

# 用地面湿度参量计算我国整层大气可降水量 及有效水汽含量方法的研究\*

杨景梅 邱金桓

P4 A

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

**摘要** 根据1993年我国28个台站地面及高空气象要素资料, 拟合出这28个台站所在地区整层大气可降水量同地面湿度参量(地面水汽压、地面露点)关系的经验表达式, 并且在此基础上, 通过引进地理纬度 $\phi$ 和海拔高度 $H$ 两个参量, 将经验系数参数化, 建立起由地面湿度参量计算整层大气可降水量的经验计算模式。另外还拟合出这些地区整层大气有效水汽含量同可降水量关系的经验表达式, 提出一个先由地面湿度参量计算整层大气可降水量, 再由此计算出整层大气有效水汽含量的方法。

**关键词:** 可降水量; 有效水汽含量; 地面湿度参量; 地面水汽压; 地面露点

## 1 引言

整层大气水汽含量是研究大气辐射和吸收以及全球热量输送的一个重要参量。在太阳辐射光谱范围内, 水汽有许多重要的吸收带。作为一种温室气体, 水汽对地气系统发出的长波辐射有很强的吸收。因此, 在许多大气辐射研究和遥感探测中, 都要考虑水汽的影响。例如, 在空对地遥感中, 对遥感回波数据进行大气订正时, 必须考虑水汽对回波强度的影响。在从地面太阳直射辐射信息反演大气柱气溶胶光学厚度时, 也必须考虑水汽对太阳辐射的吸收<sup>[1,2]</sup>。

在实际工作中, 通常用可降水量来表示单位截面大气柱中的水汽含量。所谓整层大气可降水量是指垂直气柱中所含有的水汽总量, 假设这些水汽全部凝结, 并积聚在气柱的底面上时所具有的液态水深度。由于计算整层大气可降水量通常需要有探空资料, 而在许多地区, 特别是广大边远地区, 是缺乏或没有探空资料的, 因此, 建立起反映整层大气可降水量同地面常规气象要素关系的经验表达式, 会给许多实际工作带来方便。在这方面, 国内外已有一些工作。我国学者周允华曾经根据青藏高原及其边缘地区的探空资料, 建立起反映该地区月平均整层大气可降水量同地面水汽压关系的经验方程<sup>[3]</sup>。杨景梅和邱金桓曾根据我国20个台站地面及高空气象要素资料, 建立起反映整层大气可降水量和有效水汽含量同地面水汽压关系的经验表达式<sup>[4]</sup>。Muhammad Iqbal在他的书中也曾介绍过几种<sup>[5]</sup>。这些经验关系式, 在一些具体工作中得到了很好的应用。

2000-08-16收到, 2000-11-21收到修改稿

\* 国家863计划863-308项目资助

虽然以上经验关系式都在一定范围内达到了良好的精度,但是却存在着一定的局限性。国内的经验关系式是根据一定地区的气象要素资料作出的,它存在着较强的区域局限性;实际计算结果表明,国外的经验关系式并不适合我国的实际情况。我国地域广大,地形复杂,不同地区气候差别悬殊,因此,有必要根据我国的气象资料和地理特点,建立起适合我国实际情况的,反映整层大气可降水量同地面常规气象要素关系的经验计算模式。

本文是根据 1993 年我国 28 个台站地面及高空气象要素资料,归纳出这些台站所在地区整层大气可降水量同地面水汽压以及同地面露点关系的经验表达式,并在这个工作基础上,提出了能够反映我国大部分地区整层大气可降水量同地面水汽压以及同地面露点普遍关系的经验计算模式。本文还归纳出了反映整层大气有效水汽含量同可降水量关系的经验表达式,并提出了先由地面湿度参量计算出整层大气可降水量,再进一步求出整层大气有效水汽含量的方法。应用本文提出的计算模式和计算方法,就可以在我国大部分地区,仅利用地面湿度要素资料,准确而方便地计算出整层大气可降水量和有效水汽含量。

本研究成果对大气辐射、大气遥感探测以及人工降雨等,具有较好的实际应用价值。

## 2 单站整层大气可降水量同地面湿度参量的关系

由于大气中的水汽绝大部分集中在对流层下半部,近地层水汽含量在整层大气水汽含量中占有很大的比重,所以整层大气可降水量在很大程度上取决于地面水汽含量的大小,它同地面湿度参量(如水汽压、露点等)应该有明显的相关。就一个地区而言,水汽的垂直递减情况取决于地理位置和气候状况。由于一个地区的气候状况是相对稳定的,所以如果找到了这个地区整层大气可降水量同地面湿度参量之间关系的规律,就可以利用这个规律,根据地面湿度参量求出整层大气可降水量。

### 2.1 计算方法和资料的选取

整层大气可降水量  $W$  可表示为

$$W = \frac{1}{\rho g} \int_0^{p_{z_0}} q dp, \quad (1)$$

其中  $q$  为比湿,  $p$  为气压,  $\rho$  为液态水密度,  $g$  为重力加速度,  $p_{z_0}$  为地面气压。

在实际应用中,比湿通常根据水汽压  $e$  计算出来,它和水汽压的关系为

$$q = \frac{\varepsilon e}{p - (1 - \varepsilon)e}, \quad (2)$$

式中,  $\varepsilon = \mu_v / \mu_d$ ,  $\mu_v$  和  $\mu_d$  分别为水汽和干空气的平均摩尔质量。

在实际探空资料中,水汽压并没有直接给出,给出的通常是不同等压面上的温度露点差。我们需要根据饱和水汽压与温度的关系,通过露点来确定各个等压面上的水汽压值。利用理想气体状态方程和热力学函数可以推导出饱和水汽压与温度的关系式。但在实际应用当中,为了决定饱和水汽压与温度的关系,常常采用经验公式。在精确的湿度查算表中,用的是 Goff-Gratch 公式<sup>[6]</sup>。

根据探空资料提供的各等压面上的温度和温度露点差值,利用饱和水汽压与温度的

关系和 (1)、(2) 式, 就可以计算出整层大气可降水量  $W$ 。

本文是根据 1993 年我国 28 个台站 (见表 1)、定时 (08 时)、地面和高空气象要素资料来进行分析和计算的。在这项工作中, 我们根据大多数大气辐射研究和遥感探测等工作的需要, 把重点放在了气候比较干燥的我国北方和西部地区, 而气候比较湿润的我国东南部地区选择的站点比较少, 代表性也有限。但总的来说, 这些台站在地理位置、海拔高度和气候干湿程度上, 都具有一定的代表性。

## 2.2 整层大气可降水量同地面水汽压关系的经验表达式

根据这 28 个台站的探空资料, 利用饱和水汽压与温度的关系和 (1)、(2) 式, 计算出各个站每一天整层大气可降水量  $W$ , 然后用最小二乘法建立起各个站所在地区整层大气可降水量同对应的地面水汽压  $e$  之间的经验关系式。从回归计算结果中, 我们可以得到这样的结论: 整层大气可降水量同对应的地面水汽压之间存在着良好的数值对应关系, 这个对应关系可以用二次曲线方程来表示, 即  $W - e$  经验关系式的形式为

$$W = a_0 + a_1 e + a_2 e^2, \quad (3)$$

其中  $W$  为整层大气可降水量 (单位: cm),  $e$  为地面水汽压 (单位: hPa),  $a_0$ 、 $a_1$  和  $a_2$  为经验系数。

从回归计算结果中还可以看出, 在大多数地区, 经验系数  $a_2 \approx 0$ , 即整层大气可降水量同地面水汽压之间为线性关系。经验关系式 (3) 的形式可简化为

$$W = a_0 + a_1 e.$$

表 1 给出了这 28 个台站 1993 年整层大气可降水量  $W$  同地面水汽压  $e$  关系的统计计算结果。表中包括每一个站的地理位置、海拔高度、 $W - e$  关系式的经验系数、计算结果的误差情况和  $W - e$  相关情况。

图 1 为福州、北京、乌鲁木齐和拉萨四个站 1993 年整层大气可降水量同地面水汽压的关系图。图中每一个点代表一天的情况, 它是应用实际探空资料, 根据 (1)、(2) 式计算得到的整层大气可降水量; 实线是根据经验关系式 (3) 画出的  $W - e$  关系曲线; 虚线是根据经验计算模式 (6) (下一节归纳出) 画出的相应曲线。

从计算结果可以看出, 整层大气可降水量和地面水汽压之间有良好的相关关系。除了西沙站的相关系数较小外, 其他各站的相关系数均大于 0.92。计算结果的平均相对误差普遍小于 20%。虽然西沙  $W - e$  相关较差, 相关系数为 0.867, 但其计算结果的相对误差并不大, 平均只有 9.5%。所以可以说经验关系式 (3) 可以应用于各个地方, 只是由于水汽含量有很大的空间变化, 经验系数在不同的地方要分别求得。

水汽的分布有很大的空间变化。它主要受地理纬度、海拔高度和气候干湿程度的影响, 而气候干湿程度与大气的环流特征和季风的进退密切相关。由于各地的气候条件不同, 所以各个站的经验系数存在着一定的差异。我国年平均地面水汽压的分布形势是东南大, 西北小, 从东南沿海向西北内陆递减。地处南海之中的西沙群岛, 年平均水汽压可达 28.8 hPa; 南岭以南地区, 年平均水汽压可达 20 hPa 以上; 四川盆地, 淮河以南也可以达到 15 hPa 以上; 而我国西北地区年平均水汽压一般在 6 hPa 左右<sup>[7]</sup>; 青藏高原由于海拔高度大以及大地形对水汽的屏蔽作用, 年平均水汽压更小。

从图 1 中可以看出水汽压的这个分布规律。现以福州、北京、乌鲁木齐和拉萨四个

表 1 我国 28 个台站 1993 年整层大气可降水量和地面水汽压关系式的经验系数、  
计算结果的误差情况和  $W-e$  相关情况

站 名	纬度 (N)	经度 (E)	海拔高度 / m	$a_0$	$a_1$	$a_2$	均 方 根 误差 / cm	平均相对 误差 / %	相关系数
哈尔滨	45°45'	126°46'	147.0	0.0786	0.1662	0.0	0.297	18.2	0.971
沈 阳	41°46'	123°26'	41.6	0.0775	0.1703	0.0	0.335	19.4	0.970
二 连	43°39'	111°58'	966.0	0.1861	0.1605	0.0	0.198	19.2	0.966
北 京	39°48'	116°28'	54.7	0.0499	0.1743	0.0	0.372	18.5	0.966
济 南	36°41'	116°59'	53.0	0.0397	0.1681	0.0	0.462	18.3	0.947
大 连	38°54'	121°38'	97.3	0.0426	0.1651	0.0	0.414	18.1	0.954
太 原	37°47'	112°33'	779.4	0.1369	0.1717	0.0	0.317	18.9	0.959
郑 州	34°43'	113°39'	111.4	0.1965	0.1755	0.0	0.546	18.9	0.936
西 安	34°18'	108°56'	398.0	0.0803	0.1921	0.0	0.430	15.3	0.952
上 海	31°07'	121°23'	8.2	0.0279	0.1873	0.0	0.650	20.1	0.935
宜 昌	30°42'	111°05'	134.3	0.1788	0.1978	0.0	0.582	14.4	0.942
乌鲁木齐	43°47'	87°37'	918.7	0.1017	0.1751	0.0	0.225	17.2	0.954
额济纳旗	42°13'	101°22'	936.3	0.1719	0.1767	0.0	0.195	18.7	0.965
敦 煌	40°09'	94°41'	1139.6	0.1539	0.1728	0.0	0.214	16.2	0.958
酒 泉	39°46'	98°29'	1478.0	0.0981	0.1697	0.0	0.188	17.1	0.961
民 勤	38°38'	103°05'	1368.5	0.1422	0.1713	0.0	0.252	16.6	0.953
喀 什	39°28'	75°59'	1290.7	0.1913	0.1522	0.0	0.224	14.9	0.938
格尔木	36°25'	94°54'	2808.0	-0.0034	0.2122	0.0	0.124	14.1	0.963
那 曲	31°29'	92°03'	4508.5	-0.0056	0.1677	0.0	0.101	17.1	0.975
拉 萨	29°40'	91°08'	3650.1	-0.0392	0.1798	0.0	0.126	13.5	0.982
昌 都	31°09'	97°10'	3310.0	-0.0496	0.1905	0.0	0.122	11.5	0.987
成 都	30°40'	104°01'	507.0	-0.1107	0.2103	0.0	0.416	10.0	0.959
贵 阳	26°35'	106°44'	1223.0	0.2229	0.1854	0.0	0.451	15.5	0.929
昆 明	25°01'	102°41'	1893.0	-0.1979	0.1991	0.0	0.238	9.3	0.968
腾 冲	25°07'	98°29'	1648.7	-0.3872	0.2199	0.0	0.255	8.5	0.974
福 州	26°05'	119°17'	85.4	-0.2232	0.2788	-0.0027	0.487	13.0	0.953
桂 林	25°20'	110°18'	165.9	0.3691	0.2367	-0.0017	0.572	14.1	0.938
西 沙	16°50'	112°20'	5.4	-0.8251	0.1994	0.0	0.535	9.5	0.867

站为例加以说明。

福州位于我国东南部闽江下游的河谷平原上，东临东海。在气候划分上属于亚热带湿润地区。该地区 1993 年平均水汽压为 19.2 hPa。

北京地处华北平原西北部，在气候划分上属于暖温带半湿润地区。1993 年平均水汽压为 10.2 hPa。

乌鲁木齐地处我国西北部新疆的准噶尔盆地，属于温带干旱地区。1993 年平均水汽压为 6.2 hPa。远小于北京地区。

拉萨位于青藏高原雅鲁藏布江谷地，属高原半干旱地区。1993 年平均水汽压只有 5.0 hPa。

水汽含量不仅有很大的空间变化，而且还有很大的时间变化，其变化规律受气温变化的影响。从水汽压的季节分布来看，我国各地都是冬季月份干，水汽压较小；夏季月份湿，水汽压较大。但是从 28 个台站的统计资料可以看出，可降水量和地面水汽压的关系比较稳定，不随季节的变化而改变。

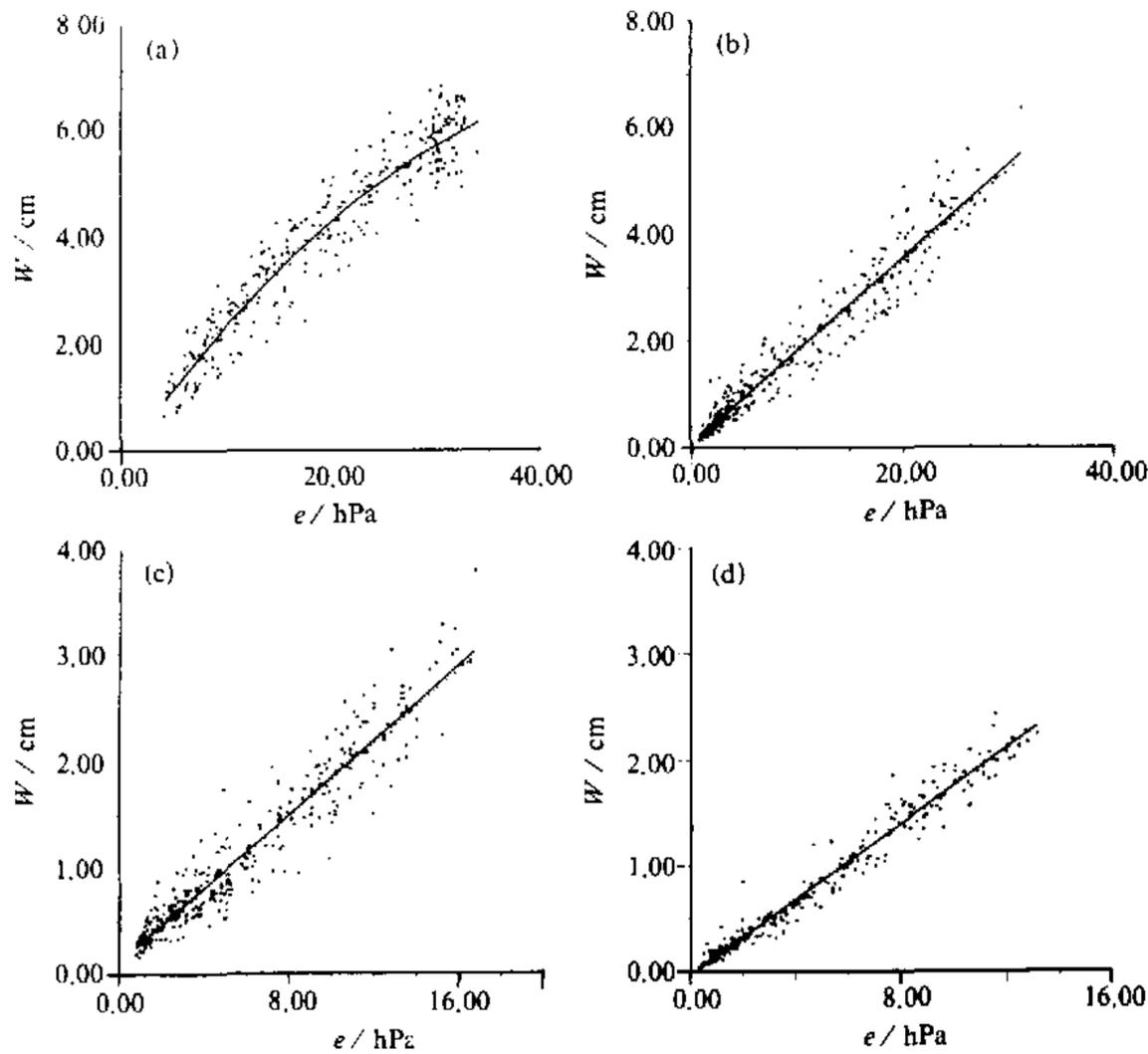


图1 四个台站1993年整层大气可降水量 $W$ 同地面水汽压 $e$ 的关系  
 实线为根据(3)式作出的 $W-e$ 关系曲线; 虚线为根据经验计算模式(6)作出的 $W-e$ 关系曲线  
 (a) 福州; (b) 北京; (c) 乌鲁木齐; (d) 拉萨

地处我国华南地区的福州和桂林, 可降水量与地面水汽压之间, 呈抛物线关系。这是由于我国华南地区常年气温较高, 地表蒸发量较大。这里春季和夏季气候湿润, 地面水汽含量大; 秋季和冬季, 会有干旱天气出现, 地面水汽含量小, 因此这个地区一年中地面水汽压的变化范围较大。例如, 福州1993年地面水汽压的变化范围为4.3 hPa到34.0 hPa; 桂林的变化范围为3.0 hPa到34.0 hPa。若用直线方程表示 $W-e$ 对应关系, 则当地面水汽压较小时, 直线方程斜率较大, 截距较小; 而当地面水汽压较大时, 直线方程斜率较小, 截距较大。此时用二次曲线方程来表示 $W-e$ 对应关系比较合适。

地处我国南海的西沙群岛, 常年气温较高, 湿度较大, 对应地面水汽压较大, 但其变化范围较小。西沙1993年地面水汽压的变化范围为12.0 hPa到36.1 hPa。 $W-e$ 对应关系仍用直线方程表示比较合适。

### 2.3 整层大气可降水量同地面露点关系的经验表达式

露点作为一个重要的湿度参量, 是指湿空气等压降温到达饱和时的温度。露点可以由露点仪直接测得, 也可由其他湿度参量换算得到。为了方便于实际应用, 我们同样用最小二乘回归分析的方法, 建立起整层大气可降水量同地面露点关系的经验表达式。

回归计算结果表明, 整层大气降水量的对数同地面露点之间, 存在着良好的线性

相关关系, 满足如下形式的关系式

$$\ln W = b_0 + b_1 t_d, \quad (4)$$

即

$$W = \exp(b_0 + b_1 t_d), \quad (5)$$

其中  $W$  为整层大气可降水量 (单位: cm),  $t_d$  为地面露点 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ),  $b_0$ ,  $b_1$  为经验系数。

表 2 给出了这 28 个台站 1993 年整层大气可降水量  $W$  同地面露点  $t_d$  关系的统计计算结果。图 2 给出了福州、北京、乌鲁木齐和拉萨四个站 1993 年整层大气可降水量同地面露点的关系图。图中每一个点代表一天的情况, 它是应用实际探空资料, 根据 (1)、(2) 式计算得到的整层大气可降水量; 实线是根据经验关系式 (5) 画出的  $W - t_d$  关系曲线; 虚线是根据经验计算模式 (7) (下一节归纳出) 画出的相应曲线。从计算结果可以看出, 整层大气可降水量同地面露点之间, 存在着良好的相关关系。 $\ln W - t_d$  线性相关系数在我国内陆地区普遍大于 0.94。计算结果的平均相对误差均小于 20%。只有位于南海之中的西沙站相关较差, 相关系数为 0.879, 但计算结果的平均相对误差并不大, 仅为 9.3%。

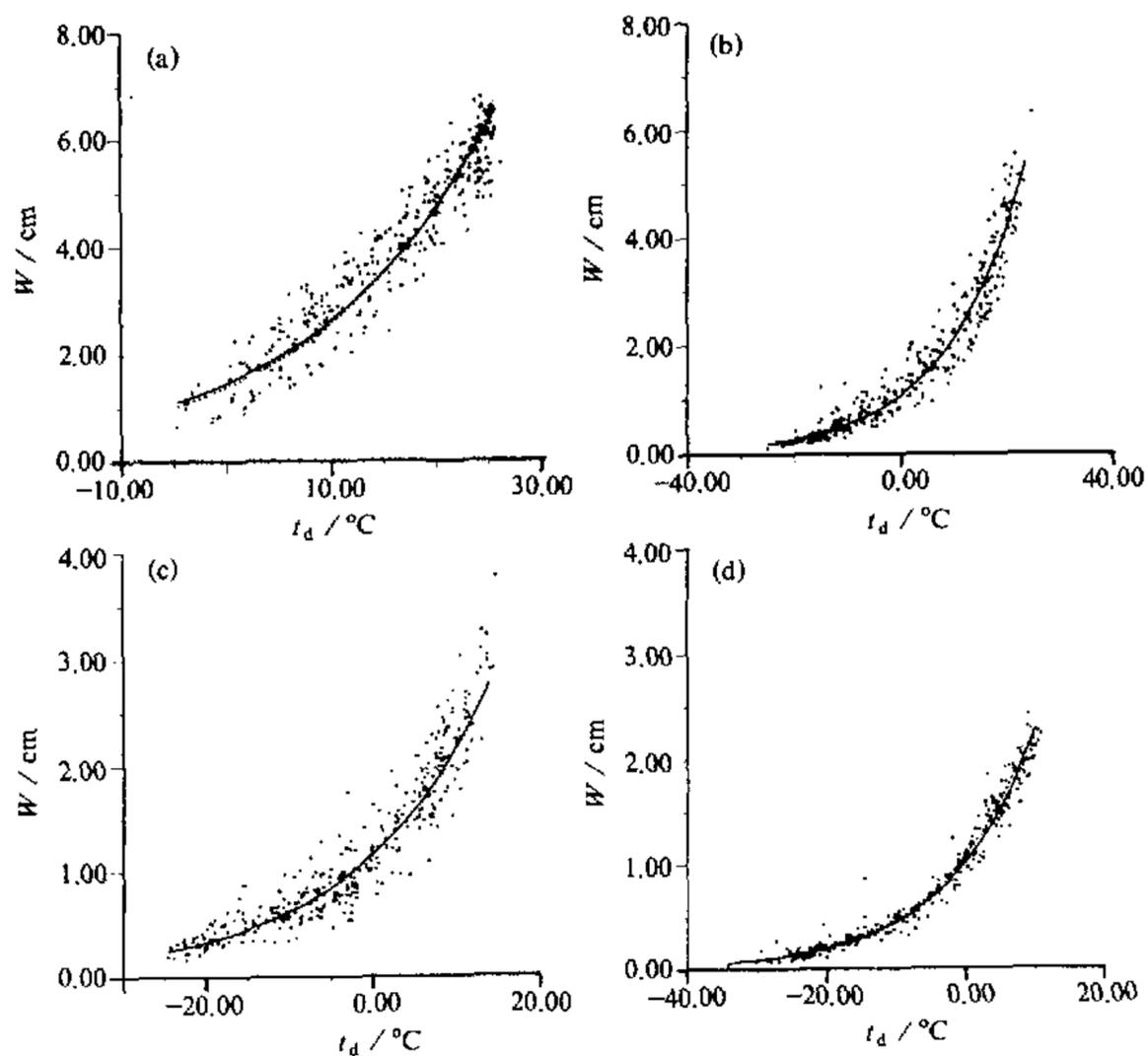


图 2 四个台站 1993 年整层大气可降水量  $W$  同地面露点  $t_d$  的关系  
实线为根据 (5) 式作出的  $W - t_d$  关系曲线; 虚线为根据经验计算模式 (7) 作出的  $W - t_d$  关系曲线  
(a) 福州; (b) 北京; (c) 乌鲁木齐; (d) 拉萨

表 2 我国 28 个台站 1993 年整层大气可降水量和地面露点关系式的经验系数、  
计算结果的误差情况和  $\ln W - t_d$  相关情况

站名	$b_0$	$b_1$	均方根误差 / cm	平均相对误差 / %	相关系数
哈尔滨	0.0889	0.0605	0.325	18.6	0.970
沈阳	0.1137	0.0617	0.352	19.5	0.963
二连	0.1564	0.0561	0.209	18.5	0.955
北京	0.0593	0.0686	0.369	18.2	0.968
济南	0.0256	0.0674	0.457	17.9	0.961
大连	-0.0171	0.0700	0.421	16.9	0.967
太原	0.1451	0.0644	0.318	18.1	0.958
郑州	0.1995	0.0627	0.546	17.9	0.948
西安	0.2105	0.0654	0.428	15.0	0.958
上海	0.0984	0.0685	0.658	19.4	0.940
宜昌	0.3131	0.0622	0.584	14.1	0.953
乌鲁木齐	0.1401	0.0628	0.231	17.2	0.947
额济纳旗	0.2207	0.0613	0.195	17.2	0.954
敦煌	0.1672	0.0548	0.252	17.5	0.915
酒泉	0.1021	0.0632	0.194	17.1	0.942
民勤	0.1629	0.0586	0.267	16.6	0.952
喀什	0.1164	0.0572	0.230	14.9	0.930
格尔木	0.2324	0.0770	0.123	13.8	0.967
那曲	-0.0399	0.0730	0.107	15.1	0.976
拉萨	0.0066	0.0820	0.128	13.7	0.979
昌都	0.0655	0.0766	0.116	10.2	0.986
成都	0.2090	0.0676	0.414	9.8	0.967
贵阳	0.3138	0.0588	0.456	15.4	0.925
昆明	0.0395	0.0746	0.240	9.2	0.966
腾冲	0.0304	0.0778	0.247	8.2	0.974
福州	0.3694	0.0590	0.533	13.9	0.937
桂林	0.5523	0.0518	0.581	14.2	0.929
西沙	-0.1245	0.0729	0.535	9.3	0.879

这些计算结果说明经验关系式 (5) 具有较好的计算精度, 可以满足许多实际应用的需要。

### 3 我国整层大气可降水量的经验计算模式

#### 3.1 整层大气可降水量同地面水汽压普遍关系的经验计算模式

虽然水汽的分布有很大的空间变化, 但是可降水量和地面水汽压之间的关系, 却具有一定的普遍性和稳定性。从表 1 可以看出,  $W - e$  经验关系式中的经验系数  $a_1$ , 除青藏高原地区和水汽含量较大的华南地区以外, 大多都在 0.17~0.18 左右。

为了使  $W - e$  经验关系式在我国能够得到更普遍的应用, 需要对经验系数进行空间推广, 以得到一个在我国大部分地区普遍适用的经验计算模式。本文根据水汽的分布规律和我国西高东低的地理特点, 将地理纬度  $\varphi$  和海拔高度  $H$  两个参量引进经验系数的参数化方程, 即根据已归纳出的对应于每一个台站的  $W - e$  关系式的经验系数, 进一步

拟合出这些经验系数同地理纬度  $\varphi$  和海拔高度  $H$  关系的经验关系式, 进而得到一个反映  $W - e$  普遍关系的经验计算模式。归纳计算结果如下。

反映整层大气可降水量同地面水汽压普遍关系的经验关系式为

$$W = a'_0 + a'_1 e + a'_2 e^2, \quad (6)$$

其中  $W$  为整层大气可降水量 (cm),  $e$  为地面水汽压 (hPa),  $a'_0$ ,  $a'_1$  和  $a'_2$  为经验系数。

除华南部分地区以外, 我国大部分地区  $a'_2 \approx 0$ ,  $W - e$  呈线性关系, 经验关系式 (6) 的形式为

$$W = a'_0 + a'_1 e.$$

我国华南部分地区是指南岭和武夷山以南, 云贵高原以东, 海南省以北 ( $\varphi > 20^\circ$ ) 的地区。在这一地区  $W - e$  为二次曲线关系, 经验系数  $a'_2 = -0.002$ 。

其他经验系数

$$a'_0 = \begin{cases} 0.03 \exp(-1.39H^2 + 2.74H + 0.15) & (\text{青藏高原以外, } \varphi \geq 33^\circ), \\ 0.04 \exp(0.6H) - d_1 + d_2 & (\text{青藏高原以外, } \varphi < 33^\circ), \\ -0.02 & (\text{青藏高原范围内}), \end{cases}$$

$$a'_1 = \begin{cases} 0.17 + d_3 & (\text{青藏高原以外, } \varphi \geq 33^\circ), \\ (0.20 - d_3)d_4 & (\text{青藏高原以外, } \varphi < 33^\circ), \\ 0.185 \exp(0.110H^2 - 0.955H + 1.980) & (\text{青藏高原范围内}), \end{cases}$$

其中

$$d_1 = \frac{0.05}{(\varphi - 25.0)^2 + 0.25},$$

$$d_2 = \begin{cases} 0 & (\varphi > 20^\circ), \\ -0.9 & (\varphi \leq 20^\circ), \end{cases}$$

$$d_3 = \frac{0.066}{(\varphi - 33)^2 + 4.41},$$

$$d_4 = \begin{cases} 1.0 & (a'_2 = 0), \\ 1.3 & (a'_2 \neq 0), \end{cases}$$

其中  $\varphi$  为地理纬度 ( $^\circ$ ),  $H$  为海拔高度 (km)。

在归纳经验系数的参数化方程过程中, 以秦岭、淮河 (约  $33^\circ\text{N}$ ) 为界, 将我国分为南北两个气候区。青藏高原作为一个独特的气候区域, 将它同其他地区分开来讨论。在这里, 华南部分地区是指南岭山脉和武夷山脉以南, 云贵高原以东, 海南省以北 ( $\varphi > 20^\circ$ ) 的区域, 主要包括广西、广东、福建和台湾四个省区。在这个区域, 经验系数  $a'_2 \neq 0$ ,  $W - e$  为二次曲线关系。由于在华南地区选择的站点较少, 代表性有限, 并且这一地区东西跨度大、地势复杂、气候差异较大, 台湾省的情况也不清楚, 因此在这里暂时把  $a'_2 \neq 0$  的界限定在了海南省以北的地区。华南地区的  $W - e$  关系情况还需要进一步研究和讨论。

秦岭是我国南北气候的一条重要分界线,它在温度和降水分布上都起着分界线的作用。我国位于北半球,山脉的向阳南坡比北坡接受的太阳辐射能多,温度也高,加上山脉的阻挡,北方的冷空气不易向南侵入,所以一条大的山脉,往往成为气候的分界线。山脉对降水的分布也有影响。山脉的东南坡对于东南季风和西南坡对于西南季风来说,都是迎风坡,在迎风坡上,降水明显多于背风坡。秦岭地处我国北方夏季季风活动的边缘地区,为南北潮湿和干旱气候的重要分界线<sup>[7]</sup>。在气候划分上,秦岭是我国暖温带半湿润地区和亚热带湿润地区的分界线,同时它也是我国南北两种气候的分界线。

同样,南岭和武夷山脉也是一个重要的南北气候分界线。它是我国长江中下游气候区和华南气候区的分界线。

青藏高原作为世界上最高、地形最复杂的高原,具有独特的地理和天气气候特征。在温度和水汽分布特点上,青藏高原同样具有其独特性。由于青藏高原海拔高,空气稀薄,太阳辐射通过大气的光程短,所以到达地面的太阳辐射能大。这使得地面温度高,地气温差大,因而造成高原上比较大的温度垂直递减率。由于水汽的分布与温度的分布密切相关,因而造成高原上比较大的水汽含量垂直递减率。因此在这项工作中,应该把青藏高原作为一个独立的气候区域来考虑。

在这项工作中,我们考虑了我国南北气候差异和青藏高原的特殊性,并根据各地区  $W-e$  关系的特点来统计归纳出经验系数的参数化形式,建立起反映  $W-e$  普遍关系的经验计算模式。

计算结果表明,应用这个经验计算模式(6),根据地面水汽压值计算出的整层大气可降水量,具有较好的精度。计算结果的平均相对误差普遍小于 20%。

反映我国  $W-e$  普遍关系经验计算模式的建立,对于研究那些缺乏探空资料台站的可降水量,特别是研究那些缺乏探空条件的广大边远地区和高原地区的水汽分布情况,是非常有实际应用价值的。

### 3.2 整层大气可降水量同地面露点普遍关系的经验计算模式

为了使经验关系式(5)在我国得到更广泛的应用,需要进一步研究经验系数  $b_0$  和  $b_1$  的规律,以找到一个能反映我国整层大气可降水量同地面露点普遍关系的经验计算模式。

根据我国的地理特点和气候特征,在以上工作基础上,用同样的方法,建立起反映  $W-t_d$  普遍关系的经验计算模式。统计归纳结果如下。

反映整层大气可降水量同地面露点普遍关系的经验关系式为

$$W = \exp(b'_0 + b'_1 t_d), \quad (7)$$

其中  $W$  为整层大气可降水量 (cm),  $t_d$  为地面露点 ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $b'_0$ 、 $b'_1$  为经验系数。经验系数

$$b'_0 = \begin{cases} 0.02r_1 + r_2 - r_3 & \text{(青藏高原以外地区),} \\ \exp(-0.276H^2 + 0.477H - 0.878) & \text{(青藏高原范围内),} \end{cases}$$

$$b'_1 = \begin{cases} 0.062\exp(0.094H^2 - 0.194H + 0.120) & \text{(青藏高原以外, } \varphi \geq 33^{\circ}\text{),} \\ 0.062\exp(0.036H + 0.120) - r_4 & \text{(青藏高原以外, } \varphi < 33^{\circ}\text{),} \\ 0.062\exp(-0.143H^2 + 1.078H - 1.750) & \text{(青藏高原范围内),} \end{cases}$$

其中

$$r_1 = \begin{cases} \exp(-1.918H^2 + 3.107H + 0.711) & (\varphi \geq 33^\circ), \\ \exp(-1.975H^2 + 3.893H + 0.400) & (\varphi < 33^\circ), \end{cases}$$

$$r_2 = \frac{0.7}{(\varphi - 25.0)^2 + 1.2} \exp(-1.28H^2 - 0.69H),$$

$$r_3 = \begin{cases} 0.0 & (\varphi > 20^\circ), \\ 0.09 & (\varphi \leq 20^\circ), \end{cases}$$

$$r_4 = \frac{0.017}{(\varphi - 25.0)^2 + 0.6} \exp(-2.0H),$$

其中  $\varphi$  为地理纬度 ( $^\circ$ ),  $H$  为海拔高度 (km)。

在这项工作中, 我们同样以秦岭、淮河 ( $\varphi = 33^\circ$ ) 为界, 将我国分为南北两个部分, 并且把青藏高原作为一个独立的自然地理体系, 同其他地区分开来讨论。

计算结果表明, 运用经验计算模式 (7) 计算出的整层大气可降水量, 具有较好的精度。这 28 个台站计算结果的平均相对误差均小于 20%。这说明这个经验计算模式在实际应用中是比较准确可靠的。

## 4 整层大气有效水汽含量的计算

### 4.1 整层大气有效水汽含量的概念和计算方法

在一些实际应用中, 需要计算整层大气有效水汽含量。例如, 在由地面太阳辐射信息确定大气柱气溶胶光学厚度的计算中, 不仅要考虑水汽对太阳辐射的吸收, 还要考虑温度和压力对水汽吸收系数的影响, 而通常用有效水汽含量代替实际水汽含量来进行计算。整层大气有效水汽含量为

$$W' = \frac{1}{\rho g} \int_0^{p_{z_0}} \frac{p}{p_0} \sqrt{\frac{T_0}{T}} q dp, \quad (8)$$

其中  $q$  为比湿,  $p$  和  $T$  分别为气压变量和温度变量,  $p_0$  为海平面标准大气压, 取 1013 hPa,  $T_0$  为标准温度, 取 273 K,  $\rho$  为液态水密度,  $g$  为重力加速度,  $p_{z_0}$  为地面气压。

在一些实际工作中, 使用有效水汽含量的概念是由于水汽对太阳辐射的吸收系数与吸收谱线的形状 (主要表现为半宽度) 密切相关。简单地说, 水汽分子由于碰撞引起的能量变化会产生吸收谱线的压力加宽。按光学理论和气体分子运动论, 吸收谱线的半值宽度与吸收气体分子在单位时间的碰撞次数成正比, 而碰撞次数与气压  $p$  成正比, 与温度  $T$  的平方根成反比。若标准状态下, 即气压为  $p_0$ , 气温为  $T_0$  时谱线的半值宽度为  $\alpha_0$ , 则当气压为  $p$ , 气温为  $T$  时, 半值宽度  $\alpha^{[8,9]}$  为

$$\alpha = \alpha_0 \frac{p}{p_0} \sqrt{\frac{T_0}{T}}. \quad (9)$$

若把温度和压力对吸收系数的影响加到水汽含量的计算上, 即用有效水汽含量代替实际水汽含量, 这样在计算水汽吸收系数时, 就可以不考虑温度和压力的影响了。

根据探空资料中各等压面上的温度和温度露点差值, 利用饱和水汽压与温度的关系和 (8)、(2) 式, 可以计算出整层大气有效水汽含量  $W'$ 。

#### 4.2 整层大气有效水汽含量的经验计算方法

应用探空资料计算出整层大气有效水汽含量后, 可以同样通过最小二乘法拟合, 找到它和地面水汽压或露点关系的经验表达式, 但是这样做比较麻烦。在建立起整层大气可降水量同地面水汽压以及同地面露点关系的经验表达式后, 我们试图进一步建立起整层大气有效水汽含量同可降水量关系的经验方程。这样就可以在求出整层大气可降水量后, 进一步计算出有效水汽含量了。

首先根据这 28 个台站的探空资料, 计算出各个站每一天整层大气有效水汽含量和可降水量, 再运用最小二乘法拟合, 找出它们之间的对应关系。

回归计算结果表明, 整层大气有效水汽含量和可降水量之间, 存在着很好的线性相关关系, 满足如下形式的经验关系式

$$W' = c_0 + c_1 W, \quad (10)$$

其中  $W'$  为整层大气有效水汽含量 (cm),  $W$  为整层大气可降水量 (cm),  $c_0$ ,  $c_1$  为经验系数。

表 3 给出了我国 28 个台站 1993 年整层大气有效水汽含量  $W'$  和可降水量  $W$  关系的统计计算结果。表中包括  $W'-W$  关系式的经验系数, 计算结果的误差情况和  $W'-W$  相关情况。

从表 3 可以看出, 整层大气有效水汽含量同可降水量高度相关, 其线性相关系数普遍大于 0.997, 计算结果的平均相对误差普遍小于 3.6%。

从表 3 中还可以看出, 经验系数随地理位置的变化比较平缓, 在有些区域范围内, 各个台站具有相似的  $W'-W$  相关情况。例如, 地处我国西北地区的六个台站: 乌鲁木齐、额济纳旗、敦煌、酒泉、民勤和喀什, 它们的经验系数比较相近。若计算出这些经验系数的平均值, 便可以得到一个反映该地区  $W'-W$  普遍关系的经验表达式。应用这个经验表达式, 就可以在这个区域范围内根据可降水量, 近似地计算出有效水汽含量。在实际应用中, 可以根据所在地点的位置和周围台站的经验系数, 通过平均或内插等方式, 找到合适的  $W'-W$  经验关系。

以上的回归计算结果证实了整层大气有效水汽含量和可降水量之间存在着很好的相关关系。根据这个事实, 我们在实际应用中, 就可以首先利用地面湿度参量计算出整层大气可降水量, 然后再进一步由可降水量计算出整层大气有效水汽含量。

实际计算结果表明, 运用这个方法计算得到的整层大气有效水汽含量同应用探空资料计算得到的结果有较好的吻合, 计算结果的平均相对误差普遍小于 18%。

## 5 经验计算模式的适用性分析

### 5.1 不同年度下经验计算模式的适用性检验

虽然水汽的分布有一定的时间变化, 但就某一个地区而言, 因为它的气候状况是相对稳定的, 所以整层大气可降水量同地面湿度参量的关系也应该是稳定的, 不随年度的

表 3 我国 28 个台站 1993 年整层大气有效水汽含量和可降水量关系式的经验系数、  
计算结果的误差情况和  $W' - W$  相关情况

站 名	$c_0$	$c_1$	均方根误差 / cm	平均相对误差 / %	相关系数
哈尔滨	0.0282	0.7670	0.038	3.6	0.999
沈 阳	0.0421	0.7667	0.046	3.3	0.999
二 连	0.0159	0.7089	0.026	2.9	0.999
北 京	0.0426	0.7627	0.049	3.5	0.999
济 南	0.0563	0.7586	0.065	4.1	0.998
大 连	0.0421	0.7635	0.053	3.2	0.999
太 原	0.0346	0.7126	0.047	3.4	0.998
郑 州	0.0660	0.7439	0.080	3.5	0.998
西 安	0.0780	0.7138	0.066	3.5	0.998
上 海	0.0879	0.7446	0.077	3.3	0.998
宜 昌	0.0982	0.7255	0.082	2.7	0.998
乌鲁木齐	0.0369	0.6949	0.027	2.7	0.999
额济纳旗	0.0235	0.6900	0.026	2.9	0.999
敦 煌	0.0282	0.6732	0.034	3.1	0.998
酒 泉	0.0227	0.6576	0.026	3.0	0.998
民 勤	0.0332	0.6568	0.032	3.4	0.998
喀 什	0.0333	0.6735	0.029	2.4	0.998
格尔木	0.0227	0.5514	0.016	3.5	0.998
那 曲	0.0063	0.4806	0.007	2.6	0.999
拉 萨	0.0123	0.5245	0.013	3.4	0.999
昌 都	0.0196	0.5413	0.016	3.2	0.999
成 都	0.1274	0.6878	0.059	2.3	0.998
贵 阳	0.1004	0.6513	0.050	2.6	0.998
昆 明	0.0886	0.6089	0.029	1.9	0.999
腾 冲	0.1093	0.6178	0.034	1.8	0.999
福 州	0.0956	0.7412	0.067	2.2	0.998
桂 林	0.1288	0.7239	0.084	2.7	0.998
西 沙	0.3562	0.7046	0.056	1.3	0.997

变化而改变。为证实这一点, 我们根据部分台站 1980、1987 和 1997 年的地面及高空气象要素资料, 用同样的拟合方法, 归纳出整层大气可降水量同地面水汽压以及同地面露点关系的经验关系式。计算结果表明, 归纳出的这些经验关系式的经验系数, 同根据 1993 年资料归纳出的经验系数非常接近。例如, 根据北京地区 1980、1987 和 1997 年资料归纳出来的  $W - e$  经验关系式的经验系数  $a_0$ 、 $a_1$ : 在 1980 年为 0.048 4 和 0.170 0, 在 1987 年为 0.071 7 和 0.170 8, 在 1997 年为 0.054 5 和 0.162 3, 同根据 1993 年资料归纳出的相应值 0.049 9 和 0.174 3 是非常接近的。这说明我们根据 1993 年资料做出的经验计算模式也可以应用于其他年度。

我们还用同样的方法, 归纳出部分台站 1980、1987 和 1997 年整层大气有效水汽含量同可降水量关系的经验关系式。通过对比, 可以看出其结果同 1993 年的非常接近。这说明整层大气有效水汽含量同可降水量的关系也是稳定的。

通过以上比较, 可以得到如下结论: 我们根据 1993 年气象资料得到的用于计算整层大气可降水量和有效水汽含量的经验关系式, 具有良好的时间稳定性, 可以应用于其

他年度。

## 5.2 同国外同类模式计算结果的比较

在由地面湿度参量计算整层大气可降水量方面, 国外已有一些工作。Muhammad Iqbal 在他的书中曾介绍过几种<sup>[5]</sup>, 其中有 Atwater 和 Ball<sup>[10]</sup>根据 Smith<sup>[11]</sup>算法和美国可降水量数据得到的, 有关可降水量同地面露点关系的经验关系式; Won 根据加拿大数据得到的相应关系式<sup>[12]</sup>; Cole 根据世界可降水量图得到的, 反映全球平均可降水量同平均地面水汽压关系的经验关系式<sup>[13]</sup>。

将他们的经验关系式用于我国整层大气降水量的计算, 计算结果见表 4。可以得到以下结论: 应用 Atwater 和 Ball 的经验关系式, 得到的计算结果比较好, 但同我们的经验关系式计算结果相比较, 其误差普遍明显偏大; 同 Atwater 和 Ball 关系式的计算结果相比, Won 的经验关系式计算结果误差较大; Cole 的经验关系式计算结果误差更大。以上结果产生的原因可能是由于美国同我国纬度相当, 气候条件比较相近; 加拿大纬度较高, 气候条件同我国的差别较大; 而世界平均气候条件和水汽分布情况, 同我国的状况差别更大。

表 4 本文的经验计算模式 | 经验计算模式 (6) | 同国外同类模式计算结果的比较

	东北和华北地区		西北地区		华中和华南地区		西南地区		青藏高原地区	
	均方根 误差 / cm	平均相对 误差 / %	均方根 误差 / cm	平均相对 误差 / %	均方根 误差 / cm	平均相对 误差 / (%)	均方根 误差 / cm	平均相对 误差 / %	均方根 误差 / cm	平均相对 误差 / %
Atwater 和 Ball <sup>[10]</sup>	0.409	19.3	0.266	21.0	0.786	19.4	0.500	14.7	0.157	16.9
Won <sup>[12]</sup>	0.736	24.3	0.391	21.1	1.544	34.7	1.081	29.0	0.247	29.6
Cole <sup>[13]</sup>	1.151	88.1	1.164	86.9	3.975	93.7	2.754	93.0	0.891	78.2
本文的关系式	0.382	18.2	0.223	16.9	0.587	14.7	0.361	11.8	0.119	14.7

通过以上比较可以看出, 国外的经验关系式并不适用于我国, 而我们的经验计算模式是根据我国的气象资料, 并考虑到我国的地理特点得出的, 它更适合于我国的实际情况。

## 6 总结

本文利用我国 28 个台站的气象资料, 建立起两种形式 ( $W - e$ ,  $W - t_d$ ) 的经验关系式来计算整层大气可降水量, 并且通过对经验系数进行进一步参数化拟合, 得到了对应这两种形式的, 反映  $W - e$ 、 $W - t_d$  普遍关系的经验计算模式。本文还通过建立整层大气有效水汽含量同可降水量关系的经验关系式, 提出一个由地面湿度参量计算整层大气有效水汽含量的方法。通过检验和比较, 可以证实我们提出的经验计算模式和计算方法具有较好的精度和实际应用价值。

从这项工作中, 可以得到以下结论:

(1) 整层大气可降水量同地面湿度参量 (水汽压、露点) 之间存在着良好的相关关系。地面水汽含量的大小在很大程度上影响着整层大气可降水量。

(2) 尽管水汽的分布有很大的时空变化, 但整层大气可降水量同地面湿度参量 (水

汽压、露点)之间的对应关系是有一定规律性的。我们的经验计算模式能够较好地反映这个规律,使经验计算结果同实际情况相吻合。

(3) 整层大气有效水汽含量同可降水量之间同样存在着良好的相关关系。因此,在地面湿度参量计算出整层大气可降水量后,可以进一步比较准确地计算出整层大气有效水汽含量。

### 参 考 文 献

- 1 邱金桓, 从全波段太阳直接辐射确定大气气溶胶光学厚度 I. 理论, 大气科学, 1994, 19(4), 385~394.
- 2 邱金桓, 杨景梅, 潘继东, 从全波段太阳直接辐射确定大气气溶胶光学厚度 II. 实验研究, 大气科学, 1995, 19(5), 586~596.
- 3 周允华, 青藏高原地面长波辐射经验计算方法, 地理学报, 1984, 39(2), 148~161.
- 4 杨景梅, 邱金桓, 我国可降水量同地面水汽压关系的经验表达式, 大气科学, 1996, 20(5), 620~626.
- 5 Muhammad Iqbal, *An Introduction to Solar Radiation*, Academic Press, 1983, 90~95.
- 6 王永生等, 大气物理学, 北京: 气象出版社, 1987.
- 7 张家诚, 中国气候总论, 北京: 气象出版社, 1991.
- 8 廖国男著, 周诗健等译, 大气辐射导论, 北京: 气象出版社, 1985.
- 9 刘长盛, 刘文保, 大气辐射学, 南京: 南京大学出版社, 1990.
- 10 Atwater, M. A. and J. T. Ball, Comparison of radiation computations using observed and estimated precipitable water, *J. Appl. Meteor.*, 1976, 15, 1319~1320.
- 11 Smith, W. L., Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point, *J. Appl. Meteor.*, 1966, 5, 726~727.
- 12 Won, T., The simulation of hourly global radiation from hourly reported meteorological parameters—Canadian Prairie Area., Conference, 3rd, Canadian Solar Energy Society Inc., Edmonton, Alberta, 1977.
- 13 Cole, R. J., Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings, Part II: Development of relationships, *Build. Environ.*, 1976, 11, 181~186.

## A Method for Estimating Precipitable Water and Effective Water Vapor Content from Ground Humidity Parameters

Yang Jingmei and Qiu Jinhuan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

**Abstract** Based on the 1993 ground and radiosonde data of 28 stations in China, some empirical equations about the relation between precipitable water and ground humidity parameters for the 28 stations included in this study are derived; and based on these results and by introducing two parameters, latitude  $\varphi$  and height  $H$ , to the empirical coefficient parametric equations, an empirical model for estimating precipitable water by using ground humidity parameters is developed in this paper. Besides, some empirical equations about the relation between column effective water vapor content and precipitable water for these 28 stations are also derived, and a method for estimating effective water vapor content by using precipitable water obtained from ground humidity parameters is proposed.

**Key words:** precipitable water; column effective water vapor content; ground humidity parameter; ground water vapor pressure; surface dew point