

李洪业 徐旭然

(山东省烟台市气象局, 264001)

提 要

冷流低云降雪是冬季山东半岛北部沿海地区独特的天气现象,为了研究冷流低云降雪的成因,通过对烟台(站)1981—1990年11月—次年3月的50个月逐日逐时的降雪资料、气温资料及海面温度资料分析和探讨,认为适宜的环流形势、海-气相互作用、低层稳定度、低层风切变及地形的抬升作用是冷流低云形成并产生降雪的主要原因。

关键词: 冷流低云降雪 成因 海-气相互作用

引 言

冬季,高空槽过后处在西北冷平流下,各地天气晴好,而山东半岛蓬莱以东的北部地区及其近海常常乌云密布,雪花纷飞,有时能见度仅几十米,有时积雪较深,阻塞交通,给工农业生产及交通安全带来了很大影响。这种云颜色灰黑,云体臃肿扁平,块状清楚,边缘模糊,具有层积云的结构,但降雪具有明显的阵性特点,我们称之为冷流低云。

对于冷流低云降雪成因的研究,许多学者做了大量工作,本文在此基础上从环流形势、海-气相互作用入手,采用本地气温与海温资料对比分析的方法,分析冷流低云降雪形成原因及其降雪特点。

1 冷流低云降雪的统计特征

1.1 资料整理

利用烟台市气象台1981—1990年11月—次年3月逐日逐时的降雪资料进行统计,共有雨雪日484天,除去冷锋、气旋、倒槽等系统降的雨雪外,冷流降雪272天,占总雨雪日的56.2%。也就是说烟台冬季有一半以上是冷流降雪,其中1月份冷流降雪占75.2%(见表1)。

表1 烟台各月降雪日数

项目	11月	12月	1月	2月	3月	合计
总雨雪日数(S)	104	117	129	102	32	484
冷流降雪日(A)	31	75	97	59	10	272
A/S(%)	29.6	64.1	75.2	57.6	31.3	56.2
≥0.1mm冷流降雪日数(B)	18	40	45	23	2	128
B/A(%)	58.1	53.3	46.4	39.0	20.0	47.1

1.2 冷流降雪的年、月际变化

烟台年平均冷流降雪27.2天,平均降雪量19.5mm。年际差别较大,最多年份冷流降雪45天,降雪量41.2mm(1983—1984年);最少年份仅有18天,降雪量5.1mm(1986—1987年)。月际分布不均,最多的1月份,几乎每3天就有一次冷流降雪,3月平均仅1天(见表2)。

表2 烟台历年各月冷流降雪日数

年度	11月	12月	1月	2月	3月	合计	雪量
1981—82	5	5	10			20	14.2
1982—83		8	8	10		26	25.0
1983—84	5	12	15	10	3	45	41.2
1984—85			17	7		24	5.3
1985—86	4	17	12	6		39	30.9
1986—87	3	3	5	7		18	5.1
1987—88	3	8	8	8		27	23.4
1988—89	6	8	5	4	3	26	9.5
1989—90	3	5	13	2		23	10.1
1990—91	2	9	4	5	4	24	29.8
合计	31	75	97	59	10	272	194.5
平均	3.1	7.5	9.7	5.9	1.0	27.2	19.5

1.3 冷流降雪的时空分布及降雪特征

由表3可见,11月下旬起冷流降雪日数明显增多,2月下旬后明显减少,1月份最多。

冷流降雪出现最早的是11月6日(1981

年)。一次冷流降雪过程短的仅几分钟,长的可连续数日,如1990年1月19—27日连续9天。

表3 烟台历年平均各月逐旬海、气温差及冷流降雪日数

项目	10月			11月			12月			1月			2月			3月			
	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	
海温 t_w	20.5	18.5	16.6	14.4	11.9	9.3	7.8	5.8	4.2	3.4	2.4	1.7	1.3	1.9	1.9	2.5	3.8	5.1	
气温 t	-17.7	15.7	14.1	11.3	8.6	5.8	4.8	1.9	0.7	0.5	-0.6	-1.0	0.3	1.3	1.0	3.1	5.3	6.8	
$t_w - t$	2.8	2.6	2.5	3.1	3.3	3.5	3.0	3.9	3.5	2.9	3.0	2.7	1.0	0.6	0.9	-0.6	-1.5	-1.7	
冷流降雪日数				4	6	21	21	29	25	30	29	38	22	22	15	5	3	2	

资料来源:1988—1993年 t_w 为烟台海洋管区实测, t 为烟台气象台实测值。

冷流降雪多发生在蓬莱以东的山东丘陵脊线以北地区及近海;脊线以南冷流降雪很少发生(见表4);降雪量以微量居多,小雪次之,中等以上的降雪也有。日最大降雪量15.9mm(1990年12月1日)。1985年1月4日22时—9日14时连续5天降雪,总量为0.0mm。

表4 丘陵北坡烟台与南坡莱阳降雪量对比

日期	87.12.5	88.1.9	88.1.22	90.1.24	91.1.7
烟台	2.5	1.0	5.5	1.0	1.7
莱阳	0.0	0.0	0.0		0.0

统计表明,产生冷流降雪时本站风向为N—WNW的234天,占86%。

2 冷流降雪的成因分析

2.1 环流形势

分析冷流降雪产生前一天的天气形势,700hPa天气图上亚洲部分多为一涡一脊(或一槽一脊)型。巴尔克什湖—西伯利亚为高压脊,原苏联滨海省—我国东北地区为低涡区。低涡南伸槽虽已移过山东半岛,但本区仍处在西北风的冷平流区里,等高线呈气旋式弯曲。东北低涡后部不断有小横切变带动新的冷空气南摆,影响我区。地面图上本区处在内陆冷高压前部、日本海低压后部的偏北流场里。等压线在东北地区呈S—N或NE—SW走向,在过山东半岛时由于地形作用发生气旋式弯曲,本站地面未来吹N—WNW风(图略)。

当冷空气从贝加尔湖以东经蒙古东部南下时,一般低涡位置偏南,在乔巴山与锡林浩

特之间有一东北风与西北风的横切变,冷空气南下速度快,变性小,流经渤海、黄海时海气温差大,产生冷流降雪机率高,雪量大(图略)。

当冷空气从贝加尔湖以西经蒙古中部南下时,一般环流较平,低涡位置偏北,高压脊偏后。低涡后部的横切变在乔巴山与沙音山德或沙音山德与锡林浩特之间,冷空气产生冷流降雪量小(图略)。

2.2 海气相互作用

2.2.1 海洋的作用

山东半岛北部、西北部濒临黄海、渤海,由于陆地受热散热的分布层较浅,对气温的影响较大;海洋热容量大,通过透射和乱流混合作用受热散热的分布层较深,因而海水温度的变化较气温及陆地的变化要平缓得多,并有滞后现象。冬半年对马暖流西分支把外海暖水输送到黄海、渤海,表层水温表现为由黄海伸向渤海一个高温水舌(见图1)。冬季,冷空气流经海面时海水对大气增温、增湿,便形成了海面与陆地上空、近海面上空与其较高层次空气的物理属性的差异,促进了海面与大气之间的热量交换。

2.2.2 海-气热量交换

平流在海面上的空气与海面之间有显热交换^[1]。由文献[1]可见,显热交换与海气温差 $[t_w - t_a]$ 和风速 u 成正比。冬季干冷空气过境,风速大,气温骤降,海气温差加大,热量交换加剧。例如1990年12月1日本站日平均气温 -1.7°C ,平均风速 $11\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,表层水温

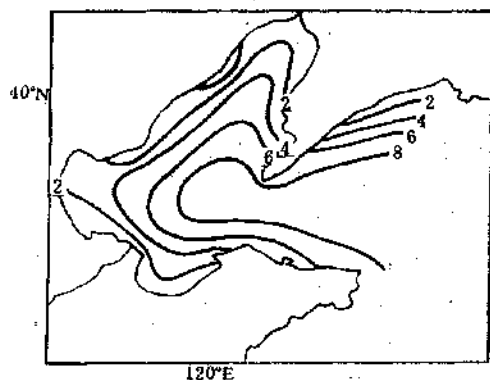


图1 渤海、黄海 1960—1969 年 12 月表层水温平均图

8.1°C。显热交换 $Q_c = 5.13 \times 9.8 \times 11 \approx 553.0 \text{ 卡} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{天}^{-1}$, 1cm^2 海面向大气输送 553 卡的热量, 整个海面输送的热量就相当可观了。低层空气增温、增湿, 温度直减率加大, 呈不稳定层结, 凝结高度降低, 都为对流运动提供了条件, 使之在近海面层形成具有一定对流性的层积云并产生降雪。

2.2.3 低层稳定层的作用

通常情况下高空冷平流区下方有下沉运动, 下沉增温在低层层结曲线上形成一个稳定层(逆温层或等温层), 见图 2, 稳定层的存在阻碍了低层水汽向上输送和热力对流的垂直发展, 使热力对流在稳定层下进行, 水汽在稳定层下积聚、凝结, 生成云并产生降雪, 观

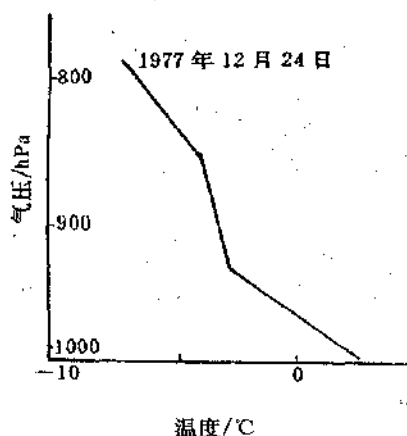


图2 烟台站 1977 年 12 月 24 日 08 时层结曲线

测发现冷流降雪时的云高一般在 500—900m。这也是冷流低云虽没有典型的清晰轮廓和云顶上隆现象, 但产生的降雪具有明显阵性特点的主要原因。

2.2.4 季节的作用

表 3 可见, 10 月各旬虽然海气温差都远比 2 月份大, 为什么 10 月份无冷流降雪呢? 主要是 10 月海温与气温平均值都比较高, 冷空气势力不强, 过境后的降温作用还不能使近海面上空的暖湿空气凝结成冰晶, 很难产生冷流降雪。11 月后冷空气势力逐渐增强, 海温与气温迅速下降, 气温下降更快, 海气温差加大, 显热交换加剧, 近海面上空凝结高度降低, 易产生冷流降雪。初冬 11 月、12 月海气温差最大, 都在 3.0°C 以上, $\geq 0.1 \text{mm}$ 降雪日数也多, 也就是说有量降雪多。隆冬 1 月冷空气势力最强, 几乎每次冷空气过境都有冷流降雪, 但由于海温仍在下降, 气温达最低值, 海气温差减少, 故降雪多微量。2 月份海温虽达最低值, 但对干冷空气来说海洋仍是一个热源, 向大气输送热量和水汽, 冷流降雪仍然较多, 但海气温差小, 多微量降雪。3 月海温和气温都回升, 气温回升快于海温, 海气温差为负值, 冷空气非常强时才能有冷流降雪。

这里需要指出, 海-气之间的热量交换虽与风速成正比, 但风速持续过大, 不利于水汽的积蓄, 水汽等不到凝结成云就被大风吹散了。冷流降雪发生在大风降温过后的风速减小的时段, 风大时降雪反而小。

2.3 低层风的垂直切变

分析冷流降雪时低层(300—900m)风发现, 风速随高度的升高而增大, 风向发生逆转(表略), 形成风的垂直切变。风的垂直切变使上升气流倾斜, 使大的水滴偏离开上升气流, 把云体发展过程中水汽凝结释放的潜热带走。它有利于对流的维持和发展, 使对流在顺切变处再生, 使近海面暖而湿的气层形成具有对流性质的低云。

2.4 地形作用

东—西向的山东丘陵位于半岛中部, 粗略估算北坡的平均坡度约 $\nabla H \approx 0.01 -$

0.02。以降雪时平均风速 $8.5\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 计算,地形的抬升速度 $W = \vec{V} \cdot \nabla H \approx 8.5 - 17.0\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。丘陵的山顶高度以 300—400m 居多,以 $17.0\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 计算,最快 29 分钟即可把暖湿空气抬升到 300m 高空。单靠地形抬升和海岸的摩擦也会迅速地把暖而湿的气层抬升到凝结高度以上。海洋和半岛地形是固定的,只要流场不变,作用是长时期的。地面本站风向为 N—WNW 时,表明上空为气旋式环流,在气流与丘陵正交的迎风坡冷流降雪量最大。罗山、艾山、昆仑山的迎风坡是冷流降雪量最大的地方。地面为东北风时,流场改变,呈反气旋式环流影响,气流下沉,虽受黄海海面的影响,很难产生冷流降雪。

3 小结

3.1 冬季,冷空气流经渤海、黄海,风速大,海水温度与气温差大,暖海面向大气输送大量的热量和水汽,使干冷空气的近海面层变得暖而潮湿,垂直方向上温度梯度加大,层结不稳定,在气旋式环流和地形共同作用下,气流与丘陵山坡相交的地方产生冷流降雪。本站地面为 NE 风时,呈反气旋式环流,虽受黄海海面的作用,但很少产生冷流降雪。

3.2 山东丘陵脊线以南,由于气流过山水汽含量减少,下沉增温使水汽进一步减少,加之陆地地面温度低,冷流降雪很少发生。

参考文献

- 1 王彬华. 海雾. 北京: 科学出版社, 1983. 4.

An Analysis on the Cause of the Cold Current and Low-level Cloud Snowfall

Li Hongye Xu Xuran

(Yantai Meteorological Bureau, Shandong Province, 264001)

Abstract

The cold current and low-level cloud snowfall in winter is a special weather phenomena over the north coastal area of Shandong Peninsula. Fifty months' data of day-to-day and hour-to-hour snowfall, temperature and sea-surface temperature at Yantai Meteorological Station within the period of November and next year's March from 1981 to 1990 is analysed, for studying the cause of the cold current and low-level cloud snowfall. The favourable circulation pattern, sea-air interaction, stability of the low layer, wind shear of the low layer and effect of orographic lifting are the main causes that form the cold current and low-level cloud and caused snow-fall.

Key Words: cold current snowfall cause sea-air interaction