

西太平洋暖池和北京地区大气水特征的地基遥感测量^{*}

魏 重¹⁾ 吴玉霞²⁾ 王普才¹⁾ 宣越健¹⁾

1) (中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测开放实验室, 北京 100029)

2) (中国科学院大气物理研究所中小尺度与灾害性天气研究部, 北京 100029)

摘 要 近十多年来, 用地基双波长 (0.85、1.35 cm) 微波辐射计 (和雨强计) 分别在西太平洋暖池和北京地区对大气水做了多次高时间分辨率长时间连续监测, 本文是这些资料的分析总结。文中定量给出了大气水汽 (和云液态水) 的日、季节内、季、年、年际的变化和变化的地理差异; 定量给出了大气三水 (水汽、云液态水和雨水) 的季节统计分布特征和地理差异; 得到了大气三水之间的定量比例, 并得到了降水概率、降水效率和云中水循环次数等与降水过程有关的参量与多种大气水参量之间的统计关系, 在一定程度上揭示了大气水循环特征。

关键词: 地基微波辐射计; 水汽; 云液态水; 降水; 中纬地区; 西太平洋; 暖池

1 前言

当我们再次把目光投向大气水分 (和能量) 循环这个既传统又现代, 在气候和全球变化研究中占十分重要位置的课题时, 越来越感到, 仅仅依靠时间分辨率为一日两次, 地理分布稀疏而不均匀的探空资料, 远远不能满足需要。甚至连在大气水的各分量中取样连续性最好的降水测量, 也同样面临着时空分辨率不足的问题^[1]。当我们用目前的气候和 GCM 模式做气候和天气预报研究时, 发现模式中湿过程参数化, 特别是云和云辐射参数化的不确定性是造成模拟结果不确定性的重要原因^[2,3]。当我们进行暴雨等灾害性天气预报时, 更感到“大网捉小鱼”式的观测资料难以提高预报水平。为了更好地认识水汽、云水及降水等大气水的要素在各种气候和天气过程中的作用, 提供各类模式中有关大气水要素参数化的依据, 达到改善天气和气候预报的目的, 我们面临着高时空分辨率、高精度、全天候大气水探测的挑战。

自 70 年代以来, 在发展卫星遥感的同时, 国际和国内先后将地基微波辐射计这项新技术用于大气水的探测。之后的一系列工作已显示出它在监测大气水方面独特的能力和潜力。目前, 在非降水云天它探测水汽的精度可与探空相比。地基微波辐射计的十分突出的特色是, 它可以同时得到单位底面积垂直大气柱中水汽和云液态水的路径积分总量, 配合相同时间分辨率的雨强资料, 不需做进一步的资料同化, 即可同时得到观测点上大气水的主要量 (水汽、云水、雨水) 的定量数值, 因而也可得到大气三水之间的定量关系, 这是目前包括探空在内的其他探测手段所不能达到的。此外, 它可以高时间分

1999-01-08 收到, 1999-06-17 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49575245, 同时得到国家“九五”科技攻关项目“农业减灾技术研究”的部分资助

分辨率(达分钟量级)、无人值守连续工作达数月甚至年。这些特点,给我们定量研究大气水各参量多尺度(从中小尺度天气到短期气候)变化以及它们之间相互转化,提供了很好的探测手段。这种探测方式将在气候、大气水循环、云雾物理、中小尺度天气学、人工影响天气等诸多领域越来越多地发挥作用。然而,地基微波辐射计雨天探测资料的处理方面存在的困难,限制了它的应用。目前,地基微波辐射计雨天定量探测的问题已得到关注,开始从仪器订正和反演方法两方面着手研究解决。

从 80 年代初开始,中国科学院大气物理研究所用自制的地基双波长(1.35、0.85 cm)微波辐射计对大气水进行多年的探测研究。近来,根据仪器的特点摸索了一种雨天数据的订正方法,使订正后资料有统计分析可接受的精度,基本做到了全天候观测。我们曾在 1985~1989 年期间,每年秋(冬)季在西太平洋热带海域暖池(0~5°N, 135~150°E)中用微波辐射计探测大气水汽和云液水。之后,我们在中美等多国合作的 TOGA COARE IOP 综合观测期间(1992 年 11 月至 1993 年 2 月)将微波辐射计安装在中方参加实验的“实验 3 号”科学考察船上,在西太平洋热带海域暖池做定点(2°S, 158°E)连续观测近 3 个月。同船还安装有美方的组合探测系统(ISS),其中的自动雨强记录系统(ARRMS)对同一海域的降水做高分辨率的连续监测。1996 年夏季(6 月 3 日至 9 月 9 日)又在北京地区(39.5°N, 116.1°E)用上述地基辐射计连续进行了 99 天的观测,同时用翻斗式雨强计做降水的监测。最后这两次观测,在地域上分别有很好的热带海洋和中纬大陆的代表性。而在资料的完整性方面,它们又有很多相似之处:都持续将近百天,都包含对大气三水(水汽、云液水、雨水)的同步监测资料,都有同样的 5 min 的时间分辨率。为叙述方便,以下将这两次观测资料分别称为西太平洋暖池序列和北京序列。前者计 23 300 组资料,后者 28 206 组。每组资料包括单位底面垂直气柱中的水汽含量(Q),垂直路径积分云液态水含量(L),以及气柱中 5 min 内降水的平均强度(R)。除上述资料外,在北京地区曾于 1982 年选择有季节代表性的 1、4、7、8、10 等月份,用地基微波辐射计对水汽总量作连续监测,提供了研究水汽年变化的资料。

本文目的在于,通过对上述观测资料的分析比较,揭示出其他探测手段不易得到的大气水的统计特征及其时空变化规律,为气候、大气水循环、天气预报、云雾物理等方面的研究提供参考和依据。需要说明的是,虽然西太平洋暖池序列观测季节是北半球的冬季而北京序列是夏季,但由于西太平洋暖池序列观测点地处 2°S,也可以说地处南半球的夏季。况且,赤道地区大气状况季节变化特点与中纬地区也不相同。因此,当我们对两个序列作比较时,主要反映的是地域的差异,而不是季节的不同。另外,上述 1986~1989 年期间我们在西太平洋热带海域所取的资料,虽然不是定点观测的结果,但都取自西太平洋暖池中,作为年际变化的比较,仍不失代表性。有关仪器的指标见文献[4],非降水云天的反演方法和反演精度见文献[5]中的第 5 种方法,雨天数据的订正方法和订正后的精度见文献[6],限于篇幅,本文不涉及这些方面的内容。

2 水汽总量的统计分布和时间变化

2.1 水汽总量的日变化

图 1 按晴天、云天和雨天三类分别给出了西太平洋暖池和北京序列的水汽总量日变

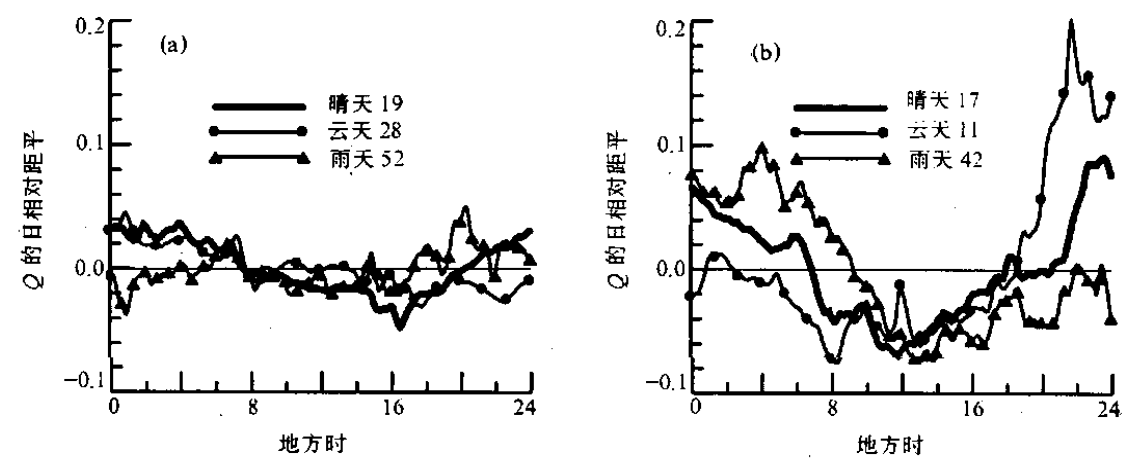


图1 水汽总量的平均日相对距平
(a) 西太平洋暖池；(b) 北京地区。图例中数字表示参与统计平均的个例数

化的统计平均，以相对百分距平表示。由图可见，在热带海洋上空 Q 的日变化在各类天气条件下都很小，在 $\pm 4\%$ 以内。相比之下，在陆地（北京）上空 Q 的日变化幅度明显高于海上，晴天时日距平为 $\pm 8\%$ ，云天可达 20% 。此外，无论海上还是陆上，晴空大气水汽总量表现出规律性的日周期变化，即中午前后一段时间是一天中水汽总量的低值，而午夜前后则是一天中最高值。两者的差别在于，海上日变化幅度不到陆上的一半，海上最低值出现时间（16 时）比陆上（12 时）迟。

2.2 水汽总量的季节统计分布和变率

图 2 给出了西太平洋暖池和北京序列水汽总量的统计分布，其中各符号点为测量数据的频率分布，细实线为拟合的正态概率分布，有

$$P(Q)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}\cdot\sigma}\exp\left[-\frac{(Q-Q^*)^2}{2\sigma^2}\right],$$

(1)

其中 Q^* 和 σ 分别为正态分布的数学期望（即水汽总量的均值）和方差。前者反映季节内单位底面积垂直气柱中水汽的平均储量，后者表示储量的变化幅度。由图可见，在一

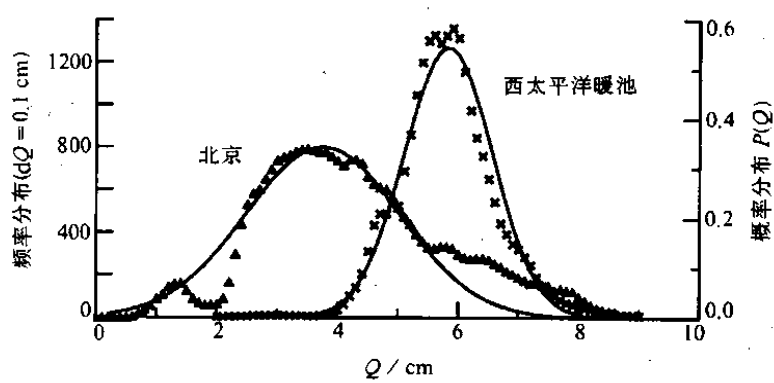


图2 西太平洋暖池和北京地区水汽总量 Q 的季节统计分布
三角形符号为北京数据， $\times$ 号为西太平洋暖池数据，
两条细实线为分别对两地观测数据的正态拟合曲线

个季度内, 两地水汽总量的统计各自都服从正态分布, 但两地分布的均值和方差在数值上却有很大差异。西太暖池是大气水汽的巨大储库, 它的 Q^* 值 5.63 cm 比中纬 (北京) 夏季的值 4.26 cm 高 1.5 cm。图中北京序列的方差 (1.56 cm) 是西太平洋暖池序列值 (0.732 cm) 的 2 倍, 我们以方差与均值之比表示季度内围绕均值的相对变化, 则北京序列为 $\pm 37\%$, 西太平洋暖池序列只有 $\pm 13\%$, 表明中纬东亚季风区中由于干湿空气交替, 大气中水汽含量的变化比热带海域的大气中水汽含量变化大得多。

2.3 水汽总量的年变化

以某季度的 (或该季度中典型月份的) 水汽总量的平均作为该季的代表性总量。挑选一年中各季节总量中的最大和最小值分别记为 $Q_{\max}$ 和 $Q_{\min}$, 以它们的差 $dQ = Q_{\max} - Q_{\min}$ 表示该年的绝对变化, 以 $(Q_{\max} + Q_{\min})/2$ 近似表示年平均, 以 dQ 相对于年平均值的比率代表年相对变率。

在 1982 年 1、4、7、8 和 10 各月中曾在北京用地基微波辐射计对大气水汽总量分别做连续监测。得到该年冬春季典型月份 (1 月和 4 月) 的平均值最小, 分别为 0.6 和 0.63 cm, 该年夏季的典型月份 (7 月和 8 月) 的平均值最大, 分别为 3.4 和 3.6 cm。由此推算该年北京水汽总量年变率在 140% 左右。

虽然至今我们还没有一年之内在西太平洋暖池中每个季节都做观测的记录, 但是在考虑了赤道地区日照的年变化特点后, 我们仍可利用现有资料对该地区的水汽总量年变化有一个大致的估计。春分和秋分太阳直射赤道, 因此春秋两季那里日照最强, 相反, 冬至夏至太阳斜射赤道, 因而冬季和夏季那里日照最弱。这种特点造成赤道海域日照的年变化强弱反差最大的两两季节组合是冬秋 (冬春, 夏秋或春夏), 这与中纬度地区的冬夏对比组合不同, 在年时间尺度上, 由于各季节日照不同所带来的气温变化是影响和控制赤道热带海域水汽总量变化的最主要因素, 因此将冬季和秋季水汽总量均值的差代表一年中水汽最大变化是合理的。基于这样的分析, 比较表 1 中西太平洋暖池中各年水汽总量季节平均 Q^* 可见, 1992 年冬季与其他年秋季的均值差别不大, 在 0.43 cm 以内, 相对变化在 8% 以内。由此即可推测一年中季节间相对变化也是不大的。

表 1 西太平洋暖池中各考查年份观测的 Q 和 L 统计特征

年份	季节	样本数	Q^*/cm	σ/cm	σ/Q^*	$L^*/(\text{g}/\text{m}^2)$
1986	秋	3047	6.08	0.75	0.12	21.0
1987	秋	7643	6.01	0.85	0.14	36.8
1988	秋	5174	5.71	0.61	0.11	98.7
1989	秋	6347	5.31	0.60	0.11	97.9
1992*	冬	20850	5.74	0.73	0.13	124.0

*: 1986~1989 各年资料均为晴空和非降水云天的统计。为了资料可比, 此表中 1992 年的数据不包括本站降水时的 Q 和 L

2.4 水汽总量统计特征的年际变化

表 1 中给出西太平洋暖池中水汽总量统计特征的年际比较。由表可见, 暖池中秋季的水汽平均存储量 Q^* 年际间是变化的, 幅度在 0.07~0.7 cm 之间, 相对变化在 1%~13.5%。但是, 即使平均值最小的年份, 其量值也比中纬度夏季高出 1 cm 以上, 仍不失水汽储库的特征。表中水汽总量统计分布的方差 σ 随年际也有变化, 但方差相对均

值的比例在 11% 到 14% 之间, 变化不大。

2.5 水汽总量与地(海)面湿度的关系

图 3 给出两个序列的水汽总量和相应的地(海)面绝对湿度的点聚图。陆上两者间呈线性相关(图 3b), 相关系数达 0.7, 而在热带海域(图 3a)却没有表现出两者的相关。多次在西太平洋热带海域的观测都表现出同样的特点。我们曾根据西太平洋热带小岛(雅浦)上冬夏两季的多次探空资料, 来计算分析 Q 和相应的地(海)面湿度的关系, 其结果进一步证实了热带海域大气边界层这一独有特征^[7]。上述结果表明, 在暖池中海面经常维持一高湿层, 它很少受上空天气条件的影响, 这一现象在海气相互作用研究和观测设计中必须加以注意。

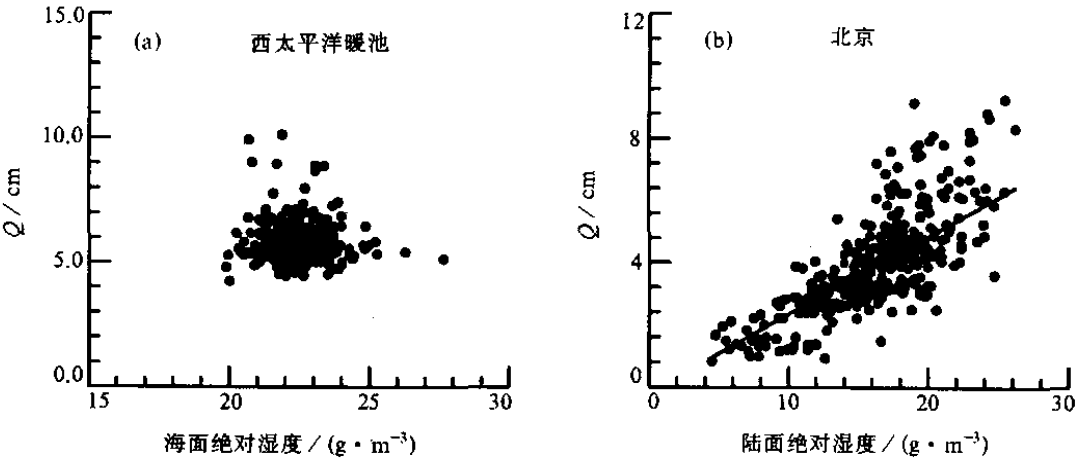


图 3 水汽总量 Q 和地(海)面湿度的关系
(a) 西太平洋暖池; (b) 北京

3 垂直路径积分云液态水的统计特征和变化

3.1 L 的季节统计分布特征

图 4a 为西太平洋暖池和北京两序列的 L 值的累积统计分布。由图可见, 两地的云液水值的累积概率分布各自都服从指数递减形式, 可用公式表示为

$$F_L(L)=\begin{cases} c\exp(-dL), & (L>0) \\ 1, & (L=0) \end{cases} \tag{2}$$

其中 $F_L(L)$ 表示观测时段内天空出现云液水值大于云液水含量 L 的概率, c 和 d 是与季节和地区有关的系数, 其具体数值在表 2 中给出。表 2 中数字表明, 具体的分布参数随地区有很大差异。由图可见, 对于给定 L , 西太平洋暖池上空云中出現大于该值的概率比北京夏季大 1.5 到 5 倍, L 值越大两地差异越大。当 L 为 4 mm 时前者出现概率为 7.3%, 后者为 1.2%。

3.2 L 综合均值的年际变化

在表 1 中最后一列给出了西太平洋暖池中各次考查所测 L 的综合均值 L^* 。所谓综合均值是把包括晴空 ($L=0$) 在内的资料一起做平均得到的单位底面积垂直气柱中平

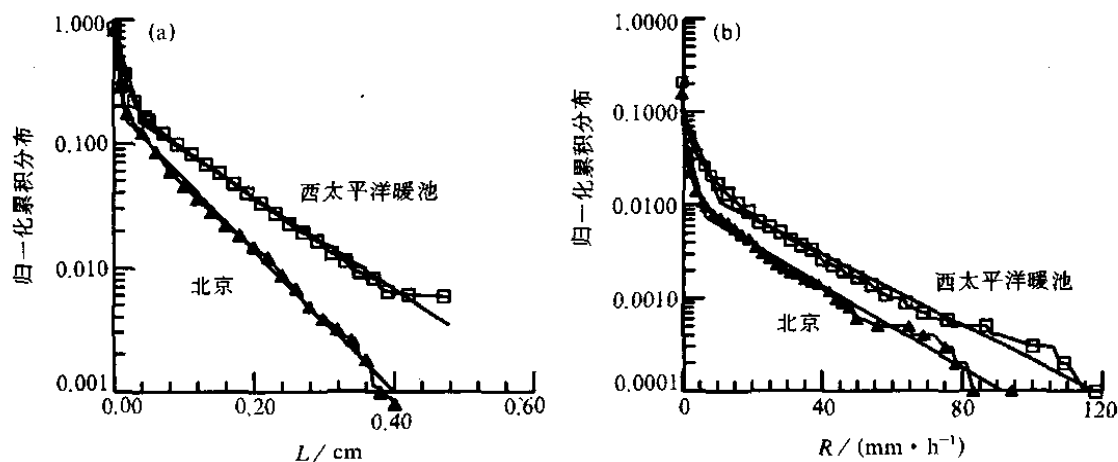


图4 (a) 垂直路径积分云液态水 L 的归一化累积分布; (b) 5 min 平均雨强 R 的归一化累积分布

均云液水含量, 它有别于单纯某类云的 L 值的平均, 它应是大气柱中出现云的概率和云液水含量大小的综合指标。在西太平洋暖池上空 90% 以上的云是与对流有关的, 因此 L^* 也是反映海域对流强弱的指标。由于技术的原因, 1986~1989 年期间本站降水时的资料无法利用。缺少资料的时段占各次总资料量的 $1/10$ 左右。虽然这或多或少影响到均值的全天候代表性, 但用这样的同等条件下的测值进行比较, 对于研究年际间的相对变化, 仍是有意义的。从表 1 可见, 虽然同是秋季, L^* 值的年际间的变化却很大。其中 1986, 1987 年的值较明显偏小, 仅是 1988 和 1989 年的值的 20%~35% 左右。已有研究表明, 在 El Niño 发生的时期, 西太平洋暖池中对流活动比非 El Niño 时期弱^[8,9]。考虑到 1986, 1987 年正处于 El Niño 发生时期, 我们认为这两次的综合均值 L^* 偏低, 是 El Niño 事件期间西太平洋暖池中对流弱这一事实的一种反映。

3.3 西太平洋暖池中几种季节内尺度天气过程的云液水统计平均

已有一些研究表明^[9], “30~60 天的季节内震荡 (MJO) 是突出的大尺度的热带对流和环流现象。在 MJO 的“湿相”期间从西印度洋到中太平洋有自西向东移动的云的复合体 (complexes)。这些大尺度的云的复合体常常是由一系列尺度的云团组成, 其中有时间尺度为 7~20 天, 空间尺度达数千公里的自西向东传播的超级云团 (SCC), 也有自东向西传播而生命史为几天的云团 (CC)”。我们在西太平洋暖池序列中, 选出三个典型的过程, 他们分别是 1992 年 12 月 20 日到 1993 年 1 月 5 日的与 SCC 活动有密切关系的西风爆发过程 (持续 16 天), 1993 年 1 月 17 日到 22 日的与 CC 过程有关的强对流天气过程 (6 天), 以及 1992 年 11 月 30 日到 12 月 8 日的平稳天气过程 (9 天)。经统计得到它们的云液水综合均值分别为 532、299 和 23 g/m^2 (或 0.532、0.299 和 0.023 mm)。如 3.2 节所述, L 的综合均值是表征暖池对流活动强弱的指标。上述结果表明, 西风爆发过程中西太平洋暖池的对流活动最强, 它的云液水综合均值是强对流过程的 1.8 倍, 可达平稳天气过程的 23 倍。

值得一提的是, 上述三个过程的平均水汽总量分别是 6.3、6.0 和 5.4 cm。可见, 西风爆发过程水汽总量比强对流过程多大约 5%, 比平稳天气多大约 17%。将各过程的水汽总量均值作比较, 它们的大小排序和云液水值的排序是一致的, 即西风爆发过程

水汽总量最大, 而平稳天气过程的值最小。不同的是, 过程间平均水汽总量最大相对变化只有 17% 左右, 不象云液水那样, 变化可以达 20 倍以上。水汽的这一特点, 与 2.1 ~ 2.4 各节中给出的其他那些时间尺度上暖池中水汽相对变率较小的结果是一致的。

4 降水强度的统计分布和降水概率

4.1 5 min 平均雨强的季节统计分布

图 4b 为 5 min 平均雨强 R 的归一化的统计累积分布。图 4b 表明, 西太平洋暖池和北京序列的 R 值都服从如下的指数分布:

$$F_R(R)=\begin{cases} a\exp(-bR), & (R>0) \\ 1, & (R=0) \end{cases} \tag{3}$$

其中 $F_R(R)$ 为强度超过 R 值的降水出现的概率, a 、 b 为与地区和季节有关的系数, 具体数值列在表 2 中。由图可见, 对给定的 R , 在西太平洋暖池中强度超过它的降水出现的概率比在北京夏季大 1.3 到 2.8 倍左右, R 越大两者差异越大。具体说, 5 min 平均雨强大于 50 mm/h 的降水, 1996 年夏季在北京出现的概率为 0.9%, 而 1992 年冬季 TOGA COARE IOP 期间在西太平洋暖池中出现的概率为 2%。

表 2 文中几个公式的回归系数

公式序号	公 式 适 用 范 围	公式中代表系数的符号	北京地区系数取值	西太平洋暖池系数取值
(2)	$L < 0.02\text{ cm}$ (北京)	c	0.889	0.943
	$L < 0.05\text{ cm}$ (西太平洋)	d	79.6	39.3
	$L \geq 0.02\text{ cm}$ (北京)	c	0.233	0.209
	$L \geq 0.05\text{ cm}$ (西太平洋)	d	13.2	8.38
(3)	$0 < R \leq 7\text{ mm/h}$ (北京)	a	0.0656	0.104
	$0 < R \leq 10\text{ mm/h}$ (西太平洋)	b	0.326	0.207
	$7 < R \leq 80\text{ mm/h}$ (北京)	a	0.0108	0.0173
	$10 < R \leq 100\text{ mm/h}$ (西太平洋)	b	0.0513	0.0438
(4) \	$0 < P_p \leq 200\text{ mm}$	e	7.35	2.05
		f	0.632	0.810
(5)	$0 < I \leq 30\text{ mm/h}$	g	0.0371	0.294
		h	0.810	0.460

4.2 降水概率和 Q 及 L 值的关系

图 5a 给出降水发生的概率与 L 值的关系。由图可见, 两地降水概率在变化趋势上基本相同, 都随云液水增大而增加, 当 L 超过一定值, 降水概率趋于 1。图 5a 还表明, 降水概率与 L 的数值定量关系上有明显的地域差别。

图 5b 为降水发生的概率与 Q 值的关系。图 5b 表明, 在 Q 值小时降水概率很小, Q 值超过某阈值后降水概率迅速增大, 阈值数值大小约比当地相应季节内 Q 的统计平均值高 0.6 到 1.0 cm。之后, 随 Q 值增加两曲线变化趋势不完全相同: 海上基本上是单调增加的, 而中纬陆上曲线呈“高—低—高”的双峰趋势, 反映陆上降水水汽来源和降水类型的多样性。

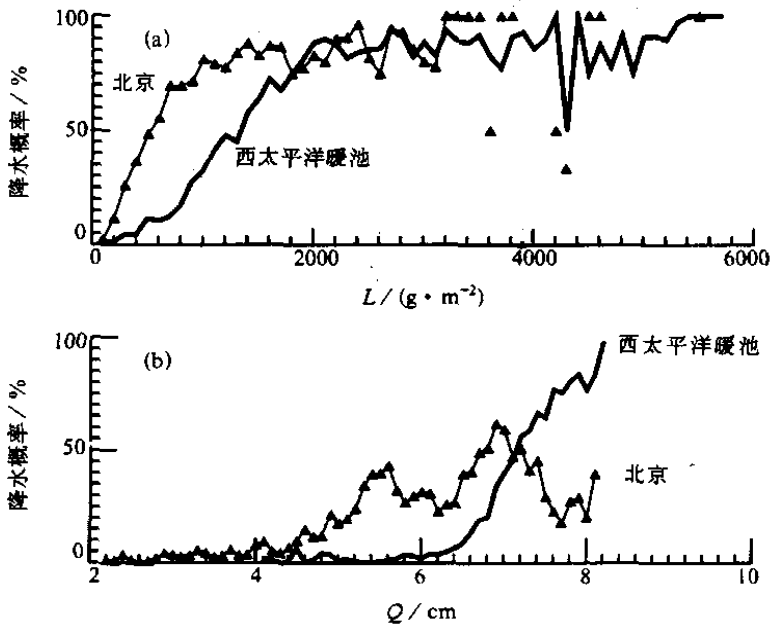


图5 (a) 降水概率随 L 的变化; (b) 降水概率随 Q 的变化

5 大气三水之间的定量关系

5.1 大气三水之间的定量关系

西太平洋暖池序列平均水汽总量为 5.63 cm, 平均云液水含量 (含无云和有降水时) 为 0.036 cm, 总降水为 138.5 cm, 即 TOGA COARE IOP 期间暖池大气中以云液滴形式存在的水平均占水汽储量的 6% 左右, 每天平均由大气落回海洋的水是空中驻留水汽的 24% 左右; 北京序列相应的数据为 4.26 cm, 0.018 2 cm, 72.17 cm。即是说, 在地处中纬度东亚季风区内的北京地区, 就雨水正常偏多的 1996 年夏季平均而言, 天空中液态云水占气态水汽的 4% 左右, 每天落到地面的降水大约是空中水汽量的 17% 左右。以上这些数据给我们了解大气水循环在热带海洋和中纬大陆的不同, 提供了参考。

5.2 与天气过程有关云系的降水效率和云中水循环参数

5.2.1 与天气过程有关的云系及降水事件的划分

为本节研究需要, 将观测序列按与天气过程有关的云系或降水事件做了划分。划分是以地面天气观测、卫星云图、和中尺度暴雨数值预报的气象要素初值分析等多方面资料, 参考观测的 Q 、 L 数值进行的。

在中纬度北京地区, 天气过程比较典型, 我们以与天气过程有关的云系作为划分北京序列天气过程的依据。即从云系开始覆盖本站起, 到它移出本站或在本站消失止之间的观测序列称作一次天气过程。有降水发生的时段称为降水时段, 在一次天气过程中可能包含一个或多个降水时段, 一次过程的所有降水时段总称降水事件。从北京序列中划分出 42 次天气过程, 删除了其中 14 次不典型的过程 (其降水量合计占总降水量的 8%

左右), 最后选出 28 次典型天气过程参与统计分析。序列总降水的 44%(9 次过程) 是锋面云系中产生的, 22% 左右 (10 次) 来自涡旋云系, 15% (3 次) 来自中尺度对流云团或云区, 其余 11% 分别来自河套云团 (1 次)、高空槽云系 (4 次)、台风外围云系 (1 次)。

西太平洋暖池序列总降水的大约 69% 是在西风爆发过程中降下的, 11% 降于平稳天气过程, 8.7% 来自强对流过程, 其余 11% 在过渡性天气中。这几种大尺度天气过程都是由中小尺度的对流性降水组成。不同天气过程间的差别在于这些对流性降水的频率和强度。一个大尺度的天气过程中可能出现许多次中小尺度天气过程, 也可能出现云雨和晴天的交替, 为集中研究与对流性降水有关的中尺度过程, 我们以雨强序列的资料作为划分降水事件的依据, 即以间隔 4~6 小时以内的降水作为同一次降水事件, 以降水事件前后连续有云覆盖的时段作为一次中尺度天气过程, 划分出 26 个典型过程, 参于统计分析。删除了 21 次不典型的过程, 它们的降水总量只占西太平洋暖池序列总降水量的 2.8%。

5.2.2 云中水循环参数

定义云中水循环参数 C_{yc} 为, 一次天气过程累积降水总量与整个天气过程中垂直路径积分云液态水含量的平均值之比。它反映了为维持降水, 云系中液态水经水汽补充而更新的次数^[10]。图 6a 为 C_{yc} 与过程降水总量 P_p 的点聚图。图中实线和虚线为分别对北京和西太平洋暖池序列中各次过程做的拟合线。由图可见, 云中水循环参数 C_{yc} 和过程降水总量 P_p 间呈如下幂指数关系:

$$C_{yc} = e \cdot P_p^f, \tag{4}$$

其中 e 和 f 为和地区及季节有关的回归系数, 亦即图中回归线的截距和斜率, 具体数值列于表 2。由图可见, 在一定的过程降水量下, 北京序列云中水循环的参数比西太平洋暖池序列的值高 1.6 到 3.6 倍。表明产生同样多的降水, 在中纬地区云中液态水 (经水汽补充) 而更新的次数要比热带海域多。过程降水量小时两地的 C_{yc} 之间差异大, 随降水量增大差异变小。

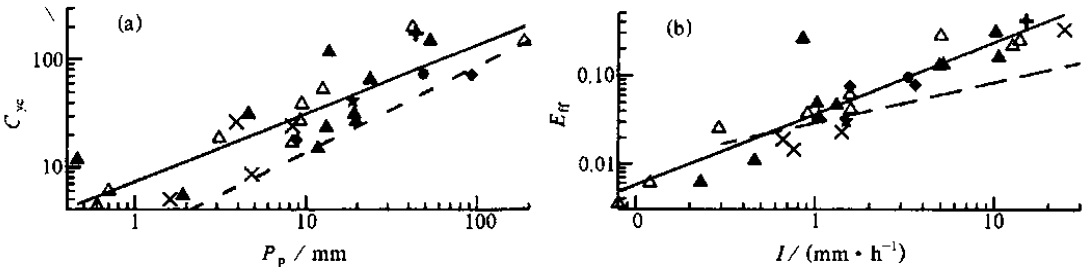


图 6 (a) 云中水循环参数 C_{yc} 与过程总降水量 P_p 的关系; (b) 云系降水效率 E_R 和过程平均雨强 I 的关系
每个点对应北京序列的一次天气过程, 每种符号代表北京地区的一类过程, $\triangle$: 锋面云系, $\blacktriangle$: 涡旋云系, $\times$: 高空槽云系, $+$: “河套”云团, $\bullet$: 强对流云团, $\star$: 中尺度云团, $\star$: 台风影响的云系。
实线为北京序列所有过程数据的拟合; 虚线给出西太平洋暖池序列的拟合曲线, 而未画出相应过程对应的点

5.2.3 云系的降水效率

定义在一降水事件中累计空中雨水含量和累计的云水含量的比为该过程的降水效率

E_{eff} , 它反映降水时有多少云水转化成雨水降到地面。图 6b 为 E_{eff} 与降水事件的平均降水强度 I 之间的统计关系, 有

$$E_{\text{eff}} = g \cdot I^h, \quad (5)$$

其中 g 和 h 是与地区和季节有关的回归系数, 即为图中回归线的截距和斜率, 具体数值见表 2。两线比较表明, 当雨强大于 1 mm/h 时, 降水强度大体相同的过程, 在中纬地区的降水效率比热带海域高 1.3 到 4.1 倍。两地 E_{eff} 之间的差异随雨强增加而增大。

6 总结与讨论

根据地基双波长微波辐射计和雨强计的探测资料, 定量分析和比较了西太平洋暖池和北京地区大气水的特征, 主要结果如下:

(1) 从短期气候的角度看, 西太平洋暖池是大气水汽的巨大储库, 它的水汽总量 (Q) 比北京地区潮湿的夏季高 $1.0 \sim 1.5 \text{ cm}$, 比干燥的北京冬季高约 4.5 cm 以上。这个储库处在不停的变化中, 由于储量丰富, 变化的绝对量不可忽视。但是, 它在各时间尺度上 (日、季节内、季、年、年际) 的相对变率却不大, 是相当稳定的: 无论晴、云还是雨天, Q 的日相对变化幅度不超过 $\pm 4\%$; 西风爆发过程比平稳天气过程的 Q 的均值高约 17% ; 一个季度上 (TOGA COARE IOP 期间) 均方根相对变化幅度不超过 $\pm 13\%$; 在包括 El Niño 和非 El Niño 事件在内的不同年份中, 相同季节的年际间变化也在 13.5% 以内。相比之下, 北京地区变化要剧烈得多: 晴空相对日变化在 $\pm 8\%$, 云雨天日变化幅度可达 $\pm 10\% \sim \pm 20\%$, 季节上可达 $\pm 37\%$, 全年可达 140% 左右。另外, 西太平洋暖池近海面经常维持一高湿层, 它很少受其上空天气变化影响, 近海面水汽含量与整层总量相关性不像陆上那样明显。

(2) 大气中云液态水表现出时空多变的特点。根据 3.2 节对云液水垂直积分总量 (L) 在某观测时段的综合均值的定义, 得到以下定量结果。就空间变化而论, 西太平洋暖池上空 TOGA COARE IOP 期间 L 综合均值为 360 g/m^2 (或 0.36 mm) 可达北京多雨的 1996 年夏季值的一倍。就时间变化而言, 在西太平洋暖池中的观测表明, L 综合均值在不同尺度上表现出几个量级的变化: 瞬时观测到的最大 5 min 内平均 L 值约为 5700 g/m^2 (或 5.7 mm), 大约为空中水汽含量的十几分之一, 出现在强对流天气过程中; 西风爆发过程的综合均值达 532 g/m^2 , 是强对流天气过程该值的 1.8 倍, 是平稳天气过程值的 23 倍; El Niño 事件发生年 (1986, 1987 年) 秋季 L 的综合均值仅是非 El Niño 年 (1988, 1989 年) 中相同季节值的 $20\% \sim 35\%$, 这是 El Niño 期间西太平洋暖池中对流活动受抑制的反映。这些结果表明, 在热带各种尺度上的综合均值大小与相应过程的对流活动强弱呼应得很好。可见, 云液水综合均值是表征热带对流活动的很好的定量指标。

(3) 在季度的时间尺度上, 西太平洋暖池和北京上空水汽总量统计分布都服从正态分布, 云液水总量和雨强的累积分布都服从指数递减规律, 降水概率都随云液水总量增加而增加。这些规律的具体的分布参数随地区 (和季节) 有明显的区别。本文给出的参数分别有较好的热带海域和北京夏季的代表性, 可供多方面应用的参考。此外, 随水汽

总量的增加, 北京地区降水概率的变化表现出“高—低—高”的波动, 不象热带海域那样呈单调递增的形式, 反映了地处东亚季风区的中纬度大陆降水的水汽来源和降水类型的多样性。

(4) 文中给出了上述两地的大气中以云滴形态存在的水, 以及以降水形式落到地(海)面的水, 各占空中季节平均水汽储量的比例。文中还根据两地各自典型的天气过程中云水和雨水间的定量关系, 得到了与云系中水循环次数及降水效率有关的量。根据多次过程的统计比较表明: 为维持总量相同的过程降水, 中纬地区云中液态水(经水汽补充)更新的次数, 要比西太平洋暖池上空的更新次数多; 平均降水强度相同的过程, 在中纬地区的降水效率要比热带海域高。这些结果对于了解大尺度大气水循环特征, 提供了很有意义的参考。

(5) 大气水是时空多变的。相对于大气水变化的历史长河, 持续数月的观测资料也只是很短的片段, 我们的结果仅仅是初步的。本文揭示的许多现象, 说明了进一步长期高分辨率地监测大气水的必要, 展示了地基微波遥感在定量揭示大气水特征方面的独到之处。鉴于大气水在气候研究和其他许多领域的重要性以及目前对它的行为和规律认识的不足, 在地球上具有地理和气候代表性的地方, 用双波长微波辐射计与雨强计结合作长期的大气水的监测, 有助于发现目前由于探空时空分辨率低而无法发现的现象, 也有助于弥补卫星探测精度的不足, 从而改善我们对大气水的变化规律的认识, 最终为气候变化和多种尺度的天气预报提供很有价值的资料。

致谢: 蔡则怡研究员在准确划分天气过程方面给予很大帮助, 郭裕福研究员曾对本文提出宝贵意见, 深表感谢!

参 考 文 献

- 1 Shyh-Chin Chen, Charles L. Norris and John O. Roads, Balancing the atmospheric hydrologic budget, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**(D3), 7341~7358.
- 2 赵高祥、汪宏七, 云和辐射 II. 环流模式中的云和云辐射参数化, *大气科学*, **18** (增刊), 1994, 933~958.
- 3 Laura, D. Fowler and David A. Randall, Liquid and ice cloud microphysics in the CSU general circulation model, Part III: sensitivity of modeling assumptions, *J. Climate*, 1996, **9**, 561~586.
- 4 魏重、林海、邹寿祥、宣越健, 微波遥感海上大气可降水和云液态含水量, *大气科学*, 1989, **13**(1), 101~107.
- 5 Wei Chong, H. G., Leighton and R. R. Rogers, A comparison of several radiometric methods of deducing path-integrated cloud liquid water, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1989, **6**(6), 1001~1012.
- 6 魏重、王普才、吴玉霞、宣越健, 双波长地基微波辐射计雨天探测订正, *地球环境和气候变化探测与过程研究*, 北京: 气象出版社, 1997, 130~136.
- 7 魏重、忻妙新等, 西太平洋赤道海域上空可降水和云液水的遥感分析, *大气科学*, 1992, **16** (1), 1~10.
- 8 Huang Ronghui and Wu Yifang, The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1989, **6**(1), 21~33.
- 9 Andreas, Fink and Peter Speth, Some potential forcing mechanisms of the year-to-year variability of the tropical convection and its intraseasonal (25-70-day) variability, *International Journal of Climatology*, 1997, **17**, 1513~1534.
- 10 顾震潮, 云降水物理基础, 北京: 科学出版社, 1980, 30.

Characteristics of Atmospheric Water over Western Pacific Warm Pool and Beijing: A Summary of Ground-Based Microwave Radiometric Measurements

Wei Chong, Wu Yuxia, Wang Pucai and Xuan Yuejian

(Laboratory for Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract During recent two decades, a dual-wavelength (0.86 and 1.35 cm) ground-based microwave radiometer (and automatic rain measurement system) was on many occasions operated over the tropical western Pacific "warm pool" and Beijing, respectively. Three variables of atmospheric water (precipitable water vapor Q , vertically path-integrated cloud liquid water content L and 5-minute average of rain rate R) are measured simultaneously and continuously. This paper focuses on a summarized analyses of these measurements. The main results are related to (1) quantitative variation rates of Q (and L) and their geographical differences on varied (diurnal, intraseasonal, seasonal, annual, and interannual) time scales, (2) seasonal statistical distributions of Q , L and R as well as their geographical differences, (3) quantitative ratios among the three variables, and (4) some parameters (probability and effectiveness of precipitation and cloud water cycle parameter) related to precipitation process as well as statistical relationship among these parameters and other available parameters of atmospheric water. The results reveal characteristics of atmospheric water cycle to some extent.

Key words: ground-based microwave radiometer; water vapor; cloud liquid water; precipitation; middle latitude; western Pacific; warm pool