

杨成芳,刘畅,郭俊建,等.山东相态逆转降雪天气的特征与预报[J].海洋气象学报,2017,37(1):73-83.  
Yang Chengfang, Liu Chang, Guo Junjian, et al. Statistical study of precipitation type reversal during snowy weather process in Shandong province[J].Journal of Marine Meteorology, 2017, 37(1):73-83. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.01.008. (in Chinese)

## 山东相态逆转降雪天气的特征与预报

杨成芳,刘畅,郭俊建,孟宪贵

(山东省气象台,山东 济南 250031)

**摘要:**采用高空和地面观测资料,对山东1999—2013年24次有相态逆转降雪过程的影响系统、出现时间、逆转前后的温度变化及各类系统逆转的天气形势特征进行了统计分析。结果表明:1)低槽冷锋、江淮气旋、黄河气旋和暖切变线可在山东产生降水相态逆转,而回流形势降雪不会产生逆转。2)山东降水相态逆转发生在11月—次年4月,以12月和1月居多,12月频率最高;有明显的日变化,14时前后最容易发生逆转,而23时—次日05时最少。3)雪转雨时最显著的特征为地面2 m气温升高,升温幅度多在1~2℃;850 hPa以下至地面的温度至少有1~2个层次升温。4)地面2 m气温对逆转的指示性最好,降雪时在0℃左右,略高于通常降雪阈值,最低为-1℃;其次为1 000 hPa,降雪时接近于0℃。5)对流层低层暖平流升温或温度日变化升温导致雪转雨,温度平流弱时温度日变化起主要作用。各类天气系统的逆转范围、时段等有明显差异。因此,对于降雪阈值附近的相态预报,需综合考虑低层温度平流和日变化两个因素,重点关注地面2 m气温能否升温,午后为关键时段。

**关键词:**降水相态;逆转;温度平流;温度日变化

**中图分类号:** P458 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2017)01-0073-11

**DOI:**10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.01.008

## Statistical study of precipitation type reversal during snowy weather process in Shandong province

YANG Chengfang, LIU Chang, GUO Junjian, MENG Xianguai

(Shandong Provincial Meteorological Observatory, Jinan 250031, China)

**Abstract** By using surface observations and sounding data, statistic studies were carried out on synoptic systems, timing of type changes, and temperature variations during 24 snowfall events accompanied by precipitation type reversal phenomena in Shandong province from 1999 to 2013. The results show that precipitation type reversal may occur under synoptic systems of cold fronts, Jianghuai Cyclone, Huanghe Cyclone and warm shear lines, and may not occur under system of return-flow in Shandong province. Precipitation type reversal mainly occurs from November to April of the next year, concentrates in December and January, with highest frequency in December. Precipitation type reversal also has obvious diurnal variations, with the highest frequency around 14:00 BST and lowest frequency during the time period from 23:00 BST to 05:00 BST the next day. During precipitation type reversal process, one of the most typical changes is 2-m temperature rising, which is usually between 1 to 2℃. There are at least two

收稿日期:2016-09-18; 修订日期:2017-01-23

基金项目:国家自然科学基金项目(41475038);中国气象局关键技术集成与应用项目(CMAGJ2015M34);中国气象局预报员专项(CMAYBY2015-041);山东省气象局科研项目(2013sdqx02,2015sdqx02)

作者简介:杨成芳(1970—),女,博士,研究员级高级工程师,主要从事天气预报业务及降雪研究,cf\_yang70@hotmail.com。

warming layers below 850 hPa. During precipitation type reversal, the most effective indicator is 2-m temperature, which is around 0 °C (-1 °C at lowest) as snowing, a little higher than that of usual snowfalls. During snow, the temperature at 1 000 hPa is near 0 °C. Low level temperature rising, caused by warm advection and temperature diurnal variation, may lead to precipitation type reversal. When the warm advection is weak, the diurnal variation of temperature will play an important role. There are significant differences in area and timing of precipitation type reversal under different synoptic systems. Therefore, the warm advection on low troposphere and temperature diurnal variation should be taken into consideration in making precipitation type forecast especially when the temperature is around the threshold for snow. Special attention should be paid to 2-m temperature and especially in time period of afternoon.

**Key words** precipitation type; reversal; temperature advection; diurnal variation of temperature

## 引言

冬季的降水相态有雨、雨夹雪、雪、冰粒、冻雨等。冬季降水过程中经常会出现雨转雪的现象,有时存在相态的数次复杂变化,如先雨后雪,雪再转雨,或者先雪后雨再转雪,期间还可能经历雨夹雪、冻雨或冰粒等的过渡。由降雪转为降雨,与常见的雨转雪相反,因此称由雪转雨的相态转换为降水相态逆转,由雪转雨的降雪过程称为相态逆转降雪过程。

学者们从不同的角度研究降水相态。国外侧重于温度垂直廓线和厚度对降水相态的影响。一些研究认为,温度垂直廓线对降水类型起主导作用<sup>[1-2]</sup>,有时候,温度仅变化 1 °C 就足以使得降水相态发生转变。Bourgouin<sup>[3]</sup>给出了不同降水类型和典型的温度廓线关系,其实质为降水相态取决于温度厚度。近年来,我国各地针对降水相态开展了很多研究。漆梁波等<sup>[4]</sup>首先同时关注了温度和厚度,给出了我国东部冬半年降水相态温度和厚度的综合识别指标,为降水相态的研究和预报业务开拓了新思路。杨成芳等<sup>[5]</sup>通过普查分析山东降雪过程,认为降水相态变化与影响系统有关,有相态转换的降雪过程中,850 hPa 和 925 hPa 的温度对于雨、雪、雨夹雪的识别没有明显指示性,1 000 hPa 高度层以下的温度最为关键,将 925 hPa 高度层以下各层与地面的温度结合起来判别相态,较使用单一特性层温度更为可靠。张琳娜等<sup>[6]</sup>给出了与北京雨雪转换关系密切的 6 种物理量: $T_{850}$ 、 $T_{925}$ 、 $T_{1000}$ 、 $T_{1000-700}$ 、 $T_{1000-850}$  和地面(2 m 温度、2 m 相对湿度的结合量),以及对应 3 种不同降水相态的不同阈值范围。孙燕等<sup>[7]</sup>利用江苏 1981—2010 年的资料寻找出厚度预报指标,并结合地面和 850 hPa 的温度阈值判别江苏降雪和降雨。李江波等<sup>[8]</sup>通过 7 次雨雪转换过

程统计得出以下结论,当 0 °C 层高度下降到 950 hPa 以下、地面气温在 0 °C 上下、925 hPa 温度  $\leq -2$  °C、1 000 hPa 温度  $\leq 2$  °C,降水将从雨逐渐向雨夹雪到雪转变。郑婧等<sup>[9]</sup>认为江西的大雪发生区域,80% 以上的样本满足 1 000 hPa 温度  $< 1$  °C,925~850 hPa 温度  $\leq -2$  °C,700 hPa 温度  $\leq 0$  °C 的规律。通过以上这些研究可以看出,冬季在什么条件下降雪是人们最关心的主题,降水相态的研究多侧重于雨转雪过程,虽使用了不同的预报指标,阈值略有差异,但各地雨转雪的预报思路基本相同。

在近年来的实际预报业务和降水相态研究中发现,相态逆转降雪过程在华北、黄淮等地普遍存在,同样值得关注。由于后期转雨使得整个降雪过程纯雪量相对减小,降水相态是否逆转将影响到降雪预警的发布以及社会对交通安全的不同防范。例如,2012 年 11 月 3—4 日发生了一次由黄河气旋引起的大范围雨转雪、雪转雨过程,逆转出现在北京、天津、河北至山东西北部地区。如果按照 24 h 降水量级划分标准,在同一天气系统影响下,北京先后经历了大雨(34 mm)转大暴雪(25 mm)再转中雨(10.1 mm)的过程。2012 年 12 月 13—14 日,济南市出现了一次雨雪过程,雪转雨后的降水量达到了 6.2 mm,孙莎莎等<sup>[10]</sup>分析其原因表明冷空气较弱导致降水相态发生二次转换。刘畅等<sup>[11]</sup>分析了山东 2014 年一次江淮气旋降雪过程的复杂相态特征,发现此次相态逆转现象的发生与江淮气旋发展阶段和气温日变化两个因素紧密相关。可见,降水相态逆转是一个复杂的问题。此文旨在通过大量历史个例寻找相态逆转降雪过程的共性特征和发生发展规律,为降水相态的精细化预报提供科学依据。

## 1 资料与方法

本文使用了山东 123 个地面观测站 1999—

2013 年的降水量、降水相态等地面观测资料及有关探空资料,均为业务常用资料。统计分析 850 hPa 高度层以下的温度,探空资料包括 08 时(北京时间,下同)和 20 时两个时次的 850 hPa、925 hPa 和 1 000 hPa,地面资料包括每天 8 个时次:02 时、05 时、08 时、11 时、14 时、17 时、20 时和 23 时。

统计时,首先普查每天 3 h 间隔的地面天气图,记录每个观测时次的降水天气现象(现在天气和过去天气,包括雨、雪、雨夹雪、米雪、冰粒或冻雨),只要一天中有一个时次天气现象出现雪、米雪或雨夹雪,就将其列为降雪日。为了考察降水相态逆转前

后的温度特征,统计降雪日各层温度时,地面图上转雨前一时次的降雪时刻的温度作为降雪的地面气温,转雨时刻的温度为降雨的地面气温;高空的温度按照就近原则,如果降雨或降雪正好发生在 08 时或 20 时,则统计该时刻各层探空的温度,否则将转雨前一时次的降雪时刻最近探空站的各层温度作为降雪的高空温度,转雨之后最近探空时刻的各层温度为降雨的高空温度。温度均四舍五入取整。

根据以上统计方法,从 1999—2013 年山东降雪过程中共普查出 24 次降水相态逆转降雪天气过程,具体见表 1。

表 1 1999—2013 年 24 次相态逆转降雪过程

Table 1 24 snowfall events accompanied by type reversal phenomena in Shandong province from 1999 to 2013

日期	转换过程	逆转时间	区域	代表站点	影响系统
2000-01-04	雨-雪-雨-冰粒-雪	08—11 时	鲁西北、鲁中北部	陵县、惠民	江淮气旋
2001-01-06	雪-雨夹雪-雨-雨夹雪-雪	14 时	鲁南	沂源	江淮气旋
2008-12-28	雪-雨	14 时	鲁中	济南、莱芜	江淮气旋
2012-03-22	雨-雨夹雪-雨	17 时	鲁中东部、半岛南部	青岛	江淮气旋
2012-12-13	雨-雪-雨	23 时	鲁中北部、鲁西北	济南	江淮气旋
2013-02-03	雪-雨	14 时	鲁中、半岛南部	济南	江淮气旋
2000-01-09	雪-雨	20 时	半岛南部	海阳	暖切变线
2001-12-10	雪-雨	08—14 时	鲁西南、河南东部、安徽西部	菏泽	暖切变线
2002-12-20	雨-雨夹雪-雨	08—20 时	鲁西南、河南东部	曹县	暖切变线
2004-01-15	雪-雨-雪	14 时	鲁南	兖州	暖切变线
2012-02-12	雪-雨夹雪-雨	20—08 时	半岛南部	青岛	暖切变线
2012-03-04	雪-雨	08—11 时	半岛南部	青岛	暖切变线
2000-11-08	雪-雨	14—20 时	鲁西南、鲁西北南部	范县、定陶	低槽冷锋
2001-12-12	雪-雨	14 时	半岛	海阳	低槽冷锋
2004-12-17	雪-雨	05 时	鲁西北局部	陵县	低槽冷锋
2005-12-31	雨-雪-雨	14 时	鲁南	苍山	低槽冷锋
2006-04-12	雪-雨	08 时	鲁西北	邹平	低槽冷锋
2006-12-31	雪-雨-雪	14 时	鲁南	费县	低槽冷锋
2009-02-09	雨-雪-雨	05 时	鲁东南局部	莒县	低槽冷锋
2009-03-24	雨-雪-雨	14 时	鲁中北部	济南	低槽冷锋
2012-01-30	雪-雨	14 时	鲁东南局部	莒县	低槽冷锋
2010-01-03	雪-雨	20 时	半岛南部局部	青岛	黄河气旋
2010-03-17	雪-雨	14 时	半岛局部	莱阳	黄河气旋
2012-11-04	雨-雪-雨	14 时	河北、北京、天津、鲁西北、鲁中北部的部分地区	夏津	黄河气旋

## 2 降水相态逆转天气过程的温度特征

### 2.1 影响系统

冬季,山东降雪的天气系统有低槽冷锋、回流形势、江淮气旋、黄河气旋和切变线等五类<sup>[12]</sup>。从表 1 中可以看出,24 次降水相态逆转过程中,低槽冷锋有 9 次,江淮气旋 6 次,暖切变线 6 次,黄河气

旋 3 次。可见,除了回流形势以外,其他各类天气系统均可以产生降水相态逆转,但以低槽冷锋天气过程中相态发生逆转的次数最多,其次是江淮气旋和暖切变线系统。这可能与降雪发生的频率以及天气系统结构有关。据统计,在 1999—2011 年济南和青岛的 220 次降雪过程中,低槽冷锋有 133 次,占 51%,比其他四类降雪的总和还多<sup>[5]</sup>,因此低槽冷锋

降雪发生相态逆转的次数也多。虽然回流形势降雪的次数仅次于低槽冷锋,但由于回流形势降雪低层为较强冷平流,温度低,不易发生相态逆转。

## 2.2 月变化

图1给出了1999—2013年间各月山东降水相态逆转总日数。从发生概率来看,相态逆转过程年平均日数为1.6 d。11月—次年4月山东均可产生降水相态逆转天气,但逆转主要发生在12月和1月,逆转日数12月最多,15年间共8 d,其次是1月。2月、3月、11月日数基本相当,为2~4 d(图1)。

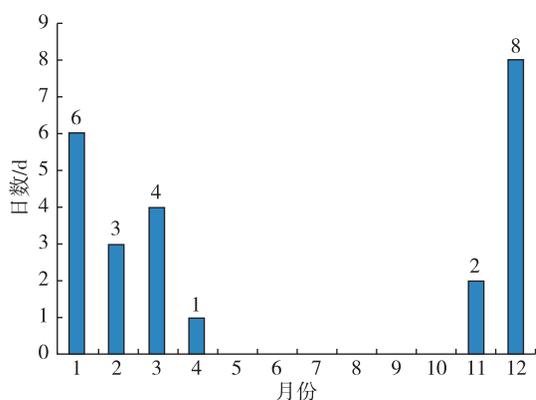


图1 1999—2013年山东降水相态逆转日数月变化  
Fig.1 Monthly variation of the days of type reversal in Shandong province from 1999 to 2013

## 2.3 日变化

从相态逆转发生的时间(表2)来看,降水相态逆转在一天24 h内均可发生。其中,14时最容易发生逆转,占逆转总次数的39%,远远大于其他时次,而23时—次日05时最少,只是偶尔发生,每个时次仅占总次数的3%或6%。这说明降水相态逆转有明显的日变化,受气温日变化的影响较大,因为在不考虑温度平流影响的情况下,通常冬季14时前后是一天之中气温最高的时段,由于气温升高而导致雪转雨,产生相态逆转;反之,傍晚至夜间,气温逐渐下降,通常23时—次日05时气温降至较低阶段,不利于雪转雨。

另外,从表2中还可以看出,08时、14时和20时较其他时次的逆转次数多,其他时次相对较少,除了气温日变化的因素以外,可能还与观测规范有关。2013年12月31日以前,我国08时、14时和20时所有人工观测站均需观测且发报,而02时、05时、11时、17时和23时发报站数少,在这些时段没有观测的站点的降水相态变化可能被忽略。

表2 1999—2013年山东降水相态逆转的日变化

Table 2 Diurnal variation of type reversal in Shandong province from 1999 to 2013

时间	02时	05时	08时	11时	14时	17时	20时	23时
次数	1	2	6	4	14	3	5	1
百分比	3%	6%	16%	11%	39%	8%	14%	3%

## 2.4 相态逆转前后的温度特征

为了分析降水相态逆转前后各层的温度及其变化情况,从24次有相态逆转降雪过程中选取了各层温度资料齐全的16次过程,分别统计每次过程降雪及转雨后的850 hPa、925 hPa、1 000 hPa和地面2 m气温和温差(降雨时的温度减降雪时的温度),详见表3和图2。

### 2.4.1 各层温度

首先来看相态逆转前后各层的具体温度。从表3和图2a可以看出,850 hPa降雪时气温在 $-8\sim-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,转雨时在 $-9\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,二者的中位数(指50%分位)均为 $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,区别不显著,说明在雪转雨过程中,850 hPa的温度的区分效果不好,没有明显指示意义。

与850 hPa相比,925 hPa的指示性略明显一些,降雪时温度在 $-7\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,中位数为 $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;转雨时在 $-5\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,中位数为 $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,但25%~75%分位的区间仍然较大,且雪和雨的温度区间重叠较大,因此区分效果仍然不理想。

1 000 hPa降雪时温度 $-5\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,转雨时在 $-1\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。降雪的中位数接近于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,转雨的中位数为 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,90%的个例转雨时的温度在 $0\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,说明降雨的温度跨度更短,指示意义更为明显。

箱须图显示,降雨时2 m温度的中位数为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,降雪和降雨时25%~75%的区间没有交叉,降雪为 $0\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,而降雨为 $1\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。与850~1 000 hPa相比,地面2 m气温25%~75%的区间更为集中。降雪时2 m温度在 $-1\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,81%的个例在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右( $-1\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ),因此,对于有相态逆转过程转雨前降雪时地面2 m最低温度阈值为 $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,低于该温度雪转雨的次数极少。转雨时地面2 m气温在 $0\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,94%的个例2 m温度 $\geq 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,其中62%的个例2 m温度在 $2\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间。

### 2.4.2 温度变化

接下来分析相态逆转前后各层的温度变化。分析发现,所有的个例在逆转过程中地面2 m至

850 hPa 至少有 1 个层次升温,69%的个例有 2 个层次以上升温(表 3)。只有 1 个层次升温的个例,升温层次为地面。唯一 1 次地面降温的逆转个例是 2000 年 1 月 4 日,地面降温 1 °C,但其 1 000 hPa 升温 2 °C,850 hPa 升温 1 °C,925 hPa 温度不变。这表明,只要地面 2 m 气温升高,就可能发生降水相态逆转,如果地面气温略有下降,但同时 1 000 hPa 温度升高,则也可能产生降水相态逆转。

具体来看,16 次过程中,850 hPa 有 8 次升温幅度为 1~4 °C,5 次温差为 0 °C,3 次温度下降 1 °C。925 hPa 有 8 次升温幅度为 1~6 °C,4 次温差为 0 °C,4 次温度下降 1 °C。1 000 hPa 有 6 次升温,5 次温差为 0 °C,5 次温度下降 1~2 °C,其中 5 次升温幅度为 1~2 °C,1 次升温幅度为 9 °C。从中位数来看,

1 000~850 hPa 各层的温度升温幅度均不足 1 °C(图 2b)。显然,相态逆转降雪过程高空的升温不如地面 2 m 明显。

地面 2 m 气温有 14 次温度升高,升温个例占总数的 88%,仅有 1 次降温为 1 °C,1 次温差为 0 °C;升温幅度在 1~3 °C 之间,其中 1~2 °C 占 81%。箱须图也显示出,与其他层次相比,地面 2 m 的温差 25%~75% 的区间最为集中,在 1~2 °C 之间,说明绝大多数个例逆转时地面 2 m 的升温幅度为 1~2 °C。

可见,雪转雨时最显著的特征是地面 2 m 气温升高,升温幅度多在 1~2 °C;高空各层温度以升高或不变为主(占 75%以上),下降个例的降温幅度一般为 1 °C(占 92%),只有 1 次降温幅度为 2 °C。

表 3 16 次雪转雨过程各层温度及温差

Table 3 Temperature and temperature differences on layers in 16 snowfall events with reversal from snow to rain

°C

日期	雪转雨温差				850 hPa		925 hPa		1 000 hPa		地面		系统
	850 hPa	925 hPa	1 000 hPa	地面	雪		雨		雪		雨		
					雪	雨	雪	雨	雪	雨	雪	雨	
2000-01-04	1	0	2	-1	-1	0	1	1	-1	1	1	0	A
2001-01-06	4	0	-2	2	-7	-3	-2	-2	4	2	0	2	A
2008-12-28	0	-1	-1	1	-5	-5	-2	-3	1	0	1	2	A
2012-12-13	0	-1	1	1	-1	-1	0	-1	1	2	1	2	A
2013-02-03	1	-1	2	2	-3	-2	0	-1	-2	0	-1	1	A
2000-01-09	0	2	-1	2	-3	-3	-1	1	2	1	0	2	B
2001-12-10	2	1	-1	2	-6	-4	-4	-3	0	1	0	2	B
2002-12-20	0	1	-1	0	-1	-1	2	3	4	3	1	1	B
2004-01-15	-1	-1	0	2	-4	-5	0	-1	2	2	2	4	B
2012-02-12	2	0	0	1	-7	-5	-3	-3	1	1	2	3	B
2012-03-04	2	2	2	1	-2	0	0	2	0	2	0	1	B
2000-11-08	-1	4	0	2	-2	-3	-4	0	2	2	0	2	C
2005-12-31	2	2	0	1	-2	-4	-3	-1	-1	-1	0	1	C
2012-01-30	0	3	1	2	-8	-8	-6	-3	-2	-1	-1	1	C
2010-01-03	2	6	9	1	-7	-5	-7	-1	-5	4	3	4	D
2010-03-17	-1	0	0	3	-8	-9	-5	-5	-1	-1	0	3	D

注:A-江淮气旋,B-暖切变线,C-低槽冷锋,D-黄河气旋。

## 2.5 雪转雨与雨转雪过程的温度对比

在有相态转换的降雪过程中,有的过程只有雨转雪,而有的过程降雪再转换为降雨。那么,这两种转换过程的温度有何差异?图 3 给出了 1999—2013 年间 16 次雪转雨过程和 31 次雨转雪过程各层的温度,以此对比分析两种不同相态转换过程中降雪和降雨的温度特征。

1)降雪。从中位数来看,雪转雨过程 850~

1 000 hPa 各层的温度均高于相应层次雨转雪过程的温度;25%~75%分位的温度,二者在 850 hPa 相当,925~1 000 hPa 雪转雨高于雨转雪。地面 2 m 气温,25%~75%分位的温度集中度来看,二者基本相同(图 3a)。这说明有相态逆转的降雪过程降雪时对流层低层(850~1 000 hPa)的温度较无相态逆转的更高一些,而两者在地面 2 m 的温度差别不大。

2)降雨。降雨的温度差异与降雪正好相反。

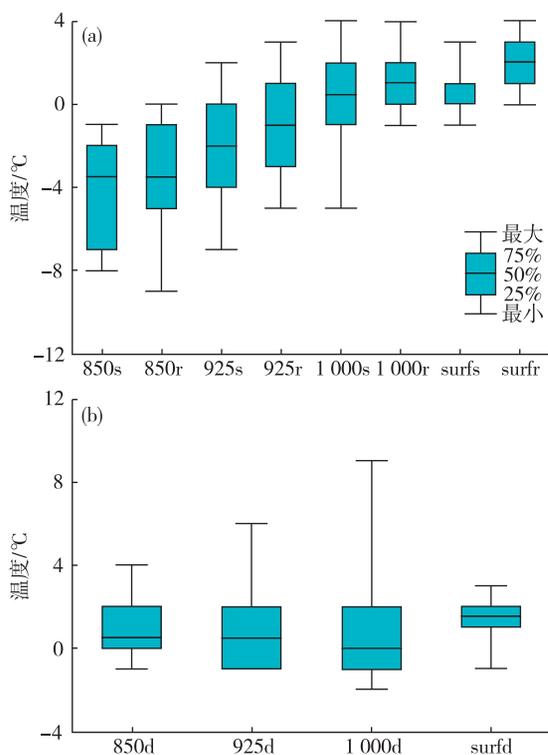


图2 16次降雪过程相态逆转前后各层温度(a)及温差(b)(后缀s表示降雪,r为降雨,d为温差)

Fig.2 Temperatures(a) and temperature differences(b) on layers before and after reversal in 16 snowfalls (postfix "s" donating snowfall, "r" donating rain, "d" donating temperature difference)

图3b显示出,从850 hPa至1 000 hPa,无论是中位数,还是25%~75%的温度范围,雪转雨过程中降雨时的温度均低于雨转雪时降雨的温度;而地面2 m气温,前者中位数低于后者,75%的个例温度上限前者低于后者。这说明,在有相态逆转的降雪过程降雨时高空和地面的温度更低一些。

以上对比分析表明,就平均状况而言,两种雨雪转换过程的降雪时和降雨时的温度有明显差异,降雪过程中相态逆转要求对流层低层的温度更高一些,易于向降雨转换,如果温度太低则不利于向降雨转换。

### 3 各类系统相态逆转的天气形势特征

以上分析使得我们了解了降水相态逆转过程的各层温度特征。对于预报员来说,除了温度要素以外,还要理解相态逆转过程的发生机制,清楚逆转发生在什么天气形势之下,影响系统如何,以及各类天气系统的高低空配置特点等。下文将结合个例给出不同天气系统相态逆转过程的雨雪特点

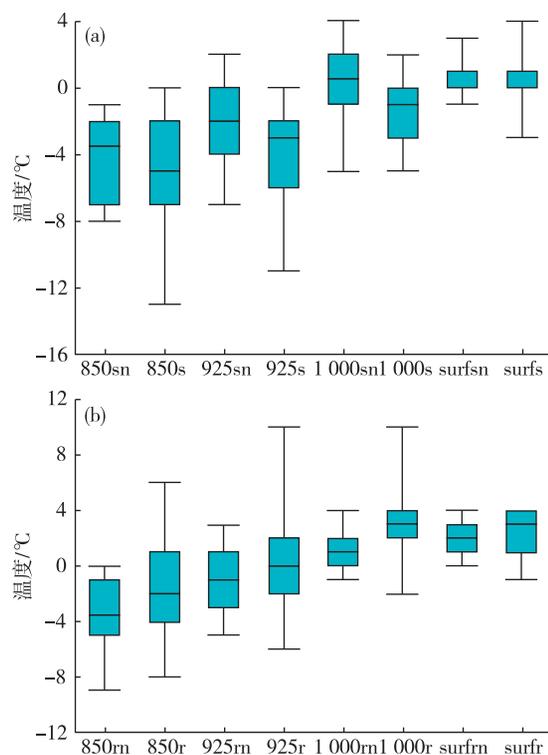


图3 雪转雨与雨转雪过程降雪时(a)和降雨(b)的温度(后缀sn表示雪转雨的降雪,s为雨转雪的降雪,m为雪转雨的降雨,r为雨转雪的降雨)

Fig.3 Temperatures of snowfall(a) and rainfall(b) in snowy events with reversal from snow to rain and reversal from rain to snow (sn-snowfall with reversal from snow to rain, s-snowfall with reversal from rain to snow, m-rainfall with reversal from snow to rain, r-rainfall with reversal from rain to snow)

及天气形势特征。

#### 3.1 低槽冷锋

分析低槽冷锋降水相态逆转过程的雨雪特点,发现多为局地逆转,每次过程通常只有一个或几个测站。转换有两种情况:一种是两次转换,先降雨,雨转雪,雪再转雨;另一种情况是过程开始直接降雪,降雪持续一段时间以后转雨。

其环流形势的共性特征为:雨雪均发生在低槽前部,低槽前有西南气流,冷空气弱,对流层低层暖平流升温导致雪转雨。

1)雨-雪-雨。此类降水过程以降雨为主。雨转雪通常发生在夜间,降雪持续时间短。通常前期气温较高,降水过程开始时产生降雨。在夜间,气温降低导致转雪,当有暖平流影响时,低层温度升高导致雪转雨。

2)雪-雨。先雪后雨的过程均是由于在降雪过程开始前的几天内有冷空气影响,导致气温较低,

过程开始时直接降雪,当低槽前暖平流影响或者日变化升温使得雪转雨。日变化引起的逆转,在天气图上表现为温度平流和冷空气弱,850~1 000 hPa 一般温度不变或没有升温,下午地面 2 m 气温略有升高导致雪转雨。

2005 年 12 月 31 日降雪是较为典型的低槽冷锋逆转过程(图 4)。雨雪转换发生在鲁南地区,包括苍山、莒南、临沭、邹城等地,30 日 20 时降雨,31 日 02 时开始转雪,降雪持续至 08 时,11 时以后陆续转为降雨。

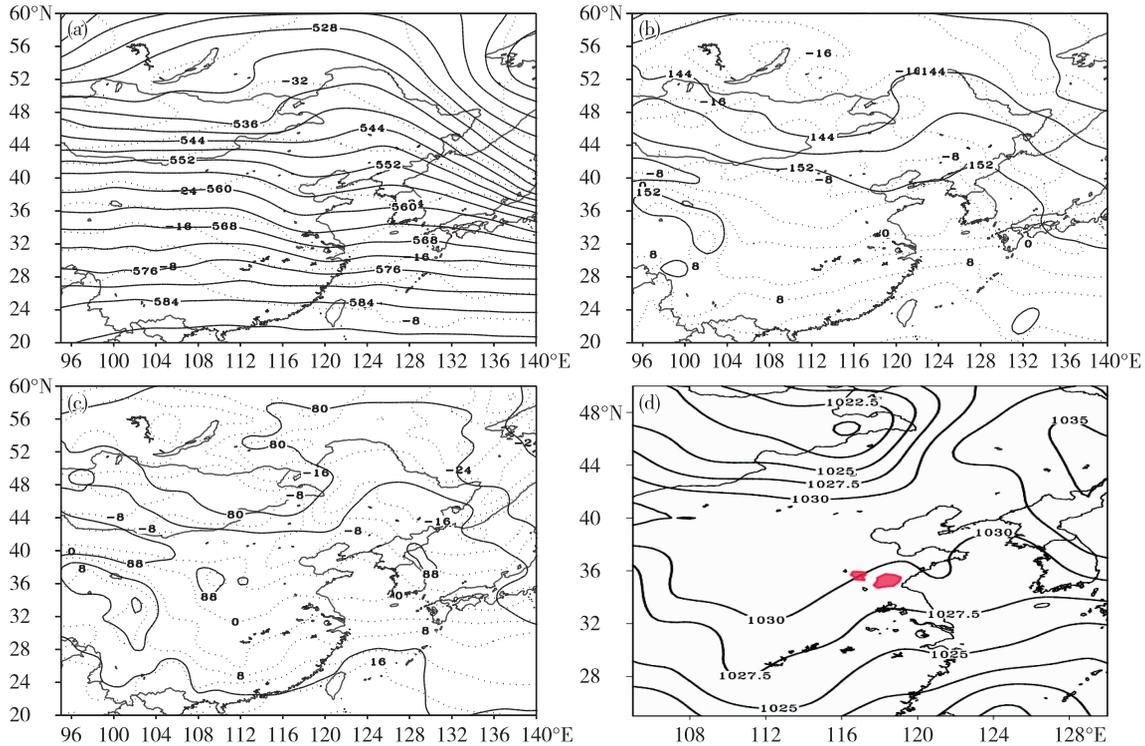


图 4 2005 年 12 月 31 日 08 时天气图(a. 500 hPa, b. 850 hPa, c. 925 hPa, 实线为等高线, 虚线为等温线; d. 地面图, 阴影为相态逆转区域)

Fig.4 Weather charts at 08:00 BST 31 December 2015 ( a. 500 hPa, b. 850 hPa, c. 925 hPa, the solid lines are contours, the dotted lines are the isotherms; d. the surface pattern, the shaded areas are the regions of type reversal)

30 日 08 时,降水尚未开始,山东处在对流层中低层的低槽前部,850~925 hPa 为弱冷平流控制,地面冷空气已经开始影响山东,但 30 日 14 时鲁南地区的地面 2 m 气温在 5℃左右,故在 30 日下午降水过程开始时降水性质为雨。随着冷空气的南下,夜间温度降低,23 时开始鲁南地面气温降至-0.5~1℃,部分站点转雪。31 日白天,低槽东移,槽后弱脊逐渐控制山东地区,对流层低层温度开始升高,31 日 08—20 时,济南探空站 850 hPa 和 925 hPa 的温度均升高了 2℃,临沭站地面 2 m 气温由 08 时 1℃升高至 14 时 2℃,低层温度升高导致 14 时前后转为降雨。30 日 08—31 日 08 时 850 hPa 由 0℃降至-4℃,降温幅度为 4℃,而 31 日 20 时又回升至-2℃,可见,冷空气弱、持续时间短、后期升温是本次低槽冷锋过程的主要特点,也是雪转雨的有力因素。由于此次过程转雪发生在 02 时前后,转雨发生

在 14 时前后,正是温度日变化最明显的时段,因此除了低层温度平流升温影响外,此次降雪过程可能还受到温度日变化的影响。

### 3.2 江淮气旋

1999—2013 年共出现了 6 次江淮气旋相态逆转过程,较为典型的过程有 2000 年 1 月 4 日、2001 年 1 月 6 日、2012 年 12 月 13 日、2013 年 2 月 3 日等。分析这些个例,可归纳出江淮气旋降水相态逆转过程有以下特点:

1) 可产生较大范围的逆转,有的过程可超过 10 站以上。如 2012 年 12 月 13 日的降雪过程,包括济南、淄博、乐陵等在内的 11 个测站产生了相态逆转,集中于鲁西北和鲁中的北部地区。

2) 逆转时间不固定,在白天和夜间均可发生。这主要是由于江淮气旋过程在对流层低层有明显暖平流,低层升温,导致雪转雨。故此类逆转的主

要影响因子是温度平流,其次是温度日变化。

3)相态转换可为雨转雪再转雨,也可能为雪转雨,有的过程后期可再次转雪。降水过程开始降水相态是雪还是雨,主要取决于前期的温度,如果在降水过程开始前几天内有冷空气影响,造成温度低(如2000年1月4日过程),或者降水开始时正好处在夜间气温最低的时段(如2001年1月6日),可直接产生降雪。如果500 hPa低槽明显后倾,在气旋

移出之后,降水仍可持续一段时间,由于低层冷空气或者日变化降温会导致雨再次转雪。

4)雪转雨均发生在气旋即将形成前的3 h内,这是所有江淮气旋相态逆转降雪过程的显著共性特征。在环流形势上表现为,850 hPa有明显暖脊,以东南风为主(少数个例为西南风),有时候可达到急流强度。雪转雨发生在850 hPa低涡或暖切变线的东北部(图5a-b)。

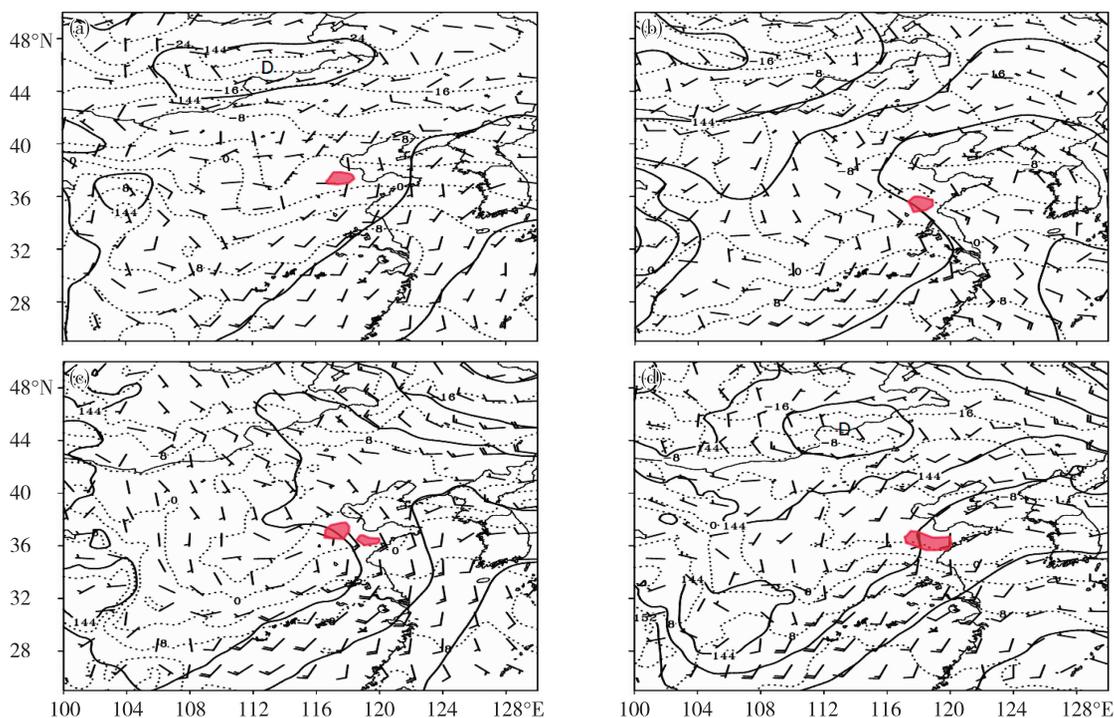


图5 江淮气旋雪转雨之前的850 hPa天气形势(a. 2000年1月4日20时,b. 2001年1月6日08时,c. 2012年12月13日20时,d. 2013年2月3日08时,阴影为雪转雨区域,实线为等高线,虚线为等温线)

Fig.5 Weather situations at 850 hPa before the reversal from snow to rain in Jianghuai cyclone snowfalls(a. 20:00 BST 4 January 2000, b. 08:00 BST 6 January 2001, c. 20:00 BST 13 December 2012, d. 08:00 BST 3 February 2013, the shaded areas are the regions of type reversal from snow to rain, the solid lines are contours, the dotted lines are the isotherms)

### 3.3 暖切变线

暖切变线降水相态逆转的发生次数与江淮气旋过程相当,1999—2013年也出现了6次。其逆转特征为:

1)暖切变线降雪过程的逆转主要发生在鲁南和山东半岛南部地区,在山东多为局部逆转,少有大范围逆转发生。有的过程逆转会发生在鲁、豫、皖交界处,即山东西南部、河南东部和安徽西北部。这与切变线的降雪落区有关,因暖切变线通常从江淮一带向北移动,影响山东时主要降雪发生在鲁南、鲁中南部和半岛南部地区。

2)环流形势表现为500 hPa一般为中支槽影响,无北支槽,冷空气较弱。850 hPa上有暖切变

线,前期暖切变线明显,位于江淮流域或更偏南位置,当暖切变线向北移动至接近山东时已经不明显。逆转发生在暖切变线后期。山东处在暖切变线北侧的东南风气流中,有时徐州一带850 hPa或925 hPa的东南风可达到低空急流强度。在此天气形势配置下,近地面没有明显冷空气,当低层有东南风暖平流影响时,温度升高,从而导致雪转雨。

3)温度场较显著的特征为1 000 hPa的温度较高,降雪时的温度均在0℃以上。而据文献[5]统计,山东91%的降雪过程在降雪时1 000 hPa的温度 $\leq 0$ ℃。因此,在其他条件满足的情况下,当1 000 hPa的温度略高于通常降雪阈值时,应考虑是否有发生相态逆转的可能性。

2012 年 2 月 12 日的降雪过程较为典型,在天气形势高低空配置方面具备上述特征(图 6)。此次过程逆转发生在日照至青岛一带,其中,日照 12 日

17 时之前降雪,17 时转雨夹雪,20 时转雨;青岛 13 日 02 时降雪,05 时转雨夹雪,08 时转雨。

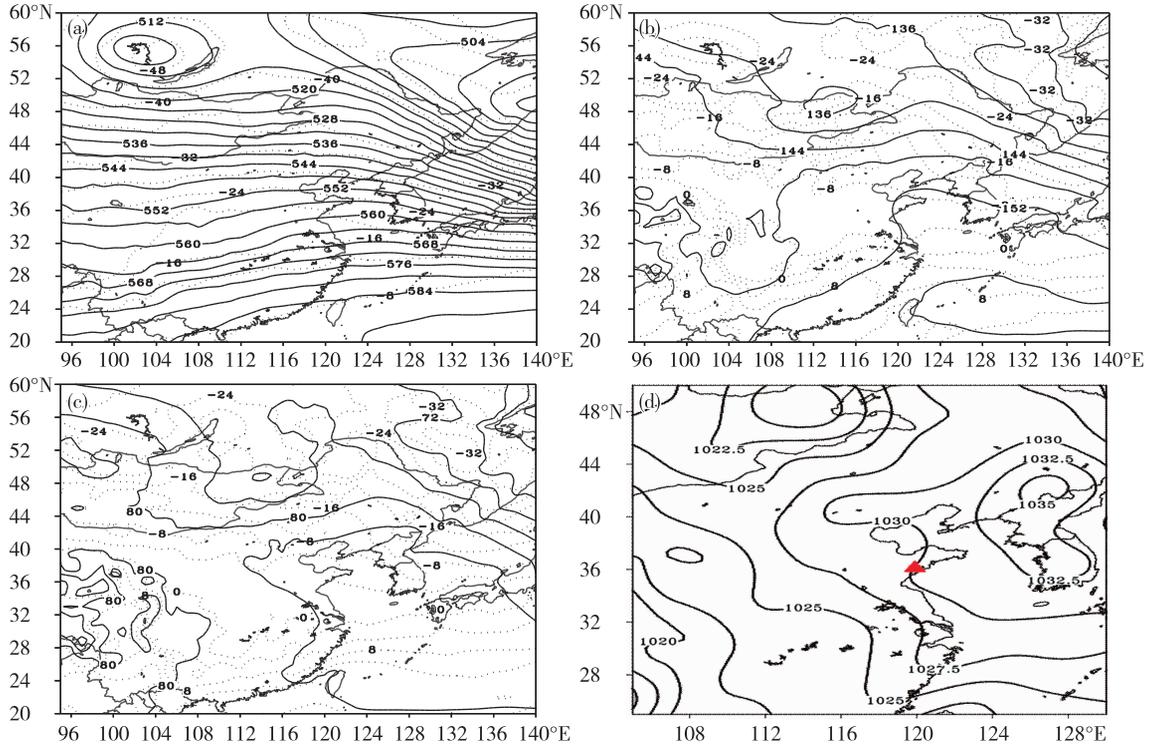


图 6 2012 年 2 月 12 日 08 时天气图(a. 500 hPa, b. 850 hPa, c. 925 hPa, 实线为等高线, 虚线为等温线; d. 地面图, 三角为相态逆转区域)

Fig.6 Weather charts at 08:00 BST 12 February 2012(a. 500 hPa, b. 850 hPa, c. 925 hPa, the solid lines are contours, the dotted lines are the isotherms; d. the surface pattern, the triangle is the region of type reversal)

### 3.4 黄河气旋

黄河气旋降水相态逆转过程较少,1999—2013 年间仅出现了 3 次。其中,大范围逆转 1 次,局部逆转两次。下面分别分析不同逆转范围天气过程的特征。

#### 3.4.1 黄河气旋大范围相态逆转过程

2012 年 11 月 4 日发生了一次黄河气旋产生的大范围雨转雪、雪转雨过程,逆转发生在北京、天津、河北至山东西北部(图 7)。3 日白天降雨,4 日 02—08 时北京、河北大部、山东西北部地区转为降雪,11 时起上述地区又陆续转为降雨。北京 3 日 11—4 日 02 时之间降雨,降雨量为 34 mm,4 日 02—08 时降雪,降雪量 25 mm,08 时以后转雨,至 4 日 20 时降雨量为 10.1 mm。如果按照 24 h 降水量量级划分标准,北京先后经历了大雨转大暴雪再转中雨的过程。此次过程山东惠民站 4 日 08 时之前降雨,08—11 时转为降雪,14 时又转雨。

分析各地相态逆转时的高低空天气形势,可以

看出,冷空气自 3 日 14 时开始影响北京,17 时北京已转为气旋后部的西北风,气温逐渐下降,4 日 02 时 2 m 气温最低为 1 ℃。4 日 08—20 时,850 hPa 和 925 hPa 的温度分别维持为 -2 ℃ 和 0 ℃。4 日 08 时地面为 2 ℃,北京由夜间的降雪转为雨夹雪,4 日 11 时地面仍然为北风,但风力已减弱,由之前 6 m/s 减弱为 4 m/s,地面 2 m 气温升为 3 ℃,14 时进一步升至 4 ℃。这说明,在 4 日白天,虽然 850~925 hPa 的温度平流没有变化,但近地面层温度升高,导致雪转雨。

再来分析山东的情况。与北京不同的是,山东处在黄河气旋的南侧,各站相态逆转时冷空气尚未开始影响,近地面仍为偏南风。4 日 08—20 时,山东西北部对流层中低层在低涡右侧的西南风控制之下,章丘探空站 500~700 hPa 均升温 3 ℃,850 hPa 升温 2 ℃,925 hPa 升温 1 ℃,因而雪转雨。

可见,在此次大范围降水相态逆转过程中,位于气旋北侧的北京主要是对流层低层温度在降雪

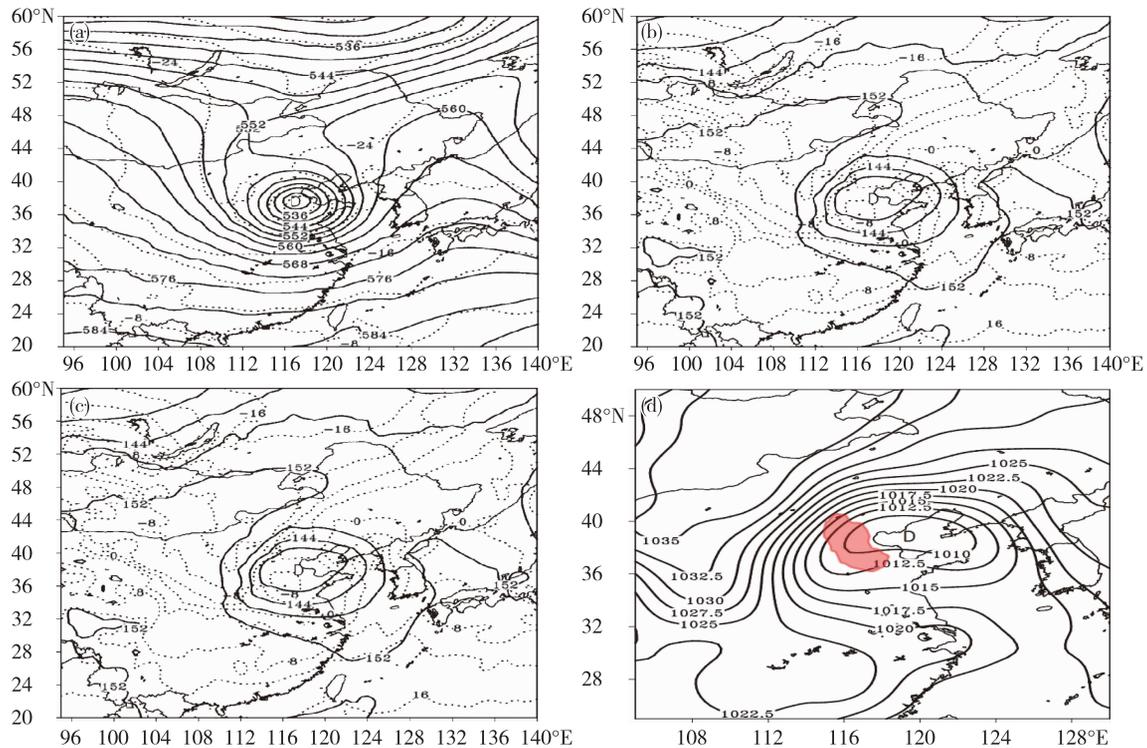


图7 2012年11月4日08时天气图(a. 500 hPa, b. 850 hPa, c. 925 hPa, 实线为等高线, 虚线为等温线; d. 地面图, 阴影为相态逆转区域)

Fig.7 Weather charts at 08:00 BST 4 November 2012( a. 500 hPa, b. 850 hPa, c. 925 hPa, the solid lines are contours, the dotted lines are the isotherms; d. the surface pattern, the shaded area is the region of type reversal)

阈值附近的情况下,白天由于日变化近地面层升温导致雪转雨,而气旋南部山东的相态逆转主要是由于低涡右侧的暖平流升温造成的。

### 3.4.2 黄河气旋局地相态逆转过程

两次局部逆转过程气旋位置中心均偏南,经河南、安徽、江苏入海,没有经过山东(图略)。一次过程由于低层暖平流强导致相态逆转,而另一次过程是由于日变化升温导致逆转。

以下为两次局地逆转过程的天气形势演变概况:

其中,2010年1月3日,山东半岛南部的青岛、胶南17时降雪,20时转雨,山东其他地区直接降雪,没有相态转变。该气旋中心位置偏南,路径山西—河南—安徽—江苏入海。对流层低层为偏南风,20时青岛850 hPa西南风风速达14 m/s,925 hPa南风风速12 m/s,青岛17时地面2 m东南风风速8 m/s,由于暖平流强,导致低层明显升温,其中,3日08—20时,青岛850 hPa升温2℃,925 hPa升温6℃,1000 hPa升温9℃。因前期温度低,青岛降水开始时直接降雪,3日20时转雨(图略)。逆转发生在黄河气旋右侧的东南风气流中。可见,此次

过程是由于低涡前部的低层暖平流强导致升温产生相态逆转。

2010年3月17日,山东半岛北部地区产生相态逆转,莱阳08时降雪14时转雨,栖霞、烟台、牟平14时雪转雨夹雪。黄河气旋于16日08时在河套西部形成,沿着黄河以南向东南方向移动,经河南—安徽—江苏进入黄海中部。此次过程山东南风风速小,暖平流弱。相态转换前后,附近探空站成山头925~1000 hPa温度不变,而莱阳08时2 m气温为0℃,14时为3℃,地面升温3℃,从而导致雪转雨。可见,此次过程温度平流弱,主要由于日变化升温产生相态逆转。

总结以上3次黄河气旋的降水相态逆转特点,黄河气旋的相态逆转多发生在对流层低层低涡前部的偏南风气流中,可产生大范围或局地逆转。当暖平流强时,可导致大范围逆转;当暖平流弱时,在午后受气温日变化影响也可产生局地逆转。

## 4 结论与预报着眼点

通过对1999—2013年山东24次有相态逆转降雪过程的统计分析,凝练出以下特征及预报着眼点:

1) 低槽冷锋、江淮气旋、黄河气旋和暖切变线可在山东产生降水相态逆转, 而回流形势降雪过程由于低层温度低不会产生逆转。

2) 山东降水相态逆转在 11 月一次年 4 月均可发生, 其中以 12 月和 1 月居多, 12 月频率最高。相态逆转有明显的日变化, 14 时前后最容易发生逆转, 而 23 时一次日 05 时最少。

3) 雪转雨时最显著的特征为地面 2 m 气温升高, 升温幅度多在 1~2 °C; 850 hPa 以下至地面的温度以升高或不变为主, 至少有 1 个层次升温, 多数个例有 2 个层次以上升温。只有少数个例高空温度下降, 降温幅度一般为 1 °C。

4) 850 和 925 hPa 温度对于相态逆转的指示性均不明显, 地面 2 m 气温指示性最好, 其次为 1 000 hPa。相态逆转过程中, 降雪时地面 2 m 气温在 0 °C 左右, -1 °C 为最低阈值; 1 000 hPa 接近于 0 °C。

5) 有相态逆转的过程降雪时对流层低层的温度较没有逆转的降雪过程更高, 如果降雪时温度太低则不利于向降雨转换。

6) 相态逆转的因素有两个: 对流层低层暖平流升温或温度日变化升温。温度平流弱时温度日变化起主要作用。各类天气逆转特征有差异。其中, 低槽冷锋在下午产生局地逆转, 发生在低槽前部的西南气流中; 江淮气旋可产生较大范围的逆转, 白天和夜间均可发生, 逆转发生在江淮气旋即将形成前的 3 h 内, 处在 850 hPa 低涡或暖切变线的东北部; 暖切变线逆转多为局部地区, 发生在暖切变线后期, 1 000 hPa 的温度略高于通常降雪阈值, 即降雪时均在 0 °C 以上; 黄河气旋的相态逆转发生在低涡前部的偏南风气流中, 当暖平流强时, 可导致大范围逆转, 当暖平流弱时, 在午后产生局地逆转。

由此凝练出降水相态逆转的预报着眼点。在降雪过程的相态预报中, 需综合考虑温度平流和日

变化的影响。当对流层低层的温度在通常的降雪阈值附近或略高时, 如果后期有明显的暖平流或日变化导致近地面至 1 000 hPa 升温, 则有发生雪转雨的可能性, 午后为关键时段。

### 参考文献:

- [1] Bocchieri J R. The objective use of upper air soundings to specify precipitation type [J]. *Mon Wea Rev*, 1980, 108 (5): 596-603.
- [2] Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. A physically based on nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets [J]. *Wea Forecasting*, 1996, 11(4): 591-598.
- [3] Bourgooin P. A method to determine precipitation types [J]. *Wea Forecasting*, 2000, 15(5): 583-592.
- [4] 漆梁波, 张瑛. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究 [J]. *气象*, 2012, 38(1): 96-102.
- [5] 杨成芳, 姜鹏, 张少林, 等. 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析 [J]. *气象*, 2013, 39(3): 355-361.
- [6] 张琳娜, 郭锐, 曾剑, 等. 北京地区冬季降水相态的识别判据研究 [J]. *高原气象*, 2013, 32(6): 1780-1786.
- [7] 孙燕, 严文莲, 尹东屏, 等. 江苏冬季降水相态气候分布特征及预报方法探讨 [J]. *气象科学*, 2013, 33(3): 325-332.
- [8] 李江波, 李根娥, 裴雨杰, 等. 一次春季强寒潮的降水相态变化分析 [J]. *气象*, 2009, 35(7): 87-94.
- [9] 郑婧, 许爱华, 刘波, 等. 江西大雪天气的时空变化及其影响系统分析 [J]. *气象*, 2010, 36(4): 30-36.
- [10] 孙莎莎, 杨成芳, 尹承美, 等. 济南地区“12.13”降水过程相态二次转换成因分析 [J]. *气象与环境学报*, 2015, 31(4): 14-19.
- [11] 刘畅, 杨成芳, 宋嘉佳. 一次江淮气旋复杂降水相态特征及成因分析 [J]. *气象科学*, 2016, 36(3): 411-417.
- [12] 阎丽凤, 杨成芳. 山东省灾害性天气预报技术手册 [M]. 北京: 气象出版社, 2014: 223-227.