

12月25日 75.0.24

內 部

国外雷达气象

中国科学技术情报研究所

一九七三年六月

PDG

說 明

遵照偉大領袖毛主席关于“深挖洞，广积粮，不称 霸”的教导，为了介绍国外关于雷达技术在气象业务和科研工作中的应用情况，我們与中央气象局研究所、中国科学院大气物理研究所、北京大学、北京气象台等单位一起，选择了一些国外有关文章，編譯成“国外雷达气象”专辑，供从事这方面研究、生产和教学工作的同志参考。

由于時間仓促和我們水平所限，錯誤之处，热誠欢迎同志們批評指正。

目 录

(1) 通过飞机和雷达观测确定雷暴和周围环境之间的相互作用·····	(1)
(2) 用雷达寻找冰雹和颠簸部位·····	(28)
(3) 用雷达和飞机同时观测晴空颠簸·····	(32)
(4) 根据雷达资料推算雷暴的含水量和降水通量·····	(34)
(5) 用双波长雷达估算X波段的衰减系数和液态含水量·····	(39)
(6) 用双波长雷达识别冰雹云的新方法·····	(49)
(7) 在强风暴中用双波长雷达估计液态含水量和定出冰雹的位置·····	(59)
(8) 在科罗拉多州东北部一次冰雹云的双波长雷达研究·····	(65)
(9) 利用雷达资料和地面资料分析一个中尺度系统的方法·····	(69)
(10) 根据冰雹动量数据测算冰柱中的雷达反射系数·····	(74)
(11) 在阿尔伯塔一次切变环境中雹暴的10厘米雷达观测·····	(80)
(12) 雷暴里垂直运动和粒子大小的观测·····	(86)
(13) 垂直点脉冲多普勒气象雷达的应用·····	(97)
(14) 用多普勒速度方差判定雷暴里的飞行危险性·····	(104)
(15) 用双多普勒雷达研究一个对流风暴的风场·····	(111)
(16) 晴空湍流的最佳雷达探测·····	(113)
(17) 用雷达/气球探测法探测从地面到15公里高空的空气垂直运动·····	(125)
(18) 由湿冰球而引起的雷达回波衰减·····	(133)
(19) RHI显示器上的冰雹探测研究·····	(141)
(20) 湿冰球对微波的衰减·····	(146)
(21) 阿尔伯塔的偏振观测·····	(148)
(22) 带电球对电磁波的散射·····	(153)
(23) 美国天气雷达的视频积分和处理器(VIP)·····	(158)
(24) 天气雷达远距离显示系统WB/RATTS-65·····	(162)
(25) 苏联的雷达气象学——1970·····	(170)
气象学未来的发展——公元2000年前的展望·····	(177)
国外现役气象雷达介绍	
日本无线电公司气象雷达	
法国十公分天气监视雷达DLM-10	
法国十公分天气监视和测风雷达MVV-10	
英国测风雷达WF3	

通过飞机和雷达观测确定雷暴 和周围环境之间的相互作用*

J. C. 芬克胡塞尔

一、前 言

近十年来,美国气象局国家灾害性风暴计划(NSSP)以及后来ASSA的国家灾害性风暴实验室(NSSL)曾经公布了大量有关大草原地带的雷暴及其周围环境的资料。在40年代后期的雷暴研究计划的基础上加以改进的现场研究,从1961年春开始,每季都在俄克拉何马(Oklahoma)的中南部进行。带有仪器的飞机在一个中尺度地面和高空站网内及其附近进行多种探测工作,同时还使用了经过严格校正的多用途的雷达装置。

本研究报告报导两次实验结果,在实验中应用ESSA飞行研究所(RFF)的DC-6型飞机对低空和中空孤立的积雨云及其周围空气进行了动力学和运动学方面的研究。在本研究报告中,根据从各种方法取得气流资料,其中包括通过飞机测量的风速,通过用飞机散布到空中以便用雷达来追踪的金属箔而测出的风速雷达剖面图,无线电探空测风仪和地面记录等,对大草原地带上空的一个孤立的积雨云的内部条件和周围环境的三度空间环流作综合性的说明。同时还讨论了对风暴的发展、结构和持续时间有影响的各因素;重点则放在云边界处的传播机制和流体动力作用上。

二、第一例, 1965年6月1日

天气形势和风暴的演变史

沿着美国西南部上空的干燥大陆性空气同来自墨西哥湾的海洋性热带北移气流之间的交界处发生的地面风的汇合,被认为是有利于雷暴发展的天气形势。从图1可以看出,1965年6月1日下午在Texas Panhandle上空出现了这样的形势。马克嘉耳(McGuire 1962)曾经指出:这些所谓的《干锋》很可能在这一地区白天保持准静止状态而不活跃;但是在一定条件下,它们则会作为有利于形成大雷暴和龙卷的机制而发生作用。根据李希阿(Rhea, 1966)的统计,特别是当500毫巴上,有一个弱低压槽存在时,似乎更会如此(如图2所示)。

图3所示的是从一个巨大积雨云返回的雷达回波的轨迹和发展情况,这一大积雨云是在特克萨州的阿马里洛东南东约40哩上空靠近干锋的潮湿空气中形成的。初始回波在13点40

*译自:“Monthly Weather Review”1971年99卷第3期。

中国科学技术情报研究所译,中央气象局研究所许梓秀校。

分（美国中部标准时间，下同）出现在NSSL的WSR-57型天气雷达上，并且在30分钟内就生长到如图4所示的大小。从图3中的回波强度等值线可以看出，在风暴形成区，向其西北方向60公里的范围内地势升高了300米。在东南方向的气流为 10ms^{-1} 的情况下（见图1），由这种倾斜的抬升应当为 5cms^{-1} 。这样，如拜耳斯（Byers, 1942）所指出，上升和辐合这两个互相补充的不稳定效应将会由于潮湿的向上斜升的气流和干锋的辐合风而得到促进。沿着“罗克角”的急斜面而发生的力学上的抬升，其重要性可以通过以下一点说明：即虽然在东面的潮湿气团中稳定性指数近乎一致，但是在干锋上形成的大积雨云在这一天有显著的发展。

在14点30分到19点10分的这一段时间内，曾通过RFF的DC-6型飞机对雷暴附近的周围环境进行了连续不断的探测。飞机的飞行高度在14点30分到16点50分之间是800毫巴（约为海拔6400英尺），而在17点零5分到19点10分之间则为500毫巴（约18,250英尺）；飞机从800毫巴向500毫巴爬升时，是在风暴的上风方（upwind side）（即西面）进行的。

从图3所示的雷达回波演变史可以看出风暴的持续特性。正如图3内的高空风分析图所示，周围的风具有很强的垂直切变，同时从回波的轨迹可以看出风暴的移动在其大部分生存期内在所有的高度上都是向着风的右面行进。沿着轨迹的东西部分可以看到暴雨和雹灾，但是并没有关于发生龙卷风的报导。布朗宁（Browning 1964）曾经对这种风暴的特征进行了概述，并且把它称为《SR》风暴（亦即强烈的右移风暴）（参看Browning, 1964）。

图5所示的是从RFF的RDR-1D（机载雷达¹⁾）照片中获得的高空（雷达的距离—高度显示，下同）剖面图。沿着同一总云段的回波外形，在大约三个半小时内稳定少变，它证明内部环流从统计学上来说随时间至少是稳定的，而这是布朗宁对《SR》风暴所作说明的一个主要特征。《SR》风暴的另一些特征是在雨柱回波（precipitation column）之前有一悬垂回波和一个雷达反射因子较低的区域，这个区域在风暴云体回波的最高点之下穿进风暴的中心，并从云的入口区向上切变方倾斜。斯桃特和海赛耳认为这些回波空穴或弱的反射因子区的存在是和强雹暴的特征有关的。（参看Staut and Hiser, 1955），布朗宁则把这些回波空穴或弱的反射因子区称之为《穹隆》（vault），并认为是有组织的上升气流区（见Browning, 1964）。

云附近周围环境的运动学特点

根据都卜勒航行系统而取得的风速数据是我们用以计算风暴周围的中尺度环流的依据。为了对风暴内外的气流情况获得一致的测量，每次飞行观测都位于一个座标体系内，而这一座标体系以雷达回波的重心作为原点。风速数据可采用10秒钟间隔²⁾；但是用来进行分析的风速是根据50秒钟内经过5个点的非加权滑动平均值来求出的³⁾。在平均空气流速为200哩/时的情形下其距离相当于2.8哩或5.2公里。

图6所示的是NSSL, WSR-57雷达在16点30分，亦即在风暴的成熟期，记录下来的

1) 这种雷达的规格以及RFF的DC-6型飞机上的其他气象仪器在勒伯耳等的著作中（参看Reber and Friedman, 1969）作了详细的说明。

2) 原始的风速数据是根据Friedman等所提供的程序处理的（参看Friedman et al., 1960）。

3) 杜琼最近对都卜勒风速数据的误差变化进行了研究以后认为把平均时间间隔加以扩大可以提高从ESSA DC-6型航行系统而得到的风速数据的精确度。

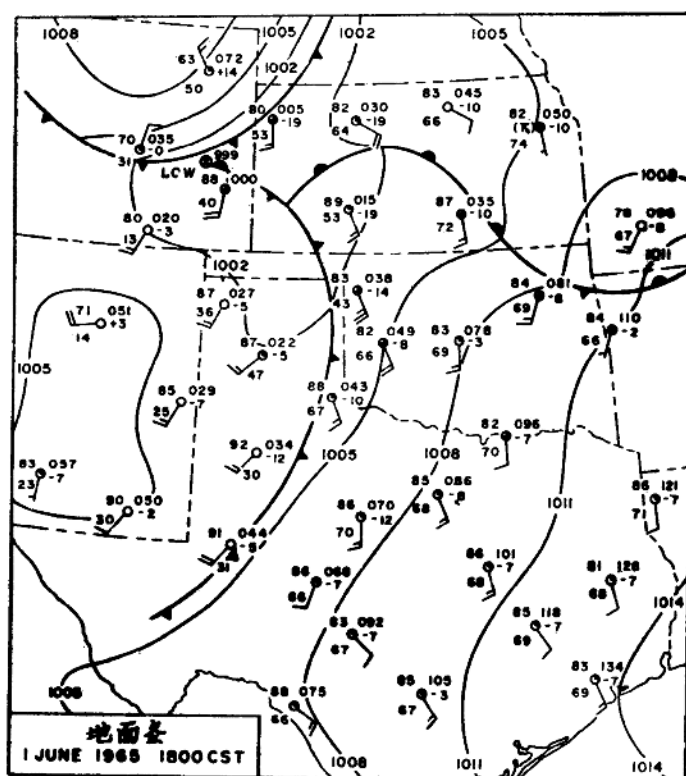


图 1

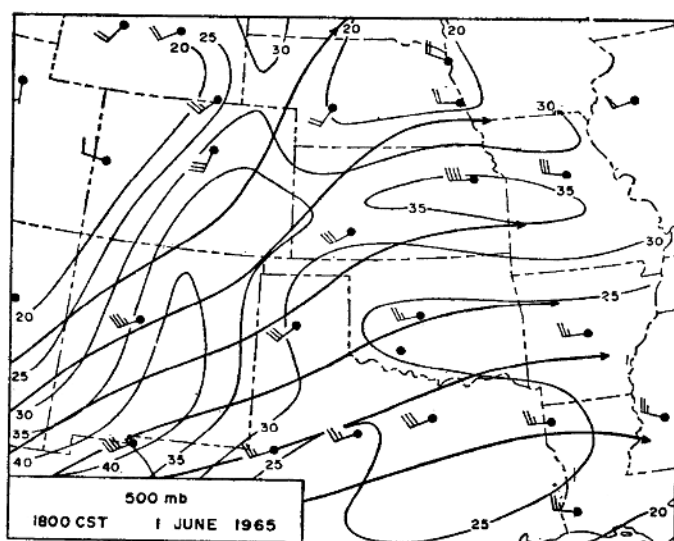


图 2

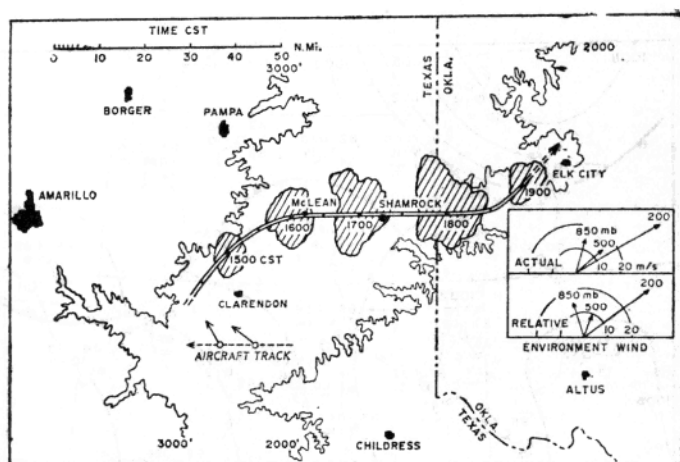


图 3

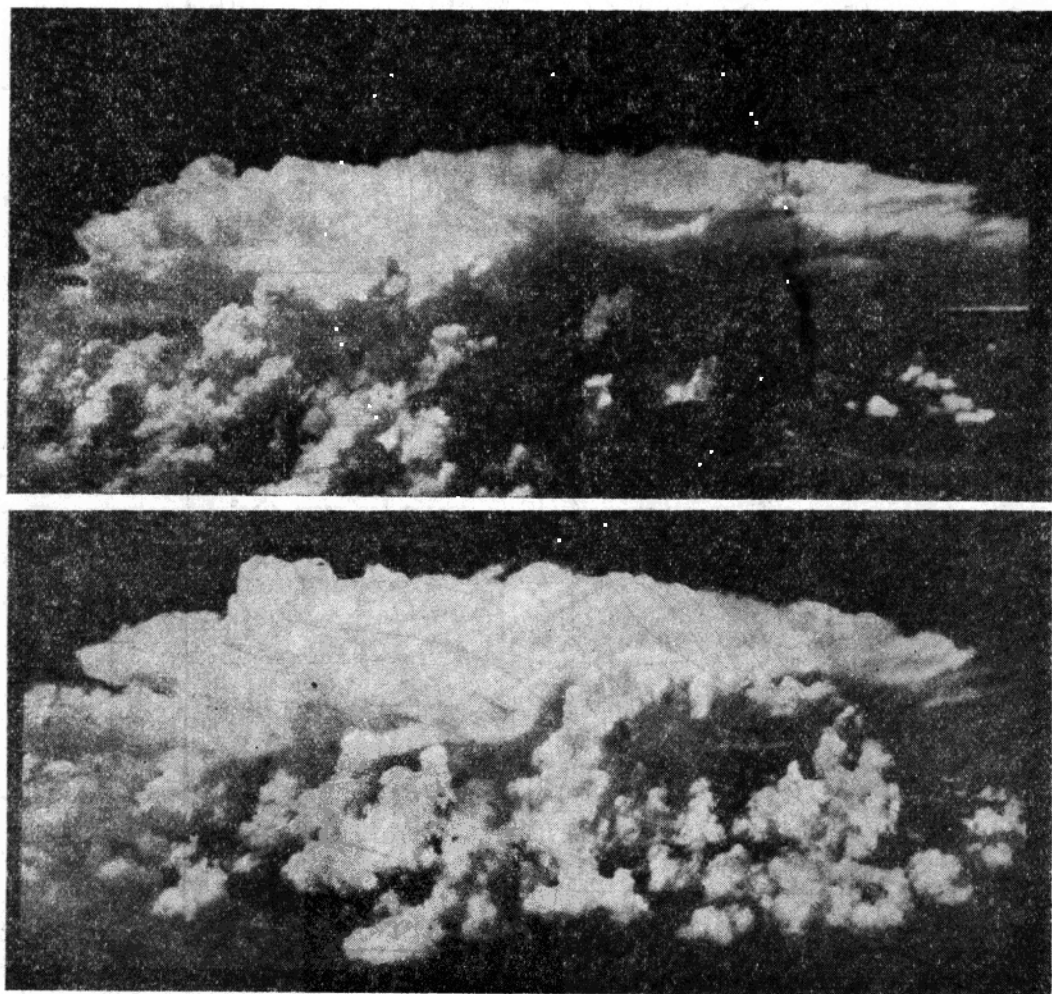


图 4

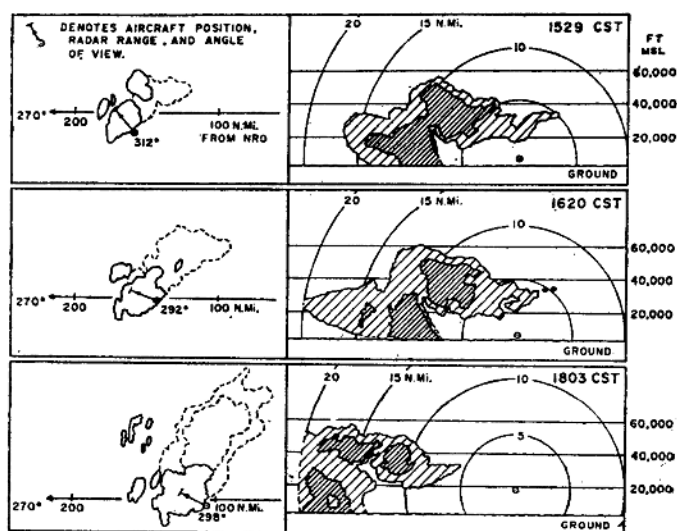


图 5

800毫巴和500毫巴的风速和飞行轨迹以及它们和PPI雷达回波强度等值线的相对关系。在800毫巴，即在稍稍低于云底的高度，环流情况同佛吉塔与阿诺德对大草原地区上空另外一个孤立的积雨云周围所得到的环流情况非常相似（参看Fujita and Arnold, 1963）。气旋性曲率，流线辐合以及高湿球位温（用虚线表示），全部集中在右前侧，并指向一个有组织的流入区。阿尤耳等对大草原上空的雷暴所进行的另外一些观测（参看Auer and Sand, 1966，以及Auer and Marwitz, 1968），同样也说明右前侧是有助于上升气流进入的区域。佛吉塔对雷暴研究计划的数据所进行的分析指出：在地面和靠近地面所出现的突风的不连续性越是向上、越是靠近云底就越趋消失（Fujita, 1959）800毫巴处的气流不存在有这种不连续性的这一事实是和他的分析相一致的。

在雷达回波中心，一个 θ_w 值很低（ $\leq 17^\circ\text{C}$ ）的区域出现在反射因子最大的区域的左前方。布朗宁曾经总结性地指出（参看Browning, 1964），最强的下沉气流同样可以在风暴的这个区域发现。根据18点零分的无线电探空观测，在阿马里洛上空的上风方向， 17°C 的 θ_w 值出现在600毫巴和500毫巴之间，这一观测结果证实了认为参与下沉气流的空气是在高层进入到云的环流的这种判断。

尽管在一些关键性区域缺了必要的研究数据，但是从对图6B中500毫巴风的分析中仍然可以看到流体力学实验（包括准位势气流中的固体圆柱体的实验在内）中所观察到的某些情况¹⁾。值得注意的是雷达回波两侧的最大风带，流线辐合的倾向以及位于风暴背面的云砧之下的微风；所有这些，正如佛吉塔等所分析，暗示着有一个尾流状系统（Wakelike regime）（参看Fujita and Arnold, 1963）。

1) 应当指出，在解释500毫巴层的环流情况时，会由于有一些新的对流单体在迎风方向发展起来，也由于当探测工作快接近尾声时，风暴已经失去了一部分组织得很严密的结 构（参看图5中18点零3分的RHI剖面图）而变得有些复杂。

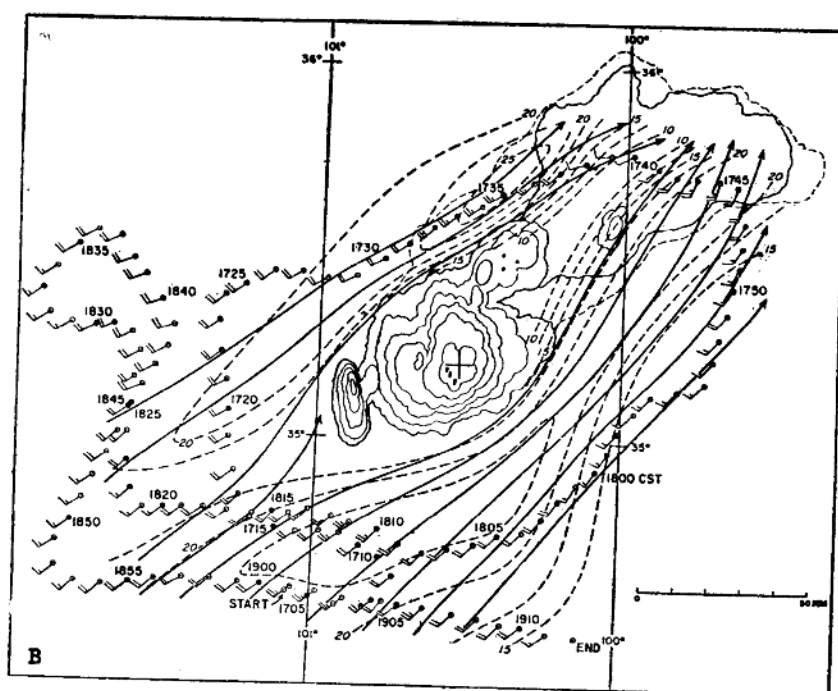
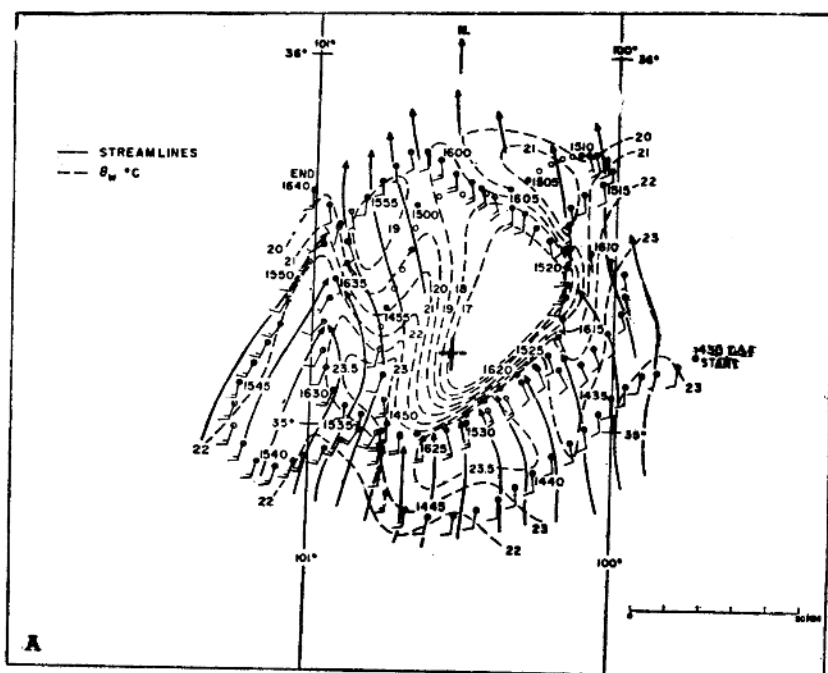


图 6

从图 6 A 中的飞行轨迹可以看到飞机围绕 800 毫巴云周围进行的三次近乎闭合的飞行路线。根据从飞机飞行三圈而得到的重复数据, 我们可以得到三组连续的而且实际上是独立的数值, 其中包括靠近风暴底部的净环流, 散度和相对涡度。此外, 飞机在 500 毫巴层所进行的一次闭合圆圈的飞行也为我们提供了对这些数值进行单独计算的数据。在计算中, 使用了以下的分析式:

$$\text{相对环流 } \Gamma = \Sigma \bar{V}_t \Delta L, \quad (1)$$

$$\text{散度 } \bar{D} = -\frac{1}{A} \Sigma \bar{V}_n \Delta L, \quad (2)$$

$$\text{相对涡度 } \xi = \Gamma / A, \quad (3)$$

式中 Σ 表示围绕一个长度为 L 、面积为 A 的闭合飞行圈的路径的总和, $\bar{V}_n$ 和 $\bar{V}_t$ 代表沿着 $\Delta L = C \Delta t$ 这样一个线段的平均风的风向分量 (向外为正 positive outward) 和切向分量 (气旋式为正, positive cyclonic), 在式 $\Delta L = C \Delta t$ 中, C 代表减去云的运动速度以后的飞机对地速度。

计算结果如表 1 所示。在 800 毫巴上, 各种数值随着时间而发生的变化, 特别值得引起注意。环流, 切向速度以及相对涡度, 在 14 点 45 分, 亦即在风暴向右转之前的这一瞬间, 都是气旋式的而且是最大的, 但是此后就显著地减弱。反之, 当风暴更加向东移动时, 辐合度就大大增大。飞机在 500 毫巴的云中兜圈时所测出的风都是辐合的, 但是辐合程度比云底为低。在 500 毫巴层所测出的净反气旋涡度, 同图 6 B 所示风暴左侧具有最大速度的位置是一致的, 但是应当认识到测量结果与飞行轨迹的位置有一定程度的关系。

在云体上部的平均水平散度是根据云砧 (《blowoff》) 所产生的雷达回波的扩大程度而估算出来的, 在图 5 中这个云砧回波是用虚线画出的 PPI 回波强度线表示出来的。在实际

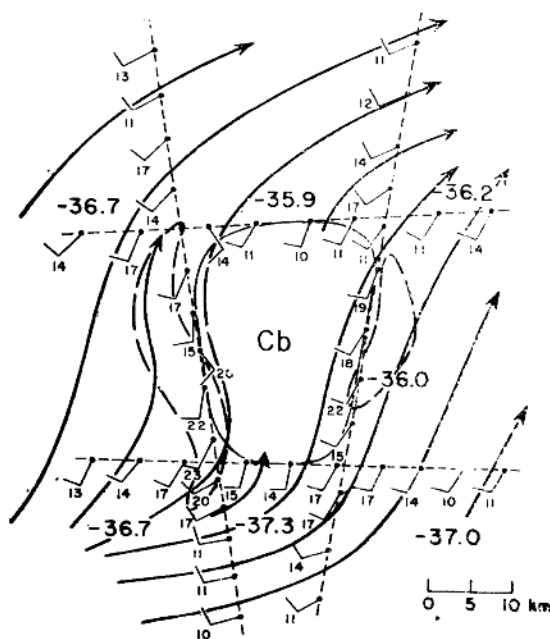


图 7

表1 运动学特性简表

	飞行高度的平均气压 (单位: 毫巴)	800	800	800	500
	时 间 (中部标准时间)	15.45	16.00	16.15	17.45
L	闭合的飞行轨迹的长度 (单位: km)	306	330	280	446
A	所包括的面积 (单位: 10^3 km^2)	5.8	6.3	4.9	12.2
$\bar{r}$	圆圈的平均半径 (单位: km)	43	45	40	62
$\bar{V}_n$	风的平均径向分量 (单位: ms^{-1})	-2.2	-3.1	-3.0	-2.2
$\bar{V}_t$	平均切向分量 (单位: ms^{-1})	0.6	0.3	0.2	-0.1
$\bar{\Gamma}$	相对环流 (单位: $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	18.0	10.6	4.5	-3.8
$\bar{D}$	水平辐散 (单位: 10^{-4} s^{-1})	-1.2	-1.6	-1.7	-0.8
$\bar{\xi}$	相对涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1})	3.1	1.7	0.9	-0.3

的计算中, 我们设想了以下方程式:

$$\bar{D} = \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t}, \quad (4)$$

式中 A 被看作是云的生命史接近中期时云砧所占的面积, ΔA 值是两张彼此连续的 PPI 雷达图之间时间间隔为 Δt (约 7 分钟) 的测量值。图 8 中的垂直回波剖面图是根据图 5 中的 16 点 20 分的那张 RHI 剖面图综合而成的, 在此图中云砧的前缘位于海拔 32,000 英尺处, 亦即接近 280 毫巴的地方。当云的环流是处于稳定状态时 (这里所说的稳定状态是我们根据雷达资料推断出来的) 在这一层算出的平均散度是 $1.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。这一数值同云底附近的辐合很相近并且同帕斯图什柯夫等 (见 Pastushkov and Shmeter, 1968) 的数值计算结果相符合; 帕斯图什柯夫等曾经发现流入积雨云和流出积雨云的水平气流在低层和高层是互为补偿的。

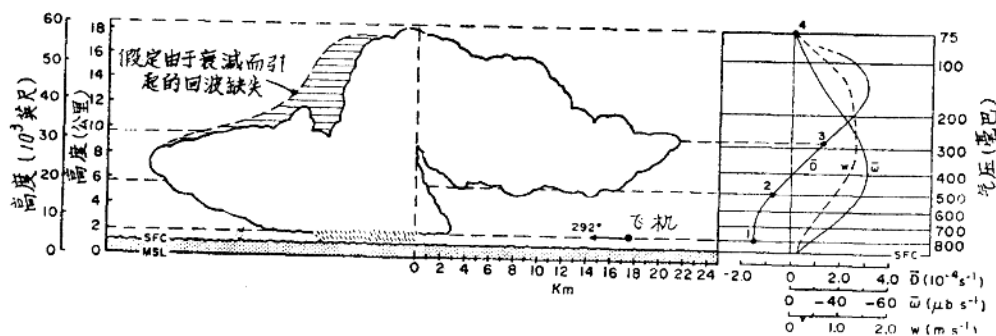


图 8

图 8 右面所示的是净散度的垂直剖面及与其相应的垂直速度。图中点 1 和点 2 是根据表 1 中的数值画上去的, 而点 3 是从云砧的伸展程度推导出来的。在垂直速度曲线上的零值交叉线被指定为点 4, 这个点是任意地被设在靠近 RHI 剖面图的顶点, 并假定向上的运动量在靠近云的最高点处应当是最小的。

由于所观察到的可见的云只占飞行轨迹 L 所围绕的面积的一部分, 所以图 8 中的上升速度很明显在 L 的范围内并不是到处都是一致的。更加真实的情况应当是在空气流速近似守恒

的条件下, 亦即 $V_n r = \text{常数}$, 低层空气从 L 所围绕的平均半径向着云辐合。在这样的条件下, 径向流入的气流在半径为 10 公里时 (实际上这是在云砧上面延伸出去的雷达回波的半径) 将增加到 12 ms^{-1} , 这样, 与此相应的辐合将为 $2.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。这一数值比通过 L (距离风暴中心为 40 到 45 公里) 而计算出来的值大一个数量级并且将会在风暴内部的垂直速度的相应增加上反映出来。

如果在一个大区域内, 云内的垂直气流速度每秒钟真能达到数十米的话, 那末在云内和周围的水平空气运动之间无疑地就会存在很大的差异。正如牛顿等所设想的那样 (参看 Newton and Newton, 1959; Pastushkov and Shmeter, 1968; Alberty, 1969), 在中云层内所以会出现大不相同的速度, 乃是因有一种很明显的障碍物以及周围环境对这种障碍物所产生的惯性阻力存在的缘故。这种可能性所包括的重要意义将在下面作进一步说明。

水份收支情况

通过飞机对 800 毫巴的风和水份的详细测量为我们提供一种估算风暴成熟期的水份平衡的方法。水蒸汽 M 在一个闭合的环线 L 所包括的区域内的辐合是按下式计算的:

$$M = -\frac{\Delta p}{g} \sum \bar{V}_n \bar{q} \Delta L, \quad (5)$$

式中 Δp 代表这一层的气压厚度, $\bar{q}$ 代表间隔 ΔL 内的平均比湿。云下层比湿的分布情况是通过用红外线测湿仪对飞行高度的绝对湿度所进行的测量而得到的。

由于飞机观测只能达到一个单独的点 (无论从时间或空间来说), 所以要把观测结果扩展到三度空间, 就需要对飞行高度的测量结果进行垂直外推。关于风和水份剖面的分布情况的资料一方面是在飞机从 800 毫巴爬升到 500 毫巴的过程中测出的, 另一方面是从俄克拉何马的西尔堡和特克萨斯州的阿马里洛两地在 18 点零分发送的无线电探空测风仪得到的。从这些资料可以看出 800 毫巴的条件很能代表风暴附近的云下层的平均条件。如果对 800 毫巴处 (离地面约 100 毫巴) 所计算出的水蒸汽的辐合被设想为可以均匀地应用到从地面延伸到云底而其厚度相当于 200 毫巴的这样一个层的话, 那末根据式 5, 在风暴之下的这一区域的净水份通量辐合, 在风暴的持续初期就应该是 $28 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ 。

云系的降水效果 (precipitation efficiency) 可以通过把地面的雨强拿来同云环流内的水份辐合进行比较而被计算出来。在受到风暴影响的地区, 雨量资料虽然十分有限, 但是雷达反射因子和雨强之间的关系 (即 $Z-R$ 关系) 可为我们提供一种估算降水率的方法。

在取得包括水份辐合的计算在内的飞机测量数据的时候, 云离开 NSSL 雷达的距离为 150 哩。在这个范围内, 向下延展约 10,000 英尺的降水回波是不能被测出的; 但是如图 5 中的剖面图所示, 这只不过是整个回波容积中的一小部分。可以像巴克斯特耳在他的研究中所建议的那样 (参看 Baxter, 1966), 把简化的雷达方程式¹⁾ 中 γ 的指数向上调整以便抵销回波强度因距离而产生的影响。这样, 根据修正的指数, 就可以用具体的回波强度等级 (echo intensity steps) 的反射因子并根据关系式

$$Z = 200 R^{1.6}, \quad (6)$$

来确定出相应的比率。为此, 对风暴的整个生命史中所有必需加以应用的增益等级序列

1) 雷达反射因子被规定为 $Z = (P_r/P_t)(r^2/C)$, 式中 P_r 是接收功率, P_t 是发射功率, C 是根据雷达的物理特性而确定的雷达常数。

(step-gain sequences), 都应进行PPI强度等值线的雷达追踪。各种不同等级的面积是借助于自动读图仪来加以确定, 然后将所得面积乘以经过调整的、等于Z值的雨量比率 (Z-equivalent rainfall rate), 然后把每一等级序列的计算结果加在一起, 这样就可以计算出作为时间函数的整个风暴的平均降水率。

图 9 表示对流系统生命史内总回波面积 A , 总降水率 P 以及每一单位面积的降水率 R 的变化曲线。当回波面积在 16 点零分到 18 点零分之间保持相当稳定时, 即当风暴移向高空风的右面时, 它的水份输出量具有逐步增加的倾向, 这一倾向一直维持到风暴开始向左转并开始消散之前的这一瞬间为止¹⁾。这些情况是同上面所指出的关于云系的持续性以及风暴的运动与云下层中的潮湿空气具有相对关系的判断相一致的。从 17 点零分到 18 点 10 分所出现的非常高的水份输出率 (在将近 17 点 45 分达到了最高点) 并不具有代表性, 因为在此期间的大部分时间内, 地面上观测到冰雹使方程式 6 中的关系式遭到了破坏。

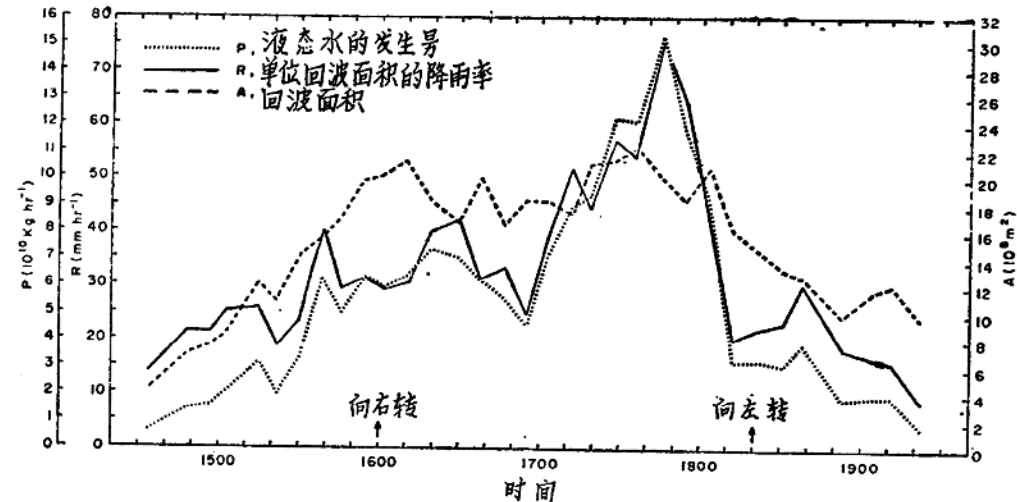


图 9

在飞机对水份通量测量时, 亦即早在风暴持续期就可以应用Z-R关系来估算出地面雨量, 只要把图10所示的从雨量器中测出的雨量拿来进行比较, 就可以得到确信。最大雨量率, 以及直接在风暴下面记录下来雨量率的变化, 都和雷达最大反射因子以及强反射梯度相一致。从 15 点 42 分到 16 点 54 分, 在这个雨量器中测量出来的总雨量是 1.52 英寸 (即 38.6 毫米), 每小时的雨量为 32.2 mm hr^{-1} 。根据雷达资料计算出来的这一时期的平均每小时雨量为 34.6 mm hr^{-1} 。

表 2 所列的是风暴的水份输出同根据式 5 所计算出来的水汽辐合的对比。图 9 的曲线以及表 2 中的计算结果虽然都显得有很大的分散, 但是似乎有理由证明, 早在风暴的持续阶段, 对流系统曾把大约 60% 的被辐合的水汽转变为地面的雨量。

根据估算出来的关于云底附近的水汽辐合, 我们就可以估算出在风暴的持续阶段为了向风暴提供必要的水份所要求的水平面积。如果向风暴提供水份的水汽层的厚度是 200 毫巴而

1) 图 9 中的回波面积相当于雷达的全增益回波, 而图 3 中的外形则相当于 $Z \sim 10^3 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ 的回波反射线, 因此图 3 中的回波扩展程度是和图 9 中的水份输出量逐步增加的倾向相一致的。

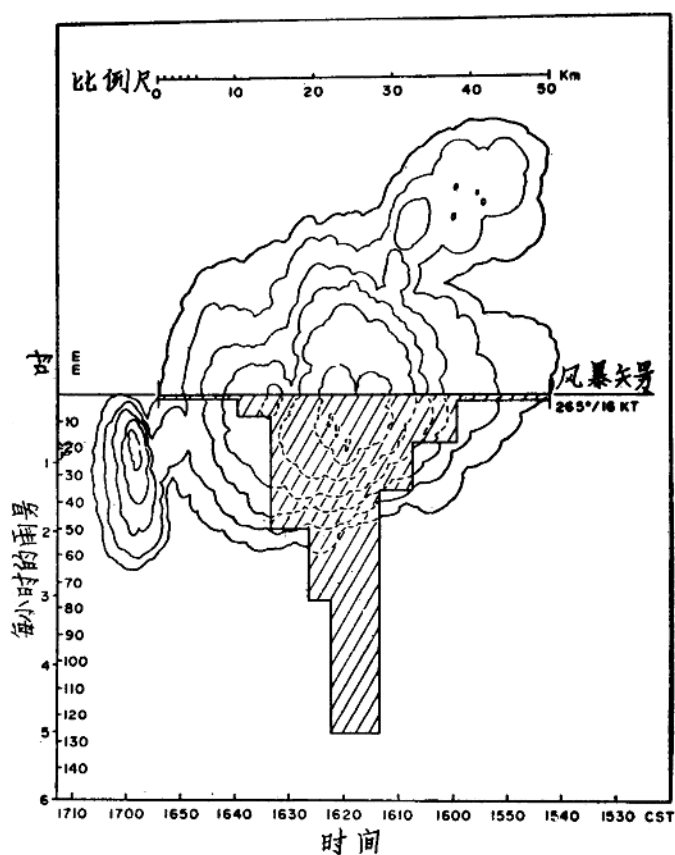


图 10

表 2 水气通量和降水的相互关系

内 容 说 明	时 间			平 均
	15.45	16.00	16.15	
1. 根据飞行轨迹的半径 $\bar{r}$ 计算出的通过围绕着潮湿云下层的垂直边界的水气辐合度 (参考表 1) (单位: 10^6 kg s^{-1})	24	32	29	28
2. 假定所有的辐合水汽都已凝结并已达到雷达回波下面的地面的情况下的降水率 (单位: mm hr^{-1})	51	58	53	54
3. 根据雷达的测量结果 (即根据图 9 中的曲线 P) 得出的液态水的支出量 (单位: 10^6 kg s^{-1})	14	17	18	16
4. 每一单位雷达回波面积的平均等雨量率 (单位: mm hr^{-1})	31	30	35	32
5. 降水效果 (用第 2 项数据来除第 4 项数据所得结果) (%)	61	52	66	60

平均比湿是 10gkg^{-1} 的话¹⁾，那末在每一平方米的面积上就应当有 20 kg 可供使用的水汽。在稳定的累积率为 10^{11}kg hr^{-1} 的情形下（根据表 2，为 $28 \times 10^6\text{ kg s}^{-1}$ ），在图 3 所示的风暴从西向东移动的 2.3 小时当中，应当有 $23 \times 10^{10}\text{kg}$ 的水汽进入到风暴的环流中，如果我们考虑到所用去的水汽为 20kg m^{-2} 的话，那末就应当截取 $11,500$ 平方公里的有效面积 A_r 来供应所消耗的水份。在风暴的平均直径为 50公里 ，平均速度为 31.5km hr^{-1} 的情形下，在此同样的时间内将会有 3600 平方公里的地面面积 A_s 被雷达回波所扫过²⁾。

从 A_r/A_s 的比率中可以引出一个结论：在风暴的持续阶段，为了向风暴的环流提供必需的潮湿空气所占面积约比风暴本身所扫过的面积大三倍。由于这里所分析的这种类型的孤立大雷暴是从很大的距离上吸进水分的，所以可以推知，以湿空气的分布不论在水平或垂直都很均匀为特点的气团，它在一个地理区域上空所能供养的对流风暴必然会在数量上受到限制。这也就是说，如果雷暴很大并且持续性很长，那末从它们的水份要求的角度来看，它们之间的间隔就必然应当比大小和强度为小到中等的对流云的情况要大。

三、第二例，1967年5月28日

为了更加肯定地搞清云内空气和云外空气之间的流动情况的差异，曾于1967年5月28日在NSSL气象站网的范围内进行了一次试验。图11所示的是地面站的位置，无线电探空测风仪的位置，地面风，以及当飞机进行观测的初期和末期的雷达回波情况。本文作者曾对这一风暴的周围环境结构进行过详细的三度空间的分析（参看 Fankhauser, 1969），在这里只作一简短的概述。

当天早晨位于NSSL气象网上空以北数英里的静止锋，在中午开始南移，并形成一個足以在气象网的西北部上空产生一次弱雷暴的低空辐合场。同时，在低空所发生的这种情况还由于午后日照和强的高空短波槽的过境而加强。结果，如图11A所示那样，出现了中等强度的回波；图中所示的风暴A正是本文的研究对象。

虽然这个风暴在其特性方面同第1例有许多相似之处，但是这一对流系统无论在强度方面和持续时间方面都大大比不上第一例。第一块回波在14点后不久出现在NSSL WSR-57型雷达的PPI上，并在15点达到成熟期。此后的RHI雷达回波演变见图12。回波高度在15点到15点40分之间大体上保持稳定，最大的雷达反射因子有时超过 $10^5\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ 。从雨滴下降的平均末速来看，在风暴消散阶段，回波顶的衰退率约为 3 到 4ms^{-1} ，这一情况说明在16点以后并不存在有组织的上升气流。

在飞机进行飞行观测期内回波的水平速度是十分恒定的，它的移行方向是 245° 比对流层中的平均风向(225°)偏右 20° ，而移动速度是 8ms^{-1} 比对流层中的平均风速(9ms^{-1})低 1ms^{-1} 。风暴的轨迹，也和图3所示那样，呈S形，在15点以前的形成期和16点15分以后的消散晚期，回波的移动都和平均风速及平均风向彼此相符。

1) 这一数值是根据对于锋的湿空气中（即东面）的探测结果计算出来的。

2) 牛顿等曾为风暴所经过路径和该路径扫过低层潮湿气团的有效面积之间的相互关系提供了图示（请看Newton and Fankhauser, 1964, 图7）。

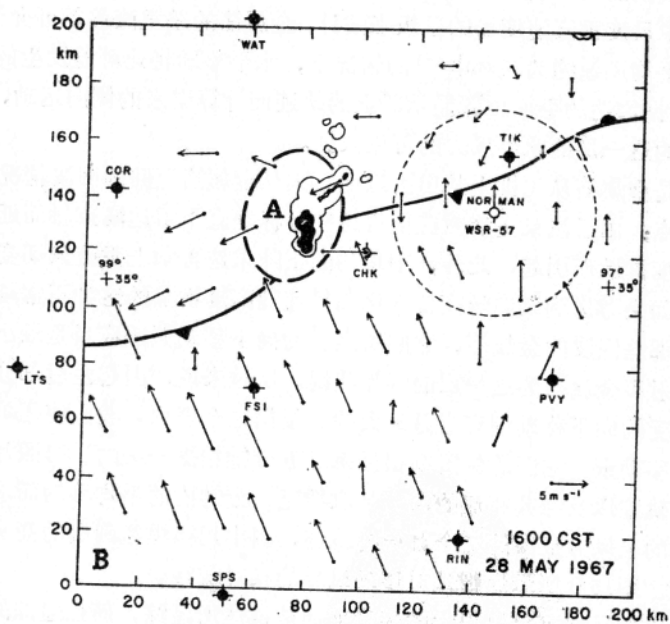
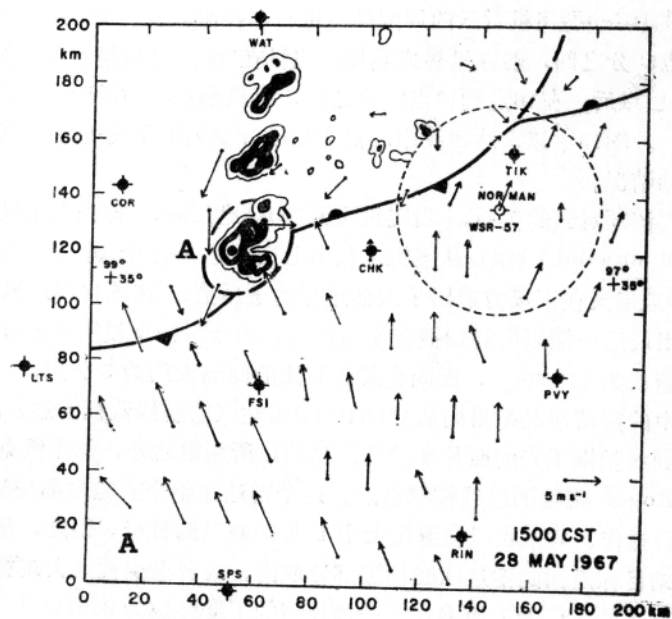


图 11

实验和分析程序

用一架RFF的DC-6型飞机对云的周围环境进行了探测,探测方法与第一例所描述者相同。在15点到15点50分之间,即在风暴成熟期,飞机在500毫巴层沿着顺时针方向绕了两圈。在下降到800毫巴层以后,在16点到16点30分之间,当风暴正在消散时,又进行了三次闭合的环绕(见图12)。图13中以雷达回波中心点为基准分别列出了飞机在500毫巴和800毫巴时飞经的路线和风的情况。

为了探明空气流动对云的关系,当飞机飞到500毫巴层时,首先在上风方的北边(the first northbound upwind leg)从飞机上放出七捆雷达反射金属箔(radar reflective chaff),几分钟以后又在下风方放出了六捆这样的金属箔。在图14中以风暴的降雨回波为标志列出了在放出最后一捆以后的13捆金属箔位置。由于每捆金属箔发放时间的间隔为45秒,而平均气流速度为 110 ms^{-1} ,因此金属箔回波的间隔大约为5公里。

金属箔在空中的移动情况是根据从ARSR-1D雷达(即航线监视雷达)的平面位置指示器上按一定时间间隔拍摄下来的照片来进行计算的,所用雷达是,位于俄克拉何马城的联邦航空局的Will Roger机场的航线控制雷达。这个雷达在整个实验中都按MTI式(即移动目标显示器)进行操作,只接收径向速度大于1或 2 ms^{-1} 的目标。因此,从具有很大的垂直于波束分量的移动目标返回的雷达回波均被部分取消,或者至少被大大减弱。

根据制造金属箔的工厂的说明书,每一金属箔的下降终速为 0.5 fts^{-1} (约 15 cms^{-1})。根据云体周围的中尺度垂直速度场的量级来估计,金属箔的净垂直移动可介于0到 0.5 kmhr^{-1} 之间。在周围的平均风速约为 50 kmhr^{-1} 的情况下,水平移动将比可能发生的最大垂直移动大100倍。因此根据雷达的平面位置显示器上的轨迹而计算出来的侧向运动,可以用来作为确定发放金属箔的这一层的水平风力的可靠依据。

图14所示的是金属箔从飞机上放出去以后不久从金属箔返回的回波情况。从图中可以看到点状目标的特点,由于波束宽度效应使得这些目标垂直于雷达波束轴而延伸。进一步的侧向延伸可能由涡度扩散而引起,此外,不均匀的下降末速再加上垂直风切变,都可能导致回波偏离波束轴。如果考虑到风向随高度变化而风速随高度增加的这种正常条件的话,那末引起右上部分的那些回波的金屬箔,它们所经受的向下移动似乎应当是最小的,同时它们也似乎最能代表放射出金属箔的这一层的气流状况。反过来说,引起左后部分的那些回波的金屬箔,它们所经受的向下移动则应当是最大的。根据这个理由,我们使用单个回波的右前边来估算金属箔的移动量。它们的位置则根据每隔五分钟拍摄一次的PPI照片记录来加以确定,而金属箔的轨迹以及与其相应的风力是取增至10分钟内的平均移动而求得。图15A所示的是在风暴回波的上风方放出的7个目标的轨迹,图中用粗黑线画出的箭头表示等时间间隔的回波运动矢量。图15B所示的则是对移动风暴的相对流线。

在上风区放出的目标可以以很大的精确度而被雷达所追踪,而且追踪的时间可达一小时,然而在下风区放出的金属箔,尽管放出的时间较迟,但很快就变得不能被用来作为认证物。这就使得在图15B中,根据下风方向的金属箔而测出的流线只剩下了3条。在上流区,由于金属箔的分布是和周围的气流相正交,所以金属箔能够很清楚地加以识别并且可以可靠地测出它们的位置。在下流区,由于飞机航向选择得不好,所以经常会导致回波的消失(其