

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ ВОЛН

УДК 621.396.96(047)

РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ НАБЛЮДАЕМОСТИ НАД МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ В ИРЭ НАН УКРАИНЫ

В. К. Иванов, В. Н. Шаляпин, Ю. В. Левадный

Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины
12, ул. Ак. Проскуры, Харьков, 61085, Украина
E-mail: ivanov@ire.kharkov.ua

Обзор описывает этапы развития исследований по одному из основных научных направлений Института радиофизики и электроники НАН Украины – прогнозированию радиолокационной наблюдаемости надводных целей. Представлены результаты первых экспедиций, проведенных сотрудниками Института на Черном и Балтийском морях в 1950-е гг., которые позволили установить взаимосвязь между радиолокационной наблюдаемостью надводных целей и метеоусловиями вдоль трассы распространения радиоволн. В этих исследованиях была выявлена природа возникновения «радиоэ» – резких ослаблений сигналов за счет экранирующего действия приподнятых инверсионных слоев, оказывающих существенное влияние на работу систем связи, радиолокации и навигации. Исследования во внутренних морях легли в основу методики оценки радиолокационной наблюдаемости и составления радиоклиматических карт. Дальнейшие комплексные исследования условий распространения радиоволн над акваторией Мирового океана, проведенные в 1970–80-е гг., позволили создать банк радиометеорологических параметров, необходимых при проектировании и эксплуатации радиолокационных станций. Была разработана система прогнозирования радионаблюдаемости надводных и воздушных целей и создан пакет прикладных программ расчета уровня сигналов по метеорологическим данным. Ил. 14. Табл. 4. Библиогр.: 29 назв.

Ключевые слова: радиолокационная наблюдаемость, распространение радиоволн, тропосферный волновод.

Известно, что радиоволны СВЧ-диапазона распространяются в зону тени благодаря атмосферным эффектам, в частности, регулярной рефракции и рассеянию в тропосфере. Вследствие изменчивости рефракции радиоволн в соответствии с изменениями метеоусловий дальность обнаружения целей корабельными радиолокационными станциями (РЛС) может изменяться в широких пределах. Для эффективного использования радиотехнических средств СВЧ-диапазона радиоволн необходимо:

- уметь прогнозировать условия распространения радиоволн сантиметрового (см) диапазона;
- располагать радиоклиматическими картами заданного района;
- применять приборные средства оценки фактической радиолокационной наблюдаемости.

1. Исследования радиолокационной наблюдаемости в прибрежной зоне. Опыт применения РЛС во время второй мировой войны показал их высокую эффективность. При эксплуатации РЛС см диапазона в результате ряда отдельных наблюдений было установлено, что в некоторых случаях РЛС обнаруживают цели, скрытые кривизной Земли и находящиеся на дистанциях, в несколько раз превышающих обычную дальность обнаружения радиолокатора. Первые исследования показали, что это явление обусловлено тропосферными волноводами или суперрефракцией, которые возникают при определенных метеорологических условиях.

Широкое внедрение в послевоенные годы радиотехнических устройств в Военно-Морском

Флоте вызвало необходимость систематического изучения условий распространения УКВ-радиоволн над морской поверхностью. Выполнение этих исследований было возложено на Физико-технический институт АН УССР (УФТИ). Общее руководство работами было поручено С. Я. Брауде (на тот момент доктора технических наук, профессора). Коллектив сотрудников УФТИ возглавлял И. Е. Островский (на тот момент кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник). Исследования проводились в 1948–1950 гг. над акваториями Балтийского и Черного морей [1].

Методика проведения измерений и аппаратура. Для изучения условий распространения см радиоволн использовалась следующая методика. На корабле были установлены передающие устройства, излучающие на волнах $\lambda_1 = 3,2$ см и $\lambda_1 = 10$ см, антенны которых были укреплены на специальной мачте, установленной на корме корабля. Высота антенн могла изменяться от 4 до 13 м над уровнем моря. В качестве передатчиков использовались магнетроны, работающие в импульсном режиме. Мощность излучения $P_{10} = 50$ кВт и $P_{3,2} = 30$ кВт на волнах 10 и 3,2 см соответственно. На берегу у уреза воды была установлена 18-м мачта, на которой были расположены приемные антенны. Платформа с антеннами могла перемещаться вдоль мачты от 2 до 18 м над уровнем моря. Во время измерений проводилось взаимное наведение антенн. При движении корабля по заданному курсу передат-

чики излучали электромагнитные импульсы на волнах 10 и 3,2 см, принятые сигналы регистрировались на ленту самописца. В качестве антенн использовались параболические антенны. Расстояние между кораблем и приемным пунктом определялось по скорости корабля и уточнялось по данным РЛС СЦР-584.

С помощью описанной аппаратуры были проведены измерения напряженности поля см радиоволн, распространяющихся над морем, при различных высотах антенн и метеоусловиях.

Синхронно с измерением поля прямого сигнала проводились радиолокационные наблюдения дальности обнаружения кораблей. Измерения проводились с помощью РЛС СЦР-584, установленной на берегу вблизи приемного пункта. Уровни обратно отраженных сигналов РЛС регистрировались на самописец.

Для получения общей картины повторяемости явления сверхдальней радиолокационной наблюдаемости (РЛН) и возможности ее сопоставления с календарем синоптической обстановки в районе проведения опытов с помощью РЛС СЦР-584 проводились круглосуточные наблюдения за удаленными берегами и объектами, которые находились в море.

Одновременно с измерением прямого сигнала и радиолокационных измерений проводились метеорологические наблюдения, целью которых было выяснение изменения приведенного коэффициента преломления атмосферы с высотой N и установление связи между синоптическими данными и характером распространения радиоволн.

Измерение вертикальных профилей метеозаэlements (температура, влажность, скорость ветра) проводились в трех пунктах: на берегу у уреза воды, корабле и подводной лодке, которая была специально предназначена для проведения метеоизмерений в открытом море на удалении 100...150 км от берега. Для этого на берегу, корабле и подводной лодке были установлены мачты, позволяющие проводить измерения до высот 18...20 м. Постановка метеорологических наблюдений в обозначенных пунктах позволяла собрать необходимые данные для освещения следующих вопросов:

- распределение температуры и влажности воздуха по вертикали в приводном слое над морем и берегом;

- изменение вертикальных профилей температуры и влажности воздуха с удалением от берега в море при различных условиях.

Измерение температуры и влажности воздуха проводились на различных высотах с помощью психрометров. По всем высотным сериям метеонаблюдений в пунктах были построены кривые вертикального распределения приведенного коэффициента преломления воздуха.

Физика образования приводных атмосферных волноводов на морях. 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, и их высота достигает десятков метров. Чтобы рассмотреть физику образования волноводов в прибрежных районах, воспользуемся выражением для модуля приведенного коэффициента преломления $M(H)$.

$$M(H) = \frac{78P}{T} + \frac{3,8 \cdot 10^5 \cdot e}{T^2} + 0,157 \frac{H}{a} =$$

$$= N(H) + \frac{H}{a}, \quad (1)$$

где P – давление воздуха, мбар; T – температура воздуха, К; e – влажность, мбар; H – высота измерения метеорологических элементов, м; a – радиус Земли.

Из выражения (1) для $M(H)$ следует, что форма $M(H)$ -кривой определяется, главным образом, распределением по высоте влажности. Известно, что градиенты влажности зависят от скорости испарения и степени турбулентности атмосферы. В свою очередь, скорость испарения зависит 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 метеозаэlements. Механизм их взаимодействия в прибрежных районах подробно не изучен. Качественно этот механизм рассмотрен в работе [1], где на основе метеорологических наблюдений проанализированы:

- распределение температуры и влажности воздуха по вертикали в слое воздуха над берегом 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 вертикальные градиенты влажности. Следовательно, если с берега на море распространяется

малоувлажненная (сухая) воздушная масса, возникает мощный приводной волновод. Это положение подтверждается экспериментальными данными, изображенными на рис. 1. Все наблюдения проведены в то время, когда ветер дул с берега.

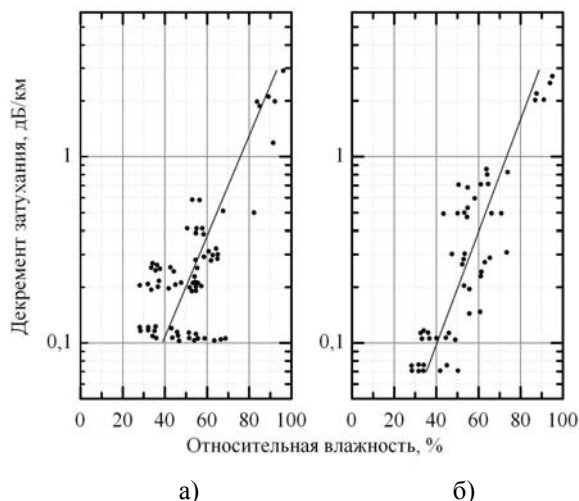


Рис. 1. Затухание напряженности поля при различной влажности: а) $\lambda = 3,2$ см; б) $\lambda = 10$ см

Для 10-см радиоволн затухание поля меньше 0,1 дБ/км ни разу не наблюдалось при относительной влажности выше 52 %, как и для 3-см радиоволн при относительной влажности выше 70 %. Как видно из рис. 1, имеется значительный разброс точек, следовательно, кроме относительной влажности на распространение электромагнитной энергии влияют 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 скорости ветра. Из этого следует, что с увеличением скорости ветра, при прочих равных условиях, вертикальные градиенты влажности увеличиваются, а значит, увеличивается эффективность атмосферного волновода. Этому будет способствовать и разбрызгивание морских волн.

Турбулентность атмосферы влияет на вертикальное распределение влажности и, следовательно, на эффективность атмосферного волновода. Из метеорологии известно, что степень турбулентности атмосферы, а значит, и степень вертикального перемешивания воздуха определяются скоростью ветра, вертикальными температурными градиентами и шероховатостью поверхности. С увеличением скорости ветра турбулентность атмосферы увеличивается, следовательно, увеличивается и степень перемешивания атмосферы,

что является неблагоприятным фактором для образования атмосферного волновода, в отличие от эффекта 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, градиенты температуры становятся менее $1^\circ/100$ м [2] и, тем более, если температура с высотой растет, то образуется инверсия температуры и 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 влажности 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 следует учитывать, что 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 и, таким образом, не способствует образованию волновода. С другой стороны, ветер увеличивает скорость испарения, и этот процесс благоприятен образованию волновода. При малой скорости ветра второй процесс превалирует над первым.

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

Теплые и холодные малоувлажненные воздушные массы. 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 представлены измеренные на различных удалениях от берега M -кривые, полученные при движении сухого теплого воздуха с берега на море. Вертикальное распределение коэффициента преломления на разном расстоянии

от берега было различным. 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, причем его абсолютная и относительная влажность с высотой падали. Температура воздуха из-за турбулентного обмена теплом с водой уменьшалась, причем в нижних его слоях это уменьшение было существеннее, 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 влажности.

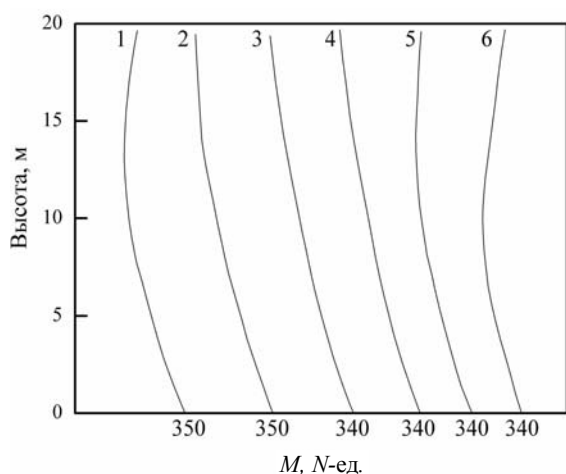


Рис. 2. $M(H)$ -кривые, измеренные на различном удалении от берега: 1 – 10 км (11 ч 20 мин); 2 – 20 км (12 ч 40 мин); 3 – 30 км (14 ч 00 мин); 4 – 40 км (15 ч 20 мин); 5 – 50 км (16 ч 40 мин); 6 – 60 км (18 ч 00 мин)

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 выравнивается распределение температуры и влажности, уменьшается. Следует отметить, что высоты возникающих в этом случае адвективных волноводов могут значительно превышать высоты волноводов испарения в океане. На рис. 3 приведены зависимости напряженности поля от расстояния для волн длиной 3,2 и 10 см, измеренные при распространении теплой 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 из-за то-

го, 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. 4.

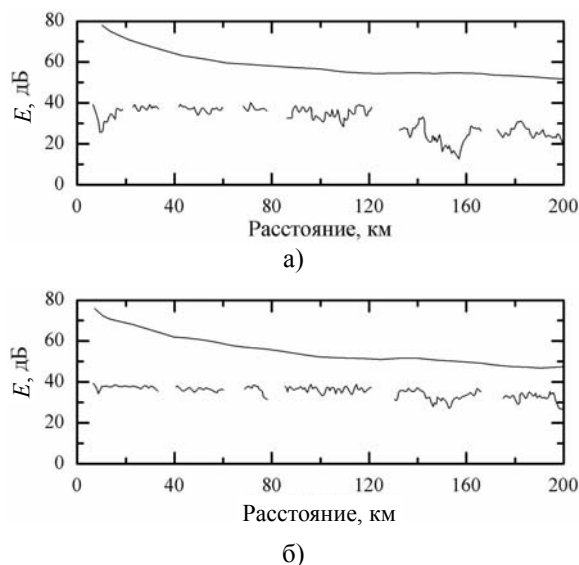


Рис. 3. Зависимость $E(R)$ при теплой сухой воздушной массе, движущейся с суши на море: а) – $\lambda = 3,2$ см; б) – $\lambda = 10$ см

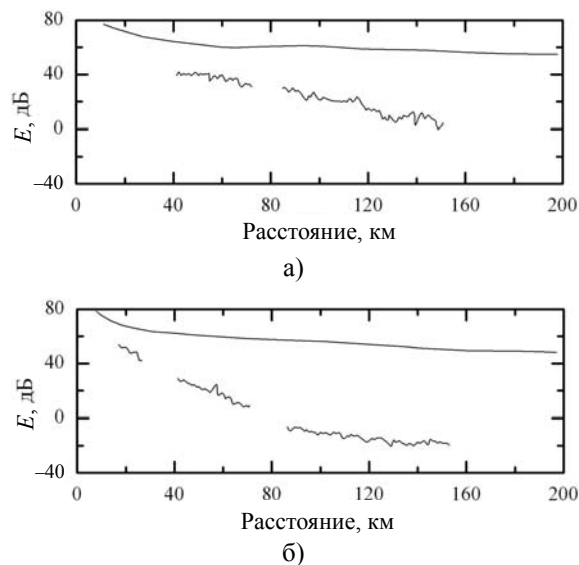


Рис. 4. Зависимость $E(R)$ при холодной сухой воздушной массе, движущейся с суши на море: а) – $\lambda = 3,2$ см; б) – $\lambda = 10$ см

Холодные и теплые сильно увлажненные воздушные массы. На рис. 5 приведены значения напряженности поля, измеренные над морем в пасмурный, дождливый день: 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.

Бризовые процессы. Рассмотрим влияние суточного хода температуры и влажности воздуха на условия возникновения атмосферного волновода.

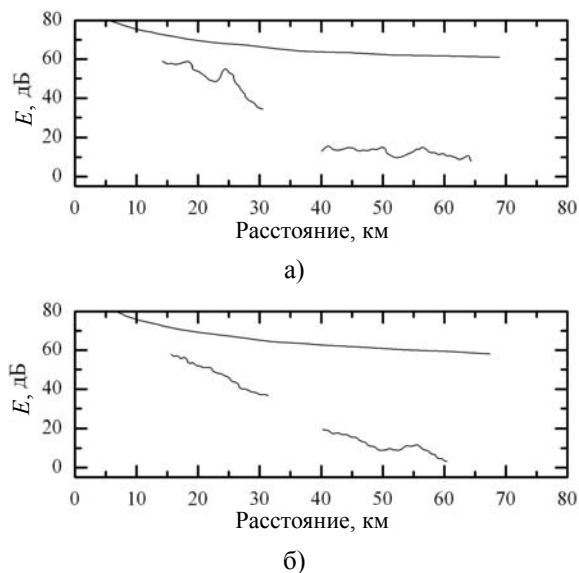


Рис. 5. Зависимость $E(R)$ при перемещении над морем холодной воздушной массы: а) – $\lambda = 3,2$ см; б) – $\lambda = 10$ см

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

На рис. 6 приведен суточный ход температуры и влажности воздуха над морем на расстоянии 70 км и на берегу по наблюдениям, проведенным на Черном море. В том случае была правильная суточная смена бризового ветра. Из рисунка следует, что над морем в период с 14

до 18 ч наступал максимум температуры воздуха и минимум влажности. Исследования показали, что наибольшие колебания температуры и влажности воздуха наблюдаются вблизи зоны опускания потока, с удалением от этой зоны суточные колебания этих элементов уменьшаются. Во время максимума температуры воздуха и минимума влажности эффективность атмосферного волновода увеличивается.

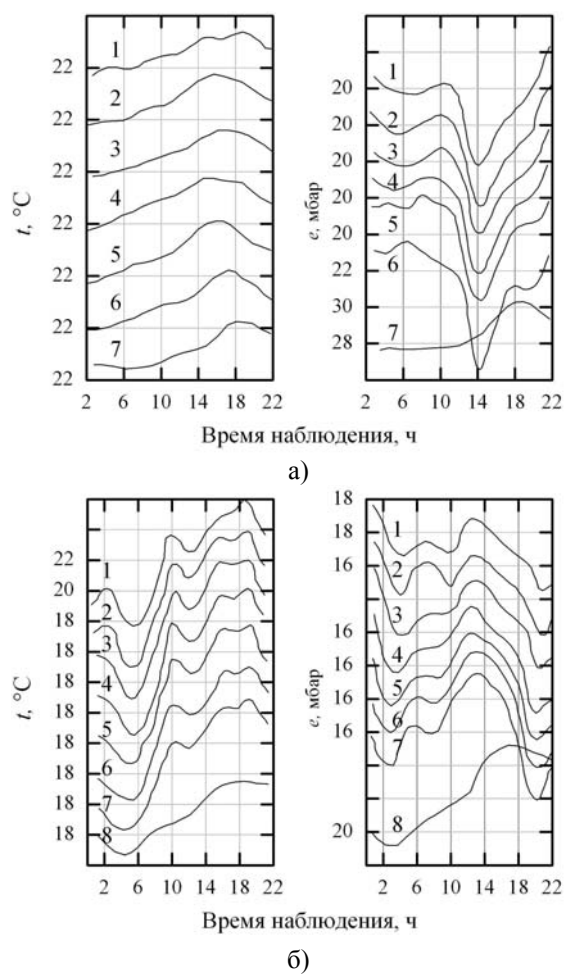


Рис. 6. Суточный ход температуры $t, ^\circ\text{C}$ и влажности воздуха e , мбар: а) – над морем (70 км от берега); б) – над берегом

На рис. 7 изображены вертикальные разрезы изоповерхностей температуры и влажности воздуха (рис. 7, а) и M -кривые для различного удаления от берега (рис. 7, б) по наблюдениям с движущегося судна, когда дул бризовый ветер. Наиболее эффективный волновод наблюдался в период с 14 до 16 ч, 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.

Состояния воздушных масс и дальность обнаружения целей. Вывод о влиянии характера

распространяющихся над внутренними морями воздушных масс на условия рефракции был также подтвержден радиолокационными наблюдениями. РЛС 10-см диапазона, установленная на берегу Черного моря, проводила систематические наблюдения за удаленными объектами, скрытыми кривизной Земли, в период с июня по сентябрь.

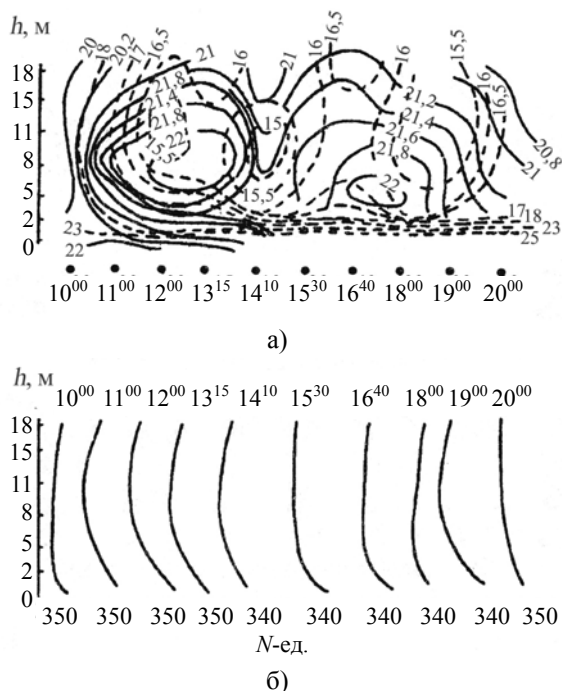


Рис. 7. Вертикальные разрезы изопервоповерхностей температуры и влажности воздуха (а) и *M*-кривые (б) для различных удалений от берега

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 РЛН и наличием малоувлажненных воздушных масс. Календарь состояния воздушных масс и результаты РЛН приведены на рис. 8.

В 45 % случаев были зафиксированы отражения от берегов Турции, Болгарии и Румынии. Сверхдальняя РЛН 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, дохо-

дящим до 10–13 ч. Длительность существования сверхдальней РЛН составляет не менее суток и в ряде случаев доходит до 10–15 сут с перерывами в ночные и утренние часы порядка 3–6 ч.

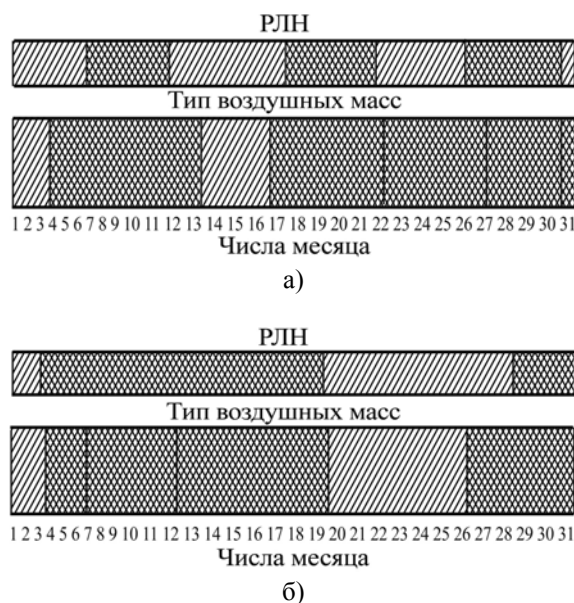


Рис. 8. Календарь состояния воздушных масс и результаты РЛН: а) – июль; б) – август; линейная штриховка – холодные воздушные массы или нормальная РЛН; сеточная штриховка – теплые воздушные массы или сверхдальняя РЛН

Таким образом, условия распространения СВЧ-радиоволн над акваторией внутренних морей определяются характером воздушных масс, распространяющихся над морем, направлением и скоростью ветра, а также температурой воды у берега [3]. Зная состояние этих элементов по береговым наблюдениям и температуру воды, можно определить характер РЛН над морем. На этом основано прогнозирование РЛН.

Методика оценки РЛН наблюдаемости.

В 1950-е гг. не существовало строгих методов, которые позволяли бы рассчитать поле в зоне прямой видимости в случае существования приводного волновода. Как правило, форма *M(H)*-кривой не одинакова вдоль всей трассы распространения радиоволн, поэтому решение волнового уравнения должно учитывать изменение коэффициента преломления не только с высотой, но и с расстоянием. Методы решения таких задач тоже не были разработаны.

В случае отсутствия сверхрефракции обычно считают, что *N(H)* изменяется с высотой линейно, и для характеристики рефракции пользуются понятием эквивалентного радиуса Земли [4]. Исследования показали, что при высоте волновода $h_0 = 5...6$ м рефракция не приводит к существенному увеличению РЛН РЛС, работающей на волне 10 см, по сравнению с дальностью их действия при стандартной рефракции. Резкое

увеличение дальности действия РЛС наступает лишь в случае более полного захвата волноводом электромагнитного поля, распространяющегося в приводном слое атмосферы. Поэтому для оценки РЛН была разработана инструкция по ее прогнозированию, в которой была принята балловая система (табл. 1).

При установлении границ баллов РЛН по значениям r/r_{ϕ} не уточнялось, для какого класса надводной цели рассматривается это отношение. Точного аналитического аппарата, который позволил бы учесть различия в значениях r/r_{ϕ} для разных классов кораблей при той или иной величине рефракции, не существовало.

Таблица 1
Шкала баллов РЛН

Балл РЛН	Тип рефракции	Характеристика РЛН	Дальность обнаружения целей
1	Отрицательная	Пониженная	Меньше формулярной
2	Стандартная	Нормальная	Формулярная
3	Положительная	Повышенная	Превышает формулярную не более чем в 3 раза
4	Сверхрефракция	Сверхдальняя	Превышает трехкратную формулярную

Окончательная шкала РЛН и пределы изменения r/r_{ϕ} и a_z для каждого балла, где r_{ϕ} – формулярная дальность РЛС, r – фактическая дальность наблюдения цели, приведены в табл. 1.

Оценка оправданности метеорологических прогнозов и уточнение методики прогнозирования РЛН возможны только при наличии большого количества данных о фактической РЛН. Кроме того, эти данные должны быть систематическими, чтобы отразить различные метеорологические условия исследуемого района, и прово-

дятся одновременно на всех флотах. В 1951–1952 гг. проводились измерения на Балтийском, Баренцевом, Японском морях и в заливе Петра Великого [5]. Проводились радиотехнические и метеорологические измерения, а также осуществлялся сбор метеоданных приморских и континентальных гидрометеостанций, расположенных на берегу или на удалении от берега на расстоянии 50...100 км. Данные континентальных станций необходимы для получения исходного состояния воздушных масс, приходящих на море с суши, а данные приморских станций указывают на состояние воздушных масс, длительное время проходивших над морем. В программу береговых измерений входило измерение вертикальных профилей температуры и влажности до 20 м, а также скорости ветра на этих высотах, измерения температуры и волнения моря. Материалы береговых и корабельных наблюдений служили исходными данными для вычисления $M(H)$, а также для нахождения эмпирической зависимости между вертикальными градиентами метеозадающих элементов в приводном слое и наземными значениями этих элементов. Радиотехнические измерения проводились с помощью штатных РЛС, оснащенных дополнительной аппаратурой (генераторами стандартных сигналов для градуировки приемных устройств РЛС и приставкой для увеличения шкалы дальности и измерения амплитуды отраженного сигнала). Эти измерения осуществлялись силами личного состава, поэтому было намечено проведение относительных измерений с использованием двух отражателей, установленных на буйах, а также за третьей целью.

Использование данных континентальных метеостанций, синоптических карт и метеоизмерений позволило разработать методику прогнозирования РЛН заранее, обычно за сутки вперед, как это производилось на флотах [5].

На основании вышеизложенного исполнителями темы была предложена методика перехода от сочетаний метеорологических элементов к баллам РЛН, представленная в табл. 2.

Таблица 2
Взаимосвязь метеорологических параметров и баллов РЛН

Температура воздуха t , °С	Разность температур воды и воздуха Δt , °С	Относительная влажность, %	Скорость ветра, м/с	Гидрометеоры	Балл РЛН
> 0	< 0	< 70	Любая	Нет	4
> 0	< 0	< 70 днем	Бриз	Нет	Днем и вечером – 4, ночью – 3, утром – 2
> 0	< 0	70–75	Любая	Нет	3
> 0	< 0	75–95	> 7	Нет	3
> 0	≥ 0	< 60	Любая	Нет	4
> 0	≥ 0	60–70	Любая	Нет	3
> 0	≥ 0	70–95	> 7	Нет	3
от –5 до 0	≥ 0	< 70	Независимо	Нет	3
от –5 до 0	≥ 0	70–95	> 7	Нет	3

Разработанная методика была проверена на экспериментальных данных, полученных на различных морях. Результаты сопоставления приведены в табл. 3. Общий процент совпадения оценок по этим материалам равен 81 %.

Таблица 3
Сопоставление прогнозируемых и наблюдаемых баллов РЛН

Баллы РЛН по данным РЛС		Баллы РЛН по методанным				Всего
		1	2	3	4	
1	Количество	103	10	–	–	113
	%	91	9	–	–	100
2	Количество	12	255	34	5	306
	%	4	83	11	2	100
3	Количество	4	30	213	15	262
	%	2	11	81	6	100
4	Количество	5	16	24	100	145
	%	3	11	17	69	100

Дальнейшее повышение оправдываемости РЛН возможно за счет учета местных особенностей изменения метеоэлементов, влияющих на РЛН, а также совершенствования методов прогноза метеорологических параметров.

Экспериментальные данные по вертикальному распределению температуры и влажности в приводном слое атмосферы. Известно, что рефракция радиоволн, а следовательно, и РЛН определяются вертикальными градиентами температуры воздуха и влажности.

До проведения исследований вертикальное распределение температуры и влажности воздуха как теоретически, так и экспериментально было изучено очень слабо в СССР и за рубежом, особенно над морями.

Дефицит экспериментального материала до тех пор не позволял подробно изучить закономерности вертикального распределения метеоэлементов в приводном слое. Существовало лишь несколько эмпирических формул для вычисления температуры и влажности воздуха в слое до 6 м над водой и вывод о том, что в среднем влажность изменяется с высотой пропорционально логарифму последней. Этот вывод справедлив и для температуры.

Известно, что вблизи земной поверхности есть слой воздуха, в котором силы трения больше остальных составляющих, входящих в уравнение движения. Трение воздуха о земную поверхность обуславливает интенсивное перемешивание в самом слое.

При установившихся условиях величина, характеризующая степень перемешивания воздуха в приводном слое – коэффициент турбулентности, линейно возрастает с высотой, а метеоэлементы изменяются по логарифмическому закону. Вертикальные потоки тепла, водяного пара и других величин в приводном слое не зависят от высоты. Перемешивание воздуха вызывает флуктуации значений метеоэлементов около некоторой средней величины [6]. В процессе выполнения работ был накоплен значительный экспериментальный материал по градиентным измерениям в приводном слое, полученный с применением одинаковой методики наблюдения. В 1948–1952 гг. было произведено около 3200 высотных измерений температуры и влажности воздуха и около 1000 высотных измерений скорости ветра. Измерения проводились на различных морях весной, летом и осенью.

По результатам этих измерений была проведена обработка данных с целью выявления закономерностей вертикального распределения метеоэлементов, а также величины коэффициента турбулентности. Вертикальные градиенты температуры в приводном слое над водой определяются разностью температур воды и воздуха, скоростью ветра, определяющей силы трения, и волнением моря. Поскольку градиент температур определяется соотношением разности температур воды и воздуха и скоростью ветра, в качестве параметра была использована эмпирически подобранная величина $\frac{\Delta t}{1+V}$, где Δt – разность температуры воды и воздуха на высоте 2 м над водой, °С; V – скорость ветра, м/с, измеренная на высоте 5 м.

Поскольку разность температуры воды и воздуха и скорость ветра всегда могут быть получены из корабельных гидрометеорологических измерений, представляется целесообразным получить формулу для расчета вертикального градиента температуры, пользуясь результатами корабельных наблюдений. С этой целью для каждой группы экспериментальных данных с одинаковым значением $\frac{\Delta t}{1+V}$ вычислены средние значения

$\frac{\partial t}{\partial(\lg Z)}$, где Z – высота измерения, и построена зависимость от $\frac{\Delta t}{1+V}$ (рис. 9).

$$\text{Кривая зависимости } \frac{\partial t}{\partial(\lg Z)} = f\left(\frac{\Delta t}{1+V}\right)$$

аппроксимирована аналитическим выражением:

$$\frac{\partial t}{\partial(\lg Z)} = 0,508 \arctg\left(-37 \frac{\Delta t}{1+V}\right) + 0,05. \quad (2)$$

Формула не применима при $\Delta t = 0$.

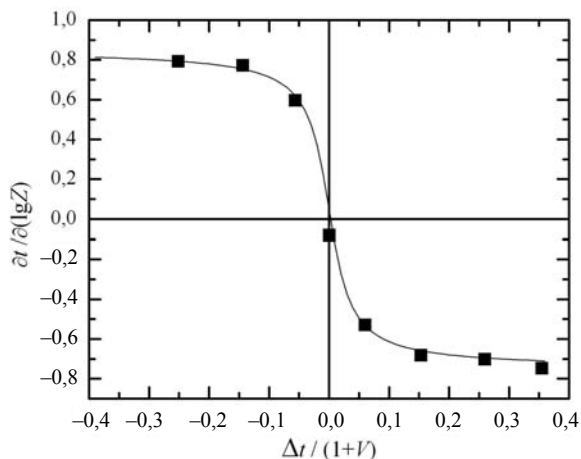


Рис. 9. Зависимость $\frac{\partial t}{\partial(\lg Z)}$ от значений $\frac{\Delta t}{1+V}$

Вертикальное распределение влажности.

Вертикальное распределение влажности с хорошим приближением пропорционально логарифму высоты. На рис. 10 приведено вертикальное распределение влажности, осредненное для различных групп $\Delta t = t_{\text{воды}} - t_{\text{возд}}$.

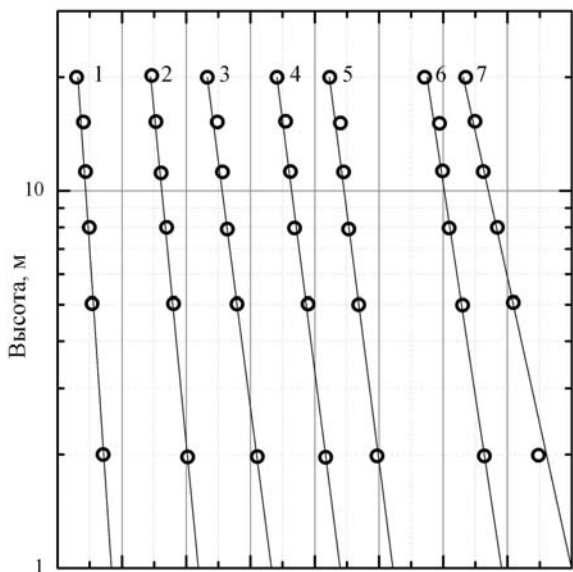


Рис. 10. Вертикальное распределение влажности воздуха для различных Δt : 1 – 4,5 °С; 2 – 3,5 °С; 3 – 2,5 °С; 4 – 1,5 °С; 5 – 0,5 °С; 6 – -0,5 °С; 7 – -1,5 °С

Из рис. 10 видно, что зависимости описываются логарифмическим законом, но наклоны при этом разные. При положительных разностях температур, с увеличением скорости ветра больше 7 м/с, вертикальные градиенты влажности значительно увеличиваются. При отрицательных Δt увеличение скорости ветра с 7 до 9 м/с

приводит к уменьшению вертикального градиента влажности. При дальнейшем увеличении скорости ветра вертикальные градиенты влажности увеличиваются. Это связано с зависимостью коэффициента турбулентности от скорости ветра при различных знаках разности температур воды и воздуха. Наряду с расчетной формулой для вычисления $t_{\text{возд}}$ на различных высотах была получена расчетная формула для вычисления вертикального распределения влажности:

$$\frac{\partial e}{\partial Z} = -\frac{a}{K_Z}(e_s - e_1)V_1, \quad (3)$$

где e_s – значение насыщающей влажности, взятое при температуре поверхности моря.

В этой формуле влажность и скорость ветра отнесены к уровню воды. Величина K_Z – коэффициент турбулентности – линейно меняется с высотой. В работе [6] приведение e и V произведено к уровню 0,1 м над водой.

Для приведения ветра построена зависимость $\frac{\partial V}{\partial(\lg Z)}$ от эмпирически подобранного аргумента $\left(\frac{20 + \Delta t}{1 + V}\right)$.

График зависимости приведен на рис. 11, а кривая аппроксимирована формулой

$$\frac{\partial V}{\partial(\lg Z)} = 2,52 - 2,4 \cdot \lg\left(\frac{20 + \Delta t}{1 + V}\right). \quad (4)$$

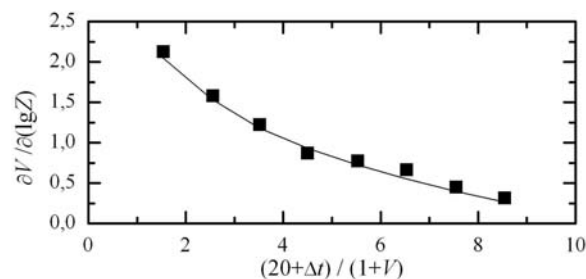


Рис. 11. Зависимость $\frac{\partial V}{\partial(\lg Z)}$ от $\left(\frac{20 + \Delta t}{1 + V}\right)$

Для приведения e к уровню 10 см, исходя из логарифмического закона распределения, имеем

$$e_1 = e + \frac{\partial e}{\partial(\lg Z)} \lg Z. \quad (5)$$

Для зависимости K_Z от Δt , V и Z получено следующее эмпирическое выражение:

$$K_Z = \left[0,315 - 0,285 \lg\left(\frac{20 + \Delta t}{1 + V}\right) \right] Z. \quad (6)$$

В работе [6] получено аналитическое выражение для оценки градиента влажности. Ввиду громоздкости в данной работе оно не приведено.

Вычисление влажности производится описанным методом по данным о скорости ветра на высоте $Z = 5$ м, разности между температурой воды и воздуха на высоте 2 м и по значению дефицита насыщения.

Таким образом, по результатам обычных гидрометеорологических наблюдений кораблей и гидрометеорологических станций можно, пользуясь приведенными выше формулами для вертикального распределения температуры и влажности, рассчитывать M -кривые.

2. Исследования распространения УКВ над Мировым океаном. В начале 1970-х гг. возникла необходимость в проведении исследований распространения УКВ-радиоволн над акваторией Мирового океана и создании средств диагностики и прогнозирования параметров радиосигналов.

Исследования, проведенные на внутренних морях, и полученные результаты имеют свою специфику и не могут быть перенесены для условий океана. Лишь одна работа по измерению поля в зоне дальнего тропосферного рассеяния была выполнена в Атлантическом океане [7] в 1961 г.

К этому времени появились теоретические работы по распространению УКВ-радиоволн в слоисто-неоднородной атмосфере и пограничному слою атмосферы.

Согласно теории пограничного слоя атмосферы [8] в океане в отсутствие атмосферных фронтов и морских течений уменьшение содержания водяных паров с высотой происходит по логарифмическому закону. Это побудило В. А. Фока построить теорию распространения радиоволн в среде с линейно-экспоненциальной зависимостью $M(H)$ [9].

В работах [10, 11] показано, что гладкую зависимость $M(H)$ с «инверсией» можно заменить аппроксимацией ломаной, вписанной в истинную высотную зависимость. При этом наибольшая ошибка вносится в просачивающуюся моду, вклад которой в полное поле, наблюдаемое в зоне тени, мал. Сравнение расчетов, полученных при линейно-ломаном профиле и гладкой зависимости коэффициента преломления, дает удовлетворительное согласие результатов для мод низших порядков. Отсюда следует, что основными параметрами профиля $M(H)$, определяющими свойства тропосферного волновода, являются высота волновода H_0 , перепад значений M (M -дефицит) и наклон $M(H)$ выше H_0 . Следует иметь в виду, что коэффициент преломления атмосферы, вследствие сложности формирующих его процессов, является случайной функцией координат \vec{r} и времени t . Надо полагать, что для полного описания процессов распространения УКВ-радиоволн необходимы данные о поведении $n(\vec{r}, t)$ в обоих указанных интервалах.

В. А. Фок решил задачу в квазистационарном приближении, т. е. рассматривая «средний» профиль $M(H)$. В метеорологии под средними характеристиками метеопараметров понимают величины, полученные усреднением за 30 мин [12], т. е. усреднение происходит по интервалу частот, нижняя граница которого находится в пределах мезометеорологического минимума. В работах В. А. Фока, как и в последующих работах других авторов [10, 11], предполагается, что приведенный коэффициент преломления $M(H)$ остается неизменным вдоль трассы распространения радиосигналов. Из физических соображений следует, что в океане вдали от берегов, в отсутствие морских течений и атмосферных фронтов, $M(H)$ может оставаться неизменным на больших расстояниях, и в этих условиях результаты измерений могут быть сопоставлены с расчетами по В. А. Фоку. Такие исследования были выполнены [13]. В них, наряду с измерениями поля прямого сигнала на волнах УКВ- и СВЧ-диапазонов, измерялись профили коэффициента преломления в пограничном слое океана и его флуктуационные характеристики; проводилось аэрологическое зондирование, стандартные судовые гидрометеорологические измерения, анализировались синоптические процессы в районах исследований. Параллельно с экспериментальными исследованиями решались теоретические задачи, возникавшие в ходе выполнения НИР.

Методика измерений. В измерениях участвовали два судна, которые находились в совместном плавании. На одном из них размещался передающий комплекс, а на втором – приемный измерительный комплекс. Измерения принятых сигналов проводились как при расхождении, так и при движении судов навстречу друг другу. Данные об исследуемых длинах радиоволн и высотах размещения передающих и приемных антенн приведены в табл. 4.

Таблица 4

Длины волн и высоты расположения антенн

Длина волны, см	Высота антенн, м	
	Передатчик	Приемник
3,2	4,5	5,5
3,2	12	17
3,2	12	22,5
10	12	17
50	10	17,5
200	12,5	22

Расстояние между кораблями определялось с помощью штатной РЛС в пределах дальности действия, а затем с помощью данных о расположении судов с искусственного спутника Земли «Транзит». Стабилизация антенных систем по курсу и выбор антенных систем позволили мини-

мизировать 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 [13, 14]. В см диапазоне длин волн при благоприятных условиях сигнал регистрировался на расстояниях, превышающих 300 км. На обоих судах 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 до высоты 3 км. Для измерения высотных профилей коэффициента преломления в приводном слое использовался рефрактометр [15], который имел два датчика. Их можно было разносить в пространстве до 20 м, что позволило проводить одновременные измерения N в двух точках. Измерения профилей $N(H)$ в открытом море проводились с борта судна. На носу была установлена специальная мачта. По тросам перемещались датчики рефрактометра и скорости ветра. Измерения проводились при направлении ветра на судно. Было установлено, что при таких измерениях влияние корпуса судна не сказывается на показаниях датчиков рефрактометров.

Для проведения расчетов по В. А. Фоку необходимо знание параметров среднего высотного профиля коэффициента преломления. Анализируя временные спектры метеовеличин [16, 17], можно отметить общие закономерности:

- в низкочастотной области существуют максимумы, связанные с синоптическими процессами;
- достаточно выражены суточные колебания;
- максимум энергии за счет турбулентности отделен от максимума суточных колебаний минимумом.

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

$$f(\vec{r}, t) = \tilde{f}(\vec{r}, t) + \tilde{f}'(\vec{r}, t) + f'(\vec{r}, t). \quad (7)$$

Средние значения f определяются крупномасштабными синоптическими процессами; \tilde{f} – соответствуют мезометеорологическим процессам; f' – характеризует влияние турбулентности. Отличительными особенностями мезометеорологических процессов являются их малые спектральные амплитуды. Это позволяет при учете влияния процессов мезометеорологического масштаба на распространение радиоволн использовать предположение о горизонтальной однородности атмосферы. В этом случае состояние атмосферы может измеряться в одной точке. Такое предположение было экспериментально под-

тверждено в условиях открытого океана. Данные метеорологических измерений на двух судах, отстоящих друг от друга на 200 км, совпадали с точностью ошибки измерения. Для сравнения расчетов уровня поля с экспериментом использовался усредненный за 30 мин высотный профиль коэффициента преломления. Усредненный профиль измерялся с борта судна рефрактометром с двумя датчиками, один из которых подвижный, а второй – опорный. Методика измерения описана в работах [18, 19].

Результаты океанических исследований.

При измерении $M(H)$ -профиля с борта судна из-за его качки и волнения моря определение значения M на высотах ниже 2...5 м от поверхности оказалось невозможным. Вместе с тем, изменения $M(H)$ в интервале от поверхности до высоты 2...5 м очень значительны. На этом участке происходит наиболее быстрое изменение коэффициента преломления вследствие большого градиента влажности воздуха. В работе [20] рассмотрено влияние приповерхностных искажений профиля $M(H)$. В качестве основного высотного профиля взят билинейный профиль. Проведенные для билинейного профиля расчеты показали, что приповерхностные возмущения профиля $M(H)$ практически не влияют на затухания захваченных волноводных мод. Из проведенных расчетов можно заключить, что волноводы испарения с высотой менее 5 м не оказывают заметного влияния на значение множителя ослабления СВЧ-радиоволн.

Проводившиеся метеорологические измерения синхронно на двух судах, отстоящих друг от друга на расстоянии до 200 км, показали, что в условиях океана $M(H)$ -профиль горизонтально однороден, что позволило провести расчеты по В. А. Фоку и сравнить их с экспериментальными данными. Для 10-см и более длинных радиоволн расчеты поля по В. А. Фоку, основываясь на модели волновода, описываемой высотой точки инверсии H_0 и M -дефицитом ΔM , как правило, удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными. Для радиоволн с длиной 3,2 см расхождение между теорией и экспериментом оказывается значительным: поле затухает с расстоянием быстрее, чем предсказывает теория. Причину расхождения теории и эксперимента следует искать во влиянии турбулентности атмосферы и волнении моря. В тропосферном волноводе наличие различного рода случайных факторов (флуктуации коэффициента преломления, волнение морской поверхности) вызывает рассеяние энергии на этих неоднородностях, т. е. преобразование основной волны в сильно затухающие моды, из которых энергия уходит в верхние слои атмосферы и как результат, происходит затухание сигнала. Для теоретического объяснения

наблюдаемых дистанционных зависимостей функции ослабления в условиях волноводного распространения над морем учет многократного рассеяния производится в рамках уравнения переноса излучения [21, 22], из решения которого следует:

$$V(R) \sim e^{-(\gamma_0 + \gamma_1)R}; \quad (8)$$

$$\gamma_1 = \frac{0,26k^{8/9}C_{\varepsilon\perp}^2}{\alpha^{5/3}g_0^{5/9}}, \quad (9)$$

где $g_0 = g_\varepsilon - \frac{2}{a}$; R – дистанция; γ_0 – декремент затухания за счет регулярной рефракции; $k = 2\pi/\lambda$; $g_\varepsilon = \frac{d\varepsilon}{dz}$ – вертикальный градиент регулярной составляющей диэлектрической проницаемости $\varepsilon(H)$; $C_{\varepsilon\perp}^2$ – структурная постоянная ее флуктуаций в горизонтальной плоскости; $\alpha = \frac{L_{\parallel}}{L_{\perp}}$ – параметр анизотропии; L_{\parallel} и L_{\perp} –

вертикальный и горизонтальный размеры неоднородностей. Это выражение получено для одномодового волновода. Предполагается также, что флуктуации являются однородными по высоте, т. е. параметры не зависят от высоты. Однако в приповерхностном слое атмосферы эти параметры являются функцией высоты [19, 23]. Учитывая это, для γ_1 в [22] получена формула

$$\gamma_1 = 0,75C_{\varepsilon\perp}^2k^2L_{\perp}^{5/3}. \quad (10)$$

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 различных районах Мирового океана [19]. Во время проведения радиофизических измерений иногда определялись не эти параметры, а дисперсия флуктуаций σ_n^2 и горизонтальный масштаб турбулентности L_{\perp} . Зная эти параметры, можно вычислить структурную постоянную в предположении закона «двух третьих»:

$$C_n^2 = A_n \kappa^2 \frac{\sigma_n^2}{L_{\perp}^{2/3}}, \quad (11)$$

где $A_n = 3,2$ – экспериментальная константа; κ – постоянная Кармана.

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 взволнованной морской поверхности [24]. Характер рассеяния на морской поверхности зависит от длины волны излучения λ , характерного угла скольжения φ ,

дисперсии высоты морских волн $\sigma^2 = \langle S^2 \rangle$ и их автокорреляционной функции.

$$W(\vec{\rho}) = \langle \xi(\vec{r}) - \bar{S}(\vec{r} + \vec{\rho}) \rangle, \quad (12)$$

где $z = S(\vec{r})$ – уравнение морской поверхности; $\langle \dots \rangle$ – усреднение по ансамблю реализаций случайной функции. При $kl \gg 1$, где l – характерный масштаб изменения $W(\rho)$, по порядку величины совпадающий с длиной энергонесущей части морского волнения, и при не очень скользком пространстве, когда $\varphi \gg \sqrt{\frac{2}{kl}}$, рассеяние оказывается малым ввиду малости параметра Рэля [25]:

$$(2k\sigma \sin \varphi)^2 \ll 1. \quad (13)$$

При очень скользком распространении ($\varphi \ll \sqrt{\frac{2}{kl}}$) малость рассеяния на поверхности определяется параметром Фейнберга [26]:

$$\frac{\sigma^2}{\lambda l} < 1. \quad (14)$$

При выполнении указанных неравенств проведен расчет коэффициентов связи между модами и их затухание [27].

Так как взаимодействие волны с номером m с неровностями происходит на малых высотах $H \equiv \sigma \ll H_0$, то явный вид высотного множителя незначителен в процессе рассеяния. Единственным параметром в многомодовом волноводе является угол скольжения и связанная с ним «длина цикла» $\Lambda_m = \frac{2H_0}{\varphi_m}$, равная расстоянию между двумя последовательными отражениями от поверхности волны Бриллюэна при достаточно больших высотах $\varphi_m = \frac{m\lambda}{2H_0}$.

Согласно [27] затухание интенсивности $I_1(x)$ основной волны (с номером $m = 1$), вызванное рассеянием во все остальные моды, можно определить:

$$I_1(x) = I_1(0)e^{-2\gamma_2 x}, \quad (15)$$

где $\gamma_2 = 2\pi \left(\frac{3}{4} \right) \frac{k\sigma^2}{H_0 \Lambda \sqrt{kl}}$. На практике эта величина значительно меньше, чем затухание, вызванное рассеянием на флуктуациях коэффициента преломления. Связано это с малостью слоя взаимодействия радиоволн с неровностями $H \approx \sigma$ по сравнению с полной высотой волновода $0 < H < H_0$.

Результаты радиофизических измерений. В проведенных экспедициях были получены мно-

гочисленные данные о множителе ослабления $V(R)$ сигналов УКВ в различных районах Мирового океана и в разные сезоны года, одновременно с измерением поля прямого сигнала. С помощью рефрактометра определялись высоты волновода испарения (H_0), M -дефицит (ΔM), структурная постоянная (C_n^2), горизонтальные размеры неоднородностей, дисперсия флуктуаций коэффициента преломления (σ_n^2), коэффициент анизотропии неоднородностей (α), скорость ветра. Волнение моря регистрировалось в баллах. Для анализа экспериментального материала было отобрано более 200 зависимостей $V(R)$, полученных при устойчивой погоде, волнении моря до 3 баллов и неизменности H_0 . Высоты волноводов находились в пределах 6...20 м. Преобладающее значение коэффициента анизотропии лежало в диапазоне 0,07...0,12. Были проведены расчеты зависимости $V(R)$ с учетом высвечивания энергии из волновода и дальнего тропосферного распространения. Расчеты проводились для билинейного профиля $M(H)$. Результаты проведенного анализа показывают, что рассчитанные значения множителя ослабления достаточно хорошо совпадают с результатами измерений. Это совпадение наблюдается как при слабой рефракции, так и при значительных H_0 и различных высотах корреспондирующих пунктов. Пример такого сопоставления приведен на рис. 12.

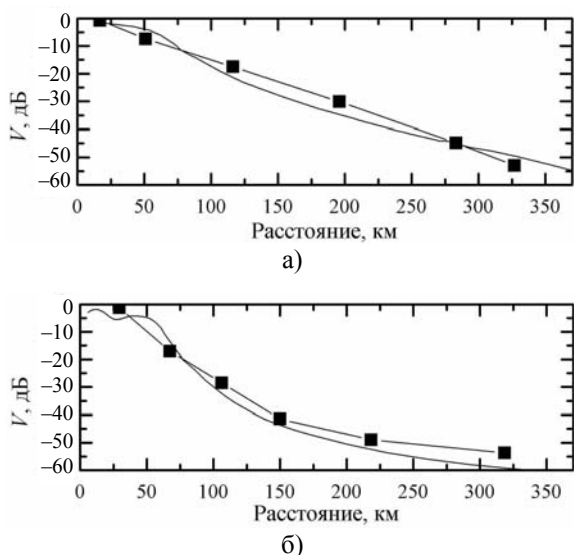


Рис. 12. Сопоставление измеренных и рассчитанных значений множителя ослабления для см радиоволн: а) – $\lambda = 3,2$ см; б) – $\lambda = 10$ см

Одновременно с измерениями прямого сигнала на волнах 3,2 и 10 см проводились изме-

рения на волнах 50 и 200 см. Практически для всех измерений погонное ослабление сигнала не зависело от метеоусловий на расстояниях до 40...60 км. $V(R)$ в дециметровом диапазоне, как правило, на 5...10 дБ превышает $V(R)$ в метровом диапазоне. На дистанциях 80...300 км множители ослабления на метровых и дециметровых волнах совпадают (рис. 13).

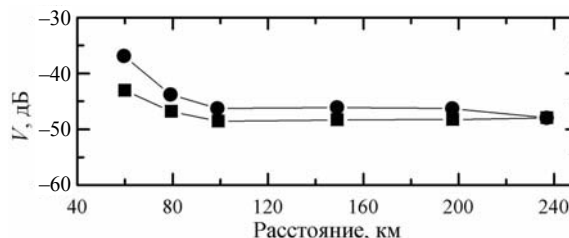


Рис. 13. Измеренные значения множителя ослабления для радиоволн: квадратики – метрового диапазона; кружки – дециметрового диапазона

Оценка метеорологических параметров согласно теории пограничного слоя атмосферы. В связи со сложностью измерений радиометеорологических параметров с помощью рефрактометра была предпринята попытка оценки указанных параметров с использованием теории пограничного слоя Монина-Обухова [8] по данным стандартных судовых гидрометеорологических измерений. Согласно этой теории безразмерные градиенты скорости ветра, температуры и влажности в пограничном слое над морской поверхностью являются универсальными функциями одного параметра – безразмерной высоты $\zeta = H/L$, где L – модифицированный линейный масштаб теории, зависящий от ряда параметров.

За последние несколько десятилетий накоплен обширный экспериментальный материал об универсальных функциях скорости ветра и температуры и в меньшей степени о влажности. Это позволило с достаточно высокой точностью определить вид этих функций. Важным параметром, входящим в теорию, является так называемый уровень шероховатости подстилающей поверхности z_0^u , соответствующий по определению высоте, на которой средняя скорость ветра обращается в нуль. Эта характеристика зависит от степени волнения моря. Аналогично величине z_0^u введены также параметры z_0^t и z_0^e , соответствующие высотам, на которых значения температуры и влажности воздуха совпадают с поверхностными значениями этих величин. В отличие от z_0^u , параметры z_0^t и z_0^e практически не исследованы. В теорию также входит универсальная константа $a_e = \frac{z_0^u}{z_0^e}$.

Исходя из теории пограничного слоя атмосферы можно записать систему уравнений, решение которых дает значение высоты H_0 приводного волновода по данным метеорологических измерений на двух высотах. Сравнение высот волноводов H_{0P} , рассчитанных по двухуровневым измерениям, с высотами волноводов $H_{0Э}$, экспериментально измеряемыми с помощью рефрактометра, показали, что значения H_{0P} систематически завышены. Увеличение значения a_e приводит к уменьшению ошибки. Для наиболее точного подбора величины a_e был проведен расчет среднеквадратической ошибки определения H_{0P} :

$$\delta H(a_{ei}) = \frac{1}{n} \sum |\delta H_{0i}(a_{ei})|, \quad (16)$$

где n – количество измерений.

Минимум этой функции указал на оптимальное значение $a_e = 300$, которое использовалось в последующих расчетах высот волноводов и других радиометеорологических параметров по стандартным судовым гидрометеорологическим измерениям. На рис. 14, а приведен корреляционный график связи измеренных рефрактометром и рассчитанных по гидрометеорологическим измерениям высот волноводов. Плотность распределения $H_{0P} - H_{0Э}$ представлена на рис. 14, б. Это распределение близко к гауссовому со стандартным отклонением $\sigma_{H_0} \approx 2$ м. Эту величину можно считать погрешностью расчета высоты волновода.

В случае нейтральной стратификации пограничного слоя M -дефицит и H_0 связаны соотношением

$$\Delta M = 0,157 H_0 \ln \left(\frac{H_0}{H_1} \right), \quad (17)$$

где $H_1 = 2$ м.

В работе [28] приведены формулы для расчета радиометеорологических параметров H_0 , ΔM , C_n и α . Сопоставление C_{nP} и $C_{nЭ}$, рассчитанных по этим формулам, показало хорошее совпадение. Коэффициент корреляции равен 0,8. Такого совпадения, к сожалению, не наблюдается при сопоставлении значений коэффициента анизотропии α . Резкое отличие измеренных и рассчитанных значений коэффициента анизотропии α исключает возможность расчета этой величины по данным стандартных судовых гидрометеорологических измерений. По результатам измерений α в различных районах Мирового океана в разные сезоны года наиболее вероятные значения α лежат в пределах 0,08–0,12.

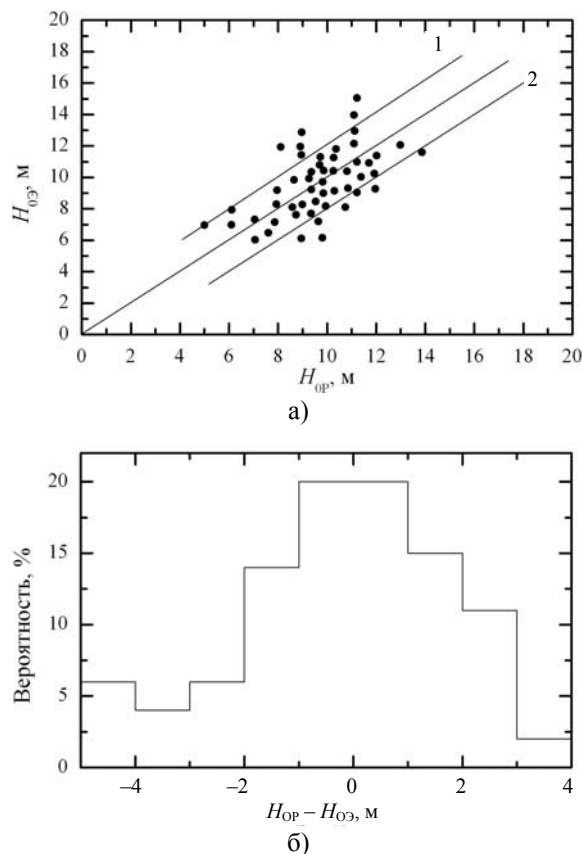


Рис. 14 – Сопоставление измеренных и рассчитанных высот волновода испарения: 1 – $+\sigma$; 2 – $-\sigma$

Расчеты затухания для различных значений α показали, что изменение значения α от 0,12 до 0,08 приводит к изменению затухания сигнала на волне 3,2 см примерно на 3 дБ на 100 км. Поэтому можно выбирать $\alpha = 0,1$, что приведет к незначительной ошибке в расчетах.

Таким образом, по стандартным гидрометеорологическим измерениям можно определить радиометеорологические параметры, необходимые для расчета поля см радиоволн при распространении над морской поверхностью.

Система диагноза и прогнозирования условий распространения УКВ-радиоволн. В результате проведенных теоретических и экспериментальных исследований в различных районах Мирового океана была создана система диагностики и прогнозирования условий распространения радиоволн. Система представляет собой пакет прикладных программ расчета радиофизических параметров сигналов, реализованный на IBM PC и состоящий из двух основных компонентов.

Первый компонент – радиофизическая часть – представляет собой пакет программ [29], учитывающий физические механизмы распространения радиоволн в приподнятом и приводном тропосферном волноводе в соответствии с теорией В. А. Фока, классические отражательные формулы в освещенной области и Буккер-

Гордоновский механизм однократного рассеяния волн в тропосфере. В данной системе реализованы следующие механизмы распространения электромагнитных волн в атмосферно-пограничном слое:

- распространение радиоволн в приводном волноводе испарения с учетом рассеяния на турбулентных флуктуациях коэффициента преломления атмосферы и взволнованной морской поверхности;
- распространение в тропосферном волноводе, образованном приподнятой инверсией коэффициента преломления, которая обычно локализована на верхней границе атмосферного пограничного слоя;
- классический механизм однократного рассеяния в тропосфере – дальнего тропосферного рассеяния;
- в борновском приближении учитывается вклад в рассеяние дифракционного поля;
- для освещенной области используются отражательные формулы, полученные методом фейнмановских интегралов по траекториям, которые учитывают рассеяние на турбулентных флуктуациях коэффициента преломления атмосферы.

Входными параметрами программного комплекса являются данные радиометеорологических измерений и радиотехнические характеристики: длина волны, высота расположения антенн, полуширина диаграммы направленности. Результатом расчетов являются дистанционные и высотные зависимости интенсивности поля, диаграммы обнаружения целей с заданным энергетическим потенциалом РЛС.

Второй компонент – банк данных метеорологических параметров в различных географических районах.

Банк данных радиометеорологических параметров над океаном. Банк радиометеорологических параметров создан по материалам ВНИГМИМУД, содержащим информацию о гидрометеорологических и аэрологических данных за период с 1980 по 1988 г. Источниками служили данные попутных судовых измерений, данные по кораблям погоды и приводные данные по Мировому океану.

Приводные данные по Мировому океану разнесены по суткам и упорядочены по номерам десятиградусных квадратов (а в пределах квадратов – по одноградусным квадратам и срокам).

Архив приводных данных состоит из 32 файлов, каждый из которых содержит наблюдения в одном октанте за один сезон. Общее число наблюдений превышает 2,6 млн и распределено по файлам.

Второй архив – это приводные данные по кораблям погоды. Информация хранится в 12 файлах (по одному для каждого корабля) общим объемом более 200 тыс. наблюдений.

При создании базы данных на основе имеющихся архивов каждый октант разбивался

на климатические районы, для которых проводились расчеты H_0 и C_N^2 . Выбор районов, для которых осуществлялся расчет статистических характеристик по имеющимся данным, определялся в первую очередь климатическими условиями в различных зонах океана, а также наличием достаточного количества наблюдений в районе.

Первый раздел базы данных состоит из одного файла. В нем записан массив, который связывает географические координаты данной точки Мирового океана с климатическими районами приводных радиометеорологических характеристик и определяет номера соответствующих записей в файлах второго раздела.

Во втором разделе находятся файлы приводных радиометеорологических характеристик, рассчитанных для четырех сезонов и семи октантов. Приводные радиометеорологические характеристики для климатического района занимают 4 записи, в которых размещаются 2 одномерных массива. В первом приведены двумерные эмпирические плотности распределения высот волноводов и M -дефицитов. Высоты волноводов изменяются от 2 до 20 м с градацией 1 м и M -дефициты с градацией 0,5 N -ед. Второй массив – структурная характеристика C_N^2 . Значения C_N^2 даются средними для всех градаций H_0 и ΔM .

Выбор информации из перечисленных массивов осуществляется программным модулем. Входные параметры: номер месяца, широта и долгота места. Выходными величинами являются характеристики приводных волноводов – массивы H_0 , ΔM , C_N^2 , P , где P – вероятность каждой градации H_0 и ΔM . C_N^2 – средняя по градации (N -ед. / $m^{1/3}$). Возможность определения параметров приводного слоя позволила предложить ряд оперативных методов диагноза и прогноза РЛН корабельных РЛС, сопоставить РЛН для РЛС различных диапазонов, потенциалов и высот антенн.

1. Теоретические и экспериментальные исследования распространения радиоволн над морской поверхностью и возможность обнаружения надводных объектов за пределами геометрической видимости: обобщающий отчет по НИР «Лилия» / ФТИ АН УССР; рук. Брауде С. Я. – Харьков, 1950. – С. 208.
2. Будико М. И. Испарение в естественных условиях. – Л.: Гидрометеоздат, 1948. – 65 с.
3. Брауде С. Я., Островский И. Е., Сонин Ф. С. и др. О распространении электромагнитных колебаний сантиметрового диапазона над морем при наличии атмосферного волновода в условиях повышенной рефракции. – М.: Морской вестник. – 1949. – Бюл. № 2. – С. 3–103.
4. Введенский Б. А., Аренберг А. Г. Распространение УКВ. – М.: Сов. радио, 1948. – 321 с.
5. Прогнозирование атмосферных волноводов на морских театрах: отчет о НИР «Океан» / ФТИ АН УССР; рук. Брауде С. Я. – Харьков, 1952. – С. 165.
6. Лайтман Д. А., Чурновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1949. – 121 с.

7. Исследование условий и дальности распространения радиолокационных сигналов: отчет о НИР «Акула» / ИРЭ АН УССР; рук. Турганев И. С. – Харьков, 1961. – С. 65.
8. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидродинамика. В 2 ч. – М.: Наука, 1965. – Ч.1. – 639 с.
9. Фок В. А. Проблемы дифракции и распространения электромагнитных волн. – М.: Сов. радио, 1970. – 518 с.
10. Гребенчук А. Я., Синицин В. Г. Распространение радиоволн за горизонт в сферически слоистой атмосфере. – Харьков, 1975. – 31 с. – (Препр. / АН УССР. Ин-т радиофизики и электрон.; № 54).
11. Gerks I. H. Propagation in super refractive troposphere with a trapping surface layer // Radio Sci. – 1969. – 4, No. 5. – P. 413–419.
12. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 284 с.
13. Теоретические и экспериментальные исследования условий распространения радиоволн сантиметрового диапазона в заданных районах Мирового океана: отчет о НИР «IV – Подстанция - УН». Т. 1. / ИРЭ АН УССР; рук. Островский И. Е. – Харьков, 1979. – С. 284.
14. Иванов В. К., Кивва Ф. В., Островский И. Е. и др. Распространение радиоволн УКВ диапазона в Мировом океане // Радиотехнические исследования Мирового океана: сб. науч. тр. – Харьков: АН Украины, 1993. – С. 109–133.
15. Смирнов Ю. Н., Иванов В. К., Кошель А. Н. Дифференциальный рефрактометр для измерения флуктуаций коэффициента преломления атмосферы // Приборостроение. – 1983. – № 35. – С. 58–61.
16. Van der Hoven I. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour // J. Atmos. Sci. – 1957. – 14, No. 2. – P. 160–164.
17. Колесникова В. Н., Монин А. С. О спектрах колебаний метеорологических полей // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1965. – 1, № 7. – С. 653–669.
18. Толстобров Б. Я., Бердовский Н. Н. Метеорологическая измерительная система для исследования пограничного слоя атмосферы // Тр. Гл. геофиз. обсерватории. – 1978. – № 414. – С. 44–52.
19. Белоброва М. В., Иванов В. К., Кивва Ф. В., Кошель А. Н. Статистические характеристики флуктуаций коэффициента преломления в приводном слое. – Харьков, 1986. – 37 с. – (Препр. / АН УССР. Ин-т радиофизики и электрон.; № 324).
20. Кукушкин А. В., Фрейлихер В. Д., Фукс И. М. О влиянии перепада значений M у самой поверхности воды на декремент затухания сигнала. – Харьков, 1980. – 33 с. – (Препр. / АН УССР. Ин-т радиофизики и электрон.; № 182).
21. Фрейлихер В. Д., Фукс И. М. Влияние флуктуаций показателя преломления на ослабление поля в тропосферном волноводе // Изв. вузов. Радиофизика. – 1981. – 24, № 4. – С. 408–414.
22. Иванов В. К., Лановой В. Н., Фрейлихер В. Д. Влияние флуктуаций параметров турбулентности на затухание волн в тропосферном волноводе // Изв. вузов. Радиофизика. – 1989. – 32, № 3. – С. 255–256.
23. Татарский В. И. Распространение радиоволн в турбулентной атмосфере. – М.: Наука, 1967. – 548 с.
24. Кукушкин А. В., Фрейлихер В. Д., Фукс И. М. Загоризонтное распространение ультракоротких радиоволн над морем: обзор // Изв. вузов. Радиофизика. – 1987. – 29, № 7. – С. 811–839.
25. Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 450 с.
26. Фрейлихер В. Д., Фукс И. М. Распространение электромагнитных волн в тропосферном волноводе // Изв. вузов. Радиофизика. – 1976. – 19, № 4. – С. 520–528.
27. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. – М.: Наука, 1978. – 424 с.
28. Гаврилов А. С., Петров Ю. С. Методы расчета структуры приводного слоя атмосферы применительно к задачам радиолокации над океаном // Рассеяние и дифракция радиолокационных сигналов и их информативность. – Л.: СЗ ППИ, 1984. – С 31–36.
29. Белоброва М. В., Иванов В. К., Кукушкин А. В. и др. Пакет программ для диагностики условий распространения ультракоротких радиоволн над морем // Изв. вузов. Радиофизика. – 1990. – 33, № 12. – С. 1315–1319.

DEVELOPMENT OF RADAR OBSERVABILITY PREDICTION METHODS OVER SEA SURFACE IN IRE NAS OF UKRAINE

V. K. Ivanov, V. M. Shalyapin, Yu. V. Levadnyi

The present review describes stages of the investigation development on one of main scientific directions of Institute of Radiophysics and Electronics of NAS of Ukraine – the forecast of radar observability. The first expeditions, which were carried out by institute members on Black and Baltic seas in 50-years, gave a possibility to obtain interrelationship between radar observability and meteorological factors along radio wave propagation path. It was found reason of “radar holes” – sharp field decreasing due to shielding action of elevated inversion layers, which had strong effect on radars, radio communication and radio navigation systems. The results of these investigations were the base for the strategy of radar observability prediction and composition of radio climatic characteristic of the seas.

There were made complex investigation of radio wave propagation conditions over World Ocean in the 70s and 80s. It was created a bank of radio meteorological parameters as a result of long-term observations. It was developed the radar observability prediction system for over water and air targets and created the application package for the field strength calculations using meteorological data.

Key words: radar observability, radio wave propagation, atmospheric duct.

РОЗВИТОК МЕТОДІВ ПРОГНОЗУВАННЯ РАДІОЛОКАЦІЙНОЇ СПОСТЕРЕЖУВАНОСТІ НАД МОРСЬКОЮ ПОВЕРХНЕЮ В ІРЕ НАН УКРАЇНИ

В. К. Иванов, В. М. Шаляпін, Ю. В. Левадний

Огляд описує етапи розвитку досліджень одного з основних наукових напрямків Інституту радіофізики та електроніки НАН України – прогнозування радіолокаційної спостережуваності надводних цілей. Подано результати перших експедицій, що були проведені співробітниками Інституту на Чорному та Балтійському морях у 1950-ті рр., які дозволили встановити взаємозв'язок між радіолокаційною спостережуваністю надводних цілей та метеоумовами вздовж траси поширення радіохвиль. У цих працях було виявлено природу виникнення «радіоям» – різких послаблень сигналів за рахунок екрануючої дії піднесених інверсійних шарів, що істотно впливають на роботу систем зв'язку, радіолокації та навігації. Дослідження у внутрішніх морях визначили основу методики оцінки радіолокаційної спостережуваності та складання радіокліматичних карт. Подальші комплексні дослідження умов поширення радіохвиль над акваторією Світового океану, які були проведені у 1970–80-ті рр., дозволили створити банк радіометеорологічних параметрів, що необхідні при проектуванні та експлуатації радіолокаційних станцій. Було розроблено систему прогнозування радіоспостережуваності надводних і повітряних цілей та створено пакет прикладних програм розрахунку рівня сигналів за метеорологічними даними.

Ключові слова: радіолокаційна спостережуваність, поширення радіохвиль, тропосферний хвилевід.

Рукопись поступила 3 августа 2009 г.