宗志平，马杰，张恒德，等. 2013. 近几十年来冻雨时空分布特征分析. 气象，39(7)：813-820.

近几十年来冻雨时空分布特征分析*

宗志平 马 杰 张恒德 花 丛
国家气象中心，北京 100081

提 要： 利用 EC 再分析资料和中国台站资料，本文分析了 1978—2002 年 53 次低温雨雪冰冻事件中的冻雨过程，确定了冻雨易发区域，并讨论了其强度变化特征。结果表明近几十年来冻雨强度呈现明显下降的趋势，且 1990 年是其强度变化的突变点。其次，比较了衡量冻雨强度变化的两种常用指标：冻雨发生的站次数及冻雨事件的持续时间，分析显示它们之间存在显著的相关，即两种方法衡量在冻雨强度方面是等效的。最后，通过对 53 次事件中的温度层结及环流形势进行合成分析和经验正交分解(EOF)，揭示了逆温层不但是冻雨发生的必要条件，而且也是冻雨强度发展的调节器。

关键词： 低温雨雪冰冻天气，冻雨，逆温层，特征
中图分类号： P468 **文献标志码：** A **doi：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.07.002

Analysis on the Spatial-Temporal Characteristics of Freezing Rain in Recent Decades

ZONG Zhiping MA Jie ZHANG Hengde HUA Cong
National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: Using EC reanalysis data and the data from observation stations in China, this study analyzes the 53 freezing rain processes which occurred during the period 1978—2002, defines the incidental region and discusses the variability of their spatial-temporal features in recent decades. The result shows that the intensity of the freezing rain events these years has a significant decreasing trend, whose break point happened in 1990. Then, two kinds of norms that measure the intensity of freezing rain: the number of stations that experienced the freezing rains and the durations are compared, finding close connections in them. The effects of the two methods used for describing the variability of freezing rain are similar. In addition, through the methods of composite analysis and empirical orthogonal function (EOF), it is revealed that the reverse layer is not only the essential requirement for producing freezing rains, but also acts as an intensity adjustor of the change of freezing rain intensity.

Key words: cryogenic freezing precipitation and snow weather, freezing rain, reverse layer, characteristics

引 言

2008 年冬季我国南方发生了大面积的低温雨雪冰冻灾害。南方多省电力中断、航空停运、大部分高速公路封闭，为正值的春运高峰交通带来了前所未有的压力。形成此次灾害性天气有很多原因，如特定的气候背景(丁一汇等，2008；吴乃庚等，2008；王绍武，2008)和异常的大气环流背景(杨贵名等，2008；王东海等，2008；郑婧等，2008)。杨贵名等(2008)指出导致如此严峻局面产生的一个主要因素是出现了大面积、长时间、多次过程的时间间隔小、

* 国家自然科学基金项目(41105052)、国家科技支撑计划项目(2009BAC51B03)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006010)共同资助
2013 年 1 月 18 日收稿； 2013 年 5 月 20 日收修定稿
第一作者：宗志平，主要从事短期天气预报、暴雨研究工作. Email：zongzp@cma.gov.cn

且强度大的冻雨。换句话说,冻雨是这次灾害的主要的致灾因素。

很多研究指出冻雨的发生与逆温层的存在密不可分(朱坤等,2009;漆梁波,2012;李登文等,2009;2011),逆温层指的是上(下)层温度大(小)于0℃的层结(Zerr,1997)。此时在垂直方向上,对流层中下层的大气可分为冰晶层、暖层和冷层(朱乾根等,2000)。冰晶和雪花位于最高的冰层,它们在下落的过程中先经过暖层而融化成雨滴,接着在冷层形成过冷却水。过冷却水到达地面一旦与0℃以下的物体接触,就会在其上迅速冻结,使得物体重量加大带来灾害,如电线结冰断裂、飞机机身覆冰酿成空难等。Okada(1914)对德国的一次冻雨过程进行了总结,最早指出"冰包水"(过冷却水)的生成需要有0℃以上的暖层和冰冻层的存在,即逆温层的存在。以往的研究还表明逆温层的形成与特定的天气系统有关,如孙建华等(2008)基于2008年冬季低温雨雪冰冻事件中的第三次过程,讨论了准静止锋对形成逆温层作用。此外,他们也提到适当的大气层结及逆温层厚度是冻雨形成的必要条件。杜小玲等(2010)在分析贵州冻雨成因时,揭示了川黔静止锋在逆温层形成中扮演的重要作用。他们的研究还在定性的角度上揭示了逆温层强度与冻雨强度存在某种对应关系。那么在定量角度上,两者又存在怎样的联系?目前这方面的工作还很少。另外,也有研究者关注冻雨的时空分布特征。赵珊珊等(2010)利用全国603站逐日资料分析了冰冻天气的空间分布和气候变化特征,指出自全球变暖以来我国大部分地区冰冻天气发生频次在减少,但强度在增强。2011年,欧建军等(2011)基于2008年1月1日至2010年4月30日期间的逐日观测资料对冻雨时空分布及温湿结构特征进行了分析,从云物理方面详细对比了南北方冻雨形成机理的差异。他们的结果表明,冻雨分布具有明显的地域和时间特征。在实际业务预报中,往往依据天气系统的发展移动以及最终所产生的冰冻站分布范围或持续时间等因素划分冰冻天气过程。目前对冰冻过程的研究主要集中于冻雨发生时的环流背景和影响系统的讨论,以及在定性方面讨论冻雨强度变化(杜小玲等,2010;黄小玉等,2008)。综上所述,在定量角度上研究冻雨强度与逆温层的变化之间的联系,以及基于冰冻过程讨论冻雨时空分布特征的研究还很少。

为此,本文将首先基于中央气象台收集和总结的近30年的53次低温雨雪冰冻过程,讨论冻雨时空分布特征。另外,前面提到造成大范围灾害的冻雨和低温雨雪冰冻事件是相互依存。宗志平等(2011)研究指出,冻雨强度的变化与逆温层强度有关,当逆温层偏强时,冻雨增强,反之亦然。然而,这一结论只是基于2008年冬季雨雪冰冻灾害事件中的4次过程。那么其他时段发生的冻雨事件,这一结论是否成立?这是本工作讨论的另一个主要问题。

1 资料和方法

本文主要利用中国1951—2008年743站雨凇天气资料,该资料由国家气象信息中心提供,进行了初步的质量控制。EC再分析资料,其时间长度为1978年1月至2002年8月,在垂直方向选取1000、925、850、775、700、600和500 hPa高度层,水平分辨率为2.5°×2.5°。需要说明的是,在讨论冻雨水平分布特征时,为了保证1951—2008年间气象站数的稳定,本文最终只选取了160个站资料。另外,目前常用的描述冻雨强度的方法有两种:冻雨站次数(杜小玲等,2010)和事件持续时间(严小冬等,2009)。本文在计算它们之间的相关系数时,使用的是每年能得到的所有台站资料。

文中还使用了合成分析和经验正交分解方法。前者选取±1个标准差作为偏强(弱)事件判据。后者则基于前文提及的中央气象台统计的历史上的53次低温雨雪冰冻过程。具体做法为:首先对各事件在发生时段内进行环流形势及温度场的平均,然后再进行EOF分解。在分析冻雨强度时间序列时,本文还利用了Mann-kendall方法进行突变点检验(魏凤英,1999)。

2 冻雨分布特征

由表1可见,从1978—2008年我国几乎每年都会有低温雨雪冰冻事件发生。平均而言,每次事件持续6~7 d,其中,最长的持续了24 d,如2008年1月10日到2月2日,最短只有1 d,如1990年1月15日和2000年12月12日。从发生的年频次看,最多为1988年冬季,前后发生了5次冰冻事件,累积天数也达到了24 d。由于每次事件相隔时间较长,因而未能造成类似于2008年的严重灾害事件。1984年的情形类似。与之形成鲜明对比的是2006

年，没有明显的低温冰冻事件发生。从事件发生的早晚上看，最早的事件发生于 1982 年 12 月 5 日，最晚发生为 1981 和 1988 年的 2 月 24 日；事件结束时间最早为 2002 年 12 月 30 日，最晚为 1988 年 2 月 29 日及 1981、1990 和 1994 年的 2 月 28 日。

表 1　中央气象台统计的 1978—2008 年发生的低温雨雪冰冻事件过程起始时间

Table 1　Onset time of low temperature and freezing events during 1978－2008 offered by Central Meteorological Observatory

事件始末时间/年.月.日	天数/d	事件始末时间/年.月.日	天数/d	事件始末时间/年.月.日	天数/d
(1) 1978.1.15—18	4	(22) 1985.12.7—12	6	(43) 1994.12.31—1995.1.5	6
(2) 1978.2.9—17	9	(23) 1986.1.30—2.5	7	(44) 1996.1.12—21	10
(3) 1979.1.11—16	6	(24) 1987.2.18—22	5	(45) 1996.2.16—24	9
(4) 1979.1.29—31	3	(25) 1988.1.16—18	3	(46) 1997.1.22—24	3
(5) 1980.1.28—2.9	13	(26) 1988.1.23—26	4	(47) 1997.2.1—7	7
(6) 1981.1.4—9	6	(27) 1988.2.7—11	5	(48) 1998.1.13—25	13
(7) 1981.1.20—31	12	(28) 1988.2.15—20	6	(49) 1999.1.11—14	4
(8) 1981.2.24—28	5	(29) 1988.2.24—29	6	(50) 2000.1.13—17	5
(9) 1982.1.29—31	3	(30) 1989.1.10—19	10	(51) 2000.1.21—2.5	16
(10) 1982.2.2—14	13	(31) 1989.2.21—26	6	(52) 2000.12.12	1
(11) 1982.12.5—8	4	(32) 1989.12.22—23	2	(53) 2001.1.23—27	5
(12) 1983.1.7—13	7	(33) 1990.1.15	1	(54) 2002.12.24—30	7
(13) 1983.1.17—21	5	(34) 1990.1.30—2.5	7	(55) 2003.1.5—8	4
(14) 1983.2.19—22	4	(35) 1990.2.23—28	6	(56) 2003.2.10—13	4
(15) 1983.12.28—1984.1.1	5	(36) 1991.1.23—26	4	(57) 2004.1.18—20	3
(16) 1984.1.15—2.6	22	(37) 1991.12.24—1992.1.3	11	(58) 2004.12.22—31	10
(17) 1984.2.9—11	3	(38) 1992.1.31—2.4	5	(59) 2005.1.9—13	5
(18) 1984.12.15—22	8	(39) 1992.2.7—10	4	(60) 2005.2.7—13	7
(19) 1985.1.6—9	4	(40) 1993.1.10—23	14	(61) 2007.1.13—19	7
(20) 1985.2.17—22	6	(41) 1994.1.17—20	4	(62) 2008.1.10—2.2	24
(21) 1985.2.24—27	4	(42) 1994.2.23—28	6		

众所周知，2008 年 1 月 10 日到 2 月 2 日我国南方大部共出现了 4 次显著的低温雨雪冰冻过程，起止时间分别为 1 月 10—16 日、18—22 日、25—28 日和 31 至 2 月 2 日。不难看出每次过程间隔时间只有 2～3 d 左右，因此它使得交通运输、电力传输、通讯设施、农业和人民群众的日程和生活遭受了严重的影响和损失。分析表明，这次灾害天气的形成并不是低温和暴雪，而是冻雨的产生使得公路和电线结冰造成我国部分地区公路关闭、电力紧张。为此，本工作将着重讨论冻雨这一主要致灾因子。图 1 给出了 1978—2008 年 62 次低温雨雪冰冻过程事件中冻雨的水平分布，由图可知，冻雨主要分布在贵州、湖南、江西、湖北和河南等省份。其中以贵州发生冻雨站次数最多，比邻近的湖南等省份多大致 4～5 倍。从地理分布上看，冻雨主要发生区最北位于河南，最东到江西，云南东部是其最西界。

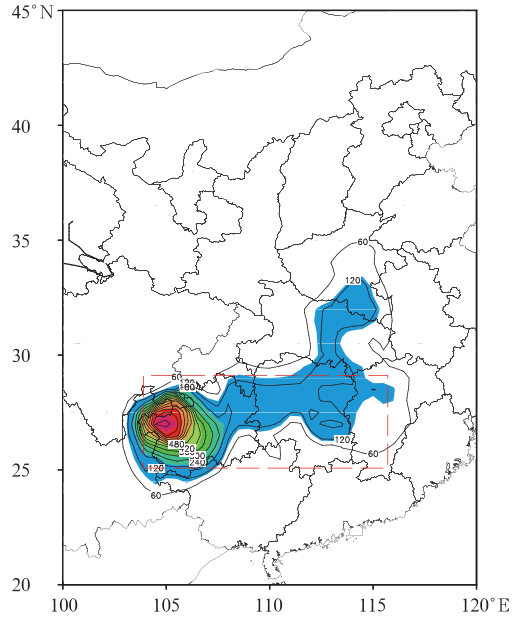

图 1　1951—2008 年发生冻雨总频次数的水平分布

（虚线方框为定义的研究区）

Fig. 1　Horizontal distribution of frequency of freezing rain events from 1951 to 2008

(The dashed line box corresponds to the key region defined by this study)

3　冻雨强度变化特征

基于图1中冻雨总频次数的水平分布，我们选

取了 25°～29°N、104°～116°E 作为研究区，这与宗志平等(2011)关注区域类似。接下来将进一步讨论研究区冻雨强度的变化特征。为此，图 2a 计算了研究区自 1951—2008 年发生冻雨站次数的时间序列(实线)。由图 2a 可知，研究区内每年都有冻雨发生，且冻雨站次数的变化呈现出显著的年代际和年际变化特征。同时，图 2a 表明，发生冻雨站次数自 1985 年左右呈现减弱趋势。进一步利用 Mann-Kendall 方法进行突变检验(图 2b)，发现 1990 年为其变化的突变点，其减弱趋势维持至 2007 年。计算 1990 年以后冻雨站次数减弱的线性趋势，结果显示其显著性超过了 $\alpha=0.05$ 的显著性水平检验。也就是说，总体上自 1990 年以后我国发生冻雨的频次是明显减少的。此外，图 2a 还对每年发生冻雨的天数(虚线)和冻雨站次数(实线)时间序列进行了对比，不难看出两条曲线变化趋势十分相似，计算表明两者相关系数为 0.73(超过了 $\alpha=0.01$ 的显著性检验)。说明衡量冻雨强度变化时，我们既可以使用冻雨发生的站次数也可以参考冻雨事件持续的时间。

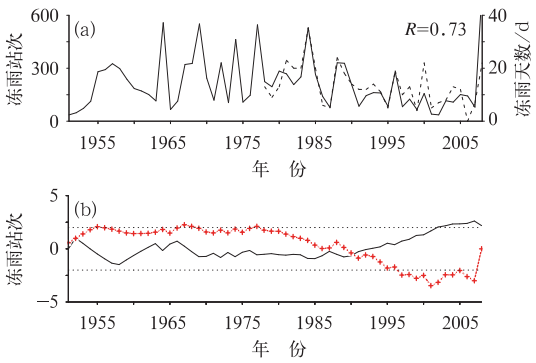

图 2 (a)冻雨发生站次的时间序列(实线)、中央气象台统计的 1978—2008 年发生冻雨的天数(虚线)，(b)利用冻雨发生站次数的时间序列所做的 Mann-Kendall 统计量曲线

Fig. 2 (a) The time series of the number of freezing rain stations (solid line) and that of days during 1978−2008 defined by the Central Meteorological Observatory (CMO) (dashed line), (b) Curves for abrupt change coefficients UF (dashed line) and UB (solid line with '+'), based on the solid line shown in (a)

以往的研究表明，冻雨的发生与逆温层之间存在明显联系，且后者强度的变化还影响着前者(宗志平等，2011)。然而，宗志平等(2011)的分析只针对 2008 年的情形。对于本文表 1 中其他冻雨事件是否依然成立呢？为此，本文选取了表 1 中的前 53 次冻雨事件进行讨论。需要说明的是，这里选取了垂直分辨率较高的 EC 再分析资料来描述温度层结，由于 EC 再分析资料时间只到 2002 年 8 月，所以我们只能选取 1978—2002 年之间的 53 次冻雨过程。

图 3 计算了 53 次冻雨过程持续日数的的标准化时间序列。基于此，我们选取了 8 个大于 1 个标准差的事件作为强事件，分别为第 5、7、10、16、37、40、48、51 次事件。同理，图 3 还给出弱事件为第 32、33、52 次事件，由于第 4、9、17、25、46 次事件接近−1 个标准差，本工作也选取了它们作为弱事件，即也挑选了 8 个弱事件。

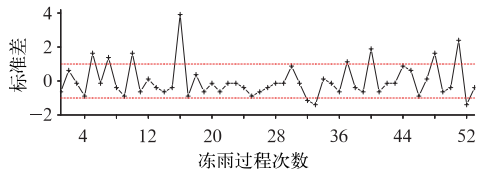

图 3 53 次低温雨雪冰冻灾害期间冻雨日数标准化的时间序列(实线)(虚线为±1 个标准差)

Fig. 3 Standard time series of the day numbers of freezing rain during the 53 low-temperature and freezing disastrous events (solid line) (The dashed line corresponds to ±1 standard deviation)

由图 4b 和 4c 可知，当低温雨雪事件偏强时，北方冷空气明显向南扩展，其南边界在 850 hPa 层到了 28°N 以南。众所周知，冷空气越往南运动，强度越弱，垂直厚度越小，表现在垂直层结上，北风在底层更为明显。因此在 925 hPa 上我们可以看到北风南侵更为明显，其到达了 24°N 以南。需要说明的是，虽然贵州、江南西部的大部分地区海拔高度高于 925 hPa 对应的 762 m 平均高度，这里的 850 和 925 hPa 偏北风的分布，依然可以说明冷空气越往低层越向南延伸。图 4d 给出了 700 hPa 风场的情形，由图可知该层存在明显的西南气流，说明不断有暖湿空气向北输送。此外，本工作还分析了 53 次过程平均的环流形势(图 4a)，可以看到巴尔喀什湖以北存在一高压脊，脊前西北风不断携带冷空气向南扩展。而稳定存在于 90°E 附件的南支槽，其槽前西南风不断输送大量水汽到我国南方。两者分别对应

了 850 和 925 hPa 的偏北风及 700 hPa 的偏南风。较高层的暖湿空气和底层的冷空气在上述研究区长时间的叠置，这不但有利于产生冻雨的逆温层的形成和持续维持，也有利于出现大面积的低温雨雪天气。

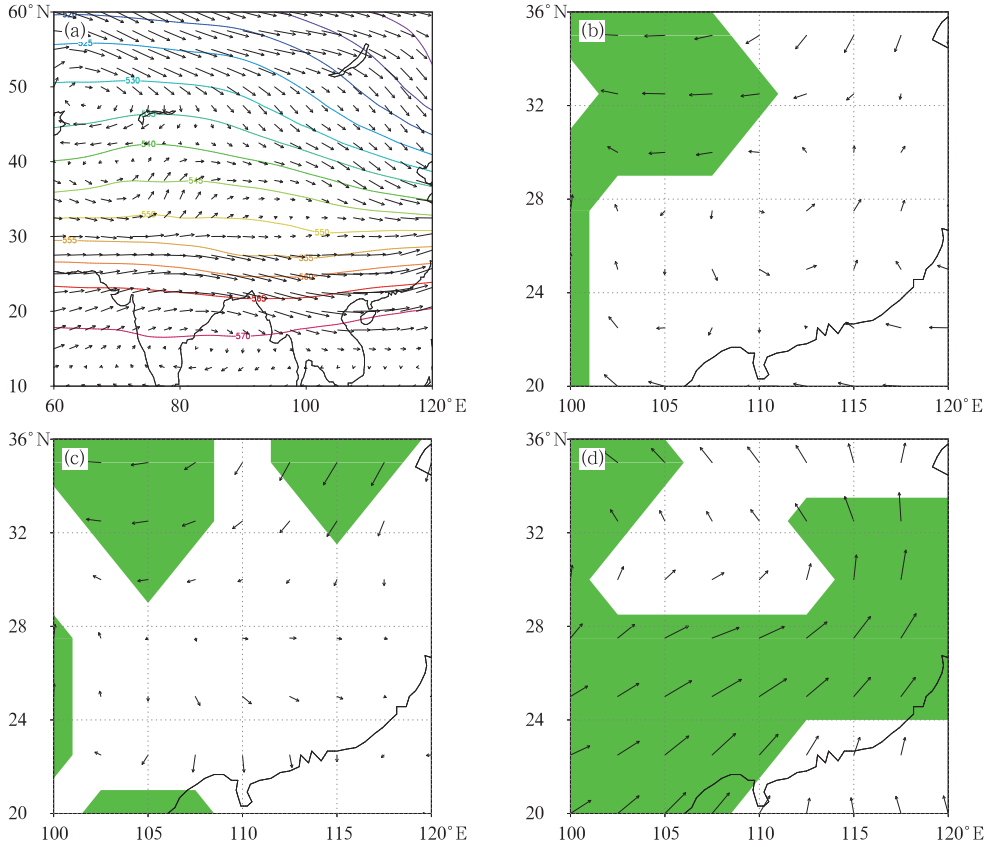

图 4　(a)53 次低温雨雪事件平均的 500 hPa 高度场和 850 hPa 风场，
(b)基于图 3 冻雨日数标准化序列所计算的偏强与偏弱事件的 850 hPa 风场的合成场，
(c)同(b)，但为 975 hPa 的风场，(d)同(b)，但为 700 hPa 风场
(阴影区代表通过 $\alpha=0.1$ 的显著性水平检验)

Fig. 4　(a) 500-hPa geopotential height and 850-hPa wind averaged by 53 freezing rain events,
(b) composite analysis of 850-hPa wind between the stronger and weaker events
based on the time series of the day numbers of freezing rain shown in Fig. 3,
(c) same as (b), but for 975-hPa wind, (d) same as (b), but for 700-hPa wind
(Shaded area refers to the values exceeding the $\alpha=0.1$ significance level of test)

图 5d 为 53 次过程中平均的 850 和 700 hPa 温度 0℃分布。不难发现，700 hPa 0℃线（实线）在 27°N 附近明显位于 850 hPa 0℃线（虚线）以北，说明 700(850)hPa 温度在研究区上空是大于（小于）0℃的，即存在着明显的逆温层。换句话说，冻雨过程的出现总是伴随着逆温层的存在。

此外，本文还对 53 次过程对应大气温度层结进行了合成分析。图 5a～5c 分别为冻雨偏强时，850、700 和 600 hPa 温度相对于历史同期的情形。由图可知，当冻雨偏强时，我国中东部大部地区的 850 hPa 温度是偏低的（图 5a）。同时，随着高度升高，贵州及江南等地的温度却是偏高的（图 5b 和 5c）。比较图 5b 和 5c 不难看到，在 700 hPa 上江南大部温度比历史同期是略偏高的，而在贵州等地偏高幅度更为明显。到了 600 hPa 这种趋势更加显著。总的来讲，冻雨偏强时，南方大部地区 850 hPa 温度偏低，而 700 hPa 温度则是偏高的。

宗志平等（2011）利用逆温层中的暖层（700 hPa）减去冷层温度（850 hPa）来定义其强度。利用这种方法，图 6a 给出了冻雨偏强时逆温层强度

的水平分布。不难看出，冻雨偏强时，700 hPa 温度是高于 850 hPa 的，反之，我国中东部大部地区 700 hPa 温度则低于 850 hPa(图 6b)。这也从侧面揭示了冻雨强度与逆温层强度存着密切联系。

本工作还对上述冻雨过程进行了 EOF 检验，具体做法为先计算每次过程平均的 850 和 700 hPa 温度场，然后将二者组合为一个矩阵，最后对得到的 53 个过程矩阵进行 EOF 分解。图 7a 是第一模态的分布，其解释方差达到了 96%。类似于图 5d，表明逆温层是冻雨发生的一个必要条件。此外，我们还计算了冻雨站次数(黑线)与第一模态时间系数(虚线)之间的关系，其相关系数为 0.26，通过 $\alpha=0.1$ 显著性水平，揭示出逆温层变化对冻雨强度有明显的影响。换句话说，逆温层强度偏强时，冻雨强度增强，反之亦然。

4 结论和讨论

本文通过对 53 次低温雨雪冰冻灾害事件期间的冻雨时空分布的分析，表明贵州到江南中西部是冻雨易发区。该区域自 1978 年以来几乎每年都有冻雨出现，且区域平均的冻雨强度自 1990 年来呈现

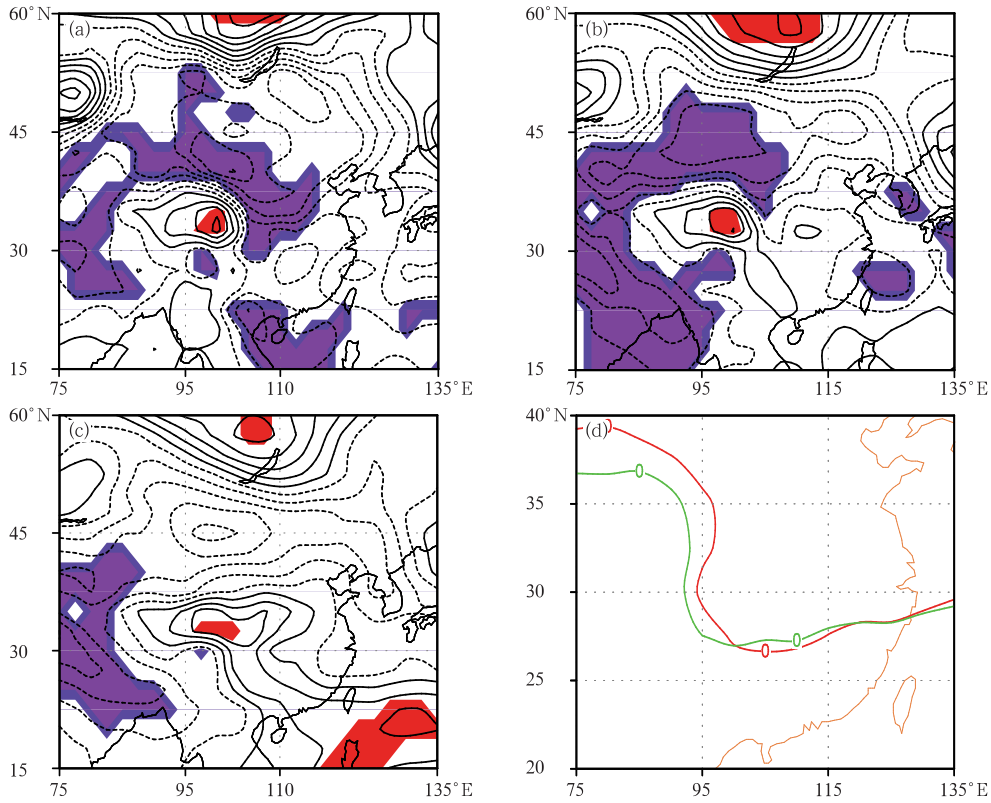

图 5 对 53 次冻雨过程的温度场进行合成分析

(a) 冻雨偏强时，850 hPa 温度相对于气候态的距平合成场，(b) 同(a)，但为 700 hPa 的情形，(c) 同(a)，但为 600 hPa，(d) 1978—2002 年 53 次过程平均的 700(850)hPa 零度线，分别对应虚(实)线

(阴影对应通过了 $\alpha=0.1$ 显著性水平检验的区域)

Fig. 5 Composite analysis of temperatures in the 53 freezing rain events

(a) distribution of 850 hPa temperature in high index of freezing rian,

(b) same as (a), but for 700 hPa temperature, (c) same as (a),

but for 600 hPa temperature

(The shaded regions exceed $\alpha=0.1$ significance level of test),

(d) the 700-hPa (850-hPa) zero degree lines averaged by the

53 freezing rain processes during 1978—2002

(The dashed line is for the 700 hPa, the solid line for 850 hPa)

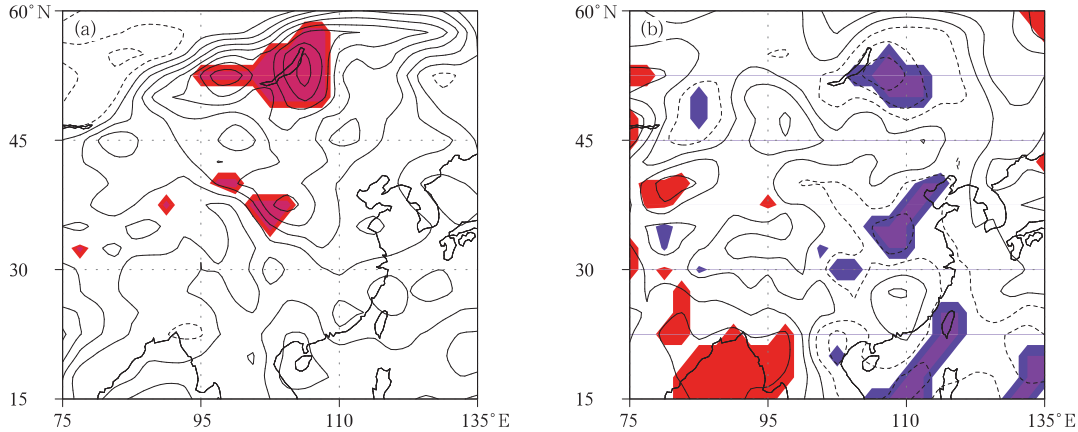

图 6　对 53 次过程逆温层强度进行的合成分析

(a) 冻雨偏强时，逆温层强度(700 与 850 hPa 差值)的水平分布，(b) 同(a)为冻雨偏弱时的情形

(阴影对应通过了 $\alpha=0.1$ 的显著性水平检验区域)

Fig. 6　Composite analysis of the intensity of reverse layer during the 53 freezing rain events

(a) the horizental distribution of reverse layer intensity in high index of freezing rian,

(b) same as (a), but for the low index of freezing rain

(The shaded regions exceed $\alpha=0.1$ significance level of test)

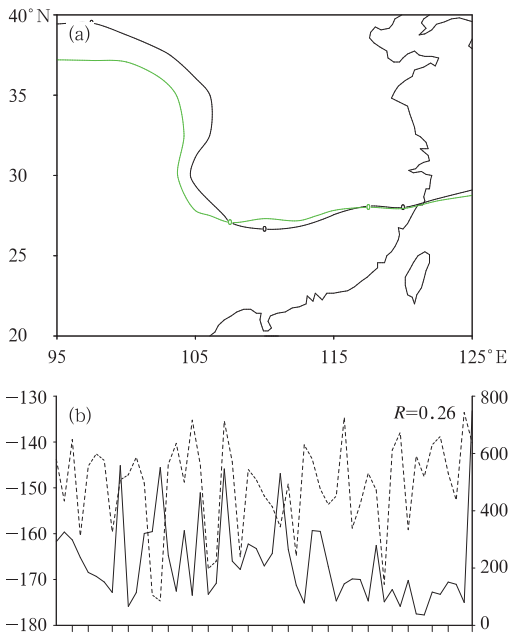

图 7　对 53 次冻雨过程进行的 EOF 分析

(a) 第一模态的水平分布，同图 5d，

虚(实)线对应 700(850)hPa 的情形；

(b) 第一模态时间系数(虚线)及冻雨站次数(实线)，

二者相关系数为 0.26，通过了 $\alpha=0.1$ 的显著性水平检验

Fig. 7　The spatial pattern of reverse layer

for the 53 freezing rain events

(a) the same as Fig. 5d, here is the spatial pattern of the leading EOF mode, accounting for 96% of the total variance [The solid (dashed) line means 850-hPa (700-hPa) zero degree];

(b) the time series of the number of freezing rain stations (solid line) and the leading EOF mode (dashed line)

明显减弱的趋势。分析还表明了逆温层作为冻雨产生的必要条件，不但存在于单站观测中，对于区域平均结果也是适用的。此外，本文还讨论了逆温层与冻雨强度变化之间的联系，揭示出逆温层强度对冻雨强度的变化具有明显的影响。因此不难看出，在实际预报业务中，逆温层及其强度变化可以作为预报冻雨发生发展的一个指标。当然，其中还有很多重要问题有待进一步研究，如是什么原因造成了冻雨强度自 1990 年以来的持续减弱？在日常预报业务中各地预报员经常特定的环流配置模型，这些模型之间的差异与冻雨易发区冻雨强度变化之间有什么联系？另外，由于逆温层与冻雨之间存在着紧密联系，同时数值模式对温度的预报能力要明显强于对降水量级及相态的预报，那么是否可以利用这一点来延长对冻雨预报的时效呢？这些都是未来需要进一步进行探讨的。

致谢：感谢中央气象台王秀文首席预报员在冻雨过程的划分标准方面所给予的帮助。

参考文献

丁一汇，王遵娅，宋亚芳，等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系. 气象学报，66(5)：808-825.

杜小玲，彭芳，武文辉. 2010. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析. 气象，36(5)：92-97.

黄小玉，黎祖贤，李超，等. 2008. 2008年湖南极端冰冻特大灾害天气成因分析. 气象，34(11)：47-53.

李登文，乔琪，魏涛. 2009. 2008年初我国南方冻雨雪天气环流及垂直结构分析. 高原气象，28(5)：1140-1148.

李登文，杨静，吴兴洋. 2011. 2008年低温冰冻雨雪灾害天气过程中贵州电线积冰气象条件分析. 气象，37(2)：161-169.

欧建军，周毓荃，杨棋，等. 2011. 我国冻雨时空分布及温湿结构特征分析. 高原气象，30(3)：692-699.

漆梁波. 2012. 我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点. 气象，38(7)：769-778.

孙建华，赵思雄. 2008. 2008年初南方雨雪冰冻灾害天气的大气层结和地面特征的数值模拟. 气候与环境研究，13(4)：510-519.

王东海，柳崇健，刘英，等. 2008. 2008年1月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析. 气象学报，66(3)：405-422.

王绍武. 2008. 中国冷冬的气候特征. 气候变化研究进展，4(2)：68-72.

魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京：气象出版社，69-72.

吴乃庚，林良勋，李天然，等. 2008. 2008年初广东罕见低温雨雪冰冻天气的成因初探. 广东气象，30(1)：4-7.

严小冬，吴战平，古书鸿. 2009. 贵州冻雨时空分布变化特征及其影响因素浅析. 高原气象，28(3)：694-701.

杨贵名，孔期，毛冬艳，等. 2008. 2008年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析. 气象学报，66(5)：837-850.

赵珊珊，高歌，张强，等. 2010. 中国冰冻天气的气候特征. 气象，36(3)：34-38.

郑婧，许爱华，许彬. 2008. 2008年江西省冻雨和暴雪过程对比分析. 气象与减灾研究，31(2)：29-35.

朱坤，刘华强，丁守智，等. 2009. 长江中下游一次暴雪冻雨微物理过程模拟研究. 气象与环境学报，25(3)：1-7.

朱乾根，林锦瑞，寿绍文，等. 2000. 天气学原理和方法(第三版). 北京：气象出版社，312-318.

宗志平，马杰. 2011. 2008年初冻雨强度变化以及与逆温层特征之间的关系. 气象，37(2)：56-60.

Okada T. 1914. Notes on the formation of glazed frost. Mon Wea Rev，42：284-286.

Zerr R J. 1997. Freezing rain：An observational and theoretical study. J Appl Meteor，36：1647-1661.