

山东半岛两次渤海海效应降雪 热力和动力特征对比

刘畅^{1,2} 杨成芳² 黄艇³ 梅婵娟⁴

1 山东省气象局气象防灾减灾重点实验室, 济南 250031

2 山东省气象台, 济南 250031

3 大连市气象台, 大连 116001

4 山东省威海市气象局, 威海 264200

摘要:2021年12月17日(简称1217过程)和24—26日(简称1225过程)山东半岛相继出现两次渤海海效应降雪,其中1225过程冷空气更强、持续时间更长,但降雪强度和总降雪量不及1217过程。利用海上锚定浮标站、S波段多普勒天气雷达、常规高空和地面加密观测资料及ERA5再分析资料对两次过程的热力和动力特征进行对比,结果表明1225降雪第一阶段海气温差(海表温度和850hPa气温之差)28℃,大于1217过程(24℃),第二阶段二者海气温差接近,为24℃~25℃。整个降雪期间,1225过程低层冷平流呈阶段性减弱且各阶段强度均弱于1217过程,影响其低层热力条件发展。1217过程冷平流强中心最高发展至700~500hPa,而1225过程仅达到875~750hPa,逆温层在冷中心上方发展,影响其逆温层下条件不稳定层(或中性层)发展深度,从而影响浅对流云垂直发展厚度,最终影响降雪强度。1225过程降雪第二阶段渤海及上游地区主导风向偏西分量较大,因而低层暖舌、中尺度切变线和强降雪回波带纬向分量偏大,且主体位于海上,导致半岛降雪不明显。冷平流是影响海效应降雪热力结构的关键物理因子,其通过诱生低层暖舌间接制约中尺度切变线发生和发展,以及抬升和组织降雪回波,对降雪动力结构产生影响。预报中需动态分析冷平流阶段性、三维空间结构及低层强度演变,具体应关注海气温差、边界层绝对水汽含量、逆温层高度及条件不稳定层(中性层)厚度和主导风向等,研判低层暖舌和切变线位置、走向和强度等中尺度特征。

关键词:渤海海效应降雪,冷平流空间结构,主导风向,低层中尺度切变线,对比分析

中图分类号: P458

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2026.011201

Comparison of Thermodynamic and Dynamic Characteristics of Two Bohai Sea-Effect Snowfall Weather Events over the Shandong Peninsula

LIU Chang^{1,2} YANG Chengfang² HUANG Ting³ MEI Chanjuan⁴

1 Shandong Key Laboratory of Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Jinan 250031

2 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031

3 Dalian Meteorological Bureau of Liaoning Province, Dalian 116001

4 Weihai Meteorological Office of Shandong Province, Weihai 264200

Abstract: On 17 and during 24-26 December 2021, Shandong Peninsula experienced two Bohai sea-effect snowfall events. The cold air intensity was stronger and snowfall duration was longer during the 24-26 process than that on 17, but the total snowfall amount was less and intensity of snowfall was weaker. In this paper, thermodynamic and dynamical characteristics are analyzed and compared based on the data of moored buoy station, S-band Doppler weather radar, conventional sounding, hourly snowfall observation from ground automatic meteorological stations and ERA5 reanalysis data. The commain results are as follows. During the first snowfall phase in 24-26 December, sea-air temperature difference between sea surface and 850hPa was 28℃, exceeding that on the 17th (24℃). During the second snowfall phase, both events exhibited comparable

*中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题(2024LASW-B27)、中国气象局雷电重点开放实验室开放课题(2024KELL-B010)、山东省自然科学基金(ZR2022MD095、ZR2025LQX001)和山东省气象局重点项目(2023sdqxz10、2025Zsdqxz01)共同资助

第一作者: 刘畅, 主要从事灾害性天气预测和机理研究.Email:liucc99@163.com

41 sea-air temperature between 24 °C and 25 °C. Throughout the snowfall period, the snowfall process in 24-26
42 displayed an intermittent weakening of low-level cold advection, with advection intensities consistently weaker
43 than on the 17 th. This weaker thermal advection impacted the development of lower-level thermal and moisture
44 conditions. During the 17 December event, the intense core of cold advection extended vertically to 700-500
45 hPa, whereas during the snowfall from 24 to 26 December, it was confined to 875-750 hPa. Consequently, the
46 inversion layer developed upward above the cold advection center and influenced the depth of conditionally
47 unstable (or neutral) layer beneath the inversion, which limited the vertical extent of shallow convective clouds
48 and ultimately diminished snowfall intensity. During the second snowfall phase from 24 to 26 December,
49 steering wind direction over the Bohai Sea and its upstream regions had a larger westerly component. Thus, the
50 low-level tongue, mesoscale shear line and heavy snow echo band all displayed larger zonal component and
51 positioned predominantly offshore, resulting in inconspicuous snowfall over the peninsula. Cold advection
52 constituted a primary physical driver modulating the thermal structure of sea-effect snowfall. It indirectly
53 controlled the initiation and evolution of mesoscale shear lines by inducing a low-level warm tongue, thereby
54 providing dynamical lifting and organizational mechanism over snowfall echo structures and ultimately shaping
55 the dynamical structure of snowfall. When forecasting such snowfall, it is essential to make an integrated
56 dynamic analysis of cold advection developmental stages and its three-dimensional spatial structure and
57 intensity evolution on low-level. To be specific, the sea-air temperature difference, absolute moisture content
58 within the boundary layer, inversion layer height, thickness of the conditionally (or neutral) unstable layer and
59 steering wind direction should be considered more. Diagnosing mesoscale characteristics such as the position,
60 orientation and intensity of low-level warm tongue and shear line is also imperative.

61 **Key words:** Bohai sea-effect snowfall, spatial structure of cold advection, steering wind direction, low-level
62 meso-scale shear line , comparative analysis

63 引言

64 冬季, 当强冷空气由内陆移到暖海面上时, 海气温差增大, 在湍流作用下, 海洋向低层大气持续输
65 入热量和水汽, 近海面低层冷空气增温增湿, 而高层温湿少变, 大气层结呈现上冷下暖的不稳定状态。
66 暖海面气块上升时冷却, 达到饱和并凝结成小水滴和冰晶, 则形成低云, 产生降雪, 称之为海(湖)效
67 应降雪 (Fujisaki-Manome et al, 2022), 因其发生在强冷平流影响下, 在我国通常又称之为“冷流降雪”
68 (杨成芳和李泽椿, 2018)。我国渤海中东部、渤海海峡、黄海、东海海面及其沿海地区均可产生海效
69 应降雪 (陈雷等, 2012; 梁军等, 2015), 其中以山东半岛北部的烟台和威海地区最为显著 (Bao and
70 Ren, 2018; Li et al, 2022)。渤海海效应降雪是冬季造成山东半岛气象灾害的主要天气事件之一。

71 渤海海效应降雪具有显著的中尺度特征。过程暴雪范围通常都不超过 50km, 且在空间分布上有很大
72 差异, 烟台和威海暴雪不同步出现(杨成芳, 2010; 于晓晶等, 2013)。降雪雷达回波呈狭窄的带状, 回波移动
73 方向与带状长轴方向一致, 强反射率因子带通过某一固定区域时, 可产生“列车效应”造成暴雪, 径向
74 速度场上存在风向切变线是冷流暴雪的典型雷达回波特征(刁秀广等, 2011); 渤海海效应降雪在卫星云
75 图上通常表现为西北—东南向的 β 中尺度云带, 且存在多个浅对流中心 (于晓晶等, 2013), 可见光云
76 图存在多条降雪云带, 随云团发展可出现云带合并现象, 且每条云带内部可能存在多个云团 (郑怡等,

77 2019)。

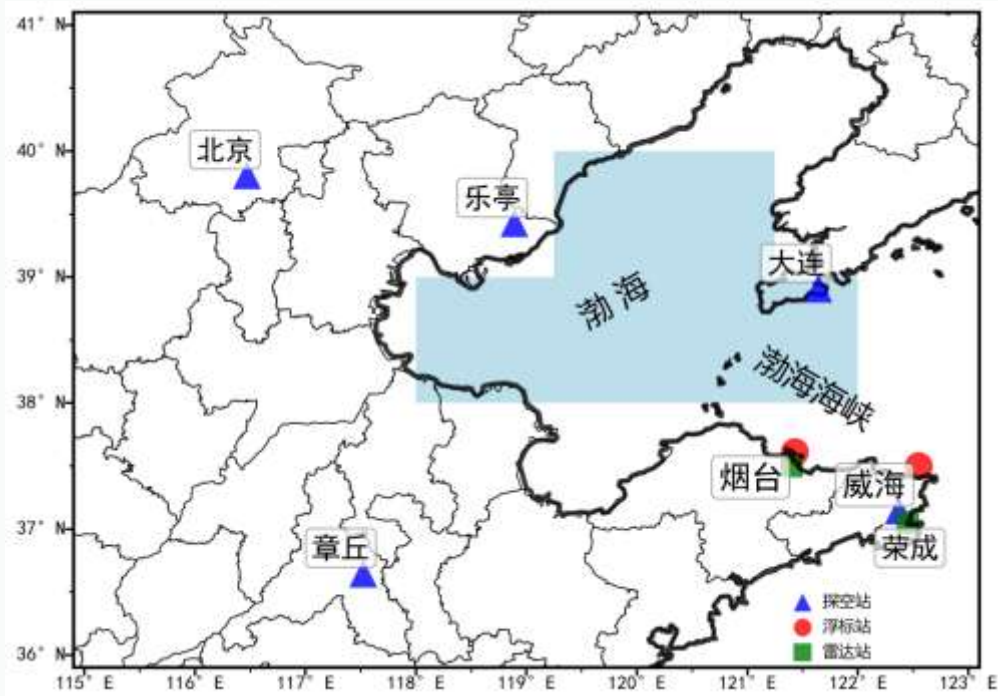
78 虽然对流尺度数值模式能够描述中小尺度系统特征,但对于具有浅层对流特性的海(湖)效应降雪,
79 由于存在雷达探测最低仰角以下的盲区、卫星反演过程中云遮挡等诸多现实问题,使得构建模式初始场
80 时缺少海上和边界层观测资料(Fujisaki-Manome et al,2022),同时由于缺少对对流发展过程的观测,积
81 云对流参数化方案的选择也具有盲目性,目前在模拟海(湖)效应降雪时最大的不足在于对海气间的湍
82 流热量通量不能准确表达(Fujisaki-Manome et al,2017)。因此,海效应降雪的发生时间、地点以及强度
83 的精确预报依然是一项难题(Jeworrek et al,2017; Baltaci et al,2021)。

84 气象预报业务中通常参考数值模式预报的环境要素场,基于已有的海效应降雪形成机理和概念模型,
85 综合研判热力和动力物理因子,定性地预报降雪量级。如在美国东部湖效应降雪潜势预报中,应用的物
86 理因子包括海(湖)气温差、水体表面至 700hPa 主导风向和风速、低层逆温层、风向垂直切变、近地层
87 局地风辐合等(Niziol et al,1995,Laird et al, 2003)。国内学者对渤海海效应降雪也开展了多角度研究,
88 如利用数值模式揭示了暴雪三维热力结构和运动特征(杨成芳, 2010;杨成芳等, 2011),统计了暴雪产
89 生时海气温差特征(阎丽凤和杨成芳,2014;李建华等,2024),此外还对海效应降雪海岸锋(苏博等,2007;
90 孙建华和黄翠银,2011;于晓晶等,2013)、重力波(张勇等,2008)和低层切变线(李刚等,2020)等的中尺
91 度动力特征进行了探讨。但目前除海气温差外,仍缺少对暴雪热力和动力关键物理因子及阈值的统计
92 结论和定量应用,在数值模式降雪量预报出现较大偏差时,预报员往往因缺少订正依据而预报失误。

93 2021年12月17日(简称1217过程)、24~26日(简称1225过程)山东半岛相继出现海效应降雪,
94 其中后一次过程冷空气影响时间更长、强度更强、气温更低,但总降雪量和降雪强度均不及前一次过程,
95 数值模式和预报员均未对此情况做出正确预判。为此,本文对两次过程的热力和动力特征进行对比,定
96 量分析海效应降雪关键物理因子及其动态演变对降雪的影响,旨在为海效应降雪模式订正和准确预报提
97 供参考依据。

98 1 资料和方法

99 本文采用的资料包括国家级地面气象观测站逐时降雪量资料,荣成探空站每日 08:00 和 20:00(北京
100 时,下同)常规探空资料,烟台和威海两部 S 波段多普勒天气雷达逐 6 min 反射率因子拼图和反演风场
101 (王俊,2004),烟台港和鸡鸣岛锚定浮标站的逐时海表温度、海面 3 m 气温和相对湿度及 10 m 高度 2
102 min 平均风资料,欧洲中期天气预报中心(ECMWF) ERA5 再分析资料(时间分辨率 1 h,空间分辨率 0.
103 25°×0.25°)。站点位置如图 1 所示。



注：蓝色阴影为计算区域平均感热和潜热通量海区。

图1 站点位置分布

Fig.1 Distribution of observation stations

104
105
106
107
108

2 天气实况

109

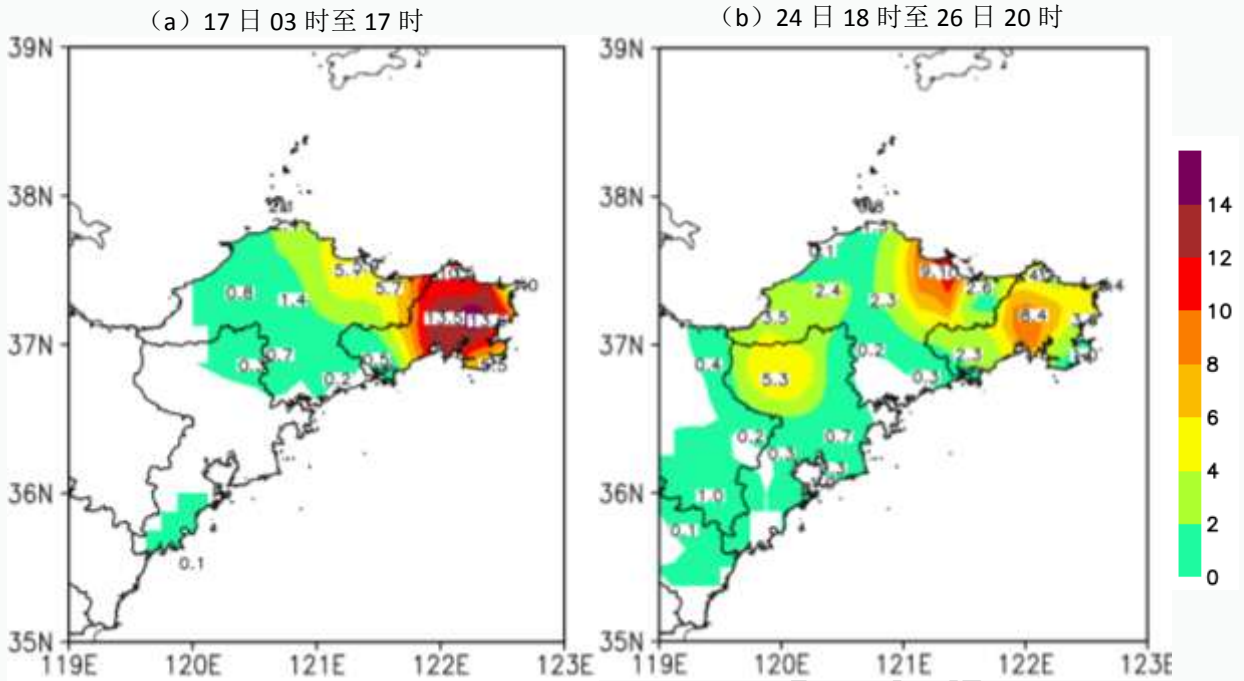
110 1217 过程降雪中心位于山东半岛东部(图 2a), 17 日 03:00—17:00 荣成累计降雪量最大(13.6 mm),
111 文登 (13.5 mm) 和威海 (10.5 mm) 也出现了暴雪。1225 过程降雪中心较为分散 (图 2b), 24 日 18:00
112 至 26 日 20:00 烟台累计降雪量最大 (10.3 mm), 平度 (5.3 mm) 和文登 (8.4 mm) 出现大雪。

113 选择两次过程累计降雪量最大的站点为代表, 对比分析降雪强度演变特征。1217 过程荣成降雪强度
114 时间演变呈现单峰特征 (图 3a), 最强降雪出现在 17 日 09:00 (4.5 mm h^{-1}), 整个过程共有 10 个站
115 降雪强度大于 2.5 mm h^{-1} ; 1225 过程烟台降雪强度时间演变呈双峰特征 (图 3b), 峰值出现在 25 日 08:00
116 和 19:00, 最大降雪强度为 1.8 mm h^{-1} 。1225 小时最强降雪出现在 26 日 01:00 文登站 (3.0 mm h^{-1}), 仅
117 此 1 个站降雪强度大于 2.5 mm h^{-1} , 其他各站降雪强度均不足 1.0 mm h^{-1} 。

118 由上可知, 1217 过程降雪持续时间短 (陆地 15h), 降雪时段集中, 降雪强度大; 1225 过程降雪持
119 续时间长 (陆地 50 h), 降雪强度弱, 可分为两个阶段: 12 月 25 日 20:00 前, 降雪集中出现在半岛中西
120 部, 25 日 20:00 后降雪中心在半岛东部 (图略), 两个阶段降雪中心不重叠, 即 1225 降雪持续时间长但
121 累计降雪量不大。

122

123
124
125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135
136
137
138
139
140
141
142
143
144
145
146
147
148
149
150
151
152
153
154
155



注：数字表示站点累计降雪量，单位：mm。

图2 2021年12月 (a) 17日03:00—17:00、(b) 24日18:00至26日20:00
山东半岛累计降雪量(填色)分布

Fig.2 Distribution of accumulated snowfall (colored) in Shandong Peninsula from (a) 03:00 BT to 17:00 BT 17, and (b) 18:00 BT 24 to 20:00 BT 26 December 2021

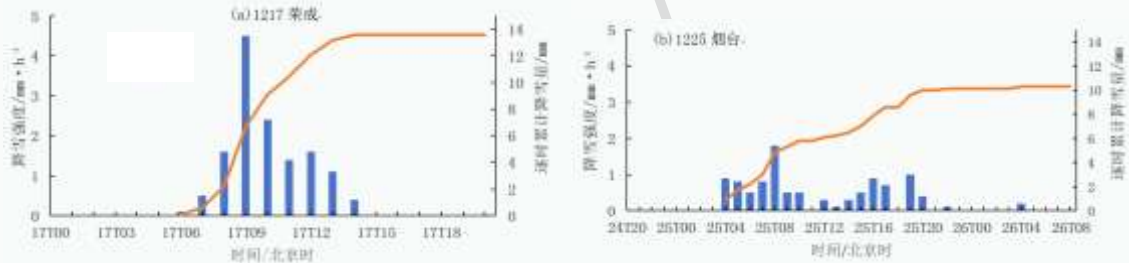


图3 (a) 荣成, (b) 烟台降雪强度和累计降雪量时间序列

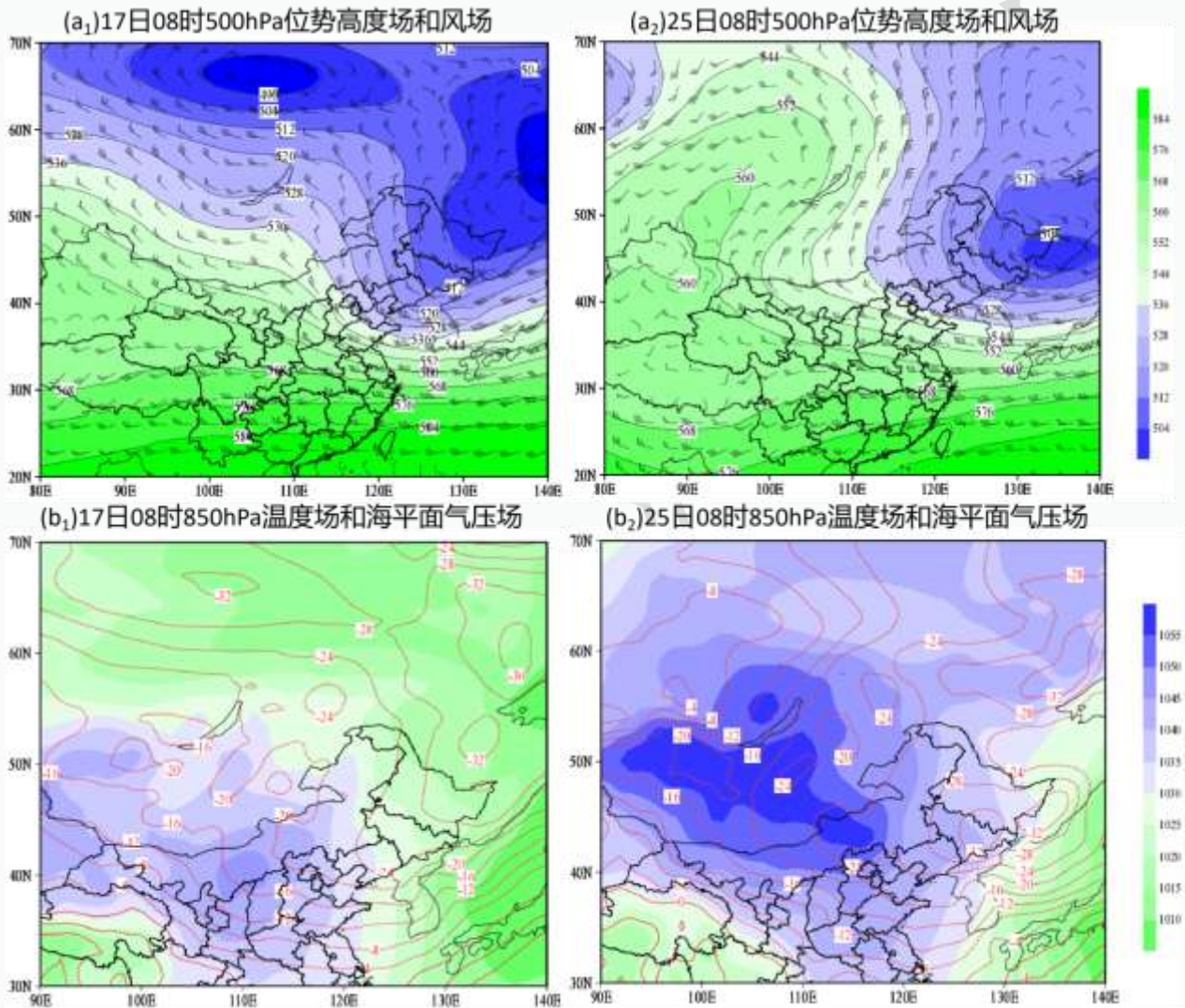
Fig.3 Time-series of snowfall intensity and accumulated snowfall at (a) Rongcheng and (b) Yantai stations

3 环流背景对比分析

12月17日08:00 (图4a₁), 500 hPa上我国东北地区受低涡南部低槽控制, 山东半岛受槽后西北气流控制。25日08:00 (图4a₂), 500 hPa东亚中高纬度地区呈现阻塞形势, 阻塞高压位于90°E~100°E附近, 切断冷涡位于130°E以东, 冷涡后部横槽上不断分裂有小槽南下, 导致1225降雪呈阶段性。

两次过程我国中东部地区地面均为冷高压控制, 但山东半岛及上游海区与冷高压的相对位置有所不

156 同。17日 08:00 (图 4b₁) 冷高压中心位于我国西北地区东部, 山东半岛及上游海区在西北风控制之下,
 157 山东半岛北部地区 850 hPa 气温下降至-16 °C左右, 等温线与等高线几乎正交, 强冷平流影响山东半岛。
 158 25日 08:00(图 4b₂), 冷高压中心位于蒙古国, 位置明显偏北, 山东半岛及上游海区对流层低层为偏北风
 159 控制, 850 hPa 气温下降至-20 °C左右, 此为降雪第 1 阶段; 26日凌晨(第 2 阶段) 高空阻塞形势崩溃(图
 160 略), 横槽转竖过境山东半岛, 冷高压中心南落, 山东半岛及上游海区逐渐逆转为西北风控制, 850 hPa
 161 气温上升至-18 °C左右, 26日白天降雪逐渐停止。



162
 163 图 4 2021 年 12 月 (a₁, b₁) 17 日 08:00, (a₂, b₂) 25 日 08:00 (a) 500hPa 位势高度场 (填色和等值线, 单位: dagpm)
 164 和 风场(风羽), (b) 海平面气压场 (填色) 和 850hPa 气温 (等值线, 单位: °C)

165 Fig.4 (a) 500 hPa geopotential height (colored and contours, unit: dagpm) and wind field (barb), (b) sea level pressure
 166 (colored) and 850 hPa temperature (contour) at (a₁, b₁) 08:00 BT 17 and (a₂, b₂) 08:00 BT 25 December 2021

167 4 热力特征对比分析

168 降雪形成需要有一定强度冷空气入侵, 冷平流标志着较低温度(海气温差条件)和一定强度的气流

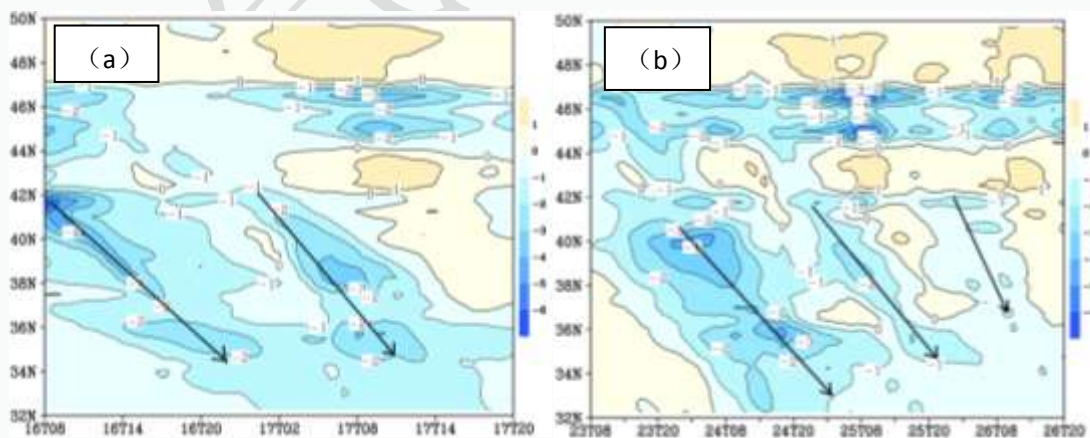
169 (风速条件), 是影响海效应降雪重要的物理因子(于志良, 1998)。此外, 低层冷平流还有助于在冷
170 空气团上方形成天气尺度逆温层(Blechman,2001), 进而影响海效应降雪云的发展高度。

171 4.1 冷平流水平演变和海气温差

172 Lavoie(1972)发现湖气温差是湖效应降雪最重要的物理机制。海(湖)气温差表征低层温度垂直递减
173 率大小(Fujisaki-Manome et al,2022), 即热力不稳定程度, 层结越不稳定, 越有利于海(湖)降雪发生。
174 美国五大湖区在没有天气系统强迫下产生湖效应降雪必要条件是 850hPa 气温和湖水温度差 $>13^{\circ}\text{C}$
175 (Holroyd,1971;Byrd et al,1991), 海拔高的地区如大盐湖, 需 700hPa 气温与湖水温度差 $>16^{\circ}\text{C}$ (Steenburgh
176 et al,2000)。渤海海效应降雪预报业务中海气温差常取海表温度与 850 hPa 气温的差值, 即 $\Delta T_{\text{SST}-850}$ (阎
177 丽凤和杨成芳, 2014), 本文中表温度来自鸡鸣岛锚定浮标站, 850 hPa 气温来自 ERA5 资料。

178 1217 过程地面冷锋 16 日上午位于山东半岛, 虽受冷平流影响(图 5a), 但此时海气温差不足 20°C ,
179 海效应降雪尚未产生。第 2 次冷平流于 17 日凌晨开始影响, 850hPa 气温下降至 -14°C , 海表温度 9°C ,
180 海气温差增大至 23°C (图 6a), 陆地于 02:00—03:00 监测到降雪, 此后 850hPa 气温缓慢下降, 海气温
181 差缓慢增大, 08:00 前后为降雪最强时段, 白天虽然 850hPa 气温维持在 $-16\sim-15^{\circ}\text{C}$, 海气温差维持在
182 $24\sim25^{\circ}\text{C}$, 但由于冷平流逐渐减弱, 陆地降雪随之减弱直至结束。

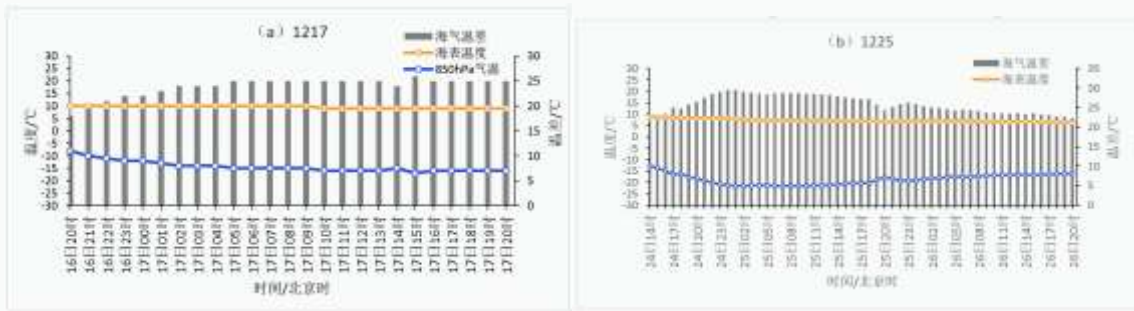
183 1225 过程在高空阻塞形势影响下, 出现 3 次冷平流(图 5b)。地面冷锋于 23 日早晨在山东半岛产
184 生系统性弱降雪, 此后受第 1 次冷平流影响气温持续下降, 24 日下午 850 hPa 气温下降至 -17°C , 海表
185 温度 8°C , 海气温差达到 25°C (图 6b), 17:00 陆地产生降雪。25 日 08:00 前后是第 2 次冷平流最强
186 时段, 但明显弱于第 1 次, 此时 850 hPa 气温降至 -21°C , 海表温度也缓慢降至 7°C , 海气温差达到了
187 28°C , 之后冷平流减弱, 850 hPa 气温开始缓慢升高, 海气温差减小, 降雪减弱, 而第 3 次冷平流强度
188 更弱, 850 hPa 气温继续升高, 26 日 14:00 海气温差减小至 23°C , 弱降雪仍持续, 直至冷平流消失, 陆
189 地降雪结束。可见, 两次过程陆地出现降雪时海气温差均达到了 $23\sim25^{\circ}\text{C}$ 且有冷平流持续影响, 当冷平
190 流消失时, 即使海气温差仍较大, 降雪亦停止。



191 注: 图中黑色箭头标识冷平流中心传播进程。

192 图 5 2021 年 12 月(a)16—17 日、(b)23—26 日 1000~850 hPa 温度平流(填色和等值线, 单位: $10^{-3}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$)沿 120°E 演
193 变
194

195 Fig.5 Evolution of low-level temperature advection (colored and contour,unit: $10^{-3}K \cdot s^{-1}$) along 120 E during (a) 16–17
 196 and (b) 23–26 December 2021



197
 198
 199 图 6 2021 年(a)16—17 日、(b)24—26 日海表温度、850hPa 气温和海气温差的时间序列

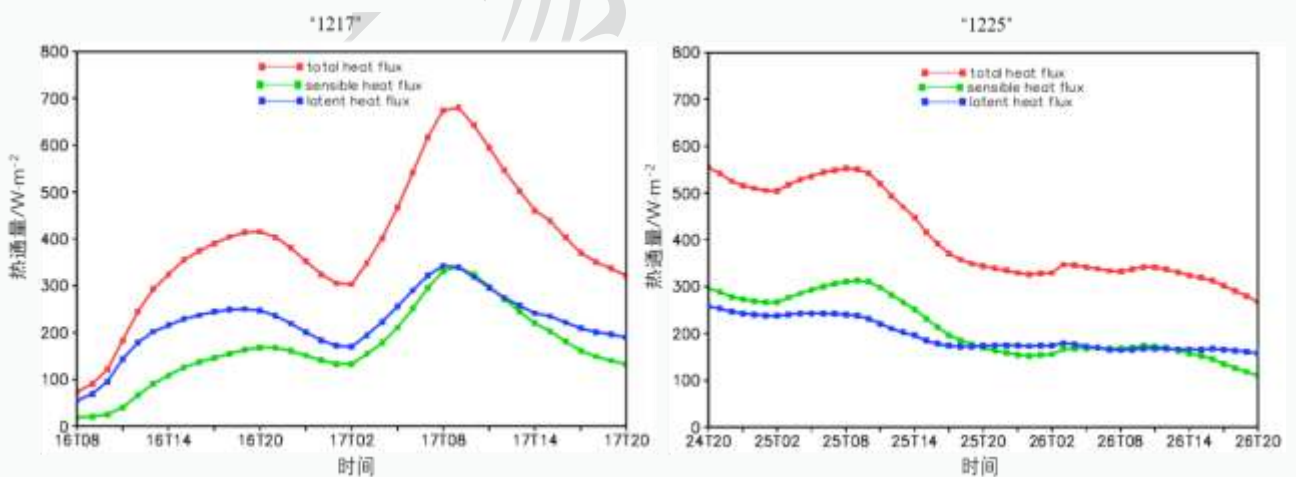
200 Fig.6 Time-series of sea surface temperature,850hPa temperature and air-sea temperature difference during (a)16–17 and (b)
 201 24–26 December 2021

203 4.2 冷平流垂直结构和混合层发展

204 海效应降雪本质上为对流性降雪 (Niziol et al,1995;Jeworrek et al,2017), 降雪强度与大气不稳定发
 205 展情况相关, 而暖海面通过湍流交换作用向大气输送热量和水汽 (Fujisaki-Manome et al,2017), 会影响
 206 大气层结稳定度, 从而对降雪产生影响。

207 4.2.1 海气热通量与边界层水汽含量

208 感热通量和潜热通量来自 EAR5 资料, 其适用性已有相关研究进行了论证 (魏文韬和王斌, 2024)。
 209 两次过程热通量峰值与强降雪阶段对应较好 (图 7)。1217 过程区域平均总热通量接近 700 w m^{-2} 峰值
 210 出现在 17 日 08:00; 1225 过程峰值出现在 25 日 08:00 前后, 约为 550 w m^{-2} 。



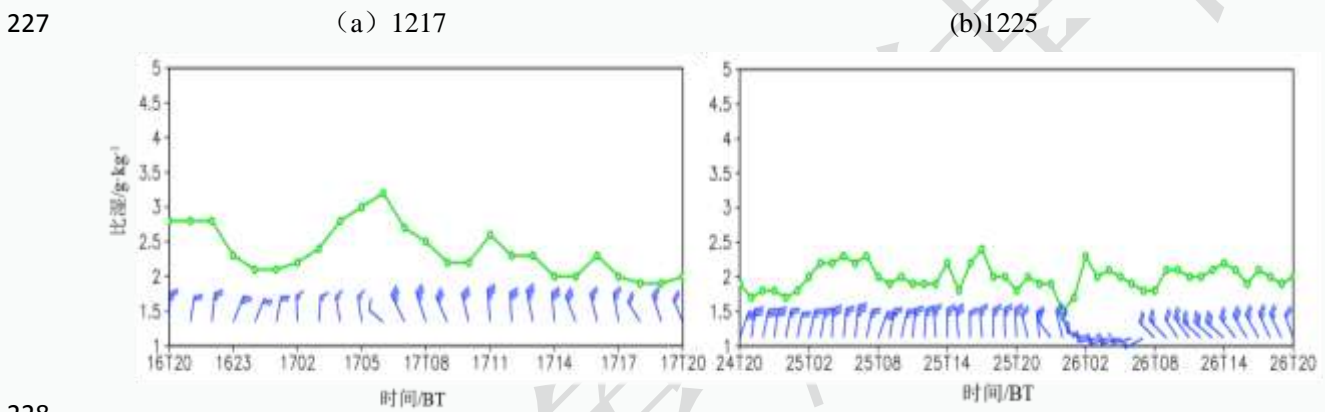
211
 212 图 7 2021 年 12 月(a)16—17 日、(b)24—26 日渤海海域区域平均总热通量、感热通量和
 213 潜热通量的时间序列

214 Fig.7 Time-series of regionally averaged total heat flux,sensible heat flux and latent heat flux over the Bohai Sea Area during (a)
 215 16–17 and (b) 24–26 December 2021

216 此外, 1217 过程潜热通量较 1225 过程也更大, 二者峰值分别为 350 w m^{-2} 、 250 w m^{-2} , 平均潜热

217 通量前者基本维持在 200 w m^{-2} 以上,而后者在 200 w m^{-2} 以下,表明 1217 过程有更多水汽输送到大气,
 218 其原因在于海洋向大气的水汽输送是通过蒸发过程进行的(阎俊岳, 1999),同时伴随着潜热进入大气
 219 低层。从两次过程绝对水汽含量情况来看,1217 过程平均比湿 $>2.0 \text{ g kg}^{-1}$,最大为 3.2 g kg^{-1} ,1225 过程
 220 在 2.0 g kg^{-1} 左右,最大为 2.3 g kg^{-1} 。荣成探空数据显示(图略),12月16日20:00水汽含量最佳,近
 221 地面(1014.8 hPa,79 m)比湿为 2.6 g kg^{-1} , $>1 \text{ g kg}^{-1}$ 湿层高度可达 814 hPa(1841 m); ; 24日20:00水
 222 汽含量最大,近地面(1024.4 hPa,79 m)比湿为 1.32 g kg^{-1} , $>1 \text{ g kg}^{-1}$ 的湿层高度仅到达了 923.9 hPa (887
 223 m)。可见,1217 过程的水汽条件优于 1225 过程。

224 海气感热通量和潜热通量的影响因素除了海气温差还有风速(阎俊岳, 1999),虽然 1225 过程气温
 225 更低,海气温差更大,但强降雪时段其风速($10\sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)小于 1217 过程($12\sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)(图 8),
 226 同时海洋向大气输送的热量和水汽也更低,因此 1225 过程不稳定程度较弱。



228
 229 图 8 2021 年 12 月 (a) 16—17 日、(b) 24—26 日烟台港锚定浮标站近海面比湿和 10min 平均风(风羽)时间序列
 230 Fig.8 Time-series of specific humidity near sea surface and 10 min average wind at Yantai port moored buoy station during (a)
 231 16—17 and (b) 24—26 December 2021

232 4.2.2 冷平流垂直结构、逆温层和条件不稳定层发展

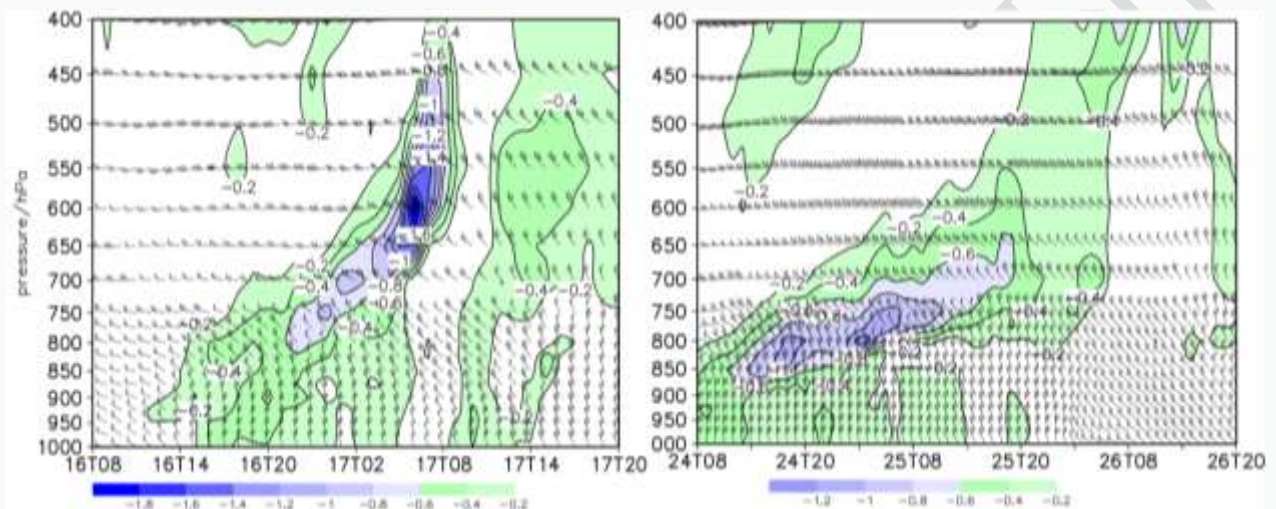
233 海(湖)效应降雪一般在冷锋过境几个小时后开始,期间稳定逆温层下的边界层内增温、增湿,逐
 234 渐形成不稳定的、充分混合的气层,热力不稳定程度和厚度都是影响海(湖)效应降雪强度的重要因素,
 235 而混合层厚度可能更重要(Byrd et al, 1991)。

236 12月17日强冷平流出现在 02:00—08:00(图 9a),中心约位于 600 hPa,中心值约为 $-1.8 \times 10^{-3} \text{ K s}^{-1}$.,
 237 08:00 荣成站探空(图 10a)显示逆温层底较高,约位于 582 hPa (4247 m),即逆温层在冷平流中心上
 238 方发展,逆温层厚度约 1872 m。逆温层下的条件不稳定气层厚度决定了云体发展厚度(Kristovich and
 239 Laird,1998)。由图 11a 可见,17日02:00至06:00(主要降雪发生前),875hPa以下饱和假相当位温随
 240 高度减小,即海效应降雪是弱条件不稳定下的对流降雪(郑永光等, 2024),06:00 700~650hPa也表
 241 现出弱条件不稳定特征(这可能是云内垂直运动混合和降雪凝结潜热释放的结果),整体上 600hPa 以下

242 为条件不稳定和近中性气层。以 75%相对湿度作为阈值判断云区（欧建军，2011），08:00 云底约位于
 243 982 hPa（147 m），云顶伸展至 650 hPa（3 407 m）（图 10a），云体厚度达 3 260 m，对应最大降雪强
 244 度 4.4 mm h^{-1} （威海文登）。

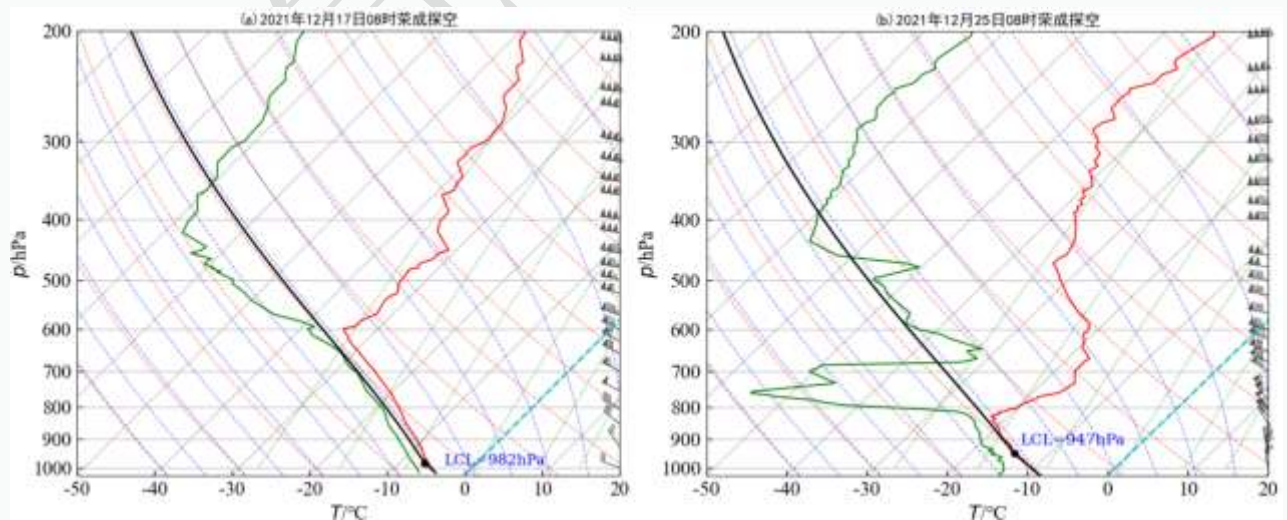
245 12 月 25 日 08:00（图 5b），冷平流强中心约位于 800 hPa（图 9b），层次较低，中心值约为 -1.2×10^{-3}
 246 k s^{-1} 。逆温层底较低，约位于 811 hPa（1 887 m）（图 10b），逆温层厚度仅 804 m 混合层最高仅发展到
 247 875 hPa（图 11b）。云底较高，约位于 947 hPa（540 m），而云顶仅伸展至 825 hPa（1 734 m），云体厚度
 248 仅 1 194 m，显著低于 1217 过程，对应最大降雪强度 1.8 mm h^{-1} （烟台福山）。

249



250
 251 图 9 2021 年 12 月(a) 16—17 日和(b)24—26 日荣成水平风场（风羽）和温度平流(填色和等值线, 单位: $10^{-3} \text{ k} \cdot \text{s}^{-1}$)时间-
 252 高度演变

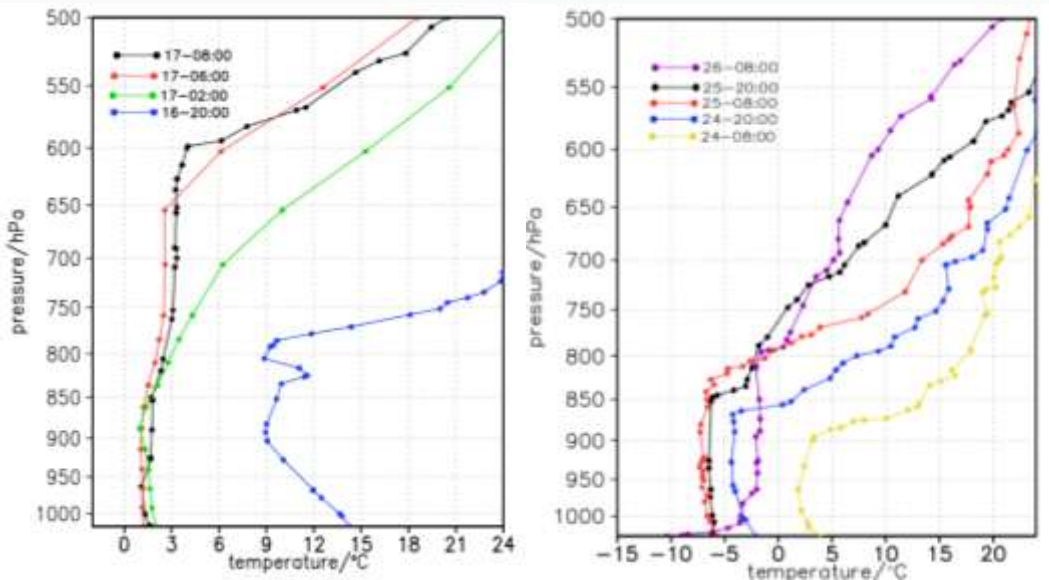
253 Fig.9 Time-height variation of horizontal wind (barb) and temperature advection (colored and contour, unit: $10^{-3} \text{ k} \cdot \text{s}^{-1}$) at
 254 Rongcheng Station during (a) 16—17 and (b) 24—26 December 2021



255
 256 图 10 2021 年 12 月(a) 17 日 08:00 和(b)25 日 08:00 荣成 $T\text{-ln}p$ 图

257
258
259

Fig.10 The T - $\ln p$ diagram of Rongcheng Station at(a) 08:00 BT 17 and (b) 08:00 BT 25 December 2021



260
261

图 11 2021 年 12 月 (a)16—17 日和 (b)24—26 日荣成探空站饱和假相当位温垂直廓线时间演变

Fig.11 Temporal evolution of vertical profile of saturated pseudo-equivalent potential temperature at Rongcheng sounding station during (a) 16—17 and (b) 24—26 December 2021

265 综上所述，与 1217 过程相比，1225 过程冷平流中心高度低、强度弱，逆温层底也相对较低，而逆
266 温层以下的条件不稳定层厚度会影响海效应降雪中云体垂直发展高度(Niziol et al,1995, Jeworrek et
267 al,2017)，最终导致 1225 过程云体厚度不及 1217 过程，是其降雪强度不及 1217 过程的主要原因。可见，
268 海效应降雪冷平流垂直结构通过影响逆温层高度和条件不稳定层厚度，进而影响云体垂直发展高度，最
269 终导致降雪强度差异。

270 5 动力特征对比分析

271 5.1 低层切变线和降雪窄带回波

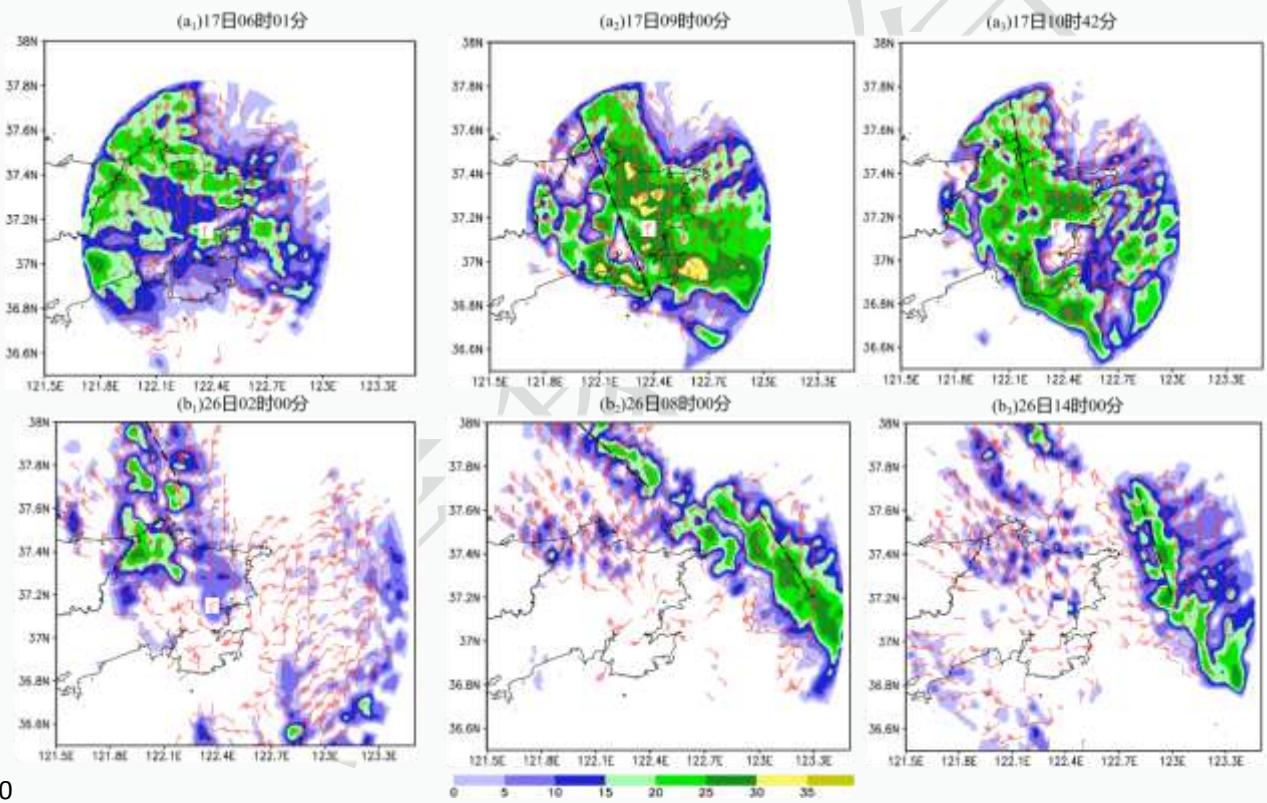
272 海效应降雪一旦形成，动力条件是决定其降雪空间分布和降雪量大小的主要因素(杨成芳和李泽椿，
273 2018)。

274 12 月 17 日凌晨，渤海东南部有降雪回波形成(图略)，随着引导气流向东南方向移动，陆地 03:00
275 开始监测到降雪量，06:01 雷达反演风场显示在 800 m 高度仍为较一致的西北风，尚未形成切变线，回
276 波较为零散(图 12a₁)，之后随着 500hPa 低槽过境，在渤海海峡逐渐形成一条北偏西北风和西偏西北风
277 之间的渐进辐合式切变线，零散回波逐渐合并加强成带状，最强回波超过 35 dBz(图 12a₂)，回波带南
278 端位于山东半岛东部陆地，09:00 荣成小时降雪量达 4.5 mm,累计降雪量达到暴雪量级(图 2a)。此后

279 随着低槽东移，低层冷平流减弱，切变线减弱，10:00 左右降雪回波带已明显东移南压，结构松散、强度
280 减弱（图 12a₃）。

281 12月26日02:00，1600 m 高度(因回波带距离雷达站较远，低层观测不完整，故采用较高等高面)
282 反演风场显示，海上已出现东北风和西北风的切变线(图 12b₁)，回波整体呈“西北—东南”走向。08:00，
283 东北风(或北偏西北风)与西北风形成切变线(图 12b₂)，沿切变线降雪回波带状特征清晰，回波走向纬
284 向分量增大。14:00，带状回波缓慢东移，强度减弱，仍可见偏北风与西北风之间的切变线(图 12b₃)。
285 与 1217 过程相比，1225 过程横槽下摆阶段，降雪窄带回波主体位于海上，整体位置偏东，陆地上仅有
286 较为分散的弱回波(图 12b₂)，回波强度和宽度也不及 1217 过程(图 12a₂)，这一阶段虽然山东半岛东部
287 出现较明显降雪，但整体强度弱，多数站点小时降雪量不足 1.0 mm，未产生暴雪(图 2d)。

288 可见，低层切变线位置、形态和走向对海效应降雪空间分布有重要影响,在其动力触发和组织作用下，
289 零散的降雪回波被组织成带状，回波窄带与山东半岛陆地的相对位置决定了陆地降雪量大值落区。



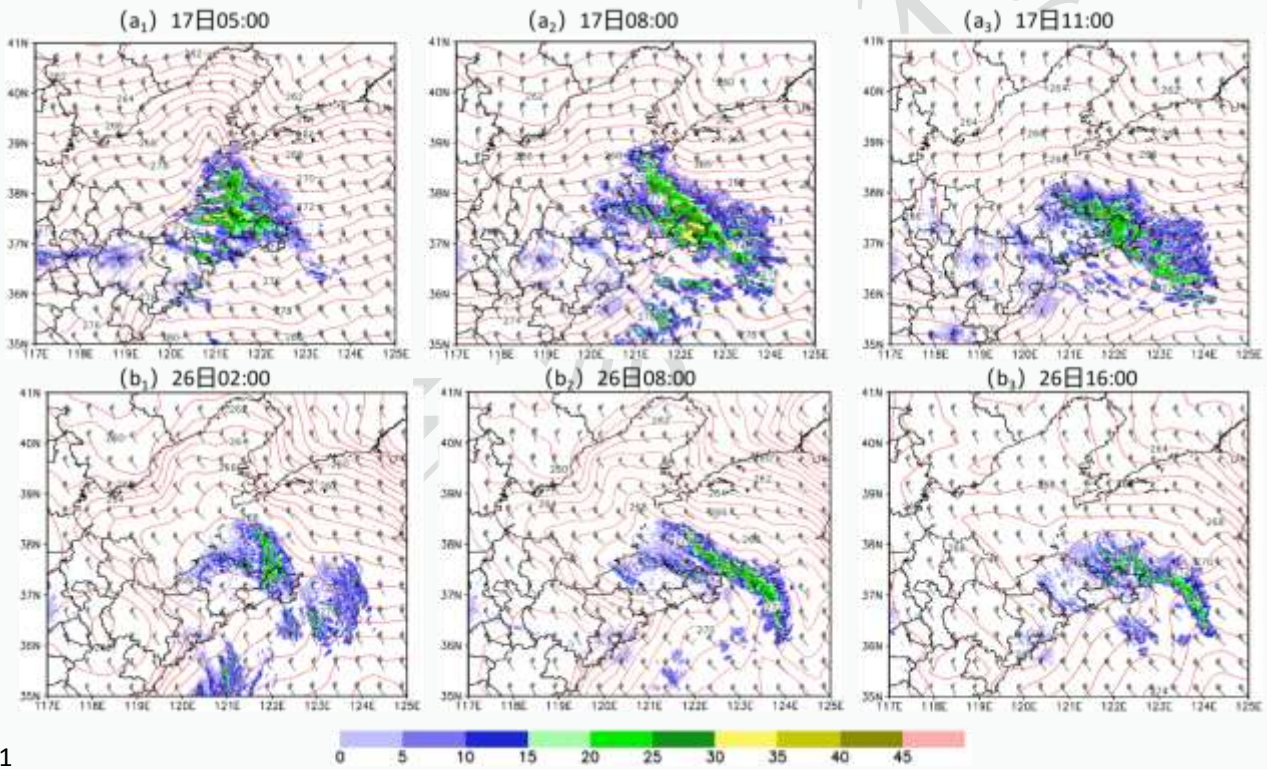
290
291 注：黑色虚线表示风向切变线。
292 图 12 2021 年 12 月 (a) 17 日 0.8 km 高度、(b) 26 日 1.6 km 高度荣成 S 波段多普勒天气雷达反演水平风场(风羽)和组
293 合反射率因子(填色)

294 Fig.12 Retrieved horizontal wind (barb) and composite reflectivity factor (colored) of Rongcheng S-band Doppler radar at
295 (a) 0.8 km height on 17 and (b) 1.6 km height on 26 December 2021

296 5.2 主导风向

297 降雪回波组织形态与水体轮廓形状、主导风向和风速有密切关系, 即当主导风向平行于水体长轴时,
 298 最有利于形成强降雪带。因此时从大陆移来的干冷空气经历了最长的“穿越距离”, 有更多的水汽与热
 299 量输入 (Niziol et al,1995; Laird et al,2003), 从而会形成低层暖舌, 进一步触发并组织对流 (Jeworrek et
 300 al, 2017)。本文中主导风向采用山东半岛上游三个高空站 (北京、乐亭和大连) 1000~700 hPa 实测风
 301 的平均值。

302 12月17日05:00—08:00 (图13a₁, 13a₂), 主导风向为西北风, 低层 (以1000 hPa为例) 假相
 303 当位温舌在渤海东部和渤海海峡发展, 降雪回波带位置与暖舌对应, 08:00平均主导风向为338° (表略),
 304 暖舌和降雪带状回波均呈“西北—东南”走向, 从辽东半岛南部延伸至山东半岛东部, 为降雪发展最强
 305 阶段; 11:00暖舌减弱, 降雪回波整体东移南落, 结构松散、强度减弱 (图13a₃)。1225过程主导风向、
 306 暖舌与降雪回波带的配置和演变也表现出了同样特征 (图13b), 即低层暖舌沿着主导风向伸展, 降雪回
 307 波带位置与暖舌对应。但26日02:00—08:00 (图13b₁, 13b₂), 回波带发生了逆时针旋转, 探空资料显示
 308 25日08:00至26日08:00, 主导风向由348°转为327° (表略), 逆时针转动了21°, 纬向分量增大,
 309 大于1217过程 (17日08:00), 二者相差11°, 因此, 暖舌和降雪回波带走向随之而变化, 回波主体
 310 偏离陆地, 即风向微小变化显著影响了降雪落区。



311 图13 2021年12月(a)17日、(b)26日主导风(风羽), 1000hPa假相当位温(等值线, 单位: K)和
 312 雷达组合反射率因子拼图(填色)
 313
 314

315 Fig.13 Steering wind (barb), 1000 hPa pseudo-equivalent potential temperature (contour, unit:K) and
 316 mosaic of radar composite reflectivity factor (colored) on (a) 17 and (b) 26 December 2021

317 6 结论与讨论

318 利用海上锚定浮标站、S 波段多普勒天气雷达、常规高空探空和地面自动气象站资料及 ERA5 再分
319 析资料对 2021 年 12 月 17 日和 24—26 日两次渤海海效应降雪的热力和动力特征进行了对比分析, 得到
320 如下主要结论:

321 (1) 海效应降雪预报中, 相比于海气温差, 更需要诊断分析冷平流阶段性及强度演变, 其与海气间
322 热量和水汽输送具有更直接的关系。强降雪时段, 1225 过程冷空气更强, 海气温差 (28°C) 更大, 1217
323 过程仅为 $24\sim 25^{\circ}\text{C}$, 但关键海区冷平流弱于 1217 过程, 因而低层能量和水汽状况均弱于 1217 过程。若
324 冷平流消失, 即使海气温差仍较大, 降雪也将减弱。

325 (2) 海效应降雪具有浅对流属性, 考察热力不稳定特征时, 需同时关注条件不稳定强度 (海表温度
326 与 850hPa 气温差) 和条件不稳定层 (中性层) 厚度, 冷平流中心的高度是影响条件不稳定层 (中性层)
327 发展厚度的重要因素。1225 过程冷平流中心发展高度 ($875\sim 750\text{ hPa}$) 不及 1217 过程 ($700\sim 850\text{ hPa}$),
328 中心强度也较弱, 致使其逆温层高度和条件不稳定层 (中性层) 厚度均相对较弱, 限制了其降雪云垂直
329 发展高度, 导致降雪强度弱。

330 (3) 渤海主导风向对海效应降雪空间分布有重要影响。主导风向影响低层暖舌和中尺度切变线走向,
331 渤海水体轮廓特征和山东半岛地形的共同影响, 决定了主导风向为西北风时有利于降雪增强, 当西北风
332 的偏北分量较大时, 暖舌、切变线和强降雪回波带经向度较大, 可与半岛陆地相交产生明显降雪。1225
333 过程第二降雪阶段主导风向为 327° , 与 1217 过程仅相差 11° , 暖舌和切变线纬向分量偏大, 强降雪回
334 波带位于海上, 未与半岛陆地相交, 降雪量不明显。

335 预报实践表明, 冷涡横槽背景下, 海效应降雪呈阶段性, 若持续时间长则易出现暴雪及以上量级降
336 雪; 而一次低槽快速东移时, 通常产生大雪及以下量级降雪。本文分析的两次过程分别属于以上两种情
337 况的特例, 通过分析发现海气温差不足以全面刻画海效应降雪热力不稳定特征的事实, 在研判热力环境
338 条件时, 还需要关注冷平流三维空间演变特征, 并进一步判断逆温层高度、条件不稳定层发展厚度等。
339 目前渤海海效应降雪预报多着眼于热力因子分析和相关指标的应用, 缺少对主导风、低层切变线等动力
340 因子的系统性研究和定量应用, 切变线生成位置、空间结构和增强因素等特征和机制仍不清楚, 有待进
341 一步研究。

342 致谢: 感谢山东省人民政府人工天气办公室王俊正、山东省气象台周成、魏海文和朱晓清同志在资料和绘图方面给予
343 的帮助。

344 参考文献

345 陈雷, 戴建华, 韩雅萍, 2012. 上海地区近 10 年冷流降雪天气诊断分析[J]. 气象, 38(2): 182-188. Chen L, Dai J H, Han Y P, 2012. Diagnosis analysis of
346 cold airflow snowfall events over Shanghai area in recent 10 years[J]. Meteor Mon, 38(2): 182-188 (in Chinese).

刁秀广, 孙殿光, 符长静, 等, 2011. 山东半岛冷流暴雪雷达回波特征[J]. 气象, 37(6): 677-686. Diao X G, Sun D G, Fu C J, et al, 2011. Doppler radar
echo features of cold airflow snowstorms in Shandong Peninsula[J]. Meteor Mon, 37(6): 677-686 (in Chinese).

李刚, 刘畅, 曹玥瑶, 等, 2020. 一次1月山东半岛东部极端海效应暴雪的发生机制分析[J]. 气象, 46(8): 1074-1088. Li G, Liu C, Cao Y Y, et al, 2020.
Case study on generation mechanism of extreme ocean-effect snowstorm in the east of Shandong Peninsula in January[J]. Meteor Mon, 46(8):
1074-1088 (in Chinese).

李建华, 肖明静, 孙倩倩, 等, 2024. 2023 年和 2005 年山东两次极端海效应暴雪的对比[J]. 海洋气象学报, 44(2): 15-26. Li J H, Xiao M J, Sun Q Q, et
al, 2024. Comparative analysis on two extreme sea-effect snowstorms in Shandong in 2023 and 2005[J]. J Marine Meteor, 44(2): 15-26 (in Chinese).

梁军, 张胜军, 黄艇, 等, 2015. 辽东半岛2次高影响冷流降雪的对比如分析[J]. 干旱气象, 33(3): 444-451. Liang J, Zhang S J, Huang T, et al, 2015.
Comparative analysis of two high impact cold-air snowfall over the Liaodong Peninsula[J]. J Arid Meteor, 33(3): 444-451 (in Chinese).

欧建军, 2011. 利用探空数据分析云垂直结构的方法及其应用研究[D]. 南京: 南京信息工程大学. Ou J J, 2011. The method of cloud vertical structure
analysis using upper-air observation and its studying of application[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology (in Chinese).

寿绍文, 2010. 位涡理论及其应用[J]. 气象, 36(3): 9-18. Shou S W, 2010. Theory and application of potential vorticity[J]. Meteor Mon, 36(3): 9-18 (in
Chinese).

苏博, 吴增茂, 李刚, 等, 2007. 山东半岛一次强冷流降雪的观测与数值模拟研究[J]. 中国海洋大学学报, 37(S1): 1-9. Su B, Wu Z M, Li G, et al, 2007.
Analysis and numerical modeling of a cold-air outbreak snowstorm event in Shandong Peninsula[J]. Periodical Ocean Univ China, 37(S1): 1-9 (in
Chinese).

孙建华, 黄翠银, 2011. 山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征[J]. 大气科学, 35(1): 1-15. Sun J H, Huang C Y, 2011. The three-dimensional
structure of coastal front producing heavy snow over the Shandong peninsula[J]. Chin J Atmos Sci, 35(1): 1-15 (in Chinese).

王俊, 2004. 单多普勒天气雷达反演二维风场的方法研究[D]. 青岛: 中国海洋大学. Wang J, 2004. A retrieval study of two-dimensional wind field from
single-doppler radar data[D]. Qingdao: Ocean University of China (in Chinese).

魏文韬, 王斌, 2024. 基于漂流式海气界面浮标的南大洋海气界面通量观测分析[J]. 海洋技术学报, 43(4): 37-45. Wei W T, Wang B, 2024. Observation
and analysis of air-sea interface flux in the southern ocean based on drifting air-sea interface buoy[J]. J Ocean Technol, 43(4): 37-45 (in Chinese).

阎俊岳, 1999. 中国邻海海-气热量、水汽通量计算和分析[J]. 应用气象学报, 10(1): 9-19. Yan J Y, 1999. Estimation and analysis for air-sea fluxes of heat
and moisture over the neighbouring seas of China[J]. Quart J Appl Meteor, 10(1): 9-19 (in Chinese).

阎丽凤, 杨成芳, 2014. 山东省灾害性天气预报技术手册[M]. 北京: 气象出版社: 204-205, 216. Yan L F, Yang C F, 2014. Technical Manual of
Disastrous Weather Forecast of Shandong Province[M]. Beijing: Meteorological Press: 204-205, 216 (in Chinese).

杨成芳, 2010. 渤海海效应暴雪的三维热力结构特征[J]. 中国海洋大学学报, 40(2): 17-27. Yang C F, 2010. Three-dimensional thermal structure of
ocean-effect snowstorm in Bohai[J]. Periodical Ocean Univ China, 40(2): 17-27 (in Chinese).

杨成芳, 高留喜, 王方, 2011. 一次异常强渤海海效应暴雪的三维运动研究[J]. 高原气象, 30(5): 1213-1223. Yang C F, Gao L X, Wang F, 2011.
Analysis on three-dimensional motion of an intense anomaly Ocean-Effect snowstorm in Bohai[J]. Plateau Meteor, 30(5): 1213-1223 (in Chinese).

杨成芳, 李泽椿, 2018. 近十年中国海效应降雪研究进展[J]. 海洋气象学报, 38(4): 1-10. Yang C F, Li Z C, 2018. Review of the research on the
ocean-effect snow in China in the past decade[J]. J Marine Meteor, 38(4): 1-10 (in Chinese).

于晓晶, 辜旭赞, 李红莉, 2013. 山东半岛一次冷流暴雪过程的中尺度模拟与云微物理特征分析[J]. 气象, 39(8): 955-964. Yu X J, Gu X Z, Li H L,
2013. Mesoscale numerical simulation and cloud microphysical characteristics of a cold-air snowstorm in Shandong Peninsula[J]. Meteor Mon, 39(8):
955-964 (in Chinese).

于志良, 1998. 胶东半岛冷流降雪与海气湍流感热输送的关系[J]. 气象学报, 56(1): 121-127. Yu Z L, 1998. The relation between cold flow snowfall and
sea-air sensible heat transportation in Jiaodong Peninsula[J]. Acta Meteor Sin, 56(1): 121-127 (in Chinese).

张勇, 寿绍文, 王咏青, 等, 2008. 山东半岛一次强降雪过程的中尺度特征[J]. 南京气象学院学报, 31(1): 51-60. Zhang Y, Shou S W, Wang Y Q, et al,
2008. Mesoscale characteristics analysis on a snow storm in Shandong Peninsula[J]. J Nanjing Inst Meteor, 31(1): 51-60 (in Chinese).

郑永光, 黄振强, 陈炯, 等, 2024. 对流风暴大气不稳定机制研究的若干问题[J]. 暴雨灾害, 43(3): 266-275. Zheng Y G, Huang Z Q, Chen J, et al, 2024.
Some issues in studies on the atmospheric instability of convective storms[J]. Torrential Rain Disaster, 43(3): 266-275 (in Chinese).

郑怡, 杨成芳, 郭俊建, 等, 2019. 一次罕见的山东半岛西部海效应暴雪过程的特征及机理研究[J]. 高原气象, 38(5): 1017-1026. Zheng Y, Yang C F,
Guo J J, et al, 2019. Analysis on the characteristics and mechanism of a rare ocean-effect snowstorm in the western Shandong Peninsula[J]. Plateau
Meteor, 38(5): 1017-1026 (in Chinese).

391 Baltaci H, da Silva M C L, Gomes H B, 2021. Climatological conditions of the Black Sea-effect snowfall events in Istanbul, Turkey[J]. *Int J Climatol*, 41(3):
392 2017-2028.

393 Bao B, Ren G Y, 2018. Sea-effect precipitation over the Shandong Peninsula, Northern China[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 57(6): 1291-1308.

394 Blechman J B, 2001. Surface wind directions associated with snowfall in upstate New York[J]. *Nat Wea Dig*, 25(3-4): 19-27.

395 Byrd G P, Anstett R A, Heim J E, et al, 1991. Mobile sounding observations of lake-effect snowbands in western and central New York[J]. *Mon*
396 *Wea Rev*, 119(9): 2323-2332.

397 Fujisaki-Manome A, Fitzpatrick L E, Gronewold A D, et al, 2017. Turbulent heat fluxes during an extreme lake-effect snow event[J]. *J Hydrometeor*, 18(12):
398 3145-3163.

399 Fujisaki-Manome A, Wright D M, Mann G E, et al, 2022. Forecasting lake-/sea-effect snowstorms, advancement, and challenges[J]. *WIREs Water*, 9(4):
400 e1594.

401 Holroyd III E W, 1971. Lake-effect cloud bands as seen from weather satellites[J]. *J Atmos Sci*, 28(7): 1165-1170.

402 Jeworrek J, Wu L C, Dieterich C, et al, 2017. Characteristics of convective snow bands along the Swedish east coast[J]. *Earth Syst Dyn*, 8(1): 163-175.

403 Kristovich D A R, Laird N F, 1998. Observations of widespread lake-effect cloudiness: influences of lake surface temperature and upwind
404 conditions[J]. *Wea Forecasting*, 13(3): 811-821.

405 Laird N F, Walsh J E, Kristovich D A R, 2003. Model simulations examining the relationship of lake-effect morphology to lake shape, wind direction, and
406 wind speed[J]. *Mon Wea Rev*, 131(9): 2102-2111.

407 Lavoie R L. 1972 A mesoscale numerical model of lake effect snowstorms [J]. *J Atmos Sci*, 29(6), 1025-1040.

408 Li J H, Gao W H, Li F, 2022. Water vapor and cloud microphysical characteristics of a sea-effect snowstorm in Shandong Peninsula, China[J]. *J Atmos*
409 *Sol-Terr Phys*, 235: 105910.

410 Niziol T A, Snyder W R, Waldstreicher J S, 1995. Winter Weather Forecasting throughout the Eastern United States. Part IV: lake effect snow[J]. *Wea*
411 *Forecasting*, 10(1): 61-77.

412 Steenburgh W J, Halvorson S F, Onton D J, 2000. Climatology of lake-effect snowstorms of the great salt lake[J]. *Mon Wea Rev*, 128(3): 709-727.