

Распространение ультракоротких радиоволн над морской поверхностью

С.Я.Брауде, В.К.Иванов*, И.Е.Островский, И.М.Фукс

*Радиоастрономический институт НАН Украины,
Украина, 310002, Харьков, ул. Краснознаменная, 4*

** Институт радиофизики и электроники НАН Украины,
Украина, 310085, Харьков, ул. Ак. Проскуры, 12*

Статья поступила в редакцию 11 октября 1995 г., после переработки 17 декабря 1996 г.

Рассмотрены вопросы распространения радиоволн СВЧ диапазона над акваторией Мирового океана. На основании сопоставления экспериментальных и теоретических исследований выяснены основные радиометеорологические параметры, определяющие уровень поля электромагнитных волн. Рассмотрено ослабление сигнала за счет рассеяния на флуктуациях коэффициента преломления и волнения моря.

Показано, что атмосферные волноводы, возникающие в прибрежных районах океанов определяются характером воздушных масс, распространяющихся над морем. При распространении с берега на море сухой и теплой воздушной массы возникают мощные волноводы, значительно превосходящие по высоте волноводы испарения и простирающиеся на несколько сот километров.

Розглянуто питання поширення радіохвиль НВЧ діапазону над акваторією Світового океану. На підставі зіставлення експериментальних та теоретичних досліджень виявлено основні радіометеорологічні параметри, які визначають рівень поля електромагнітних хвиль. Розглянуто згасання сигналу за рахунок розсіювання на флуктуаціях коефіцієнта заломлення та хвилювання морської поверхні.

Показано, що атмосферні хвилеводи, які виникають у прибережних районах океанів, визначаються характером повітряних мас, які поширюються над морем. При поширенні з берега на море сухої та теплої повітряної маси виникають потужні хвилеводи, які простираються на декілька сотень кілометрів та значно перевищують за висотою хвилеводи випарювання.

Широкое применение радиоволн УКВ и СВЧ диапазонов привело к детальному изучению влияния атмосферы на условия их распространения. В результате этих исследований, проведенных над сушей, было обстоятельно изучено явление дальнего тропосферного распространения (ДТР) ультракоротких радиоволн [1-7]. Значительно менее изученным оставалось явление волноводного распространения СВЧ радиоволн, которое зачастую наблюдается, если трасса сигнала проходит над водной поверхностью.

Волноводное распространение СВЧ радиоволн, то есть каналирование энергии в тропосферном волноводе зависит от вида высотного профиля коэффициента преломления атмосферы. Согласно Фоку [8] его принято характеризовать $M(H)$ -профилем (приведенный коэффициент преломления)

$$M(H) = \frac{78p}{T} + \frac{38 \cdot 10^5 \cdot e}{T^2} + 0,157H, \quad (1)$$

или

$$M(H) = N(H) + \frac{H}{a} \cdot 10^6; \quad N = (n-1) \cdot 10^6,$$

где e - влажность воздуха в миллибарах, T - температура воздуха в градусах Кельвина, p - атмосферное давление в миллибарах, a - радиус Земли и H - высота над уровнем моря в метрах. Основной вклад в значение M вносит влажность e . Под действием солнечной радиации с поверхности воды происходит испарение, вследствие чего $\frac{dM}{dH} < 0$. На некоторой высоте $\left. \frac{dM}{dH} \right|_{H=H_0} = 0$.

Высота H_0 и есть высота радиоволновода. Согласно теории пограничного слоя атмосферы [9], в океане, в отсутствие атмосферных фронтов и морских течений, уменьшение содержания водяных паров с высотой происходит по линейно-логарифмическому закону. Это побудило Фока построить теорию распространения радиоволн в среде с линейно-экспоненциальной зависимостью M от высоты H .

В [10,11] показано, что гладкую зависимость $M(H)$ с "инверсией" можно заменить аппроксимирующей ломаной, вписанной в "истинную" высотную зависимость (рис. 1.1). При этом наибольшая ошибка вносится в просачивающийся

где $\gamma_1 = \frac{0,26k^{8/9}C_\epsilon^2}{\alpha^{5/3} \cdot g_0^{5/9}}$, $g_0 = g_\epsilon - \frac{z}{a}$. (1')

Здесь R - дистанция, $k = \frac{2\pi}{\lambda}$, $g_\epsilon = \frac{d\epsilon}{dz}$ - вертикальный градиент регулярной составляющей диэлектрической проницаемости ϵ , C_ϵ - структурная постоянная флуктуаций $\delta\epsilon$, α - параметр анизотропии неоднородностей ($\alpha = \frac{L_{\parallel}}{L_{\perp}}$, L_{\parallel} - вертикальный, L_{\perp} - горизонтальный размеры неоднородностей).

Согласно (1') для оценки потерь сигнала, обусловленных турбулентностью атмосферы, необходимо знать значение структурной постоянной C_ϵ и коэффициента анизотропии неоднородностей α . Анализ высвечивания СВЧ энергии из приводного волновода за счет рассеяния на взволнованной поверхности моря показал [4], что затухание сигнала зависит не только от высоты неровностей поверхности моря σ , но и от высоты волновода. Высота неровностей связана со скоростью ветра V .

Таким образом, чтобы иметь возможность рассчитать погонное затухание СВЧ радиосигнала при распространении над морской поверхностью, необходимо иметь информацию о следующих радиопараметрах:

- высота приводного волновода H_0 и M , и дефицит ΔM ;
- коэффициент анизотропии α неоднородностей коэффициента преломления;
- структурная постоянная C_ϵ флуктуаций диэлектрической проницаемости;
- скорость ветра V .

Указанные параметры измерялись специальным рефрактометром. Кроме того, в работе проверялась возможность расчета этих параметров, исходя из теории пограничного слоя атмосферы Монина-Обухова [3].

1. Рефрактометрические измерения

На судне был установлен специальный выстрел, по которому, находясь за бортом, могли перемещаться датчики рефрактометра. С помощью рефрактометра производились измерения по определению $M(H)$, ΔM , C_N и α . $C_N = 10^6 C_n$, $C_n = 0,5C_\epsilon$, n - показатель преломления, N - индекс рефракции.

Из рефрактометрических измерений структурная постоянная и коэффициент анизотропии определялись исходя из следующих положений.

Стационарное и статистически однородное случайное поле индекса рефракции $N(\vec{R})$ характеризуется структурной функцией $D(r)$ и частотным энергетическим спектром $S(f)$ флуктуаций коэффициента преломления. Если структурная функция подчиняется "закону 2/3" Колмогорова - Обухова, то выражения для указанных величин имеют следующий вид [6]:

$$D(r) = \langle [N(\vec{R} + \vec{r}) - N(\vec{R})]^2 \rangle = C_N^2 \cdot r^{2/3} [N^2 \epsilon \delta], \tag{2}$$

$$S(f) = 0,075 C_N^2 \cdot U_0^{2/3} \cdot f^{-5/3} [N^2 \epsilon \delta / \Pi \zeta],$$

где U_0 - скорость набегающего потока, f - частота.

Для временных записей структурная функция имеет вид

$$D_N(\tau) = \langle \{ [N(t+\tau) - N(t)] - \langle N(t+\tau) - N(t) \rangle \}^2 \rangle.$$

Угловые скобки $\langle \dots \rangle$ здесь и в дальнейшем означают статистическое усреднение по реализациям случайного поля $N(\vec{R})$. Пример структурной функции, построенной в логарифмическом масштабе, приведен на рис. 1. Удовлетворение "закону 2/3" позволяет по (2) рассчитывать значение C_N .

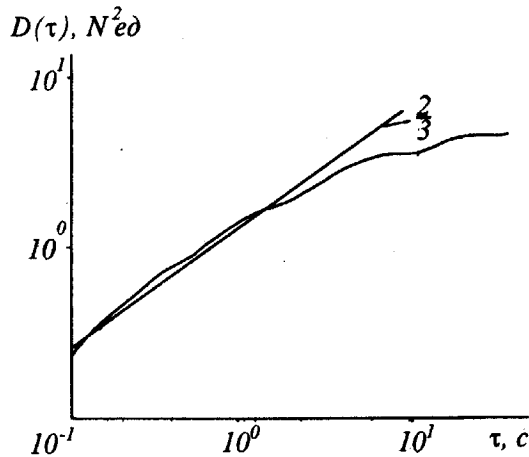


Рис. 1. Пример структурной функции, построенной в логарифмическом масштабе

Для временных реализаций индекса преломления N , измеренных на разных высотах, были рассчитаны энергетические спектры флуктуаций N . На рис. 2 приведен типичный пример энергетического спектра, построенного в логарифмическом

Таблица 1

Длина волны (см)	Высота антенн (м)	
	передатчик	приемник
3,2	4,5	5,5
— “ —	12,0	17,0
— “ —	12,0	22,5
10,0	12,0	17,0
50,0	10,0	17,5
200,0	12,5	22,0

Стабилизация антенных систем (по курсу и качке) и выбор ширины диаграмм позволили минимизировать методические ошибки эксперимента. Тщательное измерение сигнала в интерференционной зоне на малых расстояниях между судами и привязка измеренных значений к рассчитанным по потенциалу аппаратуры способствовали уменьшению погрешностей в оценке величины сигнала. На рис. 1.2 приведены экспериментальные зависимости относительных значений принятой мощности от дистанции в районе максимума первого лепестка. Видно, что вариации уровня принимаемой мощности на дистанции максимума первого лепестка R_{1max} за ряд галсов не превышали $\pm(3\div4)\delta B$, а на дистанции $2R_{1max}$ составляли $\pm(2\div3)\delta B$. Таким образом, привязка, проводившаяся в каждом галсе, позволила определять уровень поля на малых дистанциях с погрешностью, не превышающей $\pm 3 \delta B$.

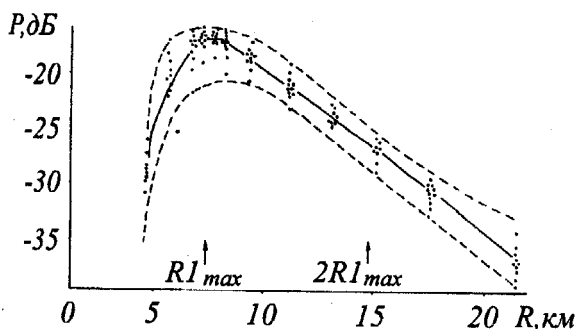


Рис. 1.2. Измеренные дистанционные зависимости относительного значения принятой мощности в районе первого лепестка

В сантиметровом диапазоне длин волн, при благоприятных условиях, сигнал регистрировался на дистанции превышающей 300 км.

На обоих судах систематически, в стандартные сроки, на уровне палубы проводились измерения температуры воздуха, влажности, давления и скорости ветра, а также температуры поверхностного слоя воды. Проводилось также аэрологическое зондирование атмосферы.

Для измерения высотных профилей коэффициента преломления в приводном слое применялся рефрактометр, разработанный исполнителями.

Своим прототипом он имел схему Крейна [15] с некоторыми модификациями, направленными на повышение устойчивости его работы [16,17]. Рефрактометр имеет два датчика, в каждом из которых эталонный и измерительный резонаторы выполнены в моноблоке из инвара. Датчики можно разносить до 20 м. Это позволило проводить одновременные измерения значений N в двух точках.

Измерение профилей $N(H)$ в приводном слое в открытом море проводилось с борта судна. На носу судна была установлена специальная мачта с вынесенными вперед выстрелами. По троссам, натянутым между выстрелами, перемещались датчики рефрактометра и датчики скорости ветра. Измерения проводились при направлении ветра на судно, навстречу его движению. Было установлено, что при таких измерениях влияние корпуса судна не сказывается на показаниях датчиков рефрактометра.

1.2. Определение среднего профиля $M(H)$ в приводном слое

Рассмотрим метод измерения среднего профиля коэффициента преломления $M(H)$, знание которого необходимо для проведения расчетов по формулам В. А. Фока.

Проанализируем временные спектры основных метеорологических величин. На рис. 1.3 приведены хорошо известные спектры скорости ветра Ван-дер-Ховена [18] (рис. 1.3,а), температуры [19] (рис. 1.3,б), а также давления атмосферы. Представленные спектры имеют общие закономерности:

- в низкочастотной области существуют максимумы, связанные с синоптическими процессами;
- достаточно выражены суточные колебания;
- максимум энергии, связанный с турбулентностью (высокочастотный максимум), отделен от максимума суточных колебаний минимумом.

Приведенные спектры позволяют представить мгновенные значения метеорологических величин в пограничном слое атмосферы в виде суммы трех составляющих:

$$f(\vec{r}, t) = \bar{f}(\vec{r}, t) + \tilde{f}(\vec{r}, t) + f'(\vec{r}, t).$$

Средние значения \bar{f} определяются крупномасштабными синоптическими процессами, \tilde{f} соответствуют мезометеорологическим процессам, f' характеризует влияние турбулентности.

Отличительной особенностью мезометеорологических процессов являются малые значения их спектральных характеристик. Это позволяет при учете влияния атмосферных процессов мезометеорологического масштаба на распространение радиоволн использовать предположение о горизон-

тальной однородности атмосферы. В этом случае состояние атмосферы может определяться по результатам метеорологических измерений в одном месте. Это предположение о горизонтально-однородной атмосфере было экспериментально подтверждено нами в условиях открытого океана. Данные синхронных метеорологических измерений на двух судах, отстоящих на расстоянии до 200 км, совпадали с точностью ошибок измерений. Для сравнения экспериментально измеренных значений множителя ослабления радиосигналов с расчетом нами брался "усредненный" за 30 минут высотный профиль приведенного коэффициента преломления.

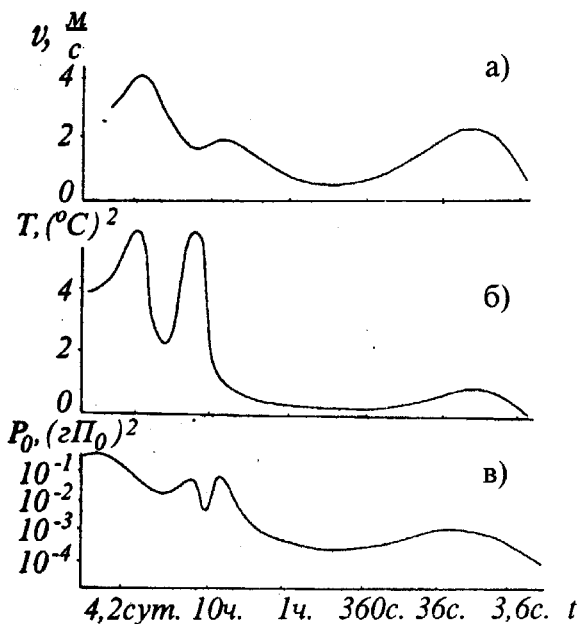


Рис. 1.3. Энергетические спектры флуктуаций метеорологических параметров как функции обратной частоты $t = 2\pi/f$: а) - скорости ветра, б) - температуры атмосферы, в) - атмосферного давления

Измерялся высотный профиль приведенного коэффициента преломления следующим образом. Приводный слой обладает той особенностью, что его характерное время приспособления к меняющимся внешним условиям $\tau_{ПС} \cong H_{ПС} / U_{\text{ж}}$ достаточно мало ($H_{ПС}$ - средняя высота приводного слоя, $U_{\text{ж}}$ - динамическая скорость). Для средних условий ($H_{ПС} \sim 30\text{ м}$, $U_{\text{ж}} = 0,3 \text{ м/с}$) $\tau_{ПС} = 100 \text{ с}$ и оказывается много меньше необходимого времени усреднения [14]. Примем время измерения в одной точке равным 3 минутам, тогда за время усреднения (30 минут) можно произвести 10 измерений одним датчиком рефрактометра на разных уровнях. Однако при этом необходимо учесть эволюцию значения M за время проведения измерений.

Такой учет может быть проведен, если кроме перемещаемого (подвижного) датчика использовать еще один (опорный) датчик, расположенный на некоторой средней высоте (10 - 15 м) [20]. Итогом каждого вертикального зондирования в приводном слое будут две последовательные временные записи значения M с усреднением за 3 минуты для подвижного и опорного датчиков: M_{Π}

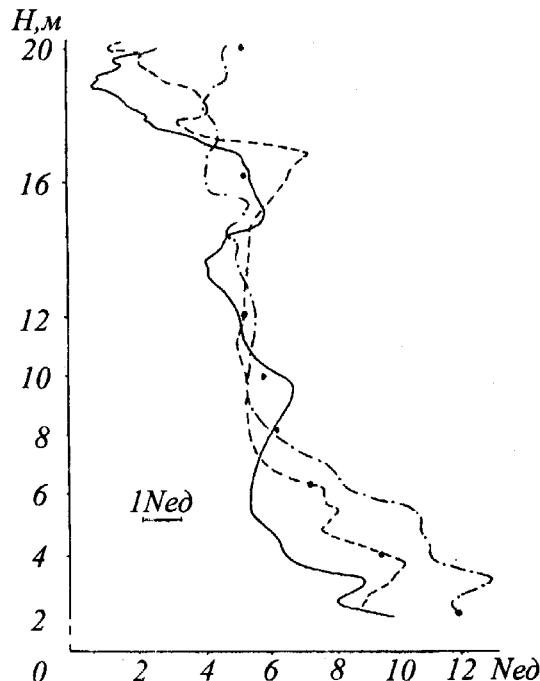


Рис. 1.4. Пример трех записей значения коэффициента преломления N при перемещении датчика рефрактометра по мачте "вверх-вниз" со скоростью 1 м/с. Точками нанесены значения N , измеренные описанным методом с помощью подвижного и неподвижного датчиков

(H_i) и M_{0i} . Здесь $M_{\Pi}(H_i)$ - усредненные за 3 минуты значения M , измеренные подвижным датчиком на высоте H_i ; M_{0i} - усредненные за 3 минуты значения M , измеренные опорным датчиком синхронно с измерением, проведенным на высоте H_i . $\Delta M = M_{\Pi}(H_i) - M_{0i}$ есть разность между значениями M на высоте H_i и на опорной высоте. Добавляя эту разность к усредненному за все время измерений (30 минут) значению M_0 на опорной высоте $M_0 = M_{0i}$ получаем профиль $M(H)$, эквивалентный профилю $M(H)$, измеренному десятью датчиками, расположенными на десяти высотах, с усреднением их показаний за 30 минут. Для иллюстрации влияния изменчивости N на рис. 1.4 представлен образец трех квазимгновенных вертикальных разрезов значения N , полученных с помощью рефрактометра (подвижный

датчик рефрактометра спускался с 20 м до 2 м со скоростью 1 м/с). Точками нанесены значения N , измеренные описанным методом с помощью подвижного и неподвижного датчиков.

1.3. Результаты предварительных океанических исследований

При измерении $M(H)$ с борта судна из-за его качки и волнения моря определение значения M на высотах ниже 5-2 м от поверхности моря оказалось невозможным. Вместе с тем, изменение M в интервале от поверхности моря до высоты 2-5 м очень значительно. Именно на этом участке происходит наиболее быстрое изменение коэффициента преломления вследствие большого градиента влажности воздуха. Вклад изменения M на этом участке в общий M -дефицит весьма велик.

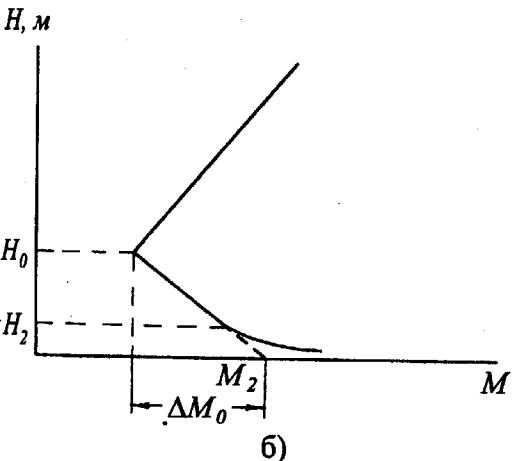
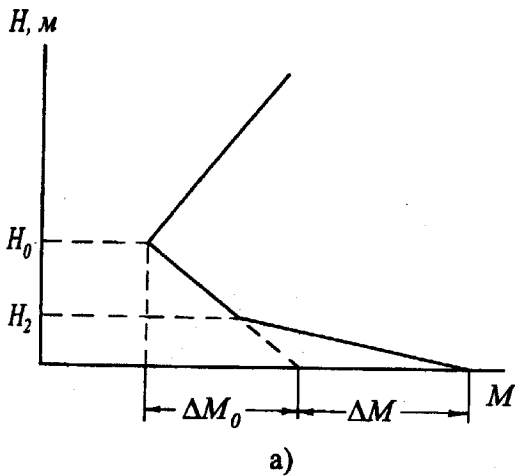


Рис.1.5. Искажения профиля $M(H)$ у поверхности раздела: а) - описываемое с помощью линейно-ломаной линии, б) - описываемое логарифмической линией

Рассмотрим билинейный профиль (рис. 1.5,а) и градиент M в слое $0 \leq H \leq H_2$, будем полагать его искаженным. Методом малых возмущений были определены поправки к множителю ослабления сигнала, связанные с поверхностным искажением $M(H)$ профиля [11,22]. Проведенные для билинейного профиля расчеты показали, что приповерхностные возмущения $M(H)$ профиля практически не влияют на затухание захваченных волновых модов, если параметр $\Delta M \cdot H_2^3$ не превышает $50 N \text{ ед.м}^3$. При больших значениях этого параметра, за счет приповерхностного M -профиля, может захватиться больше модов. Этот результат служит основой для оценки тех минимальных высот, ниже которых можно не проводить измерение M .

В реальных волноводах испарения над морской поверхностью изменение M ниже $H=H_2$ происходит нелинейным образом (рис. 1.5,б). Искажение исходного профиля можно описать с помощью логарифмического "хвоста". Зависимость $M(H)$ в этом участке высот может быть записана как

$$M(H) = M(H_2) - \alpha_m \cdot \ln \frac{H}{H_2}, \quad 0 < H \leq H_2.$$

Здесь α_m - константа, определяемая экспериментально. С помощью теории возмущений были определены поправки к множителю ослабления сигнала, принимая за нулевое приближение билинейную аппроксимацию $M(H)$. По результатам расчета построены множители ослабления $\gamma(H_2)$ дБ/км для волноводов с $H_0 = 20 \text{ м}$ и $H_0 = 30 \text{ м}$. H_2 изменялось от 0 до 5 м. При расчете, как и раньше, принималось $\lambda = 3 \text{ см}$, $\alpha_m = 6,4 \cdot 10^6 \text{ м}$. Сравнение значений $\gamma(H_2)$ с невозмущенным $\gamma(0)$ показало их малое отличие, по крайней мере, в приповерхностном слое $H_2 = 3 \text{ м}$. Таким образом, и линейное, и логарифмическое возмущение $M(H)$ в приповерхностном слое слабо влияет на значение затухания сигнала в волноводе.

Из проведенных расчетов можно заключить, что волноводы испарения с высотой $H_0 = 5 \text{ м}$ и меньше (а такие могут возникать практически всегда) не оказывают заметного влияния на значение множителя ослабления СВЧ радиоволн. Измерения подтвердили это заключение. В дальнейшем мы M -дефицит определяли как разность значений на высотах H_0 и 2 м.

Проводившиеся метеорологические измерения синхронно на двух судах, отстоявших друг от друга на расстоянии $0 \div 200 \text{ км}$, показали, что в условиях океана $M(H)$ профиль горизонтально-однороден, что позволило провести расчеты по

Фоку и сравнить их с экспериментальными данными. Для радиоволн 10 см и более длинных радиоволн расчеты уровня поля по Фоку, основанные на модели волновода, описываемой всего двумя параметрами - высотой точки инверсии H_0 и M -дефицитом ΔM , как правило, удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными. На рис. 1.6 в качестве примера приведены экспериментально измеренные функции ослабления $V(R)$ на длине волны $\lambda=10$ см и результаты теоретических расчетов. Для радиоволны 3,2 см расхождение между теорией и экспериментом оказывается значительным: поле затухает с расстоянием быстрее, чем предсказывает теория (см. рис. 1.7). Причину наблюдавшегося большого расхождения между рассчитанными по Фоку и измеренными значениями множителя ослабления следует искать во влиянии турбулентной структуры атмосферы и волнении моря.

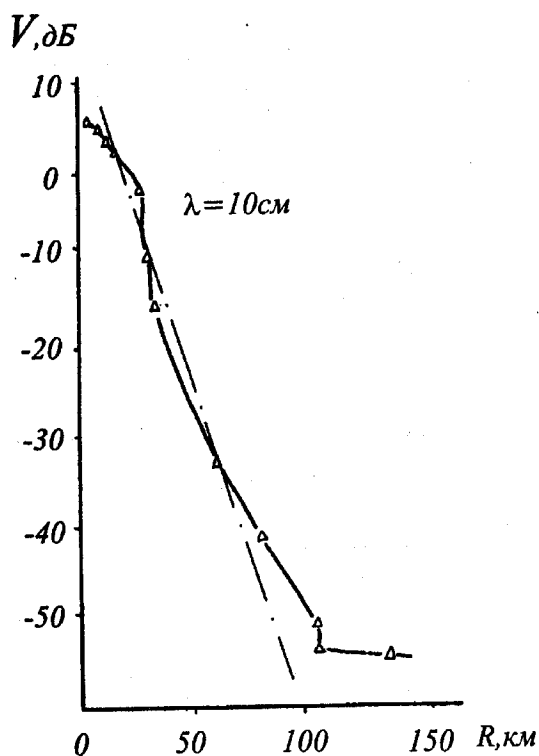


Рис. 1.6. Рассчитанные и измеренные значения дистанционной зависимости множителя ослабления радиоволн длиной 10 см: — Δ — эксперимент, — — — расчет по Фоку

В тропосферном волноводе наличие разного рода случайных факторов (флуктуаций коэффициента преломления, изменчивости формы морской поверхности и т.д.) вызывает рассеяние энергии на этих неоднородностях, что приводит к затуханию сигнала. Действительно, если в закрытом волноводе рассеяние приводит лишь к перерас-

пределению энергии между гармониками, то в случае открытого волновода, каким является при-водный волновод, рассеяние вызывает преобразование основной волны в сильно затухающие моды, из которых энергия уходит в верхние слои атмосферы. Вследствие этого хорошо захваченная за счет регулярной рефракции волна приобретает значительное погонное затухание, связанное с сильным высвечиванием слабозахваченных модов.

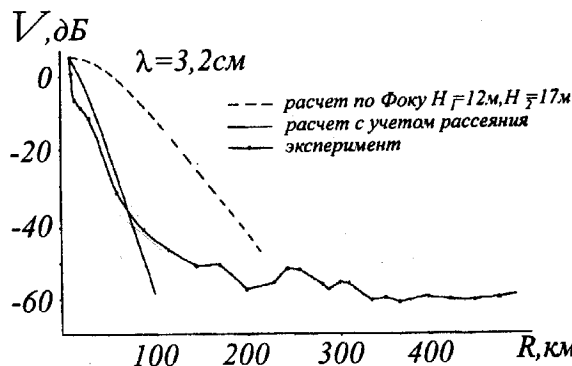


Рис. 1.7. Рассчитанные и измеренные значения дистанционной зависимости множителя ослабления радиоволн длиной 3,2 см

В тропосферном волноводе слабо затухают лишь первые моды, распространяющиеся под малыми углами к поверхности. Их число определяется высотой волновода H_0 и дефицитом ΔM . Чаше всего эти величины таковы, что для СВЧ радиоволн приповерхностным волноводом захватывается только первый мод. Энергия остальных быстро убывает с дистанцией и на достаточно больших расстояниях вкладывает в интенсивность сигнала внутри волновода практически не дает.

Для теоретического объяснения наблюдаемых дистанционных зависимостей функции ослабления в условиях волноводного распространения над морем учет многократного рассеяния производится в рамках уравнения переноса излучения, из решения которого следует [22,23]:

$$V(R) \sim e^{-(\gamma_0 + \gamma_1)R}, \quad (2)$$

$$\gamma_1 = \frac{0,26 k^{8/9} C_{\epsilon_1}^2}{\alpha^{5/3} g_0^{5/9}}, \quad g_0 = g_\epsilon - \frac{2}{a}.$$

Здесь R - дистанция, $k=2\pi/\lambda$, $g_\epsilon = \frac{d\epsilon}{dz}$ - вертикальный градиент регулярной составляющей диэлектрической проницаемости $\epsilon(z)$, $C_{\epsilon_1}^2$ - структурная постоянная ее флуктуаций $\delta\epsilon$ в горизонтальной плоскости, γ_0 - декремент затухания за счет регулярной рефракции, $\alpha = \frac{l_{\parallel}}{l_{\perp}}$ - параметр

анизотропии, l_{\parallel} – вертикальный, а l_{\perp} – горизонтальный размеры неоднородностей.

При выводе формулы предполагалось, что первый мод является слабозатухающим, а более высокие моды интенсивно высвечиваются из волновода. Предполагается также, что флуктуации являются однородными по высоте, т.е. параметры $(\alpha, l_{\parallel}, l_{\perp}$ и $C_{\epsilon_1}^2)$ не зависят от высоты. Однако в приповерхностном слое тропосферы, например, вертикальный размер l_{\parallel} является функцией высоты [25,26]. С поправкой на это обстоятельство для γ_1 в [23] получена формула:

$$\gamma_1 = 0,75 C_{\epsilon_1}^2 \cdot k^2 \cdot l_{\perp}^{5/3}. \quad (3)$$

В случае $H_0 \ll L_0$ (L_0 – внешний масштаб турбулентности), т.е. когда основная часть энергии турбулентных пульсаций приходится на неоднородности с размерами, существенно превышающими высоту волновода, дисперсия флуктуаций амплитуды и фазы определяется по тем же формулам, что и в свободном пространстве. В обратном предельном случае ($H_0 \gg L_0$) дисперсия флуктуаций амплитуды и фазы оказывается в 2 ÷ 4 раза меньшей, чем в свободном пространстве. Меньшие уровни флуктуаций в волноводе по сравнению со свободным пространством объясняются высвечиванием в верхние слои атмосферы флуктуационной компоненты поля.

Таким образом, для оценки потерь сигнала, обусловленных турбулентностью коэффициента преломления, необходимо знать статистические характеристики этой турбулентности. Такие измерения проводились во всех экспедициях, что позволило получить большой объем данных в разных районах Мирового океана в различные сезоны года [27].

Декремент дополнительного затухания, как следует из формулы (2), при заданной длине волны и градиенте (g_0) приведенного коэффициента преломления определяется параметрами, характеризующими турбулентность: структурной постоянной $C_n = \frac{1}{2} C_{\epsilon}$ и коэффициентом анизотропии

неоднородностей α . Во время проведения радиофизических измерений определялись с помощью рефрактометра не эти, а два других параметра: горизонтальный интервал корреляции l_{\perp} и дисперсия флуктуаций σ_n^2 . Зная l_{\perp} и σ_n^2 , можно вычислить структурную постоянную C_n . В предположении выполнения "закона 2/3" ее можно вычислить, используя выражение [26]

$$C_n^2 = A_n \alpha^2 \cdot \frac{\sigma_n^2}{l_{\perp}^{2/3}}$$

где $A_n = 3,2$ – экспериментальная константа, $\alpha = 0,4$ – постоянная Кармана.

Следуя [25], мы приняли для l значение

$$l_{\parallel} = 0,4 Z_m, \text{ где } Z_m = \frac{1,338}{g_0^{1/3} \cdot k^{2/3}}.$$

На рис. 1.7 приведены для одного из нескольких галсов результаты теоретических расчетов с учетом дополнительного затухания. Видно, что в области тени, вплоть до расстояний 100÷150 км, пока определяющую роль в формировании поля играет волноводный механизм распространения, наблюдается хорошее согласие теории с экспериментом. На больших расстояниях значительный вклад в поле вносит тропосферное рассеяние.

Заметим, что наблюдавшееся для $\lambda = 10$ см (рис. 1.6.) хорошее согласие экспериментальных данных с расчетом даже без учета затухания, вызванного рассеянием на турбулентных пульсациях коэффициента преломления, связано с двумя обстоятельствами: во-первых, для волны $\lambda = 10$ см и более длинных волн существовавшие во время экспериментов волноводы были довольно слабыми с большим декрементом затухания, и, во-вторых, дополнительный декремент затухания в этом диапазоне радиоволн мал.

1.4. Высвечивание энергии из приводного волновода за счет рассеяния УКВ взволнованной поверхностью моря

При распространении над морем происходит высвечивание СВЧ энергии из приводного волновода не только в результате рассеяния на неоднородностях коэффициента преломления, но и вследствие рассеяния на морской поверхности. Характер рассеяния радиоволн на морской поверхности зависит от длины волны излучения λ , характерного угла "скольжения" ψ , дисперсии высот морских волн $\sigma^2 = \langle S^2 \rangle$ и их автокорреляционной функции

$$W(\vec{\rho}) = \langle \zeta(\vec{r}) - \zeta(\vec{r} + \vec{\rho}) \rangle.$$

Здесь $z = \zeta(\vec{r})$ есть уравнение морской поверхности, $\langle \dots \rangle$ означает усреднение по ансамблю реализаций случайной функции двух переменных

$z = \zeta(\vec{r})$. При $kl \gg 1$ ($k = \frac{2\pi}{\lambda}$, l – характерный

масштаб измерения $W(\rho)$, по порядку величины совпадающий с длиной энергонесущей составляющей морского волнения) и при не очень скользком распространении, когда $\psi \gg \sqrt{\frac{2}{kl}}$, рассеяние оказывается малым в меру малости параметра Релея [31]

$$(2k\sigma \cdot \sin\psi)^2 \ll 1. \quad (4)$$

При очень скользком распространении ($\psi \ll \sqrt{\frac{2}{kl}}$) малость рассеяния на поверхности определяется параметром Фейнберга [32]

$$\frac{\sigma^2}{\lambda l} < 1. \quad (5)$$

При выполнении указанных неравенств для расчета коэффициентов связи между модами и их затухания можно использовать метод малых возмущений по параметрам (4), (5). Такие расчеты проведены в [30] (§35) при произвольном виде высотного профиля $n(z)$ (плоско-слоистый волновод с шероховатой границей).

Так как взаимодействие волны с номером "m" с неровностями поверхности проходит на малых высотах $z \cong \sigma \ll H_0$ (H_0 - высота волновода), то явный вид высотного множителя поля $E(z)$ не играет существенной роли в процессе рассеяния: в многомодовом волноводе ($H_0 k \gg 1$) единственным параметром, определяемым профилем $n(z)$, является только угол скольжения мода ψ_m и связанная с ним "длина цикла" $\Lambda_m = \frac{2H_0}{\psi_m}$ - рас-

стояние между последовательными отражениями от поверхности волны Бриллюэна, что справедливо при достаточно больших H_0

$$\psi_m \cong \frac{1}{kE_m} \cdot \frac{dE_m}{dz} \Big|_{z=0} \cong \frac{m\pi}{H_0 k} \cong \frac{m\lambda}{2H_0}. \quad (6)$$

По этой причине для полукачественной оценки величины затухания, вызванного рассеянием на поверхности моря, можно ограничиться простейшей моделью волновода с кусочно-постоянной высотной зависимостью коэффициента преломления

$$n(z) = \begin{cases} 1+n, & H_0 > z > 0; \\ 1, & z > H_0; \end{cases} \quad (7)$$

и идеально проводящей в диапазоне УКВ поверхностью $z = \zeta(\vec{r})$. При $1 < \frac{2kH_0}{\pi} \sqrt{\frac{\Delta n}{2}} < 2$ хорошо захваченным является только один мод с $m=1$ (основная волна).

Согласно [30] затухание интенсивности $I_1(x)$ основной волны (с номером $m=1$), вызванное рассеянием во все остальные моды, можно определить

$$I_1(x) = I_1(0)e^{-2\gamma_1 x}. \quad (8)$$

В случае, рассмотренном в [30], рассеянная энергия остается в волноводе, а затухание испытывала только когерентная часть поля. В нашем же случае энергия, рассеянная в моды более высоких номеров, высвечивается из волновода, а долей энергии, высвечиваемой обратно в первый мод с потерей когерентности, можно пренебречь.

В предельном случае ($kl \gg 1$, $\psi_1 \ll \frac{\lambda}{l}$) для

γ_1 получено выражение

$$\gamma_1 \cong 2\pi\Gamma\left(\frac{3}{4}\right) \frac{k\sigma^2}{H_0 \Lambda \sqrt{kl}}. \quad (9)$$

При $\lambda = 3\text{см}$, $H_0 = 20\text{м}$, $\sigma = 0,5\text{м}$, $l = 60\text{м}$ декремент затухания поля $\Gamma_1 \cong 8,7\gamma_1 \cong \cong 1,7 \text{ дБ}/100\text{км}$. Эта величина значительно меньше, чем затухание, связанное с рассеянием на флуктуациях коэффициента преломления. В работе [32] было показано, что и при конечной проводимости морской поверхности (в импедансном приближении) рассеяние на шероховатостях также мало сказывается на затухании захваченных волн в многомодовых ($H_0 k \gg 1$) волноводах, связано это с малостью слоя "взаимодействия" волн с неровностями ($Z \cong \sigma$) по сравнению с полной высотой волновода ($0 < Z < H_0$).

1.5. Результаты радиофизических измерений

В проведенных экспедициях были получены многочисленные данные о множителях ослабления $V(R)$ сигнала при распространении УК радиоволн в разных районах Мирового океана. Одновременно с измерениями поля прямого сигнала с помощью рефрактометра определялись высоты H_0 приводных волноводов, M -дефициты (ΔM), структурные постоянные C_n и коэффициенты анизотропии α на уровне 10-12 м. Волнение моря регистрировалось в баллах.

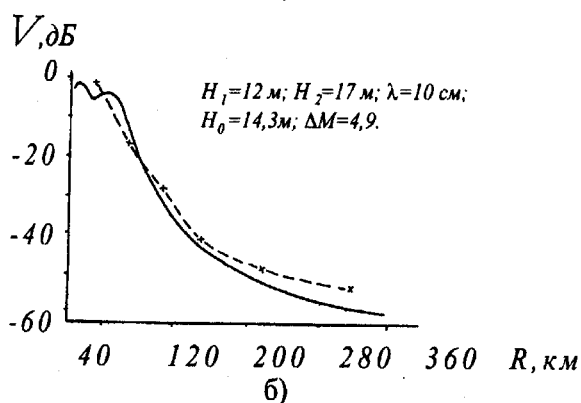
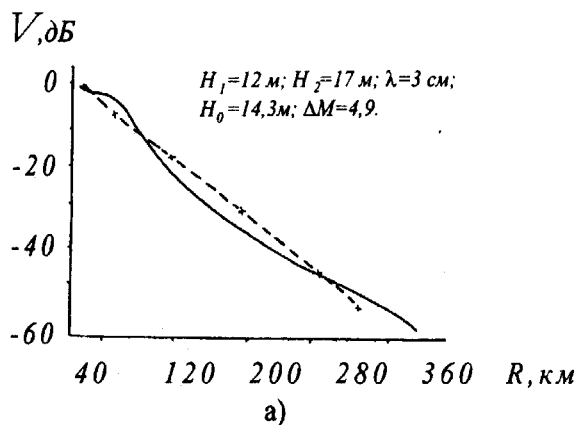


Рис. 1.8. Дистанционные зависимости множителей ослабления сигналов на волнах 3,2 см и 10 см при интенсивном волновое: — x — x — эксперимент, — расчет

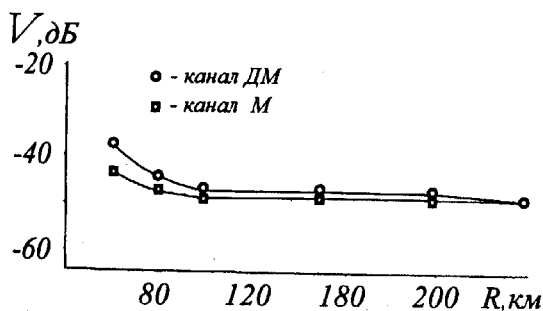


Рис. 1.9. Измеренные дистанционные зависимости множителей ослабления сигналов дециметрового и метрового диапазонов радиоволн

Для анализа экспериментального материала было отобрано 208 зависимостей множителя ослабления $V(R)$ от расстояния, полученных при устойчивой погоде, в отсутствие осадков, при неизменности высоты волновода H_0 на трассе сигнала за время измерений и при волнении моря не превышавшем 3 баллов. В отобранных данных высоты волноводов находились в пределах $6 \div 20$ м, но, в основном, были в интервале $8 \div 14$ м. Преобладающее число значений коэффициента анизотропии лежало в пределах $0,07 \div 0,12$.

Была разработана программа расчета на ЭВМ зависимости $V(R)$ с учетом высвечивания энергии из волновода и ДТР. Расчеты проведены для билинейной аппроксимации $M(H)$ профиля.

Сопоставление экспериментальных и рассчитанных данных позволило:

- оценить расхождение расчетов с экспериментальными данными;
- сравнить затухание сигнала на волнах 10 см и 3,2 см при разных высотах приводного волновода;
- оценить влияние высот антенн на $V(R)$ при разной степени рефракции;
- оценить влияние ошибок в значениях H_0 и α на зависимость $V(R)$;
- учесть затухание сигнала за счет волнения моря.

Результаты проведенного анализа показывают, что рассчитанные значения множителей ослабления сигнала достаточно хорошо совпадают с результатами измерений. Это совпадение наблюдается как при слабой рефракции (малое значение H_0), так и при значительных H_0 и при разных высотах корреспондирующих пунктов. Это утверждение справедливо как для радиоволны 10 см, так и для радиоволны 3,2 см. Пример такого совпадения иллюстрирует рис. 1.8.

Одновременно с измерениями поля прямого сигнала на волнах 3,2 и 10 см проводились также измерения поля в дециметровом (50 см) и метровом (2 м) диапазонах радиоволн. Практически для всех измерений погонное ослабление сигнала не зависело от метеорологических условий. На дистанции до 40–60 км множитель ослабления сигнала в дециметровом диапазоне радиоволн превышал на $5 \div 10$ дБ множитель ослабления в метровом диапазоне. На дистанциях 80–300 км множители ослабления на метровых и дециметровых волнах практически совпадают (рис. 1.9).

2. Распространение СВЧ радиоволн на морях и в прибрежных районах океанов

Проведенными в условиях океанов исследованиями по распространению СВЧ радиоволн изучено влияние флуктуаций коэффициентов преломления атмосферы и волнения моря на формирование поля СВЧ радиоволн. Практическая неизменность высотного профиля коэффициента преломления на большом протяжении в пространстве позволила, дополнив работы В.А.Фока учетом влияния флуктуаций коэффициента преломления и морского волнения, разработать методы расчета поля СВЧ радиоволн, хорошо согласующиеся с

экспериментальными данными, полученными в океанических условиях.

Однако в прибрежных районах океанов и на морях высотный профиль коэффициента преломления атмосферы очень изменчив как во времени, так и в пространстве. Метод расчета поля, разработанный для условий океана, в этих условиях неприменим. Анализ выполненных ранее исследований и ряд проведенных дополнительных измерений позволили изучить физику образования приводных волноводов на морях и описать характер происходящих процессов.

2.1. Физика образования приводных атмосферных волноводов на морях и в прибрежных районах океанов

В то время как в условиях океана приводные волноводы возникают в результате испарения поверхностного слоя воды под действием солнечной радиации, в результате чего вертикальный профиль приведенного коэффициента преломления принимает линейно-экспоненциальную форму, на внутренних морях и в прибрежных районах формирование высотного профиля коэффициента преломления происходит под действием ряда факторов: различного воздействия солнечной радиации на земную и водную поверхности, геоморфологии береговой черты, характера воздушных масс, распространяющихся над морем, и др. Сами волноводы, возникающие в этом случае, являются адвективными: их мощность зачастую значительно превосходит волноводы испарения, наблюдающиеся в океанах.

Из выражения для $M(H)$ (1) следует, что форма $M(H)$ кривой определяется, главным образом, распределением по высоте упругости водяных паров. Известно, что градиенты упругости водяных паров зависят от скорости испарения и от степени турбулентности атмосферы. В свою очередь, скорость испарения зависит, главным образом, от степени насыщения воздуха водяными парами, давления воздуха и скорости ветра. Степень турбулентности атмосферы зависит от шероховатости водной поверхности, скорости ветра и от вертикальных градиентов температуры. Таким образом, в процессе формирования профиля $M(H)$ участвует ряд метеозлементов. Механизм их взаимодействия в прибрежных районах до настоящего времени подробно не изучен. Качественно этот механизм рассмотрен нами [34] на основе метеорологических наблюдений, осветивших следующие вопросы:

- распределение температуры и влажности воздуха по вертикали в слое воздуха как над берегом, так и над морем;
- изменение вертикального распределения температуры и влажности воздуха над берегом и над морем в течение суток;

- изменение вертикального распределения температуры и влажности воздуха в зависимости от удаления от берега.

Из метеорологии известно, что при прочих равных условиях скорость испарения обратно пропорциональна относительной влажности воздуха. Чем меньше относительная влажность воздуха, тем больше скорость испарения с моря и тем больше вертикальные градиенты упругости водяных паров. Следовательно, если с берега на море распространяется малоувлажненная (сухая) воздушная масса, возникает мощный приводный волновод. Это положение подтверждается экспериментальными данными, изображенными на рис. 2.1, где по оси абсцисс отложена относительная влажность (в процентах), наблюдаемая на берегу, а по оси ординат - затухание напряженности поля с расстоянием в дБ/км . Все наблюдения проведены в то время, когда ветер дул с берега.

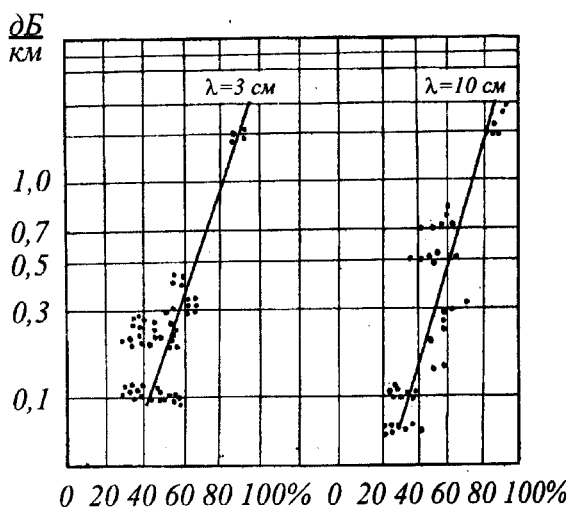


Рис. 2.1. Затухание сигнала на волнах 10 см и 3,2 см при различной влажности

Для 10-сантиметровых волн затухание поля меньше $0,1 \text{ дБ/км}$ ни разу не наблюдалось при относительной влажности выше 52% ; то же для 3-сантиметровых волн при относительной влажности выше 70% . Как видно из рисунка, имеется значительный разброс точек, из чего следует, что кроме относительной влажности на распространение электромагнитной энергии действуют и другие метеорологические факторы. Помимо этого, для установления закономерности, приведенной на рисунке, использованы данные о затухании поля, полученные на разных расстояниях между корреспондирующими пунктами.

Известно, что скорость испарения пропорциональна корню квадратному из скорости ветра, если последний можно рассматривать горизонтальным и постоянным. Из этого следует, что с

увеличением скорости ветра, при прочих равных условиях, вертикальные градиенты упругости водяных паров увеличиваются, а значит, увеличивается эффективность атмосферного волновода. Этому же будет способствовать и разбрызгивание морских волн.

Теперь рассмотрим влияние турбулентности атмосферы на вертикальное распределение упругости водяных паров, а следовательно, и на эффективность атмосферного волновода. Из метеорологии известно, что степень турбулентности атмосферы, а значит, и степень вертикального перемешивания воздуха, определяется скоростью ветра, вертикальными температурными градиентами и шероховатостью поверхности. С увеличением скорости ветра, турбулентность атмосферы увеличивается, а следовательно, увеличивается и степень перемешивания атмосферы, что является неблагоприятным фактором для образования атмосферного волновода в противоположность эффекту влияния скорости ветра на испарение.

Вертикальные температурные градиенты воздействуют на турбулентность атмосферы следующим образом. При падении температуры с высотой больше, чем на $1^\circ/100$ м к динамической турбулентности, вызываемой неламинарностью потока, прибавляется эффект термической турбулентности и перемешивание атмосферы увеличивается. Если же падение температуры с высотой уменьшается и градиенты температуры становятся менее $1^\circ/100$ м и, тем более, если температура с высотой растет, т.е. образуется инверсия температуры, то турбулентность уменьшается. Таким образом, при небольшом падении температуры с высотой и особенно при ее инверсии перемешивание атмосферы уменьшается, что при прочих равных условиях будет способствовать увеличению падения упругости водяных паров с высотой, а следовательно, образованию атмосферных волноводов. В таком же направлении будут действовать и члены, зависящие от температуры воздуха, в формуле (1) для $M(H)$.

При рассмотрении влияния шероховатости морской поверхности на перемешивание атмосферы над морем мы приходим к следующему выводу. С увеличением волнения шероховатость морской поверхности увеличивается, что увеличивает перемешивание атмосферы и, следовательно, не благоприятствует образованию атмосферного волновода.

Таким образом, влияние ветра на условия образования атмосферных волноводов сказывается двояко. Усиление ветра, вызывая увеличение волнения, приводит к возрастанию перемешивания атмосферы, а следовательно, не благоприятствует образованию волновода. С другой стороны, ветер увеличивает скорость испарения и этот процесс благоприятен для образования волновода. При

малой скорости ветра второй процесс превалирует над первым.

Влияние рассмотренных метеорологических элементов в разных условиях проявляется по-разному, поэтому рассмотрим конкретные случаи возникновения явления сверхрефракции.

2.2. Теплые и холодные малоувлажненные воздушные массы

2.2.1. Береговые ветры

При теплой воздушной массе с малой относительной влажностью, перемещающейся с континента на море, образуется инверсия температуры и резкое падение влажности с высотой, т.е. появляются условия, обеспечивающие падение приведенного коэффициента преломления с высотой.

На рис. 2.2. представлены измеренные на различных удалениях от берега M -кривые, полученные при движении с берега на море сухого теплого воздуха. M -кривые на разном расстоянии от берега были различными. Атмосферный волновод постепенно усиливался, а затем с расстояния примерно 60 км начал ослабевать. В данном случае процесс протекал следующим образом. Малоувлажненный воздух, проходя над морской поверхностью, увлажнялся, вследствие испарения с последней, причем его абсолютная и относительная влажность с высотой падала. Температура воздуха из-за турбулентного обмена теплом с водой падала, причем в нижних слоях воздуха это падение было больше, чем в верхних, поэтому образовалась инверсия температуры. По мере удаления от берега под влиянием ветра перемешивание слоев воздуха, находившегося на различных высотах, привело к постепенному ослаблению инверсии и выравниванию упругости водяных паров.

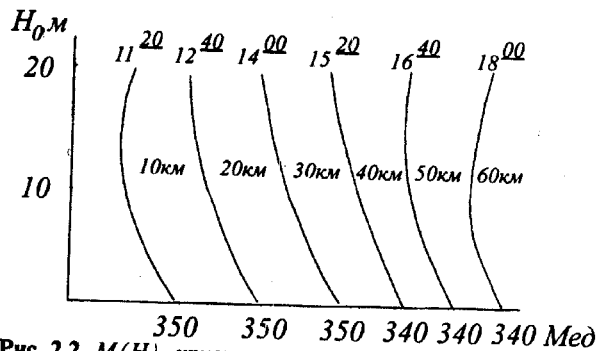


Рис. 2.2. $M(H)$ - кривые, измеренные на различном удалении от берега

Таким образом, при теплых и сухих воздушных массах береговой ветер приводит сначала к возникновению атмосферного волновода, а на значительном удалении от берега - к его ослаблению вследствие турбулентного перемешивания. С усилением ветра расстояние, на котором выравнива-

ется распределение температуры и влажности, уменьшается. Следует отметить, что высоты воз-
никающих в этом случае волноводов
(адвективные волноводы) могут

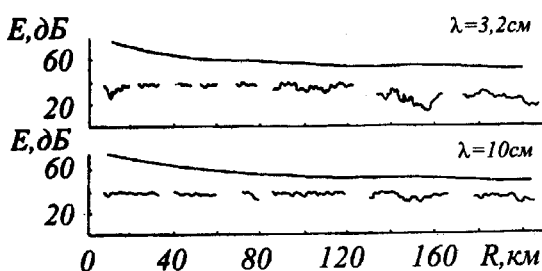


Рис. 2.3. $E(R)$ для волн 3,2 см и 10 см при теплой сухой воздушной массе, распространяющейся с берега на море

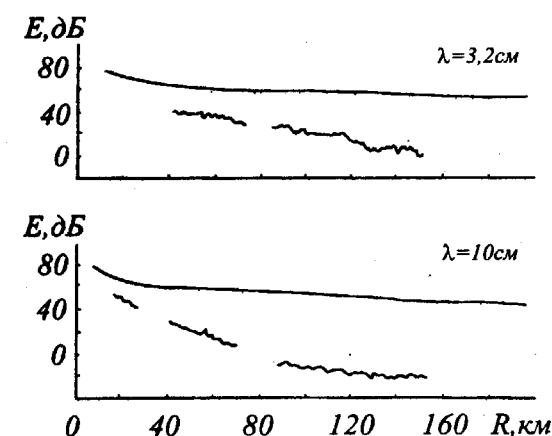


Рис. 2.4. $E(R)$ при распространении с берега на море холодной воздушной массы

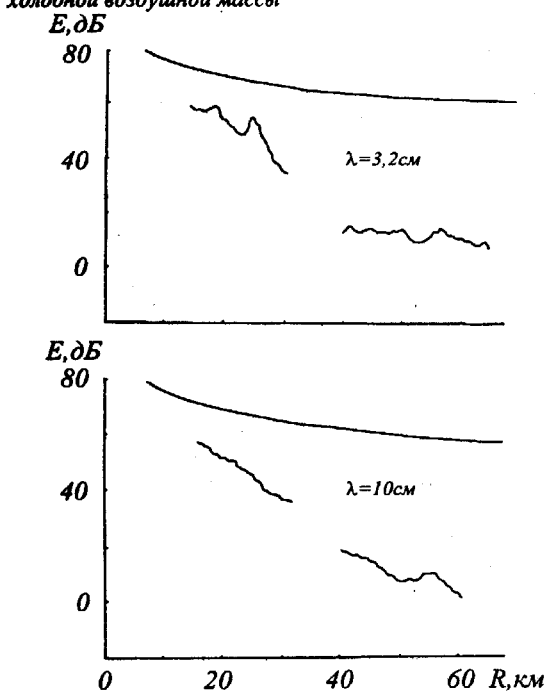


Рис. 2.5. $E(R)$ при перемещении с моря на берег холодной воздушной массы

значительно превышать волноводы испарения в океане. Так, нами в ряде измерений с помощью рефрактометра, который поднимался вертолетом, регистрировались высоты волноводов, превышавшие 50 м. На рис. 2.3 приведены зависимости напряженности поля от расстояния для волн 3,2 см, 10 см, измеренные при распространении тепловой малоувлажненной воздушной массы с берега на море. При холодной и малоувлажненной воздушной массе, перемещающейся с берега, характер процесса остается таким же, однако высота волновода и расстояние, на котором происходит выравнивание температуры и влажности с высотой, уменьшается. Последнее происходит вследствие того, что в холодном воздухе отсутствует инверсия температуры, следовательно, перенос водяных паров в верхние слои ускоряется. Соответствующая этому случаю зависимость напряженности поля от расстояния приведена на рис. 2.4.

2.2.2. Холодные и теплые сильно увлажненные воздушные массы

На рис. 2.5 приведены значения напряженности поля, измеренные над морем в пасмурный, дождливый день, когда имело место прохождение атмосферного фронта, и дул ветер с берега. Атмосферный волновод не обнаруживается.

Если над морем перемещается влажная воздушная масса, явление сверхрефракции не наблюдается независимо от направления ветра.

2.2.3. Бризовые процессы

Рассмотрим влияние суточного хода температуры и влажности воздуха на условия возникновения атмосферного волновода. Исследования температуры и влажности воздуха над морем показали, что суточные изменения этих элементов значительные и оказывают влияние на характер атмосферного волновода. В отличие от суточного хода температуры и влажности воздуха над океаном, который определяется непосредственным прогревом воздуха от солнца, суточный ход температуры и влажности воздуха над внутренними морями определяется, главным образом, бризовыми процессами, что увеличивает амплитуду суточного хода метеозлементов над морем.

В дневное время в нижних слоях воздуха ветер дует с моря. В слое высотой 200÷300 м устанавливается противоположный поток прогретого воздуха с малой относительной влажностью. Этот поток опускается к поверхности воды в 50÷80 км от берега и, растекаясь в противоположные стороны, начинает быстро увлажняться снизу, а затем образовывать инверсию температуры. К вечеру, с заходом солнца, в нижних слоях воздуха устанавливается береговой ветер, относительная влаж-

ность воздушных масс которого к ночи повышается, поэтому вблизи берега атмосферный волновод не образуется.

На рис. 2.6 и 2.7 приведен суточный ход температуры и влажности воздуха над морем и над берегом по наблюдениям, проведенным на Черном море. На рис. 2.6 изображены результаты наблюдения на расстоянии 70 км от берега, а на рис. 2.7 - результаты наблюдения на расстоянии около 200 км. В обоих случаях имела место правильная суточная смена бризового ветра. Из рисунков следует, что над морем в период с 14 до 18 часов наступал максимум температуры воздуха и минимум упругости водяных паров, причем на расстоянии около 70 км эти колебания более резкие, чем на расстоянии около 200 км. Наибольшие колебания температуры и влажности воздуха имеют место вблизи зоны опускания потока, с удалением от этой зоны суточные колебания этих элементов уменьшаются. Во время максимума температуры воздуха и минимума упругости водяных паров эффективность атмосферного волновода увеличивается.

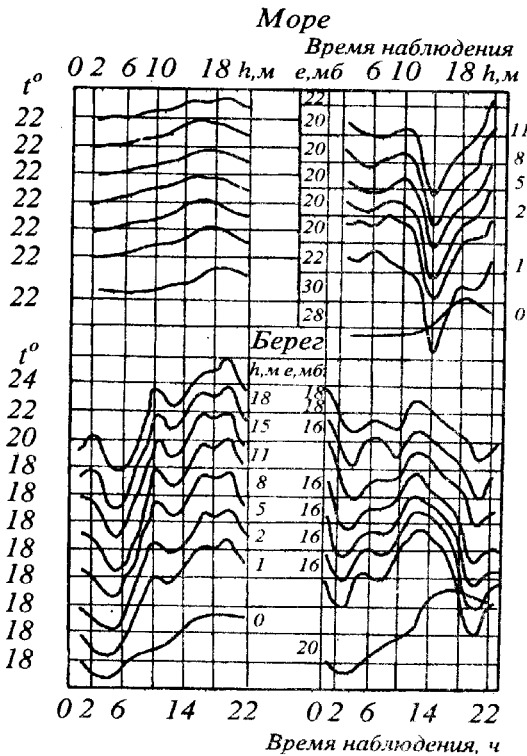


Рис. 2.6. Суточный ход температуры t , °С и влажности воздуха e , мБ над морем и берегом (70 км от берега)

На рис. 2.8 изображены вертикальные разрезы изоперхностей температуры и влажности воздуха (рис. 2.8, а) и M -кривые (рис. 2.8, б) для различного удаления от берега по наблюдениям с

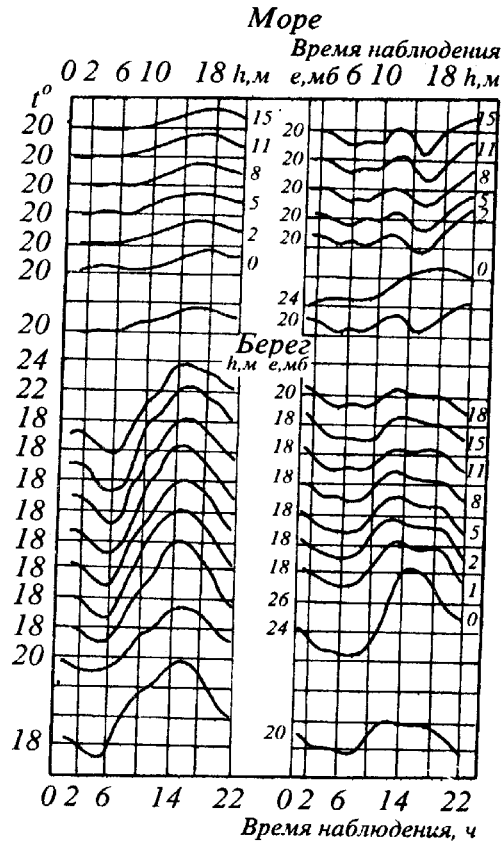


Рис. 2.7. Суточный ход температуры t , °С и влажности воздуха e , мБ над морем и берегом (200 км от берега)

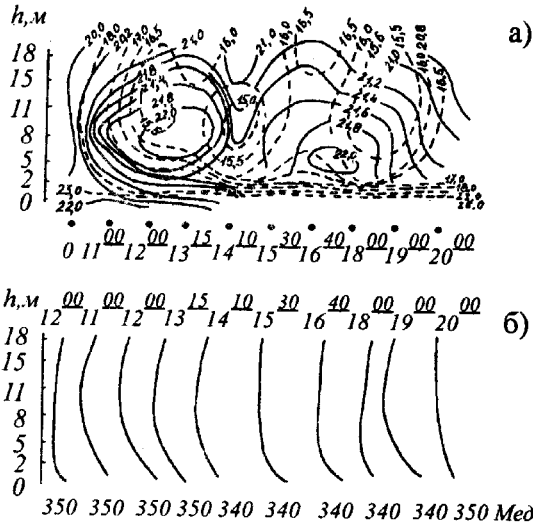


Рис. 2.8. Вертикальный разрез изоперхностей температуры t , °С и влажности воздуха e , мБ и $M(H)$ для различного удаления от берега

движущегося судна, когда имел место бризовый ветер. Наиболее эффективный волновод наблюдался в период с 14 до 16 часов, когда судно находилось на удалении 62 – 110 км от берега.

Таким образом, суточный ход температуры и влажности воздуха, обусловленный бризовыми процессами, сказывается на образовании атмосферного волновода.

2.4. Календарь воздушных масс и дальность обнаружения целей

Вывод о влиянии характера воздушных масс, распространяющихся над внутренними морями, на условия рефракции был также подтвержден радиолокационными наблюдениями [34]. Радиолокационная станция 10-сантиметрового диапазона, установленная на берегу Черного моря, проводила систематические наблюдения за удаленными объектами, скрытыми кривизной Земли, в период с июня по сентябрь. Всего было проведено 800 наблюдений за неподвижными объектами (противоположные берега Черного моря, находящиеся на расстоянии 350 – 500 км), а также за судами и низколетящими самолетами. Одновременно регистрировался характер воздушных масс. Результаты наблюдений установили четкую связь между существованием сверхдальней радиолокационной наблюдаемости и малоувлажненными воздушными массами. Календарь имевших место воздушных масс и результаты радиолокационной наблюдаемости приведены на рис. 2.9. В 45% случаев были зафиксированы отражения от бере-

гов Турции, Болгарии и Румынии. Сверхдальняя радиолокационная наблюдаемость существовала в те периоды времени, когда над Черным морем распространялась теплая и сухая воздушная масса. При смене локального тропического воздуха холодным и влажным воздухом сверхдальняя наблюдаемость пропадала. Это пропадание, очевидно, в зависимости от направления и скорости движения соответствующих воздушных масс и в зависимости от хода трансформации одной воздушной массы в другую происходило или почти одновременно с зафиксированным на синоптической карте временем, или с некоторым сдвигом во времени, доходящим до 10 – 13 часов. Длительность существования сверхдальней радиолокационной наблюдаемости составляет не менее суток и в ряде случаев доходит до 10 – 15 суток с перерывами в ночные и утренние часы порядка 3 – 6 часов.

Таким образом, условия распространения СВЧ радиоволн на акватории внутренних морей определяются характером воздушных масс, распространяющихся над морем, направлением и скоростью ветра. На эти процессы сильное влияние оказывает материк. Это влияние проявляется как в развитии местной атмосферной циркуляции (морские бризы различных масштабов и горно-

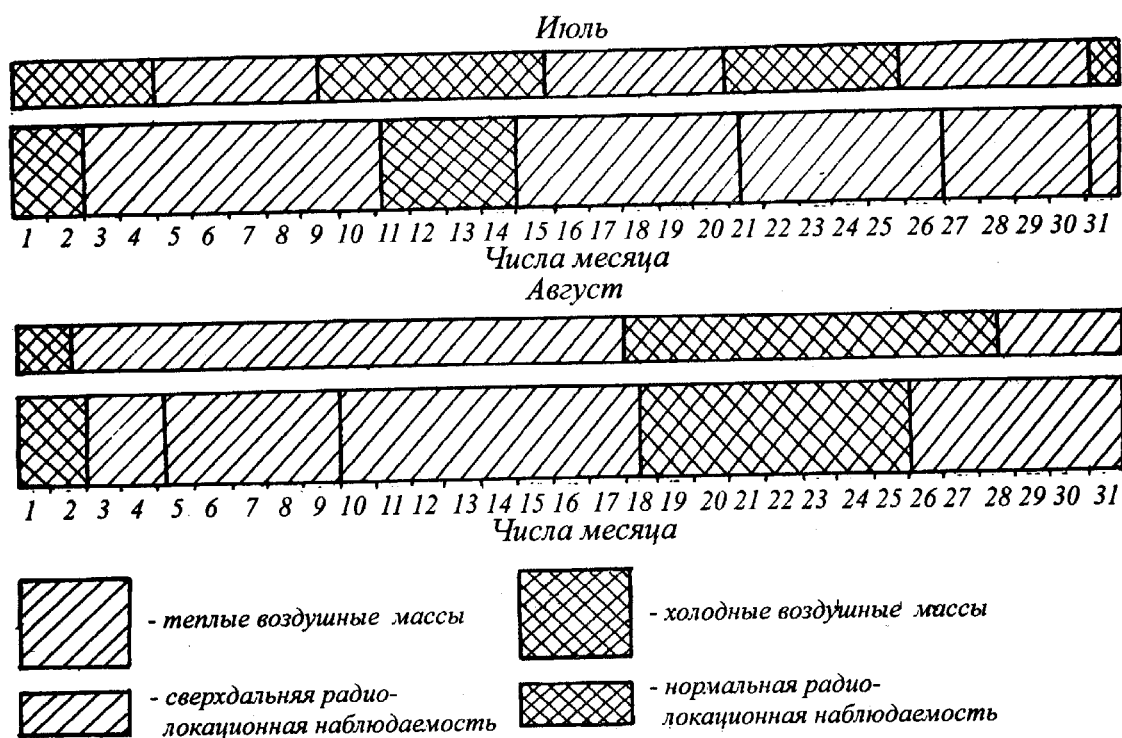


Рис. 2.9. Календарь воздушных масс и радионаблюдаемости

долинные циркуляции), так и в том, что при наличии воздушных потоков, направленных с суши на море, происходит интенсивная трансформация воздушных масс, степень которой, при прочих равных условиях, зависит от удаления от берега.

Разнообразие геоморфологических форм побережья обуславливает изменчивость метеорологических условий с расстоянием, а наличие местных атмосферных циркуляций, изменяющихся в течение суток, усиливает этот эффект и вызывает изменчивость рефракции во времени на разных участках трассы.

Таким образом, выполненное исследование позволило установить метеорологические параметры, определяющие уровень поля радиоволн УКВ диапазона при распространении над океанической поверхностью.

Определено ослабление СВЧ сигнала, обусловленное флуктуациями коэффициента преломления атмосферы и волнением моря. Показано значение влияния воздушных масс на образование приводных волноводов в прибрежных районах океанов.

Литература

1. Арманд Н.А., Введенский Б.А. и др. Радиотехника и электроника. 1961, т. 6, вып.6, с. 867-885.
2. Gordon W.E. Proc. IRE. 1955, January, v. 43, p. 23-28.
3. Шур А.А. Характеристики сигнала на тропосферных радиоприемах. Москва, Связь, 1972, 103 с.
4. Троицкий В.Н. Радиотехника. 1956, т. 11, № 5, с. 3-20.
5. Шифрин Я.С., Тарасов В.А., Трашков П.С. Электросвязь. 1964, № 8, с. 1-8.
6. Шифрин Я.С., Тарасов В.А., Трашков П.С. Электросвязь. 1964, № 9, с. 12-17.
7. Шифрин Я.С., Черный Ф.Б., Тихомиров Ю.А. и др. Экспериментальное исследование дальнего тропосферного распространения ультракоротких радиоволн. Труды АРТА им. Говорова, 1964, 101 с.
8. Фок В.А., Вайнштейн Л.А., Белкина М.Г. Радиотехника и электроника. 1956, т. 1, № 5, с. 560-574.
9. Мониин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидродинамика, ч.1. Москва, Наука, 1965, 639 с.
10. Гребенчук А.Я., Сеницын В.Г. Препринт ИРЭ АН УССР. Харьков, 1975, № 54, 31 с.
11. Gerks J.H. Radio Science. 1969, v. 4, No 5, p. 413-419.
12. Chang H.T. IEEE Trans. Antennas and Propagation. 1971, v. VAP-19, p. 751-756.
13. Joseph R.I., Smith C.D. Radio Science. 1972, v. 7, No 4, p. 433-437.
14. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Ленинград, Гидрометиздат, 1970, 290 с.
15. Crain C., Deam A. Rev., Science Just. 1952, v. 23, No 4, p. 149-151.
16. Смирнов Ю.Н., Иванов В.К. Приборостроение. 1982, № 33, с.73-76.
17. Смирнов Ю.Н., Иванов В.К., Кошель А.Н. Приборостроение. 1983, №35, с.58-61.
18. Van der Hoven J. J. Meteorol. 1957, v. 14, No 2, p. 160-164.
19. Колесникова В.Н., Мониин А.С. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965, т. 1, № 7, с. 653-669.
20. Толстобров Б.Я., Бердовский Н.Н. Труды ГГО. 1978, № 414, с. 44-52.
21. Фрейлихер В.Д., Фукс И.М. Препринт ИРЭ АН СССР. Москва, 1984, № 9(381). 80 с
22. Фрейлихер В.Д., Фукс И.М. Изв. вузов. Радиофизика. 1981, т. 24, № 4, с. 408-414.
23. Иванов В.К., Лановой В.Н., Фрейлихер В.Д. Изв. вузов. Радиофизика. 1989, т. 32, №3, с. 255-266.
24. Распространение ультракоротких радиоволн. Под редакцией Колосова М.А., Арманда Н.А., Каценеленбаума Б.З., Соколова А.В. Москва, Наука, 1973, 407 с.
25. Татарский В.Н. Распространение волн в турбулентной атмосфере. Москва, Наука, 1967, 548 с.
26. Белоброва М.В., Иванов В.К., Кивва Ф.В. и др. - Препринт ИРЭ АН УССР. Харьков, 1986, №324, 37 с.
27. Хитни Г.В., Рихтер Ю.Х., Паперт Р.А. и др. ТИИЭР. 1985, т. 73, №2, с. 106-126.
28. Кукушкин А.В., Фрейлихер В.Д., Фукс И.М. Изв. вузов. Радиофизика. 1987, т. 29, № 7, с. 811-839.
29. Bekman P. Spizzichine H. The scattering of electromagnetic wave from rough surface. Oxford, Pergamon Press, 1963, 653p.
30. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. Москва, Наука, 1978, 424 с.
31. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. Москва, Издательство Академии наук СССР, 1961, 450 с.
32. Фрейлихер В.Д., Фукс И.М. Изв. вузов. Радиофизика. 1976, №4 с. 520-528.
33. Брауде С.Я., Островский И.Е., Санин Ф.С. и др. Морской вестник, Бюллетень №2, 1949.

VHF Radio Wave Propagation over Sea Surface

S.Ya. Braude, V.K. Ivanov, I.E. Ostrovsky, and
I.M. Fuks

The paper summarizes recent data on VHF radio wave propagation over the Ocean. By confronting measured results with the theory, the principal radio meteorological parameters responsible for the observed electromagnetic field levels have been

established. The lossless signal attenuation owing to wave scattering from refractive index fluctuations and sea roughness is considered.

The atmospheric ducts existing over coastal areas of the ocean are shown to be conditioned by air volume motions. The transport of a warm and dry air mass from land to the sea gives rise to powerful ducting structures, greatly exceeding the evaporation duct in the height and extending to a few hundred kilometers.