

ГЕОФИЗИКА

УДК 612.371.3

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ТЕМПЕРАТУРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛАЖНЫХ НЕФТЕСОДЕРЖАЩИХ
ПОРОД В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ ОТ 0.5 ДО 15 ГГц

М.И. Эпов¹, И.В. Савин², В.Л. Миронов^{2,3}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН, 660036, Красноярск, Академгородок, 50/38, Россия

³ Сибирский государственный аэрокосмический университет им. М.Ф. Решетнева,
660014, Красноярск, просп. Красноярский Рабочий, 31, Россия

Измерены диэлектрические спектры водосодержащих горных пород, формирующих минеральный скелет нефтенасыщенного слоя с содержанием глинистых минералов меньше 16 %, в диапазоне частот и температур от 500 МГц до 15 ГГц и от 20 до 80 °С соответственно. Создана физическая модель для расчета спектров диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости исследованной группы пород, входными параметрами которой являются содержание воды (солевого раствора) и температура. Оценены погрешности расчетов с помощью модели по отношению к измеренным спектрам.

Диэлектрическая проницаемость, эффективная проводимость, водосодержащие горные породы, температурно-зависимая диэлектрическая модель.

A TEMPERATURE-DEPENDING DIELECTRIC MODEL FOR WATER- AND OIL-CONTAINING ROCKS
IN THE FREQUENCY RANGE FROM 0.5 TO 15 GHz

M.I. Epov, I.V. Savin, and V.L. Mironov

Dielectric spectra of water-containing rocks forming a mineral framework of the oil-saturated bed (clay minerals amount to <16%) were measured in the frequency range from 500 to 15 GHz and in the temperature range from 20 to 80°C. A physical model for computing spectra of the dielectric permittivity and effective conductivity of the studied rocks has been elaborated. Its input parameters are water content (salt solution) and temperature. The errors of the computed spectra relative to the measured ones are estimated.

Dielectric permittivity, effective conductivity, water-containing rocks, temperature-depending dielectric model

ВВЕДЕНИЕ

Без системного комплексного анализа петрофизических свойств нефтегазовых резервуаров, процессов диссипации электромагнитной энергии в индукционном и волновом частотных диапазонах, создания реалистичных моделей электрофизических характеристик невозможно построить теоретические основы для разработки электромагнитных методов оценки фильтрационно-емкостных свойств пластов-коллекторов и создавать принципиально новые методы каротажа при бурении нефтяных скважин [Эпов, Глинских, 2005].

Известно, что комплексная диэлектрическая проницаемость влажных горных пород зависит от количественного содержания водного солевого раствора, частоты электромагнитного поля, температуры и минерального состава образцов. Результаты экспериментальных исследований в данной области были систематизированы в работах [Levitskaya, Sternberg, 1996a,b; Фролов, 2005]. Модели зависимостей комплексной диэлектрической проницаемости от влажности, частоты, температуры и минерального состава, обсуждаемые вышеуказанными авторами, являются эмпирическими и не позволяют учесть комплексное влияние всех факторов в рамках единой концепции, основанной на применении физических законов. В настоящей работе данная проблема решена в рамках группы минеральных пород, взятых из нефтеразведочных скважин на территории Западной Сибири. Содержание глинистых минералов в кер-

Таблица 1. **Результаты рентгенофазового анализа образцов**

| № образца | Фазовый состав |
|-----------|--|
| 1 | Существенно доминирует кварц ~ 70—75 %, присутствуют полевые шпаты (в основном плагиоклаз с небольшой примесью кпш) ~ 10 %, каолинит ~ 7—10 %, иллит диоктаэдрический (мусковитового типа) ~ 5 %, смектит ~ 2—3 %, хлорит ~ 1—2 %, следы гипса, пирита, доломита, сидерита |
| 2 | Присутствуют кварц ~ 45—50 %, полевые шпаты ~ 30—35 % (плагиоклаз ~ 25—30 % + калиевый полевой шпат ~ 5 %), каолинит ~ 10—15 %, иллит диоктаэдрический (мусковитового типа) ~ 3—5 %, смектит ~ 2—3 %, хлорит ~ 2—3 %, следы доломита, сидерита |
| 3 | Установлены кальцит ~ 30—35 %, кварц ~ 30—35 %, полевые шпаты (плагиоклаз + кпш) ~ 20 %, хлорит ~ 10 %, смектит ~ 5 %, следы сидерита |
| 4 | Доминирует кварц ~ 50 %, присутствует каолинит ~ 15 %, плагиоклаз ~ 15 %, калиевый полевой шпат ~ 15 %, иллит ~ 5 %, следы смектита, окись железа (гематита + гетита), сидерита, гипса |

Таблица 2. **Результаты гранулометрического анализа образцов**

| № образца | Содержание фракций, % от общего количества частиц почвы | | | | | | Сумма фракций < 0.01, % |
|-----------|---|-----------|-----------|------------|-------------|---------|-------------------------|
| | 1—0.25 | 0.25—0.05 | 0.05—0.01 | 0.01—0.005 | 0.005—0.001 | < 0.001 | |
| 1 | 4.4 | 65.6 | 10.4 | 3.8 | 7.1 | 8.7 | 19.6 |
| 2 | 1.1 | 68.8 | 11.3 | 5.0 | 6.6 | 7.2 | 18.8 |

нах не превышало 16 %, частота электромагнитного поля изменялась в диапазоне от 0.5 до 15 ГГц, а относительное содержание водного солевого раствора не превышало 0.18 см³/см³. При этом температура изменялась от 20 до 80 °С.

В основу создания такой модели для диэлектрических спектров влажных горных пород положены обобщенная рефракционная диэлектрическая модель смеси (ОРДМС) [Mironov et al., 2004; Миронов и др., 2007]; минералогически-зависимая ОРДМС [Фомин и др., 2008; Mironov et al., 2009] и температурно-зависимая ОРДМС [Mironov, Fomin, 2009; Mironov et al., 2010]. Ранее в нашей работе [Эпов и др., 2009] при фиксированной температуре 22 °С изучались спектры диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости для образцов, состоящих из кварцевого песка и бентонитовой глины, насыщенных в различных пропорциях нефтью и соевым раствором с общим содержанием флюидов 0.15 см³/см³. Эти исследования показали, что в случае песчаных образцов можно использовать формулы ОРДМС, в которых спектры флюидных компонент могут быть взяты из измерений, проведенных для объемных образцов соответствующих флюидов. Однако было также показано, что такая модель не применима для образцов, содержащих бентонитовую глину. В связи с этим оставался актуальным вопрос о создании диэлектрической модели для влажных образцов реальных горных пород, где всегда присутствует некоторое количество глинистой фракции. Кроме того, в статье [Эпов и др., 2009] не рассматривался вопрос о моделировании температурных зависимостей для частотных спектров диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости.

Авторы работы провели измерения в случае четырех образцов горных пород, результаты их рентгенофазового анализа приведены в табл. 1. Как видно, содержание глинистых минералов в измеренных породах не превышало 16 %. При этом каолинит представлен наибольшей фракцией (до 15 %), в то время как содержание смектитовой и иллитовой фракций не превышало 5 %. Монтмориллонитовые минералы в образцах практически не представлены. Поэтому последующие результаты относятся к горным породам, не содержащим монтмориллонитовой глины.

Керны пород были превращены в дисперсный материал, его гранулометрический состав в случае образцов 1 и 2 показан в табл. 2. Поэтому все нижеприведенные результаты и выводы могут быть справедливы только для образцов, глинистый материал в которых рассеян. Согласно данным (см. табл. 2), с точки зрения гранулометрического состава измеряемые образцы можно было считать физическим песком [Петрофизика..., 1992].

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ

Спектры диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости влажных горных пород были получены из данных для комплексной диэлектрической проницаемости, методика измерения которой подробно изложена в работах [Комаров и др., 2006; Миронов и др., 2010] и применена в статье [Эпов и др., 2009]. Для измерений использовался векторный анализатор цепей ZVK фирмы Rohde & Schwarz, с его помощью определялись спектры элементов S-матрицы рассеяния коаксиального контейнера в диапазоне частот от 0.5 до 15 ГГц. Контейнер заполнялся полученным из кернов дисперсным

материалом, увлажненным дистиллированной водой. В связи с присутствием в кернах солей, отложившихся из пластовой воды в процессе их высушивания, при добавлении дистиллированной воды в измеряемых образцах возникал солевой раствор. Поперечные размеры коаксиальной измерительной ячейки обеспечивали одномодовый режим ТЕМ волны до частоты 15 ГГц. Для калибровки установки и восстановления значений комплексной диэлектрической проницаемости влажного образца применялся метод, изложенный в [Комаров и др., 2006; Миронов и др., 2010]. При тестировании установки определялись значения показателя преломления для воздуха и влажного песка. Ошибка измерений действительной и мнимой частей комплексной диэлектрической проницаемости тестовых образцов в диапазоне частот от 100 МГц до 15 ГГц не превышала 1 и 6 % соответственно. Для стабилизации температуры в процессе измерений использовалась температурная камера SU-240 фирмы TAVA ESPEC, обеспечивающая заданную температуру образцов с погрешностью 0.3 °C в диапазоне от –40 до 140 °C.

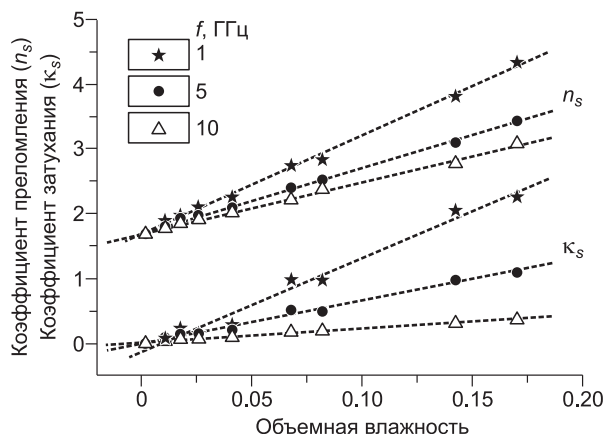
При приготовлении влажных образцов после добавления дозированного количества дистиллированной воды образцы выдерживались в герметически закрытой бюксе в течение суток, чтобы вода равномерно распределилась по объему. Количество солевого раствора, содержащегося в образце, измерялось термостатно-весовым методом после завершения диэлектрических измерений. Для взвешивания образцов использовались электронные весы ВЛ-210 производства ФНПЦ Санкт-Петербургского завода Госметр. Детальная методика приготовления образцов и измерений их влажности приведена в работах [Mironov et al., 2004, 2010; Миронов и др., 2007].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Целью проводимых измерений было определение параметров температурно-зависимой спектроскопической диэлектрической модели [Mironov, Fomin, 2009; Mironov et al., 2010], позволяющей проводить оценки спектров диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости для влажных почв и пород в зависимости от температуры и содержания воды. В соответствии с [Mironov, Fomin, 2009; Mironov et al., 2010] мы связали измеренные диэлектрические спектры влажных образцов со спектрами водного солевого раствора, содержащегося в образцах, и смогли измерить спектры диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости водного солевого раствора. Далее было показано, что диэлектрические спектры раствора подчиняются закону диэлектрической релаксации Дебая, что позволило найти спектроскопические параметры Дебая этих спектров, а именно низкочастотный (ϵ_0) и высокочастотный (ϵ_∞), пределы диэлектрической проницаемости, время релаксации (τ) и омическую проводимость (σ). Далее были получены зависимости измеренных спектроскопических параметров от температуры и предложены физические законы для описания температурных зависимостей: закон Клаузиуса—Моссотти для низкочастотного предела диэлектрической проницаемости, закон Дебая для времени релаксации и формула ионной проводимости растворов для омической проводимости. В итоге были найдены параметры температурно-зависимой ОРДМС: температурный коэффициент объемного расширения, энергия и энтропия активации и температурный коэффициент проводимости. Затем были оценены погрешности расчета с помощью температурно-зависимой ОРДМС диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости влажных образцов исследованных горных пород.

Будем анализировать данные измерений относительной комплексной диэлектрической проницаемости влажных образцов ϵ в терминах показателя преломления $n = \text{Re} \sqrt{\epsilon}$ и показателя поглощения $\kappa = \text{Im} \sqrt{\epsilon}$. Действительная ϵ' и мнимая ϵ'' части комплексной диэлектрической проницаемости выражаются через показатели преломления и поглощения в виде

$$\epsilon' = n^2 - \kappa^2, \quad \epsilon'' = 2n\kappa. \quad (1)$$



На рис. 1 изображены зависимости показателей преломления n_s и поглощения κ_s для обр. 1 от объемной влажности на различных частотах при температуре 20 °C. Из рисунка видно, что несмотря на наличие в составе образца частиц глины, в полученных линейных зависимостях не наблюдается ха-

Рис. 1. Зависимость коэффициента преломления (n_s) и приведенного коэффициента затухания (κ_s) горной породы от объемной влажности.

Символами и штриховыми линиями показаны данные измерений и соответствующие им линейные регрессионные зависимости.

рактерного «излома», свидетельствующего о наличии в образце двух типов воды — связанной и свободной, которые существуют в глинистых почвах [Миронов и др., 2007]. Аналогичные зависимости были получены для всех других образцов во всем диапазоне частот при температурах 20, 40, 60 и 80 °С.

Согласно [Комаров, Миронов, 2000], линейные регрессионные зависимости (см. рис. 1) можно представить в форме рефракционной диэлектрической модели смеси:

$$n_s = n_d + (n_{sw} - 1)W_{sw}, \quad (2)$$

$$\kappa_s = \kappa_d + \kappa_{sw}W_{sw}. \quad (3)$$

В формулах (2), (3) W_{sw} обозначает объемное содержание водного солевого раствора в образце. Индексы s, d, sw относятся к влажному, сухому образцам и водному раствору соответственно. Используя формулы (1), выразим значения показателя преломления (ПП) и показателя поглощения (ППГ) водного раствора через диэлектрическую проницаемость (ДП) ϵ' и коэффициент потерь (КП) ϵ'' :

$$n_{sw}\sqrt{2} = \sqrt{\sqrt{(\epsilon'_{sw})^2 + (\epsilon''_{sw})^2} + \epsilon'_{sw}}, \quad (4)$$

$$\kappa_{sw}\sqrt{2} = \sqrt{\sqrt{(\epsilon'_{sw})^2 + (\epsilon''_{sw})^2} - \epsilon'_{sw}}. \quad (5)$$

В свою очередь, ДП и КП для водного солевого раствора были представлены в виде релаксационных формул Дебая:

$$\epsilon'_{sw} = \epsilon_{\infty,sw} + \frac{\epsilon_{0,sw} - \epsilon_{\infty,sw}}{1 + (2\pi f \tau_{sw})^2}, \quad (6)$$

$$\epsilon''_{sw} = \frac{\epsilon_{0,sw} - \epsilon_{\infty,sw}}{1 + (2\pi f \tau_{sw})^2} 2\pi f \tau_{sw} + \frac{\sigma_{sw}}{2\pi f \epsilon_r}.$$

В выражениях (6) величина f обозначает частоту электромагнитного поля, тогда как $\sigma_{sw}, \tau_{sw}, \epsilon_{0,sw}$ и $\epsilon_{\infty,sw}$ обозначают омическую проводимость, время релаксации, низкочастотный и высокочастотный пределы относительной диэлектрической проницаемости. Величина ϵ_r обозначает ДП свободного пространства, которая равна $8.854 \cdot 10^{-12}$ Ф/м. Значения ПП и ППГ для сухих образцов n_d, κ_d , полученные с помощью линейного регрессионного анализа экспериментальных данных, приведены в табл. 3. Регрессионный анализ данных, подобных показанным на рис. 1, позволил определить также спектры ПП $n_{sw}(\omega)$ и ППГ $\kappa_{sw}(\omega)$ для водного солевого раствора, присутствующего во влажных образцах, и затем вычислить по формулам (1) спектры ДП $\epsilon'_{sw}(\omega)$ и КП $\epsilon''_{sw}(\omega)$. Применяя, с использованием формул (6), нелинейную регрессию к полученным таким образом экспериментальным спектрам $\epsilon'_{sw}(\omega)$ и $\epsilon''_{sw}(\omega)$, так же как это было сделано в [Mironov et al., 2004], найдем спектроскопические параметры σ_{sw}, τ_{sw} и $\epsilon_{0,sw}$ как функции температуры для водных солевых растворов, содержащихся во всех четырех образцах. При этом для высокочастотного предела, согласно [Mironov et al., 2009], было принято постоянное значение $\epsilon_{\infty,sw} = 4.9$. Погрешности определения параметров релаксации с помощью регрессионного анализа не превышают следующих величин: $\Delta\epsilon_0/\epsilon_0 = 2\%$, $\Delta\tau/\tau = 2\%$, $\Delta\sigma/\sigma = 5\%$.

Полученные таким образом температурные зависимости спектроскопических параметров релаксации водных растворов, содержащихся в исследуемых образцах горных пород, приведены на рис. 2, 3. На этих рисунках в случае обр. 1 показаны также спектроскопические параметры, рассчитанные для раствора поваренной соли по эмпирическим формулам, приведенным в работе [Stogryn, 1971]. При этом концентрация водного раствора поваренной соли выбиралась такой, чтобы его проводимость была равна проводимости водного раствора в образце при температуре 20 °С (см. рис. 3, б).

Из рисунков видно, что значения статической диэлектрической проницаемости $\epsilon_{0,sw}$ (см. рис. 2) для различных образцов различаются не более чем на 8%. При этом величина, соответствующая обр. 1, превышает значения, рассчитанные с помощью формул А. Стогринна [Stogryn, 1971], на 15%. Это расхождение можно объяснить тем, что формулы А. Стогринна были получены для объемного раствора, а

Таблица 3. Показатель преломления и приведенный коэффициент затухания для сухих образцов

| Параметр | № образца | | | | Среднее значение |
|------------|-----------|------|------|------|------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | |
| n_d | 1.47 | 1.66 | 1.49 | 1.53 | 1.54 |
| κ_d | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.03 |

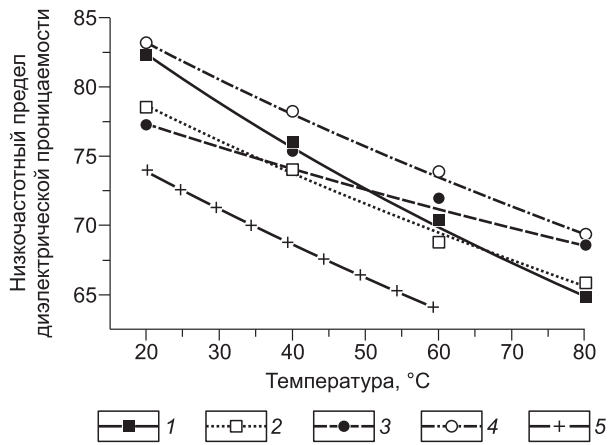


Рис. 2. Температурная зависимость низкочастотного предела диэлектрической проницаемости (ϵ_0) для водных поровых растворов, содержащихся в исследуемых образцах горных пород в сравнении с результатами для объемного раствора (формулы А. Стогринина).

1—4 — образцы 1—4 соответственно, 5 — формулы А. Стогринина.

данные наших измерений соответствуют поровому раствору. Зависимости времени релаксации для порового раствора (τ_{sw}), содержащегося в образцах, показаны на рис. 3, а. Как видно, эти величины могут отличаться при переходе от одного образца к другому до 25 % и расходятся до 10 % в случае обр. 1 с временем релаксации для объемного солевого раствора, рассчитанным по модели А. Стогринина.

Значения омической проводимости для порового раствора (σ_{sw}) заметно (до 70 %) отличаются при переходе от одного образца к другому. Эти вариации обусловлены различным содержанием соли в образцах, что приводит к различной концентрации порового раствора. Между тем отличие проводимости порового раствора от величины проводимости объемного раствора (расчет по формулам А. Стогринина) в случае обр. 1 незначительно (менее 5 %).

Согласно температурно-зависимой ОРДМС [Mironov et al., 2004], зависимости спектроскопических параметров диэлектрической релаксации от температуры (см. рис. 2, 3) можно описать следующими формулами:

$$\epsilon_0(T) = \frac{1 + 2 \exp[F_0(T_{s,\epsilon_0}) - \beta_v(T - T_{s,\epsilon_0})]}{1 - \exp[F_0(T_{s,\epsilon_0}) - \beta_v(T - T_{s,\epsilon_0})]}, \quad (7)$$

где

$$F_0(T) = \ln \left[\frac{\epsilon_0(T) - 1}{\epsilon_0(T) + 2} \right], \quad (8)$$

β_v — объемный коэффициент расширения воды в породе, T_{s,ϵ_0} — начальная температура, которой соответствует значение $\epsilon_0(T_{s,\epsilon_0})$;

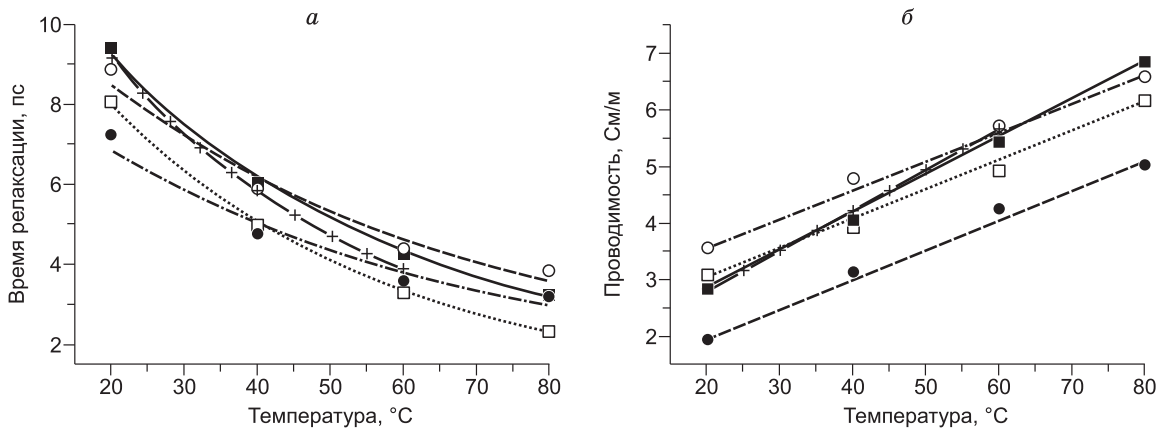


Рис. 3. Температурные зависимости времени релаксации (а), проводимости (б) для водных поровых растворов, содержащихся в исследуемых образцах горных пород в сравнении с результатами для объемного раствора (формулы А. Стогринина).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Таблица 4. Параметры температурно-зависимой РДМС для исследуемых образцов в диапазоне 20—80 °С

| Параметр | № образца | | | | Среднее значение |
|--------------------------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | |
| $\varepsilon_0(T_{s,\varepsilon 0})$ | 82.3 | 78.5 | 77.3 | 83.1 | 80.3 ± 2.9 |
| $\beta_v, 1/K$ | $-1.6 \cdot 10^{-4}$ | $-1.23 \cdot 10^{-4}$ | $-0.82 \cdot 10^{-4}$ | $-1.18 \cdot 10^{-4}$ | $-1.21 \cdot 10^{-4} \pm 0.32 \cdot 10^{-4}$ |
| $T_{s,\varepsilon 0}, ^\circ C$ | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 |
| ε_∞ | 4.9 | 4.9 | 4.9 | 4.9 | 4.9 |
| $\Delta H/R, K$ | 1510 | 1829 | 1122 | 1158 | 1405 ± 333 |
| $\Delta S/R$ | 1.129 | 2.35 | 0.094 | 0.007 | 0.895 ± 1.095 |
| $\sigma(T_{s\sigma}), \text{См/м}$ | 2.86 | 3.05 | 1.95 | 3.57 | 2.86 ± 0.68 |
| $\beta_\sigma, (\text{См/м})/K$ | 0.067 | 0.052 | 0.052 | 0.051 | 0.056 ± 0.008 |
| $T_{s\sigma}, ^\circ C$ | 20 | 20 | 20 | 20 | 20 |

$$\tau(ps) = \frac{48}{T_K} \exp \left[\frac{\Delta H}{R} \frac{1}{T_K} - \frac{\Delta S}{R} \right], \quad (9)$$

T_K — температура в градусах Кельвина, $\Delta H/R$ — относительная энергия активации релаксационного процесса, $\Delta S/R$ — относительная энтропия активации релаксационного процесса, R — газовая постоянная;

$$\sigma(T) = \sigma(T_{s\sigma}) + \beta_\sigma(T - T_{s\sigma}), \quad (10)$$

где $\sigma(T_{s\sigma})$ — значение проводимости при выбранной начальной температуре $T_{s\sigma}$, $\beta_\sigma = \sigma(T_{s\sigma})\alpha(T_{s\sigma})$, где $\alpha(T_{s\sigma})$ — температурный коэффициент ионной проводимости при температуре $T_{s\sigma}$.

В результате нелинейного регрессионного анализа с использованием формул (7)—(10) и данных (см. рис. 2, 3) были получены параметры температурно-зависимой ОРДМС для каждого образца, которые показаны в табл. 4. Кроме того, здесь приведены средние значения параметров, найденные по данным для всех образцов.

Совокупность формул (1) — (10) и спектроскопических параметров (см. табл. 4) представляют собой температурно-зависимую ОРДМС. При этом для расчета диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости влажных образцов необходимо последовательно применять следующую процедуру.

1. Используя формулы (7) — (10) и параметры температурно-зависимой модели, приведенные в табл. 4, рассчитать при заданной температуре спектроскопические параметры σ_{sw} , τ_{sw} и $\varepsilon_{0,sw}$.
2. Применяя формулы (6) и найденные спектроскопические параметры, рассчитать спектры ДП и КП солевого раствора.
3. Перейти от спектров ДП и КП солевого раствора к спектрам ПП и ППГ, используя формулы (4), (5).

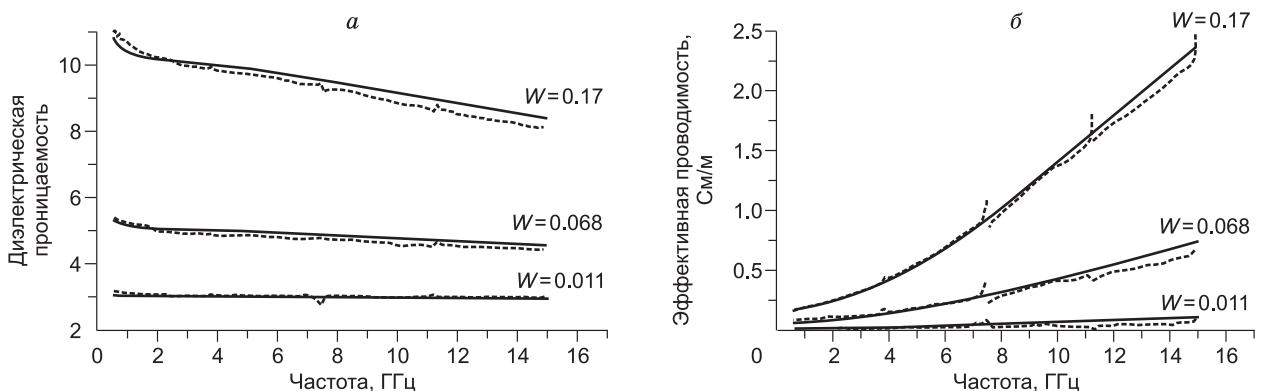


Рис. 4. Частотные спектры диэлектрической проницаемости (а), эффективной проводимости (б) для обр. 1 при различном объемном содержании раствора W .

Штриховая линия — эксперимент, сплошная — модель. Температура образца $T = 20$ °С.

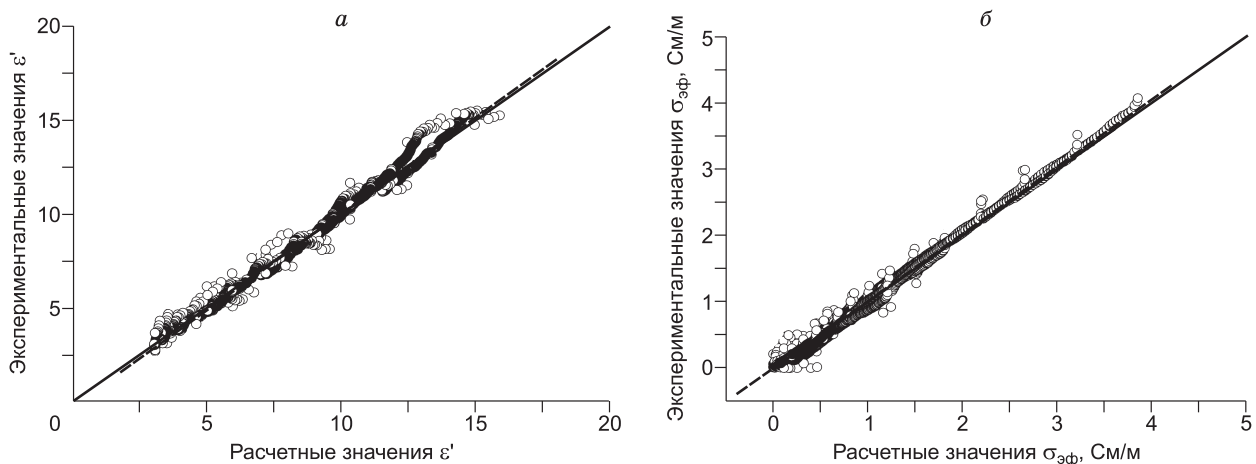


Рис. 5. Зависимости экспериментальных значений диэлектрической проницаемости (а), эффективной проводимости (б) от значений, рассчитанных с помощью температурно-зависимой ОРДМС при использовании средних значений параметров модели (см. табл. 4).

Сплошная линия — регрессионная зависимость, штриховая — биссектриса угла между осями.

4. Применяя найденные спектры ПП и ППГ, рассчитать с помощью формул (1) — (3) и данных, приведенных в табл. 3, спектры диэлектрической проницаемости ϵ'_s и эффективной проводимости $\sigma_e = \omega \epsilon'_s \epsilon_0$ образцов горных пород, насыщенных солевым раствором.

Примеры количественного соответствия рассчитанных по температурно-зависимой модели спектров $\epsilon'_s(W, f, T)$ и $\sigma_e(W, f, T) = 2\pi f \epsilon_0 \epsilon'_s(W, f, T)$ и соответствующих измеренных значений представлены на рис. 4 в случае обр. 1 при различном содержании солевого раствора в образце и температуре $T = 20$ °С. Расчеты величин ϵ'_s и $\sigma_e = \omega \epsilon'_s \epsilon_0$ проводились с использованием параметров температурной модели, индивидуальных для обр. 1. Такое же соответствие было получено для всех других образцов и при других температурах и влажностях.

Как видно из табл. 4, средние значения параметров близки к их значениям, вычисленным для отдельных образцов, за исключением энтропии активации ($\Delta S/R$). Поэтому мы предположим, что можно получить приемлемую погрешность прогнозирования диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости для исследуемой группы пород, используя только средние значения параметров температурно-зависимой ОРДМС (см. табл. 4). Проведем оценку погрешностей в рамках корреляционного анализа между экспериментальными и расчетными значениями диэлектрической проницаемости ϵ'_s и эффективной проводимости $\sigma_e = \omega \epsilon'_s \epsilon_0$. Зависимости измеренных значений от расчетных величин приведены на рис. 5 для всех частот, температур, влажностей и типов образцов. Значения коэффициента корреляции r и стандартного отклонения sd между измеренными и рассчитанными значениями для диэлектрической проницаемости ϵ'_s и эффективной проводимости σ_e составили $r_{\epsilon} = 0.994$, $sd_{\epsilon} = 0.329$ и $r_{\sigma} = 0.991$, $sd_{\sigma} = 0.096$ соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных в настоящей работе исследований создана физически обоснованная модель для расчета спектров диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости влажных образцов горных пород с содержанием глинистых пород ниже 16 %, взятых из нефтеразведочных скважин на территории Западной Сибири. Модель применима для диапазона частот и температур от 500 МГц до 15 ГГц и от 20 до 80 °С соответственно при объемном содержании солевого раствора в образце не выше 18 %. Погрешности прогнозирования диэлектрической проницаемости и эффективной проводимости, оцененные по значениям коэффициента корреляции r и стандартного отклонения sd , составили: $r_{\epsilon} = 0.994$, $sd_{\epsilon} = 0.329$ и $r_{\sigma} = 0.991$, $sd_{\sigma} = 0.096$ соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

Комаров С.А., Миронов В.Л. Микроволновое зондирование почв. Новосибирск, Наука, 2000, 350 с.

Комаров С.А., Миронов В.Л., Лукин Ю.И. Исследование диэлектрического спектра комплексной диэлектрической проницаемости влажных почвогрунтов // Изв. вузов. Физика. 2006, т. 49, № 9, с. 29—34.

Миронов В.Л., Косолапова Л.Г., Фомин С.В. Метод создания спектроскопической базы данных диэлектрических свойств влажных почв в СВЧ-диапазоне // Изв. вузов. Радиофизика. 2007, т. L, № 4, с. 339—349.

Миронов В.Л., Комаров С.А., Лукин Ю.И., Шатов Д.С. Методика измерения частотного спектра комплексной диэлектрической проницаемости почв // Радиотехника и электроника, 2010, т. 55, № 12, с. 1465—1470.

Петрофизика: справочник. В 3 кн. Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые / Ред. Н.Б. Дортман. М., Недра, 1992, 391 с.

Фомин С.В., Миронов В.Л., Косолапова Л.Г. Тестирование в микроволновом диапазоне спектроскопической диэлектрической модели влажных почв, использующей в качестве входных параметров содержание глинистой фракции и влажность // Изв. вузов. Физика. 2008, т. 51, № 9/2, с. 93—97.

Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушкино, ОНТИ ПНЦ РАН, 2005, 607 с.

Эпов М.И., Глинских В.Н. Электромагнитный каротаж: моделирование и инверсия. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2005, 100 с.

Эпов М.И., Миронов В.Л., Бобров П.П., Савин И.В., Репин А.В. Исследование диэлектрической проницаемости нефтесодержащих пород в диапазоне частот 0.05—16 ГГц // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (5), с. 613—618.

Levitskaya T.M., Sternberg V.K. Polarization processes in rocks 1. Complex dielectric permittivity method // Radio Science, 1996a, v. 31, № 4, p. 755—780.

Levitskaya T.M., Sternberg V.K. Polarization processes in rocks 2. Complex dielectric permittivity method // Radio Science, 1996b, v. 31, № 4, p. 781—802.

Mironov V.L., Fomin S.V. Temperature dependable microwave dielectric model for moist soils // PIERS Proceedings, March 23—27, 2009. Beijing, CHINA, 2009, p. 831—835.

Mironov V.L., Dobson M.C., Kaupp V.H., Komarov S.A., Kleshchenko V.N. Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2004, v. 42, № 4, p. 773—785.

Mironov V.L., Kosolapova L.G., Fomin S.V. Physically and mineralogically based spectroscopic dielectric model for moist soils // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2009, v. 47, № 7, p. 2059—2070.

Mironov V.L., De Roo R.D., Savin I.V. Temperature-dependable microwave dielectric model for an Arctic soil // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2010, v. 48, № 6, p. 2544—2556.

Stogryn A. Equations for calculating the dielectric constant of saline water // IEEE Trans. Microwave Theory Thech., 1971, v. MTT-19, p. 733—736.

*Рекомендована к печати 31 мая 2011 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
21 января 2011 г.*