

大气波导特征分析及其对电磁波传播的影响*

姚展予

(北京大学地球物理系暴雨监测和预报国家重点实验室, 北京, 100871)
(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

赵柏林 李万彪 朱元竞 杜金林

(北京大学地球物理系暴雨监测和预报国家重点实验室, 北京, 100871)

戴福山

(北京应用气象研究所, 北京, 100029)

摘 要

文中在介绍大气折射的基本类型及其存在条件的基础上, 阐述了三种类型的大气波导的形成机制, 总结并分析了大气波导的几个主要特征, 并用西北太平洋云辐射实验的实测资料和西沙海域的气象资料进行了验证, 同时试验了蒸发波导高度对大气湿度、气海温差、水平风速变化的敏感性. 在分析大气波导对电磁波传播的影响时, 推导了可形成波导传播的电磁波最大陷获波长和临界发射仰角, 提出了电磁波形成波导传播的 4 个必要条件, 并讨论了大气波导对超短波传播、雷达探测、短波通信等方面的影响.

关键词: 大气波导, 特征分析, 电磁波传播.

1 引 言

第二次世界大战以来, 雷达已在许多领域得到广泛的应用. 人们在利用雷达进行探测时, 经常会发现一些电磁波的异常传播现象. 其中一种显著的现象是: 在一定的气象条件下, 在大气边界层尤其是在近地层中传播的电磁波, 受大气折射的影响, 其传播轨迹弯向地面, 当曲率超过地球表面曲率时, 电磁波会部分地被陷获在一定厚度的大气薄层内, 就像电磁波在金属波导管中传播一样, 这种现象称为电磁波的大气波导(duct)传播, 形成波导传播的大气薄层称为大气波导层. 大气波导现象使得雷达有可能观测到数倍于雷达正常探测距离处的目标, 实现所谓的超视距探测.

大气波导现象经常发生在海洋大气环境中. 中国东南领海有 4 个海区, 南北跨越纬度 40 度、3 个气候带, 海域辽阔, 海况复杂, 海洋资源丰富, 地理位置重要. 充分研究海上大气波导现象及其对电磁波传播的影响具有广阔的应用前景.

* 初稿时间: 1999 年 9 月 9 日, 修改稿时间: 1999 年 11 月 30 日.

资助课题: 国家自然科学基金项目(49794030)和国家重点科技攻关项目(96-020-01-05).

2 大气折射与大气波导

2.1 大气折射的基本类型及其存在条件

影响大气环境中的电磁波传播特性的主要大气因子是大气折射率 (refractive index). 对频率在 1 ~ 100 GHz 范围内的电磁波, 大气折射率 n 或大气折射指数 (refractivity) N (N 单位) 可表示为大气温度 T (单位: K)、大气压力 P (单位: hPa) 和水汽压 e (单位: hPa) 的函数 $f(P, T, e)$, 其关系由下式给出^[1]:

$$n = f(P, T, e) = 1 + \frac{77.6}{T} \left[P + \frac{4810e}{T} \right] \cdot 10^{-6} \quad (1)$$

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = \frac{77.6}{T} \left[P + \frac{4810e}{T} \right] \quad (2)$$

当电磁波传播距离很短时, 可近似认为地球表面为平面, 但若电磁波传播距离较长时, 就必须考虑地球曲率的影响, 此时, 为了将地球表面处理成平面, 通常使用进行了地球曲率订正的大气修正折射率 (modified refractive index) m 和大气修正折射指数 (又称大气折射指数模数) (modified refractivity) M (M 单位) 更为方便, 其表达式如下^[1,2]:

$$m = n + \frac{Z}{R_0} \quad (3)$$

$$M = (m - 1) \cdot 10^6 = N + \frac{Z}{R_0} \cdot 10^6 \quad (4)$$

式中 $R_0 = 6.371 \times 10^6$ m 为平均地球半径, Z (单位: m) 为地表以上的高度. 式(4)可简化为:

$$M = N + 0.157Z \quad (5)$$

将式(2), (5) 分别对高度 Z 求导可得:

$$\frac{dN}{dZ} = - \frac{77.6}{T^2} \left[P + \frac{9620e}{T} \right] \frac{\partial T}{\partial Z} + \frac{77.6}{T} \frac{\partial P}{\partial Z} + \frac{373256}{T^2} \frac{\partial e}{\partial Z} \quad (6)$$

$$\frac{dM}{dZ} = \frac{dN}{dZ} + 0.157 \quad (7)$$

当大气折射指数垂直梯度 (单位: m^{-1}) $\frac{dN}{dZ} > 0$ 时, 电磁波的传播轨迹将背着地球而凸起弯曲, 此时的大气为负折射 (subrefraction). 当 $\frac{dN}{dZ} = 0$ 时, 电磁波的传播轨迹不发生弯曲, 沿直线传播, 此时的大气为零折射 (也称无折射) (nonrefraction). 当 $\frac{dN}{dZ} < 0$ 时, 电磁波的传播轨迹将凹着弯向地球, 此时的大气为正折射. 正折射包括正常折射 (也称标准折射) (normal refraction)、超折射 (superrefraction)、临界折射 (critical refraction)、陷获折射 (trapped refraction) 等. 表 1 给出了各种折射类型的存在条件.

2.2 陷获折射与大气波导

当 $\frac{dM}{dZ} < 0$ (即 $\frac{dN}{dZ} < -0.157 \text{ m}^{-1}$) 时, 大气呈现陷获折射条件, 此时在大气中传播的在一定频率范围内的电磁波, 将部分地被陷获在大气波导层内传播.

由式(6), (7) 可知, 大气折射指数垂直梯度 $\frac{dN}{dZ}$ 或大气修正折射指数垂直梯度 $\frac{dM}{dZ}$ 与大气温、压、湿垂直梯度相关. 由于大气波导的存在条件是 $\frac{dM}{dZ} < 0$, 而式(6)中 $\frac{\partial P}{\partial Z} < 0$, 即第二

项为负值项, 所以当 $\frac{\partial T}{\partial Z} > 0$ 且 $\frac{\partial e}{\partial Z} < 0$, 或者当 $\frac{\partial T}{\partial Z}$ 和 $\frac{\partial e}{\partial Z}$ 两项的综合贡献为负值且数值较大时, 才有可能满足条件 $\frac{dM}{dZ} < 0$, 产生大气波导.

表1 大气折射的基本类型及其存在条件

大气折射的基本类型	$\frac{dN}{dZ}$ (单位: m^{-1})	$\frac{dM}{dZ}$ (单位: m^{-1})
负折射	> 0	> 0.157
零折射(无折射)	0	0.157
正折射	< 0	< 0.157
正常折射(标准折射)	$-0.077 \sim 0$	$0.080 \sim 0.157$
超折射	$-0.157 \sim -0.077$	$0 \sim 0.080$
临界折射	-0.157	0
陷获折射	< -0.157	< 0

2.3 大气波导的分类及其形成条件

在海洋大气环境中通常可出现三种类型的大气波导^[1,2]: 蒸发波导(evaporation duct)、表面波导(也称接地波导)(surface duct)和抬升波导(也称悬空波导)(elevated duct). 后两种大气波导也可能出现在陆地大气环境中. 图1给出了三种类型的大气波导特征参量示意图.

2.3.1 表面波导

表面波导是下边界与地表相连的大气波导, 一般发生在300m高度以下的边界层大气中. 它通常出现的形式有两种, 一种是波导层由一个接地陷获层直接构成的表面波导(如图1a所示), 另一种是波导层由一个悬空陷获层叠加到一个折射指数梯度较小的接基础层之上而构成的表面波导(如图1b所示).

表面波导的一个显著特点是波导顶的大气修正折射指数小于地面的大气修正折射指数. 表面波导一般出现在大气较稳定的晴好天气里, 此时低层大气往往有一个比较稳定的逆温层, 并且湿度一般随高度递减. 在海洋大气环境中常见的易于形成表面波导的天气条件主要有: (1) 在晴朗无风的天气背景下, 海面夜间辐射降温, 形成一个近地层的辐射逆温

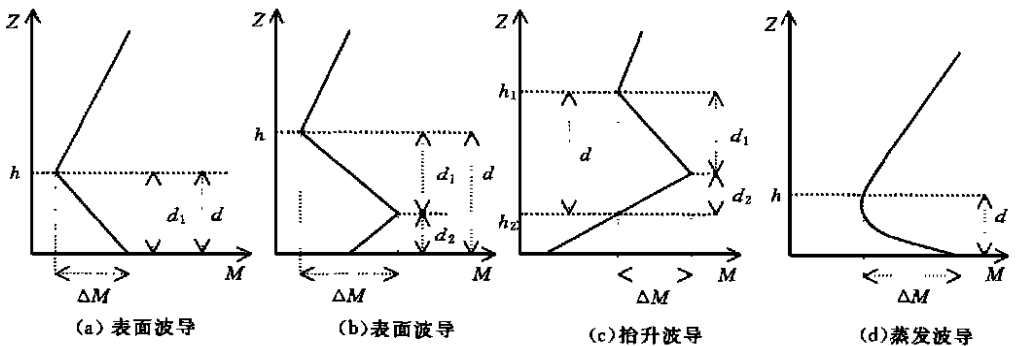


图1 大气波导及其特征参量示意图

(图中 h 为波导顶高度, h_1 为陷获层顶高度, h_2 为基

础层底高度, d 为波导厚度, d_1 为陷获层厚度, d_2 为基础层厚度, ΔM 为波导强度)

层。(2) 干暖气团从陆地平移到湿冷的海面上空时, 形成近地层大气温度下冷上暖、湿度下湿上干的状况。(3) 雨后造成近地层下层大气又冷又湿的情况。

2.3.2 抬升波导

抬升波导是下边界悬空的大气波导, 一般发生在 3000 m 高度以下的对流层低层大气中, 它通常是由一个悬空陷获层叠加到一个悬空基础层之上而构成(如图 1c 所示)。

抬升波导的一个显著特点是波导顶的大气修正折射指数大于地面的大气修正折射指数。抬升波导的下边界高度一般距地面数十米或数百米, 在此高度之上一般出现一层逆温层结。在海洋大气环境中常见的易于形成抬升波导的天气条件主要有: (1) 受副热带高压影响, 高层大气存在大范围的下沉运动, 使得干热气层覆盖于冷湿的海洋边界层低层大气之上, 形成一层悬空的逆温层。(2) 在季风海域和海陆风环流盛行海域, 干暖空气由陆地平流至冷湿的海面近地层大气上方, 由于低层湍流较强, 而在上层形成一个湿度随高度递减的逆温层。(3) 冬季海洋云盖大气边界层中, 在低云云顶之上的混合层顶处经常会出现湿度随高度锐减的逆温层。

2.3.3 蒸发波导

蒸发波导是海洋大气环境中经常出现的一种特殊的表面波导, 它是由于海面水汽蒸发使得在海面上很小高度范围内的大气湿度随高度锐减而形成的(如图 1d 所示)。

蒸发波导一般发生在海洋大气环境 40 m 高度以下的近海面大气中, 它由一个较薄的陷获层组成。蒸发波导高度随地理纬度、季节、一日内的时间等而变化, 通常在低纬度海域的夏季白天蒸发波导的高度较高。

3 大气波导特征分析

3.1 尺度特征

通常大气波导的水平尺度为数公里至数百公里, 垂直尺度为数米至数百米。由于海洋大气环境的水平均匀性较好, 容易形成产生大气波导的天气条件, 因此大气波导现象经常出现在海洋大气环境中。在陆地上, 由于地形的影响经常破坏边界层大气的水平均匀性, 所以只有在平坦荒芜地区或沙漠地区比较容易出现大气波导现象。

3.2 天气特征

大气波导现象经常出现在晴朗、稳定、无风的天气背景下。在稳定的大气层结中经常存在逆温层, 当逆温层中的大气湿度随高度递减时就容易形成表面波导或抬升波导。表面波导上升后会转变为抬升波导, 抬升波导下沉后也会转变为表面波导。在晴朗无风的海洋大气环境中则很容易出现蒸发波导。

在海洋云盖大气环境背景下, 经常会在低云云顶之上的混合层顶处出现湿度随高度锐减的逆温层, 从而产生一个抬升波导层。图 2 给出了由北京大学地球物理系参加的西北太平洋云辐射实验(日本奄美大岛, 1990 年 1 月和 1991 年 1 月)中的一次典型观测实例。

图 2a 是 1991 年 1 月 16 日 8:00, 此时奄美大岛处于冷气团控制下。来自西北中国大陆的干冷气团到达暖湿的海面上, 形成混合层, 水汽不断由海面输送到混合层中, 于是在混合层上层不断有凝结过程发生, 形成了云层。此时在云层上方的混合层顶处出现了强的逆温和湿度锐减, 形成一个抬升波导。图 2b 是 1 月 16 日 20:00, 此时气压下降, 气温上

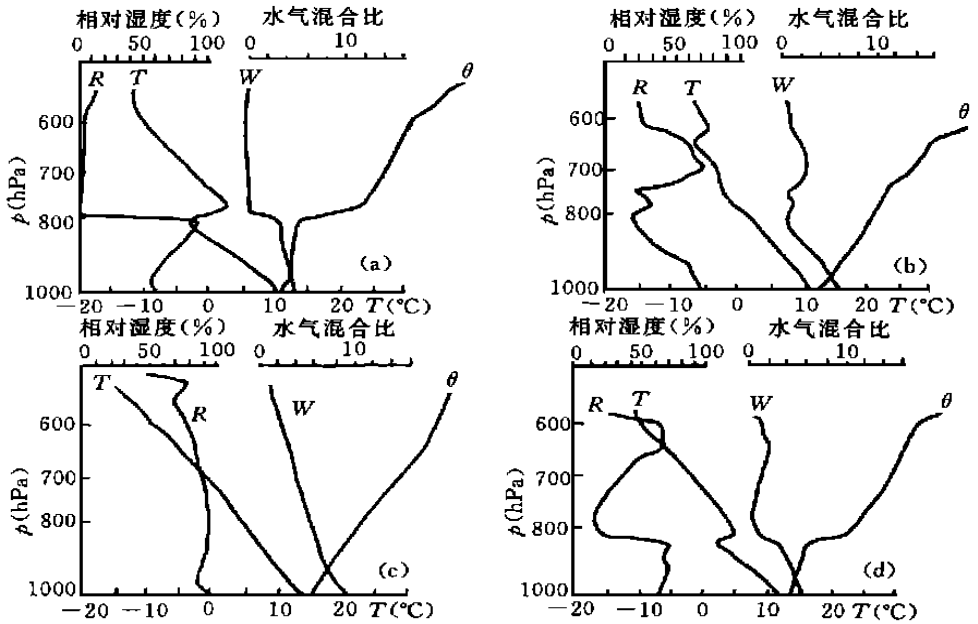


图2 1991年1月日本奄美大岛海洋上空大气结构
 (a. 16日8:00; b. 16日20:00; c. 17日8:00; d. 17日20:00)

升, 大气总水汽量增加, 暖湿气团入侵, 在干冷空气上爬升, 位于 800 hPa 附近的逆温层趋于消失, 抬升波导也随之消失。图 2c 是 1 月 17 日 8:00, 此时气压继续下降, 气温升高, 大气总水汽量继续增加, 导致下雨, 奄美大岛受暖湿气团控制。图 2d 是 1 月 17 日 20:00, 此时气压回升, 气温下降, 奄美大岛重新被干冷气团控制, 混合层重新出现, 混合层顶处再次出现湿度锐减的逆温层, 抬升波导再次出现。

3.3 日变化特征和季节变化特征

蒸发波导通常具有显著的日变化特征和季节变化特征。一般来说, 在同一海域, 蒸发波导的高度白天比夜晚高, 夏季比冬季高。

由于蒸发波导出现在海洋大气边界层近地层内, 受海面微气象条件的影响, 对于蒸发波导高度的确定, 通常是根据近地层相似理论利用海面气象海洋观测资料来确定^[5-11]。

根据 Monin- Obukhov 相似理论, 对大气折射指数 N 有:

$$\frac{\partial \bar{N}}{\partial Z} = \frac{N^*}{kZ} \Phi_N \left(\frac{Z}{L} \right) \tag{8}$$

式中 \bar{N} 为 N 的湍流平均量, N^* 为 N 的特征尺度, k 为 Karman 常数, Z 为垂直高度, L 为 Monin- Obukhov 长度, Φ_N 为 N 垂直廓线的普适函数。

对式(8)从海面粗糙度高度 Z_0 积分到参考高度 Z_1 , 并用梯度形式 L 替代 L 后有:

$$\bar{N}(Z_1) = \frac{N^*}{k} S \tag{9}$$

其中 $\bar{N}(Z_1) = \bar{N}(Z_1) - \bar{N}(Z_0)$, $S = \int_{Z_0}^{Z_1} \Phi_N \left(\frac{Z}{L} \right) \frac{dZ}{Z}$, 由式(8)、(9)得:

$$\frac{\partial \bar{N}}{\partial Z} = \frac{\bar{N}(Z_i)}{SZ} \Phi_n\left(\frac{Z}{L}\right) \quad (10)$$

应用梯度理查孙数 Ri 和总体梯度理查孙数 Rib 我们推导出计算 L 的公式如下:

$$L = \frac{\bar{U}(Z_i)^2 \bar{T}(Z_i) \Gamma}{g[\bar{T}(Z_i) - \bar{T}(Z_0)]} \quad (11)$$

式中 \bar{U} 和 \bar{T} 分别为水平风速和温度的湍流平均量, Γ 为廓线系数.

当大气折射指数垂直梯度等于临界值 $a (= -0.157 \text{ m}^{-1})$ 时, 所对应的高度即为蒸发波导高度 h , 此时从式(10)可得:

$$h = \frac{\bar{N}(Z_i)}{aS} \Phi_n\left(\frac{h}{L}\right) \quad (12)$$

式(12)即为我们从相似理论出发推导的计算蒸发波导高度的公式.

运用上述方法, 选用 1998 年夏季西沙气象站的气象资料和全球海表面温度网格点资料, 我们计算和分析了中国西沙海域 1998 年夏季蒸发波导高度的日变化, 结果表明: 中国西沙海域夏季蒸发波导的平均高度在 20 ~ 25 m 左右, 蒸发波导高度具有显著的日变化特征, 一般白天高度明显比夜晚高, 下午高度平均比上午要高, 一天中的蒸发波导高度极大值基本出现在下午. 图 3 给出了 1998 年 7 月 30 日 08 点 ~ 1998 年 8 月 1 日 02 点中国西沙海域蒸发波导高度的日变化实例.

同样, 我们对 1990 年 1 月和 1991 年 1 月在日本奄美大岛附近观测的西北太平洋云辐射实验(北京大学地球物理系参加)资料进行了综合分析和计算, 结果表明冬季在该海域附近, 蒸发波导高度白天比夜晚平均高出一倍以上, 下午的蒸发波导高度平均比上午要高, 一天中的蒸发波导高度极大值基本出现在下午.

3.4 大气湿度变化敏感性特征

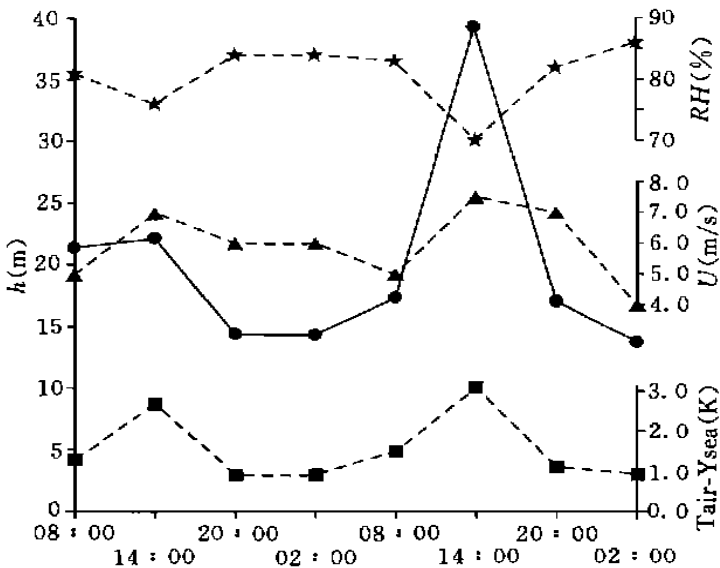


图 3 中国西沙海域夏季蒸发波导高度的日变化特征

大气波导特征量对大气湿度的变化非常敏感. 我们做一下蒸发波导高度随大气湿度变化的敏感性试验. 任意选取海面水温为 25°C , 气压为 1013 hPa ; 参考高度 6 m 处的气温为 26°C , 风速为 5 m/s , 气压为 1008 hPa ; 海面粗糙度高度为 0.00015 m . 令参考高度处的大气相对湿度从 100% 变化到 70% , 由此造成的蒸发波导高度的变化如图 4a 所示. 图中显示蒸发波导高度与大气湿度负相关, 大气相对湿度愈低, 蒸发波导高度愈高. 这是因为蒸发波导的形成机制就是由于海面水汽蒸发使得在海面上很小高度范围内的大气湿度自海面饱和状态向上随高度锐减而形成的, 大气相对湿度愈低, 表明湿度的垂直递减率绝对值愈大, 蒸发波导高度也就愈高.

我们从图 3 中也可以清楚地看到蒸发波导高度与大气湿度具有明显的负相关关系, 即使考虑到其它气象要素对大气波导的综合影响, 蒸发波导高度与大气湿度的负相关特征也非常突出, 换言之, 大气湿度的变化对大气波导特征量的影响在所有气象要素的变化对大气波导特征量所产生的影响中是最大和最重要的.

3.5 气海温差变化敏感性特征

大气波导特征量对气海温差的变化也很敏感. 我们同样做一下蒸发波导高度随气海温差变化的敏感性试验. 任意选取海面水温为 25°C , 气压为 1013 hPa ; 参考高度 6 m 处的大气相对湿度为 80% , 风速为 5 m/s , 气压为 1008 hPa ; 海面粗糙度高度为 0.00015 m . 令参考高度处的气温从 25.2°C 变化到 27.6°C , 即气海温差从 0.2°C 变化到 2.6°C , 由此引起的蒸发波导高度的变化如图 4b 所示. 图中显示在其它气象要素不变的条件下, 当气海温差小于 1.2°C 时, 蒸发波导高度随气海温差的增大而增高; 当气海温差大于 1.2°C 时, 蒸发波导高度随气海温差的增大而降低, 并且气海温差愈大, 蒸发波导高度降低的速率愈快.

值得注意的是, 图 4b 给出的是不考虑其它气象要素的影响, 仅仅由气海温差的变化所引起的蒸发波导高度的变化. 对比一下图 3 和图 4b, 我们发现两图中的气海温差变化对蒸发波导高度的影响并不一致, 这是因为图 3 中, 影响蒸发波导高度变化的因子除了气海温差之外还有大气湿度和水平风速, 而这三个因子中对蒸发波导高度变化影响程度权重最大的是大气湿度, 气海温差的影响次之, 水平风速的影响相对较小.

3.6 水平风速变化敏感性特征

大气波导特征量对水平风速的变化也具有一定的敏感性. 我们还是做一下蒸发波导高度随水平风速变化的敏感性试验. 任意选取海面水温为 25°C , 气压为 1013 hPa ; 参考高

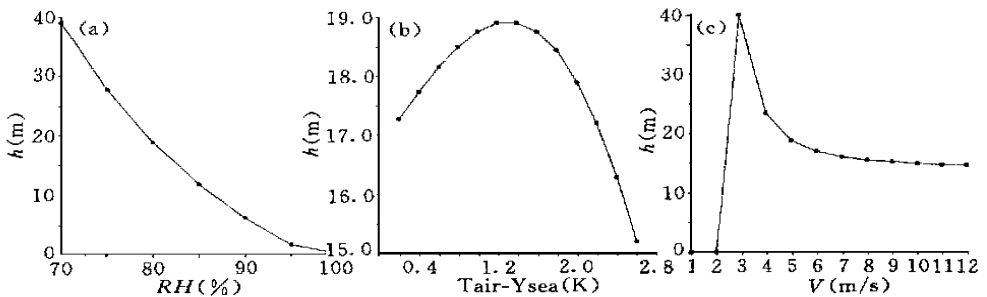


图 4 气象要素变化对蒸发波导高度的影响

(a. 相对湿度变化; b. 气海温差变化; c. 水平风速变化)

度 6 m 处的气温为 26 , 大气相对湿度为 80%, 气压为 1008 hPa; 海面粗糙度高度为 0.00015 m. 令参考高度处的水平风速从 1 m/s 变化到 12 m/s, 由此产生的蒸发波导高度的变化如图 4c 所示. 图中显示在其它气象要素不变的条件下, 当水平风速小于 3 m/s 时, 其对蒸发波导高度的影响在此假定条件下失真; 当水平风速大于 3 m/s 时, 蒸发波导高度随水平风速的增大而降低, 并且蒸发波导高度降低的速率随水平风速的增大而减慢.

同样值得注意的是, 图 4c 给出的是不考虑其它气象要素的影响, 仅仅由水平风速的变化所引起的蒸发波导高度的变化. 对比图 3 和图 4c, 两图中的水平风速变化对蒸发波导高度的影响并不一致, 这是因为图 3 中, 蒸发波导高度的变化受三个因子的综合影响, 其中水平风速的影响最弱.

4 大气波导对电磁波传播的影响

4.1 大气波导特征量对电磁波形成波导传播条件的影响

当边界层大气中存在大气波导时, 在边界层大气中传播的电磁波却不一定都能形成波导传播, 因为在特定气象条件下产生的大气波导能否将在大气中传播的电磁波捕获到波导层中形成波导传播要取决于该电磁波的波长(频率)、发射源与大气波导所处的相对位置、以及发射源的发射角度.

4.1.1 大气波导特征量对可形成波导传播的电磁波波长(频率)范围的影响

根据对流层折射的模理论^[12], 在大气中传播的电磁波若要形成波导传播, 其波长(频率)与大气波导厚度及大气折射指数梯度三者之间必须满足一定的关系. 假定波导层内的大气折射指数 N 沿高度线性递减, 即波导层内的 $\frac{dN}{dZ}$ 为小于 -0.157 的一个负值常数. 若电磁波在波导底以一定的仰角射入波导层形成波导传播, 则可得出此时的水平极化波最长自由空间波长 $\lambda_{h\max}$ 和垂直极化波最长自由空间波长 $\lambda_{v\max}$, 并且有 $\lambda_{v\max} = 3\lambda_{h\max}$ ^[13].

对于表面波导(蒸发波导), 假定地面(海面)的大气折射率 $n_s = 1.0$, 我们可以推导出地面发射的水平极化的电磁波能形成波导传播的最大波长 $\lambda_{h\max}$ (单位: m) 与表面波导(蒸发波导)厚度 d (单位: m) 及波导层内大气修正折射指数垂直梯度 $\frac{dM}{dZ}$ 之间的关系为:

$$\lambda_{h\max} = 2.5 \times 10^{-3} \left(-\frac{dM}{dZ} \right)^{\frac{1}{2}} d^{\frac{3}{2}} \quad (13)$$

由式(13)可知: ① 大气波导厚度远大于电磁波波长时, 才能捕获电磁波形成波导传播; ② 大气波导的厚度愈厚, 可形成波导传播的电磁波波长范围的上限愈长. ③ 大气波导的强度愈强, 可形成波导传播的电磁波波长范围的上限愈长.

式(13)给出的是可受大气波导影响而形成波导传播的电磁波最大波长(对应的频率为最低陷获频率), 波长小于该最大值范围(频率高于该最小值范围)内的电磁波均可受大气波导的影响. 在通常情况下对于蒸发波导和常见的表面波导, 最容易受波导影响而形成波导传播的是分米波(公寸波)(波长 100~10 cm, 频率 0.3~3 GHz)和厘米波(公分波)(波长 10~1 cm, 频率 3~30 GHz), 特别是厘米波. 常见的 X 波段、C 波段、S 波段雷达发射和接收的电磁波是很容易受大气波导影响而形成波导传播的.

4.1.2 大气波导特征量对可形成波导传播的电磁波发射角度范围的影响

当电磁波波长足够短时, 电磁波传播可运用射线理论近似. 如图 5 所示, 假设位于大气波导内的电磁波发射源向上以仰角 θ 发射的电磁波入射到波导层内某一高度时产生折射(事实上电磁波传播时, 其路径上每一点处都产生折射, 射线轨迹为曲线而非直线, 这里只考虑其中某一点处的折射), 此时入射角为 i , 折射角为 γ , 由于波导层内的大气折射率随高度递减, 所以此时的折射角一定大于入射角. 当发射仰角降低到某一临界仰角 θ_c , 可使此时的临界折射角 $\gamma_c = \frac{\pi}{2}$, i_c 为对应的临界入射角.

实际的电磁波射线并非直线而是曲线, 因此描述其轨迹的基本方程为极坐标系下的 Snell 公式:

$$n_1 r_1 \cos \theta_1 = n_2 r_2 \cos \theta_2 \quad (14)$$

式中下标 1 和 2 分别代表某一射线经过的两个不同高度的位置, $r_1 = h_1 + R_0$, $r_2 = h_2 + R_0$, R_0 为地球半径. 若高度 1 为电磁波发射源所在高度 h_1 , 高度 2 为发生全反射时所在高度 h_2 , 则当 $\gamma_c = \frac{\pi}{2}$ 时, $\theta_c = 0$, 此时式(14)变为:

$$n_1 (h_1 + R_0) \cos \theta_c = n_2 (h_2 + R_0) \quad (15)$$

式(15)可进一步转化为:

$$\frac{n}{h} = - \frac{n_1}{h} \left[1 - \frac{1}{1 + \frac{h}{r_1}} \cos \theta \right] \quad (16)$$

其中 $n = n_2 - n_1$, $h = h_2 - h_1$. 分别将 $\frac{1}{1 + \frac{h}{r_1}}$ 和 $\cos \theta$ 进行 Taylor 展开, 忽略高阶小量, 可

推导出临界仰角与大气波导折射率梯度之间的关系式为:

$$\frac{dn}{dZ} = - n_1 \left[\frac{1}{r_1} + \frac{\theta_c^2}{2} \left[\frac{1}{h} - \frac{1}{r_1} \right] \right] \quad (17)$$

对于表面波导(蒸发波导), 如果电磁波发射源位于地面(海面), 并在波导顶处发生全反射, 当波导层内不存在基础层或基础层厚度很薄时, 式(17)可近似简化为:

$$\theta_c = \sqrt{-2 \times 10^{-6} h \frac{dM}{dZ}} = \sqrt{2 \times 10^{-6} M} \quad (18)$$

式中 h 为表面波导(蒸发波导)高度, ΔM 为波导强度. 由式(18)可知: ① 大气波导的厚度愈厚, 可形成波导传播的电磁波发射角度范围的上限愈大; ② 大气波导的强度愈强, 可形成波导传播的电磁波发射角度范围的上限愈大. 显然, 当发射仰角小于临界仰角 θ_c 时, 电磁波将形成波导传播.

4.1.3 电磁波形成波导传播的必要条件

边界层大气中的电磁波若要形成波导传播必须满足 4 个基本条件: (1) 近地层或边界

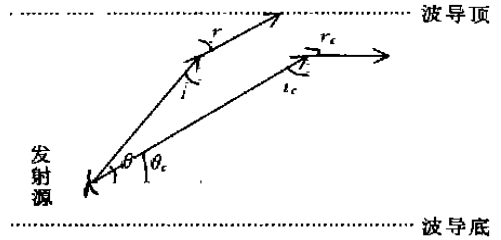


图 5 电磁波形成波导传播的临界角示意图

层某一高度处必须存在大气波导,即存在 $\frac{dM}{dz} < 0$ 的大气层结。(2)电磁波的波长必须小于最大陷获波长 λ_{max} (频率必须高于最低陷获频率 f_{min})。(3)电磁波发射源必须位于大气波导层内.对于抬升波导,有时电磁波发射源位于波导下方时,也可形成波导传播,但此时发射源必须距波导底不远,并且波导强度必须非常强。(4)电磁波的发射仰角必须小于某一临界仰角 θ_c .

4.2 大气波导对超短波传播的影响

超短波通常是指波长在 10 m 以下(频率高于 30 MHz)的无线电波.当超短波在边界层大气中形成波导传播时,大气波导对其产生的影响主要表现在两个方面:一是增加传播的距离,二是增加电场强度.由于波导层使得超短波来回不断反射,增加了其传播路径中的电场强度,从而使其能量衰减得以大大减缓,因此可使超短波在波导层内进行超长距离传播.通常超短波波导传播距离可数倍于其正常的传播距离.

4.3 大气波导对雷达探测的影响

4.3.1 大气波导可增加雷达测距、测角、测速的误差

由于大气波导是一种极端的超折射现象,因此其引起的雷达测距、测角、测速的误差比一般折射条件所引起的误差要大很多.在一般折射条件下,如果把大气看成层状球形的话,雷达测距误差 ΔR 可表示为 $R = \sum_{i=1}^k n_i R_i - R_r$,其中 R_r 为目标物距雷达的实际距离, k 为雷达波实际传播时所经过的大气薄层数(每一大气薄层具有相同的折射率), R_i 为雷达在第 i 层中的传播路径,此种条件下,雷达的测距误差一般不大于 116 m.当存在大气波导且雷达波形成波导传播时,所探测到的目标物的视在距离与实际距离相差甚远,有时可达数十公里至一、二百里.

由大气折射引起的雷达测角误差 $\theta = \theta_s - \theta_a$,其中 θ_s 为目标物的视在仰角, θ_a 为目标物的实际仰角.当存在大气波导且雷达波形成波导传播时,所探测到的目标物经常会水平方向很远以外的目标,此时,考虑到地球曲率的影响,目标物的实际仰角应是一个负值,所以大气波导大大增加了雷达测角误差.

大气折射也可引起雷达测速误差 ΔV .当存在大气波导且雷达波形成波导传播时,按多普勒频移原理测定的目标物径向速度误差同样会因波导传播特性而被放大很多.

4.3.2 大气波导可使雷达实现超视距探测和超视距接收

一般雷达的正常探测距离为数十公里范围,但当存在大气波导时,雷达的探测能力可大大提高,往往可探测到数百公里范围内的目标,这就是雷达的超视距探测.目前美国等少数先进国家已有超视距雷达应用于军事目的.对于主动雷达(主动发射电磁波,并接收目标物的反射信号),大气波导条件可使其实现超视距探测,而对于被动雷达(不发射电磁波,只被动接收来自目标物的电磁信号),大气波导条件同样可使其实现超视距接收.

4.3.3 大气波导可使雷达探测出现大面积盲区

由于大气波导能将雷达发射的电磁波部分地捕获到波导层内传播,这就使得在大气波导层顶部上方一定的空间范围内出现雷达波的探测盲区(如图 6 所示).这在气象雷达的业务观测中是非常重要的,但其更重要的影响还在军事应用中.对防御者而言,雷达探测盲区是其防御的薄弱区域,而对进攻者而言,对方雷达探测盲区则是其隐蔽接敌实施突

防的最佳路径.

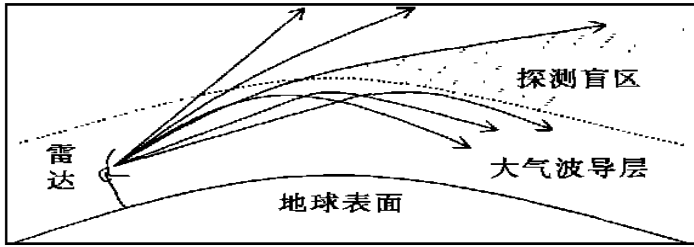


图 6 大气波导使雷达探测出现盲区

4.3.4 大气波导可增强雷达杂波

大气波导现象经常会将雷达正常探测条件下不可能出现在雷达显示屏上的远处的陆地杂波或海面杂波等显示在雷达显示屏上,从而大大增加了雷达杂波信号强度,降低了雷达的检测分辨性能.

4.4 大气波导对短波通信的影响

大气波导的存在与否对短波通信的影响很大.在正常大气环境下,短波通信是按预定条件进行的.当存在大气波导时,短波通信距离将增大几倍,同时在通信距离范围内的特定区域将会出现短波通信的电磁盲区.

5 小 结

大气波导是边界层大气尤其是海洋边界层大气中经常出现的一种极端超折射的自然现象,它具有超长水平尺度特征和显著的天气背景,其特征量对大气湿度、气海温差、水平风速等气象要素的变化十分敏感,并且日变化和季节变化相当明显.只要确定大气折射参数的垂直结构,就可确定大气波导特征参量.当存在大气波导时,位于波导层内的电磁波发射源以小于临界仰角发射的波长小于最大陷获波长的电磁波将被陷获在波导层内形成波导传播.大气波导可增加超短波的电场强度,使超短波发生超长距离传播.对气象雷达和大多数其它类型的雷达,大气波导可增加雷达测距、测角、测速的误差,增强雷达杂波,可使雷达实现超视距探测和接收,并使雷达出现大面积探测盲区.另外,大气波导对短波通信也会产生显著影响.至于大气波导对军事作战尤其是对现代电子战系统的影响,已显示出广阔的应用前景.

参考文献

- 1 Bean B R, Dutton E J. Radio Meteorology. New York: Dover Publication Inc, 1968. 435pp.
- 2 A 阿林贝尔格. 公尺波与公分波的传播. 北京: 国防工业出版社, 1959. 259pp
- 3 Almond T, Clarke J. Consideration of the usefulness of microwave propagation prediction methods on air-to-ground paths. Proc. IEE, Part F, 1983, 130: 649-656
- 4 Zhao Bolin, et al. Study on clouds and marine atmospheric boundary layer. Advances in Atmospheric Sciences, 1992, 9(4): 383-396
- 5 Jeske H. The state of radar-range prediction over sea. Tropospheric Radio Wave Propagation Part . AGARD CP-70, 1971: 50-1-50-10

- 6 Jeske H. State and limits of prediction methods of radar wave propagation conditions over the sea. *Modern Topics in Microwave Propagation and Air-Sea Interaction*, Zanca A, Ed Reidel D. Publishing, 1973. 130-148
- 7 Paulus R A. Practical application of the IREPS evaporation duct model. *NOSC Tech. Rep.* 966, 1984. 68pp
- 8 Paulus R A. Practical application of an evaporation duct model. *Radio Science*, 1985, 20(4): 887-896
- 9 Paulus R A. Specification for environmental measurements to assess radar sensors. *NOSC Tech. Document* 1685, 1989. 43pp
- 10 Musson-Genon L, et al. A simple method to determine evaporation duct height in the sea surface boundary layer. *Radio Sci.*, 1992, 27: 635-644
- 11 Babin S M, et al. A new model of the oceanic evaporation duct. *J Appl Meteor.*, 1997, 36: 193-204
- 12 Booker H G, Walkinshaw W. The mode theory of tropospheric refraction and its relation to waveguides and diffraction. *Meteorological factors in radio-wave propagation*, physical society, London, Apr. 1946: 80-127
- 13 江长荫. 低仰角无线电定位测速的大气层电波传播误差. *电波与天线*. 1982, (1): 1-62

THE ANALYSIS ON CHARACTERISTICS OF ATMOSPHERIC DUCT AND ITS EFFECTS ON THE PROPAGATION OF ELECTROMAGNETIC WAVE

Yao Zhanyu

(Laboratory for Severe Storm Research, Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Zhao Bolin Li Wanbiao Zhu Yuanjing Du Jinlin

(Laboratory for Severe Storm Research, Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Dai Fushan

(Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029)

Abstract

On the basis of introducing the basic categories of atmospheric refraction and their existing condition, the forming processes of three kinds of atmospheric duct are expounded. Several main characteristics of atmospheric duct are summarized and analyzed, and field sounding data from the Western North-Pacific Cloud-radiation Experiment (WENPEX) and meteorological data around the Xisha sea area are used to validate these characteristics. Meanwhile the sensitivities of the evaporation duct height to the variations of atmospheric humidity, the air-sea temperature difference, and horizontal wind speed are examined. With the analysis of the effect of atmospheric duct on the propagation of electromagnetic wave, the maximum trapped-wavelength and the critical emitting angle of elevation for electromagnetic wave which can form duct propagation are derived. At the same time the four kinds of necessary condition for electromagnetic wave to form duct propagation are brought forward. The effects of atmospheric duct on ultrashort wave propagation, radar observation, short wave communication etc. are also discussed.

Key Words: Atmospheric duct, Characteristic analysis, Propagation of electromagnetic wave.