

Методы зондирования
окружающей среды



Радиофизические характеристики атмосферы Земли

Профессор Кузнецов Анатолий Дмитриевич

Российский государственный
гидрометеорологический университет

Радиофизические характеристики атмосферы Земли целесообразно последовательно рассмотреть для трех случаев:

- безоблачная атмосфера (газовая среда);
- гидрометеорные частицы;
- облачная атмосфера (газовая среда с частицами).

Безоблачная атмосфера

Под действием падающей электромагнитной волны молекулы атмосферных газов, составляющие безоблачную атмосферу, поляризуются.

Количественной характеристикой величины поляризации молекул атмосферных газов является **вектор электрического смещения среды D** , который зависит от вектора напряженности электрического поля **E** .

Вектор электрического смещения среды D связан с вектором напряженности электрического поля E соотношением

$$\vec{D} = \varepsilon_0 \vec{E} + \vec{P}_0 = \left(\varepsilon_0 + \frac{\vec{P}_0}{\vec{E}} \right) \vec{E} = \varepsilon_a \vec{E},$$

где P_0 - **момент поляризации** единицы объема среды; ε_a и ε_0 – соответственно **диэлектрические проницаемости** атмосферы и вакуума.

Из последнего соотношения следует, что поляризуемая среда имеет **относительную диэлектрическую проницаемость**

$$\varepsilon' = \frac{\varepsilon_a}{\varepsilon_0} = 1 + \chi_c$$

где χ_c – **электрическая восприимчивость** среды.

Рассматривая безоблачную атмосферу как смесь “сухих” газов и водяного пара для относительной диэлектрической проницаемости можно записать

$$\varepsilon' = 1 + \chi_c(\Gamma) + \chi_c(\text{ВП})$$

где второе слагаемое - это **электрическая восприимчивость** “сухих” газов; а третье слагаемое - **электрическая восприимчивость** атмосферного водяного пара.

Молекулы “сухих” газов не обладают начальным электрическим моментом и их поляризация обусловлена смещением зарядов в каждой отдельной молекуле относительно равновесного положения. Поэтому величина их электрической восприимчивости определяется соотношением

$$\chi_c(\Gamma) = N_\Gamma \chi'_c(\Gamma),$$

где $\chi'_c(\Gamma)$ - электрическая восприимчивость одной молекулы газа; N_Γ - число молекул газа в 1 м^3 .

В свою очередь, число молекул в 1 м^3 , характеризующее плотность атмосферы на данной высоте, связано с давлением p (в паскалях) и абсолютной температурой T соотношением

$$N_\Gamma = \frac{p}{kT}$$

где $k = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/}^0\text{К}$ — постоянная Больцмана.

Таким образом, **величина электрической восприимчивости** молекул “сухих” газов определяется соотношением

$$\chi_c(\Gamma) = \frac{p}{kT} \chi'_c(\Gamma)$$

Молекулы водяного пара имеют постоянный электрический момент.

Вследствие этого их поляризация обусловлена не только смещением зарядов в молекуле, но и поворотом самой молекулы относительно силовых линий поля.

Повышение температуры увеличивает скорость движения молекул и, следовательно, затрудняя ориентацию молекул относительно поля уменьшает их поляризацию.

Поэтому величина электрической восприимчивости молекул водяного пара будет зависеть от температуры воздуха в соответствии с соотношением

$$\chi_c(\text{ВП}) = \left[\chi'_c(\text{ВП}) + \frac{\chi'_c(\text{ВП})}{T} \right] N_{\text{ВП}}$$

где $\chi'_c(\text{ВП})$ - электрическая восприимчивость одной молекулы водяного пара при температуре 1°K , а

$$N_{\text{ВП}} = e / kT$$

это концентрация молекул водяного пара при парциальном давлении e .

Как было отмечено ранее

$$\varepsilon' = 1 + \chi_c(\Gamma) + \chi_c(\text{ВП}).$$

Подставляя полученные выражения для второго и третьего слагаемых, получаем

$$\varepsilon' = 1 + \frac{\chi'_c(\Gamma)p}{\varepsilon_0 kT} + \frac{e}{\varepsilon_0 kT} \left[\chi'_c(\text{ВП}) + \frac{\chi'_c(\text{ВП})}{T} \right]$$

Используя экспериментально полученные значения для

величин $\chi'(\Gamma)$ и $\chi'(\text{ВП})$ и выражая суммарное атмосферное давление p и парциальное давление водяного пара e в гПа, температуру воздуха T – в градусах Кельвина ($^{\circ}\text{K}$), получаем выражение для расчета относительной диэлектрической проницаемости безоблачной атмосферы, содержащей водяной пар:

$$\varepsilon' = 1 + \left[\frac{157}{T} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) \right] \cdot 10^{-6}$$

Из анализа полученного выражения для относительной диэлектрической проницаемости влажного воздуха следует, что из-за множителя 10^{-6} ее значение лишь незначительно превышает единицу.

Значение диэлектрической проницаемости влажного воздуха ϵ' связано с коэффициентом преломления n следующим соотношением:

$$n = \sqrt{\epsilon'}$$

Поскольку величина диэлектрической проницаемости влажного воздуха ϵ' из-за коэффициента 10^{-6} очень близка к 1, то для расчета коэффициента преломления можно воспользоваться следующим приближенным выражением, разлагая выражение для коэффициента преломления в ряд Тейлора в окрестности значения $\epsilon = 1$:

$$n = \sqrt{\epsilon'} = \sqrt{(\epsilon' - 1) + 1} \approx 1 + \frac{\epsilon' - 1}{2}$$

Используя полученное приближенное выражение для **коэффициента преломления** влажного воздуха окончательно получаем

$$n = 1 + \left[\frac{78.5}{T} \left(p + \frac{4799 e}{T} \right) \right] \cdot 10^{-6}$$

В силу малости величины $(n - 1)$ коэффициент преломления удобно выражать не в абсолютных единицах, а в так называемых N -единицах, которые связаны с коэффициентом преломления следующим соотношением:

$$N = (n - 1) 10^6.$$

Если известно не парциальное давление водяного пара e [гПа], а **удельная влажность воздуха** q [г/кг], то, используя соотношение

$$q = 622 \frac{e}{p}$$

выражение для расчета коэффициента преломления можно записать в следующем виде

$$n = 1 + \frac{78.5 p}{T} \left(1 + \frac{4799}{622} \frac{q p}{T} \right) \cdot 10^{-6}$$

или

$$N = (n - 1) 10^6 = \frac{78.5 p}{T} + 6.06 10^2 \frac{q p}{T^2}$$

Если известно не парциальное давление водяного пара e [гПа], а температура точки росы t_d , то для расчета **парциального давления** водяного пара e можно воспользоваться **формулой Магнуса**

$$e = E_0 \cdot \exp[m t_d / (Z + t_d)]$$

где E_0 - давление насыщения при температуре 0°C ($E_0 = 6.112$ гПа),
 t_d - температура точки росы по шкале Цельсия.

Над жидкой водой $m = 22.46$; $Z = 272.62$,

над льдом $m = 17.62$; $Z = 243.12$.

Поправка на давление p [гПа]:

$$e_w'(p, t) = f(p) \cdot e_w(t)$$

где

$$f(p) = 1.0016 + 3.15 \cdot 10^{-6} p - 0.074 \cdot p^{-1}$$

После введения поправки на атмосферное давление парциальное давление водяного пара e может быть вычислена по следующей

$$e = \frac{f E}{100\%}$$

В реальной атмосфере вследствие изменчивости метеорологических величин происходят сложные пространственно-временные изменения коэффициента преломления.

Эти изменения связаны с сезонными и суточными изменениями коэффициента преломления в тропосфере, а также случайными изменениями, обусловленные наличием в атмосфере гидrometeorov и атмосферной турбулентностью.

У земной поверхности значение N колеблется в следующих пределах:

$$260 \leq N \leq 460.$$

Погрешность определения коэффициента преломления составляет $0.5 - 1.5 N$ -единиц.

Гидрометеорные частицы

Лед и вода, из которых состоят взвешенные или выпадающие частицы облаков и осадков, относятся к полупроводящим средам, т.е. средам с потерями.

Для таких сред относительная диэлектрическая проницаемость является величиной комплексной и определяется значениями $\epsilon_{\text{д}}$ и $\epsilon_{\text{мн}}$ – действительной и мнимой частями диэлектрической проницаемости.

Согласно **дипольной теории Дебая**, действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости определяются следующими выражениями

$$\varepsilon_{Д} = n_0^2 + \frac{\varepsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2},$$

$$\varepsilon_{МН} = \frac{\lambda_s}{\lambda} \frac{\varepsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2},$$

где n_0 – оптический коэффициент преломления частицы; ε_0 – статическая диэлектрическая постоянная вещества частицы; λ_s – так называемая длина “волны скачка”; λ – длина волны излучения. Для воды $\varepsilon_0 = 80.8$; $\lambda_s = 1.6$ см, $n_0^2 = 1.8$

Из анализа соотношений для действительной и мнимой частям диэлектрической проницаемости следует, что обе эти величина для гидрометеорных частиц зависят от длины падающей электромагнитной волны λ .

Для длин волн $\lambda \approx 2$ см диэлектрическая проницаемость является практически действительной величиной (поглощение практически отсутствует),

при $\lambda \approx 6$ см действительная и мнимая компоненты диэлектрической проницаемости оказываются примерно равными,

а при $\lambda \approx 9$ см мнимая часть может даже несколько превышать действительную часть диэлектрической проницаемости.

Облачная атмосфера

(газовая среда с гидрометеорами).

Ранее, рассматривая безоблачную атмосферу как смесь “сухих” газов и водяного пара, для относительной диэлектрической проницаемости такой смеси мы записали

$$\varepsilon' = 1 + \chi_c(\Gamma) + \chi_c(\text{ВП})$$

Аналогичным образом относительную диэлектрическую проницаемость смеси, состоящей из влажного воздуха и взвешенных гидrometeorных частиц, можно представить в виде следующей суммы

$$\varepsilon' = 1 + \chi_c(\Gamma) + \chi_c(\text{ВП}) + \chi_c(A),$$

где $\chi_c(A)$ – электрическая восприимчивость аэрозольной фракции.

В случае атмосферного образования, состоящего из равномерно распределенных в пространстве сферических частиц, электрическая восприимчивость аэрозольной части единицы объема определяется следующим соотношением

$$\chi_c(A) = N_i a^3 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|,$$

где N_i – число частиц в единице объема; a – средний радиус аэрозольных частиц; m – комплексный коэффициент преломления вещества частиц.

Поскольку объем одной частицы $V = 4/3\pi a^3$, а водность атмосферного образования $W = \rho NV$, то последнее соотношение может быть представлено в следующем виде

$$\chi_c(A) = \frac{3}{4\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|,$$

где ρ – плотность вещества аэрозольных частиц.

С учетом полученной ранее формулы для коэффициента диэлектрической проницаемости безоблачной атмосферы, окончательно выражение для коэффициента диэлектрической проницаемости смеси, состоящей из влажного воздуха и взвешенных аэрозольных частиц, можно записать в виде

$$\varepsilon' = 1 + \left[\frac{157}{T} 10^{-6} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) + \frac{3}{4\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \right]$$

Соответственно, коэффициент преломления такой смеси может быть вычислен по формуле

$$n = \sqrt{1 + \left[\frac{157}{T} 10^{-6} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) + \frac{3}{4\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \right]}$$

Воспользуемся приближенным соотношением, справедливым при $\alpha \ll 1$

$$\sqrt{1 + \alpha} \approx 1 + \frac{1}{2} \alpha$$

Тогда окончательное выражение для коэффициента преломления смеси можно записать в виде

$$n = 1 + \frac{78.5}{T} 10^{-6} \left(p + \frac{4800e}{T} \right) + \frac{3}{8\pi} \frac{W}{\rho} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|$$

Первые два слагаемых для коэффициента преломления смеси определяют вклад в величину показателя преломления влажного воздуха, а третье слагаемое — вклад аэрозольной части атмосферного образования.

Для капельно-жидкой облачности, когда

$$W \approx 1 \text{ г/м}^3, \quad \rho \approx 1 \quad \text{и} \quad \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \approx 1,$$

величина третьего слагаемого оказывается существенно меньше (почти на три порядка), чем величина второго слагаемого. Таким образом, можно сделать заключение, что коэффициент преломления в атмосфере в этом случае в основном определяется температурой и давлением влажного воздуха.

Однако **для мощных конвективных облаков** типа *Cb* величины второго и третьего слагаемых для коэффициента преломления смеси могут стать сопоставимыми и тогда величина показателя преломления в атмосферных образованиях может отличаться от показателя преломления газовой атмосферы.

В заключение отметим, что для воды в СВЧ диапазоне

$$\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| = 0.93.$$

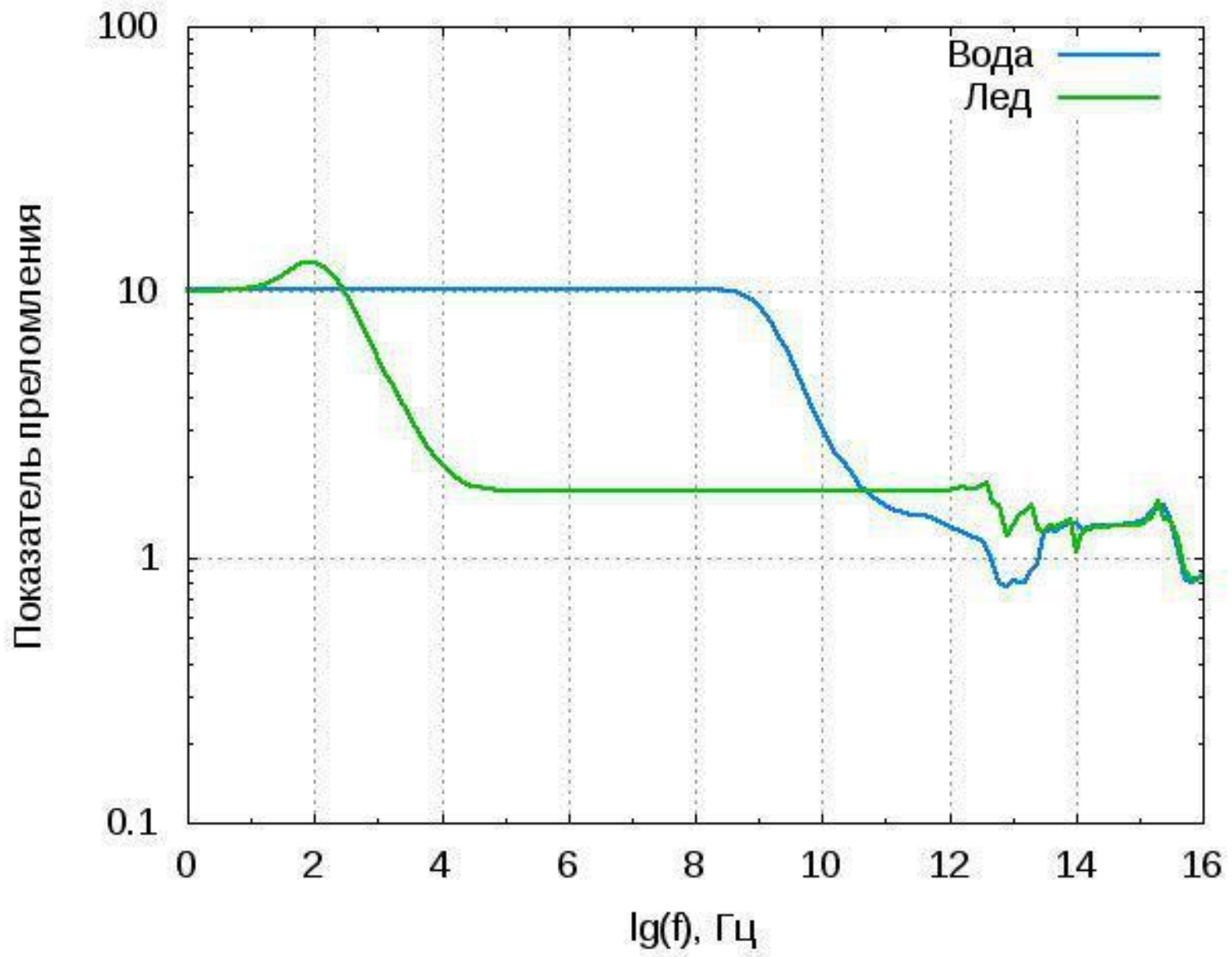
Для льда

$$\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| = 0.197.$$

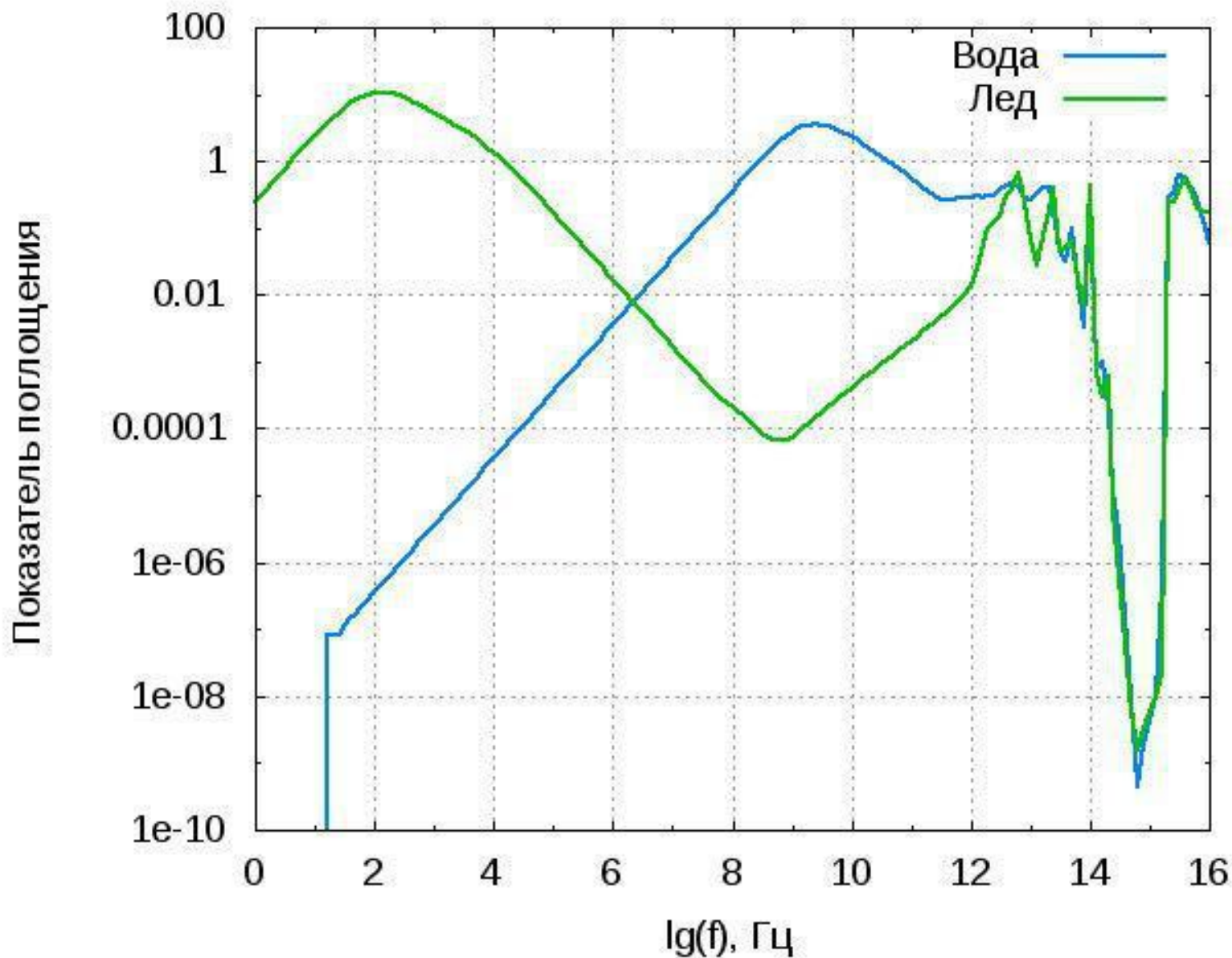
Запомните эти значения. Они еще не раз будут фигурировать в данном курсе лекций!



Какие будут вопросы ?



Зависимость показателя преломления воды и льда от частоты электромагнитных волн



Зависимость показателя поглощения воды и льда от частоты электромагнитных волн