

中纬度气旋云和降水的 中微尺度组织结构

(译文集)

内蒙古自治区气象局科技情报中心

一九八五年五月

前 言

温带气旋，是在天气预报业务中经常使用的概念。由于这个概念的提出建立在牢固的观测事实基础上，由于它能够从宏观上十分简洁而又相当准确地把握复杂的天气现象，把它们统一到一个系统的层次之中，所以广大气象人员也都乐于接受和使用。

但是，随着时间的推移，人们在实践中发现，它还有不尽完善的地方。从六十年代开始，许多国家都注意到中尺度天气问题，譬如：冷锋过境之前有时也有转风或阵雨现象，暖锋上也可以出现不稳定天气，锋面雨带并不是均匀的……等等。生产的发展，人们需要考虑的问题，已经从大的天气尺度的年代，进入深入探索更加微细结构的今天。这个工作由美国的华盛顿大学云物理组，比较系统地开展起来了。

1973年，华盛顿云物理学组，在沿太平洋的美国西海岸，对温带气旋的云雨系结构，开始了系统的探测，称为温带气旋雨系计划。十多年来，在周密布局网点上和多种先进仪器的综合探测，取得了不少重要结果，归纳出锋面气旋的六种雨带，即暖锋雨带、暖区雨带、冷锋雨带、锢囚锋前的冷波雨带、锋后雨带、类波状雨带，以及它们的动力特征和微观结构。这些都大大丰富了温带气旋原有概念，并且，这些认识在降水的短时预报方面，在需要了解云动力学性质的航空活动方面，都正在得到愈加广泛的应用。

上面的成果，从1980年到1983年，先后在《美国大气科学》杂志上连续发表，这引起了我们不少同行的颇大兴趣。为愿同更多的同行分享雅兴，也为更多的同行共同来关心天气学一些经典概念的发展问题，经商量决定邀请和组织有关同志，对此已发表的十一篇材料全部译出，并汇集成册出版。

参加翻译工作的有（按译文在册子中排列的先后）陆煜钧、夏彭年、李军、刘晓峰、解永红、王鹏云、段莉、彭安仁、刘国庆等同志。汪厚基同志负责总校阅，游来光同志校阅了前三篇材料，第十一篇材料是由夏彭年、王长根二同志校阅的。王鹏云同志1982年在美国华盛顿大学学习期间，参加了温带气旋研究计划的工作，在这次编译工作中又给我们以大力支持和指导，我们表示感谢。朱秀岩、孙培基、吴腾霄、张丽英等同志也参加了整编工作。由于我们业务和文字水平有限，谬误之处在所难免，欢迎广大读者批评指正。

内蒙古自治区气象局科教处

内蒙古自治区气象局科技情报中心

目 录

I	冷锋个例研究.....	(1)
II	暖锋云.....	(27)
III	暖锋雨带中空气的运动和降水增长.....	(42)
IV	锋前波动云和冷锋云的垂直空气运动及微物理结构.....	(52)
V	窄冷锋雨带的次级结构.....	(66)
VI	冷锋区附近的波状雨带.....	(83)
VII	雨带的形成发展相互影响和消散.....	(101)
VIII	暖锋雨带的“播撒—馈增”过程模式.....	(122)
IX	地形对雨带的某些效应.....	(149)
X	锢囚锋附近的波状雨带.....	(172)
XI	雨带观测和理论方面的比较.....	(186)

I 冷锋个例研究

PETER V. HOBBS, THOMAS J. MATEJKA, PAUL H. HERZEGH,
JOHN D. LOCATELLI, ROBERT A. HOUZE, JR.

摘 要

本文介绍了降水的中尺度组织、云的结构、与中尺度雨带有关的气流以及与冷锋有关的雨带的降水效率和产生降水的机制的详细情况。观测结果是通过定量雷达反射率与多普勒雷达、两个装备了仪器的飞机、连续的无线电探空测风仪以及一个地面台站网得到的。

最强降水区分别在锋前暖区空气中的一个混合中尺度雨带和地面冷锋上的一个窄带降水及4个宽冷锋雨带上。其中,宽冷锋雨带和小的中尺度降水区在3—8km之间以风速移动。由边界层强烈辐合和对流产生的窄雨带以地面冷锋的速度移动。上升气流和下沉气流的同时出现可能会使冷锋上的强降水分成具有相同方向的小的中尺度椭圆形区域。

暖区和窄冷锋雨带的降水效率分别约为40—50%与30—50%。宽冷锋雨带之一至少具有80%的降水效率,这个雨带的主要上升气流中冰晶的产量比较稳定;而另一个宽冷锋雨带具有大约20%的降水效率,在该雨带中,一些降水在到达地面前就蒸发了。

来自向上的浅对流胞的冰晶对于宽冷锋雨带和暖区雨带一些区域内降水的产生起着重要的作用。当这些“播撒”冰晶下落通过低层的“馈赠带”时就会通过聚合和水汽的凝华生长。宽冷锋雨带中到达地面的降水量大约有20%来源于高层“播撒带”,而另外80%来源于“馈赠带”。

一、引言

近年来,已越来越意识到,要在了解降水过程和改进降水预报方面取得重大进展,就必须对中尺度现象以及它们与较大尺度(即天气尺度)和较小尺度(即对流和微物理尺度)之间的相互作用有深入的了解。温带气旋是温带地区主要的天气和降水系统,其有组织的空气运动、云和降水分布在各种气象尺度都有其特色。

有人(例如 Nagle 和 Serebreny, 1962; Kreitzberg, 1964; Elliott 和 Hovind, 1964; Browning 和 Harold, 1969; Austin 和 Houze, 1972)研究了温带气旋的天气尺度和次天气尺度的结构,但是,直到1973年以前,还没有人对这类天气系统中与大尺度过程一起形成云和降水的中尺度和微尺度现象做过系统的研究。1973年起,华盛顿大学(UW)的云物理小组才开始这一类的研究,并命名为“气旋计划”(CYCLES PROJECT)。

Hobbs (1975), Houze 等 (1976 a, b), Hobbs 和 Locatelli (1978), Hobbs (1978) 和 Matejka 等 (1979) 已经介绍了早期的“气旋计划”中对东移过华盛顿州西部的气旋风暴的观测、分析结果。本文则是根据后来对那些在华盛顿州登陆之前,尚位于太平洋上的气旋

观测所得资料对冷锋个例进行了详细分析, 得出在冷锋前后有三类中尺度雨带, 并介绍了这几类雨带水平和垂直的结构和次结构, 而且把雨带的运动以及其次结构单元的运动与较大尺度的风场联系起来。根据多普勒雷达观测及飞机观测资料算出雨带中的垂直气流, 并由之得出雨带中的中尺度流场。研究了雨带中降水增长的性质, 并算出它的降水效率。

二、“气旋计划”所用设备及作业方式(略)

三、冷锋的中尺度和微物理结构

这一节详细介绍根据观测结果的分析得到的冷锋上云与降水的中尺度和微物理过程, 首先描述了大尺度天气形势以及一系列探空观测到的冷锋结构, 然后用雷达资料分析降水的大中尺度和小的中尺度结构, 根据多普勒雷达观测结果计算冷锋上中尺度雨带中空气的运动, 由空气运动所得出之凝结率与地面雨强之比即为雨带之降水效率, 最后, 定量地估计了气旋云系不同部位降水的生长机制。

1、天气形势

1976年11月17日, 向东南东方向移行的冷锋移过“气旋计划”观测网, 气旋中心位于西雅图北面1200公里处(图1—1)。0730 PST (PST: 太平洋标准时间, 以下同), 地面锋线经过华盛顿州海岸的布朗港, 锋面过境时有风向改变, 在CP—3雷达 0° 仰角时的彩色显示多普勒速度场的PPI(平显)图象上有明显的不连续线, 根据这种不连续线可以确定地面锋线的走向并跟踪它的移动。在所研究的大部份时间里, 冷锋是垂直于雷达的 114° 方位线的, 移速是13米/秒, 到了研究后期, 冷锋越趋向于西南—东北向, 移速也变慢了。

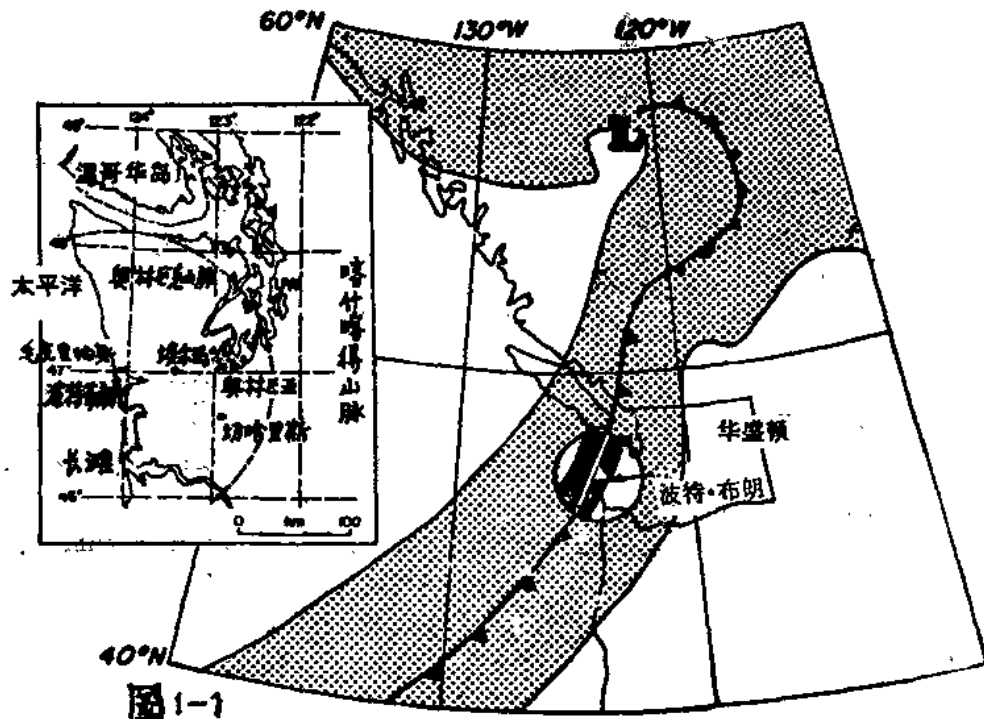


图1—1 1976年11月17日0715 PST 地面冷锋位置, “气旋计划”观测区域中冷锋云场(黑点区)和雨带(涂黑区)。围绕布朗港的圆圈是CP—3雷达的作用范围。左边插图是放大的华盛顿州的西部, 其中的黑点表示设有高分辨率雨量器的站, 点线所围是CP—3雷达的作用范围。L表示低压中心。

根据从布朗港施放的一系列探空所得的结果，可以得到冷锋系统附近温度、风、相对湿度的时间—高度剖面，如图1—2，这是一个很典型的冷锋剖面，冷锋逼近时，气温总的没有什么变化，但是一到冷锋后面，气温很快就降低了；冷锋前70公里之内，低层是强劲的西南风，在0.8公里的高度出现了25米/秒以上的极大风速，这种低空急流类似于Browning 和 Pardo (1973) 介绍过的气旋风暴中的低空急流，他们发现这种急流是供给锋面及锋前降水区域水汽的重要渠道。急流中心及其以上高度的风有一个垂直于锋面的分量，其值等于或大于冷锋移速，低于0.8公里高度的边界层内，风速变小，并且风向随高度顺转，以至于气流几乎平行于冷锋，并被锋面超过，在冷锋的后面，随高度的升高，风向逆转，表示有冷平流；冷锋附近，相对湿度最大，在暖气团和冷气团的中层对流层高度则是十分干燥的区域。

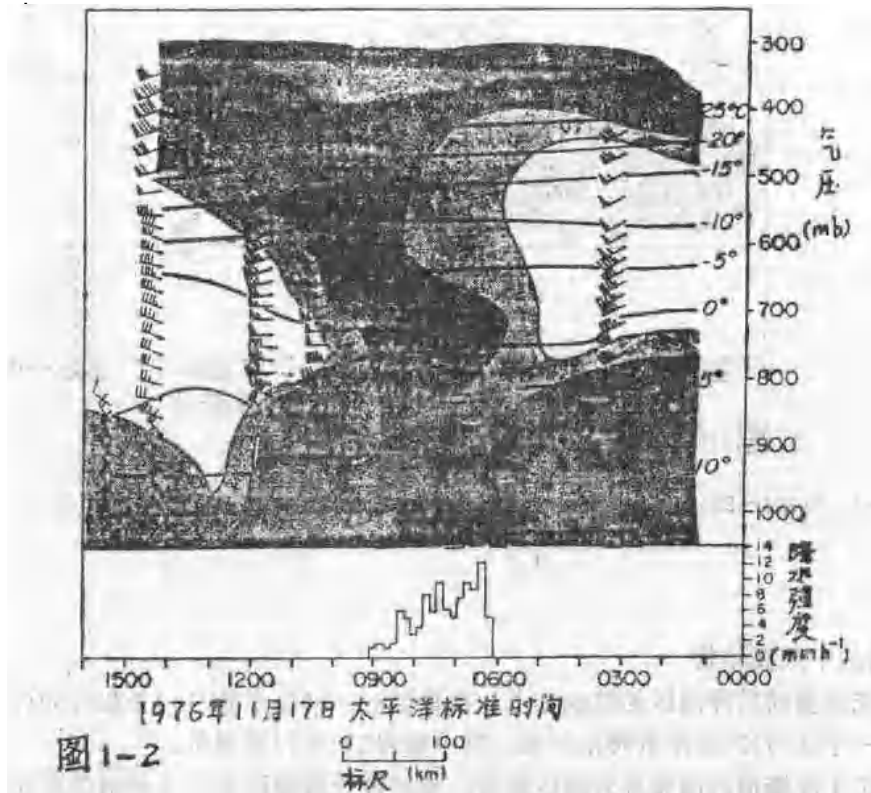


图1—2 1976年11月17日从布朗港施放的一系列探空观测得到的气温、风和相对湿度的时间—高度剖面。气温用等值线表示，风用箭头表示（常规气象符号），相对湿度（RH）用涂阴影表示：淡影 $RH < 30\%$ ，灰黑影 $30 \leq RH \leq 70\%$ ，浓黑 $RH > 70\%$ ，图的下部表示布朗港的雨强。

图1—3是湿球位温 (θ_w) 的时间—高度剖面，冷锋后面 θ_w 等值线密集，说明锋后很快转为干冷气团，图上的阴影区是 θ_w 随高度减小的区域，也就是具有位势不稳定的区域，紧挨着冷锋的前部和冷锋后部的低层都有这种位势不稳定区域，在降水区前部暖气团的低层—中层对流层，有一层位势不稳定区域，这正是付热带气团的特征。

分析了雷达反射率及雨量站资料，可以分辨出几种尺度的降水结构，在小雨区域中嵌着几条雨强较大的中尺度雨带。这个例子中，在整个出现降水的期间降雨是连续的，这一点与

过去发表过的“气旋计划”的个例研究不同，过去碰到的例子中，中尺度雨带之间有时没有降雨，或者雨非常小。

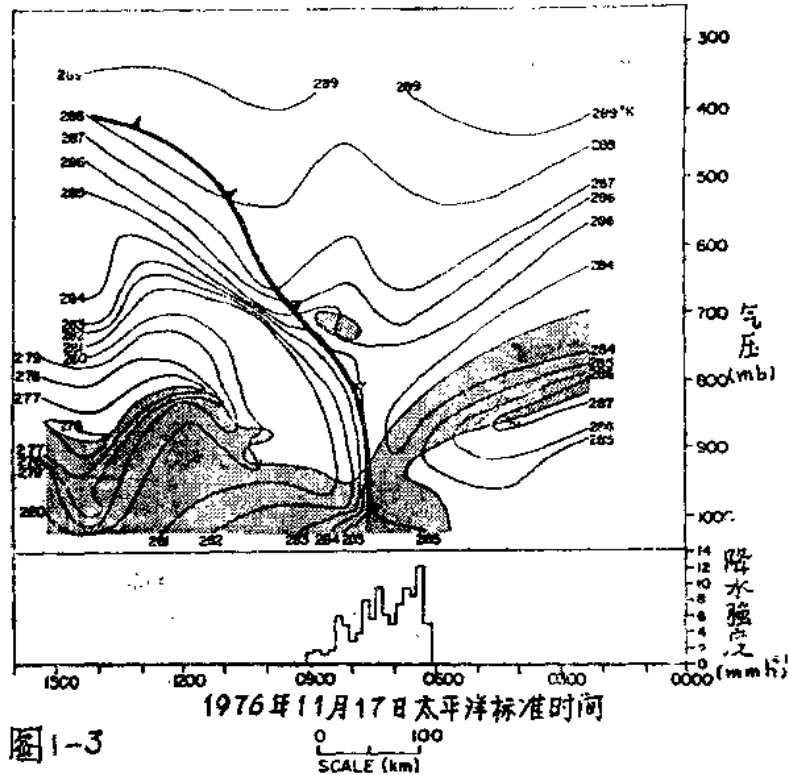


图1—3 与图1—2相仿，只是这里是湿球位温剖面图，阴影区表示位势不稳定区。

2、降雨的中尺度结构

冷锋系统过境前后降雨区的组成如下：冷锋前50—80公里处有一条宽约50公里的雨带，横跨冷锋有一个宽约125公里的降雨区域，其中嵌着5条中尺度雨带。

我们把位于冷锋前的雨带称为暖区雨带，横跨冷锋的雨区中有4条雨带宽度各有几十公里，名之为宽冷锋雨带，另一条雨带正好位于地面锋线上，并与锋线一起移动，只有4公里宽，命名为窄冷锋雨带。

图1—4是与暖区雨带和4条宽冷锋雨带相对应的CP—3雷达反射率合成图象，图1—5表示雨带降雨在6个高分辨率雨量器记录上的反映。雨带一般是在大尺度背景雨量上叠加的大雨量区，用雷达辨认，跟踪它们比雨量器容易。从图可见，每一条雨带都可从雷达显示及雨量器记录上辨认出来，暖区雨带在移入内陆之前，主要是由两条付雨带组成的，这从图1—4(b)及图1—5上有几个不同雨量强度值可以看出来，我们把暖区雨带前缘的付雨带称为付雨带(a)，在它后面的就叫付雨带(b)（每条付雨带都可以看作一条独立的暖区雨带）。

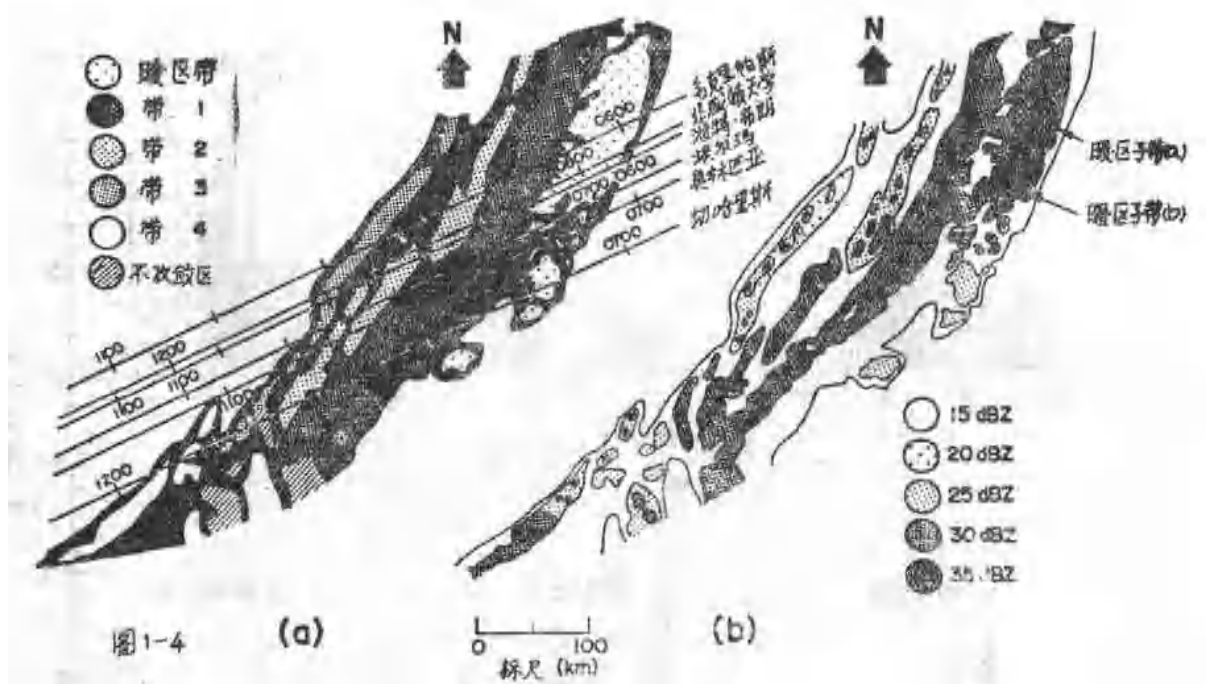


图1—4 (a) 1976年11月17日, 暖区雨带和4条宽冷锋雨带(标号1—4)移过西部华盛顿州时的雷达平显合成图象。6条直线代表系统移过6个高分辨率雨量器站(位置见图1:)的路径, 上面标明了移经雨量站的时间, 每个雨量站的雨强见图1—5。(b)是图(a)中雨带的回波强度。

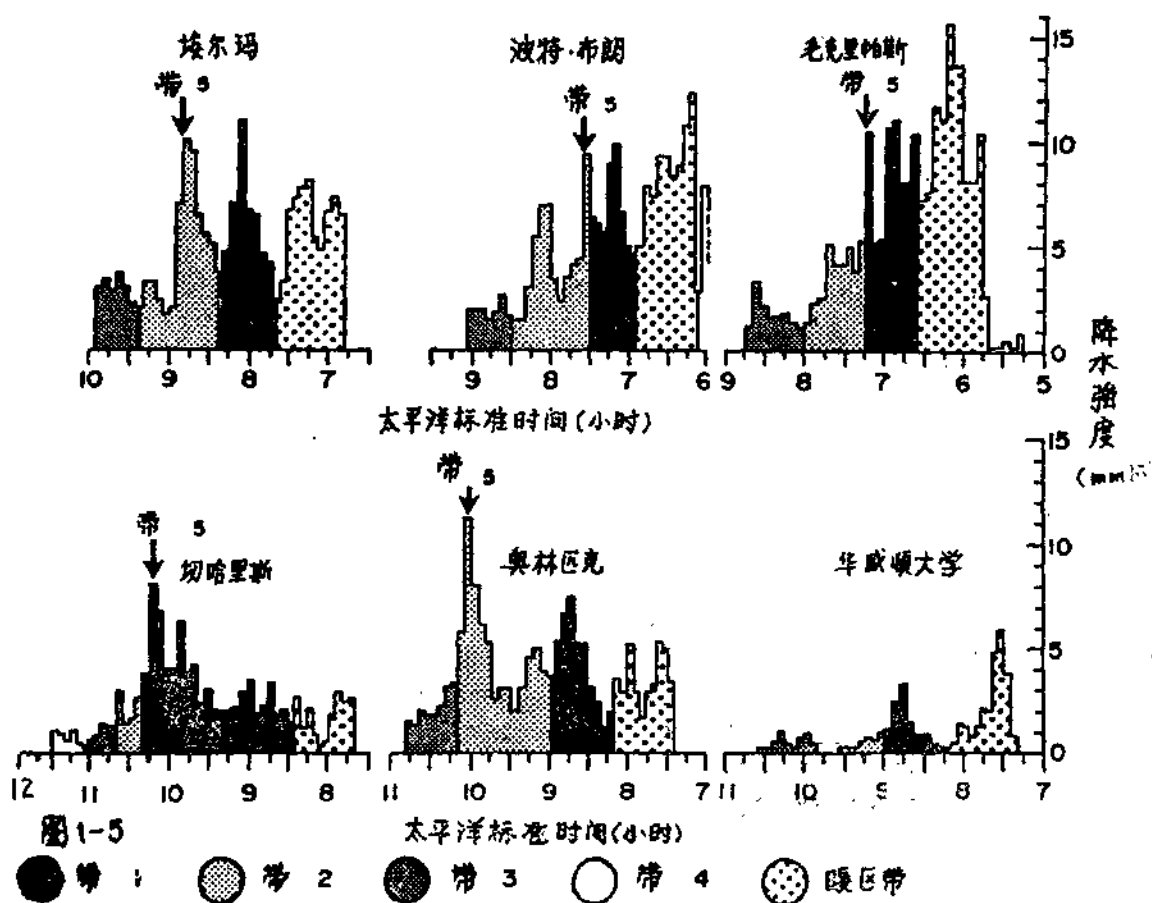


图1—5 6个高分辨率雨量站的雨强变化。由暖区雨带和4条宽冷锋雨带（1—4）造成的雨量区域也用图1—4（a）一样的方法用不同的阴影区表示，图中箭头表示冷锋雨带（5）移过各个雨量站的时间。



图1—6是窄冷锋雨带的雷达回波图象。从图1—5上也可看出窄冷锋雨带降雨的影响，当它移经布朗港、毛克里帕斯、埃尔马、切哈利斯及奥林匹亚站时，雨强突然增加达几分钟之久。

3、雨带以及其中雨核的运动

过去许多人的研究已经指出过，温带气旋的雨带中包含有许多较小的中尺度和积云尺度的雨核，面积为几十——几百平方公里，我们按照Hobbs等的命名法，取名为雨核（Precipitation cores）。

1976年11月17日冷锋系统中的暖区雨带，宽冷锋雨带以及窄冷锋雨带也包含有雨核，面积为25——300平方公里之间。这些雨核曾用雷达跟踪，有的跟踪长达50分钟。在暖区雨带和宽冷锋雨带中的雨核的形状是不规则的，空间位置是随机的，反之，在窄冷锋雨带（雨带5）中的雨核是椭圆形的，轴的取向都差不多相同，见图1—7。我们曾经研究过的别的窄冷锋雨带也有类似情况（Hobbs和Biswas, 1979）。

表1—1中列出了宽冷锋、窄冷锋、暖区雨带中所含雨核的有关特征。一般说来，暖区雨带和4条宽冷锋雨带中的雨核都是以29米/秒的速度向64°方向移动的。

图1—8上分别标出了冷锋雨区颀线，宽冷锋、窄冷锋、暖区雨带以及它们各自包含的雨核和高空俯视云区（从卫星云图得到）的移动速度矢量，以及它们各自垂直于冷锋的移动分速度，估计这类速度的计算准确度是 ± 2.5 米/秒左右。地面锋线、锋面雨区颀线、窄冷锋雨带及它所包含的雨核和高空云幕的移速基本上是一样大小的，而宽冷锋雨带和暖区雨带以及它们所包含的雨核的移动速度就要大的多。

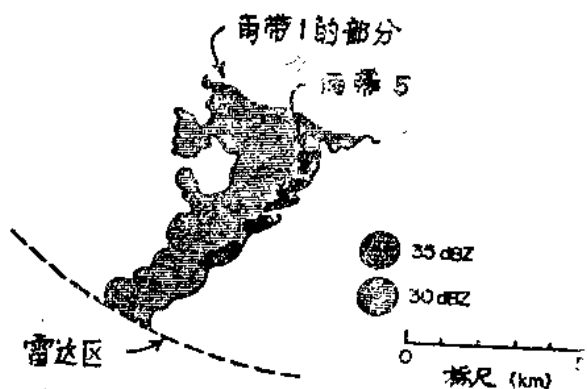


图1—7

图1—7 0822 PST 的雷达平面显示图部份。窄冷锋雨带（5）中最强的雨核用黑色区域表示。

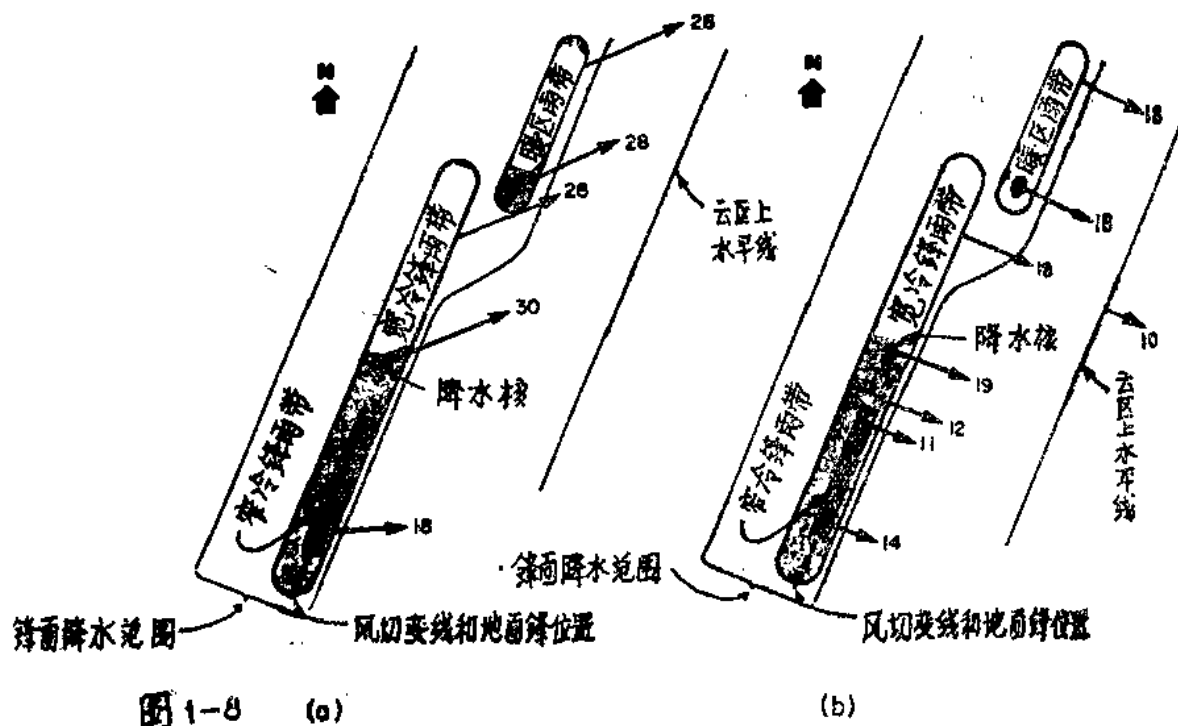


图1—8 (a)

(b)

图1—8 (a) 高空俯视云区、冷锋雨区颀线和宽冷锋、窄冷锋、暖区雨带以及它们包含的雨核（涂黑的区域）的移动速度矢量（米/秒）；(b) 它们各自垂直于冷锋的移速。上图并不是按比例尺画的，也不表示各自的相对位置。

仔细地观测雷达显示（达10小时之久），就可以清楚地看到宽冷锋雨带和暖区雨带与别的雨带、锋线等的相对运动，如图1—9所示。

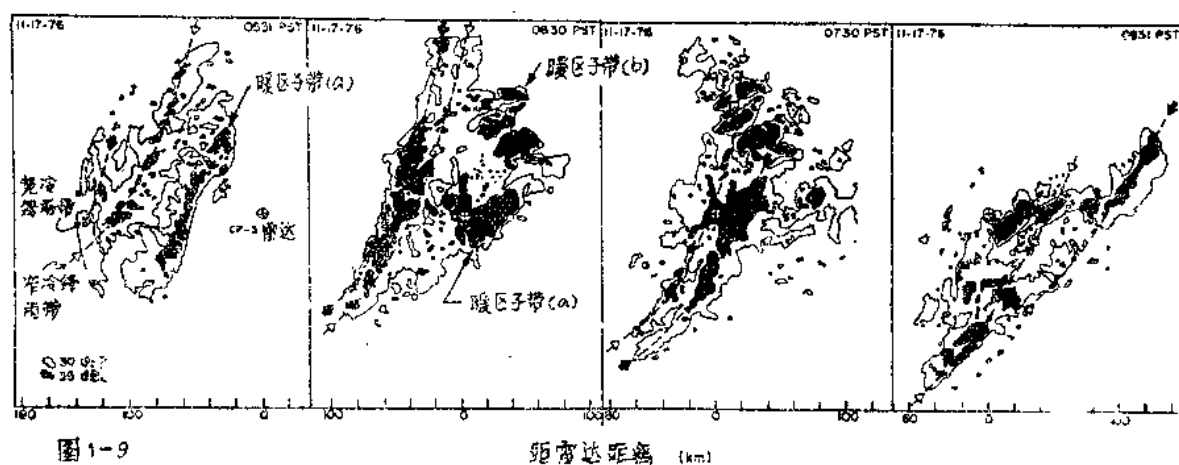


图1—9 cP—3雷达显示的宽冷锋雨带(1)和窄冷锋雨带的运动。(因为宽冷锋雨带比窄冷锋雨带移动快,所以宽冷锋雨带赶上而且最后超过了窄冷锋雨带,图上还可看到暖区雨带(a)和(b),它们有一部份被雷达站附近的地物遮挡了)。

表1—1 宽冷锋雨带(1—1)、窄冷锋雨带(5)以及暖区雨带中雨核的特征

雨带	雨核	雨核	雨核	雨核	跟踪	雨带	雨核	雨核	雨核	雨核	跟踪
编号	编号	面积 (平方公里)	移速 (米/秒)	移向 (度)	时间 (分)	编号	编号	面积 (平方公里)	移速 (米/秒)	移向 (度)	时间 (分)
1	1	300	37	46	14	5	1	25	22	90	14
	2	64	32	64	16		2	45	15	90	30
	3	300	25	70	37		3	100	12	90	112
	平均	200	31	60			4	40	12	95	21
2							5	25	14	90	22
	1	100	29	55	29		6	25	15	90	22
	2	60	18	60	20		7	200	15	85	29
	3	150	28	62	33		8	150	23	85	12
	4	150	29	66	50		9	10	20	80	15
	5	60	20	80	16		10	40	21	84	15
	6	150	27	70	15		11	40	19	80	31
	7	200	36	62	22		12	30	21	80	31
平均	8	60	30	65	45		13	16	18	85	31
		116	27	65			14	60	20	76	31
	3	40	37	64	28	平均	15	64	20	82	15

	2	60	33	63	28	暖区雨带	58	18	85		
	3	40	27	66	15		1	100	32	60	14
	4	20	43	62	14		2	25	18	60	15
	5	80	42	64	15		3	100	32	65	23
	6	80	35	63	15		4	250	28	60	16
	7	220	35	55	15		5	250	32	66	42
	8	300	24	65	16		6	200	30	68	76
	9	80	34	60	38		7	150	32	65	22
	10	200	27	70	16		8	20	26	80	17
	11	50	34	64	38		9	20	25	75	17
	12	200	38	68	14		10	70	33	64	16
	13	100	39	65	15		11	25	28	66	16
平均		113	34	64			12	225	28	65	76
							13	25	27	70	30
4	1	30	34	65	29		14	40	27	65	16
	2	30	30	62	15		15	100	29	67	15
	3	150	37	64	30	平均		106	28	66	
	4	25	27	64	15						
平均		59	32	64							

从CP-3 雷达的反射率和多普勒速度的彩色显示图象可以清楚地看到，宽冷锋雨带和暖区雨带的移动速度比那标志着地面锋线位置的风向改变线的移速快些，我们曾观测到，有一条宽冷锋雨带（雨带1）本来位于地面冷锋和窄冷锋雨带的后面，可是以后却移到了它们的紧前面；暖区雨带的发展就不同，付雨带（b）在地面冷锋附近形成，付雨带（a）在付雨带（b）的前面发展起来，两条付雨带都离锋面而向前移动，并且，新的付雨带会在付雨带（a）的前面形成和加强。

表1—2是根据三维雷达观测确定的雨带中雨核所在的最大高度，在暖区雨带和宽冷锋雨带中雨核的顶部约在5—6公里高度，窄冷锋雨带则在1.5—4.5公里高度。

表1—2 冷锋附近不同雨带中所含雨核的最大高度

雨带类型	雨带编号	雨核的最大高度（公里）
暖区雨带	—	6.1
宽冷锋雨带	1	6.1
	2	5
	3	5
	4	—
窄冷锋雨带	5	1.5—4.5*

* 雨核最大高度在雷达两次扫描高度之间

根据水平风速与雨带以及其中雨核的运动的关系，可以推测雨带中的降水粒子是在什么高度层形成的。我们可以采用Locatelli和Hobbs(1978)介绍过的方法，根据多普勒雷达的观测推算出穿越锋系的风向，如图1—10所示，图中还标出了锋系过境时，布朗港四次探空观测得到的风向、风速、从雷达观测到的降水粒子的边界线，根据雷达反射率资料算出的雨带位置以及1715 PST 时冷锋位置（地面冷锋移经布朗港之前15分钟）。

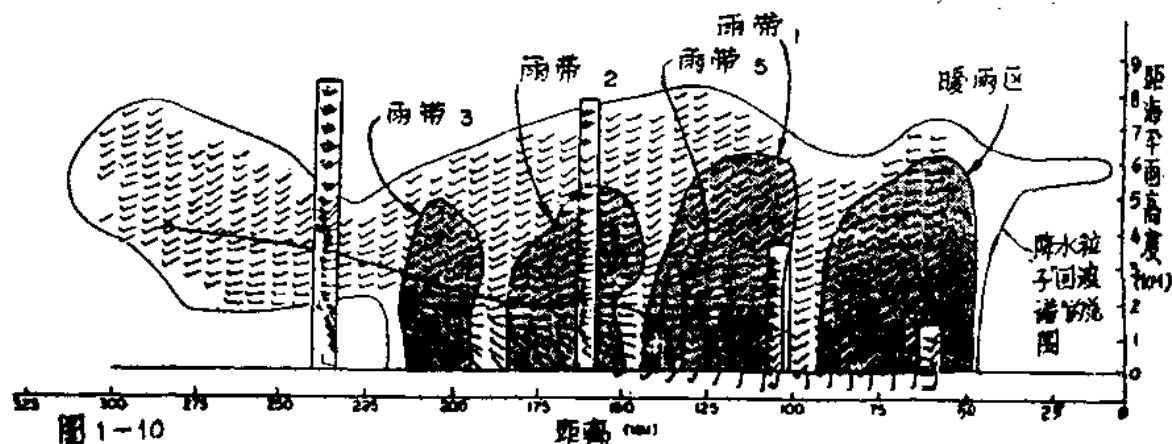


图1—10 1976年11月17日有个冷锋系统移经布朗港，图上是垂直于地面锋线的剖面图。用小箭头表示风向的水平风场是根据多普勒雷达观测推算出来的，直方柱中用习惯符号标出的风向、风速（海里/小时）是根据一系列的探空观测得到的，图中还标出了暖区雨带、宽冷锋雨带（1—3）、窄冷锋雨带（5）以及冷锋（0715 PST）的位置。

从图1—10还可以看到，在冷锋后面风随高度是逆转的，表示有冷平流；在近地面的1公里高度之内，锋面附近风向的变化较明显，地面则最明显；在系统的前缘有一个厚约1公里的云和降水的“悬垂体”，它在系统主体前边延伸约30公里左右，它大概是从暖区雨带中吹离出来的；在锋系主体的后面，也有一个“悬垂体”，厚约5公里，延伸约90公里，其中有降水落下，但因蒸发而不能及地。

宽冷锋雨带以及其中雨核的移速（29米/秒左右，移动方向65度，见图1—8）是与3—6公里左右高度的风速差不多的（图1—10），可见这些雨带的移动是受它们上部（3—6公里高度）的风速引导的；暖区雨带中雨核的移速是28米/秒左右，移向66度，与雨带低层和高层的风速类似，后面我们会看到，还有别的证据说明暖区雨带既受低层风速引导，又受高层风速引导。

窄冷锋雨带中雨核的移速是18米/秒左右，移向85度（见图1—8），只在窄冷锋雨带本身高度层之内才有这样的风速（见图1—10），因此，窄冷锋雨带与宽冷锋雨带不同，它是不受高空的风速引导的。

4、雨带附近的空气运动

用CP—3雷达的波束垂直于每条雨带扫描，以观测它的多普勒速度，由此推算出在垂直于雨带的剖面上横穿过雨带的水平风速分量。假设平行于雨带的风速分量只产生很小的辐散，就

可以根据质量连续方程，由垂直于雨带的风速分量的辐散计算出垂直运动。把垂直于雨带的风速点绘在剖面图上，分析等风速线，这样就把积云尺度的风场光滑掉，根据等风速线可以在正交网格点上读出垂直于雨带的风速值，此时又进一步光滑了记录，进而计算出水平网格距为2.6、5.2和10.4公里时的水平辐合，然后从地面向上以 $\frac{1}{3}$ 公里的步长积分散度（假定地面垂直速度为零），根据这样算出的垂直速度和垂直于雨带的风速分量就可以得到垂直于雨带的剖面上瞬时的流场，图1—11到图1—13就是采用水平网格距为5.2公里时，推算出来的辐合辐散流场；当用2.6公里或10.4公里的网格距时，所得结果也差不多，但缺点分别是小波动太多，或者是光滑得太厉害了。因为把积云尺度的不规则性平滑掉了，故算出的散度和气流主要是与中尺度、带状组织有关的。

以上计算垂直运动时的一系列假定，使得越往高空，算出的垂直速度的误差越大。我们没有去订正这些误差，所以，对于图中4公里左右以上高度的垂直气流讨论时要分外小心，

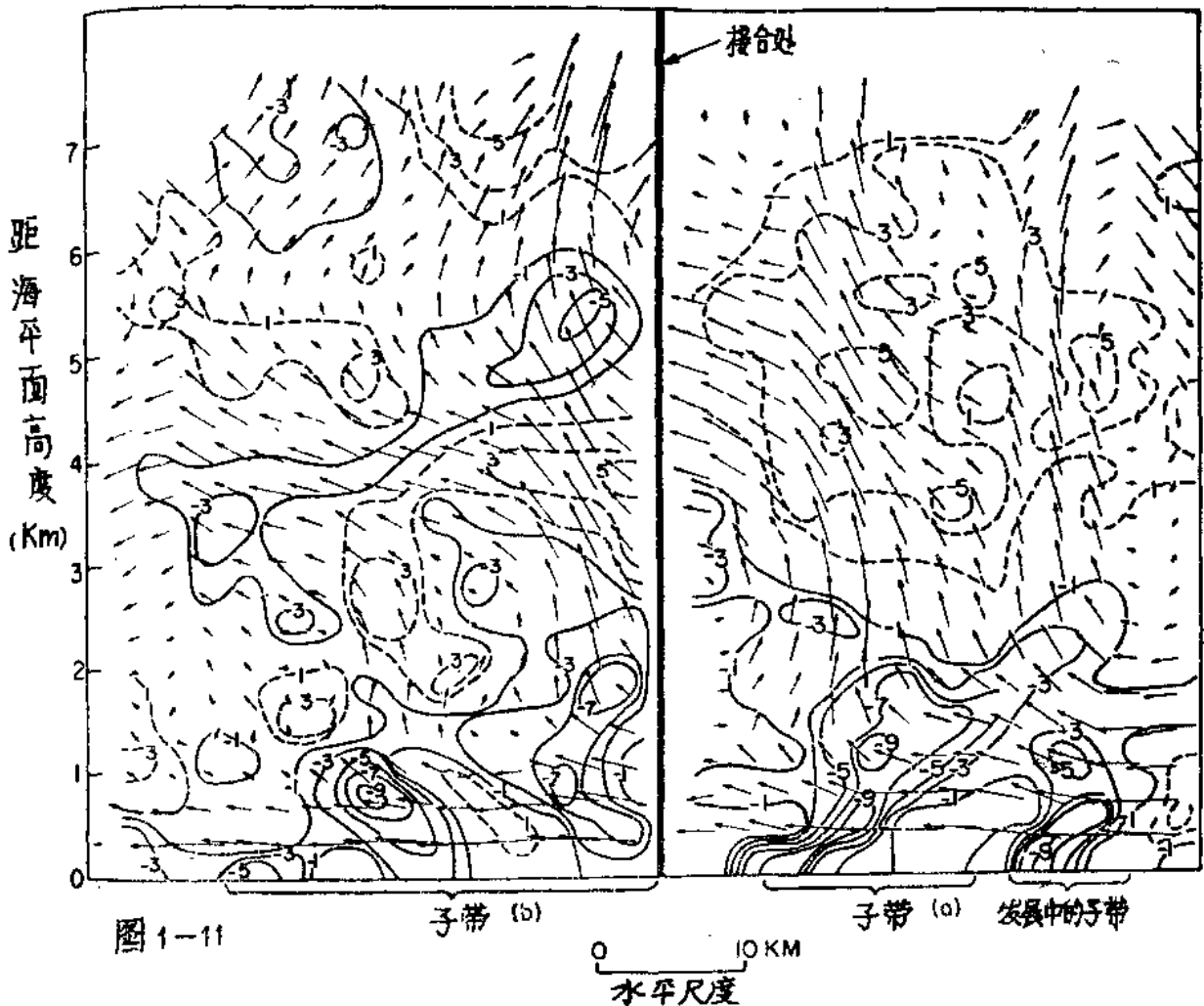


图1—11 横切暖区雨带的垂直剖面。(箭头代表计算得到的相对于雨带运动的流线,箭头长度代表5分钟的位移距离),实线表示辐合,虚线表示辐散(10^{-4} 秒 $^{-1}$)。右图是0530PST算得的结果,左图是0600PST的结果,雨带是向左运动的。

大概只能做定性的解释。对于平行于雨带方向无辐散的这个假定，是做了检验的。方法是，当雨带移经CP—3雷达站的时候，观测比较了北北东方向与南南西方向的风速分量，在这个方向一般会有风速的轻微辐合，但它的散度几乎总小于 $1.7 \times 10^{-4} \text{秒}^{-1}$ ，一般情况下常常小于 $1.0 \times 10^{-4} \text{秒}^{-1}$ ，比垂直于雨带的风场造成的散度（一般可达 $3 \times 10^{-4} - 19 \times 10^{-4} \text{秒}^{-1}$ ）小的多；另外，采用Herzogh和Hobbs（1980）介绍的速度方位显示（VAD）方法，可以用CP—3雷达直接观测雨带区域0—3公里高度的散度，结果表明，平行于雨带的风场辐合（或辐散）一般还不到垂直于雨带的风场辐合（或辐散）值的20%。以上这些结果都说明了雨带近似为二维结构，观测了垂直于雨带方向的风速分量，就可以得到雨带中的一般的流场。

图1—11就是用上述方法得到的暖区雨带中的流场和辐合——辐散场，雷达上看到的暖区付雨带（a）是一条规则排列的强回波线，而暖区付雨带（b）则为比较宽的带状回波区，并且不是线状排列的；暖区付雨带（a）中从地面直到2.5公里高度都有强烈的水平辐合，其值几乎可达 10^{-3}秒^{-1} ，在2.5公里高度以上则是深厚的辐散层，相对于暖区付雨带（a）运动的流场表明低层气流是从雨带的前面流进雨带中去的，并在付雨带以上强烈抬升直到约4公里高度，最大上升速度可达2米/秒左右，4公里高度以上，上升速度明显变小了，抬升的空气流向雨带的后面，这种流型与Houze（1977）介绍过的飑线的入流——抬升——砧的结构极为相似，只不过强度小得多。

付雨带（b）的散度场与付雨带（a）的差不多（图1—11），只不过它的辐散与辐合交替层次不那么分明，付雨带（b）中的气流场亦与付雨带（a）的相似，不过它的上升速度较小，且是多重结构的，这些都与雷达观测到的付雨带（b）结构不那么鲜明是一致的。

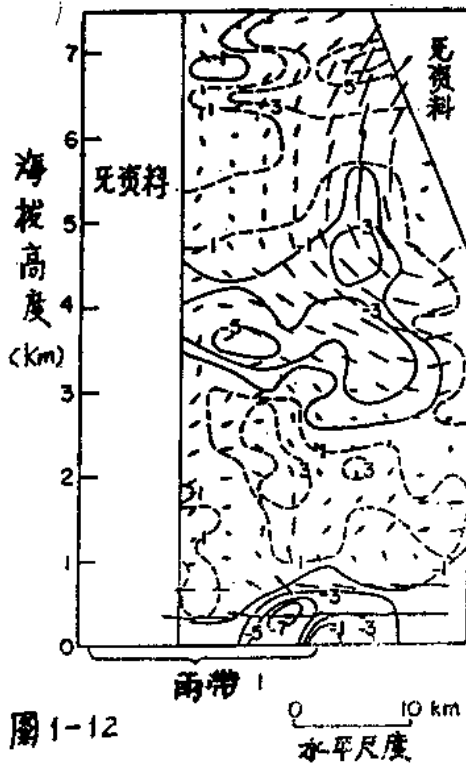


图1—12 横切宽冷锋雨带1的垂直剖面。图中标明了相对于0630PST时雨带运动的流线，箭头长度是5分钟位移距离，实线表示横切雨带的辐合线，虚线代表辐散（ 10^{-4}秒^{-1} ）。雨带向右移动。

在暖区付雨带(a)的紧前面低层有强烈的辐合,并有活跃的上升气流,但是在这个区域地面降水并不大(图1—11),这与老的付雨带前面新生暖区付雨带中发展出新生对流云塔有关,就象飑线系统中的对流那样,但是它们没有飑线中成熟对流云的砧状部份向后吹出的气流。

在图1—11中没有观测到有组织的下沉气流,但是在付雨带(b)的边界层确有一个辐散区,用多普勒雷达可以观测到近地面那个明显的辐散区,但它们没有与垂直于雨带的剖面相交。Matejka(1980)曾观测到暖区雨带中的下沉气流比我们这个例子要强烈些。

图1—12介绍的是0630PST宽冷降雨带1附近的辐散场及流场,这时宽冷锋雨带的绝大部分位于冷锋的前面,很明显,它的辐合场与暖区雨带的不同,除了在地面有一层薄的辐合层以外,从较低层直到3公里高度,都有弱的辐散,但是在3—5公里高度之间有一层中等强度的辐合区(最大值可达 5×10^{-4} 秒 $^{-1}$ 左右),产生明显的上升运动,算得的最大升速达1米/秒左右。穿越雨带的气流一般是从前面吹向后面的,相应的地面雨带就位移到4公里以上高度的上升运动区的后面。

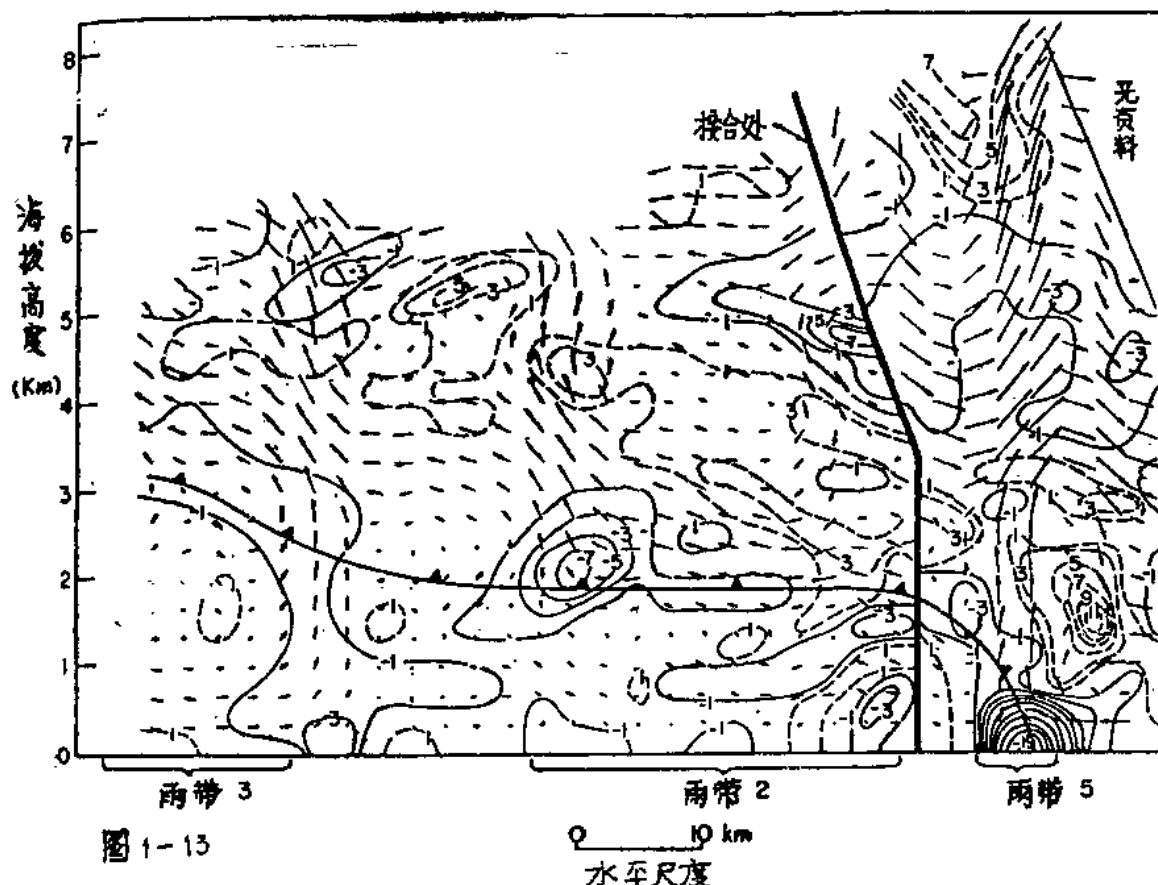


图1—13 横切宽冷锋雨带(2和3)以及窄冷锋雨带5的垂直剖面,标出了相对冷降和窄冷锋雨带运动的流线,箭头长度代表5分钟位移的距离,实线是辐合,虚线是辐散(10^{-4} 秒 $^{-1}$)。图右侧是0700PST计算结果,图左侧是0730PST时结果,冷锋和雨带是向右移动的,用CP—3雷达观测到的垂直风切变资料说明冷锋位于冷平流层的顶部。