

北疆冬季降水的中小尺度结构与人工 增水作业潜力和自然条件探讨

刘玉宝 游来光

(国家气象局气象科学研究所)

提 要

本文分析了1984年冬季北疆4次降水过程(11月21日、11月28日、12月1日、12月9日)的雷达观测资料、加密探空和包括1983年几次过程的飞机穿云观测、地面雪强和雪晶微物理观测以及常规观测资料等。结果表明,该区气旋锋面降水过程由频繁有秩的中小尺度降水带构成。依据观测可将它们分为两类:地形降水带和系统降水带。本文还初步研究了降水结构和降水带的生成机制,并进一步探讨了降水带的可播性。从各种降水带微结构特点和地面降水特征得知,该区冬季人工增雪催化对象主要是无高空强引晶作用的锋下层积云和浅对流、波动、爬坡等动力作用产生的降水带。

一、引 言

北疆冬季降水的天气结构和微物理过程已研究多年,特别是通过1982—1984年综合考查,已获得较系统的认识,但对支配降水微物理过程的中小尺度天气和雨带结构研究较少。一些个例研究^[1]表明中小尺度过程对降水有重要影响。新疆准噶尔盆地四面高山环抱,地形导致冬季气旋冷锋降水过程的锋结构发生较大的变化^[2]。由于中小尺度天气系统和地形中小尺度系统的共同作用,使观测到的中小尺度降水结构与Hobbs的锋面气旋雨带结构的概念模型^{[3][4]}差异较大。分析这种复杂地形下的气旋降水中小尺度结构对深入了解云物理过程和指导该区人工增雪作业具有重要意义。本文分析了1984年4次过程的中小尺度降水带分布、结构、移行和地面降水特点,并探讨了这些降水带的生成机制和可播性。

二、资 料 来 源

1982至1984年,国家气象局气科院人工影响天气研究所和新疆气象局气科所人工控制天气办公室合作进行了北疆冬季降水的综合考查。本文主要分析1984年4次系统降水过程的雷达连续观测资料,并以其它资料(天气图、时间加密探空、飞机穿云观测和地面雪晶微物理与雪强观测等)作辅助分析。

雷达站设于乌鲁木齐民航机场,最大观测距离为300km(地形参见文献〔1〕)。由雷达标定的0db回波反射率因子(Z_0)随距离(D)变化曲线和枝星状与空间状两种冰晶的 $Z-I$ 关系〔2〕,可估算不同距离处雷达最小可测雷强(I_{min}),见表1。可见回波出现区一般为降水强度大于0.01mm/h的降水区,由此我们把观测到的回波团、带称为降水带。

表1 不同距离处雷达可测的最小雷强(估算值)

I_{min} (mm/h) / D (km)	雪晶形态								
	10	20	40	60	80	100	150	200	300
枝星状	0.006	0.012	0.025	0.03	0.05	0.07	0.1	0.13	0.2
空间状	0.03	0.06	0.1	0.15	0.22	0.25	0.3	0.6	1

三、北疆冬季降水的天气和锋区结构

分析天气图和加密探空得到的时间—高度剖面图表明,冷空气多由高空低槽东摆或低槽产生的短波槽东移而爆发。冷空气主体影响北疆之前一般先有部分冷空气从西边3个山口流入盆地并形成“冷垫”,有时对应于850hPa天气图上的与盆地相吻合的闭合小高压。侵入盆地的冷锋具有复杂的锋结构,锋区逆温常被冷空气堆顶的多层近水平的逆温层代替,而在其上多为明显的冷涌结构。主要降水云区一般位于4km以下。本文重点研究的1984年4个降水过程的天气和锋区结构特征简列于表2。

四、北疆冬季降水带结构

多年观测发现,多数冷空气过程都形成了遍及天山北坡的带状云区。由于雷达观测距离限制,本文主要分析东、西天山交界区附近、嵌在该带状云区内的较强降水带。4次过程的雷达观测表明降水均由中小尺度降水带构成。依其回波强度、尺度、形态、走向、配置、移动和内部核心结构等特点,我们定义那些在山坡或山顶形成或加强、稳定少移的回波或移来的大片回波内由于加强而形成的局部强核心为地形降水带;而那些受气旋系统环流控制、虽在移至天山北坡时受到一定的地形作用,但其整体不断随天气系统(短波槽、冷涌和气流扰动等)移动的回波称为系统降水带。两者相互联系,有的在一定条件下能相互转化。

1. 地形降水带

地形降水带出现频率较高,主要分布于东天山博格达峰西北坡,西天山东段北坡,东、西天山交界处山口区 and 东、西天山交界处以北的低坡上。

(1)博峰西北坡带:出现次数多,可生成于降水过程中任一时段,具有4种典型结构:a. 孤立、强度较弱、内部均匀,边缘松散的降水带(图1 I.)。根据气流特点、盆地内湿度结构和其常出现在降水初期可推测它们形成于地形抬升;b. 回波带与其西北部低坡带相连,是低坡带在博峰西北坡上局部加强所形成。其回波强度较大,内部有一条或多条强心带(图1

I_b)。其生消和强弱与低坡带呈同相位变化;c. 形状和结构复杂,移速较小的回波带。它们是地形对移来的锋面降水带加强而形成(图 1 I_a);d. 一种少见的薄云弱带(图 1 I_a)。

表 2 1984 年 4 次降水过程的系统结构特点

结 构 时 间 项 目		11 月 21 日	11 月 28 日	12 月 1 日	12 月 9 日
天气特征	高空	深槽东摆,天山以北的槽扫过北疆	深槽演变为短波槽不断东移	深槽不断生成短波槽扫过盆地,然后深槽东摆	深槽分裂出短波槽东移扫过北疆
	地面	地面气旋扫过盆地,冷高压受阻于北疆天山北坡,冷空气持续爬升	冷空气尾部高压从印度移来,对应其前一锢囚气旋移经北疆	极地强冷空气爆发其前一锢囚气旋扫过北疆,冷空气在盆地内持续作用,未越天山	印度高压推动锢囚气旋东移,浅薄冷空气在盆地中堆积
锋面结构	假相当位温	中上层多大波动,低层平直	高层相对平直,中下层为强涌(中层 2 个,下层 4 个)	前期高空有一强涌,以后中、上层有小波动	(无资料)
	冰面相对湿度	4km 以下在主降水段为高湿区,中层较干,高层高湿区下垂至 2km 高	前期整层较湿,中期仅在涌上有薄湿层,后期整层较干	4km 以下为高湿区,而 4—7km 为强干层	(无资料)
	条件不稳定区	中层和近地层较多	中、下层有 6 个深厚不稳定区	高空强涌对应一深厚不稳定区,近地面较多,但很薄	(无资料)
	逆温层	4km 以下有 2—3 层水平逆温层	仅在降水前期短时在 3km 以下出现一暖锋逆温	4km 以下有多层倾斜逆温层	(无资料)
	-20℃ 等温线	高度位于 3—4km 早期平直,降水期和后期呈小波状起伏	4.5km 高附近	随时间阶梯状下降。高度位于 4.5—6.0km	(无资料)
乌鲁木齐市降水特点	降水起止时间	00h—15h	02h—17h	08h—次日 10h	13h—20h
	降水形态	霰、星状晶、针状晶、断裂体	霰、强结淞雪、雨	星状晶、片状晶、霰、断裂体	(无资料)
	最大降水强度	1.4mm/h	(无资料)	1.3mm/h	0.7mm/h
	降水强度演变	双峰,第二峰值很小	(先降雪后降雨)	多峰,变化较小	单峰、主要在后期
	降水量	3.1mm	5.0mm	7mm	1mm
降水系统整体特征	降水带特点	主要为 4km 以下低层降水系统发展,高空时有卷云和雪幡。	主要为 0—7km 深厚不稳定降水带入侵,后段对流性更强。	始终为 4km 以下的云层旺盛发展。	前期为 3—5km 的云层入侵,后期低层降水带发展。
	系统移向	南	东、东南	南	东

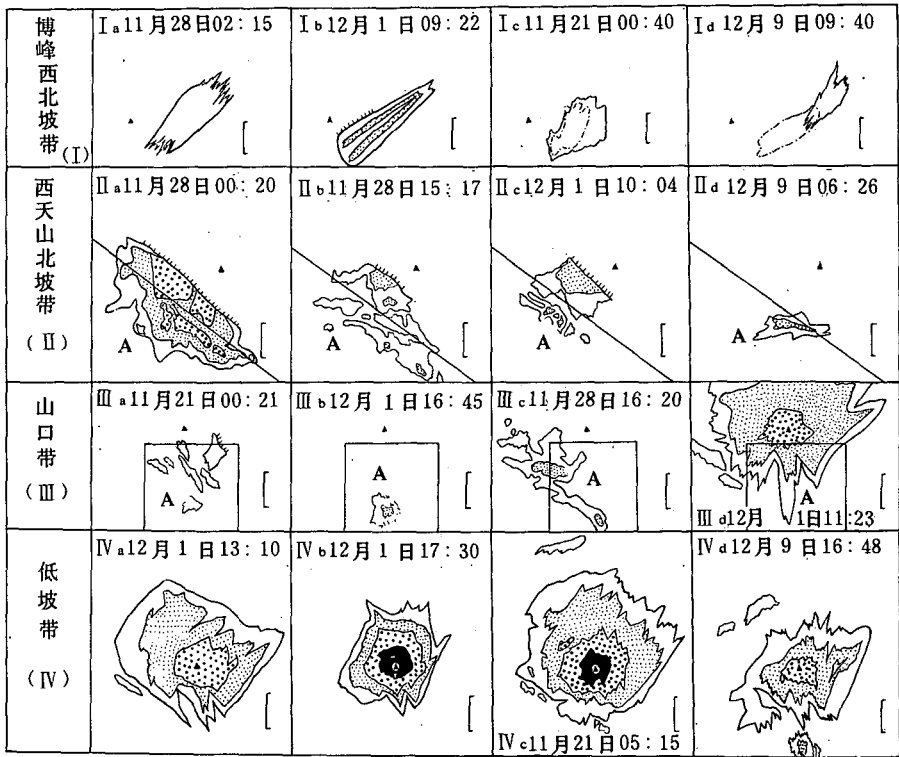


图1 各类地形降水带2°仰角回波特征

(图中实线区为0db,小点区为10db,大点区为20db,黑区为30db;垂直向上为北,水平向右为东,黑三角为雷达站;图中标尺为20km,雷达0°仰角扫描地形参见图2;点划线为4°仰角回波,A区为相应地形降水带出现区)

(2)西天山北坡带:主要由从北方或西北移来的降水带部分受到加强演变而成,移速很小。其西、北缘多与移行带主体相连,东段受山口风作用向东延伸,高坡上存在6km宽左右沿山脊走向的一条或多条强心带(图1 II_{a,b}),但有时只出现孤立的窄带(图1 II_c),其宽度变化较大(5—30km),走向也与山脊平行。另外还有一些其它走向的带,但它们维持时间很短(图1 II_a)。

(3)山口带:出现于东、西天山交接处海拔仅1500m左右的山口区。它们多被山口大风撕裂为平行排列的碎带或碎块(图1 III_{a,b})。山口带有的与西天山北坡带主体相连,但山口处有强心结构(图1 II_a, III_c);有的则与北面低坡带相连,是低坡带南缘受强风作用而形成(图1 III_d)。

(4)低坡带:是出现在测站以北50km至以南30km范围内相对均匀,面积较大(约80×60km²),强度达20db以上的大片回波区。回波顶高一般低于3.5km,稳定不移,局地发展和消亡,降水较大。12月1日过程主要为低坡带作用(图1 III_a, IV_{a,b}),该带形成于上午8时,维持了十几个小时。尽管降水期间有两个时段存在高云系统,且北方不断有降水带移来并入,地面降水强度演变呈多峰稳定结构,但该带整体特征几乎没有变化,可见该区存在较稳定的上升气流。11月21日乌鲁木齐主要降水段对应的回波也为此类降水带(图1 IV_c),但维持时间仅4小时;12月9日过程后期出现的低坡带(图1 IV_d)是一种生命较短、强度较弱的降水带。

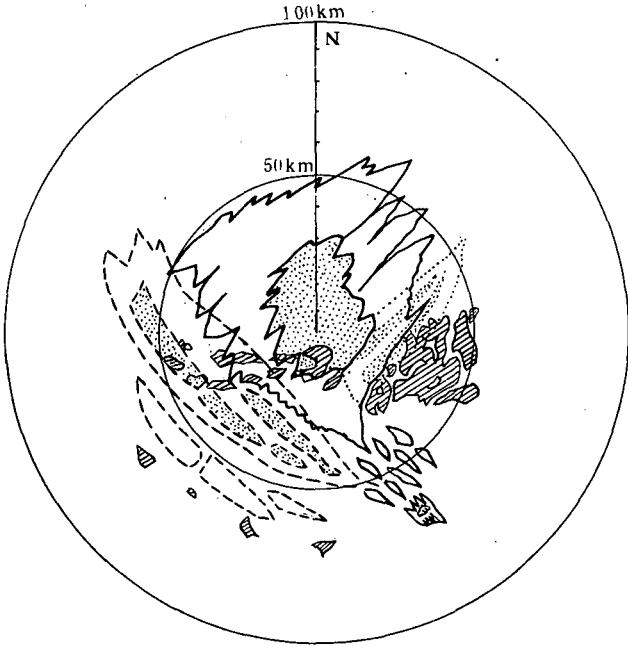


图2 乌鲁木齐地区地形降水带配置示意图

(虚线区为西天山北坡带,点区为强心带,实线区为低坡带和山口带,点线区为博峰西北坡带,斜线区为2°仰角地形回波)。

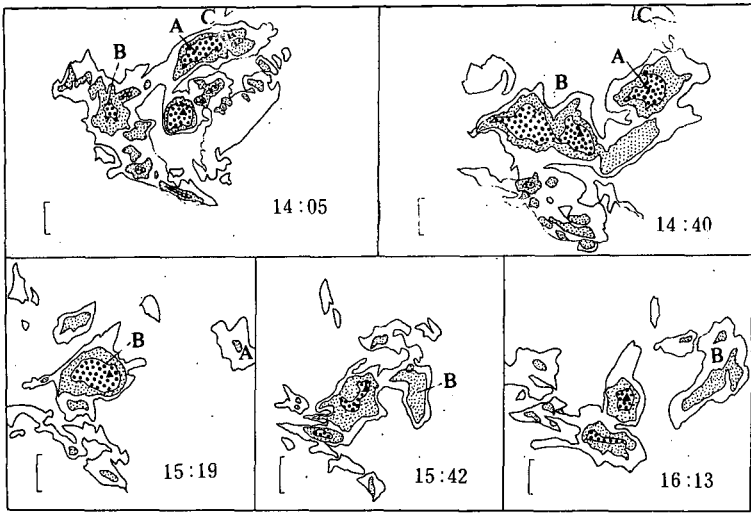
上述分析可见,不同地理位置处的地形降水带各具有特定的结构。博峰西北坡带出现最频繁,山口带最弱。结合降水强度分析可以看出低坡带在很大程度上决定着地面总降水,且与整个天山北坡的带状云区降水发展较一致。低坡带是在缓坡上的低层云受局部上升气流作用(见下节)旺盛发展的降水区;而其它地形降水带为山脉迎风坡急骤抬升的窄带。图2给出了地形降水带综合分布示意图。

2. 系统降水带

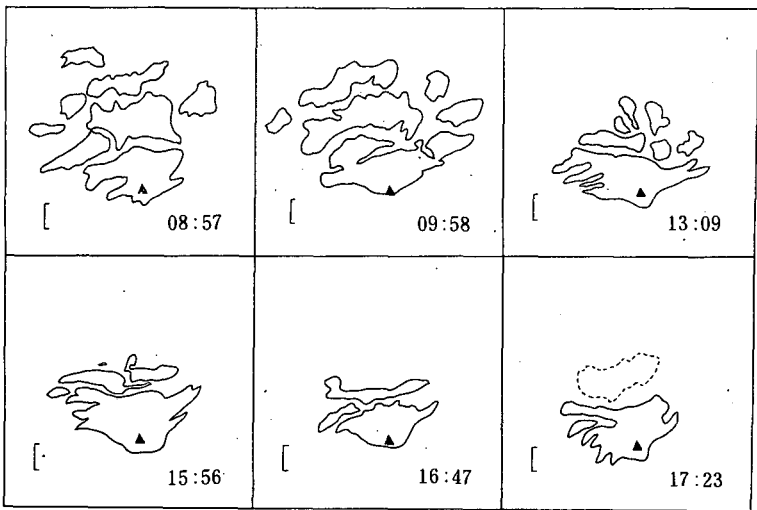
系统降水带的典型特征是具有移行性。依其雷达回波的移动特点可分为东移型带和南移型带两类。

(1)东移型带:指沿天山东移或从西北向东南移的降水带。11月28日和12月9日的主体降水云带均属此类。它们在移动过程中,南段受地形影响较大,移速减小,并在相应地形处形成地形降水带,而北段则不断扭曲东移,或不断向东分裂出小带(图3a)。

(2)南移型带:指主体移向为正南,回波在移动过程中不断减速,最终堆积于山口以北的低坡区的降水带,它们多发生于大槽东摆引发的极地冷空气爆发过程。11月21日和12月1日两次过程属于此类。图3b 给出一个南移型带的演变特点,从这两例来看,南移型带主要位于4km 以下。



(a)



(b)

图3(a) 11月28日后段降水带2°仰角回波演变(东移型)

(b) 12月1日主体降水带0°仰角回波演变(南移型)

(虚线区为新生回波区,其它说明同图1)

五、降水带的生成机制

综合分析降水回波、加密探空剖面和其它观测资料,发现北疆冬季降水带的形成除系统辐合作用外,下述过程起到了重要作用。

1. 发生泡或浅对流

北疆地形与各种形式的冷空气活动作用易于形成许多条件不稳定区, 它们为发生

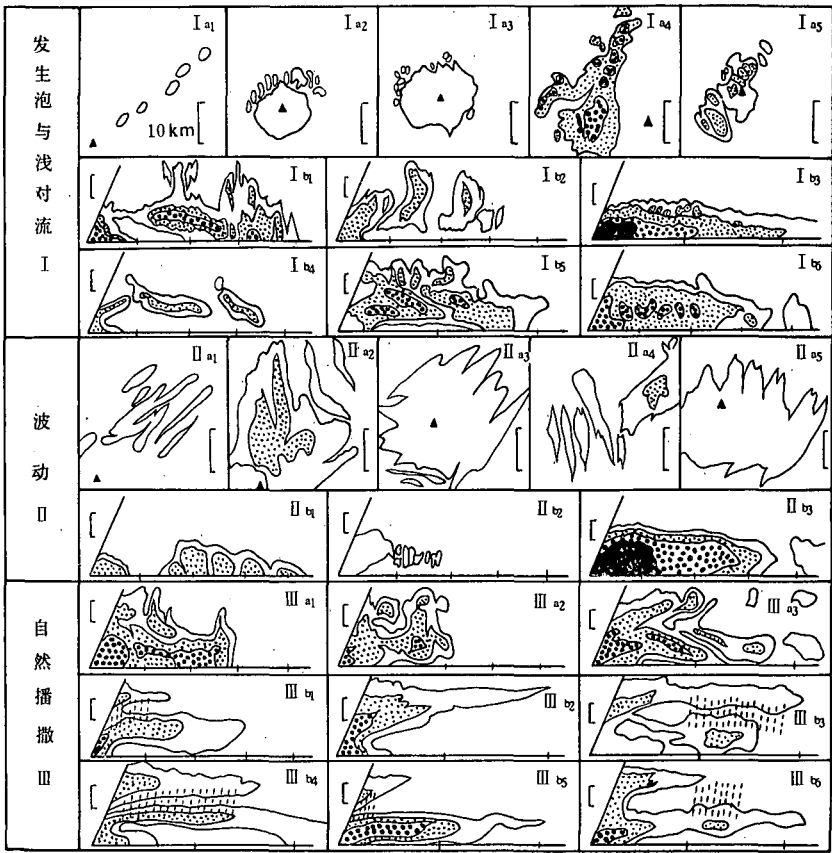


图4 发生泡作用、波动作用和自然引晶作用的回波特征。

(图中垂直标尺为2km,水平标尺每格为20km。虚线表示可见的雪幡弱回波。其它说明同图1)。

按“月一日一时与分一仰角(或△方位角)”列出表中回波时间为:

- | | |
|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Ia ₁ : 11-21-0100-2 | Ia ₂ : 11-21-0030-2 |
| Ia ₃ : 11-21-0512-2 | Ia ₄ : 11-28-0500-2 |
| Ia ₅ : 11-28-0838-2 | Ib ₁ : 11-28-1412-281△ |
| Ib ₂ : 11-28-1549-56△ | Ib ₃ : 12-1-1029-270△ |
| Ib ₄ : 12-9-0712-304△ | Ib ₅ : 12-9-0931-284△ |
| Ib ₅ : 11-28-0014-288△ | IIa ₁ : 11-21-1050-2 |
| IIa ₂ : 11-27-2354-2 | IIa ₃ : 12-1-1012-4 |
| IIa ₄ : 12-9-1041-2 | IIa ₅ : 12-9-1650-4 |
| IIb ₁ : 11-21-1023-309△ | IIb ₂ : 11-21-0023-215△ |
| IIb ₃ : 11-28-0009-17△ | IIIa ₁ : 11-28-1451-280△ |
| IIIa ₂ : 11-28-1551-300△ | IIIa ₃ : 12-9-0953-273△ |
| IIIb ₁ : 11-21-0030-96△ | IIIb ₂ : 12-9-1010-355△ |
| IIIb ₃ : 12-9-1027-260△ | IIIb ₄ : 12-9-1050-281△ |
| IIIb ₅ : 12-9-1156-355△ | IIIb ₅ : 12-9-1214-270△ |

泡或浅对流发展提供了有利条件。雷达衰减后的 PPI 回波上经常出现发生泡结构(图4 I_a)。其大小、分布及所在高度差异较大(图4 I_b)。分析发现其生成与否及持续时间主要取决于不稳定区厚度和水汽条件。发生泡有时能发展成非常旺盛的浅对流群,但一般比我国南方梅雨锋中观测到的发生泡^[5]要弱些。

2. 波动作用

从雷达 PPI 上波状排列的降水带和波状排列的带内强核心分布,可以看出存在各波长的波动作用(图4 II。),11月21日和12月1日(图3b)的整体系统降水带的排列波长约50—60km,其相应于短波槽或冷涌活动。局部小带或大带内核心排列波长一般小于25km。由阻碍气流中迎风坡波生成机制^[6]可知,造成低坡带内经常出现的波状强心的原因可能主要是高大天山(尤其博格达峰)对气流阻塞导致的气流波动。从雷达 RHI 上可以看出波动作用的一些特征(图4 II。)

3. 自然播撒

4次降水过程都存在高层降水带。北疆冬季,4km高度的平均气温约 -20°C ,根据冰核化速率与温度关系^[7],可粗略地把4km以上的云区划分为引晶云区(高带),下部的云区为供水云区(低带)。高带一般存在时间较短,但多数高带对低带有自然播撒作用,并使低带加强(图4 III。)。综合雷达和飞机观测可把高带分为两类:高空泡区和浓密的卷云体。后者一般引晶时间较长。因该区冷锋的中层多数很干和雷达性能限制,所以只有引晶雪幡强度较大时才能形成幡状回波。观测发现,当引晶作用存在时近天山处引晶作用要大得多(图4 IV。),其原因可能是潮湿的爬坡气流破坏了干层并加强了低带和高带。

4. 地形辐合、气流爬坡和云团堆积作用

(1)地形辐合作用:分析气流和地形特征得知,观测区处在强的喇叭口地形气流辐合区和强的气流气旋性弯曲导致的气流辐合区。这对低坡带的发展和维持起主要作用。山口处地形辐合对山口带的生成和维持起决定作用。

(2)气流爬坡作用:经估算天山北坡爬坡气流能造成 $10-30\text{cms}^{-1}$ 的上升速度。由于盆地低层较潮湿,爬坡作用易于在天山北坡形成过冷水丰富的低层云,有利于产生较强的降水带。爬坡作用还利于加强和改变系统降水带的整体或局部,使其成为地形降水带。

(3)云团堆积作用:由于山地阻挡作用,系统带移入观测区后容易引起各个带之间的挤压、并合和叠加,这一作用对低坡带的生成和加强起一定的作用。

六、讨 论

高(空雨)带和低(空雨)带降水差异较大。综合观测得知,仅当低带发展时才能形成较大的降水。比较地面降雪形态和雪强演变,可知地面降水主要生成于低带。高带虽然有时能形成一雪强峰值,但总降水量较少。比较雷达回波和地面雪强演变,发现雪强峰值与空中降水带很少能一一对应,多数降水带不能形成地面降雪峰值,其主要原因是降水粒子下落过程中的平流,扩散和蒸发。

不同作用机制产生的降水带微结构和地面降水也不同。飞机观测发现,引晶作用下形成的降水带,其内含液水较少。分析多次过程的地面降雪微结构得知在以高空低温晶型降水为主的降水时段,雪晶结凇很弱,这也表明引晶作用下形成的降水带液水稀少。而由浅

对流、波动、地形辐合和抬升产生降水带的机制主要是在带区形成了较强的上升运动。飞机和地面观测均表明,其内存在较多的液水。进一步数值试验也表明对于北疆冬季的温、湿结构,具有一定大小上升速度的区域($>10 \text{ cms}^{-1}$),不仅冰相增长迅速,而且云液水也很丰富。可见,除由高层强引晶作用形成的降水带一般不适于人工播撒外,对以动力作用为实质的其它作用机制在对流层中、低层(海拔4km以下)形成的降水带是适于人工作业的。

七、结 论

1. 北疆冬季气旋冷锋结构复杂,具有“冷垫”、多“冷涌”和较多的不稳定区等特征。降水主要由频繁有秩的中小尺度降水带组成。

2. 由雷达观测可把降水带分为两类:一类为稳定少动、明显受地形作用的地形降水带;另一类为具有移行特征、主要受天气系统控制的系统降水带。前者主要分布在博峰西北坡、西天山北坡、山口及山口以北的低坡。后者可分为南移型和东移型两类。两者互相联系和转变。

3. 降水带生成和维持过程中,由大气不稳定引发的发生泡和浅对流及天气与地形综合作用产生的波动、地形辐合、云团(或云层)间相互作用和气流爬坡等多种中小尺度过程起重要作用。各种机制在不同的大气热动力结构下和不同地理位置处具有不同的作用方式。一个降水带往往是多个机制共同作用的结果。

4. 云中降水带不能与地面雪强峰值逐一对应。低层云带对降水发展起主要作用,而高空降水带能进一步加强降水。

5. 由上、下层云相互作用形成的降水带内液水稀少,不利于人工作业,而对以动力作用为实质的其它作用机制在对流层低层形成的降水带含有较多的液水,利于人工增雪播撒作业。

参 考 文 献

- [1] 刘玉宝、游来光、胡志晋,新疆准噶尔盆地冬季系统性降水研究 I:降水模型,气象科学研究院院刊,3,1,1988。
- [2] 游来光、刘玉宝等,新疆冬季乌鲁木齐地区降水系统天气结构特征与降水微物理过程,第十次全国云雾和人工影响天气科学讨论会,长春,1988年7月。
- [3] Hobbs, P. V., T. J. Matejka, P. H. Herzegh et al., A case study of cold front *J. A. S.*, 37, 3, 568—596, 1980.
- [4] Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr. and P. V. Hobbs, Microphysics and dynamics of cloud associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 29—56, 1980.
- [5] 黄美元、洪延超、吴玉霞,梅雨云系若干雷达回波特征,南方云物理和积云降水会议,长沙,1982年。
- [6] Pierrehumbert, R. T., and B. Wyman, Upstream effects of mesoscale mountains, *J. A. S.*, 42, 10, 977—1003, 1985.
- [7] Fletcher, N. H., *The physics of rainclouds*, P241, Cambridge University Press, 1962.

THE MESO— AND SMALL—SCALE STRUCTURE
AND POTENTIAL FOR CLOUD SEEDING OF WINTERTIME
SNOWFALL IN THE ZHUNGEER BASIN

Liu Yubao You Laiguang
(*Academy of Meteorological science, SMA*)

Abstract

In this paper, the radar echoes, intensive soundings, microphysical observations both on ground and in clouds of four precipitation processes in winter of 1984 and the data obtained from aircraft reports in several processes in 1983 are analysed. It is shown that the meso— and small-scale systems play a great role in the precipitation processes. Snowband radar echoes can be divided into two kinds, orographic snowband and systematic snowband. The structure, evolution characteristics, formation mechanisms and the potential for artificial seeding of various types of snowbands in the Zhungeer Basin are also discussed. It is indicated that the snowbands which are produced from dynamical action such as shallow convection, waves and orographic lifting are favorable to be seeded, and that stratocumulus without disturbance or with weak natural seeding of cirri aloft is also suitable for seeding.