

杨成芳,李泽椿. 近十年中国海效应降雪研究进展[J].海洋气象学报,2018,38(4):1-10.
Yang Chengfang, Li Zechun. Review of the research on the ocean-effect snow in China in the past decade[J]. Journal of Marine Meteorology,2018,38(4):1-10. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.04.001.(in Chinese)

近十年中国海效应降雪研究进展

杨成芳¹,李泽椿²

(1. 山东省气象台,山东 济南 250031;2. 国家气象中心,北京 100081)

摘要: 海效应降雪的发生发展机制与内陆地区降雪有明显区别。中国渤海中东部、渤海海峡、黄海、东海海面及其沿海地区均可产生海效应降雪,以山东半岛的烟台和威海地区最为显著。从各海域海效应降雪的分布特征、渤海海效应暴雪的多尺度作用、地形对渤海海效应暴雪的影响、海效应降雪的研究资料、方法和数值预报检验等5个方面总结了近十年中国海效应降雪的主要研究进展,旨在进一步加深对海效应降雪的理解和认识。并针对当前预报业务难点和研究的薄弱环节提出了未来的研究重点。

关键词: 海效应降雪;研究进展;中国近海;分布特征;多尺度作用

中图分类号: P426.634;P732.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2018)04-0001-10

DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.04.001

Review of the research on the ocean-effect snow in China in the past decade

YANG Chengfang¹, LI Zechun²

(1. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China; 2. National Meteorological Center, Beijing 100081, China)

Abstract There are remarkable differences in the mechanisms between the ocean-effect snow and other types of snow inland. The ocean-effect snow occurs over the middle and eastern Bohai Sea, Bohai Strait, the Yellow Sea, the East China Sea and the coast in China, which is the most notable in Yantai and Weihai of Shandong Peninsula. To deepen the understanding of the ocean-effect snow in China, the main research progress in the past decade is briefly reviewed, including distribution characteristics in varied coastal areas, the multiscale interaction of the ocean-effect snowstorm over the Bohai Sea and the topographic influences on it, research data and methods, and the verification of numerical forecast products. Finally, the research development tendency is prospected based on the current operational forecasting difficulties and inadequate research.

Key words ocean-effect snow; research progress; offshore areas of China; distribution characteristics; multiscale

引言

海效应降雪是指强冷空气流经暖海面后所产生的降雪过程。在冬季,中国渤海中东部、渤海海

峡、黄海、东海海面及其沿海地区均可产生海效应降雪,以山东半岛的烟台和威海地区最为显著。此类降雪的发生发展机制和内陆地区降雪有明显区别。

收稿日期:2018-09-09; 修订日期:2018-09-27

基金项目:国家自然科学基金项目(41475038);山东省气象局科研项目(2015sdqxm02)

作者简介:杨成芳,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。

中国海效应降雪的产生与海洋暖流有关。发源于北赤道的暖洋流,流经台湾东部进入东海,然后经琉球群岛向北流去,其中在琉球群岛附近,暖流分出一支对马暖流,把外海的暖水输送到黄海和渤海,海面表层水温表现为由东海、黄海伸向渤海的一个高温水舌。因此,在冬季,当强冷空气由内陆移入暖海面上时,可形成较大的海气温差,通过感热交换,使得近海面低层冷空气增温增湿,而高层温湿少变,大气层结呈现上干冷下暖湿的不稳定状态。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^[1]。国际上称之为海效应降雪(ocean-effect snow),在中国,因其发生在强冷平流影响下,通常又称为冷流降雪,相应的暴雪称为冷流暴雪。本文统称为海效应降(暴)雪。

过去由于海上观测资料的匮乏,人们对海效应降雪的认识十分有限。对于发生频繁的山东半岛海效应降雪,21世纪初期以前的研究以天气学为主。最早始于20世纪80年代^[2-3],初步探讨海效应降雪形成的天气条件;进入20世纪90年代以后,开始关注渤海海效应降雪的成因及海-气界面感热输送的作用^[4-6],并基于天气形势、海温和气温等初步建立了海效应降雪的天气学预报方法^[7-9]。2005年12月3—22日,山东半岛出现了极端持续性海效应暴雪天气,该过程被称为2005年中国十大天气气候事件之一,也成为中国海效应降雪研究的分水岭,由此海效应降雪尤其是渤海海效应暴雪开始受到国内科研、业务人员的广泛关注和重视。杨成芳等^[10]对2007年以前国内外海(湖)效应降雪的研究进展进行了归纳和总结,因当时中国在该领域的研

究还比较薄弱,文章重点阐述了国外的研究内容和研究方法,在此基础上对中国未来的相关研究工作进行了展望。

近年来,随着中国气象综合探测业务网的大力建设,获得了各种高时空分辨率观测资料,同时数值模式和预报技术快速发展,为海效应降雪的研究提供了十分有利的条件。在国家自然科学基金、科技部行业专项(气象)和中国气象局预报员专项等科研项目的支持推动下,经过近十年的攻关,从渤海到东海海域,中国海效应降雪的研究工作取得了明显进步,涌现出大量研究成果,海效应降雪的预报能力也有所提升。本文对近十年中国海效应降雪的研究进展进行归纳和总结,以期加深对海效应降雪的理解和认识,并结合当前预报业务难点提出了未来的研究重点和方向,为今后的研究提供参考。

1 中国海效应降雪的分布特征

海效应降雪在中国中纬度的东部沿海地区广泛分布。从可见光卫星云图(图1a)和雷达回波(图1b)上可以看到,海洋上的海效应降雪主要分布在渤海中部、东部和南部、渤海海峡、黄海及东海海域,陆地上自北向南分布在辽东半岛、山东半岛、莱州湾、江苏东部及长江口附近沿海地区。每年11月至次年3月,当强冷空气影响上述海域时,都可能产生海效应降雪。海效应降雪在暖海面上形成,到达沿海地区由于下垫面摩擦及地形抬升作用使得降雪增强。局限于海面上缺乏降雪观测站,目前尚无法获知海面上的降雪量。在陆地上,由于冷空气强度、海温和地形的不同,各地海效应降雪的强度、空间分布和发生频率有明显差异。

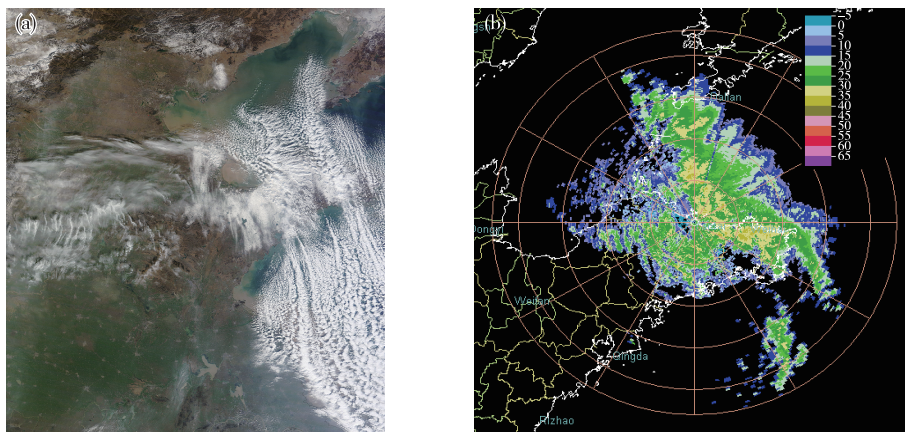


图1 2011年12月8日13时MODIS可见光云图(a)和2005年12月4日09:33烟台雷达0.5°仰角反射率因子(b;单位:dBz)

Fig.1 MODIS visible cloud imagery at 13:00 on 8 December 2011 (a) and reflectivity factors at 0.5° elevation of Yantai radar at 09:33 BST on 4 December 2005 (b; units: dBz)

1.1 渤海海效应降雪

1.1.1 山东的海效应降雪

山东地区三面环海,处在越海北风的下风向,是中国海效应降雪最为显著的省份。山东的海效应降雪以渤海和渤海海峡影响为主,统称为渤海海效应降雪。除了鲁南及黄河以北的平原地区以外,其他地区均可产生海效应降雪。按照降雪发生的频次、降雪量划分,从强到弱依次为山东半岛北部沿海地区(主要指烟台和威海)、莱州湾、山东半岛南部和鲁中地区。

受到山东半岛近东西向的低山丘陵地形抬升影响,丘陵的北部沿海地区海效应降雪最为显著,而丘陵的南侧降雪量急剧减少(图2)^[11]。山东半岛北部的沿海地区常被称为“雪窝子”^[1,12],烟台1月的海效应降雪占总降雪日数的75.2%^[4],威海年平均海效应降雪日数为33.8^[13]。海效应暴雪发生在山东半岛北部沿海地区,据统计,11月、12月和1月的海效应暴雪日数分别占全年的43.4%、47.9%和8.7%^[14]。除此以外,在山东半岛的西部和莱州湾的西部沿海地区偶尔也会出现大到暴雪^[15]。自有气象观测记录以来,海效应暴雪最大日降雪量(20时—次日20时)为27.0 mm,2005年12月4日出现在荣成;积雪深度极值为54 cm,2005年12月13日出现在文登。一般情况下,每个暴雪日只有1~2个测站产生暴雪,在有东北冷涡且位置明显偏南时烟台和威海地区可在同一天产生海效应暴雪。

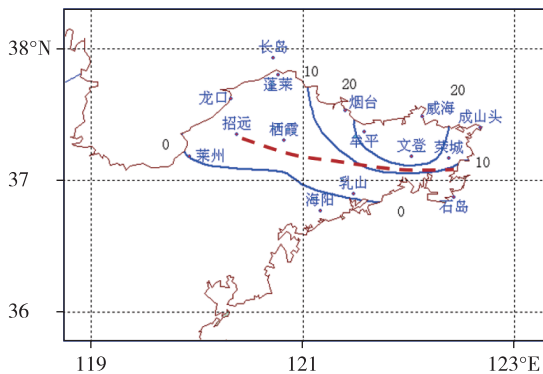


图2 山东半岛冬季年平均海效应降雪量分布图(1971—2008年,单位:mm,图中虚线为低山丘陵地形)

Fig.2 Distribution of annual mean ocean-effect snowfall in winter in Shandong Peninsula from 1971 to 2008 (units: mm, dashed lines denote low mountains and hills)

渤海南部莱州湾地区的海效应降雪发生频率较高,年平均5.5次,以小雪为主,占77%,中雪占

19%,偶尔也可产生大雪^[16]。山东半岛南部的青岛及日照一带也可产生海效应降雪。据统计,1999—2011年,青岛的27个海效应降雪日中,有21 d为微量降雪,有量降雪中最大日降雪量为1.7 mm^[14]。在适宜的天气形势下,鲁中地区也可产生海效应降雪,俗称“太阳雪”,多为微量降雪。

1.1.2 辽东半岛的海效应降雪

辽东半岛西临渤海,海效应降雪主要发生在半岛南部的大连地区。大连地区冬季海效应降雪可占所有降雪过程的一半以上^[17],海效应降雪量一般不超过2 mm,多发生在11月—次年1月,尤以12月最为频繁^[18]。在东北冷涡偏南、冷空气很强的情况下,也可产生中雪^[19]。所处海域海温低且冷空气穿越渤海中部暖海面的距离短是大连地区海效应降雪明显弱于山东半岛的主要原因。

1.2 黄海海效应降雪

在合适的天气形势下,黄海也可使得山东半岛东部地区产生海效应降雪^[20]。此类海效应降雪发生概率较低,在近10 a中仅观测到1例。2014年12月7日威海地区出现局地暴雪,发生在黄河气旋后部,冷空气自渤海海峡和黄海北部入侵,降雪区域低层的主导风向为东北风,输送来自于渤海海峡和黄海水汽和热量,从而产生海效应暴雪。

1.3 东海海效应降雪

在冬季,当北方有强冷空气南下时,常会在江苏南通沿海海面、长江口江面等地产生海效应降雪,并顺着偏北气流影响到上海东部沿海及内陆地区。因位置偏南,冷空气影响时势力偏弱,影响时间也较短,且周边无明显地形抬升,故上海地区产生的海效应降雪范围小、历时短、降雪强度弱。上海地区海效应降雪年平均发生次数为1.2次,占总降雪日数的25%^[21]。

2 渤海海效应暴雪的多尺度作用

我国的海效应降雪中,只有渤海才能产生海效应暴雪,发生在山东半岛。因其发生频繁且降雪强度高,故在海效应降雪的研究中备受关注。

近年来的诸多研究表明,渤海海效应暴雪存在大尺度、天气尺度、中尺度、云尺度和海洋效应的多尺度共同作用,是动力、热力和微物理过程相结合的产物(图3)。其作用机制表现为:当500 hPa有冷涡或低槽时,强冷空气从西北方向流经渤海,暖海面向上输送热量和水汽,使得对流层低层增温增湿,从而产生上干冷下暖湿的不稳定大气层结。在地形影响下,对

流层低层产生中尺度切变线,触发不稳定能量释放,在渤海中东部和山东半岛产生海效应暴雪。当高空低槽发展加深过境时,一方面,低槽东移过程中引导冷空气向南爆发,气温进一步下降,造成海面上空温湿场垂直差异更大,形成更强的不稳定大气层结;另一方面,槽前正涡度平流增强使得低空产生质量补偿辐合上升,为降雪提供了有利的动力条件;同时,槽前形成的中云与海效应低云产生“播撒—反馈”的微物理机制,使得海效应低云中冰晶和雪晶增多,这三种作用相叠加,可产生海效应暴雪,最强降雪时段就出现在高空槽过境前后^[1]。

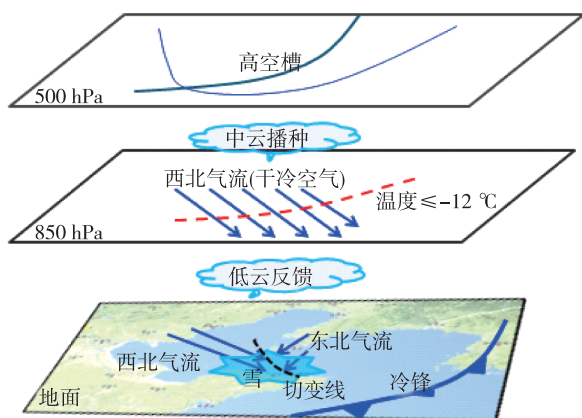


图3 渤海海效应暴雪的多尺度作用机制

Fig.3 Mechanism of the multiscale interaction of the ocean-effect snowstorm over the Bohai Sea

2.1 天气尺度特征

综合比较辽东半岛、山东、长江口等地区海效应降雪的天气尺度特征,发现环流形势基本类似,只是在冷涡、低槽位置、冷空气强度等方面略有差异。近年的研究成果中,以针对山东半岛的海效应降雪较为全面。

山东半岛的海效应降雪发生在对流层低层为西北冷平流形势下。海效应暴雪的典型环流形势为:500 hPa 在贝加尔湖以东的中纬度地区为低压区,一般存在低槽,有时候为明显冷涡;850 hPa 及其以下层次渤海及山东半岛上空为低槽后西北气流,等温线呈东北—西南向,等高线与等温线近乎垂直,存在强冷平流,这也是区分海效应降雪与其他类型降雪的最重要标志之一;地面气压场上,低压中心位于日本海,冷锋已经越过山东半岛,渤海和山东半岛处在庞大的冷高压控制之下,强冷空气入侵渤海和山东半岛区域^[22-26]。偏北风输送来自渤海暖海面的水汽和热量,这与内陆地区有西南暖湿气流参与的暴雪过程有显著差异^[27-28]。

近年来的研究从 500 hPa 天气形势上挖掘了很多信息,对海效应暴雪的持续性、降雪强度、强降雪落区、强降雪时段等的预报都有指示意义。一般情况下,单次渤海海效应暴雪过程只出现 1 个暴雪日,而有的过程则暴雪持续数日。研究表明,暴雪的持续性取决于环流形势是否有利于强冷空气在短时间内频繁出现。2005 年 12 月的持续性海效应暴雪过程在 500 hPa 出现了阻塞形势,阻塞形势从形成、维持至消失的演变过程使得贝加尔湖以东的中纬度地区长时间维持低压区,造成了多次强冷空气从不同路径影响渤海和山东半岛,从而在 3—21 日期间产生了 7 个暴雪日^[29]。

500 hPa 低槽与降雪阶段密切相关,每次低槽过境时会导致一次强冷空气入侵渤海,引发一次海效应暴雪过程。海效应暴雪的高空形势主要分为冷涡型和横槽型,冷涡型较横槽型降雪量偏大,暴雪站点多^[30]。500 hPa 冷涡中心或低槽的位置,决定了暴雪的落区和范围^[14,31]。500 hPa 低槽过境前后,对应着高位涡区,上升运动最强且层结最不稳定,造成海效应降雪增强,因而最强降雪就出现在该时段,高空槽是否过境可作为强降雪时段的预报着眼点^[29,32-33]。

2.2 中尺度特征

多年历史样本的气候统计和个例分析表明,渤海海效应暴雪分布存在显著的中尺度特征。近年来的主要观点认为存在浅层对流、低层切变线、海岸锋、重力波和弱风向垂直切变。

2.2.1 热力特征

热力条件是海效应降雪产生的首要条件。对流层低层的热力不稳定是决定海效应降雪能否产生的最重要因素,它是来自暖水面的热量和水汽通量输送到边界层的底部造成的^[34]。当强冷空气流经渤海时,暖海面通过湍流交换等作用向冷空气底层输送感热和潜热,使得低层增温增湿,产生对流层中上层干冷低层暖湿的对流性不稳定层结。而冷空气的强弱影响渤海暖海面及山东半岛地区的垂直热力结构,导致降雪强度在不同时段存在显著差异。海气温差与热通量成正比,初期冷空气弱,对流层中低层的垂直温差小,海面上空的暖湿层浅薄,不稳定能量弱,产生的降雪量小;中后期冷空气强盛,对流层中低层的垂直温差大,暖湿层较为深厚,不稳定能量增强,导致降雪强度和降雪量大。与夏季强对流的深厚暖湿层相比,海效应降雪的暖湿空气来源于暖海面,暖湿层浅薄,不稳定层

结主要集中在边界层内。因此,海效应降雪过程的对流为浅层对流^[35-36]。这也是海效应暴雪的重要热力特征。海效应降雪的云图特征、雷达回波特征及特性层的温度特征等都可归因于这种热力特性。

对于热力特征的表征量,近年来的研究多采用相当位温、假相当位温或位涡,其在暴雪落区、强降雪时段等方面都表现出明显的信号。与单一的温度和湿度相比,对流层低层相当位温的水平分布对强降雪落区具有更好的指示意义,强降雪发生在高相当位温脊线附近,根据相当位温的垂直分布特点,850~950 hPa 之间各层的相当位温水平分布均可作为参考。高位涡区与低湿区都向下向南伸展,与低层 MPV1<0 的湿对称不稳定区对应。高位涡的移动可以很好地示踪冷空气的源地和路径,对流层中层的高位涡的强度和影响时间可作为海效应暴雪预报的有益指标,500 hPa 等压面的高位涡信号明显,与强降雪的出现有很好的同位相对应关系,700 hPa 的位涡场有时候也表现出强烈信号,业务应用中可同时比较分析二者的高位涡区;高层的高位涡冷空气下沉时产生位势不稳定和对称不稳定层结,对降雪起到增强作用,500 hPa 出现明显槽时可形成“不稳定—稳定—不稳定”的大气层结稳定垂直结构,在短时间内产生强降雪^[36-37]。

2.2.2 动力特征

海效应降雪一旦形成,真正决定降雪空间分布和降雪量大小的主要是动力因素,以风向和风速影响为主。

1) 低层切变线。利用中尺度数值模拟结果,采用拉格朗日方法跟踪冷空气气块进入渤海前后的运动轨迹,以此研究渤海海效应暴雪过程的三维运

动特征。轨迹分析表明,来自北方的冷空气经过渤海时在各高度上的运动轨迹不同。在对流层超低层(925 hPa),其运动轨迹由初期的东北向逐渐转为中后期的西北方向,低层(850 hPa 上下)则基本为西北气流,中层(700 hPa)则在初期为偏西气流,中后期转为西北气流,高层(500 hPa 以上)在前期和中期为西南气流,后期转为西北气流。气块的空间运动轨迹清楚地显示了渤海暖海面对冷空气的影响,冷空气在经过渤海暖海面时,对流层低层的气块在暖海面上空产生上升运动,气块在经过山东半岛的低山丘陵地带以后又转为下沉运动,而对流层中高层的气块则几乎不受暖海面影响,仍维持原来的运动方向。正是暖海面对低层冷空气的影响导致海效应降雪的产生^[1]。

数值模拟、雷达反演风场和地面自动站风场都表明了渤海海效应暴雪过程中在对流层低层存在东北风与西北风之间的切变线(图4)。渤海海效应暴雪期间,经历了500 hPa 低槽由弱到强缓慢东移、低层气旋式风切变、日本海低压也逐渐加强东移的过程。850 hPa 是风向变化的分水岭,850 hPa 及以上层次始终为西北风,以下各层存在西北风和东北风两股气流,东北风来自渤海暖海面,而西北风则为环境风场,东北风越往低层越明显,二者之间的气旋式切变线也越清楚。环渤海加密自动站风场也显示,无论是在渤海南部的莱州湾一带强降雪,还是山东半岛北部的烟台、威海一带的降雪,海面上都存在东北风^[15,38-39]。低层切变线的存在,产生了强上升运动,导致强降雪产生。低层切变线的位置与强降雪带的位置和强度密切相关,降雪强度带随着切变线的消失而减弱。

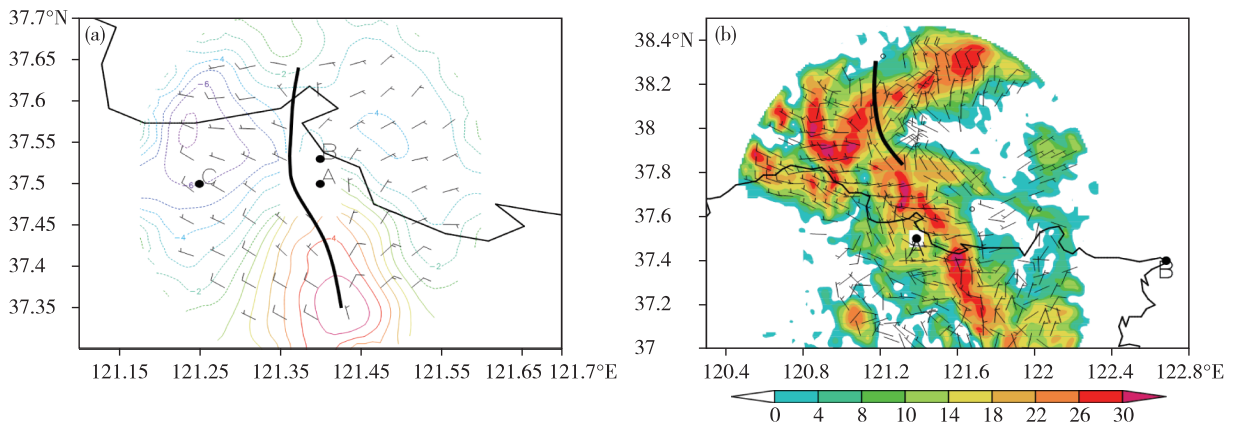


图4 2005年12月6日14:01对流层低层雷达反演风场及反射率因子(a.0.2 km高度,b.1.4 km高度;填色为反射率因子,单位:dBz,粗线条为切变线)

Fig.4 Retrieved wind field and radar reflectivity factors in the lower troposphere at 14:01 on 6 December 2005 (a. 0.2 km altitude, b.1.4 km altitude; reflectivity factors in colored areas, units: dBz, shear lines in thick solid lines)

2) 海岸锋。海岸锋是边界层的一类中尺度锋,是暖海、冷陆之间的现象,具有非地转特征。有诸多研究认为^[17,19,40-45],海岸锋在山东半岛和辽东半岛的海效应降雪中均存在。在有利的大尺度环流形势下,强冷空气影响渤海暖海面时,感热通量使海陆温差加大,海洋和陆地表面由于摩擦差异而引起风场发生不同的地转偏转产生气旋性切变,形成海岸锋。不同阶段、不同地域形成的海岸锋,其三维结构及增强的降水落区会有所差异。海岸锋锋区出现在900 hPa以下,两侧形成次级环流,产生强上升运动,使得局地降雪增强。强降雪落区位于海岸锋及其冷区一侧。

3) 中尺度重力波。海效应暴雪过程中存在中尺度重力波,是从波动的角度揭示海效应暴雪的中尺度特征。在有利的环流形势下,太行山的地形强迫与非平衡流导致太行山东侧产生中 β 尺度重力波。波动特征表现为:在水平和垂直方向上,对流层低层高低值中心有规律地相间排列,高层也有相邻成对的上升和下沉支以及弱等位温线的波动。该中尺度重力波符合Wave-CISK理论,波动向东南方向传播,经过渤海时,触发不稳定层结而产生对流性降雪。同时,对流潜热释放为波动的传播和加强提供了能量,又可以激发和增强重力波,两者之间具有正反馈机制,从而促使对流和波动相互作用,共同增强^[44]。重力波结构受到局地海岸锋锋生环流牵制,仅随海岸锋辐合中心而移动,移动波既有别于背风波又不同于常见的移动重力波,可以称其为“海岸锋陷波”,由于它引起的辐散和辐合的交替出现,使降雪增大并出现阵性特征^[40]。

4) 风向垂直切变。强海效应降雪在云图和雷达回波上通常表现为带状。对流层中低层风向一致才有利于海洋水汽和热量集中到狭窄区域,产生带状局地强降雪。研究表明,渤海海效应暴雪强盛时段,700 hPa与1 000 hPa的风向垂直切变很小,风向差接近于0,有利于降雪组织为狭窄的带状^[1]。

2.3 云微物理特征

海(湖)效应降雪的云微物理影响包括“播撒—反馈”机制和冰相过程两个方面。“播撒—反馈”是指中高层云中的冰晶下落播撒到其下方的低云中,使得原来在低云中的过冷水滴或小冰晶进一步集结增长成为雪花,从而使得降雪量增大。Waldstreicher^[46]注意到,当高层云移经湖效应雪带时,多普勒天气雷达图上的反射率因子会明显加强。北美大湖效应降雪试验发现对流层湖效应降

雪低云被来自更高层的云播撒,播撒区域具有更大的表面热通量,对流层边界比没有播撒的区域更为深厚,采用播撒区域的飞机探测的粒子计算的最大降雪率比以前报告的湖效应降雪事件的要大^[47]。密歇根湖的湖效应降雪以树枝状冰晶为主,而树枝状冰晶产生在一定的温度条件之下,大湖效应降雪产生时的温度恰好有利于树枝状冰晶的形成^[48]。

中国海效应降雪的云微物理研究刚刚起步。杨成芳和周雪松^[49]采用RAMS4.4中尺度数值模拟结果和卫星云图,研究了2008年12月4—6日一次渤海海效应暴雪天气,从“播撒—反馈”机制和冰相两个方面揭示了本次海效应暴雪的微物理过程。西风槽前产生的环境云和冷空气流经渤海暖海面时形成的海效应云之间在合并时发生“播撒—反馈”作用,前者是中云,后者是低云,前者从上层播撒冰晶和雪晶到下层,使得降雪增强。本次强冷空气使得降水云中的温度在 $-15\sim-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,有利于树枝状冰晶的增长,从而产生强降雪。于晓晶等^[50]研究了2010年12月29—30日山东半岛海效应暴雪过程中的微物理过程,认为降雪云主要是低云,云中水凝物粒子基本分布在600 hPa以下,最大值出现在850~900 hPa之间,与浅对流结构相对应;云中水凝物粒子含量相差较大以雪水和霰最多。这两次海效应暴雪过程均发生在有明显东北冷涡的环流背景下。

3 地形对渤海海效应暴雪的影响

地形在海效应降雪中有重要作用。如果海边存在丘陵或山地,则当冷空气移经暖水面登上陆地时,由于地形抬升和陆面的摩擦而产生辐合上升运动,使得岸边的海效应降雪加强。渤海周边地形复杂,其上游西部为太行山,下游东北部为辽东半岛,渤海的东南部濒临山东半岛,而山东半岛的中部为东西向的低山丘陵。从气候分布来看,山东半岛的海效应降雪有明显的地域分布特征,降雪主要集中在半岛低山丘陵的东北部沿海地区,自东北向西南地区降雪量急剧减少,海效应暴雪发生在北部沿海的烟台和威海地区。这表明渤海海效应降雪与地形密切相关。

3.1 渤海的影响

为考察渤海的影响,文献^[51]设计了保留渤海和屏蔽渤海(将渤海海面变为陆地)两个试验。发现有渤海时山东半岛北部沿海出现东西带状的垂直上升运动区,而无渤海时则没有形成条状或带状

的上升运动区,上升区分布零散无规律,中心值较小,没有明显的辐合上升和正涡度区,整个山东半岛无降水。可见,渤海对山东半岛冬季海效应降雪起着决定性作用,缺少了渤海提供的热源和充足的水汽,海效应降雪将无法形成。

3.2 太行山的影响

渤海辐合带的强度与太行山造成的背风低压有关^[52]。太行山脉的阻挡作用使绕太行山脉气流在太行山背风侧形成辐合,所以渤海辐合带得到加强。太行山脉通过形成背风低压中尺度系统直接影响渤海上的中尺度辐合带的发展,而渤海辐合带与山东半岛北岸附近的海岸锋耦合,使辐合上升运动加强,增强降雪强度。

渤海海效应暴雪过程存在的中尺度重力波是由太行山引发的^[44],其波长约为 100 km,相速约 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在有利的大尺度环流形势下,太行山的地形强迫与非平衡流激发的重力波是渤海海效应暴雪产生的首要机制,渤海湾的热力作用对低层波动的发展和演变起了重要作用。由太行山的地形强迫激发的较弱的重力波携带干冷气流经暖的渤海湾时,抬升低层的暖湿对流不稳定层结,从而触发对流。通过敏感性试验发现^[53],西北风经过太行山后,在背风坡产生波动,波动中的气旋性小涡旋移至山东半岛后,加强了山东半岛本地的辐合强度。降低太行山地形高度后,山东半岛北部的 925 hPa 以下的风场辐合强度、地面 10 m 的流场和风场辐合强度减弱,山东半岛北部的降雪量减少明显,说明太行山的存在对山东半岛低层风场辐合和海效应降雪均起到了加强作用。

3.3 山东半岛低山丘陵地形的影响

李建华等^[53]和周雪松等^[54]采用两种相反的地形敏感性试验,一是抬升山东半岛地形至 500 m 高度^[53],二是将山东半岛地形去除^[54],以此考察山东半岛地形的影响。试验发现,在抬升山东半岛的地形后,抬升辐合作用增强,故半岛北部海效应降雪的强度也得到增强。去掉山脉地形后,低层水平风场无明显辐合,上升运动减弱,强降雪落区较有山脉地形时偏南,且降水量变小。这两个试验都说明了山东半岛地形对海效应降雪的强度起到了加强的作用。

4 海效应降雪的研究资料与方法

鉴于海效应降雪在海洋上形成及其具有中小尺度特征的特性,海效应降雪的研究技术有其特殊

性。对于海效应降雪产生的大尺度天气形势和环流背景,采用天气图和 NCEP/NCAR 等粗分辨率资料即可分析,而中尺度和云微物理特征则必须借助于非常规观测资料或数值模拟等手段进行研究。近年来,卫星、多普勒天气雷达、风廓线雷达、加密自动站、称重式自动站和海上浮标站等高时空分辨率资料及雷达风场反演技术在渤海海效应降雪的研究和监测预报业务中发挥了重要作用。正是得益于这些高时空分辨率资料和新技术,近年来海效应暴雪的研究取得了明显突破,不断获得一些新认识,同时也为海效应降雪的精细化预报提供了可靠依据。

CALIPSO、CloudSat 和 MODIS 等卫星资料显示出渤海海效应暴雪云在渤海上空有不同的生成源地,可在渤海湾及莱州湾附近、渤海中部、辽东湾附近生成,暴雪云通常在渤海上快速发展;海效应暴雪云有时候表现为云街,有时候表现为局地的块状对流云团^[14,55]。降雪云团虽然为浅对流云,但云系冷中心较强,处于旺盛时期的暴雪云团,云底高度在 400 m 左右,云顶最高可达到 4 km^[56]。在各类卫星云图产品中,高分辨率可见光云图对海效应降雪云的表现最为清晰,而红外云图较为模糊。此外,卫星云图还可以展现出渤海海效应暴雪的“播撒—反馈”的云微物理过程^[49]。

多普勒天气雷达和风廓线雷达在海效应降雪的研究和短时临近预报业务中应用广泛。研究发现,山东半岛海效应暴雪在多普勒天气雷达的反射率因子图上表现为四种形态:L型、单线型、双线型和宽广型,分别对应不同的暴雪落区^[1]。暴雪还可出现列车效应、逆风区等特征^[57-59]。雷达风场反演揭示了渤海海效应暴雪的中小尺度特征,对流层低层有东北风和西北风之间的切变线或低压环流存在,且垂直上升运动主要集中在 3 km 以下,这从观测的角度印证了海效应降雪为低云降雪及数值模拟所揭示的中尺度风场特征^[38-39,60]。风廓线雷达能够反映出海效应暴雪过程的中低层风场的垂直结构特征^[20,61]。

除此以外,加密自动站和海上浮标站资料揭示出了近地面的水平风场和降雪特征。例如,当烟台地区出现海效应暴雪时,在烟台沿海附近存在东北风与西北风之间切变线,且在沿海附近风速有明显减小,意味着可产生明显辐合上升运动;威海地区和莱州湾西部的强海效应降雪也表现出了类似特征。在降雪强度方面,2014 年以来能够获得称重式

自动站的分钟级降雪量观测,可分析出在渤海海效应暴雪过程中,10 min 降雪量可达到 1.6 mm, 10 min内降雪量达到了 5.1 mm, 1 h 降雪量为 5.3 mm,达到了大雪量级^[20,60]。

5 海效应降雪数值预报检验

对于渤海海效应暴雪的数值模拟,早期多采用 NCAR/PSU 的中尺度大气非静力模式 MM5^[41,44,51] 或美国 Colorado 大学开发的区域大气模式 RAMS^[33,36,49],近年来的研究则以 WRF 模式为主^[51,53-54,62]。WRF 模式的微物理参数化方案中,有 Kessler 微物理方案对海效应降雪过程的模拟效果优于无 Kessler 微物理方案,模拟的降雪量和降雪落区更接近于实况,对流层低层温度平流和风场辐合能够揭示海效应暴雪产生的原因^[62]。

在预报业务中,初步对山东半岛及辽东半岛的海效应降雪开展了数值预报检验。2017 年 11—12 月山东半岛北部地区出现了 6 次海效应降雪,其中单站过程最大为暴雪,降雪量为 10 mm。山东省气象台对这些降雪过程检验了 EC 细网格、华东和山东省气象科学研究所 WRF 中尺度数值模式的预报效果。检验结果表明,3 家数值模式均表现为降雪落区较准确(以 EC 最佳),降雪量较差。其中,EC 模式预报降雪量明显偏弱,且实况降雪量越大预报偏差越大,暴雪漏报;而中尺度模式则明显偏强。因数值模式表现不佳,预报员对山东半岛南部青岛地区的海效应降雪常出现空漏报^[63]。对于辽东半岛的海效应降雪,模式容易出现漏报或降雪量预报明显偏小的情况^[19]。

可见,数值模式对海效应降雪预报能力的表现类似于夏季的对流性暴雨,源于海效应降雪也属于对流性降水。当前对于海效应降雪明显的山东半岛北部地区,数值模式对降雪落区预报具有较好的参考性,但对于大雪以上的强降雪,全球模式普遍预报偏弱,而中尺度模式则预报偏强,因而主要预报难点为降雪强度预报。对于山东半岛南部、辽东半岛等其他弱降雪地区,数值模式多表现为漏报,其难点是能否产生海效应降雪的预报。因此,实际预报业务中,预报员只有在把握海效应降雪物理机制和统计规律的基础上,结合数值模式预报的天气形势和要素场特征进行订正,才能做出较为准确的主观预报。

6 未来研究展望

本文对近十年中国海效应降雪的研究进展进

行了回顾与总结,发现近年的研究主要集中于渤海海效应暴雪的多尺度特征和地形影响等。基于当前预报业务难点和研究现状,未来中国海效应降雪可重点围绕以下几个方面开展研究。

1) 开展渤海海效应暴雪的科学观测试验,采用高时空分辨率的多源探测资料对渤海海效应暴雪的中 $\beta(\gamma)$ 尺度系统和微物理特征进行细致研究,深入揭示三维结构特征和发展机理。

2) 进行山东半岛北部沿海的 11 月和 1 月海效应暴雪研究。由于海温和冷空气强度的差异,导致各月海效应暴雪产生条件有所不同。12 月的渤海海效应暴雪最为显著,过去学者们的研究也主要集中于 12 月。实际上,11 月的海效应暴雪仅略次于 12 月,1 月也可出现海效应暴雪,如 2018 年 1 月 10—11 日出现了罕见海效应暴雪,文登日降雪量达到了 19.9 mm,累计降雪量为 25.2 mm。因过去研究少,导致预报员对这两个月份的海效应暴雪还缺乏足够的认识,业务中常出现漏报或报弱现象。

3) 系统研究辽东半岛、莱州湾、山东半岛南部等区域的海效应降雪。这些地区的海效应降雪虽然强度弱,但发生时社会影响大,应通过全面研究掌握其发生发展规律,减少空漏报。

4) 加强数值模式对海效应降雪预报的检验和客观预报技术研发,弥补其对海效应降雪预报能力的不足。

5) 海效应降雨研究有待突破。业务中发现,11 月中上旬,当冷空气入侵时,山东半岛常可出现海效应降雨。其产生机理与海效应降雪类似,降雨特征和产生条件需深入探究。

参考文献:

- [1] 杨成芳.渤海海效应暴雪的多尺度研究[D].南京:南京信息工程大学,2010.
- [2] 谢显全.渤海冬季的冷流低云[J].气象,1980,6(2):25.
- [3] 曹钢锋,张善君,朱官忠,等.山东天气分析与预报[M].北京:气象出版社,1988:292-298.
- [4] 李宏业,徐旭然.冷流低云降雪成因的分析[J].气象,1995,21(12):21-24.
- [5] 王长匍,陈文玉,何丹华.山东半岛东部、北部地区冬季冷流低云的探讨[J].海洋预报,1996,13(4):39-46.
- [6] 于志良.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,1998,56(1):120-127.
- [7] 周淑玲,王京太.山东半岛地方性海效应降雪的一种预报方法[J].山东气象,1995,61(4):22-24.

- [8] 周淑玲, 阎淑莲. 威海市冬季暴雪的天气气候特征[J]. 气象科技, 2003, 31(3): 183-185, 189.
- [9] 林曲凤, 梁玉海. 一次山东半岛强降雪过程的天气学分析[J]. 山东气象, 2004, 24(3): 9-11.
- [10] 杨成芳, 陶祖钰, 李泽椿. 海(湖)效应降雪的研究进展[J]. 海洋通报, 2009, 28(4): 81-88.
- [11] 杨成芳, 李泽椿, 周兵, 等. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(6): 857-865.
- [12] 张丰启. 山东半岛冷流降雪天气机理研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2011.
- [13] 周淑玲, 李宏江, 吴增茂, 等. 山东半岛冬季冷流暴雪的气候特征及其成因征兆[J]. 自然灾害学报, 2011, 20(3): 91-98.
- [14] 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: 195.
- [15] 郑丽娜, 王坚红, 杨成芳, 等. 莱州湾西北与山东半岛北部强海效应降雪个例分析[J]. 气象, 2014, 40(5): 605-611.
- [16] 高晓梅, 杨成芳, 王世杰, 等. 莱州湾冷流降雪的气候特征及其成因分析[J]. 气象科技, 2017, 45(1): 130-139.
- [17] 王爽, 蔡丽娜. 大连机场地方性冷流降雪特征及成因分析[J]. 中国民航飞行学院学报, 2009, 20(1): 32-36.
- [18] 张黎红. 大连地方性冷流降雪成因分析[J]. 辽宁气象, 2004(4): 12-13.
- [19] 梁军, 张胜军, 黄艇, 等. 辽东半岛2次高影响冷流降雪的对比分析[J]. 干旱气象, 2015, 33(3): 444-451.
- [20] 杨成芳, 周淑玲, 刘畅, 等. 一次入海气旋局地暴雪的结构演变及成因观测分析[J]. 气象学报, 2015, 73(6): 1039-1051.
- [21] 陈雷, 戴建华, 韩雅萍. 上海地区近10年冷流降雪天气诊断分析[J]. 气象, 2012, 38(2): 182-188.
- [22] 孙兴池, 王文毅, 闫丽凤, 等. 2005年山东半岛特大暴风雪分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2007, 37(6): 879-884.
- [23] 杨成芳, 李泽椿, 李静, 等. 山东半岛一次持续性强冷流降雪过程的成因分析[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 442-451.
- [24] 周淑玲, 丛美环, 吴增茂, 等. 2005年12月3—21日山东半岛持续性暴雪特征及维持机制[J]. 应用气象学报, 2008, 19(4): 444-453.
- [25] 崔宜少, 李建华, 张丰启, 等. 山东半岛冷流降雪过程的统计分析[J]. 气象与环境科学, 2008, 31(增刊): 22-26.
- [26] 王琪, 杨成芳, 张苏平, 等. 一次典型大范围冷流暴雪个例的诊断分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2014, 44(6): 18-27.
- [27] 于群, 周发琇, 王启. 海洋影响下的山东半岛冷流降雪[J]. 华东师范大学学报(自然科学版), 2009(3): 160-169.
- [28] 李丽, 张丰启, 施晓晖. 山东半岛冷流强降雪和非冷流强降雪的对比分析[J]. 气象, 2015, 41(5): 613-621.
- [29] 杨成芳, 车军辉, 吕庆利, 等. 位涡在冷流暴雪短时预报中的应用[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2009, 39(3): 361-368.
- [30] 褚昭利, 李建华. 高空形势与山东半岛冷流暴雪的关系[J]. 气象与环境科学, 2012, 35(2): 44-48.
- [31] 李建华, 崔宜少, 杨成芳. 不同中心位置的山东半岛冷流暴雪天气分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2015, 45(8): 10-18.
- [32] 李刚, 党英娜, 袁海豹. 烟台冷流强降雪天气预报指标统计分析[J]. 山东气象, 2007, 27(3): 24-26.
- [33] 杨成芳, 高留喜, 王方. 一次异常强渤海海效应暴雪的三维运动研究[J]. 高原气象, 2011, 30(5): 1213-1223.
- [34] Ellenton G E, Danard M B. Inclusion of sensible heating in convective parameterization applied to lake-effect snow[J]. Mon Wea Rev, 1979, 107(5): 551-565.
- [35] 李鹏远, 傅刚, 郭敬天, 等. 2005年12月上旬山东半岛暴雪的观测与数值模拟研究[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2009, 39(2): 173-180.
- [36] 杨成芳. 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(自然科学版), 2010, 40(2): 17-27.
- [37] 乔林, 林建. 干冷空气侵入在2005年12月山东半岛持续性降雪中的作用[J]. 气象, 2008, 34(7): 27-33.
- [38] 杨成芳, 王俊. 利用单多普勒雷达资料做冷流暴雪的中尺度分析[J]. 高原气象, 2009, 28(5): 1034-1043.
- [39] 杨成芳, 李泽椿, 王俊. 用EVAP方法反演冷流暴雪的风场及检验[J]. 气象学报, 2010, 68(4): 577-583.
- [40] 林曲凤, 吴增茂, 梁玉海, 等. 山东半岛一次强冷流降雪过程的中尺度特征分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2006, 36(6): 908-914.
- [41] 苏博, 吴增茂, 李刚, 等. 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(自然科学版), 2007, 37(增刊): 1-9.
- [42] 朱先德, 吴增茂, 周淑玲, 等. 2005年12月3~4日山东半岛暴雪准静止对流云带演变分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2007, 37(增刊): 8-16.
- [43] 孙建华, 黄翠银. 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, 2011, 35(1): 1-15.
- [44] 张勇, 寿绍文, 王咏青, 等. 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, 2008, 31(1): 51-60.
- [45] 崔宜少, 张丰启, 李建华, 等. 2005年山东半岛连续三次冷流降雪过程的分析[J]. 气象科学, 2008, 28(4): 395-401.
- [46] Waldstreicher J S. A foot of snow from a 3000-foot cloud:

- The ocean-effect snowstorm of 14 January 1999[J]. Bull Amer Meteor Soc, 2002, 83(1):19-22.
- [47] Schroeder J J, Kristovich D A R, Hjelmfelt M R. Boundary layer and microphysical influences of natural cloud seeding on a lake-effect snowstorm[J]. Mon Wea Rev, 2006, 134(7):1842-1858.
- [48] Braham R R Jr. Snow particle size spectra in lake effect snows[J]. J Appl Meteor, 1990, 29(3):200-207.
- [49] 杨成芳, 周雪松. 渤海海效应暴雪微物理过程的数值模拟[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2012, 42(增刊):10-17.
- [50] 于晓晶, 辜旭赞, 李红莉. 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, 2013, 39(8):955-964.
- [51] 袁海豹, 林曲凤, 石磊. 地形对山东半岛冬季冷流暴雪影响的一次数值模拟研究[J]. 海洋预报, 2009, 26(3):53-59.
- [52] 朱营礼. 两次由不同中尺度系统控制的山东半岛冷流暴雪过程的分析研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2010: 16-27.
- [53] 李建华, 崔宜少, 杨成芳, 等. 太行山和山东半岛地形对冷流暴雪的影响分析[J]. 气象与环境学报, 2014, 30(3):18-25.
- [54] 周雪松, 杨成芳, 张少林. 地形对冷流暴雪影响的可能机制研究[J]. 安徽农业科学, 2011, 39(31):19419-19422.
- [55] 郑怡, 高山红, 吴增茂. 渤海海效应暴雪云特征的观测分析[J]. 应用气象学报, 2014, 25(1):71-82.
- [56] 江羽西, 张苏平, 程相坤, 等. 一次渤海海效应暴雪云团的卫星观测及成因分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2016, 46(5):1-13.
- [57] 刁秀广, 孙殿光, 符长静, 等. 山东半岛冷流暴雪雷达回波特征[J]. 气象, 2011, 37(6):677-686.
- [58] 周雪松, 杨成芳, 王辉. 山东半岛海效应降雪中逆风区的形成机制研究[J]. 海洋湖沼通报, 2013, 139(4):25-33.
- [59] 孙殿光, 黄本峰, 薛奕波, 等. 山东半岛三次冷流暴雪气流结构差异性分析[J]. 高原气象, 2016, 35(3):800-809.
- [60] 周淑玲, 王科, 杨成芳, 等. 一次基于综合探测资料的山东半岛冷流暴雪特征分析[J]. 气象, 2016, 42(10):1213-1222.
- [61] 王琪, 杨成芳, 王俊. 一次大范围海效应暴雪的雷达反演风场分析[J]. 气象科学, 2015, 35(5):653-661.
- [62] 崔宜少. 山东半岛冷流暴雪的 WRF 数值模拟方案研究[J]. 山东气象, 2016, 36(1):8-12.
- [63] 高荣珍, 李欣. 青岛短期降水空漏报及小量降水预报指标分析[J]. 山东气象, 2015, 35(4):18-22.