

从空间估算全球降水

K. A. Browning

(英国气象局)

1. 对降水测量的需求

1.1 气候监测与研究

为检验大气环流模式(GCM),需要全球降水测量资料。再现观测到的降水分布的能力是这种模式性能的一个灵敏指标。全球降水有2/3落在热带和副热带,与此关联的潜热是热带环流的一个主要驱动力。在热带,大部分入射太阳辐射在海洋上被吸收。这部分能量约有一半通过洋流向两极输送,剩余部分则通过蒸发以潜热形式又返回到热带大气中;这其中有3/4以上的能量由于在塔状对流云中的凝结而释放,导致在热带辐合区(ITCZ)加热率达每天 1°C 的量级。潜热释放在较高纬度上也是重要的,因为它趋向于使垂直递减率维持在接近斜压不稳定的临界值。潜热释放通过改变斜压不稳定性而影响这些纬度地区总的热量和动量传输。

对于气候研究而言,所要求的降水测量资料是 $500 \times 500 \text{ km}^2$ 区域上1个月的平均值,准确度应不劣于20%(特别是在ITCZ区)。这一准确度水平相当于约每天1 mm。相当的能量为 30 W m^{-2} ,该值是日平均太阳常数的10%。如果考虑一个10 km的空气柱,它可用每天 0.2°C 的加热率来表示,这在大气环流模式中是很重要的一個强迫作用。

1.2 数值天气预报

降水测量资料对于天气预报模式的初值化很重要,特别是对中尺度模式,因为大气在这一尺度上的主要响应是通过水汽凝结和潜热释放作用完成的。降水测量结果也可以利用土壤湿度以及辐散、含水量这样的大气

变量加以说明。数值预报要求的空间分辨率比气候模式研究要求的高。需要即时的而不是累积的降雨量。准确度达到 $\pm 50\%$ 就足够了,因为动力强迫作用依赖于对潜热加热作拉普拉斯运算的结果,而不是加热的绝对值。降水垂直分布所暗示出的潜热加热廓线对于数值模式的性能有重要影响。如果不知道有关不同类型降水系统和它们不同发展阶段中加热率的垂直廓线的较多信息,地表降水测量的高准确度对于数值模式中大气变量的初值化将起不到有效作用。

1.3 临近预报

临近预报通常局限于相当小的区域,要求具有高空间分辨率($\sim 5 \text{ km}$)和时间分辨率($\sim 10 \text{ min}$)的观测资料。卫星探测技术在这种尺度上虽然不十分准确,但对于补充地面测量资料以监视海上和其它资料稀少地区降水系统的逼近可能是有用的。高分辨率卫星降雨测量资料的一项特别重要的应用是对化学污染物和放射性物质的清除做出预报。

1.4 水文学

水文学需要降雨测量资料,其时间尺度从数天至数小时,前者用于设计研究和大规模的水利管理,后者用于河川流量和洪水的实时预报。雨量的高度易变性使得测量应具有高时空分辨率变得很重要。在小的流域,特别是丘陵地区,在潮湿热带,以及在都市集水区(那里河流对雨量输入的响应时间可能达1小时的量级)尤为如此。水文预报所要求的测量准确度视降雨量而定。Nemec建议,准确度应为风暴总降水量的5%,或者2 mm,这两个指标都比较严,报告间隔为6小时。对于对流雨和小的集水区,要增加

报告频次。最近的一些水文模式中允许降水测量有较低的准确度，这些模式采用流量测量结果提供误差反馈信息。

1.5 生态学

在研究一个地区的生命支持力时，降雨是被监测的最重要的天气变量，这是因为降雨构成水分循环的主要组成部分，以及它十分变化不定。生态学主要需要具有较好时、空连续性的雨量气候统计资料。准确性则不像对于水文和气象预报那样重要。

1.6 海洋学

降水与蒸发之差同河川流出量一道，导致海洋表层水的盐度发生变化。这种变化明显影响海洋浮力，使得河流和降雨量趋向于抑制深层对流和高纬地区底层水的形成，以及与之相应的北大西洋表层水的向极运动。一些模式认为，这一过程相当脆弱，以致与一些似乎可能发生的气候变化相关联的淡水源的减少就可使其遭到破坏。在热带，降雨增加了海洋上层的稳定度，削弱了混合过程，因而会改变海表温度，并使大气对流、生物生产力和生物地球化学反馈的总量得到调整。海洋学要求降雨测量的准确度为每天 1 mm。

2. 空间降水测量技术

鉴于对全球降水测量的需求，以及一半以上的降水发生在海洋上空的事实，卫星观测(得到地面验证设施的支持)为获得必要的覆盖提供了唯一现实的可能性。有四种主要的技术，现介绍如下。

1) 能指示冷云顶位置和范围的红外(IR)阈值被广泛用作降水强度的替代量，因为从地球静止卫星上能够以很好的空间-时间覆盖获得这种数据。基于IR数据得到的GOES“降水指数”可给出 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 网格内顶部温度约低于 -40°C 的冷云占的百分数。虽然IR阈值基本上只提供每一网格是有雨还是无雨的判断，但全球大气研究计划大西洋热带试验(GATE)中的研究表明，区域平

均指数与GATE区域内6小时的总雨量有很好的相关。在某些地区，通过把IR信息与从VIS(可见光)图象的云厚度估算值相结合来识别非降水冷云，可使这一技术得到改进。从地球静止卫星图象导出的云顶区的变化速率也可用来准确确定出强对流雨的范围。

2) 用于测量降水的被动微波遥感技术按两种不同的原理工作，吸收和散射。按吸收方式工作的辐射计，其工作频率范围从5到35 GHz。如果面对的是大海这类具有均匀的低比辐射率的背景，辐射计能检测来自液态雨滴的增强辐射。需要知道雨柱的纵深度，这或许可以从雷达测量或气候学确定。工作于吸收方式的辐射计，其视场相当大，降雨率在较视场为小的尺度上的变化代表一种误差源，但是通过工作于VIS和IR波段、具有较小视场的其他仪器的信息，可以使之减小。小云滴对于亮度温度的贡献确定了最小可测降雨率为大约每小时2 mm。对于小于5 mm/小时的降雨水汽会引起误差。在19 GHz工作频率上，降雨率超过每小时20 mm时发生饱和。工作频率为5—10 GHz时，最大可测降雨率大于每小时40 mm。

3) 以散射方式工作的辐射计，其工作频率范围从35到183 GHz。这些辐射计主要对对流风暴顶部的大冰粒敏感，所以只能提供有关地面降水强度的十分间接的指示。然而不同于按吸收方式工作的辐射计，散射辐射计不但可在海上，而且可在陆地上空使用。

4) 根据利用的是后向散射还是衰减原理，雷达技术分为两种主要类型。后向散射方法的优点是可以采用标准雷达研究方法，但也有缺点，这是因为在建立雷达回波强度与降雨强度的关系时不得不对雨滴大小的分布做出假定，还因为降雨的衰减会在高频波段引起误差，而这种高频是为获得窄波束所必需的。衰减方法的优点是衰减与降雨率成线性正比关系，而且对于雨滴大小不敏感，

不过这需要足够的可测得出的衰减,但又不要大到使得信号完全消失。这就需要至少两个频率的这种测量,例如 14 GHz 用于大雨, 35 GHz 用于小雨。有 3 种主要的采用雷达衰减原理的方法,不过实际工作中最好把它们结合使用。在衰减系数法中,雨强是根据信号穿透雨层时的变化率推断出的,它所依据的是一个不可靠的假设:雨强随高度保持不变。在地表参考法中,降雨率是根据降雨期间和降雨前海面或陆面的回波强度之差推断出来的。也需要知道雨柱的纵深度,但这可以从后向散射测量结果推测出来。主要问题是地表的后向散射系数(σ_0)存在变化性。在陆面上, σ_0 取决于土壤湿度;在海面上, σ_0 变化更大,受到风引起的细浪和雨滴的影响。在双波长法中,通过测量两个频率上的衰减差异,使 σ_0 变化性问题减小到最低限度,这种方法假定两个频率上的 σ_0 差很小,而且可以估算。该方法的一个变形——双频率最小二乘方法,能指示出雨强的垂直廓线,而不仅仅是雨柱平均强度。只有当雷达覆盖限制在相当狭窄的一个条形区时,才能得到有用的垂直分辨率(见第 3 节)。

3. 由降水性质引起的测量问题

降水强度是测量起来最困难的大气参数之一。这有两个原因。第一,目前有效的遥感探测技术都依赖于根据相关量的测量来推断降水率,而这又进一步依赖于降水的细节特征。第二个问题是因降水具有很大变化性引起的。这一变化性不仅支配着为观察所需特征而进行的测量的性质和分辨率,而且决定着为获得适度的空间和时间平均所需的取样策略。与我们有关系的几种变化性是降水强度的时间和空间(水平和垂直两个方向)变化率,以及降水物理性质的变化性。在不同情况下起作用的不同微物理机制导致想要做的降水测量值与实际从空间进行的测量值之间具有不同的转换函数。依据降水是对流性的(由几公里范围的上升运动产生),还是层

状云的(由数十或数百公里范围的上升运动产生),不同的动力机制导致不同类型的变化率。无论在热带还是中纬度,所有的降水系统都是对流性与层状云降水的混合;每种降水所占的比例和分布取决于降水系统的类型和其发展阶段。这又引出了以下几个特殊问题。

1) 垂直方向的变化性 根据云上部某些特性的测量结果(例如云顶温度,高空是冰粒子还是雨)来推断地表降雨率,要依据一些视情况的不同而变化的关系,这种变化不仅取决于降水是对流性的还是层状云的,而且取决于动力学和微物理学的细节。还有更糟的,特别是在干旱地区,低层蒸发能够破坏本来可以存在于地表降雨和云顶温度间的任何关系。在丘陵地区,低层地形抬升也是个问题。空间雷达采用距离选通,原则上可以测量接近地表的降雨强度,以及表征蒸发热汇穴的高空垂直梯度。然而,为了获得有用的覆盖,必须沿着与卫星轨道垂直的方向扫描,结果这一方向的波束宽度成为获得所需 0.5 km 垂直分辨率的关键因子。对于在 600 (300)km 高空运行的卫星上装载的雷达而言,这将需要大口径天线,14 GHz 时直径应为 8 (4)m,侧视扫描限制在 $\pm 15^\circ$ 。在能做到这一步之前,需要利用以下一些独立信息来间接推断降雨率的垂直廓线:a) 用于估算可能蒸发的 IR 分区窗口对水汽的估算值;b) 用于把对流性降水同较易蒸发的层状云降水区分开来的图象结构;c) 蒸发的气候估算值;d) 用以估算降水和云下蒸发的大尺度 4 维资料同化模式;e) 参数化微物理学的云模式,用以推断 3 维降水发展的分布及与卫星探测的云顶和冰有关的蒸发。

2) 水平方向的变化性 尽管层状云降雨的强度比对流雨的要小得多,但它发生在较大区域上,所产生的总贡献与对流雨相比不相上下。因此,必须能在降雨率较大的动态范围进行测量,这就提出了一个要求多种技术的问题。而另一方面,利用有关降雨率

概率密度函数(PDF)的知识也许是可能的。虽然不同的气候区有不同的PDF,但在对流雨的情况下,有证据表明,当对单个风暴在其生命期中求平均时,或者同时对数目足够多的风暴(30—40个)求平均时,每一个地区可能有其特有的PDF。如果PDF已知,则根据气候学或者根据有代表性的小区上详细的探测资料,从超过某一特定阈值(比如说每小时5mm)的瞬时降水区域面积这一较易实现的测量,有可能导出多个风暴的区域平均降水量。

3) 时间上的变化性 除上述测量问题外,还必须考虑取样问题。对一个地区进行观测以获得有代表性的降水样本所需要的频次取决于降水的自相关时间,而这又进一步依赖于区域的大小和降雨类型。对于GATE的降雨,自相关时间是这样的:对于几公里大小的区域,需要的取样间隔小于1小时,但对于 $280\text{ km} \times 280\text{ km}$ 的整个GATE区域,取样间隔则大约为10小时。对于1个月的累积,取样间隔为12小时时,取样误差为10%。

在许多热带地区,存在着明显的降水日变程。于是,从普通的太阳同步轨道卫星上进行探测,对于估算月雨量就变得不适当了,因为卫星只能在固定的地方时对给定区域进行观测。单靠从地球静止轨道进行探测也将是不够的,这主要是因为采用除IR/VIS技术之外的方法要获得足够的空间分辨率有困难。另一方面,从低倾角轨道卫星上能够获得合适的气候统计资料,在这种轨道上,可以对每个 $500\text{ km} \times 500\text{ km}$ 面积的不同部分在每一个月的时段中、日变程的不同时刻进行取样。

4. 结 论

空间测量是解决第1节概述的对降水测量需求的唯一可行方法。第2节中提出的一些测量技术需要综合使用,以适应第3节所讨论的降水系统的复杂性。空间雷达在提供最佳准确度和垂直廓线方面具有潜力,但仅限于有限区域。被动微波遥感技术能提供较好的空间覆盖,但测量结果与所要求的降水强度间的关系是间接的,在用散射方式测量的情况下尤为如此。IR/VIS图象可提供最好的时-空分辨率,但与降水的关系更间接。给定这些观测资料后,依据降水型分为不同类别,用回归关系式可推断出降水信息。另一种方法是使用各种降水系统的动力学/微物理学模式,并应用辐射传输计算来建立降水与那些可从空间被动遥感测量的参数间的关系。需要用某种方法对模式进行检验,或对所使用的关系式加以校准。举例来说,如果作为一种空间外推工具,从比较直接的降水测量(如附近地面雷达系统,或与被动遥感探测器设在同一空间飞行器中、可提供有限覆盖的真正空间雷达所进行的测量)来扩大覆盖范围,被动遥感测量是可以提供足够准确度的。虽然地球静止卫星上的IR/VIS图象提供的高时-空分辨率对于临近预报和天文应用,以及NWP模式的初值化是有价值的,可是利用从低轨道(低倾角极轨道)卫星得到的可能更为准确、但不太充分的微波测量结果,可以更好地满足气候模式和海洋学的需要,在这种情况下还必须认真注意取样策略。

成蹊译自 Fifth Scientific Assembly
of IAMAP, 1989.

曹村校