

编号：0196

# 科学技术成果报告

人工防雷的研究

科学技术文献出版社

## 科学技术成果报告

### 人工防雷的研究

编辑者：中国科学技术情报研究所

出版者：科学技术文献出版社

印刷者：中国科学技术情报研究所印刷厂

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

\*

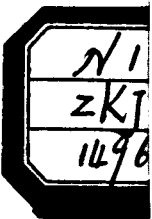
开本：787×1092<sup>1</sup>/<sub>16</sub> 印张：2.75 字数：64千字

1982年3月北京第一版第一次印刷

印数：1—1,348册

科技新书目：19—36

统一书号：13176·133 定价：0.44元



前言.....	(1)
第一章 冰雹云气流和温度结构分.....	(1)
(一) 地面流场分析.....	(2)
(二) 雹云中气流的研究.....	(2)
(三) 环境风的分析.....	(4)
(四) 冰雹云的环境温度.....	(4)
(五) 雹云内温度的分布.....	(8)
第二章 超级单体雹暴及其龙卷特征.....	(9)
第一节 冰雹及其指状回波的形成.....	(9)
(一) 雷达回波特征.....	(10)
(二) 78810冰雹形成的天气条件.....	(12)
(三) 指状回波根部附近的气流结构.....	(12)
(四) 指状回波的形成.....	(14)
(五) 讨论.....	(15)
第二节 永登试验区龙卷分析.....	(15)
(一) 龙卷活动特点.....	(15)
(二) 77608龙卷回波特征.....	(17)
(三) 77608龙卷附近中小尺度风场分布.....	(17)
(四) 讨论.....	(20)
第三章 人工防雹效果分析.....	(21)
第一节 永登防雹试验区1973—1978年“三七”高炮防雹效果分析.....	(21)
(一) 提出降雹危险性指标.....	(22)
(二) 高炮防雹效果分析.....	(22)
(三) 讨论.....	(25)
第二节 甘肃土炮人工防雹效果分析.....	(28)
(一) 统计量及资料来源.....	(28)
(二) 统计量的正态检验.....	(29)
(三) 人工防雹效果的统计分析.....	(29)
(四) 讨论.....	(32)
参考文献.....	(34)

# 人工防雹的研究

甘肃省气象局研究所

## 前 言

冰雹是我省主要的自然灾害之一，祁连山区以东、乌鞘岭以南的五十多个县（市）每年约有二百万亩左右农田遭受雹害，损失粮食约二亿斤。降雹季节正值夏秋作物川区待割，山区待熟的黄金时节，多数地区作物已不能复种，正如俗话说：“雹打黄山要命”。因此，怎样才能战胜冰雹，以利农业生产，一直是广大农民梦寐以求的愿望。但是，由于对冰雹的发生、发展规律缺乏认识，对冰雹的预报、雹云的识别以及人工防雹的影响机理和如何检验防雹效果等都有很大困难，所以民间的防雹方法长期缺乏足够的科学依据。直到最近十几年，冰雹研究和人工防雹才逐步开展起来。首先，在六十年代苏联科学工作者提出了“累积带”理论和用过量播撒人工冰核争食云中过冷水以抑制冰雹成长的消雹方法，据报导其效果可以减少雹灾损失60%以上。此后，美国动用了各种先进装备进行大量的基础理论研究，提出了雹云的多种结构模式，如超级单体雹暴和多单体雹暴，指出“冰雹生长与胚胎帘作用密切”的新观点。所有这些引起了冰雹研究者的广泛兴趣，促使冰雹预报，雹源识别和防雹方法等的进展。

为了科学地总结人民群众防雹抗灾的经验，探索冰雹规律，了解雹云结构，提出适当的防雹方法，十多年来甘肃省气象局组织科技人员深入多雹地区调查研究，开展防雹试验。曾在岷县黄金山（以土炮为主）和永登县石门岷（以高炮为主）设立人工防雹研究基地。1971年初建永登基地，面积760平方公里（包括永登、天祝两县的四个公社），1973年启用711测雨雷达一部，1976年配备701测风雷达；基地设有十三个地面观测点，各点均配有压、温、湿、风和雨量等五种自记仪器，每天进行五次定时观测；基地探空站每天一次定时探空和不定时的入云探空。永登防雹研究基地位于甘肃中部，在祁连山东段，是中纬度的内陆山区，冰雹频繁，基地范围内年平均降雹18次，最多可达31次，一年约有两次强降雨雹过程，单点降雹每年7—8次，这对于研究冰雹是个理想的地方。1972—1978年研究基地使用“37”高炮发射碘化银炮弹进行人工防雹试验，近年来着力于冰雹云结构的探测研究。本“报告”着重介绍我所在近年来开展人工防雹研究的部分研究成果。共分三章，第一章，冰雹云气流和温度结构分析；第二章，超级单体雹暴及其龙卷特征；第三章，人工防雹效果分析。

## 第一章 冰雹云气流和温度结构分析

冰雹云是积雨云发展到强盛阶段产生降雹的云体，要了解冰雹的生长过程，进行有效的人工影响，必须对冰雹云的结构进行探讨。这一部分详细分析1971—1979年永登防雹试验基地

中获取的一百四十次降雹的雷达、探空、地面等气象资料。提出雹云内外气流和温度的垂直分布，包括地面辐合风场和中空气流结构；层结、负温区厚度、逆温层等特征。并与雷雨云对比，试图认识雹云气流和温度的特殊分布，了解它们对冰雹形成生消的巨大影响，寻求防止冰雹的途径。

### (一) 地面流场分析

(1) 根据1973年—1978年石门峡测站46次降雹实况与地面单站风分析表明：雹云过境，地面单站风会发生显著变化，不是转风向，就是风速加大。基本上可分为两大类：一类是降雹前后风向改变、风速增大的地面风约占71.5%；另一类是降雹前后风向不改变，只是风速增大的地面风约占28.5%。当转风向或风速加大后几分钟到十几分钟，即对应地面降雹。根据统计，百分之八十七的降雹过程，在降雹前均吹东南风，且风速较小，4米/秒以下。低空东南气流，且气流速度较小，有利于低空热量的积聚，升温变暖或维持暖流；有利于低空水汽输送。

雹云过境有明显的飏线、切变线或辐合线扫过降雹区，风向风速切变特别明显，这一时

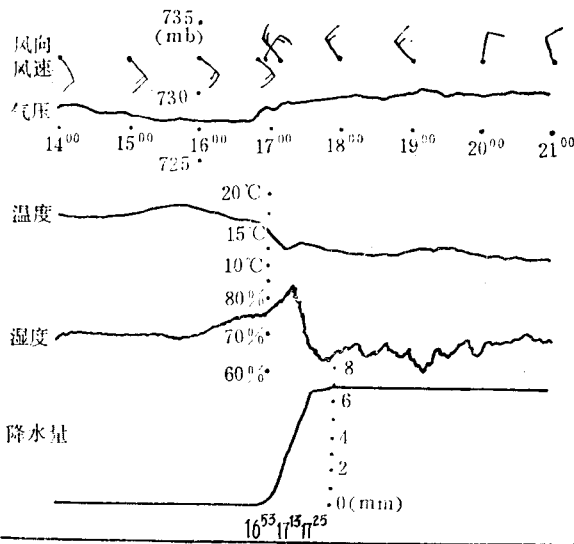


图1.1 1978年8月10日石门峡单站风与压、温、湿、降水量对应关系图

段气象要素发生急剧的变化，它与气压的跃升、温度的急降、湿度的猛增、降水量的迅速增大，以及地面降雹降雨是一一对应的。〈参看图1.1〉

从图1.1中可以看出，从14:00风速已开始增大，15:00已增加到6米/秒，同时在防雹基地上空有积云发生发展，到16:00在雷达的荧光屏上可以看到多个单体的回波弥合发展为强大的Cb云，16:50发展成雹云，这时风向特转风速加大，降大冰雹。17:13风速逐渐减小，降小雹和小雨，风向也逐渐由西北转为偏北风。

(2) 中小尺度分析表明：降雹区在降雹前局地是一个辐合风场。例如：1978年8月10日强雹日分析指出：图1.2(a)降雹区地面吹西北风，该地 $\Delta P_{24}$ 为负值，并处于冷性状态，此时辐合运动还未产生（多在9时30分左右形成局地辐合运动）；图1.2(b)降雹区风向早已转为东南风，形成辐合区；图1.2(c)，辐合加强，局地增温也较快，对照实况，正是雷暴单体聚集相接，发展迅猛的时刻，随后，其大冰雹（最大直径为50mm）就出现在高温中心的右侧，也是风向辐合的地方，图1.2(d)，辐合仍然维持，降雹持续至17时25分。降雹后，辐合风场也随之破坏。（参看图1.2(e)(f)，风向已转为西北风）。综上所述，低空气流辐合是雹云形成的一个重要因素。

### (二) 雹云中气流的研究

云中上升气流和下沉气流的存在是形成冰雹的重要因素之一，云中垂直气流的大小与雹云的发展及冰雹的增长速度有着密切的关系，现利用探空曲线近似计算：

假设： $W_1$ 为气球对地速度。

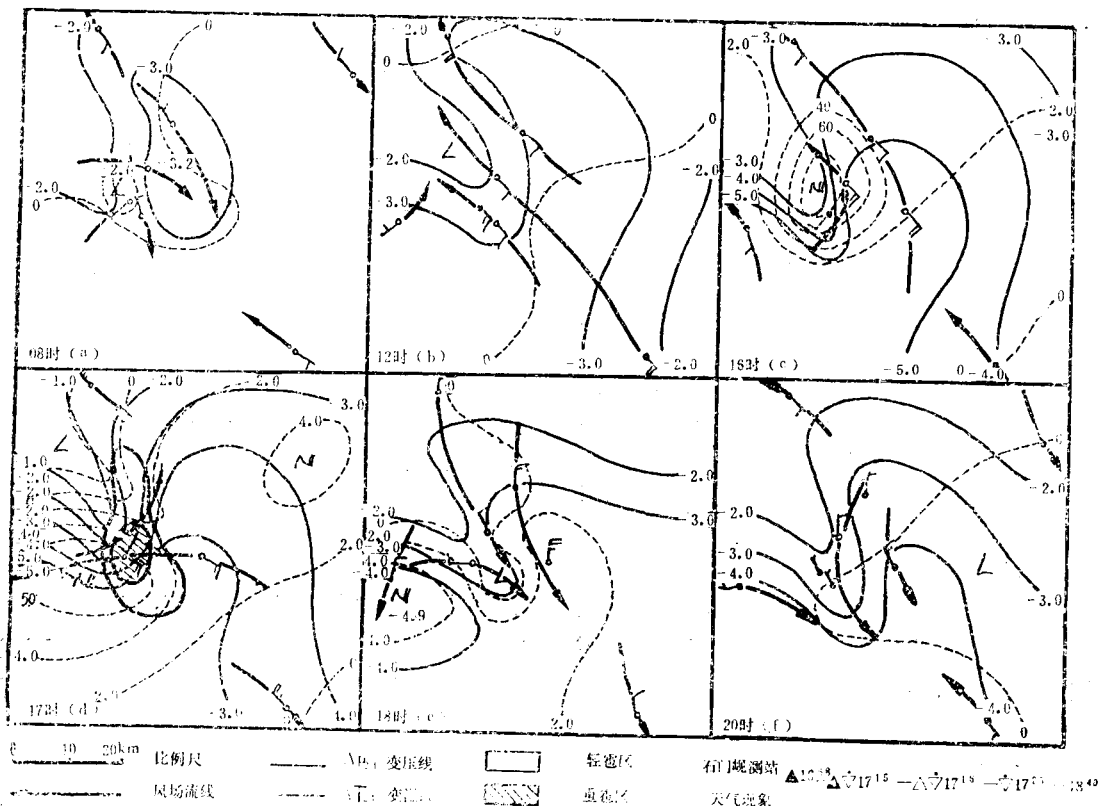


图1.2 1978年8月10日降雹区中小尺度分析图

$W$ 为垂直气流速度。(即空气对地速度)

$W_2$ 为相对速度(气球对空气的速度)

因为:  $W_1 = W + W_2$

所以:  $W = W_1 - W_2$  ( $W_1$ 值可由探空曲线查出)

在附水结冰可能性小的强上升气流区,  $W_2$ 可类似晴空区情况计算。但实际值应大于文中值。

根据16次进入雹云探空资料分析表明:

(1) 雹云中垂直气流分布:

图1.3①②③曲线表明: 雹云中垂直气流速度随高度的分布近似抛物线, 即垂直气流速度随高度的增加而增大, 在雹云中上部达到极大值, 往上垂直气流速度又迅速减小, 出云后有一段持续而微弱下沉气流。强雹云中的垂直气流速度都超过12米/秒, 目前测得最大值为28米/秒, 造成重灾或特重灾害。同时也探测到, 云中垂直气流随高度的分布成抛物线, 但有两个峰值(是否因为气球在雹云中的漂移而造成的两个峰值, 有待进一步探讨), 分别出现在云层中上部和中下部, 峰值愈大, 冰雹愈强, 峰值愈高, 冰雹愈大。上升气流成抛物线分布的特征, 对云体的发生和维持有密切相关, 它不断输送了大量水汽, 并支撑着降水粒子增长, 导致大水滴积蓄在云层中上部, 造成悬挂回波里的冰雹生长区。

由于气球入云部位不同, 常探测到雹云中有下沉气流。有时测得整层均为起伏或下沉气流, 负极大值多出现在云层中下部。

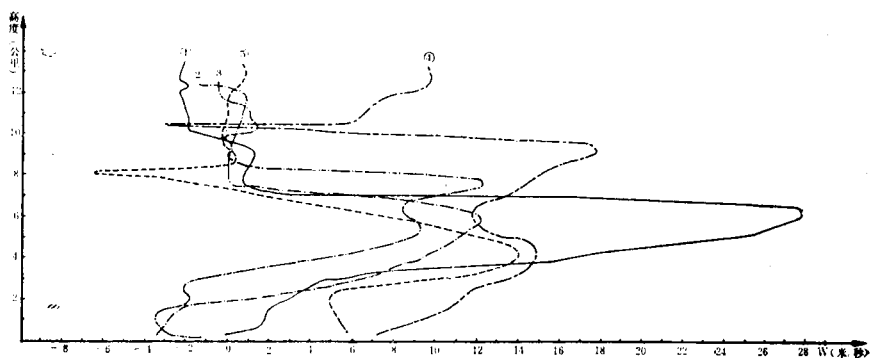


图1.3 雹云垂直气流随高度变化曲线比较图

- ①1974年7月23日15时24分 石门峴测站      ②1973年7月25日13时28分 石门峴测站  
 ③1973年7月5日16时30分 黄金山测站      ④1978年8月10日16时58分 石门峴测站  
 ⑤1979年6月21日13时40分 石门峴测站

### (2) 强雹云二维结构一例。

根据雹云垂直剖面和平面向波及地面实况，高探空资料综合分析，可推测：上升气流从雹云的移行前方右侧底部进入雹云，通过雹云主体，从云层上部移行的前方离开雹云；下沉气流从雹云后部，云层中部进入雹云，又从雹云底部离开雹云，从气流场配合看，雹云的低层水平风场是向云中辐合的，雹云顶部上空气流是辐散的。（图1.4）

### (3) 雹云内高空风与09时高空风对比分析：

根据11次入雹云探空资料分析，雹云内水平风场随高度的分布特点是：高空水平风速随着高度的增加而逐渐减小，最小值出现在雹云中部（海拔6—7公里），水平风速很小，为1—4米/秒，海拔10公里以下（相当云顶高度以下）的各层水平风速比09时测得各层风速小得多，而海拔12公里以上高空风速比09时探测结果偏大，雹云中部以下的高空风与09时相比有较大的风向切变，雹云顶位于最大水平风速层下约一公里左右。

### (4) 雹云移向与高空风的关系：

冰雹云的移动方向，根据11次雹云资料，平均移向121度，与永登试验区09时探空所测得4000米至10000米（相当于云底至云顶）平均风向基本一致，略有些偏角，大部分为右偏角，冰雹云最大右偏角为30度，四次左偏角在4度以下，强雹云的移向都是偏于平均风向的右侧。

## (三) 环境风的分析

根据1971—1978年永登防雹基地石门峴测站140次雹日09时测风资料分析（图1.5），高空风的垂直分布是：近地层风向为北东北，风速约3米/秒左右；从5.5公里—18公里均为偏西气流，3—6公里有明显的风向切变，切变的极大值出现在5—6公里；6—12公里有明显的风速切变，风速切变的极大值出现在9—10公里，风速最大值在12公里高度；10—14公里为高空急流区；14公里以上风速迅速减小，风向作顺时针旋转；24公里以上为偏东气流。

## (四) 冰雹云的环境温度

### (1) 雷雨日、冰雹日09时温度的垂直分布

根据137次雹日和85次雷雨日资料统计分析表明：

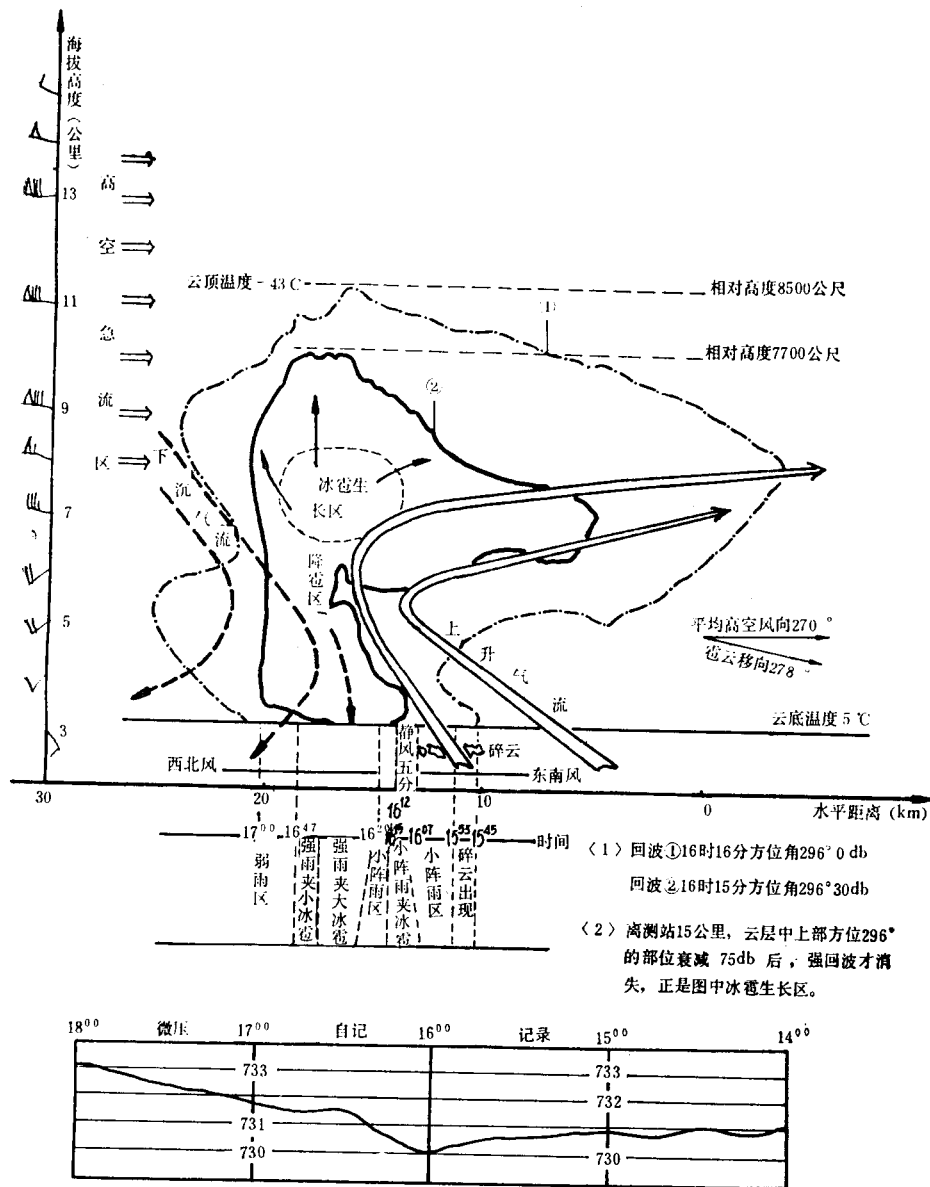


图1.4 1973年9月4日冰雹云结构示意图

①地面到265mb (约云顶高度) 雹日比雷雨日的温度偏低, 尤其突出的表现在450—300mb之间, 最大值出现在300mb左右, 可达2.6°C, 强降雨平均可达3.5°C, 最大可达5.0°C; 而高空200—80mb雹日温度显著偏高, 最大差值出现在100mb, 为1.9°C; 260—200mb层雹日与雷雨日温度分布及递减率都相同。

②300—265mb, 雹日温度递减率由1.4°C/10mb减到1.3°C/10mb, 而雷雨日的递减率则可由1.8°C/10mb增加到1.8°C/10mb。

③-20°C—-32°C层及其各层离地高度。表1.1统计表明: 雹日比雷雨日低21mb, 就其雹日来说, 随着雹日强度的增强, 各主要温度层离地高度也是逐步降低的, 强降雨的各主要温度层处于最低处。进一步表明: 高空有强降温, 使云中自然成冰区大为增加, 有利于冰雹的



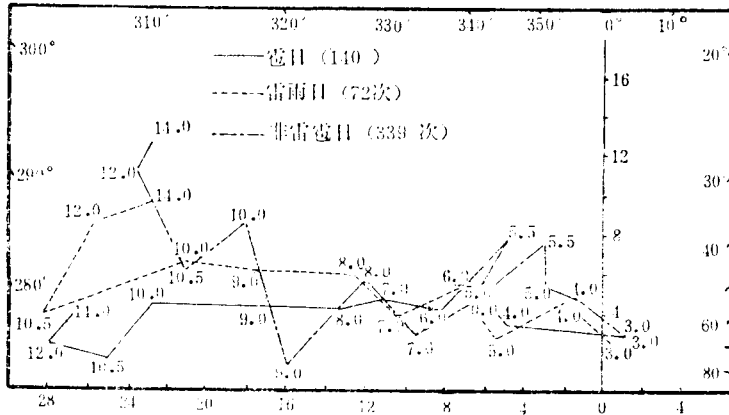


图1.5 1971—1978年永登防雹基地石门峡测站雹日、雷雨日、非雹雷雨日09时高空风分析图

对38块雷雨云和67块雹云回波与09时探空对照分析(图1.6): (雷达经过标定)

表1.1 各主要温度层所对应的海拔高度

类别	高度(mb)	层			
		-20℃层	-25℃层	-30℃层	-32℃层
强雹云海拔高度		405	366	332	317
中等雹云海拔高度		400	359	325	312
弱雹云海拔高度		402	357	323	307
雷雨云海拔高度		384	344	309	297

表1.2 0℃层和各主要温度层的高度差表

	次数	$\Delta H_{(0--20^{\circ}\text{C})}$	$\Delta H_{(0--25^{\circ}\text{C})}$	$\Delta H_{(0--30^{\circ}\text{C})}$	$\Delta H_{(0--32^{\circ}\text{C})}$
雹日	137次	182mb	222mb	258mb	271mb
雷雨日	85次	191mb	231mb	266mb	278mb

①逐月雷雨云、雹云回波顶高和温度对比。

雹云回波顶高所对应温度比雷雨云要低 $2^{\circ}-6^{\circ}\text{C}$ 。六月份最为显著,雹云偏低 $6.1^{\circ}\text{C}$ ,雹云强回波顶高度所对应温度比雷雨云要低 $10^{\circ}-16^{\circ}\text{C}$ ,七月份最为显著,雹云偏低 $16.3^{\circ}\text{C}$ 。

随着月份的增加(6—8月),雷雨云回波顶高是增加的,由7270公尺增到7910公尺,而雹云回波顶高是下降的,由8630公尺降到8120公尺。但雹云和雷雨云强回波顶高是增加的,雹云由6270公尺增到6890公尺,雷雨云由4990公尺增到5660公尺。表明:7—8月份雹云回波顶高度虽然没有六月份那么高,但强回波顶高度比六月份显著增高,对应地面实况,7—8月份降雹强度比六月份要强的多。而雷雨云降水量也比六月份大得多。

进一步表明:强回波顶高和对应的温度是区分降雹、降水强度较好的指标。

形成。

$0^{\circ}\text{C}$ 层和各主要温度层的高度差(表1.2),统计表明:雹日 $0^{\circ}\text{C}$ 层和 $-20^{\circ}\text{C}$ 层的高度差 $\Delta H_{(0--20^{\circ}\text{C})}$ 为182mb,雷雨日为191mb, $0^{\circ}\text{C}$ 层和各主要温度层的高度差,雹日比雷雨日小7—9mb,表明雹日这层垂直温度梯度大,导致对流层中上层大气不稳定。

(2)雷雨云、雹云顶高和所对应温度。

②雷雨云和不同强度雹云云顶温度对比。

雷雨云与弱雹云的回波顶高均为7500公尺和强回波顶高5300公尺左右，其对应温度分别为 $-37.0^{\circ}\text{C}$ ， $-23.0^{\circ}\text{C}$ 左右，并无显著差别，基本是一致的。但随着雹云的增强，回波顶高和强回波顶高以及其所对应的温度有明显差异。中等雹云回波顶高8480公尺，对应温度 $-42.6^{\circ}\text{C}$ ；强回波顶高6440公尺，对应温度为 $-32.8^{\circ}\text{C}$ ；强雹云回波顶高9140公尺，对应温度 $-45.6^{\circ}\text{C}$ ，强回波顶高7700公尺，对应温度为 $-38.8^{\circ}\text{C}$ 。表明：云顶对应温度具有指示雹云强弱的意义。(表1.3)为雷雨云和不同强度雹云云顶温度对照表。

(3) 负温区厚度。

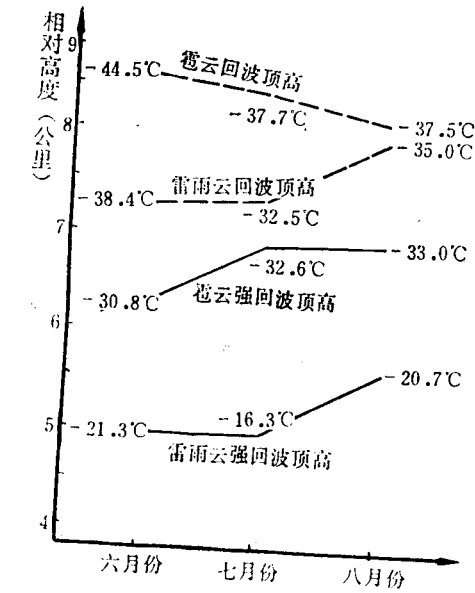


图1.6 6、7、8月雷雨云、雹云回波顶高与温度的关系

根据67次冰雹云回波顶高平均相对高度为8390公尺(雷达站海拔2480公尺)， $0^{\circ}\text{C}$ 层海拔高度为4530公尺，(比雷雨云 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度偏低130公尺)， $0^{\circ}\text{C}$ 层以上的负温区厚度为6340公尺，随着雹云的增强，负温区也愈厚，强雹云

负温区厚度可达7050公尺。强回波负温区厚度，随着雹云强度的不同，更有明显的差异，弱雹云强回波负温区厚度3300公尺，中等雹云为4460公尺，而强雹云可达5600公尺。根据38次雷雨云回波顶高平均相对高度为7570公尺，雷雨云的负温区厚度为5390公尺，强回波负温区厚度为3120公尺。分析表明：负温区愈厚，则冰雹愈强；雷雨云和雹云在强回波负温区厚度

表1.3 雷雨云和不同强度雹云云顶温度对照表

	回波顶高			强回波顶高		
	次数	平均高度 (mb)	所在高度温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	次数	平均高度 (mb)	所在高度温度 ( $^{\circ}\text{C}$ )
雷雨云	38	266	$-37.4^{\circ}\text{C}$	34	367	$-22.3^{\circ}\text{C}$
弱雹云	22	267	$-38.0^{\circ}\text{C}$	20	364	$-24.7^{\circ}\text{C}$
中等雹云	22	234	$-42.6^{\circ}\text{C}$	21	308	$-32.8^{\circ}\text{C}$
强雹云	23	211	$-45.6^{\circ}\text{C}$	23	262	$-38.8^{\circ}\text{C}$

上有明显的差异，雹云要厚一千四百公尺左右，强雹云要厚二千五百公尺。

(4) 云顶与云顶附近逆温层的关系。

对136次雹日和74次雷雨日09时的逆温层与午后回波顶高对比分析表明(图1.7)：雷雨云和弱雹云的雷达回波顶高可进入云顶附近的逆温层，但平均不会突破逆温层；而中等强度雹云和强雹云，由于上升气流强烈，远比雷雨云和弱雹云大，其回波顶高则可突破逆温层600—800公尺，强雹云的强回波顶可进入逆温层中。

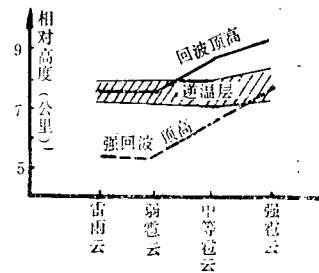


图1.7 逆温层与回波顶高对照图

雷雨云云顶逆温层中间层所在温度为 $-36.5^{\circ}\text{C}$ ，而雹云为 $-38.8^{\circ}\text{C}$ ，雹云比雷雨云低 $2.3^{\circ}\text{C}$ 。

### (五) 雹云内温度的分布

根据入雹云和09时探空分析有以下几个特点：

#### (1) 云底与云顶温度。

十四次入雹云探空表明：雹云云底离地面约1100公尺，云底温度为 $6^{\circ}\text{C}$ ，云顶高度离地面8800公尺，云顶温度为 $-43^{\circ}\text{C}$ 。九次入雷雨云探空表明：雷雨云底离地面1370公尺，云底温度为 $3^{\circ}\text{C}$ ，云顶高度离地面7600公尺，云顶温度为 $-39^{\circ}\text{C}$ 。分析指出：雹云顶温度比雷雨云要偏低 $4-6^{\circ}\text{C}$ ，并随着雹云强度的增强，云顶温度明显下降，即过冷区域大为增加，也就是说：云底温度和云顶温度很大程度上可以决定云内水相和降水性质。

#### (2) 雹云内外温度的对比分析：

①十次入雹云和当天09时探空对比分析表明（图1.8）：雹云内外的温差随高度的变化近似抛物线分布，它与垂直气流速度随高度的分布很相似，雹云内外的温差随高度而增大，在某一高度达到极大值，向云顶又迅速减小，最大温差层与最大垂直气流速度层高度基本上是互相配置的，出现在 $400-300\text{mb}$ 之间，在同一高度雹云内温度可以超过周围环境的温度（09时的温度） $1-10^{\circ}\text{C}$ ，目前测得最大差值为 $13.5^{\circ}\text{C}$ 。

②五次同一时间（或前后仅隔 $1-2$ 小时）在雹云内外施放探空对比分析表明（图1.9）：雹云的上半部维持有较大的温差，最大温差层出现在 $400-300\text{mb}$ 之间，在同一高度雹云内的温度可以超过周围环境温度 $1-5^{\circ}\text{C}$ ，目前测得最大差值为 $5.1^{\circ}\text{C}$ 。

从十次和五次结果表明：雹云内外温差随高度的变化趋势，都是一致的，成抛物线分布，最大温差层出现在 $400-300\text{mb}$ 之间，只不过同一时间云内外温差的差值小一些。

以上研究指出，雹云上升气流内温度具有暖心结构。是因为水滴在发生冻结时，由于相变而释放潜热，增高了云内温度，当上升气流增大，则相变发生愈剧，而释放的潜热就愈多，云内外温差就愈大。

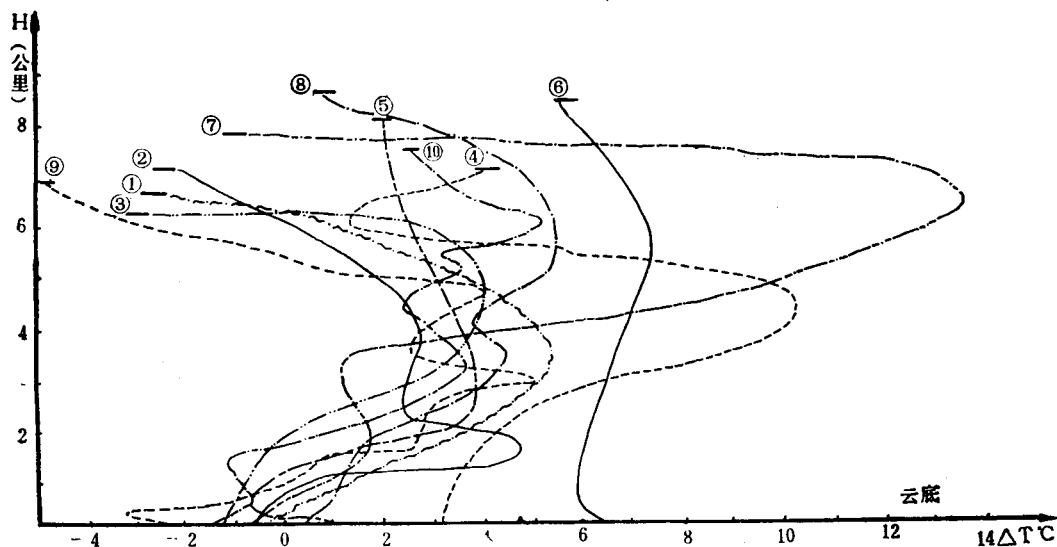


图1.8 10次雹云内外温差随高度变化曲线（入雹云探空与09时探空对比）

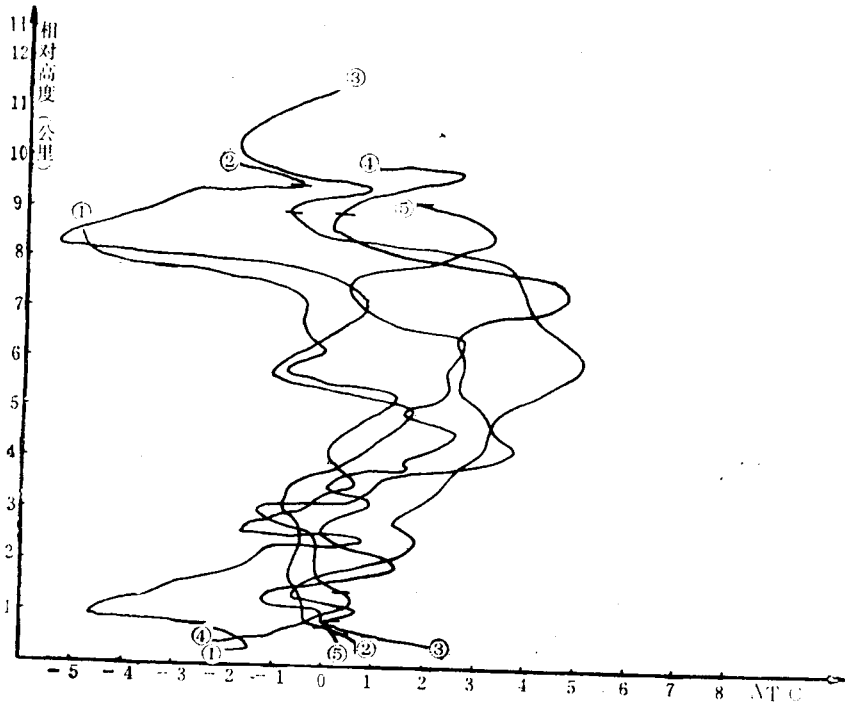


图1.9 五次雹云内外温差随高度变化曲线（同一时间或间隔1—2小时云内外施放探空对比）

①1979年7月17日 ②1979年7月19日 ③1979年6月21日

④1979年7月20日 ⑤1978年7月17日

— 云顶  
- - - 云底

分析中还发现：云底上方1—2公里的云中，温度比周围环境温度低1—4℃（当时测站已出现降水）；雹云顶附近温度与环境温度相比，一般也是偏低。

### （3）云内温度垂直分布。

根据11次入雹云探空表明：云内温度垂直分布是湿绝热递减的，温度曲线与露点曲线接近重合。上升速度最大值所在高度的温度为-14℃—-32℃。

## 第二章 超级单体雹暴及其龙卷特征

### 第一节 冰雹及其指状回波的形成

经研究表明，超级单体的形成是由多块小单体在一个主要单体上併合而成，它的右侧有一个指状回波。整个指状回波及其根部附近的主体回波都是强降雨区。超级单体入流缺口处气流中下层为顺时针旋转，中上层反时针旋转的上升气流将一部份冰雹粒子带到右侧降落，形成了指状回波。

1978年8月10日17时前后，永登石门岷地区发生了一次强冰雹过程（简称78810冰雹），冰雹最大直径达5厘米，石门岷测站单站降雹持续23分钟，强降雨雹范围长约20公里，宽约12公里，造成了这一地区的严重灾害。雷达对这次过程进行了较为系统的观测，发现雹云回波

的右侧有一个很强的指状回波，降雹部位正在指状回波及其根部附近。本章将根据雷达资料和入云测风资料以及当日的气象资料，对78810冰雹云右侧的指状回波的形成作一些论述，并对这类冰雹云的气流结构作某些描述。

### (一) 雷达回波特征

16时05分，在平面位置显示器上测站西北边有一条东西向的带状回波，带上的回波单体各自分开，没有併合，中间有一块较大的单体。这条回波带中间较大的单体发展南压，其它回波单体发展併合，到16时19分时全增益回波几乎弥合成一个整体。但经衰减之后强回波仍然分开，成为倒人字形回波排列，中间较大的回波是倒人字形的顶点。雹云以每小时20公里的速度向145度方向移动。16时42分整体回波仍然呈倒人字形排列，位于汇合点上的主回波右侧的指状回波已经十分明显。倒人字形回波到17时03分发展成一个大单体，这个单位右侧有一个很强的指状回波（图2.1），它的演变如图2.2。从图2.2中可以看到指状回波衰减30db之后其形状变化不大，面积也缩小不多，表明指状区域回波强度是很强的。指状回波在移动



图2.1 17时03分回波，0db，仰角5度，每圈10公里

过程中不断变化。从16时42分到17时03分指状回波在移动中迅速扩展增强。16时53分石门岷测站开始降雹，降雹之后，指状回波也在不断的变化，有时变成钩状回波（17时19分）。17时45分以后回波减弱，指状回波也迅速变小。指状回波从生成到消失约维持1小时40分钟。指状回波消失地面降雹也相应停止，整个雷暴过程趋于消散。

17时22分从261度方位上对雹云的指状回波进行了垂直观测，所剖的部位见指状回波演变图2.3，正是指状弯曲的地方。图2.3绘制了0db、25db、35db的高显回波，

低层有一个无回波区，这正是平显回波上对应的弯曲部分与主体回波之间的无回波区，这个区域可延伸到3.5公里附近（0db）。从25db强回波廓线可见这个无回波区可延伸到4.5公里附近。35db强回波分出一个柱状回波独立在主体强回波之外。从图2.3可以看出，指状回波弯曲部分与主体回波之间的无回波在3.5公里以上（0db）已不存在，显示出3.5公里高度以上都为回波所充满，也就是在高层有一个砧状回波伸展在低层无回波的上方。随着衰减接收机增益的db数的增大，这个无回波区（弱回波区）所达高度逐渐上抬，出现了柱状强回波（35db），它的高度达6.5公里。这一事实表明，78810冰雹的指状回波不仅在低仰角的平显回波上可以出现，而且在较高的高度上指状回波的强区仍然存在。

低仰角平面显示器所显示的回波图象上，强回波区域对应的地区有降水物出现，这已为许多雷达资料和降水实况资料所证实。对于指状回波一般文章中提到的降雹部位在靠近主体回波的根部附近，而整个指状回波（强回波区）是否对应着地面降雹并没有提及。78810冰雹的指状回波正位于试验区小尺度测站网点内移动变化，地面资料较全，降雹之后立即进行了实地调查，重雹区域如图2.4。将降雹实况图和指状回波演变图进行对照，重雹区域对应的正

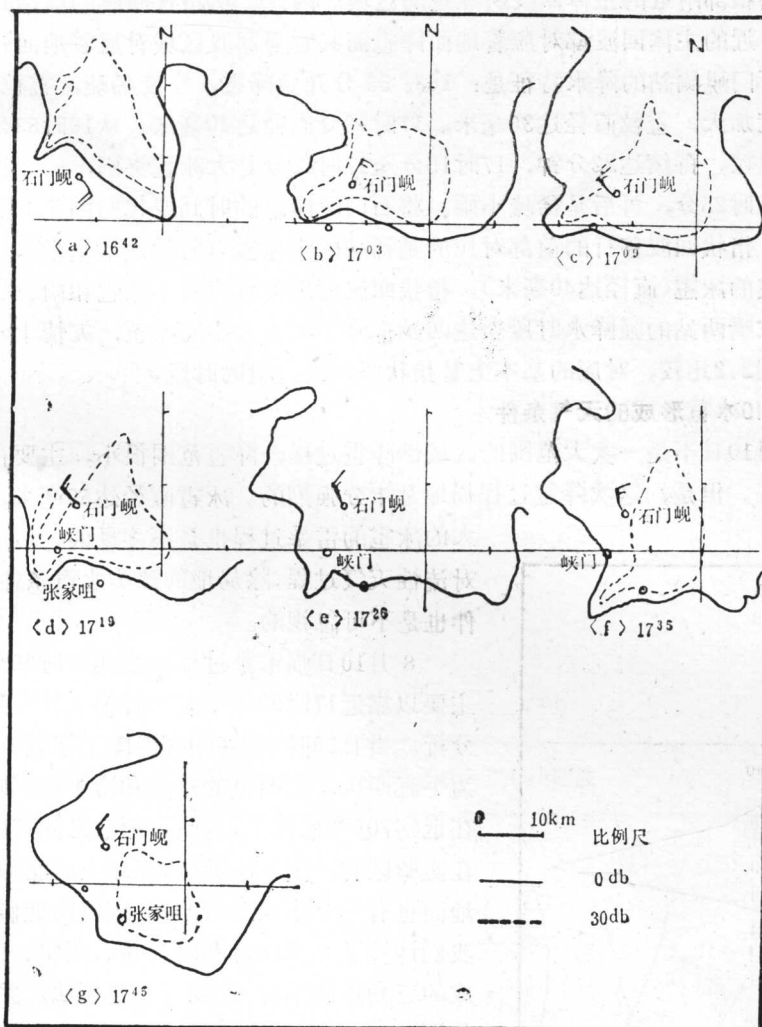


图2.2 指状回波演变图

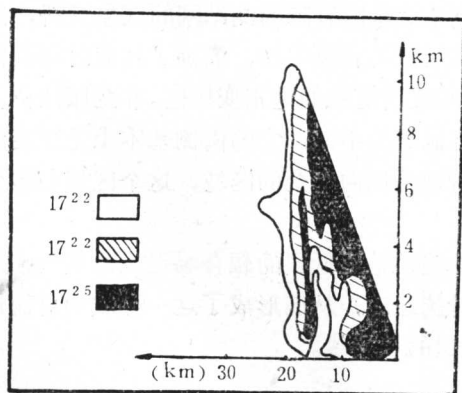


图2.3沿261°垂直剖面图

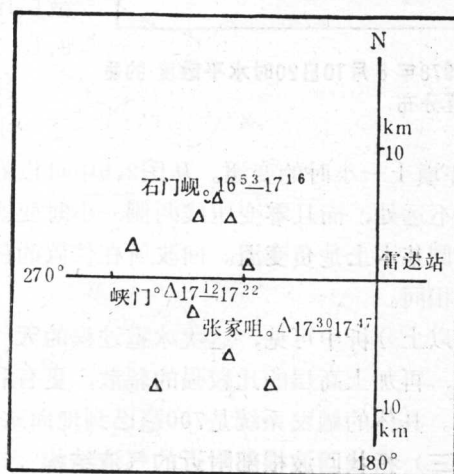


图2.4 降雹实况图

是指状回波及其根部附近的主体回波所经过的区域。因此，从指状回波的前端到指状回波的根部以及根部附近的主体回波都对应着地面降雹而其它强回波区域对应着地面较强的雨区。

雹云经过石门峒测站的降水特征是：16时53分开始降雹，密度稀疏，雹粒较小。17时00分开始，密度加大，雹粒直径达36毫米。17时13分直径达40毫米。从16时53分开始到17时15分纯是冰雹颗粒，持续达22分钟，17时15分至17时16分是大冰雹夹雨，一分钟后变成雨夹小雹，持续到17时25分，再后是稀疏小雨。将石门峒降水的时间变化与图2.2的回波演变比较，可以看出，指状回波移行的前部对应的是稀疏的大冰雹（直径达20毫米），强回波区域对应着大而密集的冰雹（直径达40毫米），指状回波的后部对应着小冰雹和雨。另外，图上标出了峡门和张家嘴两站的强降水时段。这两站都降了鸡蛋大小的冰雹，灾情十分严重。这一强降水时段与图2.2比较，对应的基本上是指状强回波过境的时段。

### (二) 78810冰雹形成的天气条件

1978年8月10日不是一次大范围的区域性降雹过程，降雹范围很小，主要在祁连山东侧海拔较高的山区。但是，这次降雹过程局地是十分强烈的。冰雹直径达50毫米，实测到这么大的冰雹的雷暴过程也是不多见的。造成这样强烈的对流性天气过程，除局地的热力水汽条件之外，天气条件也是不可忽视的。

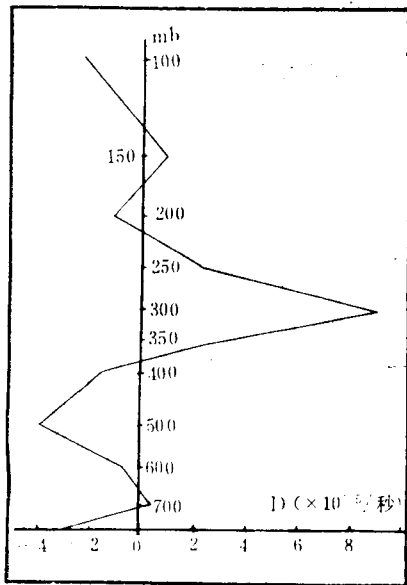


图2.5 1978年8月10日20时水平散度的垂直分布

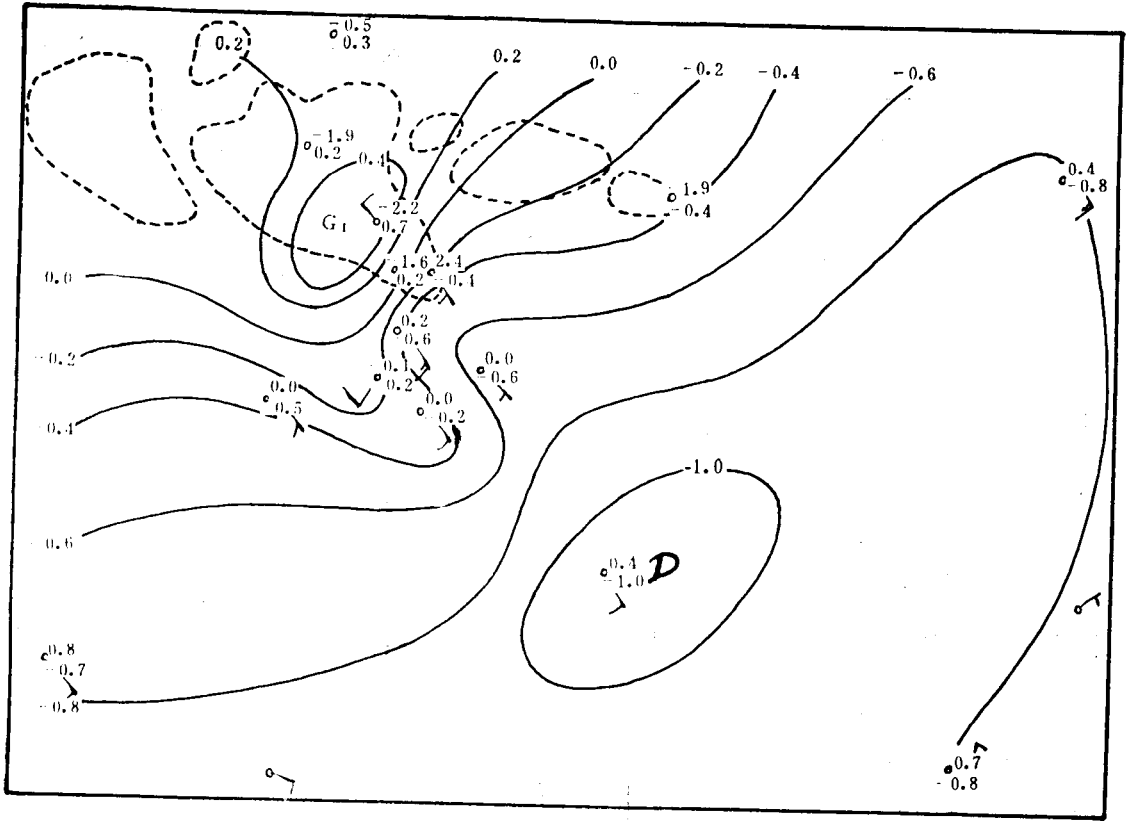
8月10日强雷暴过程发生在17时00分前后，我们主要以靠近17时00分当天20时的天气形势为依据进行分析。当日20时中空500毫巴图上在兰州、西宁上空为平直西风，无明显的槽线和冷平流影响这个地区。在低空700毫巴图上，兰州、西宁之间有南北向槽线，在实验区有一闭合小低压，高原上向北伸出一个暖舌。地面也有一个小切变线与700毫巴的低值区相配合。我们计算了8月10日20时兰州、西宁、民勤三站所组成的三角形内平均散度（三角形法，并作了修正），如图2.5。从图2.5中可见无辐散层比较高，约在380毫巴，380毫巴以下为辐合。380毫巴至220毫巴之间辐散层比较集中，最大辐散在300毫巴，最大辐散量为 $9.1 \times 10^{-5}$ /秒。

我们利用试验区有限的测站网的气象资料，绘制了一小时的变压场和风场图，描画了相应时刻的雷达回波，并填上一小时的变温。从图2.6中可以看出，回波所对应的是正变压区，零变压线位于回波前沿不远处，而且零变压线两侧一小时变温也有显著的不同，它的南侧基本上是正变温，它的北侧基本上是负变温。回波所在位置的前沿附近是风向切变的区域，这个区域与零变压线大致相同。

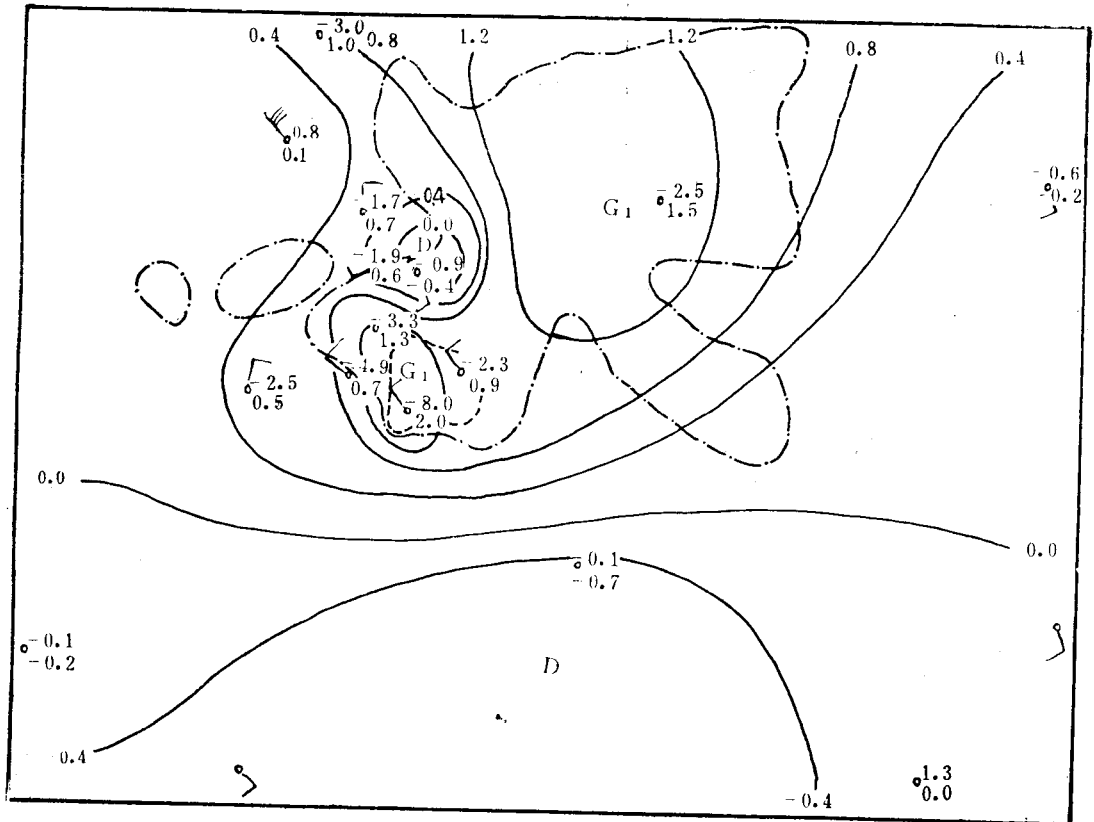
从以上分析中可见，这次冰雹过程的天气条件主要是中低层的辐合场造成的空气强烈上升运动，再加上高层的较强的辐散，更有利于对流运动，从而形成了这一区域的对流性天气过程。具体的触发系统是700毫巴到地面这一浅层的切变线。

### (三) 指状回波根部附近的气流结构

石门峒测站在雹云来临时于16时58分施放了探空气球，释放时已经降落稀疏的较大颗粒



a. 16时 实线为变压线；虚线为0db回波



b. 18时 实线为变压线；虚线为30db回波；点划线为0db回波

图2.6 变压场和风场图



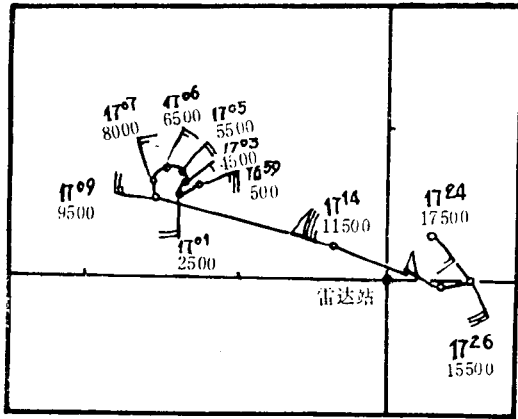


图2.7 气球投影到地面上的轨迹 (图中数字, 上为时间, 下为高度米)

米/秒, 这个高度已在云顶附近。根据701雷达测风记录计算了气球某一时刻所在的空间位置垂直投影到地面的点的轨迹如图2.7。图上标出了气球所在空间位置距雷达站平面 (海拔2500米的水平面) 的高度和气球所在该空间位置的时刻, 以及该高度上的风矢。从图上可看出, 轨迹与高空风一样反映了云中气流的中下层反气旋式旋转、中上层气旋式旋转的特征, 而且气球在高空风的作用下顺着风的方向移动, 即在近地浅层的东北风作用下气球向西南移动, 中层偏东南风的作用, 气球偏东北移, 中上层的偏东北风又使气球向西南移, 到了云顶附近和出云之后, 随着环境风迅速向东南移动。

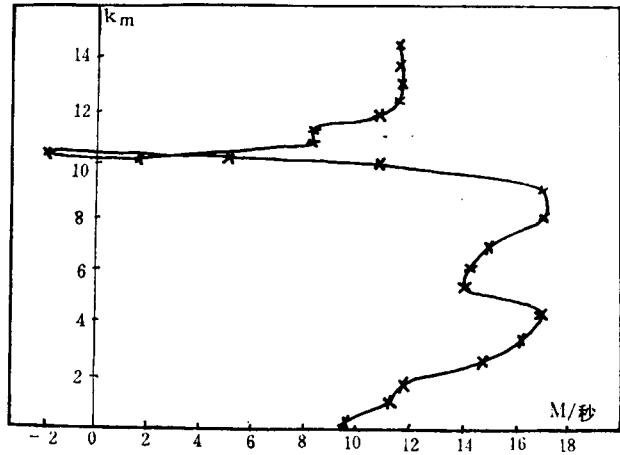


图2.8 气球对地升速

利用时高线, 以一分钟为间隔, 计算了每分钟间隔气球相对地面的平均升速 (图2.8)。从图2.8中可以看出, 海拔6和7公里之间, 10.5和12公里之间是两个升速最大层, 这两层都是风向切变层。在云顶附近 (雷达回波最高回波顶为10500米) 有一个下沉气流区。

根据本节气球的轨迹, 结合雷达回波特征, 可以对指状回波根部附近的气流结构作一番描述: 在指状回波根部附近 (入流缺口处) 雹云移行的前方低层有一股偏南斜升气流进入雹云, 随高度作顺时针旋转, 达中层之后这股气流随高度作反时针旋转, 逐渐偏向雹云移向的右侧, 然后在环流风场的作用下又从雹云前方流出。

#### (四) 指状回波的形成

雷达探测到的强回波高度达6.5公里的指状回波是大的冰雹粒子对雷达波强散射形成的, 地面与之相对应的是强的降雪区域。大的雹粒如何降落到主体回波的右侧, 这与雹云内气流结构有关。上一节已经讨论了指状回波根部附近入流气流到了中层以后作反时针旋转,

的冰雹, 结合17时03分的回波位置, 考虑雹云每小时20公里的移速, 气球入云位置是30db强回波前沿附近, 没有进入雹云前部强上升气流区。这次入云探空用701雷达进行了测风, 711雷达配合取了雹云回波照片, 同时常规探空仪获得了压温湿的资料。

测风的结果是这样的, 近地浅层中由于地面已经降雪, 雹粒的拖曳与地面作用使风向为东北风。近地浅层以上到6公里为东南风, 风向顺时针旋转, 到6公里近于南风, 风速随高度减小。6公里与7公里之间风向突然转为东东北风, 风向随高度反时针旋转, 风速变化很小。10.5公里与12公里之间风向又一个很快的变化。12公里为西风19