции является достаточно длительным сроком. Несмотря на то что в этот период многими учеными и специалистами (например, только в нашей стране —

А.Г. Иванов, Я.И. Френкель, А.М. Алексеев, М.С. Анцыферов, Н.М. Нейштадт, Э.И. Пархоменко, Р.С. Зиангиров, Р.И. Злочевская и др.) были предприняты серьезные исследования, СЭЭФ до сих пор не вышел еще из стадии экспериментального изучения и не нашел реального применения в производственных масштабах. Причина тому — сложность и далеко еще не раскрыта сущность явления, а также весьма низкие (по абсолютной величине) коэффициенты преобразования одного вида энергии в другой. Несмотря на это, интерес к нему не ослабевает, о чем свидетельствует непрерывное появление публикаций и изобретений как в СССР, так и за рубежом [22, 27, 33, 43, 50]. Основными причинами такого положения являются, с одной стороны, заманчивость объединения в одном методе сейсмоакустики и геоэлектрики, а с другой — перспективы быстрого развития техники и средств измерения слабых сигналов (включая схемы накопления), делающие проблему определения малых величин все менее сложной.

Накопленный к настоящему времени обширный лабораторный материал позволил Э.И. Пархоменко [27] показать, что величина сейсмозлектрического эффекта является функцией многопараметрической и зависит от влажности и плотности породы, ее минерального состава, пористости и проницаемости, структурных особенностей и электрохимических свойств твердой и жидкой фаз, включая состав обменных катионов в глинах и концентрацию электролита в поровом растворе. Было также отмечено, что зависимость сейсмозлектрического эффекта от влажности имеет резонансный характер с максимумом на кривой при влажности, меньшей молекулярной влагоемкости. Это обстоятельство позволило Э.И. Пархоменко высказать предположение, что основную роль в создании СЭЭФ играет связанная вода.

Результаты полевых экспериментов А.Г. Иванова, Н.М. Нейштадта, Э.И. Пархоменко, И.В. Гаскарова [22, 27] показали прямую пропорциональную зависимость между амплитудой продольной волны и интенсивностью прямого СЭЭФ ("эффекта E"); некоторое опережение упругих колебаний электрическими при соответствии между собой их частотных спектров; существование диаграммы направленности "эффекта E", в результате чего максимальная амплитуда прямого СЭЭФ наблюдается при расположении приемных электродов вдоль луча упругой волны; отсутствие полярности "эффекта E" в том смысле, что при любом положении электродов относительно точки возбуждения упругих колебаний ближайший к ней электрод всегда имеет один и тот же знак.

Подавляющее число опытов по изучению СЭЭФ было выполнено при импульсном его возбуждении (взрывы и удары — в поле, сейсмоскопы типа ИПА — в лаборатории). Вся перечисленная информация о сейсмозлектрическом эффекте была получена с помощью методики, которая многократно освещена в литературе [17, 22, 27].

Можно лишь добавить, что экспериментальному изучению подвергался главным образом "эффект Е".

Впервые результаты лабораторных измерений при динамическом режиме возбуждения СЭЭФ были очень кратко описаны М.С. Анциферовым в 1958 и 1962 г., наблюдавшим прямой и обратный эффекты в опытах со стержнем, вырезанным из маловлажного монолита глинистого сланца. При этом были отмечены резонансные явления: два четких резонансных пика разности потенциалов при возбуждении прямого эффекта и возникновение звучания стрежня при подаче на электроды переменного электрического напряжения определенной частоты (обратный эффект).

К сожалению, большинство приводимых в литературе данных об амплитудах СЭЭФ ненормированы относительно сигнала возбуждения, что существенно осложняет количественную оценку влияния на этот параметр различных факторов и сопоставление данных, полученных в разное время различными исследователями. Поэтому экспериментальный материал по исследованию сейсмоэлектрического эффекта пока носит в основном статистический характер по выявлению зависимостей величины СЭЭФ от тех или иных свойств различных пород и не дает ответа на вопрос о физической природе самого явления.

Между тем без решения этого вопроса невозможна разработка надежной теоретической основы для количественной и качественной интерпретации получаемой при наблюдениях СЭЭФ информации, закодированной в динамических особенностях эффекта и его спектральных характеристиках, а также в особенностях воздействия постоянного электрического поля на амплитуду, частоту и форму колебаний обеих разновидностей СЭЭФ. Решение данного вопроса откроет дополнительные возможности для управления сейсмоэлектрическим эффектом с целью его практического использования, а также для разработки необходимых методических приемов и выбора стратегии дальнейших исследований.

Кроме того, учитывая диапазон частот (0,2–20,0 кГц) упругих и электрических колебаний, использованных в большинстве описываемых ниже экспериментов, было бы правильнее говорить не о сейсмоэлектрических, а об акустоэлектрических явлениях. Однако автор счел возможным чаще пользоваться более привычным термином "сейсмоэлектрический эффект" горных пород.

## 6.1. Аппаратура, методика и результаты лабораторных исследований СЭЭФ при гармоническом режиме возбуждения

Изучение сейсмоэлектрических эффектов при синусоидальном характере их возбуждения было продолжено в институте ВСЕГИНГЕО [43]. Исследования выполнялись в лабораторных

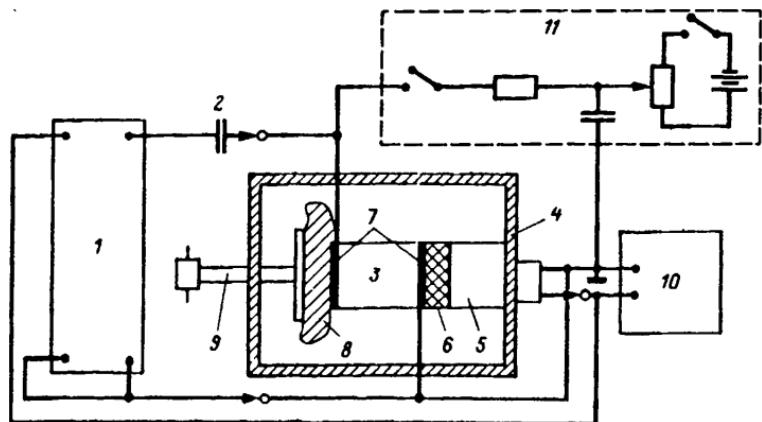


Рис. 42. Схема лабораторной установки для измерений параметров СЭЭФ (включение для наблюдений прямого эффекта).

1 — осциллограф двухлучевой; 2 — разделительный конденсатор; 3 — образец; 4 — металлический экранирующий корпус; 5 — пьезопреобразователь; 6 — акустический контакт; 7 — графитовые электроды; 8 — акустический поглотитель; 9 — зажимной винт; 10 — звуковой генератор; 11 — схема подачи на образец напряжения постоянного тока смещения

условиях на образцах пород осадочного комплекса с использованием установок, аналогичных приведенной на рис. 42\*. В качестве обратимого датчика-приемника упругих колебаний применялись преобразователи поршневого типа с кристаллами сегнетовой соли и пьезокерамические из титаната бария. Собственные частоты ненагруженных преобразователей составляли 60—150 кГц, а сами преобразователи предварительно градуировались по чувствительности в режиме излучения и в режиме приема. Способ градуировки, основанный на принципе взаимности, описан в работе [2].

Такие установки обеспечивают возможность измерения в образце механических  $T_{СЭФ}$  и  $T_{ВЭБ}^{**}$  и электрических  $E_{СЭФ}$  и  $E_{ВЭБ}$  напряжений, что достаточно для нахождения описанных в гл. 2 сейсмозлектрических постоянных  $k_{упз}$  и  $k_{эм}$ .

Помимо этих основных установок, для лабораторных исследований СЭЭФ были созданы и использовались еще два ее варианта.

\* При выполнении части опытов применялся и другой вариант, отличающийся тем, что вместо горизонтального было принято вертикальное расположение системы образец-пьезопреобразователь.

\*\* Или периодическое давление  $P_{ВЭБ}$ , оказываемое датчиком на образец и равное по абсолютной величине  $T_{ВЭБ}$ .

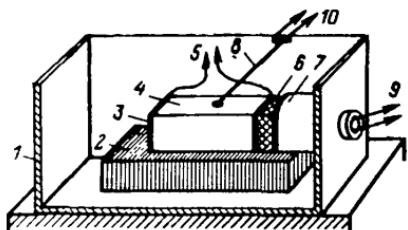


Рис. 43. Схема лабораторной установки с адаптером линейных деформаций СЭЭФ:

1 — металлический корпус (экран); 2 — поролон; 3 — электрод; 4 — образец; 5 — кабель к звуковому генератору; 6 — акустический контакт (например, пластилин); 7 — пьезопреобразователь; 8 — тонарм с пьезоголовкой; 9, 10 — выходы на двухлучевой осциллограф или цифропечатающий милливольтметр

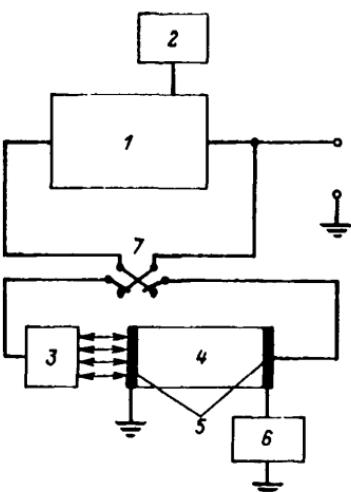


Рис. 44. Схема сейсмозелектрического автогенератора:

1 — усилитель с регулируемым усилением; 2 — индикатор (например, электронно-лучевая трубка); 3 — пьезоэлектрический преобразователь; 4 — образец породы; 5 — электроды; 6 — источник регулируемого напряжения смещения на образец; 7 — переключатель для измерений параметров прямого или обратного СЭЭФ

Одна из них, предназначенная для оценки одновременно с механическим напряжением  $T$  величин абсолютной ( $\Delta l$ ) и относительной ( $r$ ) периодической деформации растяжения — сжатия (или возвращения в исходное состояние) образца, приведена на рис. 43. Этот прибор, наряду с обратимым пьезопреобразователем, снабжен специальным устройством — адаптером линейных деформаций, похожим на звукосниматель, используемый в проигрывателях грампластинок, что обеспечивает экспериментальное нахождение всех четырех сейсмозелектрических постоянных  $k_{упз}$ ,  $k_{упз}^*$  и  $k_{эм}$ ,  $k_{эм}^*$ , описанных в гл. 2.

В качестве примера приведем результаты одного из опытов по определению  $\Delta l$  и  $T_{СЭФ}$  в образце покровного суглинка при возбуждении в нем обратного сейсмозелектрического эффекта. При влажности образца  $w = 2,7\%$  (максимальная гироскопическая), напряженности внешнего электрического поля  $E_{взб} = 2,44 \text{ кВ/м}$  и частоте генерируемых образцом упругих колебаний  $f_{СЭФ} = 6 \text{ кГц}$  было получено значение  $\Delta l_{СЭФ} = 6 \text{ нм}$ , что не противоречит известным литературным данным. Отсюда при общей длине образца 82 мм  $r = \Delta l/l \approx 7,3 \cdot 10^{-8} \text{ м}$ . Одновременные измерения возникающих в образце механических напряжений  $T_{СЭФ}$  дали величину 1,5 Па, что

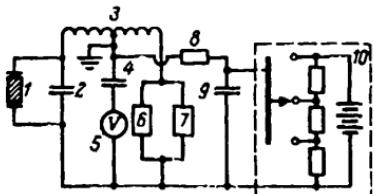


Рис. 45. Принципиальная электрическая схема моста для измерений низкочастотной диэлектрической проницаемости образцов пород и нахождения их кулонвольтных характеристик:  
 1 — образец; 2 — балластный конденсатор; 3 — выходная обмотка звукового генератора; 4 — разделительная емкость; 5 — мольтметр; 6, 7 — магазины сопротивлений и емкостей; 8 — дополнительное сопротивление; 9 — конденсатор постоянной емкости; 10 — схема подачи постоянного напряжения смещения

позволило получить значения сейсмоэлектрических постоянных:  $k_{\text{эм}} = T_{\text{СЭФ}}/E_{\text{взб}} = 0,615 \cdot 10^{-3}$  Кл/м<sup>2</sup> и  $k_{\text{эм}}^* = r_{\text{СЭФ}}/E_{\text{взб}} \approx 30 \times 10^{-12}$  Кл/Н.

Еще одним вариантом измерительной установки является сейсмоэлектрический автогенератор, принципиальная схема которого приведена на рис. 44. Он базируется на использовании специфических особенностей частотно-фазовых соотношений обеих разновидностей СЭЭФ. Частота и другие параметры гармонических колебаний, вырабатываемых этим автогенератором, определяются основной (характеристической) частотой СЭЭФ, присущей стандартизованному по размерам образцу изучаемой породы. Суть идеи, положенной в основу этого прибора, состоит в том, что испытываемый образец породы и обратимый пьезоэлектрический преобразователь, соединенные акустическим контактом, входят составной частью в схему автогенератора гармонических колебаний, выполняя роль частотозадающего элемента и элемента обратной связи этого генератора.

Кроме того, в нем предусмотрена возможность подачи на образец постоянного поля смещения  $E_0$  регулируемой величины и полярности. Величина поля  $E_0$ , необходимая для перевода упругих колебаний удвоенной частоты при наблюдениях обратного СЭЭФ (см. разд. 2.2) в одинарную, является дополнительной характеристикой изучаемого образца. Для регистрации частоты колебаний, вырабатываемых генератором, могут использоваться частотомер или электронный осциллограф.

Поскольку порода, обладающая заметным сейсмоэлектрическим эффектом, является электромеханическим преобразователем, подобным при определенных условиях "истинному" сегнетоэлектрику, то характеризующие этот преобразователь коэффициенты  $k_{\text{упз}}$  и  $k_{\text{упз}}^*$ , а также  $k_{\text{эм}}$  и  $k_{\text{эм}}^*$  должны определяться упругими и диэлектрическими параметрами. С целью проверки этого положения и установления соответствующих границ его применимости наряду с упомянутыми параметрами СЭЭФ в том же частотном диапазоне изменилась диэлектрическая проницаемость образцов. Используе-

мая при этом измерительная установка приведена на рис. 45 и является трансформаторным мостом переменного тока с питанием от звукового генератора (например, ЗГ-33) с добавлением цепи, позволяющей подавать на электроды образца постоянное напряжение требуемой величины и полярности [37, 43].

Как было показано в разд. 2.2, с формальной точки зрения характеристики сейсмозелектрических преобразований имеют вид параболы четной степени при обратном эффекте и нечетной при прямом. Тогда экспериментальные данные обратного СЭЭФ (см. рис. 5, а-в) можно объяснить тем, что характеристика преобразования представляет собой квадратичную параболу, симметричную относительно вертикальной оси. Полагая, что электрический сигнал возбуждения подчиняется закону  $E_{взб} = E_0 + E_m \sin \omega t$ , где  $\omega$  — круговая частота, для упругих колебаний получаем

$$U_{СЭФ} = k (\omega, E_0) E_m^2 [1 + 2(E_0/E_m)^2 + 4(E_0/E_m) \sin \omega t - \\ - \cos 2\omega t], \quad (6.1)$$

где  $k (\omega, E_0)$  — коэффициент преобразования, зависящий от свойств горной породы, частоты возбуждающего электрического поля и величины напряженности поля смещения  $E_0$ .

До тех пор пока величина поля смещения находится в пределах  $0 < E_0 < E_m$ , в преобразовании сигналов участвуют обе ветви параболы и выходной сигнал  $U_{СЭФ}$  имеет W- или M-образный вид. При  $E_0 = 0$ , когда выражение (6.1) обращается в  $U_{СЭФ} = K(\omega) \times E_m^2 (1 - \cos 2\omega t)$ , происходит "чистое" удвоение частоты упругих колебаний по сравнению с частотой сигнала электрического возбуждения. Когда же смещение  $E_0 > E_m$ , в преобразовании сигналов участвует лишь одна ветвь параболы, причем чем больше отношение  $E_0/E_m$  превышает единицу, тем дальше находится рабочий участок параболы от ее вершины и тем меньше влияние на форму упругих колебаний оказывает член уравнения (6.1), содержащий удвоенную частоту. Эксперимент показал также, что в поле постоянного тока меняет свою величину и коэффициент преобразования  $k (\omega, E_0)$ . Так, например, для параболы, изображенной пунктиром на рис. 5, г, полученной при  $E_0 = 130$  В, коэффициент  $k (\omega, E_0)$  в 1,5 раза превысил значение того же коэффициента при  $E_0 = 0$  (сплошная линия графика рис. 5, г).

При наблюдениях прямого СЭЭФ на тех же образцах при отсутствии поля смещения также наблюдается близкая к квадратичной зависимость амплитуды электрических колебаний от силы упругого возбуждения, но частоты обоих сигналов при этом всегда остаются равными между собой. Если теперь на электроды подать постоянное электрическое поле  $E_0$ , то амплитуда  $E_{СЭФ}$  резко возрастет (см. рис. 6, а, б).

Таблица 16

Значения амплитуды  $E_m$  СЭФ при различных напряженностях поля  $E_0$  и плотности  $j_0$  постоянного тока в образце

Напряженность поля смещения $E_0$ , В/см	$j_0$ , мкА/см <sup>2</sup>	$E_m$ СЭФ, мВ/см	$E_m$ СЭФ/ $E_{\text{СЭФ}}$
0,00	0,00	0,07	1,00
0,47	6,90	0,47	6,75
1,88	27,60	2,20	31,50
4,70	69,00	6,20	88,80
9,40	138,00	13,50	193,00
17,90	252,00	23,00	328,00

Примечание.  $U_m = \text{const}$ ,  $f_{\text{взб}} = 6200$  Гц,  $R_{\text{обр}} = 31$  кОм,  $\rho_{\text{обр}} = 680$  Ом·м.

О характере этого возрастания можно судить по данным, приведенным в табл. 16.

Формально описанные явления можно объяснить тем, что характеристика преобразования упругого сигнала в электрический в маловлажной породе имеет вид кривой параболического типа, симметричной относительно начала координат. Такой характер имеет, например, степенная функция  $y = ax^{(4k+1)/(2k+1)}$ , где  $k = 1, 2, 3, \dots$ , причем  $1 < (4k+1)/(2k+1) < 2$ . Наложение на образец породы поля постоянного тока, не меняя показателя степени параболы, увеличивает коэффициент  $a$ , вытягивая тем самым параболу в направлении оси ординат (см. пунктирную кривую на рис. 6, в).

Если упругое возбуждение подчиняется закону  $U = U_m \sin \omega t$ , то электрический потенциал реакции описывается уравнением

$$E_{\text{СЭФ}} = q(\omega, E_0) (U_m \sin \omega t)^{(4k+1)/(2k+1)},$$

где  $q(\omega, E_0)$  — коэффициент преобразования упругих колебаний в электрические, зависящий от свойств породы, частоты сигнала возбуждения и величины электрического напряжения смещения возбуждения и величины электрического напряжения смещения  $E_0$ .

В связи с использованием гармонического способа возбуждения возникла необходимость в изучении динамики колебательных процессов, происходящих в осадочных породах при возникновении в них обоих видов СЭЭФ. С этой целью был выполнен цикл измерений по определению влияния на параметры СЭЭФ различной взаимной ориентации (параллельности или ортогональности) векторов возбуждающего и принимаемого сигналов. Опыты выполнялись при соосном и взаимно перпендикулярном расположении электродов и пьезопреобразователя на известняках и образцах ненарушенного сложения различных глин при влажности, близкой к влажности

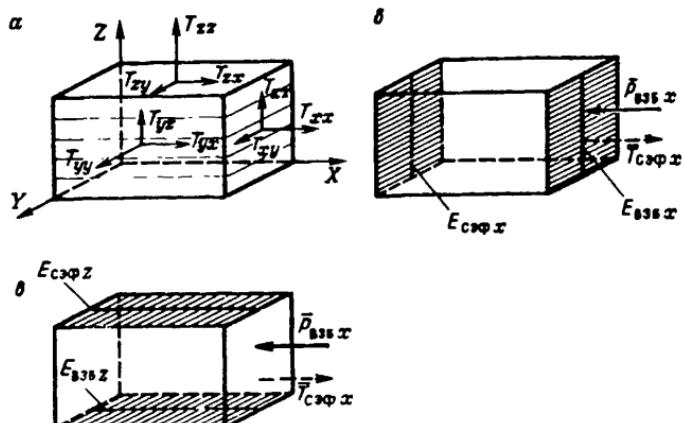


Рис. 46. Схемы взаимной ориентации электродов и пьезопреобразователя при исследовании прямого и обратного сейсмозлектрических эффектов:  
 $\alpha$  — направление слоистости образца в декартовой системе координат;  $\beta$  — соосная направленность векторов возбуждающего и принимаемого сигналов прямого и обратного эффектов ( $\bar{P}_{\text{взб } x}$ ,  $E_{\text{сэф } x}$  — для прямого СЭЭФ;  $E_{\text{взб } x}$ ,  $\bar{T}_{\text{сэф } x}$  — для обратного СЭЭФ);  $\gamma$  — ортогональная направленность векторов возбуждающего и принимаемого сигналов прямого и обратного эффектов ( $\bar{P}_{\text{взб } z}$ ,  $E_{\text{сэф } z}$  — для прямого СЭЭФ,  $E_{\text{взб } z}$ ,  $\bar{T}_{\text{сэф } z}$  — для обратного СЭЭФ)

максимальной молекулярной влагоемкости, а также на образцах нарушенной структуры, приготовленных из пласти монтмориллонита с влажностью  $w = 6,3\%$  и плотностью скелета  $1,98 \text{ г}/\text{см}^3$ .

Предварительно с помощью ультразвукового прибора ИПА в образцах определялись скорости продольных волн  $v_p$  по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Значения скоростей, измеренные вдоль слоистости в монолитах, как правило, превышали соответствующие значения  $v_p$  по поперек слоистости. Превышения составляли: от 20 до 350 м/с — для песчаников, от 200 до 750 м/с — для известняков и от 100 до 350 м/с — для коренных глин. Направления больших скоростей принимались за  $X$  и  $Y$ , меньших — за  $Z$ . В бесструктурной глинистой пасте значения  $v_p$  по осям  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  оказались одинаковыми и равными 1160 м/с.

На рис. 46 в декартовой системе координат схематически изображен исследуемый образец и показана его слоистость, параллельная плоскости  $XU$ , а также приведены системы соосного и ортогонального расположения электродов и пьезопреобразователя, соответствующие направлениям векторов возбуждающего и принимаемого сигналов. Первый индекс обозначает направление вектора сигнала возбуждения, второй — приема. На том же рисунке схематически изображены компоненты упругих напряжений, действующих на каждый элементарный объем в образце, а также на образец в целом.

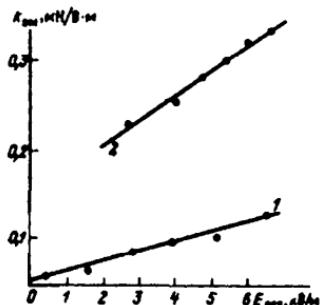


Рис. 47. Амплитудные характеристики обратного СЭЭФ в глинистом монолите при соосной и ортогональной направленности векторов возбуждающего и принимаемого сигналов.

Влажность  $w = 6,3\%$ ,  $f_{CSEF} = 2$ ,  $f_{vzb} = 2,5$  кГц; ориентация векторов сигналов возбуждения и приема: 1 —  $X-X$ , 2 —  $X-Y$

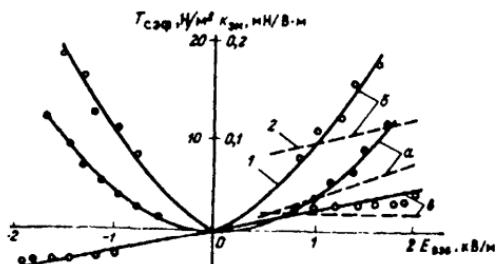


Рис. 48. Графики упругих напряжений  $T_{CSEF}$  и коэффициентов электромеханической связи  $k_{zm}$  в монолите суглинка ( $w = 2,7\%$ ) при одинарной и удвоенной частотах и различных системах сигналов возбуждения — приема обратного СЭЭФ.

$a$  —  $f_{CSEF} X-X = 2 f_{vzb} = 11$  кГц;  $b$  —  $f_{CSEF} X-Y = f_{vzb} = 10,9$  кГц;  $c$  —  $f_{CSEF} X-Z = f_{vzb} = 4,4$  кГц;  $1$  —  $T_{CSEF}$ ;  $2$  —  $k_{zm}$

Наблюдения обоих видов сейсмоэлектрического эффекта проводились при трех случаях соосной направленности векторов ( $X-X$ ,  $Y-Y$ ,  $Z-Z$ ) и шести ортогональной ( $X-Y$ ,  $X-Z$ ,  $Y-X$ ,  $Y-Z$ ,  $Z-X$ ,  $Z-Y$ ). На рис. 46 для простоты приведены только  $X-X$ -схемы измерения прямого и обратного СЭЭФ, а также  $X-Z$  — прямого и  $Z-X$  — обратного эффектов.

Результаты части этих измерений приведены в табл. 17 и на рис. 47 и 48. Они свидетельствуют о том, что величина прямого эффекта во всех исследованных породах максимальна при условии параллельности векторов возбуждающего и принимаемого сигналов и неизменности частоты сигнала возбуждения, т. е.  $k_{upz} X-X$  всегда существенно больше, чем  $k_{upz} X-Y$ . Величина обратного сейсмоэлектрического эффекта в образцах ненарушенной структуры (монолитах) при взаимноперпендикулярной ориентации векторов возбуждающего и принимаемого сигналов выше, чем значения СЭЭФ, измеренные при их соосной направленности на идентичных частотах возбуждения, а в изотропных образцах (пастах) — не зависит от взаимного расположения электродов и пьезопреобразователя и при любой взаимной ориентации векторов возбуждающего и принимаемого сигналов на одинаковых частотах практически одинакова.

Наблюдения СЭЭФ, выполненные с соосным ( $X-X$ ,  $Y-Y$  и  $Z-Z$ ) расположением электродов и пьезопреобразователя, позволили обнаружить, что анизотропные свойства пород ненарушенной структуры оказывают существенное влияние на параметры прямого и обрат-

ного сейсмоэлектрических эффектов. Приведенные в табл. 17 и на рис. 49 данные показывают, что осадочные породы в направлении, перпендикулярном к слоистости ( $Z-Z$ ), проявляют более высокую сейсмоэлектрическую активность, нежели вдоль нее ( $X-X$ ,  $Y-Y$ ), а  $k_{\text{упз}} Z-Z$  и  $k_{\text{эм}} Z-Z$  превышают  $k_{\text{упз}} X-X$  и  $k_{\text{эм}} X-X$  в среднем в 1,2–1,5 раза. На основании этого можно сделать вывод, что при измерении параметров прямого и обратного сейсмоэлектрических эффектов в осадочных породах ненарушенной структуры для сопоставимости результатов измерения требуется строгая идентичность условий эксперимента и фиксирование слоистости образца относительно координатных осей.

Одной из характеристик анизотропности образцов осадочных пород служит величина отношения скоростей продольных волн  $v_p$ , измеренных в направлениях  $X-X$  и  $Y-Y$ , к значению  $v_p$ , измеренному в направлении  $Z-Z$ :

$$X_{v_p} = v_p X-X / v_p Z-Z = v_p'' / v_p^{\frac{1}{2}},$$

которая носит название коэффициента упругой анизотропии.

Коэффициентами сейсмоэлектрической анизотропии выбраны показатели

$$\lambda_{k_{\text{упз}}} = \sqrt{k_{\text{упз}} Z-Z / k_{\text{упз}} X-X}; \quad \lambda_{k_{\text{эм}}} = \sqrt{k_{\text{эм}} Z-Z / k_{\text{эм}} X-X}.$$

Для удобства сравнения величин  $X_{v_p}$ ,  $\lambda_{k_{\text{упз}}}$  и  $\lambda_{k_{\text{эм}}}$  отношения выбраны таким образом, чтобы во всех случаях их значения были больше 1.

Сравнительная характеристика слоистости пород по коэффициентам сейсмоэлектрической и упругой анизотропии показала (см. табл. 17), что  $\lambda_{k_{\text{упз}}}$  и  $\lambda_{k_{\text{эм}}}$ , как правило, связаны с  $X_{v_p}$  пря-

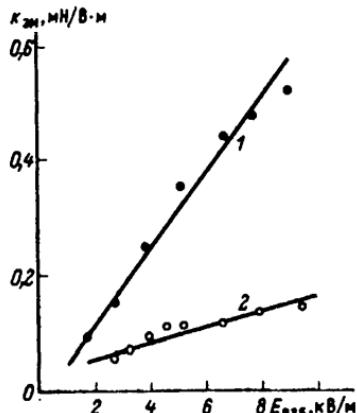


Рис. 49. Амплитудные характеристики обратного сейсмоэлектрического эффекта вдоль и поперек слоистости образца монтмориллонитовой глины ( $w = 6,3\%$   $v_p X-X = 2060 \text{ м/с}$ ,  $v_p Z-Z = 1710 \text{ м/с}$ ,  $f \text{ СЭФ} = 2 f_{\text{взб}} = 2,5 \text{ кГц}$ ). Ориентация векторов сигналов возбуждения и приема: 1 –  $Z-Z$ ; 2 –  $X-X$ .

\* Показатель степени 1/2 для  $\lambda$  взят по аналогии с коэффициентом анизотропии пород по их удельному электрическому сопротивлению.

Таблица 17

Величина сейсмозлектрического эффекта при различной направленности векторов возбуждающего и принимаемого сигналов

Порода, номер образца	Схема измерения	Прямой эффект $k_{УПЭ}$ , мкВ·м/Н	Обратный эффект $k_{ЭМ}$ , мН/В·м	$\lambda k_{УПЭ}$	$\lambda k_{ЭМ}$	$v_p$ , м/с	$\chi_w p$	$w$ , %
Глина:	$X-X$	12,9	1,92	1,31	1,32	$v_{Px} = 2060$		
1-Г18*(монтмориллонит)	$Y-Y$	13,3	1,88			$v_{Py} = 2050$		
	$Z-Z$	22,5	3,30			$v_{Pz} = 1700$		
	$X-Y$	4,9	3,85					
	$Y-Z$	5,3	5,27					
	$X-Z$	4,9	3,40					
1-Г1**	$X-X$	50,4	1,14	1,33	1,30	$v_{Px} = 2080$	1,22	2,5
	$Z-Z$	197,0	1,65			$v_{Py} = 2060$		
	$X-Z$	39,5	1,48			$v_{Pz} = 1710$		
	$Z-X$	39,4	1,45					
1-Г19*(паста)	$X-X$	36,1	0,69	1,0	1,0	$v_{Px} = v_{Py} = v_{Pz} = = 1160$	1,0	6,0
	$Y-Y$	37,0	0,69					
	$Z-Z$	37,1	0,68					
	$X-Y$	19,4	0,58					
	$Y-Z$	18,2	0,58					
	$X-Z$	21,6	0,51					

2-Г12* (каолинит)	<i>X-X</i>	72,7	1,08	1,10	1,16	$v_{Px} = 1350$	1,18	7,1
	<i>Y-Y</i>	72,7	1,06			$v_{Py} = 1360$		
	<i>Z-Z</i>	87,9	1,45			$v_{Pz} = 1140$		
	<i>X-Y</i>	33,1	4,03					
	<i>Y-Z</i>	25,8	4,31					
	<i>X-Z</i>	41,4	3,24					
3-Г14а* (бентонит)	<i>X-X</i>	—	0,98	—	1,22	$v_{Px} = 1200 \div 1300$	1,11	7,3
	<i>Z-Z</i>	—	1,46	—		$v_{Py} = 1140 \div 1250$		
						$v_{Pz} = 1050 \div 1080$		
4-Г23* (г. Брянск)	<i>X-X</i>	—	1,06	—	1,10	$v_{Px} = 1090$	1,12	6,8
	<i>Z-Z</i>	—	1,27			$v_{Py} = 1070$		
						$v_{Pz} = 960$		

Известник:

6И-7*	<i>X-X</i>	—	0,51	—	1,25	$v_{Px} = 2700$	1,12	1,1
	<i>Z-Z</i>	—	0,80			$v_{Py} = 2700$		
1-А*	<i>X-X</i>	63,3	0,39	1,11	1,35	$v_{Px} = 2600$	1,10	3,2
	<i>Y-Y</i>	64,3	0,45			$v_{Py} = 2500$		
	<i>Z-Z</i>	75,0	0,82			$v_{Pz} = 2350$		
	<i>X-Y</i>	48,2	0,91					
	<i>Y-Z</i>	53,5	1,24					
	<i>X-Z</i>	51,6	1,24					

Примечание. \*При прямом СЭЭФ на образцах  $f_{взб} = f_{СЭФ} = 2,5$  кГц, при обратном  $f_{взб} = f_{СЭФ}/2 = 1,25$  кГц

\*\*При прямом и обратном СЭЭФ на образцах  $f_{взб} = f_{СЭФ} = 1$  кГц.

мой пропорциональной зависимостью. Кроме того, коэффициенты  $\lambda_{k_{upz}}$  и  $\lambda_{k_{zm}}$  являются функциями пространственного распределения механических напряжений и электрических свойств пород, в то время как  $x_{v_p}$  определяется лишь их упругими параметрами. Поэтому  $\lambda_{k_{upz}}$  и  $\lambda_{k_{zm}}$  потенциально более информативны, чем  $x_{v_p}$ , и могут быть использованы в качестве характеристик анизотропных особенностей акустоэлектрических свойств пород при исследованиях в лабораторных и в натурных условиях, особенно при каротаже скважин.

Рассмотрим также некоторые особенности связи сейсмоэлектрических постоянных  $k_{upz}$  и  $k_{zm}$  с водопроницаемостью пород, структурой их порового пространства и с величиной удельной поверхности скелета породы.

Изучение этих вопросов проводилось на образцах глин, известняков и песчаников, имевших различную влажность от воздушно-сухого состояния до полного водонасыщения. Эксперименты показали, что, во-первых, амплитудные и амплитудно-частотные характеристики обеих разновидностей СЭЭФ имеют ярко выраженные различия для литологически разных пород и четкую зависимость от их влажности, а во-вторых, структура пористого пространства во многом определяет характер сейсмоэлектрических преобразований, переводя их при определенных условиях из линейной области в нелинейную и наоборот.

Примером этого могут служить опыты с полимиктовыми песчаниками, обладающими примерно одинаковой пористостью, но существенно различной конфигурацией порового пространства. При изучении обратного СЭЭФ у макропористых и проницаемых образцов с увеличением влажности до полной влагоемкости удвоение частоты упругих колебаний по сравнению с частотой возбуждающих их электрических сигналов пропадает (т. е. обратный СЭЭФ становится линейным).

В тонкопористых и менее проницаемых образцах такая нелинейность СЭЭФ сохраняется при всех значениях влажности. Аналогичные закономерности наблюдаются и в известняках. Наиболее четкие картины умножения частоты при обратном СЭЭФ зафиксированы в глинах каолинитового и монтмориллонитового ряда с очень низкой водопроницаемостью в широком диапазоне их влажностного состояния (вплоть до пределов текучести).

Результаты количественных сопоставлений показывают, что между сейсмоэлектрическими постоянными и водопроницаемостью пород существует обратная зависимость, и полностью согласуются с данными работы [27]. Это позволяет предположить, что величина удельной поверхности твердой фазы оказывает существенное влияние на значения  $k_{upz}$  и  $k_{zm}$ . Подтверждением служат данные, приведенные в табл. 18, где также приведены средние значения

Таблица 18

Значения параметров сейсмоэлектрического эффекта, водопроницаемости и среднего радиуса пор для образцов различных литологических групп

Номер образца	Коэффициент проницаемости, $k_{\text{пр}} \cdot 10^{-9}$ , мкм <sup>2</sup>	Пористость $n_p$ , %	Средний радиус пор $\bar{r}$ , мкм	$k_{\text{упз}}$ , мкВ·м/Н	$k_{\text{эм}}$ , мН/(В·м)	Влажность $\omega$ , %
<b>Глины:</b>						
1Г-18а	$1 \cdot 10^{-5}$	17,5	$3,3 \cdot 10^{-3}$	78,1	13,21	1,7
4Г-23	$1,1 \cdot 10^{-5}$	20,5	$3,1 \cdot 10^{-3}$	49,2 65,7 42,4	7,62 9,88 3,95	12,5 2,3 12,3
3Г-14а	$5,1 \cdot 10^{-5}$	30	$4,8 \cdot 10^{-3}$	57,1 35,4	7,71 3,35	7,7 12,6
2Г-12	$10 \cdot 10^{-5}$	32	$6,7 \cdot 10^{-3}$	48,1 31,3	5,13 2,71	8,7 12,5
<b>Известняки:</b>						
6И-7	1,3—1,6	12,5	1,6	35,7 21,4	2,67 1,88	0,2 11,9
8И-99-1	2	20,1	1,3	19,8 13,2	2,18 1,34	0,1 9,6
9И-115-1	16	25,6	3,1	16,6 9,0	2,02 0,56	0,1 12,8
7И-3а	70	40	4,7	13,1 8,5	1,10 0,37	1,0 22,9
<b>Песчаники:</b>						
V-1-38	3	21,2	1,6	30,9 37,0	1,19 0,46	1,9 9,0
V-1-98	116	24,8	8,1	16,7 13,9	0,06 0,39	1,5 9,1

радиуса пор  $\bar{r}$ , рассчитанные по формуле  $\bar{r} = (8 k_{\text{пр}} T_g^2 / n_p)^{1/2} \times 10^{-4}$  см, представленной в виде\*

$$\bar{r} = (8 k_{\text{пр}} / n_p^m)^{1/2} \cdot 10^{-4}, \quad (6.2)$$

где  $k_{\text{пр}}$  — коэффициент проницаемости пород;  $n_p$  — пористость породы;  $m$  — структурный показатель, меняющийся от 1 для рыхлых до 2,3 для сильно cementированных осадочных пород. В связи с оценочным характером приводимых вычислений принято  $m = 1,5$ .

\* Формула (6.2) получается из исходной при учете известных соотношений  $T_g^2 \approx P_p n_p$  (где  $T_g$  — извилистость поровых каналов;  $P_p = \rho_p / \rho_b$  — параметр пористости) и формулы Арчи  $P_g = 1 / n_p^m$ .

для всех образцов пород. Сравнение  $k_{упз}$ ,  $k_{эм}$  и  $\tau$  показало, что сейсмоэлектрическая активность пород, как правило, возрастает с уменьшением среднего радиуса пор и, следовательно, с увеличением удельной поверхности и количества связанный воды в породе.

При гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях различного назначения большой интерес представляет возможность количественной и качественной оценки структуры порового пространства и абсолютного размера пор. Такую информацию может дать определение сейсмоэлектрических постоянных  $k_{упз}$  и  $k_{эм}$  с последующим использованием дисперсионных (корреляционных) уравнений. Возможен и другой путь, основанный на спектральном анализе амплитудно-частотных зависимостей  $k_{упз}$  и  $k_{эм}$  и расчете масс молекулярных агрегатов поровой влаги, колеблющихся как единое целое и потому обладающих определенной частотой своего характеристического резонанса.

Как показывает эксперимент, положения резонансных пиков на амплитудно-частотных кривых для пород с жестким скелетом (известняки, песчаники) не зависят от их влажности и частотные спектры  $k_{упз}$  и  $k_{эм}$  отражают количество прочносвязанной воды, объем которой в породе также не зависит от влажности и определяется лишь ее удельной поверхностью.

Глинистые грунты обладают подвижным скелетом, который деформируется под влиянием расклинивающего действия воды при увеличении ее содержания в породе. Поэтому смещение резонансных частот при изменении влажности исследуемой среды может дать информацию о толщине гидратной оболочки глинистых мицелл.

Анализ амплитудно-частотных характеристик сейсмоэлектрического эффекта в совокупности с температурными измерениями могли бы увеличить информативность получаемых результатов и в перспективе дать возможность оценивать энергию связи воды с поверхностью твердой фазы (через расчеты энергии активации, которая непосредственно зависит от температуры). Однако достоверных данных пока нет.

Для суждений о свойствах пород представляют также интерес зависимости  $\epsilon = f(E_0)$  и  $T_{СЭФ} = f(E_0)$ , приведенные в разд. 2.2 (см. рис. 7) и кулон-вольтные или поляризационные характеристики  $q = f(E_0)$  и  $D = f(E_0)$  (рис. 50, 51). Действительно, эти кривые, во-первых, имеют гистерезисный характер и представляют собой зависимости типа "бабочка" лишь в том случае, если частота упругих колебаний обратного СЭЭФ удвоена по сравнению с частотой сигнала возбуждения, а при их равенстве, т. е. при  $f_{СЭФ} = f_{взб}$ , гистерезис отсутствует. Во-вторых, гистерезис проявляется тем ярче, чем более тонкопористая порода и, следовательно, чем больше в ней прочносвязанной воды.

Особо обращает на себя внимание рис. 50. Характер кривой  $\epsilon = f(E_0)$ , полученной с "прямым" подключением электродов и

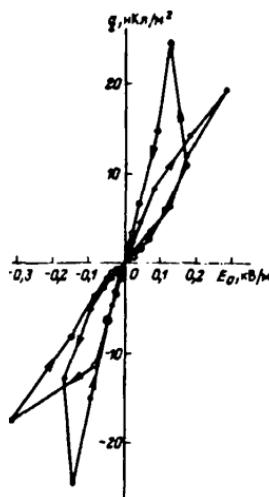


Рис. 50. Кулон-вольтная характеристика каолинита с массовой влажностью  $w = 17,6\%$  ( $f_{изм} = 5,6$  кГц). Подключение электродов: 1 — первоначальное, 2 — взаимнообратное

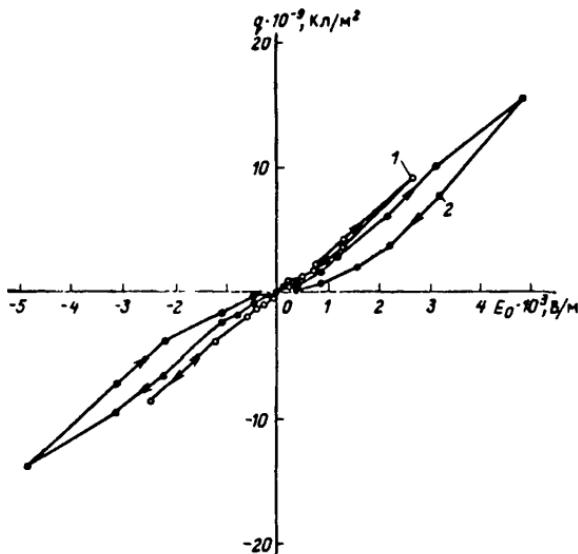


Рис. 51. Кулон-вольтные характеристики тонко- (1) и макропористых (2) известняков (данные см. табл. 18).  
1 — образец 7И-ЗА,  $w = 1,5\%$ ,  $f_{изм} = 6$  кГц, при наблюдениях обратного СЭЭФ  $f_{СЭФ} = f_{взб}$ ; 2 — образец 6И-7,  $w = 1,17\%$ ,  $f_{изм} = 2,05$  кГц, при наблюдениях обратного СЭЭФ  $f_{СЭФ} = 2 f_{взб}$ . Стрелками показана последовательность изменения поля смещения

"обратным" (левый провод от источника  $E_0$  был подключен на правый электрод, правый — на левый), показал, что образец в целом ведет себя как полярный диэлектрик, обладающий суммарным дипольным моментом, т. е. является спонтанно поляризованным. При этом коэрцитивные силы, удерживающие направление поляризации образца, так велики, что значений приложенного напряжения смещения  $E_0$  не хватило, чтобы переориентировать дипольный момент: его направление при изменении полярности приложенного напряжения смещения сохранилось.

Воздействие поля постоянного тока на исследуемую породу изменяет амплитуду, а при обратном СЭЭФ и частоту выходного сигнала, что приводит к исчезновению некоторых мод колебаний (рис. 52). Усиление сейсмоэлектрического эффекта полем постоянного тока было зафиксировано и при импульсном возбуждении. Результаты одного из таких экспериментов приведены на рис. 53.

Следует отметить, что на параметры сейсмоэлектрического эффекта оказывает влияние не только абсолютная величина поля смещения, но и смена его полярности. Характер влияния таков, что его

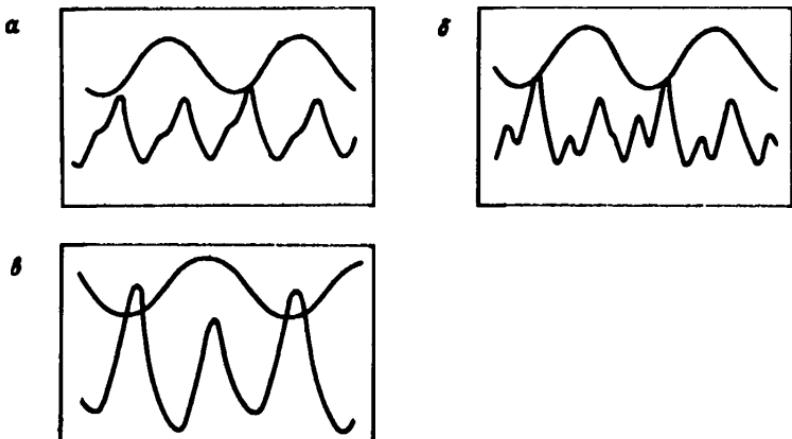


Рис. 52. Волновые картины упругих колебаний, излучаемых образцом монтмориллонитовой глины (монолит при влажности  $w = 6,3\%$ ) в различных значениях напряженности постоянного поля смещения.

Фотографии с экрана осциллографа при  $f_{взб} = 380$  Гц,  $E_{взб} = 20$  В/см и пределе измерений 100 В/см (верхняя синусоида); напряженность поля смещения  $E_0$  и амплитуда напряжения  $U_{СЭФ}$  на выходе пьезоприемника:  $a - E_0 = 0$ ,  $U_{СЭФ} = 125$  мкВ;  $b - E_0 = 6$  В/см,  $U_{СЭФ} = 210$  мкВ;  $c - E_0 = 18$  В/см,  $U_{СЭФ} = 250$  мкВ

можно было бы объяснить вызванной поляризацией (ВП), возникшей в породе при наложении поля смещения, например, при переключении полярности поля смещения на экране осциллографа некоторое время наблюдается "шум", уступая постепенно место стационарным сейсмозелектрическим колебаниям. Частота и форма сигнала прямого СЭЭФ при этом остаются без изменений. Частота и форма колебаний обратного СЭЭФ изменяются, как изменяются в обоих случаях и фазы колебаний. Это наблюдается при сравнительно высоких значениях влажности исследуемых образцов: у глинистых пород — при влажности, близкой к нижнему пределу пластичности, у песчаников и известняков — когда в породе присутствует рыхлосвязанная вода<sup>1</sup>.

В ряде случаев при обратном СЭЭФ имеют место многократно-модулированные колебания ( $f_{СЭФ} = n f_{взб}$ , где  $n > 2$ ). Наиболее отчетливо это проявляется у глин на низких частотах ( $f_{взб} < 2$  кГц) при малой влажности образцов. Интересно, что влияние поля смещения оказывается в данном случае на одной или нескольких модах,

<sup>1</sup> Выполненные С.З. Козаком и Г.Я. Черняком натурные эксперименты на песчано-глинистых отложениях в Волгоградской области подтвердили наличие связи величины  $E_{СЭФ}$  с полем смещения и с полем ВП (в промежутках между импульсами поля  $E_0$ ).

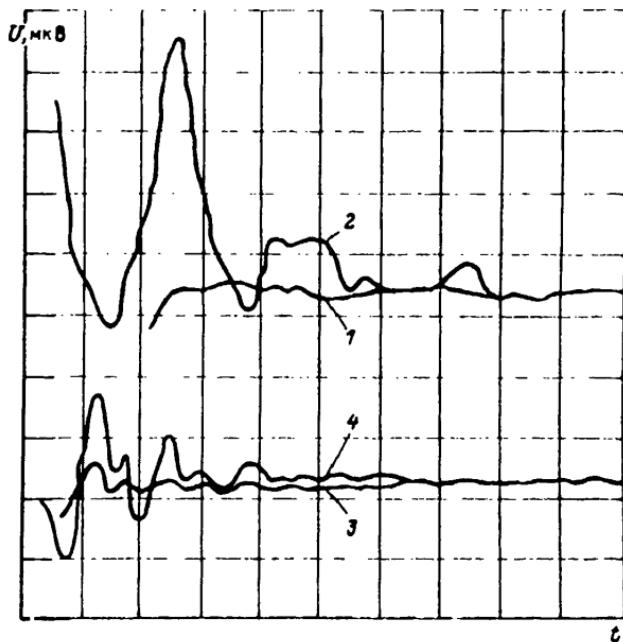


Рис. 53. Зависимость величины сигналов прямого и обратного СЭЭФ при импульсном возбуждении от величины поля смещения (копия фотографии с экрана осциллографа).

Образец — покровный суглинок (Саратовское Заволжье), влажность 1,7 %, глубина отбора 2,5 м, монолит, длина образца 8 см. 1 — прямой СЭЭФ в отсутствии поля смещения ( $E_0 = 0$ ),  $U_{\text{max}} = 10 \text{ мкВ}$  (предел измерений 50 мкВ/см); 2 — то же, при  $E_0 = 2,13 \text{ В/см}$ ,  $U_{\text{max}} = 2500 \text{ мкВ}$  (предел измерений 500 мкВ/см); 3 — обратный СЭЭФ при  $E_0 = 0$ ,  $E_{\text{взб}} \approx 100 \text{ В/см}$  (предел измерений 50 мкВ/см),  $U_{\text{max}} = 40 \text{ мкВ}$ ; 4 — то же, при  $E_0 = 12,5 \text{ В/см}$ ,  $U_{\text{max}} \approx 110 \text{ мкВ}$

в зависимости от частоты  $f_{\text{СЭФ}}$ , а также величины и полярности поля  $E_0$  и может привести к полному или частичному исчезновению некоторых мод и увеличению или уменьшению сигнала обратного СЭЭФ (см. рис. 53).

## 6.2. Обсуждение экспериментальных данных и краткие выводы

Рассмотрение результатов описанных экспериментов начнем с вопроса: какие типы колебаний способны вызывать сейсмоэлектрическую реакцию среды при гармоническом возбуждении прямого эффекта и как направлен вектор  $E_{\text{СЭФ}}$  относительно направления распространения упругих волн? И при обратном СЭЭФ: какие типы упругих колебаний излучает образец породы и как они ориентированы относительно вектора напряженности, вызывающего обратный эффект электрического поля?

Как следует из описанных опытов, частоты выходного сигнала прямого СЭЭФ совпадают с частотами возбуждающего эффекта упругого напряжения ( $f_{СЭФ} = f_{взб}$ ). Следовательно, принимая "эффект  $E$ " подобным пьезоэлектрическому эффекту горных пород, можно аналогично описать прямой СЭЭФ линейным уравнением вида

$$E_{СЭФ\ m} = -q_{mkI}^c T_{kI}^*, \quad (6.3)$$

где  $E_{СЭФ\ m}$  — вектор напряженности электрического поля прямого сейсмозлектрического эффекта в направлениях  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ ;  $T_{kI}$  — механические напряжения, соответствующие воздействию на образец упругих волн;  $T_{XX}$ ,  $T_{YY}$  и  $T_{ZZ}$  — нормальные напряжения, принимаемые Э.И. Пархоменко эквивалентными продольным волнам  $\nu_p$ , а  $T_{XY}$ ,  $T_{YZ}$  и  $T_{ZX}$  — касательные напряжения, эквивалентные воздействию поперечных колебаний  $\nu_s$ .

Из теории упругости следует, что  $T_{XY} = T_{YX}$ ,  $T_{YZ} = T_{ZY}$  и  $T_{ZX} = T_{XZ}$  (см. рис. 46). Следовательно, тензор упругих напряжений имеет не девять, а шесть независимых компонент, из которых три соответствуют нормальным, а три — касательным воздействиям на образец. Коэффициент  $q_{mkI}^c$  является сейсмозлектрической постоянной (аналогично пьезомодулю) может быть назван сейсмозлектрическим модулем), характеризующей упруго-электрические свойства пород. Он связывает вектор электрических напряжений с тензором II ранга упругих взаимодействий на образец и является тензором третьего порядка.

С учетом того что величина прямого СЭЭФ минимальна при регистрации его по ортогональной схеме расположения приемных электродов и излучателя и принимая во внимание, что в экспериментах использовался датчик поршневого типа, излучающий в основном плоские продольные волны, полагаем, что "эффект  $E$ " на боковых гранях образца существенно меньше, чем на торцевых. Поэтому часть составляющих тензор  $q_{mkI}^c$  сейсмозлектрических модулей можно приравнять нулю:

$$q_{XXY}^c = q_{XXZ}^c = q_{XZX}^c = q_{XZY}^c = 0;$$

$$q_{YYX}^c = q_{YYZ}^c = q_{YZX}^c = q_{YZY}^c = 0;$$

$$q_{ZZX}^c = q_{ZZY}^c = q_{ZXZ}^c = q_{ZYX}^c = 0.$$

---

\* Здесь  $m = X, Y, Z$ ;  $kI = XX, YY, ZZ, XY, YZ, ZX$ ;  $mkI = XXX, YYY, ZZZ, XYZ, YZX, ZXY$ . В дальнейшем будем полагать:  $XX=X$ ,  $YY=Y$ ,  $ZZ=Z$ ;  $q^c$  обозначает, что имеется в виду сейсмозлектрическая постоянная, тождественная  $k_{упз}$ .

В результате уравнение (6.3), описывающее прямой СЭЭФ в направлениях  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ , приобретает вид

$$\left. \begin{aligned} E_x &= -(q_{XX}^c T_{XX} + q_{XY}^c T_{YZ}); \\ E_y &= -(q_{YY}^c T_{YY} + q_{YZ}^c T_{ZX}); \\ E_z &= -(q_{ZZ}^c T_{ZZ} + q_{ZY}^c T_{XY}). \end{aligned} \right\} \quad (6.4)$$

Первые слагаемые сумм, стоящих в правых частях уравнений (6.4), определяют сейсмоэлектрическую реакцию среды от продольных нормально проходящих волн  $v_{Px}$ ,  $v_{Py}$ ,  $v_{Pz}$ ; вторые — от поперечных  $v_{S_{yz}}$ ,  $v_{S_{zx}}$ ,  $v_{S_{xy}}$ . Первые слагаемые обеспечивают вклад в величину прямого СЭЭФ от его измерения при соосном расположении электродов и излучателя, вторые — при ортогональном.

Обозначим прямой сейсмоэлектрический эффект в первом случае  $E_{X-X}$ ,  $E_{y-y}$ ,  $E_{z-z}$  и сейсмоэлектрические модули  $q_{XX}^c$ ,  $q_{yy}^c$ ,  $q_{zz}^c$ , во втором —  $E_{X-y}$ ,  $E_{y-z}$ ,  $E_{z-x}$  и  $q_{XY}^c$ ,  $q_{YZ}^c$ ,  $q_{ZX}^c$ . Эксперименты показали, что для всех исследованных образцов  $E_{X-X}$ ,  $E_{y-y}$ ,  $E_{z-z} > E_{X-y}$ ,  $E_{y-z}$ ,  $E_{z-x}$  и  $q_{XX}^c$ ,  $q_{yy}^c$ ,  $q_{zz}^c > q_{XY}^c$ ,  $q_{YZ}^c$ ,  $q_{ZX}^c$ . Следовательно, в уравнениях (6.4) при условии соосной направленности векторов возбуждающего и принимаемого сигналов можно в правых частях равенств ограничиться только первыми слагаемыми, пренебрегая вторыми членами из-за незначительности их величин. Тогда уравнения (6.4) примут вид

$$E_x = -q_{XX}^c T_{XX};$$

$$E_y = -q_{YY}^c T_{YY};$$

$$E_z = -q_{ZZ}^c T_{ZZ}.$$

Они описывают сейсмоэлектрическую реакцию среды, вызванную продольными упругими волнами, проходящими нормально к граням образца. При этом величина ЕСЭФ определяется в основном значениями диагональных модулей, составляющих тензор сейсмоэлектрической активности породы.

Для реальных слоистых сред  $v_{Px} = v_{Py} > v_{Pz}$ , т. е. скорости продольных волн в направлении слоистости превышают аналогичные скорости поперек напластования породы. Соответствующие скоростям продольных волн упругие напряжения в образце можно записать  $T_{XX} = T_{YY} \neq T_{ZZ}$ . Диагональные сейсмоэлектрические модули из-за различия упругих и электрических свойств пород вдоль слоистости и перпендикулярно к ней также будут различаться

между собой:  $q_{XX}^c = q_{YY}^c \neq q_{ZZ}^c$ , т. е.  $k_{уп\text{э}} X-X = k_{уп\text{э}} Y-Y \neq k_{уп\text{э}} Z-Z$ . Следовательно, и  $E_X-X = E_Y-Y \neq E_Z-Z$ , а это означает что сейсмоэлектрическая реакция в образце, определяемая сейсмоэлектрическим тензором, имеет конфигурацию электрического поля, зависящую в каждом отдельном случае от анизотропных особенностей осадочной породы.

Таким образом, постановка экспериментов с различной взаимной ориентацией векторов возбуждающего и принимаемого сигналов при исследовании прямого СЭЭФ позволяет определять компоненты сейсмоэлектрического тензора  $q_{mkI}^c$ . Для более точного их определения необходимо использовать не только продольные, но и сдвиговые упругие волны, чтобы знать сейсмоэлектрическую реакцию образца от касательных напряжений и иметь возможность составить полный тензор сейсмоэлектрической активности породы.

Для изотропных сред вследствие идентичности упруго-электрических свойств по направлениям  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  ( $\nu_{px} = \nu_{py} = \nu_{pz}$ ) сейсмоэлектрический тензор вырождается в коинстанту связи, в результате чего  $q_{XX}^c = q_{YY}^c = q_{ZZ}^c = k_{уп\text{э}}$  и  $E_X-X = E_Y-Y = E_Z-Z = E_{СЭЭФ}$ . Измерения прямого СЭЭФ в глинистом пласте показали, что экспериментальные данные хорошо согласуются с теоретическими расчетами  $k_{уп\text{э}} X-X = k_{уп\text{э}} Y-Y = k_{уп\text{э}} Z-Z = 6,1 \text{ мм}^2/\text{Кл}$ .

При обратном СЭЭФ зависимость между изменениями упругого напряжения  $T_{СЭФ}$  в породе и воздействующим на нее электрическим полем  $E_{взб}$  может иметь как линейный, так и нелинейный характер. В первом случае на экране осциллографа наблюдается совпадение частотных спектров возбуждающего и принимаемого сигналов, во втором — либо удвоение частоты СЭЭФ по сравнению с частотой сигнала возбуждения, либо модулированные амплитудно-частотные колебания (см. рис. 5).

При  $f_{СЭФ} = f_{взб}$  можно допустить, что формально электросейсмический эффект подобен обратному пьезоэлектрическому и описывается уравнением

$$T_{СЭФ} \cdot k_I = -e_{mkI}^c E_m,$$

где  $T_{СЭФ} \cdot k_I$  — тензор упругих напряжений, соответствующих излучению породой продольных и поперечных волн;  $E_m$  — вектор напряженности вызывающего эффекта электрического поля;  $e_{mkI}^c$  — характеристика упруго-электрических свойств исследуемой породы, описывающая ее способность к преобразованию энергии электрических колебаний в энергию упругих деформаций и связанных с ней напряжений. Тогда, продолжая аналогию, коэффициент  $e_{mkI}^c$  можно также назвать сейсмоэлектрической постоянной<sup>1</sup>. Он представляет

<sup>1</sup> Аналогично пьезоэлектрической постоянной  $e = (\partial T / \partial E)$ , получаемой при выборе в качестве независимой переменной электрического поля.

собой тензор третьего порядка, в принятых обозначениях — это  $k_{3m}$ . Остальные рассуждения аналогичны тем, которые были использованы выше для объяснения "эффекта E".

При  $f_{СЭФ} = 2f_{взб}$  характер связи между упругими напряжениями, возникающими в породе, и электрическим полем, возбуждающим СЭЭФ, приобретает вид квадратичной зависимости. Этот эффект может быть описан уравнением электрострикции, которое в общем виде записывается следующим образом [1] :

$$T_{kl} = \sum_i \sum_j Q_{ijkl} E_i E_j, \quad (6.5)$$

где  $E_i, E_j$  — составляющие электрического поля ( $E_i E_j = E^2$ );  $Q_{ijkl}$  — коэффициенты электрострикации, являющиеся компонентами электрострикционного тензора четвертого порядка; индексы  $i, j, k, l$  могут принимать значения X, Y и Z.

В уравнении (6.5) коэффициенты  $Q_{ijkl}$  во многом определяют величину обратного СЭЭФ и характеризуют способность породы к преобразованию энергии электромагнитных волн в гармонические упругие колебания. Кроме того, они связаны с текстурными особенностями исследуемых образцов, а также со "структурными" свойствами воды на внутренних границах раздела фаз в породе.

Удвоение частоты упругих колебаний по сравнению с частотой возбуждающего эффекта электрического поля происходит в большинстве случаев в одном или нескольких довольно узких частотных диапазонах. Отличаются по виду и амплитудные характеристики обратного СЭЭФ: при  $f_{СЭФ} = f_{взб}$  график  $k_{3m} = f(E_{взб})$  представляет собой прямую линию, параллельную оси X (зависимость  $k_{3m}$  от возбуждающего напряжения отсутствует); при  $f_{СЭФ} = 2f_{взб}$  график  $k_{3m} = f(E_{взб})$  имеет также характер линейной зависимости (см. рис. 47–49) но с угловым коэффициентом, не равным нулю.

Упругие колебания обратного СЭЭФ иногда носят характер модулированных по частоте и по амплитуде и по своему характеру напоминают вынужденные колебания связанных систем с несколькими степенями свободы. В общем случае это явление относится к эффектам второго порядка и может быть описано уравнением электрострикции, которое включает электрострикционные постоянные, являющиеся частными производными первого порядка компонент упругих деформаций по электрическому полю. Однако с увеличением числа модуляций следует принимать во внимание производные второго и третьего, а возможно и четвертого порядков, которые являются добавочными сейсмоэлектрическими постоянными и могут оказывать заметное влияние на эффекты, связанные с акустоэлектрическими преобразованиями, а следовательно, и на основные моды колебаний.

Разложение компонент деформации в ряд Маклорена для эффектов второго порядка с учетом частных производных третьего и

четвертого порядков приведено в специальной литературе [1]. Здесь же коротко остановимся только на экспериментальных данных.

Электрострикция, возникающая в образце под действием электрического поля, вызывает его деформацию и создает нормальные ( $T_{XX}$ ,  $T_{YY}$ ,  $T_{ZZ}$ ) и касательные ( $T_{XY}$ ,  $T_{YZ}$ ,  $T_{ZX}$ ) напряжения. При взаимно перпендикулярной системе наблюдения величина обратного эффекта будет складываться из нормальных напряжений, вызываемых деформацией образца в направлении градиента приложенного к нему электрического поля, и касательных, вызываемых деформацией сдвига. Вектор суммы этих напряжений перпендикулярен к плоскости мембранны пьезоприемника.

Для изотропной среды (например, глинистой пасты) суммарный эффект оказывается равным величине обратного СЭЭФ, регистрируемого по соосной схеме расположения электродов и пьезоиздателя. Следовательно, изотропные среды при воздействии на них переменным или импульсным электрическим полем излучают упругие колебания, идентичные по направлениям  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  величина этих колебаний, соответствующих напряжениям продольной деформации и деформации сдвига, не зависит от взаимной ориентации векторов возбуждающего и принимаемого сигналов.

Феноменологическая теория электрострикции для изотропных тел допускает в самом общем случае 36 компонент тензора электрострикции и 18 компонент тензора поправок к величинам диэлектрической проницаемости. Идентичность упруго-электрических свойств по направлениям в изотропных средах приводит к равенству между собой диагональных компонент тензора электрострикции и его симметричности, что означает отсутствие зависимости деформации (например, растяжения) образца от градиента приложенного к нему электрического поля. Этот факт подтверждается экспериментами, в ходе которых для глинистой пасты получено  $k_{\text{эм}} X-X = k_{\text{эм}} Y-Y = k_{\text{эм}} Z-Z = 0,69 \text{ МКл/м}^2$ .

Для монолитов с ярко выраженными текстурными особенностями из-за различия упругих и электрических свойств породы вдоль и поперек слоистости к величине обратного СЭЭФ, регистрируемого по ортогональной системе наблюдения, прибавляется сигнал, обусловленный анизотропными свойствами среды. В этом случае компоненты тензора электрострикции требуют экспериментального определения с учетом влияния симметрии и ориентировки псевдокристаллической структуры осадочной породы и связанной воды в ней на число диэлектрических, пьезоэлектрических и упругих постоянных. Задача представляется трудно решаемой без привлечения других инструментальных методов.

Большую помощь в решении вопроса "электрострикционной" природы обратного сейсмозелектрического эффекта и определения

значений компонент тензора электрострикции может оказать изучение гистерезисных кривых  $\epsilon = f(E_0)$  и  $T_{СЭФ} = f(E_0)$ . Если деформация образца при обратном СЭФ пропорциональна квадрату индукции электрического поля, т. е. является четным эффектом, то зависимость деформации от напряженности поля выражается гистерезисной кривой типа "бабочка" и частота сигнала СЭФ удвоена по сравнению с частотой приложенного поля.

Возбуждая резонансные колебания в породе под действием переменного электрического поля и исследуя типы колебаний в зависимости от градиента приложенного к образцу поля смещения, можно определять компоненты электрострикционного тензора, которые представляют собой диэлектрические проницаемости пород, коэффициенты Лямз и модули упругости.

При анализе вопроса, чем вызван резонансный (а не монотонный, как предполагают расчеты Я.И. Френкеля) характер амплитудно-частотных зависимостей сейсмозелектрического эффекта, приведем следующие феноменологические рассуждения, которые могут быть применимы для обратного СЭФ.

Возбуждение обратного эффекта происходит под действием синусоидального электрического поля

$$E_{взб} = E_{взб\ m} e^{-i\omega t}.$$

Помимо того что оно вызывает упругие деформации в породе, т. е. смещение под действием поля атомов, несущих на себя электрические заряды (ионы, электрические диполи), или изменение ориентации диполей, оно также индуцирует в породе пропорциональный себе дипольный момент

$$\bar{P} \sim \epsilon_0 N a(\omega), \quad (6.6)$$

где  $N$  — число элементарных частиц в единице объема;  $a(\omega)$  — коэффициент пропорциональности, называемый молекулярной поляризуемостью. У заряженных элементарных частиц (ионов, полярных молекул воды, двойных электрических слоев), составляющих породу, есть собственные частоты  $\omega_0$  (колебательные, вращательные и др.), каждая из которых имеет свою диссипативную постоянную  $\gamma^*$ . Кроме того, каждая гармоника имеет еще свою "эффективную" силу, выражаемую в виде произведения поляризуемости при данной частоте на константу связи  $\varphi$  (которую можно принять за  $\sim 1$ ). Обозначая каждый из параметров  $\omega_0$ ,  $\gamma$  и  $\varphi$  для каждой из гармоник через  $\omega_0 k$ ,  $\gamma_k$ ,  $\varphi_k$  и суммируя по всем гармоникам, получим

$$a(\omega) = \frac{q_e^2}{\epsilon_0 m} \sum \frac{\varphi_k}{-\omega^2 - i\gamma_k \omega + \omega_k^2}, \quad (6.7)$$

\*  $\gamma$  — коэффициент, характеризующий уменьшение механической энергии за счет ее перехода в другие виды.

где  $q_e$  — индуцированный дипольный момент элементарного объема среды или массы  $m$  молекулярного агрегата;  $\omega$  — частота воздействующего на породу электрического поля;  $\epsilon_0$  — дизэлектрическая постоянная вакуума. Из выражений (6.6) и (6.7) следует, что при высоких частотах величина  $a(\omega)$  мала и реакция материала на воздействие электрического поля слабая. На низких частотах соответствующая реакция может стать очень сильной. Вместе с тем константа пропорциональности — величина комплексная, т. е. сейсмоэлектрическая реакция в реальных анизотропных материалах не следует точно за всеми изменениями электрического поля, а может быть сдвинута по фазе. Кроме того, элементарные частицы и их агрегаты имеют свои резонансные частоты. Но в любом случае внешнее электрическое поле  $E$  вызывает в породах поляризацию, пропорциональную напряженности  $\bar{E} \sim E$ . Если же предположить, что исследуемая порода состоит из нескольких компонент, то каждая из них дает свой вклад в реакцию среды и, следовательно, полная величина

$$a(\omega) = \sum_i a_i(\omega).$$

Из этого краткого рассмотрения очевидно, что функция преобразования энергии электрических колебаний в упругие является не только функцией возбуждающего эффекта электрического поля, но зависит также от молекулярной поляризуемости вещества, являющейся, в свою очередь, функцией собственных частот молекул, молекулярных агрегатов и других подобных образований.

Эти рассуждения позволяют объяснить картину упругих колебаний, происходящих с удвоенной и модулированными частотами и наблюдавшихся на экране осциллографа, а также их резонансный характер. В горных породах, представляющих собой плотный материал, тесно расположенные элементарные частицы, их совокупности и молекулярные агрегаты сильно взаимодействуют друг с другом и в связи с этим внутренние гармоники осцилляций и собственные частоты изменяются. Это определяет влияние на частотную характеристику плотности породы, влажности, ее минерального состава, структуры порового пространства, анизотропных и ряда других свойств и параметров.

Отсюда следует, что амплитудно-частотные характеристики при обратном сейсмоэлектрическом эффекте содержат богатую информацию, которая может быть использована для оценки многих водно-физических и физико-механических свойств породы, в частности структуры порового пространства и, как следствие, водопроницаемости, а также упругих характеристик.

Опираясь на перечисленные выше экспериментальные данные, можно сделать следующие выводы.

В макропористых полностью водонасыщенных и хорошо проникаемых капиллярно-пористых или трещиноватых породах, когда

основная масса содержащейся в них капельно-жидкой воды находится в свободном состоянии, сейсмозелектрический эффект отсутствует или очень слабо выражен. То же относится к глинам, увлажненным до состояния, близкого (или превышающего) предел текучести.

В мелкопористых водонасыщенных или макропористых, но менее влажных (при относительной влажности меньше 1) породах с хорошо развитой удельной поверхностью, когда основная масса содержащейся в них воды находится в рыхлосвязанном состоянии, сейсмозелектрический эффект может достигать вполне заметной величины. При этом он, подобно пьезоэлектрическому эффекту горных пород, линеен и описывается аналогичными уравнениями, а входящие в уравнения сейсмозелектрические постоянные  $k_{упз}$ ,  $k_{эм}$ ,  $k_{упэ}^*$  и  $k_{эм}^*$  соответствуют пьезоэлектрическим константам  $q$ ,  $e$ ,  $d$ ,  $h$  и имеют одинаковую с ними размерность.

При этом наложение на породу внешнего постоянного электрического поля смещения в зависимости от вызванной электрохимической активности породы и интенсивности поля ВП может либо усиливать, либо ослаблять СЭЭФ, либо не оказывать на него заметного влияния. В таких условиях справедливы, по-видимому, выводы Я.И. Френкеля, М.А. Био и Л.В. Горелика о том, что при прохождении в породе продольных упругих волн в ней возможны (и согласно Л.В. Горелику реально наблюдаются) взаимные сдвиги воды и скелета, приводящие к возникновению "эффекта Е" как динамического аналога потенциала фильтрации. Еще более облегчается возникновение взаимных сдвигов, если допустить существование так называемого "подплавленного" слоя воды с повышенной подвижностью, расположенного между связанный и свободной водой в порах породы. Вместе с тем следует иметь в виду, что при частоте упругих колебаний ниже некоторой граничной величина электрического поля фильтрации становится не зависящей от частоты, причем эта граничная частота находится в обратной зависимости от радиуса пор и капилляров. Что касается обратного СЭЭФ в рассматриваемых породах, то вопрос о возможности его возбуждения переменным электромагнитным полем и механизме возникновения остается пока не ясным в той мере, в какой не ясны возможности возникновения в таких средах электроосмоса на переменном токе.

В еще более тонкопористых водонасыщенных или маловлажных осадочных породах, когда основная масса содержащейся в них воды находится в прочносвязанном состоянии, сейсмозелектрический эффект становится нелинейным и обратная его разновидность описывается уравнениями электрострикции. Это обусловлено, по-видимому, сегнетоэлектрическими свойствами прочносвязанной воды, микроскопления которой в порах породы могут играть роль доменов. Приложение к породе внешнего поля смещения достаточной

величины ведет к выключению доменного механизма при возбуждении обратного СЭЭФ и переводу его в квазилинейную форму. Дальнейшее уменьшение в породе содержания влаги уменьшает и величину СЭЭФ вплоть до полного его исчезновения.

Таким образом, описанные выше экспериментально установленные закономерности подтверждают высказанные ранее [43] предположения о существовании по меньшей мере двух процессов, ответственных за возникновение СЭЭФ в капиллярно-пористых породах. Сообразно с этим уравнение обратного сейсмоэлектрического эффекта в общем случае должно иметь вид

$$T_{\text{СЭФ}} \approx AE_{\Sigma} + BE_{\Sigma}^2, \quad (6.8)$$

где  $A$  и  $B$  — коэффициенты пропорциональности, представляющие собой тензоры III и IV рангов и являющиеся сейсмоэлектрическими модулями и электрострикционными коэффициентами; полная функция возбуждения  $E_{\Sigma}$  является векторной суммой трех слагаемых:  $\bar{E}_{\Sigma} = \bar{E}_{\text{взб}} + \bar{E}_e + \bar{E}_o$ , где  $E_{\text{взб}}$  — внешнее возбуждающее СЭЭФ переменное электрическое поле;  $E_e$  — внутреннее поле;  $E_o$  — внешнее поле постоянного тока (поле смещения)<sup>1</sup>.

Используя представления о наличии в функции преобразования обратного СЭЭФ линейного и квадратичного членов, а также то, что функция возбуждения СЭЭФ должна учитывать действие как внешних полей, так и электрический отклик породы, можно получить практически все экспериментально наблюдаемые виды упругих колебаний.

Что касается прямого СЭЭФ, то здесь дело обстоит несколько иначе. Возникающее во влажной породе при прохождении по ней упругих колебаний синфазное с ними электрическое поле  $\bar{E}_1$ , в свою очередь, вызывает переменное поле поляризации  $\bar{E}_2$  той же частоты, но сдвинутой по фазе относительно  $\bar{E}_1$  на некоторый угол, близкий к  $2\pi$ . В результате в породе устанавливается поле  $\bar{E}_{\Sigma}$  СЭФ =  $= \bar{E}_1 + \bar{E}_2 + \bar{E}_{e0}$ , где  $E_{e0}$  — поле спонтанной поляризации, существующее в породе до возбуждения в ней СЭЭФ. Поле смещения  $E_o$  в зависимости от соотношения величин и полярностей  $E_o$  и  $E_{\text{СЭФ}}$  может изменять амплитуду суммарного поля  $E_{\Sigma}$  СЭФ, уменьшая или увеличивая ее, либо оставлять без изменений, что и наблюдается в эксперименте. В то же время частота основной гармоники  $E_{\Sigma}$  СЭФ всегда остается без изменений и функция преобразования достаточно хорошо аппроксимируется нечетной параболической зависимостью.

Все сказанное выше диктует необходимость дальнейшего изучения

<sup>1</sup> Аналогичный уравнению (6.8) вид будут иметь остальные три уравнения СЭЭФ, в которых с "механической" стороны, помимо  $T_{\text{СЭФ}}$ , будет участвовать деформация  $r_{\text{СЭФ}}$ , а с "электрической" стороны, помимо  $\bar{E}_{\Sigma}$ , — поляризация  $P_{\Sigma} = P_{\text{взб}} + P_e + E_o$ , где  $T_{\text{СЭФ}}$  и  $r_{\text{СЭФ}}$  — тензоры II ранга.

обоих видов сейсмоэлектрического эффекта, поскольку такие исследования могут иметь далеко идущие практические следствия, в том числе для использования СЭЭФ в области инженерно-гидрогеологической геофизики.

В целом накопленные к настоящему времени данные дают основания считать, что сейсмоэлектрический эффект второго рода в осадочных породах представляет не только научный, но и реальный практический интерес для определения сейсмоэлектрических констант (или связанных с ними параметров), как физических характеристик среды, позволяющих:

- а) оценивать способность пород к преобразованию энергии упругих деформаций (напряжений) в электрические и наоборот;
- б) определять литологию и фильтрационные свойства пород в лабораторных и полевых условиях, и в первую очередь при изучении разрезов буровых скважин;
- в) оценивать анизотропные свойства пород в полевых и лабораторных условиях;
- г) выполнять в лабораторных условиях оценку упругих и деформационных характеристик осадочных пород и среднего радиуса пор в их сцепментированных разностях.

Научно-обоснованное решение вопроса о физической природе сейсмоэлектрического эффекта в капиллярно-пористых ионопроводящих породах позволит в дальнейшем создать надежную теоретическую основу для его практического использования и разработки методик геофизических исследований в полевых и скважинных условиях и на образцах. Практическая реализация этих возможностей обеспечивается уже достигнутым уровнем развития радиоэлектроники и приборостроения, позволяющим выделять слабые сигналы на фоне сильных помех.

## ГЛАВА 7

### СПОСОБЫ ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЛИ УЛУЧШЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД В ОКОЛО- СКВАЖИННОМ ПРОСТРАНСТВЕ

#### 7.1. Общие сведения

Наряду с использованием методов геоэлектрики, когда электрические поля и токи выступают в качестве носителей той или иной геологической информации, причем для этих целей достаточным

является использование слабых полей и ничтожных плотностей тока, в гидрогеологии и инженерной геологии возможно применение и сильных электрических полей. Основное их назначение — либо перемещение воды в водоносных горизонтах, либо целенаправленное изменение фильтрационных и физико-механических свойств горных пород, находящихся в условиях естественного залегания.

Хотя такое использование электрического тока, строго говоря, не относится к геофизическим методам, но по технологическим соображениям может включаться в состав, например, каротажных работ и выполняться геофизиками, подобно тому, как к ГИС отнесены прострелочные и взрывные работы в скважинах, отбор образцов с помощью различного рода грунтоносов, расходометрия и другие не геофизические по своей сути работы.

Возможность использования электрического тока в таких целях основана на наличии в гранулярно-пористой породе межфазных поверхностей раздела с приуроченными к ним двойными электрическими слоями и развитием соответствующих электрохимических явлений.

Для строительного водопонижения и закрепления неустойчивых осадочных пород электрообработка их применяется еще с 30—40-х годов. В 50—60-г годы в СССР большие объемы работ в этом направлении были выполнены Б.С. Федоровым, Г.М. Ломизе и А.В. Нетушилом, Р.С. Зиангировым, Г.И. Жинкиным и многими другими учеными и специалистами. За рубежом интересные работы были описаны Л. Казагранде, А. Белуджи и А. Плашковским.

Но электроосмотическое водопонижение и электрохимическое закрепление пород не исчерпывают область применения сильноточных воздействий на горные породы с целью решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач. Примерами могут служить способы гидродинамического опробования гидрогеологических скважин и улучшения фильтрационных свойств пород в околоскважинном пространстве.

Для уяснения сущности этих способов несколько дополним изложенные выше (см. гл. 2) сведения об электрохимических явлениях. Это необходимо, поскольку указанные явления рассматривались в идеальных средах с линейно-вытянутыми гладкостенными капиллярами. В реальных условиях приходится иметь дело с капиллярно-пористыми породами, которые обладают той или иной извилистостью водопроводящих капилляров и шероховатостью их стенок. Кроме того, в воде, фильтрующейся сквозь породу, могут находиться во взвешенном состоянии мелкие пылевато-глинистые или илистые частицы. Оба эти обстоятельства накладывают специфический отпечаток на характер и результаты искусственно вызванных электрохимических процессов в горных породах.

В поле постоянного электрического тока в водонасыщенных

породах могут одновременно происходить электроосмос, т. е. движение воды к одному из электродов, и электрофорез — направленное к другому электроду движение взвешенных в воде частиц. При этом вода, как правило, движется в направлении отрицательного электрода (катода), а взвешенные в ней минеральные частицы — в сторону анода.

Поскольку электроосмос определяется дифференциацией ионов в живом сечении потока, то избыток ионов одного знака вблизи стенок капилляров создает электрическую силу, увлекающую воду в направлении градиента внешнего электрического поля. Этим, наряду с извилистостью и переменным сечением капилляров, и определяется гидравлика электроосмоса в горных породах, которая, имея сходство с гидравликой напорного движения воды в породе, вместе с тем существенно от нее отличается (см. рис. 3). Различие обусловлено спецификой природы и характером действия сил, определяющих движение воды в том или другом случаях.

Вслед за Г.М. Ломизе и А.В. Нетушилом рассмотрим электроосмос как русловой поток при ламинарном режиме течения жидкости. Предположим, что движущимся электроосмотическим течением занято все сечение пор, величина которого не столь мала, чтобы влиять на размещение ионов в диффузных пристеночных слоях воды, т. е. что существует равномерное распределение ионов по всей толщине диффузного слоя. Можно считать, что таким допущениям отвечают слабопроницаемые породы от легких суглинков до очень тонкозернистых пылеватых песков, коэффициент фильтрации которых варьирует в пределах 0,01—0,5 м/сут. В таких условиях при электроосмосе движение водных растворов электролита в породе оказывается связанным со следующими факторами:

а) кинематической вязкостью воды  $\nu_w$ , влияющей на гидравлическое сопротивление;

б) истинной скоростью движения воды в порах при электроосмосе  $\bar{v}_z = v_z/n_p$ , где  $v_z$  — фиктивная скорость электроосмоса, аналогичная скорости фильтрации  $v_f$  и отнесенная к единице всего сечения породы, нормального к направлению движения и занятого порами и скелетом породы;

в) формой русового потока, т. е. структурой порового пространства, определяемого гидравлическим радиусом  $R_g$ , шероховатостью (извилистостью) гидравлически связанных каналов  $T_g$  и коэффициентом  $f_g$ , учитывающим форму сечения пор, причем произведение  $T_g f_g$  можно назвать морфометрическим параметром  $\Phi$ ;

г) электрической силой  $F_{zos}$ , определяющей электроосмотическое движение и равной напряженности поля  $E$ , умноженной на плотность  $\sigma_z$  заряда.

Пренебрегая силами инерции, получаем

$$F_{zos} = \sigma_z E = \sigma_z s_{ud} E,$$

где  $\sigma_3$  — объемная плотность заряда, равная суммарному заряду диффузных частей двойных электрических слоев, содержащихся в единице объема породы;  $\sigma_3$  — плотность зарядов ионов диффузных слоев, отнесенная к единице поверхности скелета породы.

Размерность силы  $F_{\text{эос}}$   $\text{Н}/\text{м}^3$ , т. е. она, как и принято в теории фильтрации, является силой объемной, отнесенной к единице объема породы. Таким образом, сила  $F_{\text{эос}}$  оказывается функционально связанный шестью параметрами:

$$F_{\text{эос}} = f(\eta_B, \sigma_B, n_p, u_3, R_g, \Phi).$$

При переходе к безразмерным величинам основной закон сопротивления электроосмотическому движению жидкости в породе примет вид

$$f_{\text{эос}} = B / Re_3, \quad (7.1)$$

где  $f_{\text{эос}} = F_{\text{эос}} R_g / u_3^2 \sigma_B$  — коэффициент сопротивления движению;  $Re_3 = R_g u_3 \sigma_B / \eta_B$  — число, аналогичное числу Рейнольдса для других видов русского потока;  $B = \sigma_B E R_g^2 \bar{\Phi} / u_3 n_p$  — параметр, определяемый опытным путем. Полагая далее, что параметр  $B$  для данной породы остается постоянным при всех значениях  $Re_3 < Re_{kp}$ , нетрудно получить

$$u_3 = F_{\text{эос}} R_g^2 / B \eta_B,$$

откуда находим выражения, описывающие основную закономерность электроосмоса в капиллярно-пористых породах:

$$v_3 = C \sigma_3 s n_p R_g^2 E / \eta_B$$

или

$$v_3 = -k_{\text{эос}} \operatorname{grad} \psi,$$

где  $k_{\text{эос}}$  — коэффициент, равный фиктивной скорости электроосмоса при напряженности вызывающего его внешнего электрического поля в 1 В/м.

Таким образом, коэффициент

$$k_{\text{эос}} = C \sigma_3 s n_p R_g^2 / \eta_B = C \sigma_3 o n_p R_g^2 / \eta_B \quad (7.2)$$

характеризует электроосмотические свойства породы.

Выражение (7.2) раскрывает влияние на коэффициент электроосмоса минерального состава поглощающего комплекса, состава и концентрации порового раствора, удельной поверхности и, следовательно, дисперсности породы, пористости и структуры порового пространства, а также вязкости электролита и его влияния на гидравлическое сопротивление движению жидкости сквозь породу.

Большой интерес представляют лабораторные исследования,

Таблица 19

Коэффициенты фильтрации электроосмоса и электроосмотической активности рыхлых осадочных пород

Порода	Коэффициент фильтрации $k_f$ , м/сут	Коэффициент электроосмоса $k_{зос}$ , $\text{мм}^2/\text{В}\cdot\text{сут}$	Коэффициент электроосмотической активности $\chi$ , $\text{мм}/\text{В}$
Пески	150—1	0—100	0—0,1
Супеси	1—0,2	400—900	0,4—4,5
Суглиники легкие	0,2—0,01	800—1000	4—100
Суглиники	$0,01—6 \cdot 10^{-6}$	30—1600	$3—1 \cdot 10^5$
Илы	$3 \cdot 10^{-5} — 2 \cdot 10^{-7}$	100—300	$3300—1,5 \cdot 10^6$
Глины	$9 \cdot 10^{-5} — 1 \cdot 10^{-8}$	60—1300	$670—1,3 \cdot 10^4$

Примечание. Таблица построена по материалам Г.М. Ломизе и А.В. Нетушила.

выполненные в 50-х годах Р.С. Зиангировым, по изучению действия электрического тока на фильтрационные свойства песчано-глинистых пород. Эти опыты показали, что для легких (песчаных) пород влияние электрического тока на их фильтрационные свойства пренебрежимо мало: В то же время для более тяжелых разностей при определенных значениях напряженности поля проницаемость растет. При этом степень влияния электрического тока на фильтрационные свойства глинистых (и глинизированных) пород выражается коэффициентом

$$\psi = (k_f E)_{\max} / k_f, \quad (7.3)$$

показывающим, во сколько раз увеличивается коэффициент фильтрации  $k_f$  породы при действии постоянного электрического поля напряженностью  $E$ ;  $k_f$  — коэффициент фильтрации породы, находящейся в поле постоянного тока напряженностью  $E$ .

В заключение приведем некоторые рекомендации по предварительным исследованиям, которые целесообразно выполнить на стадии проектирования описываемых ниже работ.

1. Экспериментальное определение коэффициента электроосмоса  $k_{зос}$ . Методика таких определений и необходимая аппаратура широко известны [7].

2. Оценка коэффициента электроосмотической активности пород  $\chi_{зос} = k_{зос} / k_f$ , отражающего эффект действия электроосмоса на фильтрационные свойства пород.

3. Определение удельного электрического сопротивления пород разреза по всей глубине исследования.

4. Нахождение по формуле (7.3) коэффициента  $\psi$  фильтрационного эффекта электроосмоса.

Для ориентировки в табл. 19 приведены обобщенные значения коэффициентов  $k_{зос}$ ,  $k_f$  и  $\chi_{зос}$  некоторых рыхлых осадочных пород.

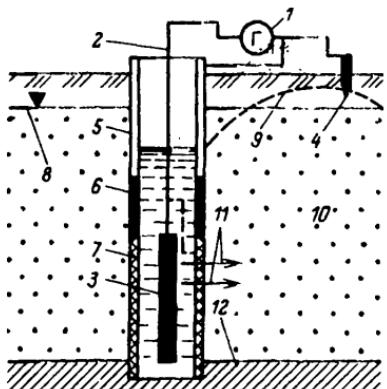


Рис. 54. Схема возбуждения безнапорного водоносного пласта с помощью электроосмоса:

1 — источник электрического тока; 2 — кабель; 3 — электроды металлические; 4 — заземленный электрод; 5 — обсадная труба скважины; 6 — патрубок из электроизоляционного материала; 7 — фильтр металлический; 8 — статический уровень подземных вод; 9 — депрессионная воронка, образовавшаяся в результате электроосмотического водопонижения; 10 — водоносный горизонт; 11 — линии тока воды в пласте и в скважину, возникающие под действием электроосмоса; 12 — водоупор

содержащих значительное количество частиц возникают известные трудности. Из-за высокого гидравлического сопротивления пород вся энергия возбуждения пласта теряется в прифильтровой зоне и возбуждение пласта не происходит.

С целью преодоления данного затруднения Л. В. Боревским, Ю. Г. Ткаченко, Н. Н. Шарапановым и автором был предложен способ гидродинамического опробования слабопроницаемых водоносных горизонтов, базирующийся на использовании электроосмоса. При этом учитывалось, что чем дисперснее и, следовательно, менее проницаема порода, тем благоприятнее в ней условия для электроосмотического перемещения воды.

На рис. 54 приведена одна из возможных схем возбуждения водоносного пласта с помощью электрического тока. Электроосмотический поток приводит к количественному перераспределению воды в зоне электродов и изменению в этой зоне уровня (давления)

## 7.2. Гидродинамическое опробование гидрогеологических скважин с помощью электроосмотического возбуждения водоносного горизонта

При определении коэффициента фильтрации, пьезопроводности и других гидродинамических характеристик водоносного пласта важнейшей операцией является его возбуждение, т. е. временное изменение уровня или напора содержащейся в нем воды. Для этой цели в буровых скважинах выполняют опытно-фильтрационные работы в виде опытных откачек (выпусков), нагнетаний или наливов. Замеряя при этом изменения уровня (давления) столба воды в скважине, судят о гидрогеологических параметрах водоносного пласта.

Средствами возбуждения служат разного рода насосы, сжатый воздух и др. Однако при гидродинамическом опробовании гидрогеологических скважин с использованием известных средств возбуждения водоносных пластов с низкой проницаемостью ( $k_f < 0,1 \text{ м}/\text{сут}$ ) и

столба воды в скважине. После выключения тока в результате действия гравитационных сил уровень (давление) столба воды в скважине начинает постепенно восстанавливаться до исходного.

При использовании электроосмоса для возбуждения водоносных горизонтов необходимо соблюдение определенных режимов электрического воздействия. В частности, поскольку электрообработка пород сопровождается изменением их естественных свойств, что недопустимо, важно определить электрические и временные параметры такого воздействия так, чтобы фильтрационные свойства пород остались практически неизменными. Из опыта электрохимического закрепления грунтов известно, что в слабопроницаемых породах для благоприятного протекания процесса электроосмоса напряженность внешнего электрического поля должна находиться в пределах 0,05—0,7 В/см. При напряженности выше 0,7 В/см в породе могут произойти разрушение ее структуры и осушение в прианодной зоне, что приведет к изменению свойств водоносного горизонта и к разрыву электрической цепи. При напряженности электрического поля ниже 0,05 В/см скорость электроосмоса может оказаться меньше скорости обратного потока воды.

Имеет значение и время пропускания электрического тока. По данным Г.И. Жинкина, при электрообработке водоносного пласта более 5 ч могут заметно изменяться его естественные гидродинамические параметры.

Таким образом, пропускание электрического тока должно быть по возможности кратковременным при напряженности не более 0,7 В/см и не менее 0,05 В/см. Следует также учитывать, что эти данные получены при разносах электродов в пределах не более нескольких метров. При больших расстояниях между электродами временные и электрические параметры могут быть другими, что требует дополнительных исследований.

Для иллюстрации возможностей описываемого способа гидродинамического опробования гидрогеологических скважин приведем результаты одного из натурных экспериментов, выполненного по схеме рис. 54.

На участке, где уровень грунтовых вод располагался в моренных суглинках, была пробурена скважина глубиной 6 м. Металлический фильтр этой скважины служил электродом. Другой электрод (4) располагался на расстоянии 4 м от скважины. Питание осуществлялось выпрямленным током напряжением 180 В и силой 9 А. В течение 1 ч уровень столба воды в скважине изменился на 21 см. После выключения тока уровень постепенно восстановился до исходного. Коэффициенты фильтрации породы, рассчитанные по восстановлению уровня воды в скважине и измеренные путем откачки до пропускания электрического тока и с помощью электроосмоса, оказались одинаковыми и равными 0,016 м/сут.

Принципиальная возможность изменения естественного уровня воды позволяет, учитывая неразрывность электроосмотического потока, использовать этот способ для возбуждения более глубоких горизонтов. Важно при этом подчеркнуть, что возбуждение водоносного пласта осуществляется без применения механических средств для передвижения воды в пласте. Значение этого обстоятельства трудно переоценить при необходимости определения гидродинамических параметров пластов, сложенных малопроницаемыми глинистыми породами, где даже такие способы, как предложенное И. Краусс [49] использование сжатого воздуха, становятся неэффективным.

Возможны и другие варианты электроосмотической деформации естественного фильтрационного поля напоров с целью гидродинамического опробования малодебитных гидрогеологических скважин. Технико-экономическая эффективность описанного способа заключается в том, что для гидродинамического возбуждения водоносного пласта исключается применение сложного и тяжелого оборудования. Кроме того, способ позволяет использовать скважины малого диаметра, упростить их конструкцию и сократить затраты времени и трудовых ресурсов на проведение опытно-фильтрационных работ. Дальнейшие испытания данного способа в различных гидрогеологических условиях позволят четче выявить его преимущества и ограничения.

### 7.3. Влияние постоянного электрического тока на повышение производительности гидрогеологических скважин

Важной проблемой гидрогеологии является увеличение производительности скважин. Применяемые способы увеличения дебита скважин далеко не всегда позволяют удовлетворительно решать эту задачу. Например, если в породах содержится в заметных количествах высокодисперсная фракция, то применение перфорации, гидроразрывов и других способов оказывается неэффективным также, как и растворение составных частей породы химическими реагентами. Причиной является пластичность, слабая растворимость в химических реагентах, а также высокая адгезия глинистых частиц к зернам породы. В итоге перечисленные способы не в состоянии воздействовать на свойства глинистых частиц или обеспечить их отрыв, например, от песчинок и последующее удаление из пласта с потоком откачиваемой воды. В то же время практически зримый результат по увеличению водообильности скважин может быть получен только в случае уменьшения количества глинистых частиц в породе, т. е. при увеличении ее активной пористости.

При определенных условиях такой результат может быть достигнут путем обработки глинизованных пород электрическим током. Исходя из этого сотрудниками ВСЕГИНГЕО Ю.Г. Ткаченко,

М.И. Фазлулиным, Н.Н. Шарапановым, В.М. Пантелеевым и автором был предложен способ эксплуатации гидрогеологических скважин путем воздействия на прифильтровую зону постоянным электрическим током до начала отбора воды из скважины, т. е. до начала ее эксплуатации. Этот способ базируется на том, что в основе явлений, сопровождающих действие электрического поля на дисперсную горную породу, лежат электрохимические, электрохимические и структурообразовательные процессы. Из названных процессов наибольшее влияние на проницаемость пород оказывают последние. Согласно В.И. Осипову, механизм образования структурных отдельностей (агрегатов) в глинистых породах заключается, прежде всего, в электрическом взаимодействии высокодисперсных частиц. В результате между ними возникают различного рода контакты, которые, в соответствии с представлениями П.А. Ребиндера, а также с развитыми в работе [18], подразделяются на две основные группы: коагуляционные и конденсационно-кристаллизационные. Коагуляционные структуры отличаются тексотропностью, подвижностью и эластичностью при относительно низкой прочности. Конденсационно-кристаллизационные структуры, наоборот, обладают высокой прочностью, хрупкостью, нетексотропны и непластичны.

В естественных водонасыщенных глинистых породах наряду с этими существует еще целый ряд контактов промежуточных типов, преобладающий из которых определяет характер коллоидно-химической структуры породы. Например, водостойкие истинно-конденсационные и конденсационно-коагуляционные структуры с фазовыми контактами формируются при образовании агрегатов глинистых частиц и природной цементации пород. Цементирующими веществами в данном случае могут служить гидрогели кремниевой кислоты, органические соединения, гидроокиси железа и алюминия, карбонаты и др.

В теории устойчивости и коагуляции коллоидов система взаимодействующих двойных электрических слоев рассматривается в состоянии равновесия [7, 10, 15]. С другой стороны, при наложении на породу поля постоянного тока в ней возникают различные поляризационные явления (включая нарушения равновесия двойных электрических слоев) и соответствующее встречно-направленное поле вызванной электрической поляризации. Это нарушает устойчивость дисперсной породы, провоцируя в ней разного рода структурообразовательные процессы, приводящие к увеличению прочности коагуляционных структур.

Процесс агрегации дисперсных частиц при пропускании через породу постоянного тока развивается не плавно, а ступенеобразно в направлении от микро- к макроагрегатам. При этом чем выше была первоначальная дисперсность породы, тем выше степень ее агрегированности по окончанию работ, а сами процессы агрегации

и упрочнения, по данным А.Ф. Вадюниной, продолжаются еще длительное время (вплоть до нескольких лет) после прекращения пропускания тока.

Таким образом, электрообработка водонасыщенных высокодисперсных глинистых пород при определенных условиях обеспечивает необратимые изменения их структурно-текстурных особенностей, и в том числе в направлении увеличения крупности агрегатов. Это не означает, что такого рода физико-химические процессы оструктуривания пород непременно приводят к увеличению их активной пористости и водопроницаемости. Более того, опыт электрохимического закрепления связанных грунтов показывает, что оно иногда сопровождается дальнейшим уменьшением их водопроницаемости, особенно при электрообработке стенок буровых скважин.

Вместе с тем имеется и другой опыт, свидетельствующий о том, что при определенных условиях можно обеспечить увеличение проницаемости глинистых и им подобных пород. До недавнего времени едва ли не единственным примером могло служить возрастание проницаемости при электрообработке влажных засоленных и солонцеватых почв низкого сопротивления, имеющих в составе поглощающего комплекса значительное количество натрия и магния.

Все это является следствием того, что при обработке током высокодисперсных водонасыщенных пород структурообразование в них сопровождается двумя противоположно направленными процессами. С одной стороны, происходят коагуляция высокодисперсных частиц с образованием различного размера агрегатов и рост активной пористости породы. С другой — формирование истинно-конденсационной или конденсационно-коагуляционной необратимой структуры за счет как дополнительного количества твердой фазы, выделившейся из порового раствора, так и приносимой со стороны за счет электрохимического растворения электродов и составных частей горной породы, кольматирующих ее поры.

Несмотря на большое число опубликованных работ пока еще не существует единой точки зрения по вопросам природы и механизмов гидратации глин и других высокопористых систем. Поэтому оказывается затруднительным выполнение теоретического анализа или моделирования условий, при которых обработка электрическим током водонасыщенных высокодисперсных пород, находящихся в условиях естественного залегания или слагающих стенки буровых скважин, приводит к увеличению их активной пористости и водопроницаемости. В связи с этим однозначный ответ на поставленный вопрос могут дать лишь натурные эксперименты.

Выполненные с этой целью под руководством Ю.Г. Ткаченко работы включали выбор схемы размещения электродов и конструкции скважин, а также определение схемы и режимов электрообработки для достижения положительного эффекта. Контроль за результатами опытов заключался в определении коэффициента фильтрации

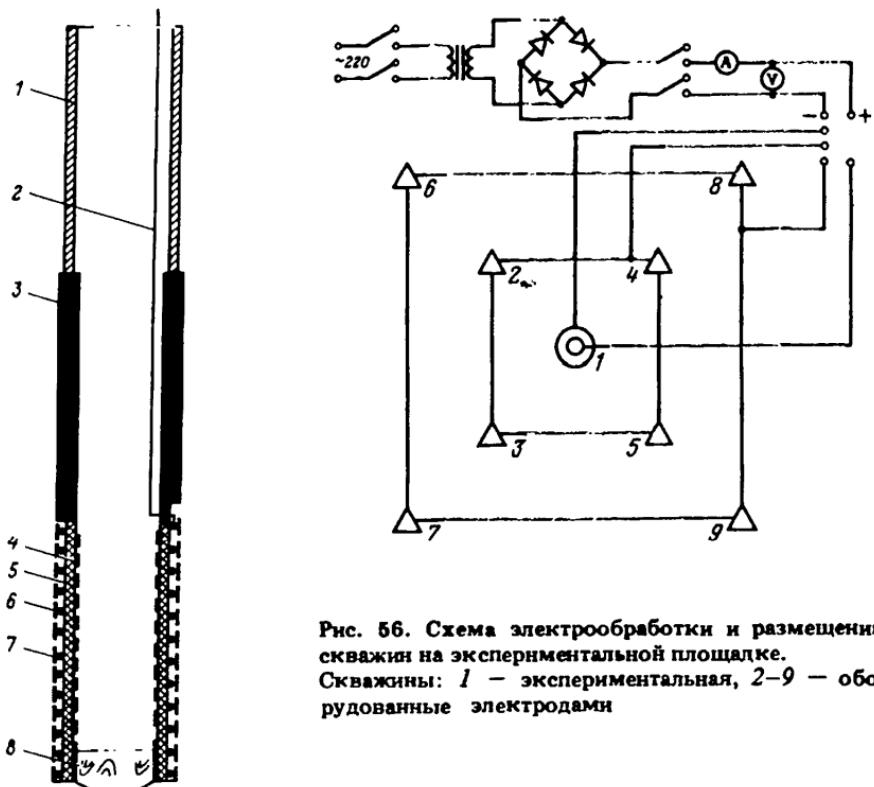


Рис. 55. Схема скважины с защищенным фильтром:  
1 — металлическая обсадная труба; 2 — кабель; 3 — переходник из полиэтилена;  
4 — фильтр; 5 — сетка; 6 — изолятор; 7 — защитный электрод; 8 — пробка

Рис. 56. Схема скважины с защищенным фильтром:

1 — металлическая обсадная труба; 2—9 — оборудованные электродами скважины на экспериментальной площадке.

прифильтровых зон скважин путем пробных откаек и наливов. Кроме того, исследовались дебиты скважин, изменения в гранулометрическом составе пород и химических показателях состава воды. Эксперименты проводились в разных регионах страны и в разных геолого-гидрогеологических условиях.

Опытные скважины проходились сплошным забоем диаметром от 132 до 190 мм. Глубина бурения составляла от нескольких до 30 м. Экспериментальные скважины в зависимости от цели исследований либо оборудовались переводником из полиэтиленовой трубы между фильтром и остальной частью обсадных труб, либо были обычной конструкции. Фильтры опытных скважин применялись обычно сетчатые (из латуни), за исключением одного опыта, где обычный фильтр защищался от электрохимического растворения внешним металлическим электродом большего диаметра (рис. 55).

Скважины, в которых размещались электроды, по диаметру

были близки к размерам электродра, а глубина их зависела от используемой схемы электрообработки. Если требовалась электрообработка только прифильтровой зоны, то второй изолированный от фильтра электрод располагался на глубине фильтра на расстоянии не более нескольких метров от него. При электрообработке значительных объемов водоносного пласта электроды располагались на глубине 5 м при условии, что изолированный электрод опытной скважины находился на заданной глубине.

Один из первых экспериментов был проведен на опытном полигоне ВСЕГИНГЕО в районе г. Петушки Владимирской области. По гранулометрическому составу породы водоносного горизонта представляют собой супеси и мелкозернистые пески. Содержание глинистых частиц в них достигает 4,5 %, песчаной фракции — до 90 %, остальное приходится на пыль. По свойствам порода имеет состояние, близкое к плытунам. Уровень подземных вод залегает на глубине 1,56 м от поверхности.

Схема электрообработки и размещения скважин приведена на рис. 56. Скважина 1 являлась экспериментальной, остальные скважины оборудовались электродами в виде стальных труб диаметром 108 мм, погруженными на глубину 5,5 м. Опытная скважина 1 имела устройство, приведенное на рис. 55. Принцип, положенный в основу конструкции этой скважины, заключался в электрической изоляции рабочего (внешнего) электрода 7 от фильтра самой скважины и обсадной трубы 5. Длина электрода составляла 5,6 м при общей глубине скважины 16,5 м. Задачей эксперимента было выявление влияния электрообработки на дебит заглинизованной скважины, а также исследование действия электрического тока на общую проницаемость пород водоносного горизонта в пределах экспериментальной площадки.

Опытная скважина 1 бурилась с использованием глинистого раствора с последующей промывкой чистой водой. При прокачке скважины в течение 48 ч ее дебит в последние 24 ч составлял 0,027 л/с. С целью последовательного вовлечения дополнительной массы пород в процесс электрообработки, а также для исключения переполяризации электродов или перезарядки твердой фазы, вызванных протеканием постоянного тока, предусматривалось включение заземителей первого (скв. 2—5) или второго контура (скв. 6—9). Расстояние между электродами первого контура и скважиной 1 5 м, второго контура и скважиной 1 — 10 м.

Источником постоянного тока служил выпрямитель, который питался через щит управления либо от сварочного трансформатора ТД-500, дающего напряжение ≈ 60 В, либо непосредственно от сети переменного тока 220 В. С целью выявления действия тока разной полярности на производительность центральной скважины 1 в процессе эксперимента проводилась катодная и анодная электрообработка

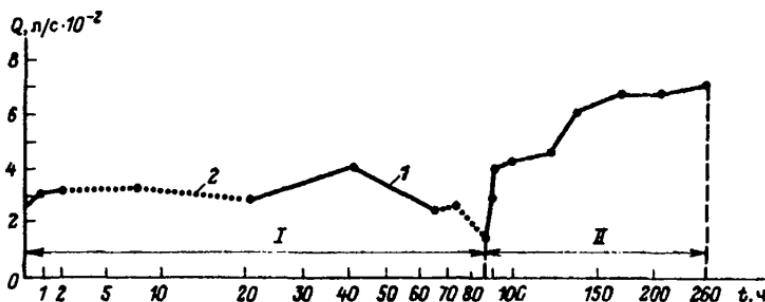


Рис. 57. Зависимость дебита экспериментальной скважины I от полярности электрообработки и плотности тока.  
I — плотность тока  $0,23 \text{ mA}/\text{cm}^2$ ; II — плотность тока  $0,7 \text{ mA}/\text{cm}^2$ ; I — анодная обработка; 2 — катодная обработка

прифильтровой зоны этой скважины. Катодная обработка могла дать, наряду с эффектом оструктуривания породы, и обратный эффект — диспергацию породы за счет привноса в эту зону ионов натрия, которые, войдя в состав поглощающего комплекса глинистых частиц, вызвали бы их набухание и тем самым уменьшили активную пористость. С помощью анодной обработки предполагалось повысить проницаемость породы только за счет ее оструктуривания.

На рис. 57 приведена зависимость дебита скважины I от полярности электрообработки и плотности тока. После двухчасовой анодной обработки прифильтровой зоны дебит скважины I вырос до  $0,033 \text{ л/с}$ . Катодная электрообработка в последующие 18 ч с периодической откачкой привела к падению дебита до  $0,029 \text{ л/с}$ . По-видимому, из-за процесса набухания глинистых частиц из остатков промывочной жидкости на стенках скважины скорость потока воды в прифильтровой зоне снизилась почти до исходной. Для ликвидации процесса набухания была повторена анодная обработка, которая должна была способствовать вытеснению поглощенного натрия и замещению его на ионы водорода и железа, что должно было обеспечить коагуляцию и агрегацию высокодисперсных частиц. Из графика видно, что это мероприятие дало положительный эффект и дебит скважины в последующие 22 ч возрос до  $0,042 \text{ л/с}$ . Дальнейшая анодная обработка прифильтровой зоны токами плотностью  $0,2 \text{ mA}/\text{cm}^2$ , как и последующая катодная, привела к снижению дебита скважины до  $0,016 \text{ л/с}$ .

Вероятно, анодная обработка глинистой корки на стенах скважины токами  $0,2 \text{ mA}/\text{cm}^2$ , вызывающая агрегацию высокодисперсных частиц, одновременно сопровождалась и заполнением порового пространства гидроокислами железа и другими продуктами электроизлiza, вызывая уплотнение породы. Для интенсивного выноса про-

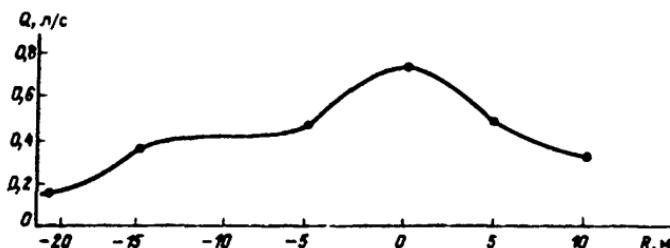


Рис. 58. Зависимость дебита скважины от расстояния между электродами ( $R$  — расстояние от центра)

дуктов электролиза в межэлектродное пространство необходимо было повысить плотность тока и электрообработку вести в анодном режиме. После интенсивного воздействия электрического тока на прифильтровую зону скважины током плотностью  $0,7 \text{ mA}/\text{см}^2$  дебит скважины 1 начал неуклонно возрастать и в течение последующих 178 ч повысился до  $0,073 \text{ л}/\text{с}$ , т. е. вырос по сравнению с исходным в 2,7 раза.

При проверке состояния защитного электрода и фильтра скважины 1 обсадная труба и фильтр скважины были извлечены на поверхность. Осмотр показал, что, несмотря на то что через электрод была пропущена энергия  $563 \text{ кВт}\cdot\text{ч}$ , заметной коррозии электрода не наблюдалось. Вместе с тем было обнаружено, что между внешним электродом и сеткой фильтра присутствует значительное количество глины, по внешнему виду схожей с глинистой промывочной жидкостью. Наличие глинистого раствора на сетке фильтра могло существенно маскировать действие электрического тока на породу водоносного горизонта.

Для дополнительной проверки влияния электрообработки пород на их проницаемость непосредственно вблизи электрода скважины 1 и в межэлектродном пространстве были пробурены гидрогеологические скважины без применения глинистой промывочной жидкости, фильтры которых находились на глубине 16,5 м, как и у скважины 1. Опытная площадка была пересечена лучом из пяти скважин общей протяженностью 30 м. Максимальные значения дебита ( $0,7 \text{ л}/\text{с}$ ) были получены в центре электрообработки по скважине, расположенной в 1 м от скважины 1 (рис. 58). В обе стороны от нее дебит скважин резко уменьшался и за контурами опытной площадки составлял  $0,12 \text{ л}/\text{с}$ , что являлось фоновыми значениями для данного водоносного пласта.

Исследование гранулометрического состава показало, что после электрообработки в интервале фильтров скважин на 5–10 % возросло содержание песчаных частиц за счет уменьшения содержания глинистых и пылеватых. Кроме того, значительно уменьшилась

тигроскопическая влажность пород: с 2 до 0,8%. Это также служит косвенным признаком агрегации пород под влиянием постоянного электрического тока.

Химический анализ воды, проведенный до начала электрообработки и после нее, не показал существенных изменений и ухудшения ее качества. Концентрация растворенных веществ до опыта составляла 0,226 г/л, а после — 0,228 г/л. Наибольшие различия наблюдались по  $\text{SiO}_2$ . До электрообработки его концентрация была 45 мг/л, а после — 15 мг/л. Не исключено, что часть растворенной в воде окиси кремния израсходовалась на образование кристаллизационных связей в породе в процессе ее электрообработки.

С целью выяснения длительности электрообработки, необходимой для получения положительного эффекта, там же был поставлен эксперимент в скважине глубиной 28,5 м, пройденной с глинистым раствором и добавкой гипановой смеси. Оборудована она была фильтром ФКО диаметром 146 мм, размещенным в супесях. Опробование, проведенное по окончании бурения, зафиксировало дебит 0,15 л/с. Через два года были проведены попытки восстановить производительность скважины за счет серии прокачек. Этим способом удалось поднять дебит до 0,4 л/с, который оставался в дальнейшем постоянным.

Катодная электрообработка этой скважины, проведенная в течение 25 мин током 3 А при напряжении 800 В, позволила увеличить дебит от 0,91 л/с. При этом катодом являлись обсадная труба и фильтр исследуемой скважины, а анодом служили обсадные трубы четырех других скважин, расположенных в 5 м от опытной. Через год откачка из этой скважины была повторена. Дебит скважины в течение 6 сут оставался стабильным и был по-прежнему 0,91 л/с. В ходе откачки понижение уровня в скважине также оставалось постоянным, что свидетельствовало об устойчивости результатов электрообработки водоносного горизонта. Еще через год дебит той же скважины возрос до 1,6 л/с.

Для изучения действия электрообработки на проницаемость водоносного пласта, содержащего значительное количество глинистых частиц, проводился эксперимент в водоносных гравийно-галечных породах с глинистым заполнителем на о. Сахалин. Для этого был сооружен куст скважин глубиной 2 м, оборудованных бесфильтровыми колоннами с открытым дном. Расстояние между скважинами 3 м. Контрольная скважина располагалась на расстоянии 3 м от опытного куста. Электрообработка пород в опытных скважинах проводилась при помощи электродов в виде стальных стержней диаметром 20 мм, размещенных вблизи этих скважин. Длина каждого стержня 1,2 м. Электрообработка пород велась в течение 1 ч постоянным током силой 4 А и напряжением 150 В. Гидрогеологическое опробование было проведено путем определе-

ния коэффициентов фильтрации по результатам экспресс-наливов. Результаты опытно-фильтрационных работ показали, что непосредственно после электрообработки в скважине, расположенной в зоне анода,  $k_f$  возрос в 2 раза, а в зоне катода остался неизменным — 0,033 м/сут, как и в контрольной скважине. Через 2–3 дня повторные исследования показали увеличение  $k_f$  в зоне анода в 6 раз по сравнению с исходным, а в зоне катода в 2 раза. В контрольной скважине  $k_f$  остался неизменным.

Эти эксперименты позволяют заключить, что процесс агрегации глинистых частиц, способствующий увеличению проницаемости водоносного пласта, не заканчивается непосредственно после прекращения электрообработки, а продолжается во времени уже самопроизвольно.

Проведенные эксперименты являются одними из первых по увеличению дебита гидрогеологических скважин с помощью постоянного электрического тока. Естественно, они не могут служить доказательством однозначности положительного и производственно-эффективного воздействия электрического тока на проницаемость пород водоносных песчано-глинистых горизонтов. Однако успешное опробование в полевых условиях этого способа позволяет привлечь к нему внимание специалистов для более детального изучения явлений, лежащих в его основе, и расширения масштабов экспериментальных и опытно-производственных работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

---

1. Барфут Дж., Тейлор Дж. Полярные диэлектрики и их применение. М., Мир, 1981.
2. Блинова Л.П., Колесников А.Е., Ланганс Л.Б. Акустические измерения. М., Изд-во стандартов, 1971.
3. Богородский В.В., Козлов А.И., Тучков Л.Т. Радиотепловое излучение земных покровов. Л., Гидрометеоиздат, 1977.
4. Бондаренко Н.Ф. Физика движения подземных вод. Л., Гидрометеоиздат, 1973.
5. Вешев А.В. Электромагнитное профилирование на постоянном и переменном токе. Л., Недра, 1980.
6. Воробьева Т.А., Владовец И.Н., Духин С.С. Гидродинамические особенности микрозлектрофореза и электроосмоса в переменном поле. Коллоидный журнал, 1971, т. XXXII, № 2, с. 189—194.
7. Григоров О.Н. Электрокинетические явления. Л., изд. ЛГУ, 1973.
8. Даев Д.С. Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин. М., Недра, 1974.
9. Дерягин Б.В. Некоторые итоги исследований в области поверхностных сил и тонких пленок. — В кн.: "Поверхностные силы в тонких пленках и устойчивость коллоидов". М., Наука, 1974, с. 5—13.
10. Духин С.С., Шилов В.Н. Диэлектрические явления и двойной слой в дисперсных системах и полизелектриках. Киев, Наукова думка, 1972.
11. Евдокимов И.М., Селезнева Т.В. Метод вносимой индуктивности петли и его применение на медноколчеданных месторождениях Башкирии. — Прикладная геофизика, вып. 107. М., Недра, 1983, с. 66—71.
12. Засечина Г.Н. Свойства и структура воды. М., изд. МГУ, 1974.
13. Золотарев В.П., Богатырев Е.Ф. Радиолокационное подповерхностное зондирование уровня грунтовых вод. — В кн.: "Теория и техника радиолокации, радионавигации и радиосвязи". Рига, изд. РКИИГА, 1980, с. 33—36.
14. Зыченко В.С., Даев Д.С. Волновой электромагнитный каротаж при исследовании разрезов гидрогеологических и инженерно-геологических скважин. Регион., развед. и промысл. геофизика. М., изд. ВИЭМС, 1978.
15. Касимзаде М.С., Халилов Р.Ф., Балашов А.Н. Электрокинетические преобразователи информации. М., Энергия, 1973.
16. Кац Я.Г., Рябухин А.Г., Трофимов В.М. Космические методы в геологии. М., изд. МГУ, 1976.
17. Кондрашов С.Н. Пьезоэлектрический метод разведки. М., Недра, 1980.
18. Кульчицкий Л.И., Усынов О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М., Недра, 1981.
19. Леонтьев Е.И. Моделирование в петрофизике. М., Недра, 1978.
20. Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 (1:100 000). Под ред. Е.С. Мельникова. М., Недра, 1978.
21. Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии /В.С. Матвеев, В.Н. Чубаров, Г.Я. Черняк и др. М., Недра, 1985.
22. Нейштадт Н.М. Использование сейсмозлектрических и пьезоэлектрических явлений в разведочной геофизике. Л., Недра, 1970.
23. Огильви А.А. Методологические основы современной инженерной геофизики. Изв. АН СССР. Сер. Инж. геология, 1982, № 2, с. 3—17.
24. Огильви Н.А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. М., Наука, 1974.

25. *Определение влажности пород зоны аэрации и расщепление разреза гидрогеологических скважин по результатам волнового диэлектрического каротажа* /Д.С. Даев, В.С. Зинченко, Г.Я. Черняк и др. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1975, № 5, с. 151—157.
26. *Орматский П.П., Скрыпник Ю.А., Скрыпник В.И.* Измерительные приборы периодического сравнения. М., Энергия, 1975.
27. *Пархоменко Э.И.* Основные закономерности сейсмозелектрического эффекта осадочных пород и пути его использования в геофизике. — В кн.: "Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах". М., Наука, 1977, с. 201—208.
28. *Петровский А.Д.* Радиоволновые методы в подземной геофизике. М., Недра, 1971.
29. *Радиолокационное подповерхностное зондирование торфяного грунта* /М.И. Финкельштейн, В.А. Кутев, О.П. Власов и др. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 832—834.
30. *Ржевский В.В., Корнберг Е.Б.* Рудничная радионитроскопия и радиосвязь. М., Недра, 1978.
31. *Рыжов А.А., Каринская И.Д.* Программы решения прямой и обратной задач ВЭЗ и ВЭЗ ВП для ЭВМ серии ЕС (методические рекомендации). М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1981.
32. *Семенов А.С.* Электроразведка методом естественного поля. Л., Недра, 1980.
33. *Соболев Г.А., Демин В.М.* Механоэлектрические явления в Земле. М., Наука, 1980.
34. *Соломин Е.Г., Черняк Г.Я.* Макет новой аппаратуры РВП-77 ВСЕГИНГЕО для непрерывного радиоволнового профилирования в движении — Геофизическая аппаратура, вып. 75. Л., Недра, 1982, с. 36—41.
35. *Табаровский Л.А., Панич И.М.* Входной импеданс цилиндрического зонда в слоистой среде. — Геология и геофизика, 1978, № 12, с. 149—154.
36. *Тимофеев В.М., Бяшков Г.П.* О некоторых путях повышения эффективности электропрофилирования при инженерно-геокриологической съемке. — Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 81, 1975, с. 28—36.
37. *Ткаченко Ю.Г., Вадюнина А.Ф., Воронин А.Д.* Особенности электрических свойств почв в области прочносвязанной влаги. — Почвоведение, 1982, № 10, с. 42—51.
38. *Троицкий Н.Б.* Диэлектрические свойства и влажность почвы. — Автографат на соиск. ст. канд. техн. наук. Л., Агрофизический институт, 1974.
39. *Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Власов О.П.* Радиолокация слоистых земных покровов. М., Советское радио, 1977.
40. *Хачай О.А.* Присоединенный импеданс рамки, расположенный на поверхности двухслойной среды. — В кн.: "Электрометрические исследования при поисках и разведке рудных месторождений". Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1977, с. 124—129.
41. *Цыдыпов Ч.Ц., Цыденов В.Д., Башкуев Ю.Б.* Исследование электрических свойств подстилающей среды. Новосибирск, Наука, 1979.
42. *Челидзе Т.Л., Деревянко А.К., Куриленко О.Д.* Электроскопическая спектроскопия гетерогенных систем. Киев, Наукова думка, 1977.
43. *Черняк Г.Я.* К вопросу о физической природе сейсмозелектрического эффекта горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 2, 1976, с. 108—112.
44. *Черняк Г.Я., Мясковский О.М.* Радиоволновые методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра, 1973.
45. *Чубаров В.Н.* Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. М., Недра, 1972.

46. Шарапанов Н.Н., Черняк Г.Я., Барон В.А. Методика геофизических исследований при гидрологических съемках с целью мелиорации земель. М., Недра, 1974.

47. Шитов В.Д., Леонидов В.А. Использование сверхвысокочастотного радиометрического метода измерения влажности почв в целях программирования урожаев. — В кн.: "Программирование урожаев сельскохозяйственных культур на орошаемых землях". М., изд. ВИИГИМ, 1984, с. 81—35.

48. Якубовский Ю.В. Электроразведка. М., Недра, 1978.

49. Krauss J. Das Einschwingverfahren — Transmissivitätsnestimmung ohne Pumpversuch, IVT, Wasser—Abwasser, 1977, N. 9, s. 407—410.

50. Long Z.J., Rivers W.K. Field measurement of the electroseismic response. Geophysics, 1975, vol. 40, № 2, pp. 233—245.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

---

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Развёрнутые выражения для функций  $\Phi_{1(2)}$  и  $\Phi_{1(3)}$**

**A. Для двухэлектродного зонда**

$$\Phi_{1(2)} = r_0 \left( M' + \frac{1}{l_1 l_2} M'' \right),$$

где

$$M' = \sum_{k=1}^2 \left\{ \frac{1}{l_k^2} \left[ 1 + \frac{l_k}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_k}{r_0} - \sqrt{1 + \left( \frac{l_k}{r_0} \right)^2} \right] + \frac{1}{l_1 l_2} \left[ \frac{l_k + b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{x}{r_0} \right. \right.$$

$$\left. \left. - \sqrt{1 + \left( \frac{l_k + b}{r_0} \right)^2} \right] \right\};$$

$$M'' = \sqrt{1 + \left( \frac{l_1 + l_2 + b}{r_0} \right)^2} - \frac{l_1 + l_2 + b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_1 + l_2 + b}{r_0} +$$

$$+ \sqrt{1 - \left( \frac{b}{r_0} \right)^2} - \frac{b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{b}{r_0}.$$

**Б. Для трехэлектродного зонда (при условии равенства промежутков между электродами, т. е. при  $b_1 = b_2 = b$ )**

$$\Phi_{1(3)} = r_0 \left[ 2N' + \frac{3}{l_2} N'' + \frac{2}{l_1 l_3} N''' \right],$$

где

$$N' = \frac{1}{l_2^2} \left[ 1 + \operatorname{Arsh} \frac{l_2}{r_0} - \sqrt{1 + \left( \frac{l_2}{r_0} \right)^2} + \sum_{k=1}^3 \frac{1}{l_k^2} \left[ 1 + \operatorname{Arsh} \frac{l_k}{r_0} - \right. \right.$$

$$\left. \left. - \sqrt{1 + \left( \frac{l_k}{r_0} \right)^2} \right] \right\};$$

$$N'' = \sum_{k=1,3} \frac{1}{l_k} \left\{ \frac{l_k + b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_k + b}{r_0} - \sqrt{1 + \left( \frac{l_k + b}{r_0} \right)^2} - \frac{l_k + l_2 + b}{r_0} x \right.$$

$$\times \operatorname{Arsh} \frac{l_k + l_2 + b}{r_0} + \sqrt{1 + \left( \frac{l_k + l_2 + b}{r_0} \right)^2} + 2 \left[ \frac{l_2 + b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_2 + b}{r_0} - \right.$$

$$\left. - \sqrt{1 + \left( \frac{l_2 + b}{r_0} \right)^2} \right\};$$

$$N''' = \sqrt{1 + \left( \frac{l_2 + 2b}{r_0} \right)^2} - \frac{l_2 + 2b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_2 + 2b}{r_0} + \sqrt{1 + \left( \frac{l_1 + l_2 + l_3 + 2b}{r_0} \right)^2} -$$

$$- \frac{l_1 + l_2 + l_3 + 2b}{r_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_1 + l_2 + l_3 + 2b}{r_0} + \sum_{k=1,3} \left[ \frac{l_k + l_2 + 2b}{r_0} x \right.$$

$$\times \operatorname{Arsh} \frac{l_k + l_2 + 2b}{r_0} - \sqrt{1 - \left( \frac{l_k + l_2 + 2b}{r_0} \right)^2} \right].$$

**ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Развёрнутые выражения для функций  $\Phi_2$  и  $\Phi_2^*$**   
**А. В случае непроводящих сред ( $\gamma_1 = \gamma_2 = 0$ )**

$$\Phi_2 = (1 - \mu) \left( \frac{A}{1 + 14\mu} + \frac{B}{1 + N\mu} \right),$$

где  $\mu = \epsilon_2/\epsilon_1$ ;  $A = 28 m_0 L_1$ ;

$$B = \frac{m_0}{l_1 l_2} \frac{(p^2 + 5)^2 \sqrt{p^2 + 5}}{(p^2 + 1) \sqrt{p^2 + 1} [15 + (p^2 + 5)(p^2 - 1)]} L_2;$$

$$N = \frac{(p^2 + 5) [3 + (p^2 + 5)^2]}{(p^2 + 1) [15 + (p^2 + 5)(p^2 - 1)]};$$

$$L_1 = \sum_{k=1}^2 \left\{ 1 + \frac{l_k}{m_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_k}{m_0} - \sqrt{1 + \left(\frac{l_k}{m_0}\right)^2} - \left(\frac{r_c r_0}{m_0^2}\right)^2 \times \right. \\ \left. \times \left[ 1 - 2 \sqrt{1 + \left(\frac{l_k}{m_0}\right)^2} + \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{l_k}{m_0}\right)^2}} \right] \right\};$$

$$L_2 = \sqrt{1 + \left(\frac{l_1 + l_2 + b}{m_0}\right)^2} - \frac{l_1 + l_2 + b}{m_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_1 + l_2 + b}{m_0} + \\ + \sqrt{1 + \left(\frac{b}{m_0}\right)^2} - \frac{b}{m_0} \operatorname{Arsh} \frac{b}{m_0} - 2 \left(\frac{r_c r_0}{m_0^2}\right)^2 \left\{ \sqrt{1 + \left(\frac{l_1 + l_2 + b}{m_0}\right)^2} + \right. \\ \left. + \sqrt{1 + \left(\frac{b}{m_0}\right)^2} - \frac{1}{2} \left[ \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{l_1 + l_2 + b}{m_0}\right)^2}} + \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{b}{m_0}\right)^2}} \right] \right\} + \\ + \sum_{k=1}^2 \left\{ \frac{l_k + b}{m_0} \operatorname{Arsh} \frac{l_k + b}{m_0} - \sqrt{1 + \left(\frac{l_k + b}{m_0}\right)^2} + 2 \left(\frac{r_c r_0}{m_0}\right)^2 \times \right. \\ \left. \times \left[ \sqrt{1 + \left(\frac{l_k + b}{m_0}\right)^2} - \frac{1}{2\sqrt{1 + \left(\frac{l_k + b}{m_0}\right)^2}} \right] \right\};$$

$p = L/r_c$  — приведенная длина зонда;  $m_0 = r_0 \sqrt{1 + 4(r_c/r_0)^2}$  — его условный радиус.

**Б. В реальных условиях измерений в квазидиэлектрических средах диэлектрические проницаемости обоих слоев**

$$\epsilon_1^* = \epsilon_1 (1 - i\nu_1); \quad \epsilon_2^* = \epsilon_2 (1 - i\nu_2),$$

где  $\nu_1, \nu_2$  — электромагнитные коэффициенты первого и второго слоев.

В этом случае комплексный характер приобретает и параметр

$$\mu^* = \epsilon_2^* / \epsilon_1^* = \mu' + i\mu''.$$

В итоге комплексный характер имеет функция

$$\Phi_2^* = \Phi_2' + i\Phi_2'' = (1 - \mu^*) \left( \frac{A}{1 + 14\mu^*} + \frac{B}{1 + N\mu^*} \right).$$

Откуда

$$\begin{aligned}\Phi_2' &= (1 - \mu') \left[ \frac{A(1 + 14\mu')}{(1 + 14\mu')^2 + (14\mu'')^2} + \frac{B(1 + N\mu')}{(1 + N\mu')^2 + (N\mu'')^2} \right] - \\ &- \mu''^2 \left[ \frac{14A}{(1 + 14\mu')^2 + (14\mu'')^2} + \frac{NB}{(1 + N\mu')^2 + (N\mu'')^2} \right]; \\ \Phi_2'' &= \mu'' \left\{ \frac{A(1 + 14\mu')}{(1 + 14\mu')^2 + (14\mu'')^2} + \frac{B(1 + N\mu')}{(1 + N\mu')^2 + (N\mu'')^2} + (1 - \mu') \times \right. \\ &\times \left. \left[ \frac{14A}{(1 + 14\mu')^2 + (14\mu'')^2} + \frac{NB}{(1 + N\mu')^2 + (N\mu'')^2} \right] \right\}.\end{aligned}$$

Входная емкость стержневого зонда ИДК примет вид

$$C_3^* = 2\pi\epsilon_0 \frac{\Phi_1 + \Phi_2' - \Phi_2''\nu_1 - i[(\Phi_1 + \Phi_2') + \Phi_2'']}{(\Phi_1 + \Phi_2')^2 + \Phi_2''^2}.$$

Пользуясь тем, что комплексная входная проводимость (адmittанс) зонда  $y_{\text{вх}3} = i\omega C_3^*$ , найдем искомые значения входных параметров зонда

$$C_{\text{вх}3} = C_0 \epsilon_3 = 2\pi\epsilon_0 \frac{\Phi_1 + \Phi_2' - \Phi_2''\nu_1}{(\Phi_1 + \Phi_2')^2 + \Phi_2''^2} \epsilon_1;$$

$$R_{\text{вх}3} = \rho_3/F_3 = \frac{(\Phi_1 + \Phi_2')^2 + \Phi_2''^2}{2\pi\omega\epsilon_0 [(\Phi_1 + \Phi_2')\nu_1 + \Phi_2''] \epsilon_1};$$

$$Q_3 = 1/\nu_3 = \frac{\Phi_1 + \Phi_2' - \Phi_2''\nu_1}{(\Phi_1 + \Phi_2')\nu_1 + \Phi_2''}.$$

В этих выражениях  $\epsilon_3$ ,  $\rho_3$  и  $\nu_3$  — "эффективные" значения характеристик сплошной среды;  $\omega$  — круговая частота поля;  $Q_3$  — добротность зонда.

Для зондов с диэлектрическим покрытием, когда  $\gamma_1 = \nu_1 = 0$  и  $\mu^* = \mu - i\mu\nu_p$ , выражения для  $\Phi_2'$  и  $\Phi_2''$  несколько упрощаются:

$$\Phi'_2 = (1 - \mu) \left[ \frac{A(1 + 14\mu)}{(1 + 14\mu)^2 + (14\mu\nu_2)^2} + \frac{BN}{(1 + N\mu)^2 + (N\mu\nu_2)^2} \right] - \\ - \mu^2 \nu_2^2 \left[ \frac{14A}{(1 + 14\mu)^2 + (14\mu\nu_2)^2} + \frac{BN}{(1 + N\mu)^2 + (N\mu\nu_2)^2} \right]; \quad (1)$$

$$\Phi''_2 = \mu \nu_2 \left\{ \frac{A(1 + 14\mu)}{(1 + 14\mu)^2 + (14\mu\nu_2)^2} + \frac{BN}{(1 + N\mu)^2 + (N\mu\nu_2)^2} + (1 - \mu) \times \right. \\ \left. \times \left[ \frac{14A}{(1 + 14\mu)^2 + (14\mu\nu_2)^2} + \frac{BN}{(1 + N\mu)^2 + (N\mu\nu_2)^2} \right] \right\}, \quad (2)$$

где  $\mu = \epsilon_2/\epsilon_1$ . Примут несколько иной вид и выражения для входных параметров зонда с диэлектрическим покрытием:

$$C_{\text{вх3}} = 2\pi\epsilon_0 \frac{\Phi_1 + \Phi'_2}{(\Phi_1 + \Phi'_2)^2 + \Phi''_2^2} - \epsilon_1;$$

$$R_{\text{вх3}} = \frac{(\Phi_1 - \Phi'_2)^2 + \Phi''_2^2}{2\pi\omega\epsilon_0\epsilon_1\Phi''_2};$$

$$Q_3 = \omega\epsilon_0\epsilon_k\rho_k = \frac{\Phi_1 + \Phi'_2}{\Phi'_2},$$

где функции  $\Phi'_2$  и  $\Phi''_2$  определяются выражениями (1) и (2).

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
Глава 1. Основные свойства горных пород и насыщающей их воды . . . . .	8
1.1. Водно-физические и физико-механические свойства горных пород . . . . .	8
1.2. Вода в горных породах, ее физические свойства и роль в формировании свойств горных пород . . . . .	13
Глава 2. Электрофизика горных пород . . . . .	20
2.1. Горные породы в слабом электромагнитном поле . . . . .	20
2.2. Влажные капиллярно-пористые породы как электрокинетические и сегнетоэлектрические преобразователи энергии . . . . .	28
2.3. Электрические характеристики и их связь с водно-физическими и упругими свойствами горных пород . . . . .	38
2.4. Эквивалентные электрические и механоэлектрические схемы (модели) горных пород . . . . .	51
Глава 3. Высокочастотные импедансные методы геоэлектрических измерений в инженерно-гидрогеологической геофизике . . . . .	60
Глава 4. Импедансные методы непрерывного радиоволнового профилирования в движении при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях . . . . .	66
4.1. Распространение радиоволн у поверхности земли . . . . .	76
4.2. Непрерывное радиоволновое профилирование в движении способами измерения поверхностного импеданса (авто- и аэроварианты метода радиокип) . . . . .	82
4.3. Элементы теории приземных антенн . . . . .	88
4.4. Непрерывное радиоволновое профилирование в движении способом измерения сопротивления излучения приземной антенны (метод РВП) . . . . .	98
Глава 5. Импедансные методы дизлектрических исследований при решении гидрогеологических и инженерно-геологических задач . . . . .	113
5.1. Принципы выбора и конструирования измерительной аппаратуры для импедансных дизлектрических измерений . . . . .	119
5.2. Теория и способы расчета стержневых (цилиндрических) зондов ИДК и ДПЗ в цилиндрических слоистых средах . . . . .	136
5.3. Методика дизлектрических исследований . . . . .	147
Глава 6. Оценка инженерно-геологических свойств осадочных пород на основе использования механоэлектрических явлений . . . . .	161
6.1. Аппаратура, методика и результаты лабораторных исследований СЭЭФ при гармоническом режиме возбуждения . . . . .	163
6.2. Обсуждение экспериментальных данных и краткие выводы . . . . .	179

Глава 7. Способы электрохимических воздействий с целью определения или улучшения фильтрационных свойств пород в околоскважинном пространстве . . . . .	189
7.1. Общие сведения . . . . .	189
7.2. Гидродинамическое опробование гидрогеологических скважин с помощью электроосмотического возбуждения водоносного горизонта . . . . .	194
7.3. Влияние постоянного электрического тока на повышенные производительности гидрогеологических скважин . . . . .	196
Список литературы . . . . .	205
Приложение 1. Развернутые выражения для функций $\Phi_1(2)$ и $\Phi_1(3)$ . . . . .	208
Приложение 2. Развернутые выражения для функций $\Phi_2$ и $\Phi_2^*$ . . . . .	209

## **ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ**

**Гавриил Яковлевич Черняк**

### **ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ В ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ**

Редактор издательства *И.В. Гурова*

Обложка художника *Е.Г. Капустянского*

Художественный редактор *В.В. Шулько*

Технический редактор *Л.Д. Агапонова*

Корректор *Т.М. Столярова*

Оператор *Е.Е. Драгомирова*

ИБ № 6053

---

Подписано в печать 11.08.86. Т — 14349. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Сенчури". Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,55. Усл.кр.-отт. 12,79. Уч.-изд. л. 14,22. Тираж 2000 экз. Заказ 3116 /304-3. Цена 80 коп.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",  
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
109033, Москва Ж-33, Волочаевская, 40.