# 基于非迭代海-气通量算法的蒸发 波导预测模型研究

刘立行<sup>1,2</sup>,李煜斌<sup>3</sup>,高志球<sup>3,4</sup>,毕雪岩<sup>5</sup>,陈勤飞<sup>6</sup>

(1. 南京信息工程大学应用气象学院,江苏南京 210044;2. 中国人民解放军 61828 部队,新疆 喀什 844000;

 南京信息工程大学地理与遥感学院,江苏南京210044;4. 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学 国家重点实验室,北京100029;5. 中国气象局广州热带海洋气象研究所/区域数值天气预报重点实验室,

广东 广州 510080;6. 国家海洋技术中心漳州基地筹建办公室,北京 100081)

摘要:蒸发波导易发生在海洋等水体之上.为了深入研究蒸发波导预测模型的诊断预报技术,本研究依据目前最新的非迭代海-气通量算法,建立了非迭代通量算法蒸发波导预测模型-NEW 模型,进而对新模型进行了敏感性试验,且用我国近海试验数据进行了检验.最后将 NEW 模型与目前使用广泛、效果较好的4种蒸发波导模型(即 P-J 模型、Babin 模型、NPS 模型和伪折射率模型)进行了对比分析,得到了不同模型蒸发波导高度随气象海洋要素变化的规律,结果表明非迭代通量算法模型与传统模型对不同海洋气象要素的敏感性响应是一致的.不稳定层结条件下 NEW 模型对蒸发波导的诊断结果接近于 Babin 模型和 NPS 模型,而稳定条件下略高于 NPS 模型.试验表明 NEW 模型可以有效地诊断预报蒸发波导.本研究系统阐述了非迭代通量算法模型的建立和适用情况,为蒸发波导预测诊断算法的更新和模型发展提出了新的思路.

关键词:海洋物理学;蒸发波导;蒸发波导预测模型;非迭代海-气通量算法;敏感性

DOI:10. 3969/J. ISSN. 2095-4972. 2017. 04. 003

中图分类号:P733 文献标识码:A

低层大气的气象要素状态和折射率常呈现随高度而变化的不均匀性,从而使得电磁波在低层大气中沿曲线传播,在一定条件下,其传播路径的曲率超过地球表面曲率即形成大气波导现象.大气波导对电磁波传播具有明显的"陷获"作用,它可以使电磁波格获在一定厚度的大气层内向前传播,就像电磁波在金属波导管中传播一样,从而将电磁波传播至电磁系统的水平视距之外<sup>[1]</sup>,这时形成波导传播的大气薄层称为大气波导层<sup>[2]</sup>.对海洋而言,近海层大气湿度由于蒸发作用随高度迅速减小,形成一类特殊的贴地大气波导层并发生大气波导现象,这种大气波导被称为蒸发波导.海面蒸发波导出现的概率较高(一般高于 80%),厚度从几米到几十米<sup>[3]</sup>.

由于蒸发波导经常出现并对海上无线电探测有 重要影响<sup>[45]</sup>,美国和欧洲在上世纪50年代就开始 文章编号:2095-4972(2017)04-0474-13

了蒸发波导的相关研究工作<sup>[6]</sup>,基于气象参量(主要为海表温度、空气温度、湿度、压强、风速等)和大气边界层理论的蒸发波导预测模型的研发工作一直持续不断.20世纪70年代,德国汉堡大学气象学院的Jeske等(1971)提出了使用海上气象要素计算蒸发波导厚度的理论<sup>[7]</sup>.随后,不同的科学家依据近地层不同的稳定度普适修正函数、不同的海表动力和热力粗糙度算法以及不同的观测数据提出了各不相同的蒸发波导模型.例如,Liu等(1979)提出了LKB模型<sup>[8]</sup>,1984年加利福尼亚海洋战场评估中心建立了 NWA 模型<sup>[9]</sup>,随后 Paulus 等(1984、1989、1994)改进了 Jeske 模型并形成了著名的 P-J 模型<sup>[10-12]</sup>,Cook等(1992)建立了 NRL 模型<sup>[13]</sup>,同时,法国气象局的 Musson-Genon等(1992)提出了 MGB 蒸发波导模型<sup>[14]</sup>,1996 年美国约翰霍普金斯大学

收稿日期:2017-01-10

通讯作者:高志球(1965~),男,博士,研究员;E-mail: zgao@ mail. iap. ac. cn

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41505004,41675009);国家重点研发计划资助项目(2016YFA0602101)

作者简介:刘立行(1990~),男,硕士研究生,助理工程师; E-mail:leozlh@126.com

的 Babin 等(1997) 基于热带海洋与全球大气海气耦 合响应实验(TOGA COARE)观测资料提出了 Babin 模型<sup>[15]</sup>,美国海军研究生院的 Frederickson 等 (2000)提出了 NPS 模型<sup>[16]</sup>. 此外,还有最近的俄罗 斯国立水文气象大学的 RSHMU 模型、欧洲中尺度 天气预报中心的 ECMWF 模型和海-气耦合响应试 验的 COARE 模型等<sup>[17]</sup>. 我国的大气波导研究起步 较晚,前期的研究工作主要是对国外成果的跟踪吸 收和分析应用,但近些年也取得了许多成果,在上世 纪60年代我国正式自主开展了对大气波导的观测 和数据采集工作.80年代逐步对大气波导的传播机 理、电磁环境和探测预测等方面展开展了研究,除此 以外,在蒸发波导预测模型的探索上也获得了不少 的研究成果,如,刘成国等(2001)以 P-J 模型为基础 提出了伪折射率概念,并以此为基础建立了伪折射 率模型<sup>[18]</sup>;戴福山等(2002)在 Babin 模型的基础 上,建立了以局地相似理论为基础的 Local 模型<sup>[2]</sup>; 丁菊丽等(2015)以 COARE 模型和 NPS 模型为基础 建立了 UED 模型<sup>[19]</sup>.

现有蒸发波导模型需要依据湍流通量参数化方 案来计算摩擦速度、温度尺度、特征比湿及 Monin-Obukhov 长度等参量. 近年来, 国内外专家依据 Monin-Obukhov 相似理论提出了诸多不同的湍流通量 参数化方案,依据方案是否需要循环迭代可将其分 为2类:一类为"迭代方案"<sup>[20-26]</sup>,另一类为"非迭代 方案"<sup>[27-30]</sup>.由于迭代方案可以完整地保持 Monin-Obukhov 相似理论,避免了近似带来的误差,其计算 结果也更为合理,因此以往的蒸发波导模型都倾向 于选择迭代算法.然而迭代运算过程会增加计算周 期、降低运算效率并可能导致计算不收敛.另一方 面,虽然非迭代方案做了近似处理,从而可能引入更 多的误差,但其可以带来运算效率和程序鲁棒性的 提高. 例如,李煜斌等(2011)依据已有迭代方案的 结果,通过线性回归方法建立了不同稳定度条件下 非迭代的湍流通量计算方法,这组非迭代算法的计 算精度与迭代算法极其接近,并且大大提高了计算 效率<sup>[31]</sup>.本研究将采用 Li 等(2010、2014、2015)的 研究成果<sup>[32-34]</sup>,探索一种建立于非迭代海-气通量算 法上的蒸发波导模型,来尝试性地发展蒸发波导预 测模型,并将新模型与4种目前应用较广、效果较 好、具有代表性的蒸发波导模型(P-J 模型、Babin 模 型、NPS 模型和伪折射率模型)进行对比,旨在分析 和总结不同蒸发波导模型的特征和规律,以便更好 地为海上无线电探测时蒸发波导的计算提供参考.

#### 1 研究方法

NEW 模型是基于第一代非迭代通量算法蒸发 波导模型进行的升级,所用的通量参数化方案由 Li 等(2014、2015)提出<sup>[33-34]</sup>,方案是依据 PCB 迭代方 案[PCB 迭代方案是不稳定情况下 Paulson(1970) 方案<sup>[20]</sup>和稳定情况下 Cheng 等(2005)方案<sup>[35]</sup>的组 合]的计算结果进行回归分析后形成的.虽然 NEW 模型同样利用了海面特定高度上的大气温度、相对 湿度、风速、压强和海表温度作为输入参量,但并未 通过整体输送法来求取蒸发波导高度,而是根据在 大气折射率方程中引入 K 理论通量观测法求得蒸 发波导高度.此外,该模型在确定 M-O 长度 L 和特 征尺度 u<sub>\*</sub>、θ<sub>\*</sub>、q<sub>\*</sub>时避免了以往设定初值进行迭代 计算,而是通过稳定参数整体理查森数 R<sub>ib</sub>的大小来 选择 ξ 的表达式从而确定这些参量,下文将对此模 型进行详细地阐述.

#### 1.1 通量算法计算方案

当前,大多数的通量计算方案需要迭代或存在 精度低的问题.本研究采用的非迭代方案是一种接 近于经典迭代计算的方法,它使用了多重回归,这使 得计算方案可以在大范围的粗糙度情况下适用.

该参数化方案根据不同大气层结状态进行区分. 在稳定情况下,参数化过程如下:根据 z/z<sub>0</sub>、z<sub>0</sub>/z<sub>0</sub>,的值分为了8个不同区域,如表1所示.

表 1 根据  $z/z_0$  和  $z_0/z_{0t}$ 的大小划分 8 个区域

Tab. 1 Eight regions divided by  $z/z_0$  and  $z_0/z_{0t}$  values

区域	$z/z_0$	$z_0/z_{0t}$
1	10 ~ 160	0.607 ~100
2	$160 \sim 1 \times 10^5$	0.607 ~100
3	10 ~ 80	$100 \sim 1 \times 10^7$
4	$80 \sim 1 \times 10^5$	$100 \sim 1 \times 10^7$
5	10 ~40	$1\times10^7\sim1\times10^{11}$
6	$40 \sim 1 \times 10^5$	$1\times 10^7 \sim 1\times 10^{11}$
7	10 ~40	$1 \times 10^{11} \sim 1.07 \times 10^{13}$
8	$40 \sim 1 \times 10^5$	$1\times 10^{11}\sim 1.07\times 10^{13}$

然后根据  $z/z_0 \ z_0/z_0$  所在区域,计算  $R_{ibcp}$ :

$$R_{ibcp} = \sum C_{mn} \log^{m} (L_{OM}) (L_{OH} - L_{OM})^{n} \quad (1)$$

$$L_{0i} = \log(z/z_{0i}) \tag{2}$$

式(1)各区域中中 C<sub>mn</sub>的取值详见参考文献[33]的 内容,这里只给出第一个区域所对应的参数作为示 例(表2).

#### 应用海洋学学报

表2 方程(1)中第一区域的系数对照表 Tab.2 Coefficients of Eq. (1) in region 1

系	数 C <sub>00</sub>	<i>C</i> <sub>10</sub>	$C_{20}$	<i>C</i> <sub>01</sub>	<i>C</i> <sub>11</sub>	$C_{21}$	$C_{02}$	<i>C</i> <sub>12</sub>	
$R_{il}$	0. 309 5	-0.285 2	2 -0.285 2	0.079 55	-0.016 05	0	0	- 1.079 × 10 <sup>-4</sup>	
$R_{il}$	0.321 9	0.321 9	0.261 3	0.067 53	-0.031 01	0.003 908	-0.001 78	0.001 165	
$R_{il}$	0.354 5	0.354 5	-0.256 9	0.066 09	-0.039 34	0.005 643	-0.003 381	0.002 194	
$R_{il}$	0.439	0.439	-0.313 3	0.089 3	-0.071 12	0.014 03	-0.005 965	0.003 806	
$R_{il}$	0.688 7	0.688 7	-0.537 5	0.175 4	-0.156 4	0.034 89	-0.012 77	0.008 101	
$R_{il}$		1.706	-1.62	0.5124	-0.5026	0.123 9	-0.035 77	0.022 38	

根据  $R_{ibcp}$ 的值可以判断出  $R_{ib}$ 的落点位置,例如: $R_{ib}$ 小于  $R_{ibcp1}$ 时为第1部分,位于  $R_{ibcp1}$ 和  $R_{ibcp2}$ 之间时为第2部分,……,大于  $R_{ibcp6}$ 时则为第7部分,依次类推.最后利用式(3),计算  $\xi$ ,系数  $C_{ijk}$ 同样只给出第一区域作为示例,如表3.

$$\xi = R_{ib} \sum C_{ijk} \cdot R^{i}_{ib} \cdot L^{j}_{OM} (L_{OH} - L_{OM})^{k} \quad (3)$$
$$R_{ib} = \frac{g z \Delta \theta}{\theta u^{2}} \quad (4)$$

表る	<b>万</b> 在(3) 甲弗·	一区域系数灯照表
<b>T</b> 1 0	G 661 1 6	

Та	b. 3	Coef	ficients	of	Eq.	(3)	for	region	1
----	------	------	----------	----	-----	-----	-----	--------	---

系数	部分 1	部分 2	部分 3	部分 4	部分 5	部分 6	部分 7
C <sub>000</sub>	-1.134	0	0	0	0	0	0
$C_{100}$	31.1	86.35	-280.4	0	0	- 17.32	-6.343
$C_{200}$	-71.16	0	3 235	0	0	8.773	7.66
C <sub>300</sub>	227.4	0	-6 165	0	0	0	-0.766 1
<i>C</i> <sub>001</sub>	-0.209 4	- 11. 53	- 10.64	0	0	0	0.012 5
C <sub>101</sub>	3.293	194.9	193.8	0	1.113	0	-2.203
C <sub>201</sub>	-20.11	-975.4	-1 194	- 12.37	-97.56	0	0.8896
C <sub>301</sub>	14.42	1 472	2 161	0	159.4	0	-0.127 3
C <sub>002</sub>	0.147 6	-2.535	-4.603	0	0	1.919	-0.008 27
$C_{102}$	-0.073 25	28.24	52.02	11.99	16.33	0	0.3327
C <sub>202</sub>	0.5627	-61.13	- 110.7	- 15.63	-25.67	0.267 9	-0.046 13
C <sub>003</sub>	-0.011 78	-0.237 8	-0.5367	-0.3157	-0.6447	-0.289 2	0
C <sub>103</sub>	0.021 8	0.740 5	1.503	0.294 8	0.971 8	0	-0.049 68
<i>C</i> <sub>010</sub>	1.405	13.6	30.26	0	6.821	10.27	7.513
$C_{110}$	-32.47	-316.2	- 314.9	0	- 57.13	0	0
$C_{210}$	46.59	1 067	186	- 108.1	227.3	0	-4.799
C <sub>310</sub>	- 38.25	-1 494	0	317.8	- 244	0	0.5598
<i>C</i> <sub>011</sub>	-0.228 6	8.023	9.038	0	0.928 7	-3.457	-1.161 2
<i>C</i> <sub>111</sub>	- 1.097	-91.31	- 87.06	- 12.52	- 17.88	-1.617	0
C <sub>211</sub>	-0.3394	213.7	198.6	0	34.41	0	0

刘立行,等:基于非迭代海-气通量算法的蒸发波导预测模型研究

• 477 •

							续表3
系数	部分1	部分 2	部分 3	部分 4	部分 5	部分 6	部分 7
C <sub>012</sub>	0	1.035	1.529	0	0.319	-0.075 36	0.466 6
<i>C</i> <sub>112</sub>	0	-5.072	-7.439	- 1.025	-2.452	0	0.060 5
<i>C</i> <sub>013</sub>	0	0.036 22	0.073 69	0.046 69	0.085 83	0.051 46	-0.018 08
$C_{020}$	0	-4.699	- 10.71	- 1.896	-2.195	-3.108	0
$C_{120}$	10.71	97.46	122.1	28.39	22.21	7.948	2.442
$C_{220}$	0	-152.4	- 76.91	- 14.19	-31.44	-2.985	0.1584
$C_{021}$	0	-1.704	-2.035	0	-0.135 5	0.875 1	0
<i>C</i> <sub>121</sub>	0	9.069	8.248	2.214	1.976	0.313 9	-0.04377
C <sub>022</sub>	0	-0.095 76	-0.126 3	-0.014 72	-0.046 36	-0.051 31	-0.069 4
C <sub>030</sub>	-0.007 485	0.444 6	1.015	0.306 9	0.1708	0.259 8	-0.167 5
$C_{130}$	-0.967 1	-7.991	- 10.96	-3.635	-1.623	-0.8513	-0.218 1
C <sub>031</sub>	0.003 402	0.113 8	0.142 6	-0.008 769	0	-0.054 27	0.050 52

在不稳定情况下,参数化过程如下:根据 z/z<sub>0</sub>、 z<sub>0</sub>

 $z_0/z_{0i}$ 和  $R_{ii}$ 的值分为了 8 个不同区域, 如表 4 所示.

### 表4 根据 $R_{ii}$ , $z/z_0$ 和 $z_0/z_{0i}$ 的大小划分8 个区域

Tab. 4 Eight regions divided by  $R_{ib}$ ,  $z/z_0$  and  $z_0/z_{0t}$  values

区域	$R_{ib}$	$z/z_0$	$z_0/z_{0t}$
1	$-2 < R_{ib} < 0$	$10 \leq z/z_0 \leq 80$	$0.607 \leq z_0/z_{0t} \leq 10$
2	$-2 < R_{ib} < 0$	$10 \leq z/z_0 \leq 80$	$10 \leq z_0 / z_{0t} \leq 1.069 \times 10^{13}$
3	$-2 < R_{ib} < 0$	$80 \!\leqslant\! z/z_0 \!\leqslant\! 1 \times \! 10^5$	$0.607 \leq z_0/z_{0t} \leq 10$
4	$-2 < R_{ib} < 0$	$80 \le z/z_0 \le 1 \times 10^5$	$10 \leq z_0 / z_{0l} \leq 1.069 \times 10^{13}$
5	$-5 < R_{ib} < -2$	$10 \leq z/z_0 \leq 80$	$0.607 \leq z_0/z_{0t} \leq 10$
6	$-5 < R_{ib} < -2$	$10 \leq z/z_0 \leq 80$	$10 \leq z_0 / z_{0t} \leq 1.069 \times 10^{13}$
7	$-5 < R_{ib} < -2$	$80 \le z/z_0 \le 1 \times 10^5$	$0.607 \leq z_0/z_{0t} \leq 10$
8	$-5 < R_{ib} < -2$	$80 \le z/z_0 \le 1 \times 10^5$	$10 \leq z_0 / z_{0t} \leq 1.069 \times 10^{13}$

根据参数值所在区域,计算 $\xi$ ,系数 $C_{ijk}$ 根据不同迭代方案的计算结果有不同的数值,本研究采用的是依据 Paulson70 方案进行回归得到的 $C_{ijk}$ ,如表5 所示.

$$\xi = R_{ib} \frac{L_{OM}^2}{L_{OH}} \sum C_{ijk} \left( \frac{-R_{ib}}{1-R_{ib}} \right)^i L_{OM}^{-j} \cdot L_{OM}^{-k} \quad (5)$$

Tab. 5 Coefficients of Eq. (5) for region 1									
系数	部分1	部分2	部分3	部分4	部分5	部分6	部分7	部分8	
C <sub>031</sub>	-28.813	0	0	0	0	0	0	0	
C <sub>013</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	
C <sub>103</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	
$C_{130}$	0	0	0	0	0	0	0	0	
$C_{022}$	171.37	21.868	0	0	71.863	0	0	0	

表5 方程(5)中系数的对照表

(8)

								续表5
系数	部分1	部分2	部分3	部分4	部分5	部分6	部分7	部分8
<i>C</i> <sub>112</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>C</i> <sub>121</sub>	0	0	0	98.068	0	0	0	0
C <sub>003</sub>	-4.465 9	-2 193.5	0	0	0	-1 490	0	0
C <sub>030</sub>	0	0	0	0	- 30. 825	0	- 333.57	0
$C_{012}$	-145.38	24.905	63.562	0	-26.723	-48.521	-625.04	- 35.527
C <sub>021</sub>	0	0	- 133.56	0	0	0	914.04	0
$C_{102}$	-2.928 4	6.675 2	0	0	-11.479	0	0	0
$C_{120}$	11.867	0	0	0	-1.231 1	0	0	0
$C_{111}$	-7.190 1	1.978 9	0	0	-67.415	2.825 9	0	0
$C_{002}$	31.481	5.7057	0	4.5019	16.059	27.861	149.79	32.682
$C_{020}$	0	3.223 1	34.817	5.431 9	23.452	2.969 9	83.588	10.73
$C_{011}$	19.158	- 14.009	0	0	5.5104	-7.3367	-209.17	- 19.373
$C_{101}$	7.145 8	0	5.337	0.654 43	20.643	0	1.780 3	0
$C_{110}$	-7.8929	-1.235 7	-4.826 3	-1.682 8	0	0	0	0
$C_{001}$	-6.298 2	0	1.532 5	-0.753 7	-5.5493	-2.170 1	0	0
$C_{010}$	0	0	-7.0107	-1.456 5	-4.764	-1.042 5	-4.998 2	-3.344
$C_{100}$	0	-0.431 63	-0.216 93	-0.201 31	-1.682 8	-0.790 24	-0.519 48	-0.534 18
C <sub>000</sub>	1.123 3	1.038 4	1.257 7	1.060 3	1.606 2	1.364 3	1.422 2	1.338 6

该通量算法方案中湍流通量 $\tau$ 、感热通量 $H_s$ 定义为:

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_m \cdot u^2 \qquad (6)$$

$$H_s = -\rho c_p \cdot u_* \cdot \theta_* = -\rho c_p \cdot C_h \cdot u(\theta - \theta_0) \qquad (7)$$

式(6、7)中, $\rho$ 为空气密度, $c_p$ 为定压比热容, $u_*$ 为 风速特征尺度, $\theta_*$ 为温度特征尺度, $C_m$ 为湍流动量

$$C_{h} = \frac{\kappa^{2}}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{0}}\right) - \psi_{m}(\xi) + \psi_{m}\left(\frac{z_{0}}{z}\xi\right) + \psi_{m}^{*}\left(\xi, \frac{z}{z_{*}}\right)\right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0t}}\right) - \psi_{h}(\xi) + \psi_{h}\left(\frac{z_{0t}}{z}\xi\right) + \psi_{h}^{*}\left(\xi, \frac{z}{z_{*}}\right)\right]} \qquad (9)$$

$$\psi_{m,h}^{*}\left(\xi, \frac{z}{z_{*}}\right) = \varphi_{m,h} \left[\left(1 + \frac{v}{\mu z/z_{*}}\right)\xi\right] \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + \frac{\lambda}{\mu z/z_{*}}\right) \exp(\mu z/z_{*}) \qquad (10)$$

式(8~10)中,  $\kappa$ 是 von-Karman 常数, R是 Prandtl数, z为观测高度,  $z_0$ 为空气动力学粗糙度,  $z_{0t}$ 为热力 粗糙度,  $z_{0q}$ 为水汽粗糙度, 系数  $\lambda = 1.5$ ,  $\mu = \mu_m = 2.59$ ,  $\mu = \mu_h = 0.95$ , v = 0.5,  $z_*$ 为摩擦子层的高度.

在稳定条件下,根据 CB05 通量方案<sup>[34]</sup>稳定度 修正函数分别定义为:

$$\begin{aligned}
\varphi_{m} &= 1 + a \, \frac{\xi + \xi^{b} (1 + \xi^{b})^{\frac{1-b}{b}}}{\xi + (1 + \xi^{b})^{\frac{1}{b}}} \\
\varphi_{h} &= 1 + c \, \frac{\xi + \xi^{d} (1 + \xi^{d})^{\frac{1-d}{d}}}{\xi + (1 + \xi^{d})^{\frac{1}{d}}}
\end{aligned} \tag{11}$$

式(11)中,*a*=6.1,*b*=2.5,*c*=5.3,*d*=1.1,*ξ*=*z/L*. 在不稳定条件下,稳定度修正函数定义为:

总体输运系数,C<sub>b</sub>为湍流感热总体输运系数.

 $C_m = \frac{\kappa^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m(\xi) + \psi_m\left(\frac{z_0}{z}\xi\right) + \psi_m^*\left(\xi, \frac{z}{z_*}\right)\right]^2}$ 

通量整体输送系数在这里定义为:

$$\varphi_m = (1 - A_m \cdot \xi)^{-\frac{1}{4}}$$

$$\varphi_q = \varphi_h - \alpha (1 - A_h \cdot \xi)^{-\frac{1}{2}}$$
(12)

式(12)中,根据 Paulson 的研究  $\alpha = 1, A_h = 16, A_m = 16$ .

#### 1.2 蒸发波导高度表达式的确定

已知大气折射率方程可以改写成:

$$\frac{\partial N}{\partial z} = A + B \frac{\partial \theta}{\partial z} + C \frac{\partial q}{\partial z}$$
(13)

且系数分别为:

$$A = -0.01 \times \rho g \left\{ \frac{77.6}{T} + \frac{4\ 810 \times 77.6q}{T^2 [\ \varepsilon + q(1 - \varepsilon) \ ]} \right\} + \frac{g [p - e(1 - \varepsilon) \ ]}{c_{pa}} \left\{ \frac{77.6}{T^2} + \frac{2 \times 4\ 810 \times 77.6q}{T^3 [\ \varepsilon + q(1 - \varepsilon) \ ]} \right\}$$
(14)  
$$B = -\left( -\frac{p}{T} \right)^{Ra/c_{pa}} \left\{ \frac{77.6p}{T^2} + \frac{2 \times 4\ 810 \times 77.6qp}{T^3 [\ \varepsilon + q(1 - \varepsilon) \ ]} \right\}$$

$$= -\left(\frac{1}{1\ 000}\right) \quad \left\{ \begin{array}{c} T^2 \\ T^2 \end{array} \right\} T^3 \left[\varepsilon + q(1-\varepsilon)\right] \right\}$$

$$(15)$$

$$C = \frac{4\ 810\ \times\ 77.\ 6p\varepsilon}{T^2\left[\ \varepsilon\ +\ q(1\ -\ \varepsilon)\ \right]^2} \tag{16}$$

式(14~16)中,*T*、*p*、*p*分别是空气温度、大气压强和 空气密度;*e*、*q*分别是水汽压和比湿;*g*是重力加速 度;*Ra*是干空气气体常数;*e*是气体常数比.

同时,近地层中湍流通量、感热通量和水汽通量 可以表示为:

$$\tau = \overline{\rho w' u'} = -\rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} = -\rho u_*^2 \qquad (17)$$

$$H_{s} = \rho c_{p} \, \overline{w'\theta'} = -\rho c_{p} \cdot K_{h} \, \frac{\partial \theta}{\partial z} = -\rho c_{p} \cdot u_{*} \cdot \theta_{*}$$
(18)

$$H_{\iota} = \rho L_{e} \overline{w'\theta'} = -\rho L_{e} \cdot K_{q} \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} = -\rho L_{e} \cdot u_{*} \cdot q_{*}$$
(19)

式(19)中, $L_e$ 是蒸发潜热.

由一阶闭合 K 理论,可以得到:

$$\overline{w'u'} = -K_m \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}$$
(20)

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z}$$
(21)

$$\overline{w'q'} = -K_q \frac{\partial \overline{q}}{\partial z}$$
(22)

把式(21、22)代入式(13)得:

$$\frac{\partial N}{\partial z} = A - B \,\overline{w'\theta'} \cdot \frac{1}{K_h} - C \,\overline{w'q'} \cdot \frac{1}{K_q}$$
$$= A - B \cdot \rho c_p \,\overline{w'\theta'} \cdot \frac{1}{\rho c_p \cdot K_h} - C \rho L_e \,\overline{w'q'} \cdot \frac{1}{\rho L_e \cdot K_q}$$
(23)

将近地层湍流通量表达式(18、19)代入式(23) 得到:

$$\frac{\partial N}{\partial z} = A - B \cdot H_s \frac{1}{\rho c_p \cdot K_h} - C \cdot H_l \frac{1}{\rho L_e \cdot K_q}$$
$$= A - H_s \frac{E}{K_h} - H_l \frac{F}{K_q}$$
(24)

$$E = \frac{B}{\rho c_p} \tag{25}$$

$$F = \frac{C}{\rho L_e} \tag{26}$$

式(25、26)中, *E*、*F*为蒸发波导模型中定义的参数.

由式(17~19)联列 M-O 相似理论得:

$$K_{m} = \frac{u_{*}^{2}}{\frac{\partial u}{\partial z}} = \frac{\frac{kz}{u_{*}}u_{*}^{2}}{\frac{kz}{u_{*}}\frac{\partial u}{\partial z}} = \frac{ku_{*} \cdot z}{\varphi_{m}} = \frac{kz}{\varphi_{m}}\sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}$$
(27)

$$K_{h} = \frac{u_{*} \cdot T_{*}}{\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}} = \frac{\frac{kz}{T_{*}}u_{*} \cdot T_{*}}{\frac{kz}{T_{*}}\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}}$$
$$= \frac{ku_{*} \cdot z}{\varphi_{h}} = \frac{kz}{\varphi_{h}}\sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}$$
(28)

$$K_{q} = \frac{u_{*} \cdot q_{*}}{\frac{\partial q}{\partial z}} = \frac{\frac{kz}{q_{*}}u_{*} \cdot q_{*}}{\frac{kz}{q_{*}}\frac{\partial q}{\partial z}}$$
$$= \frac{ku_{*} \cdot z}{\varphi_{q}} = \frac{kz}{\varphi_{q}}\sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}$$
(29)

式(27~29)中, $K_h$ 、 $K_m$ 、 $K_q$ 分别为湍流热量、动量、水汽交换系数; $\varphi_m$ 、 $\varphi_q$ 、 $\varphi_h$ 分别为风速、湿度、温度普适函数.

把式(27~29)代入式(24)中得:

$$\frac{\partial N}{\partial z} = A - \frac{E \cdot \varphi_h}{kz \sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}} H_s - \frac{F \cdot \varphi_q}{kz \sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}} H_l \quad (30)$$

由于蒸发波导高度处满足:

$$\left. \frac{\partial N}{\partial z} \right|_{z=z_{EDH}} = -0.157 \tag{31}$$

所以在蒸发波导高度处有:

$$A + 0.157 = \frac{E \cdot \varphi_h}{kz \sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}} H_s + \frac{F \cdot \varphi_q}{kz \sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}} H_l (32)$$

这里取:

$$\varphi_{h} = \varphi_{q} = \begin{cases} 1 + c \frac{\xi + \xi^{d} (1 + \xi^{d})^{\frac{1-d}{d}}}{\xi + (1 + \xi^{d})^{\frac{1}{d}}} & \left(\frac{z}{L} \ge 0\right) \\ \left(1 - 16 \frac{z}{L}\right)^{-\frac{1}{2}} & \left(\frac{z}{L} < 0\right) \end{cases}$$

(33)

可以得到,中性条件下(z/L=0),蒸发波导高度为:

$$z_{EDH} = \frac{1}{k(A+0.157)} \sqrt{-\frac{\tau}{\rho}} (E \cdot H_s + F \cdot H_l)$$
(34)

稳定条件下(z/L>0),蒸发波导高度为:

$$z_{EDH} = (E \cdot H_s + F \cdot H_l) \left( 1 + 5.3 \frac{\frac{z_{EDH}}{L} + \frac{z_{EDH}}{L} \left( 1 + \frac{z_{EDH}}{L} \right)^{-\frac{1}{11}}}{\frac{z_{EDH}}{L} + \left( 1 + \frac{z_{EDH}}{L} \right)^{\frac{1}{11}}} \right) \frac{k(A + 0.157)}{\sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}}$$

(35)

$$z_{EDH} \sqrt{1 - 16 \frac{z_{EDH}}{L}} = \frac{E \cdot H_s + F \cdot H_l}{k(A + 0.157) \sqrt{-\frac{\tau}{\rho}}}$$
(36)

式(35、36)通过选择合适的迭代方法进行计算即 可求得不同大气层结状态下的蒸发波导高度.

2 结果与讨论

#### 2.1 模型敏感性对比分析

蒸发波导模型是以某个特定高度上的气象要素 为输入参量计算得出蒸发波导高度的,因此计算结 果与气象要素有着密切的联系,这些气象要素主要 包括风速、相对湿度和海气温差.不同天气系统、气 象要素对大气波导都有着显著影响,为了更好地分 析非迭代海-气通量模型 NEW 模型随气象海洋要素 的变化规律,本研究计算了模型在不同的风速、相对 湿度和海气温差状况下所计算得到的蒸发波导高 度. 由于不同的蒸发波导模型对各气象要素的敏感 性不同,选取了目前使用广泛、效果较好的的4种蒸 发波导模型: P-J 模型、Babin 模型、NPS 模型、伪折 射率模型与 NEW 模型进行对比分析, 如图 1 所示. 计算过程中输入参量的参考高度统一设置为6m, 海表温度恒定为30℃,考察蒸发波导高度计算值对 相对湿度和海气温差敏感性时风速取为定值4.3 m/s,考察蒸发波导高度计算值对风速和相对湿度 敏感性时气海温差取为定值-0.3℃,考察蒸发波导 高度计算值对风速和海气温差敏感性时相对湿度取 为定值 80%. 海表温度定值 30℃、风速定值 4.3 m/s、气海温差定值 - 0.3℃ 和相对湿度定值 80% 是基于南海试验的平均观测值而设. 同时,由于 蒸发波导高度一般不大于 40 m, 计算结果大于 40 或小于0的值分别取为40和0.

从图 1 可以看出,NEW 模型对相对湿度和风速 同样有较高的敏感度.在不稳定层结状态下,蒸发波 导高度随相对湿度的降低或风速的增大而增高.在 稳定层结状态下,当相对湿度在 75% ~85% 之间, 或者当风速在在4~7 m/s之间,波导高度对气海温 差极为敏感,随着气海温差的增大波导高度迅速增 大至达到极值40 m,随着海气层结稳定状态的不断 加强,特别是强稳定状态下,NEW 模型计算的波导 高度容易出现稳定的零值区域(尤其当相对湿度高 于85%、低于75%,或者当风速大于4 m/s时),在 一些海气条件下波导高度仍会出现大于40 m 的极 值(当相对湿度位于75%~85%之间,或者当风速 在在3~5 m/s之间时).

对不同气象要素的敏感性响应上,不稳定层 结状态下,非迭代通量算法 NEW 模型与4 种模型 计算的蒸发波导高度保持了一致,都随着相对湿 度的增大而降低、随着风速的增大而增高,并且在 稳定层结状态下比不稳定状态下受3种气象要素 变化的影响更为复杂,周期性和规律性也相对不 明显,但由于 NEW 模型选取了非迭代通量方案, 使得参数因子和稳定函数与传统模型存在不同, 所以模型在模拟结果上也较之前存在着差异. 总 之,由于非迭代通量模型使用了不同的通量方案 和参数设置求解波导高度,在相同气象条件下这 些模型计算得到的波导高度不仅与传统模型存在 差异,在不同参数设置下非迭代通量模型其相互 间也存在明显不同.对比非迭代通量算法模型与4 种传统模型的敏感性分析结果可以看出:无论采 用何种通量计算方法,基于其建立的蒸发波导模 型都相对湿度、风速和气海温差的变化有着强烈 的响应,海域上的低空层结状态影响着蒸发波导 模型的模拟适用性,海温差小于零(即在不稳定层 结状态下),所有模型都能很好地预测出蒸发波导 高度的变化趋势,尤其是使用了海气通量算法的4 种蒸发波导模型,能更真实地反映出波导高度的 变化,避免了 P-J 模型中人为修正带来的影响;海 温差大于零时(即在稳定层结状态下),蒸发波导 易出现零值或者 40 m 以上的过高值,特别是在强 稳定层结状态下,这种异常值的情况无论在迭代 模型和非迭代模型中都难以避免,除了引入人为 修正的 P-J 模型能避免异常值的出现,其他几类模 型在此层结条件下难以合理地诊断出波导的实际 发生高度.

由此看出:相对湿度、风速和气海温差的变化对 不同模型的计算都有着较大的影响,特别是气海温 差条件决定了海上环境的层结情况.总体上,NEW 模型的整体变化趋势更接近于伪折射率模型,而其 求得的蒸发波导平均高度则更接近于 NPS 模型,可 以看出NEW模型的诊断结果在不稳定条件下与传



图 1 P-J 模型、Babin 模型、NPS 模型、伪折射率模型和 NEW 模型计算得出的蒸发波导高度随风速、湿度和 气海温差的变化情况

Fig. 1 Changes of the calculated evaporation duct height with wind speed, humidity and air-sea temperature difference by P-J model, Babin model, NPS model, Wei model and NEW model

a-c为P-J模型的模拟结果,d-f为Babin模型的模拟结果,g-i为NPS模型的模拟结果,j-l为伪折射率模型的模拟结果,m-o为NEW模型的模 拟结果;其中第一列(a、d、g、j、m)气海温差取为定值-0.3℃,第二列(b、e、h、k、n)风速取为定值4.3 m/s,第三列(c、f、i、l、o)相对湿 度取为定值80%

统的蒸发波导模型更为一致,特别是与引入迭代通 量算法的的几类模型;在不稳定条件下,NEW 模型 计算的蒸发波导高度同样与传统模型保持了一致 性,特别是在风速较大的环境中,模型计算结果的连续性更明显,在一定区域内减少了异常值的出现.因此,NEW模型在复杂海气环境中模拟的蒸发波导高

度与现有的几类模型保持较好的一致性,并且进一步拓展了模型在异常值范围内的诊断效果. 这除了 与前文提到的 NEW 采用了最新的回归分析通量方 案外,与 NEW 模型的设计思路也有一定的联系,在 一定程度上,NEW 模型避免了因为非迭代而出现的 计算误差.

#### 2.2 NEW 模型与传统模型的应用分析

为了与已有模型的模拟结果进行对比,同时更 好地分析 NEW 模型在不同海域的适用性,分别选 用了戴福山等(2000)南海冬季<sup>[2]</sup>和姚景顺等 (2003)东海夏季<sup>[36]</sup>气象观测资料,数据包括了海表 温度和海上温度、气压、相对湿度、风速等要素.为了 更加有效地看出不同模型的实际预测诊断能力,本 研究将非正常预报时次进行了剔除,选用时段均为 昼时观测时间.从图2可以看出,在09:00至15:00 之间,该南海海域上气海温差一直处在小于0℃的 范围内,气海环境处于不稳定层结状态中,从15:30 开始,气海温差开始大于0℃,海气环境变为稳定层 结状态,如图3所示,非迭代通量算法 NEW 模型计 算的波导高度给出了与传统4种模型相同的变化趋 势,NEW 模型受相对气象因素变化的综合影响,波 导高度的变化整体保持了与风速变化相一致的趋 势,而与相对湿度表现出变化趋势相反的现象:比较 单时次计算的蒸发波导高度而言,NEW 模型给出的 蒸发波导高度更接近传统模型,特别是在不稳定状 态下其计算值稳定地维持在 Babin 模型和 NPS 模型 的计算结果之间,较好地反映了蒸发波导的实际状 况,而在稳定状态下 NEW 模型也能很好地抑制临 界状态的跳跃,给出更为合理的蒸发波导高度.综合 以上,可以看出 NEW 模型在不稳定层结状态下能 初步地进行蒸发波导的诊断,而 NEW 模型的诊断 效果更优于 P-J 模型等一些传统模型,这是主要因 为 NEW 模型采用了更优化合理的非迭代通量参数 化方案,它的计算结果与采用了最新算法 COARE 3.0 的 Babin 模型和 NPS 模型相接近,可见其诊断 结果也是相对可靠的.





Fig. 2 Time sequence changes of wind speed, air-sea temperature difference and relative humidity in experiment in the South China Sea in January 7, 2000

图 4 为 2003 年 8 月 31 日东海试验中风速、气 海温差和相对湿度的时间变化序列,由图中可以看 出,在 08:00 至 17:00 之间,从 9:00 时刻起该东海 海域上气海温差一直处在大于 0℃ 的范围内,气海 环境处于稳定层结状态中.如图 5 所示,非迭代通量 算法 NEW 模型计算的波导高度给出了与传统 4 种 模型相同的变化趋势,在稳定层结状态下,NEW 模 型波导高度的变化同样与风速变化保持了一致的趋 势,同时也与相对湿度表现出的变化趋势相反;比较 单时次计算的蒸发波导高度而言,NEW 模型给出的 蒸发波导高度较为接近传统模型,可以较好地反映 蒸发波导的诊断状况,与不稳定层结环境中不同的 是,在稳定状态下 NEW 模型的计算结果普遍高于 NPS 模型的计算结果,呈现了与在不稳定条件下的 相反结果.综合以上,可以看出 NEW 模型在稳定层 结状态下也可以在一定范围内有效地进行蒸发波导 的诊断,其计算结果也与传统模型计算结果的变化 保持了一致,同时需要注意的是在稳定层结状态下,



图 3 2000 年 1 月 7 日南海试验数据在非迭代通量算法模型与传统模型中计算的蒸发波导高度对比 Fig. 3 Evaporation duct heights calculated from the trials data of the South China Sea by non-iteration turbulent flux algorithm models and traditional models in January 7, 2000



图 4 2003 年 8 月 31 日东海试验中风速、气海温差和相对湿度的时间变化序列 Fig. 4 Time sequence changes of wind speed, air-sea temperature difference and relative humidity in experiment in the East China Sea in August 31, 2003

#### NEW 模型的计算结果会略高于 NPS 模型.

综合 2 次海上试验对比可以看出,非迭代通量 算法 NEW 模型在不同气海环境中都可以较好地诊 断不同海域蒸发波导的发生高度,计算结果整体上 更接近于 NPS 模型,在可测波导高度范围内,特别 是不稳定条件下能够合理地给出计算值,在极端海 气条件条件下比传统模型减小了异常高度值的范 围,在诊断结果上与传统模型保持了一致性.

#### 3 结论

本研究通过非迭代通量算法方案建立了新一代 非迭代海-气通量算法 NEW 模型,分析了模型的敏 感性,并将新建立的 NEW 模型与基于迭代方案的 4 种传统模型进行了对比分析.本研究发现非迭代通



图 5 2003 年 8 月 31 日东海试验数据在非迭代通量算法模型与传统模型中计算的蒸发波导高度对比 Fig. 5 Evaporation duct heights calculated from the trials data of the East China Sea by non-iteration turbulent flux algorithm models and traditional models in August 31, 2003

量算法 NEW 模型与 4 种传统模型保持了一致的敏感性变化,同时可以一定程度地避免传统模型在特定参量上高度微分迭代计算的问题.由于非迭代通量算法模型使用了不同的通量方案和参数设置,在相同气象条件下计算得到的波导高度较之前的模型会存在差异,NEW 模型采用了更优化合理的非迭代

通量参数化方案,它的计算结果与 Babin 模型和 NPS 模型相接近,能进行有效的诊断预报,尤其是在 不稳定层结状态下其诊断结果更加相对可靠.本研 究为蒸发波导预测模型的发展提供了新的参考依 据,在后续研究中我们还将深入拓展模型在极端海 气条件下的适用性.

#### 参考文献:

- [1] 胡晓华,费建芳,张翔,等.一次大气波导过程的数值模拟[J].气象科学,2008,28(3):294-300.
- [2] 戴福山,李群,董双林,等. 大气波导及其军事应用[M]. 北京:解放军出版社, 2002.
- [3] 成印河,薛宇峰,朱凤芹.海上低空大气波导及其应用综述[J].工程研究-跨学科视野中的工程,2013,5(1):92-99.
- [4] 王向敏. 海上大气波导的预测方法[D]. 南京:南京信息工程大学, 2007.
- [5] 康世峰, 张玉生, 王红光. 对流层大气波导[M]. 北京:科学出版社, 2014.
- [6] 成印河,周生启,王东晓.海上大气波导研究进展[J].地球科学进展,2013,28(3):318-326.
- [7] Jeske H. The state of radar-range prediction over sea[C]//NTAO-AGARD Conference Proceedings. Tropospheric Radio Wave Propagation, Part II. Paris:NATO-AGARD Conference Proceedings, 1971.
- [8] Liu W T, Katsaros K B, Businger J A. Bulk parameterization of the air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface[J]. Journal of Atmospheric Science, 1979, 36: 1 722-1 735.
- [9] Liu W T, Blanc T V. The Liu, Katsaros, and Businger (1979) bulk atmospheric flux computational iteration program in FOR-TRAN and BASIC[R]. Washington D C: Naval Research Laboratory, 1984.
- [10] Paulus R A. Practical application of the IREPS evaporation duct model[J]. NOSC Technology, 1984, 966: 68-72.
- [11] Paulus R A. Specification for environmental measurements to assess radar sensors [R]. San Diego, CA:Naval Ocean Systems Center, 1989.
- [12] Paulus R A. VOCAR: An experiment in variability of coastal atmospheric refractivity [C]// Geoscience and Remote Sensing Symposium. Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis and Interpretation. International: IEEE, 1994: 386-388.
- [13] Cook J, Burk S. Potential refractivity as a similarity variable [J]. Boundary Layer Meteorology, 1992, 58(1):151-159.
- [14] Musson-Genon L, Gauthier S, Bruth E. A simple method to determine evaporation duct height in the sea surface boundary lay-

er[J]. Radio Science, 1992, 27(5): 635-644.

- [15] Babin S M, Young G S, Carton J A. A new model of the oceanic evaporation duct[J]. Journal of Applied Meteorology, 1997, 36(3): 193-204.
- [16] Frederickson P A, Davidson K L, Zeisse C R, et al. Estimating the refractive index structure parameter over the ocean using bulk methods[J]. Journal of the Applied Meteorology, 2000, 39(10): 1 770-1 783.
- [17] 陈立松. 蒸发波导中雷达检测性能研究[D]. 西安:西安电子科技大学, 2009.
- [18] 刘成国,黄际英,江长荫,等. 用伪折射率和相似理论计算海上蒸发波导剖面[J]. 电子学报, 2001, 29(7): 970-972.
- [19] Ding J L, Fei J F, Huang X G, et al. Development and validation of an evaporation duct model. Part I: Model establishment and sensitivity experiments [J]. Journal of Meteorological Research, 2015, 29(3): 467-481.
- [20] Paulson C A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer
   [J]. Journal of Applied Meteorology, 1970, 9(3): 857-861.
- [21] Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1971, 28(2): 181-189.
- [22] Dyer A J. A review of flux-profile relationships [J]. Bound Layer Meteor, 1974, 7(5):363-372.
- [23] Högström U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer [J]. Bound Layer Meteor, 1996, 78(4): 215-246.
- [24] Beljaars A C M, Holtslag A A M. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models [J]. Journal of Applied Meteorology, 1991, 30(3): 327-341.
- [25] Lobocki L. A procedure for the derivation of surface-layer bulk relationships from simplified second-order closure models [J]. Journal of Applied Meteorology, 1993, 32(1): 126-138.
- [26] Holtslag A A M, de Bruin H A R. Applied modeling of the night time surface energy balance over land[J]. Journal of Applied Meteorology, 1988, 27(6):689-704.
- [27] Louis J F, Tiedtk E M, Geleyn J F. A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization [Z] Berkshire, UK: European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 1982.
- [28] Launiainen J. Derivation of the relationship between the Obukhov stability parameter and the bulk Richards on number for fluxprofile studies [J]. Bound -Layer Meteor, 1995, 76 :165-179.
- [29] Wang S P, Wang Q , Doyle J. Some improvements to Louis surface flux parameterization [R]. Wageningen, Netherlands: 15th Conference on Boundary Layer and Turbulence, American Meteorological Society. 2002.
- [30] 胡艳冰,高志球,沙文钰.六种近地层湍流动量输送系数计算方案对比分[J].应用气象学报,2007,18(7):407-411.
- [31] 李煜斌, 高志球, 袁仁民, 等. 湍流通量参数化方案的非迭代方法研究[J]. 大气科学, 2011, 33(4): 760-770.
- [32] Li Y, Gao Z, Lenschow D H, et al. An improved approach for parameterizing surface-layer turbulent transfer coefficients in numerical models[J]. Boundary-layer meteorology, 2010, 137(1): 153-165.
- [33] Li Y, Gao Z, Li D, et al. An improved non-iterative surface layer flux scheme for atmospheric stable stratification conditions [J]. Geoscientific Model Development, 2014, 7:515-529.
- [34] Li Y, Gao Z, Li D, et al. An update of non-iterative solutions for surface fluxes under unstable condition [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2015, 156(3): 501-511.
- [35] Cheng Y G, Brutsaert W. Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer
   [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2005, 114(7): 519-538.
- [36] 姚景顺,杨世兴,辛民. PJ 蒸发波导模型与雷达探测距离[J]. 现代雷达, 2008, 30(8):32-36.

## Study on the evaporation duct forecasting model based on non-iterative sea-air flux algorithm

LIU Li-hang<sup>1,2</sup>, LI Yu-bin<sup>3</sup>, GAO Zhi-qiu<sup>3,4</sup>, BI Xue-yan<sup>5</sup>, CHEN Qin-fei<sup>6</sup>

(1. School of Applied Meteorology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;

2. Unit 61828 of PLA, Kashgar 844000, China; 3. School of Geography and Remote Sensing, Nanjing University of

Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 4. State Key Laboratory of Atmospheric Boundary

Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029,

China; 5. Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration /Key

Laboratory of Regional Numerical Weather Prediction, Guangzhou 510080, China; 6. National Oceanic

Technology Center Zhangzhou Base Preparation Office, Beijing 100081, China)

Abstract: Evaporation duct is a kind of atmospheric duct that occurs easily on water bodies such as the ocean. In order to improve the prediction accuracy of the evaporation duct model, a non-iterative flux algorithm evaporation duct prediction model (NEW model) is established. In this paper, the sensitivity test of the NEW model based on the observational data from China Sea is carried out, and the results are compared with the four widely used evaporation duct models (PJ model, Babin model, NPS model and pseudo-refractive model). The relationship between the evaporation duct height and the meteorological ocean elements has been analyzed, and the difference and similarities between the non-iterative flux model and the traditional models are discussed. It is found that, for the sensitivity test of different marine meteorological factors, the non-iterative flux model is consistent with the traditional model. The evaporation duct heights from the NEW model are close to those from the Babin model and the NPS model under unstable conditions, while are slightly higher than those from the NPS model under stable condition. Therefore, the NEW model can effectively predict the evaporation duct. In this paper, the establishment and application of the non-iterative flux algorithm model are presented, and the NEW model provides a new idea for the update and model development of the evaporation duct predictive diagnosis algorithm.

Key words: physical oceanography; evaporation duct; evaporation duct model; non-iteration air-sea flux algorithm; sensitivity

DOI:10.3969/J.ISSN.2095-4972.2017.04.003

(责任编辑:肖 静)