

苗春生, 宋萍, 王坚红, 等. 2015. 春夏季节黄河气旋经渤海发展时影响因子对比研究. 气象, 41(9):1068-1078.

# 春夏季节黄河气旋经渤海发展时 影响因子对比研究<sup>\*</sup>

苗春生 宋萍 王坚红 牛丹

南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

**提 要:** 利用 2008—2012 年台站资料、NCEP(National Centers for Environmental Prediction)-FNL(Final Operational Global Analysis) $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料, 将近 5 年经过渤海持续发展的黄河气旋分为夏季型和春季型, 采用动态合成法对两类气旋的结构和黄渤海海域的热力、动力、水汽等影响因子进行对比分析。结果表明: 经过渤海时, 夏季型气旋主要伴随大范围的强降水, 而春季型气旋主要形成强风区。春夏季黄河气旋均为冷暖交汇的斜压性结构, 但夏季型有偏暖中心, 斜压性弱于春季型。春季高空急流位于气旋南部, 其左侧正涡度区维持气旋的深厚, 且气旋后部高空动量下传与锋面二级环流及平坦海面配合有利于气旋低层大风迅速增强。夏季高空急流位于气旋北部, 高空强辐散区和低层辐合区配置加强了气旋中的上升运动, 有利于气旋强降水和凝结潜热释放。气旋发展阶段, 扰动位能向动能的转化, 支持气旋动能的维持与加强。湿位涡计算显示, 夏季气旋中有深厚的干空气下沉, 干湿梯度强, 尺度大, 有利于气旋的强降水, 春季气旋中干湿梯度小, 分布零散, 对应降水强度和范围均小。黄渤海为气旋主要水汽输送通道, 夏季海温相对春季高, 水汽充沛, 春季水汽辐合量仅为夏季三分之一。海洋下垫面作用对春季气旋影响大, 在夏季作用不明显。夏季海面潜热加热影响为主, 春季感热加热影响明显。

**关键词:** 春夏黄河气旋, 动态合成, 黄渤海海域, 分层扰动位能, 非绝热加热

**中图分类号:** P447

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.08.003

## Comparative Study of Impact Factors of the Yellow River Cyclones over the Bohai Sea in Spring and Summer

MIAO Chunsheng SONG Ping WANG Jianhong NIU Dan

Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

**Abstract:** Based on station data and NCEP-FNL  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  reanalysis data from 2008 to 2012, the developing Yellow River cyclones passing over Bohai Sea are classified into Summer-type and Spring-type. In this paper, the structures and impact factors of the two types of cyclones, especially the moisture, thermal and dynamic effects of the Huang-Bohai Sea are compared and analyzed. It is shown that the Summer-type cyclones are related to the wide area of heavy rainfall, while the Spring-type cyclones are related to large gale area instead of rain. The structures of the cyclones are baroclinic, but Summer-type cyclone is with a warm center, while Spring-type cyclone has remarkable baroclinicity. Upper-level jet is at the south of cyclone in spring, the cyclonic wind shear at the jet left side keeps the cyclone, and the upper level momentum passes down into the back of Spring-type cyclone, and meets the cold front secondary circulation and the flat sea surface, which is conducive to rapidly increasing low-level cyclonic winds. In comparison, the upper level

<sup>\*</sup> 国家科技支撑计划项目(2012BAH05B01), 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206068), 国家自然科学基金面上项目(41276033), 中国气象局气候变化专项江苏气候变化评估(CCSF201318), 江苏科技支撑项目(BE2012774, BE2014729)和江苏高校优秀学科建设工程项目(PAPD)共同资助

2015 年 1 月 21 日收稿; 2015 年 4 月 21 日收修定稿

第一作者: 苗春生, 主要从事大气中小尺度动力学研究. Email: csmiao@nuist.edu.cn

jet is at the north of cyclone in summer, and the upper-level divergence of the jet right side and low-level convergence strengthen together the ascending motion of summer cyclone, favoring strong cyclonic precipitation and condensation latent heat release. There is conversion of perturbation potential energy to kinetic energy when cyclones develop through the Bohai Sea that maintains and strengthens the cyclone momentum. In addition MPV calculations show that Summer-type cyclones are with the deep and thick dry air sinking, which is favorable for the formation of heavy precipitation, but in Spring-type the dry-wet gradient is small and distributes in scattered patterns, corresponding to the small-scale precipitation. Huang-Bohai Sea is the main vapor transport channel of cyclones which transports abundant moisture in summer because of the higher sea surface temperature than in spring, but the water vapor transport is deficiency in spring. The low level wind speed of Spring-type cyclone is significantly enhanced by sea surface dynamic effect, while the effect does not work in Summer-type cyclone. Diabatic heating analysis over Bohai Sea indicates that latent heat plays an important role in Summer-type cyclone, while the sensible heat is more significant in Spring-type cyclone.

**Key words:** Yellow River cyclones in spring and summer, dynamic synthesis, Huang-Bohai Sea, layer perturbation potential energy, diabatic heating

## 引言

黄河气旋是生成于河套及黄河下游地区的锋面气旋,是影响黄河下游、辽东半岛和黄渤海的重要天气系统之一,一年四季均可发生。黄河气旋也是我国华北和东北地区夏季降水的重要系统,当其发展时可带来大风和暴雨。近年来,环渤海地区成为经济发展的重要区域之一,因此,作为影响该地区的重要天气系统,黄河气旋的生成和发展也备受关注。

多年来,许多气象学者对黄河气旋作了比较全面和深入的分析研究。仪清菊等(1996)对1993年6月初的一个在黄渤海区达到爆发性发展强度、并有一个明显眼区的温带气旋个例进行了诊断研究。结果表明,温度平流和涡度平流、沿岸锋生以及高空急流的动力作用对气旋爆发性发展有重要贡献。梁丰等(2006)对1991年6月9—11日的黄河气旋暴雨过程和1998年7月4—7日的河套气旋暴雨过程进行了诊断分析,结果表明黄河气旋的发生发展是大气斜压性强烈发展的结果,暴雨出现在黄河气旋的初生、发展阶段,高层正涡度平流和低层暖平流的共同作用是河套气旋强烈发展的直接原因。Hou等(2013)、Xiong等(2013)认为锋生作用与气旋发展和降水也有很大的关系。尹尽勇等(2011)对2007年3月的一次黄渤海入海气旋诊断分析和黄彬等(2011a;2011b;2013)对2007年3月和2011年4月的两个黄河气旋研究以及Yoshida等(2004)对

形成于东亚并在日本海发展的爆发性气旋研究均表明,气旋发展过程的主要影响因子分别为大气斜压性、涡度平流和潜热释放,以及高低空急流、高空位涡下伸等。有关气旋暴雨的研究还有很多(王东海等,2013;孟雪峰等,2013;陈贵川等,2013;李琴等,2014;阎丽凤等,2014)。苗春生等(2014)对长江下游地区2009年5月低涡气旋发展机制分析表明,高低空急流耦合中心和水汽凝结释放区的配合有利于引导低涡以及低涡暴雨加强东移。也有学者分析了涡旋发展过程中位涡的作用(Wu et al, 2013a; 2013b; 冉令坤等, 2013)。袁双佳等(2002)和Huang等(1998)对温带气旋个例分析显示,湿位涡扰动柱的形成是气旋发展的重要标志,非绝热加热最大层的出现是低层位涡扰动产生和向上发展的一个重要原因。吕筱英等(1996)的个例诊断指出,在气旋发展前气旋内散度风动能向旋转风动能的转换突然增强,散度风动能在爆发气旋发展时有明显增长。马雷鸣等(2001)通过对东海两个气旋个例的数值模拟研究表明,海洋热输送加大了低层大气的不稳定性,可能是影响两例气旋发展的一个重要原因。盛春岩等(2014)分析了两次渤海东北大风过程,指出海洋下垫面较光滑,不仅对海上大风起到增强作用,还将引起“向岸风”效应,此种效应与基础风速成正比,对大风的增强作用大于渤海北部地形动力作用。上述研究多注重个例诊断分析,对于在渤海发展的黄河气旋,其不同季节的异同特征以及环境影响因子的作用差异,尤其是黄渤海的影响,有必要进

行细致的对比分析与分类研究。

本文利用 2008—2012 年 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)-FNL(Final Operational Global Analysis)的  $1^\circ \times 1^\circ$  再分析资料和中国自动站与 CMORPH(Climatic Prediction Center MORPHing technique)融合的逐时降水量  $0.1^\circ$  网格数据集,将近 5 年经过渤海海域并持续发展的黄河气旋分为夏季型和春季型两类,分别进行合成对比分析,探讨两类气旋经过渤海海域时不同的发展机制以及下垫面影响,对于了解春夏季黄河气旋发展的物理过程,进一步提高黄河气旋相伴随的强天气过程的预报水平提供有价值的参考依据。

## 1 资料和方法

本文使用 2008—2012 年 NCEP-FNL 资料,水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ (经纬度),垂直方向分为 26 层,时间间隔为 6 h(00,06,12,18 UTC)。中国自动站与 CMORPH 融合的逐时降水量  $0.1^\circ$  网格数据集(1.0 版)。

动态合成法(Rolfson et al, 1996; 李英等, 2004):为了分析气旋发展过程中某个阶段的共性特征,选取多个气旋的相似发展时刻,进行系统合成,公式如下:

$$\bar{s}_i(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N s_i(x, y) \quad (1)$$

式中,  $N$  为具有相似发展时刻的系统个数。  $s_i(x, y)$  为某系统在发展时刻  $t$  的物理量场,  $\bar{s}_i(x, y)$  为多个系统要素平均,  $(x, y)$  为所选系统区域的坐标。以各时刻气旋中心所在位置作为坐标原点,将不同系统的坐标中心重合,求取物理量  $s_i(x, y)$  的  $N$  个样本平均值。由此获得不同样本气旋发展过程中相同时刻的合成图像,以更清楚地显示气旋在发展阶段的某个时刻的分类结构特征。

文中还进行了分层扰动位能、湿位涡、非绝热加热等合成计算。

## 2 黄河气旋概况

### 2.1 黄河气旋基本统计特征

在河套和黄河下游生成的黄河气旋,在东移过程中,往往有两条路径,一条为沿东北方向移动,经过

渤海在东北地区登陆,另一条沿偏东方向移动,从山东半岛入海,入海后逐渐消失。还有一类黄河气旋,生成后在源地维持一段时间后消失。根据对 2008—2012 年黄河气旋的统计,沿东北方向,经渤海进入东北地区的黄河气旋个数占到所有气旋的 46.2%。这 5 年中的黄河气旋基本统计特征如表 1 所示。

表 1 近 5 年黄河气旋的季节分布和生命史(单位:个)

Table 1 The seasonal distribution and life cycle of Yellow River cyclones in the latest 5 years (unit: number)

生命史	季节			
	春季	夏季	秋季	冬季
$\geq 24$ h	12	16	5	6
$< 24$ h	6	6	3	4

表 1 显示,黄河气旋在春夏季节出现的频率较高,也最容易得到发展,生命史在 24 h 以上的个数也较多。在统计中还注意到,在源地生消的和东移入海消失的黄河气旋多为生命史小于 24 h。

因此,本文选取春夏季生命史在 24 h 以上、经过渤海再登陆东北、并有剧烈天气现象伴随的黄河气旋作为研究对象,春夏季各选了 3 例,具体的气旋个例信息如下。表 2 显示,春夏季气旋持续时间相近,春季略长;春夏季相比较,夏季气旋强度更强些。

表 2 春夏季黄河气旋的强度和持续时间

Table 2 Intensity and duration of Yellow River cyclones in summer and spring

季节	序号	时间/年.月.日	持续时间/h	地面中心最低气压/hPa
夏季	1	2008.07.05—07.07	54	990
	2	2009.07.14—07.15	24	995
	3	2012.07.21—07.23	42	992.5
春季	4	2008.04.25—04.26	36	1002.5
	5	2010.04.26—04.29	60	1000
	6	2010.05.05—05.07	48	995

### 2.2 春夏季黄河气旋移动路径

图 1 为春夏季黄河气旋的移动路径,所选气旋都生成于黄河下游( $34^\circ \sim 42^\circ \text{N}$ ,  $114^\circ \sim 118^\circ \text{E}$ )地区,随后气旋经过渤海海域再进入我国东北。

据统计,气旋经过渤海时(图中三角符号时刻),中心强度迅速增强,闭合等压线密集,范围扩大,处于锋面气旋的发展阶段,气旋区域内的风速普遍增大,降水也增多。因此本文选择该三角符号对应时刻的黄河气旋为研究对象。上述三角符号对应时刻信息如表 3。

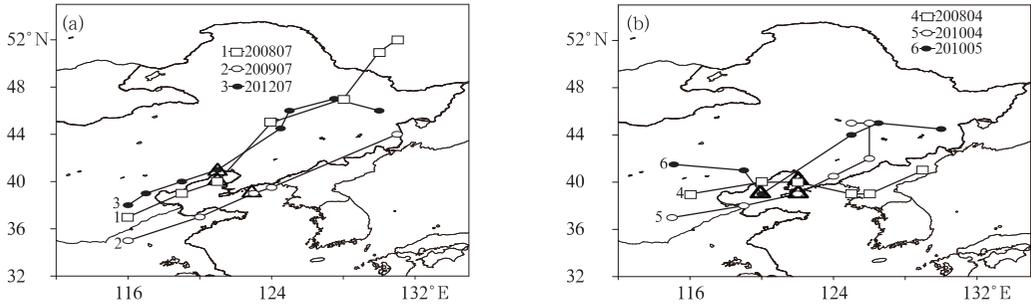


图 1 黄河气旋移动路径(三角符号指示重点研究时刻)  
(a)夏季型,(b)春季型

Fig. 1 Tracks of the Yellow River cyclones (Triangle indicates the important hour of research)  
(a) Summer-type, (b) Spring-type

表 3 各气旋合成时对应时间和伸展高度

Table 3 The corresponding time and extended height of each cyclone being composed

季节	序号	合成时刻/年.月.日.时	合成时刻气旋伸展高度/hPa
夏季	1	2008.7.5.12	750
	2	2009.7.14.00	600
	3	2012.7.22.06	700
春季	4	2008.4.25.06	350
	5	2010.4.26.18	550
	6	2010.5.5.12	600

表 3 给出了 6 个气旋经过渤海附近的确切时刻,下文将对该 6 个时刻的气旋分别进行相同季节合成,可以看到在这些时刻,夏季型气旋的伸展高度

略低于春季型。

### 2.3 春夏季经渤海的黄河气旋天气特征

#### 2.3.1 春夏季黄河气旋风场特征

所选个例地面 10 m 风场、风速如图 2 所示。

春夏季两类黄河气旋中心位于渤海附近时,夏季型气旋大风速区主要位于气旋中心东南侧海面上,辽东半岛南侧往往出现强风速中心,气旋陆地部分的风速均较小,显示气旋的斜压性较弱。春季型气旋的东南海面上也有大风速区,但气旋中心后部有强的西北大风区,3 个春季个例中气旋后部大风最大值都在  $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,对应黄河气旋中的冷

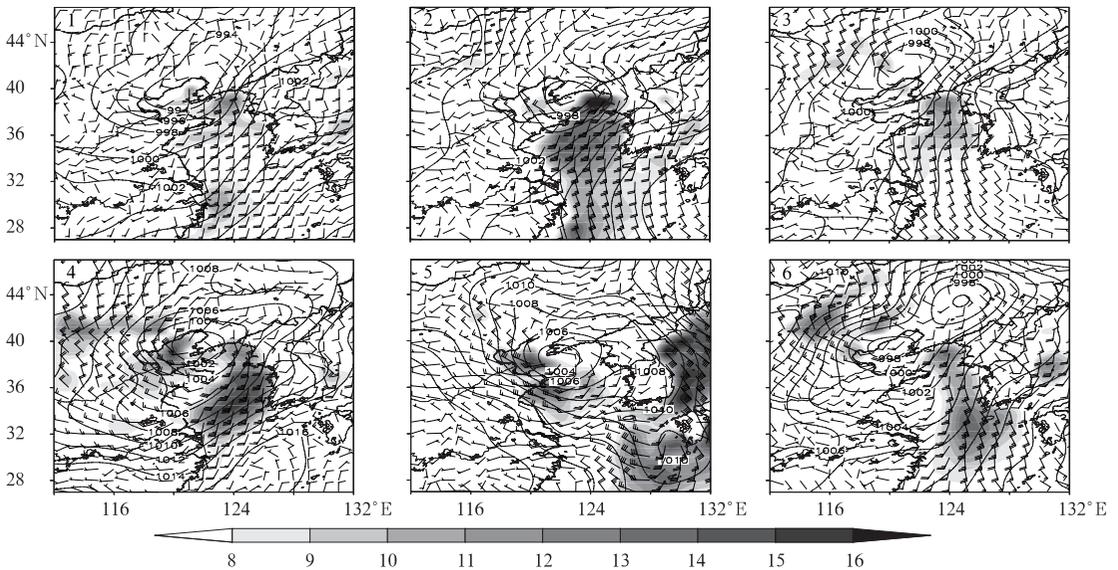


图 2 地面 10 m 风场、风速(阴影,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和海平面气压场(等值线,单位: hPa)  
(气旋标号与表 3 对应,1,2,3 为夏季气旋,4,5,6 为春季气旋)

Fig. 2 Surface 10 m wind field, wind speed field (shading, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and sea level pressure (contour, unit: hPa)  
(The cyclone labels are corresponding to Table 3)

锋锋面大风区,春季黄河气旋大风天气对华北地区、渤海湾和山东半岛均有重要影响。

### 2.3.2 春夏季黄河气旋降水特征

图 3 为春夏季黄河气旋经过渤海时的 1 h 降水量。

由图 3 可见,夏季型气旋降水主要落区位于气旋中心偏北地区,降水区域较大,3 个个例中小时最大降水量值都在 16 mm 以上;春季型气旋降水量和

降水区域均比夏季小很多,降水量大都在 4 mm 左右,其中个例 6 生成于 5 月并且其前方北侧存在另一个低压中心,大值降水量主要由该前方气旋造成,但也未达到夏季型降水的量值。

另外,两类型气旋生成时平均气温有很大差异,夏季型气旋平均地面温度为春季型气旋的 2 倍左右(图略)。

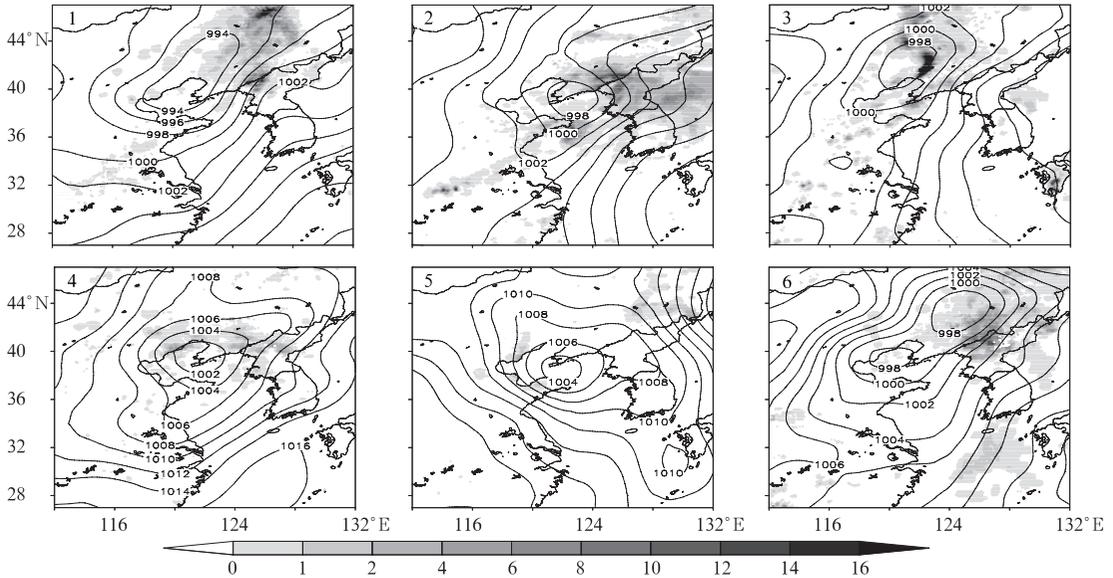


图 3 黄河气旋 1 h 降水量(阴影,单位:mm)和海平面气压场(单位:hPa)  
(说明同图 2)

Fig. 3 The 1 h precipitation caused by Yellow River cyclones (shading, unit: mm)  
and sea level pressure (contour, unit: hPa)  
(The cyclone labels are corresponding to Table 3)

## 3 发展的黄河气旋动态合成分析

### 3.1 合成气旋热力结构

动态合成法在本文中的具体应用为:各层均以表 3 中对应时刻 1000 hPa 气旋中心为坐标原点,然后以气旋中心为中心向东、西、南、北四个方向各取 10 个格点(其格距为一个纬度或经度),按照公式(1)将春夏季两类气旋分别合成,得到春夏季气旋的合成资料。

为了揭示春夏季黄河气旋经渤海时热力场的特征,计算绘制通过合成气旋中心的温度纬向距平、相对湿度和水汽通量散度垂直剖面图(图 4)如下。

图 4a 和 4b 中正偏差为高于有限区域(指气旋中心附近 6 个经距范围)纬向平均值,负值为低于有

限区域纬向平均值。图 4a 中夏季气旋中心附近 900 hPa 以上为暖中心,暖中心分别位于 700 和 300 hPa 附近,气旋东部均为暖区。偏暖区范围明显大于偏冷区(负值区)。显示夏季气旋斜压性较弱,气旋中以暖性气团为主。夏季黄渤海海温较陆地冷,对黄河气旋近海面气温的负偏差状态有一定影响。而图 4b 春季气旋中零偏差线位于各层气旋中心附近,造成气旋中心为冷暖强梯度区,因此春季气旋斜压性强,与夏季有显著区别。

图 4c 中可以看出,夏季气旋范围内湿层厚度大,范围集中在气旋中部与东部,东部相对湿度达 90% 的湿层可伸展到 200 hPa,水汽通量辐合中心与相对湿度层配合较好,在气旋中心及东部的辐合区也较深厚,延伸至 700 hPa,中心最大强度达  $10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,与夏季气旋降水区对应。图 4d 中春季气旋范围内相对湿度整体离散,范

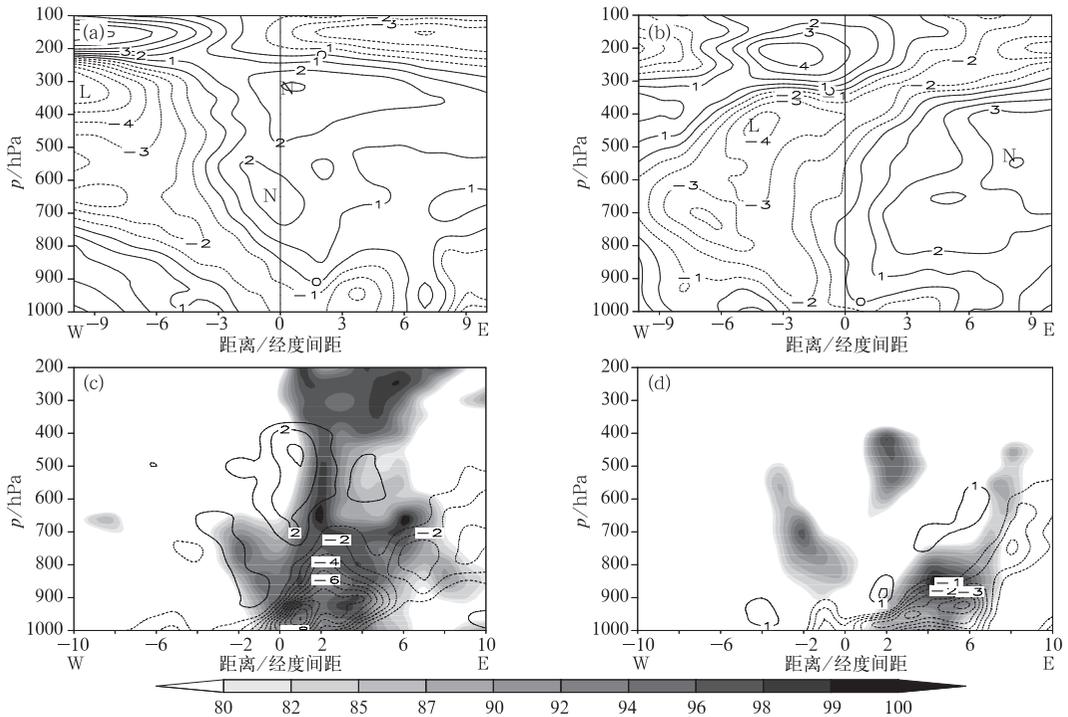


图 4 (a, b) 沿合成气旋中心温度纬向垂直剖面图(等值线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ), (c, d) 沿合成气旋中心相对湿度(阴影,单位:  $\%$ )和水汽通量散度(等值线,单位:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )纬向垂直剖面图(图中横坐标“0”对应合成气旋中心,横坐标为自中心经度间距,下同)

(a, c) 夏季型, (b, d) 春季型

Fig. 4 (a, b) Zonal vertical cross section along central temperature of the composite cyclones (contour, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ), (c, d) vertical cross section along relative humidity (shading, unit:  $\%$ ) and water vapor flux divergence (contour, unit:  $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(“0” is the center of the composite cyclones)

(a, c) Summer-type, (b, d) Spring-type

围小、强度弱,水汽通量散度的强度也比夏季型小得多,最大值仅有  $3 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ,这与春季型黄河气旋带来的降水较少的特点一致。

### 3.2 高空急流合成分析

高空急流是春夏季黄河气旋发展的重要动力因子,在春季,冷空气势力较强,中高纬西风急流强度大,位置偏南;夏季北半球暖势力强,西风急流强度相对减弱,位置偏北。因此在气旋合成图(图 5a 和 5b)中,夏季气旋中心(D)位于西风急流南面,春季则气旋中心(D)位于西风急流北面。

从图 5 还可以看出,由于气旋与高空急流的相对位置随季节变化,夏季气旋中心位于高空急流入口区右侧(图 5a),此处高空强辐散、反气旋风切变以及低层的强辐合区(图 5e)等均有利于气旋中心上升气流的维持,在 800 hPa 高度附近有强的上升运

动中心(图 5c),有利于产生强降水和中层凝结潜热的释放,进一步使低层气旋增强。而春季型气旋中心位于高空急流左侧气旋式流场正涡度区(图 5b),有利于春季气旋向高层伸展,因此春季气旋较夏季气旋更深厚些(表 3)。春季高空急流带范围宽尺度大,最大风速区的量值和范围均明显大于夏季。图 5c 和 5d 显示,夏季气旋高空急流的辐散对应气旋中上升运动,而春季气旋中心后部为高空急流辐合区(图 5f),对应较强烈的下沉运动(图 5d),并在气旋初生至发展过程中,下沉强度增加(初生时刻图略),有利于高空动量下传。此时气旋后部为地面冷锋,动量下传与冷锋二级环流配合,使春季气旋的低层动量增加更快,同时气旋经渤海海域,下垫面摩擦弱于陆地,造成海上大风显著增强,明显强于夏季气旋后部大风。

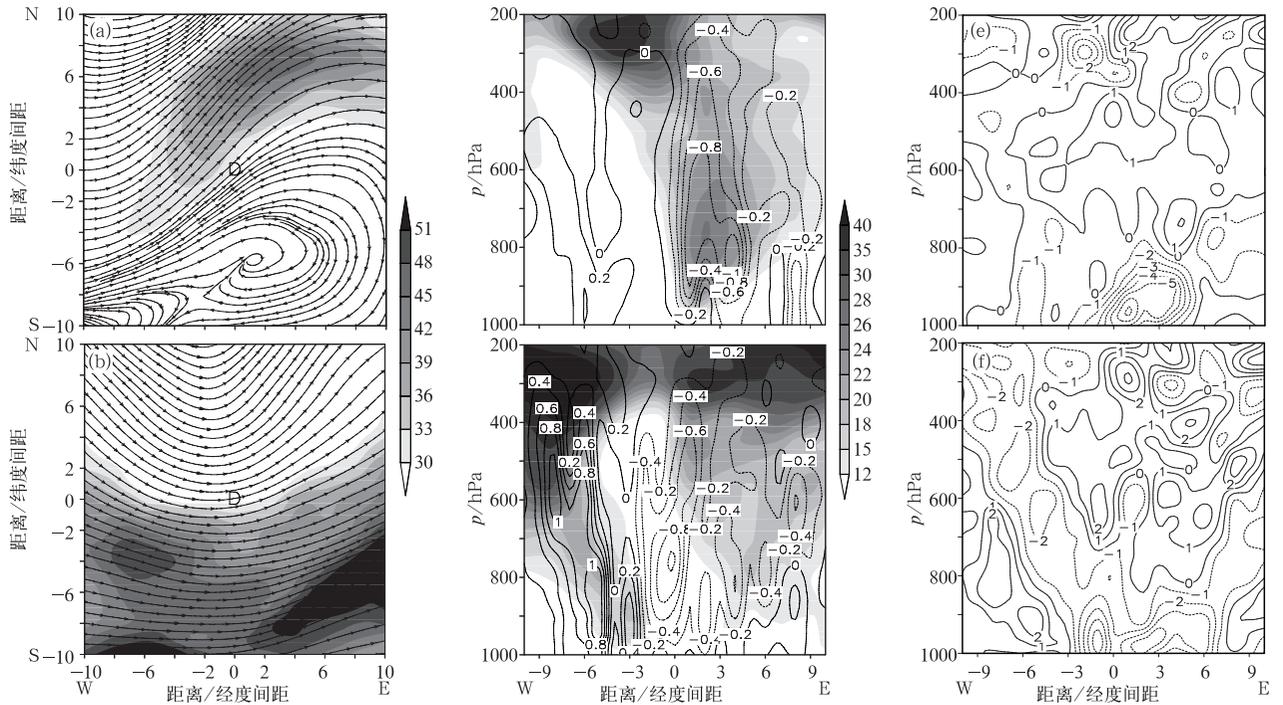


图5 (a, b) 合成气旋 200 hPa 风速(阴影, 单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和流场图(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 图中“D”表示 1000 hPa 合成气旋中心), (c, d) 沿合成气旋中心风速(阴影, 单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和垂直速度(单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )垂直剖面图, (e, f) 沿合成气旋中心散度(阴影, 单位:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ )垂直剖面图  
(a, c, e) 夏季型, (b, d, f) 春季型

Fig. 5 (a, b) The 200 hPa wind speed field (shading) and stream of the composite cyclones (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , “D” is the center of the composite cyclones), (c, d) vertical cross section along the central wind speed field (shading, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and vertical velocity (unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (e, f) vertical cross section along the central divergence (shading, unit:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ )  
(a, c, e) Summer-type, (b, d, f) Spring-type

### 3.3 合成气旋能量演变

依据李建平等(2006)提出的扰动位能 PPE (Perturbation Potential Energy) 理论, 给出了局地大气能量转换的新概念, 通过分析扰动位能与动能的转化考察局地能量转化, 便于研究区域天气的变化。

进一步地, 汪雷等(2012)在扰动位能(PPE)理论的基础上, 为解决不同高度上大气局地环流能量的转换问题, 提出了分层扰动位能  $L_{\text{PPE}}$  (Layer Perturbation Potential Energy) 的概念, 其表达式为:

$$p'_{Li} = \frac{p_{00}^{(i-1)\kappa} \prod_{j=0}^{i-1} (1 + \kappa - j)}{i! \gamma_d (1 + \kappa)} \int_{p_2}^{p_1} \frac{T'^i}{p^{(i-1)(1+\kappa)}} \left(-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}\right)^{-i+1} dp \quad (2)$$

分层扰动位能一阶矩项( $L_{\text{PPE1}}$ )和二阶矩( $L_{\text{PPE2}}$ )项

表达式分别为:

$$L_{\text{PPE1}} = p'_{L1} = \frac{1}{\gamma_d} \int_{p_2}^{p_1} T' dp \quad (3)$$

$$L_{\text{PPE2}} = p'_{L2} = \frac{\kappa p_{00}^{\kappa}}{2\gamma_d} \int_{p_2}^{p_1} \frac{T'^2}{p^{1+\kappa}} \left(-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}\right)^{-1} dp \quad (4)$$

$L_{\text{PPE2}}$  相比  $L_{\text{PPE1}}$  为小量, 通常不计算。之后汪雷等(2013)推导出了动能和分层扰动位能一阶矩项的控制方程, 其中

$$C_k = \int_{p_1}^{p_2} (\omega \partial \varphi' / \partial \omega) dp / g \quad (5)$$

是分层扰动位能一阶矩和动能的转化项, 该项取决于垂直速度和大气稳定度, 其为正值时为  $L_{\text{PPE1}}$  向  $K_E$  转化能量, 负值时  $K_E$  向  $L_{\text{PPE1}}$  转化能量。

根据式(3)和(5)的计算得到气旋范围内各层能量分布, 由于合成春夏季黄河气旋发展阶段在渤海海域时, 500 hPa 高度场维持低槽, 所以重点分析 500 hPa 以下局地区域能量及转化, 结果如表 2 所示。

从春夏季发展的黄河气旋各层  $K_E$ 、 $L_{PPE1}$  和  $C_K$  的值(表 4)可以看出,与气旋的风力特征相符合,两类型黄河气旋  $K_E$  的值都随高度增加而增大,对流层低层  $K_E$  的值均较小,夏季型  $K_E$  的值随高度增加较慢,对流层中层  $K_E$  值仅为低层的 4 倍多,而春季型对流层中层的  $K_E$  值是低层的 10 倍多,表明春季型高空动能大,与大范围的高空强急流作用对应。两类型黄河气旋的扰动位能  $L_{PPE1}$  的值,各层随高度略有增加,春季型  $L_{PPE1}$  的值是夏季型的 2 倍左右,春季型黄河气旋斜压性较夏季强,各层的扰动温差显著大于夏季偏暖心的气旋热力结构,因此春季气旋分层扰动位能更大些。在气旋的能量转换部分,  $C_K$  值多数为正,即无论春夏季,当气旋经过渤海时,各层主要为扰动位能  $L_{PPE1}$  向动能  $K_E$  的转化,有利于气旋继续加强发展。夏季型黄河气旋在 850 hPa 层有  $C_K$  的弱负值( $-0.2 \times 10^{-5} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),该层为夏季气旋水汽充沛层,加之气旋暖心结构,斜压性在该层较弱,冷空气下沉的势力较弱,扰动位能与动能间的相互转换不明显,但整层仍然是扰动位能向动能转化。因此,在气旋发展阶段,气旋经过渤海时,

主要是有扰动位能向动能的转化,支持气旋动能的维持与加强,有利于气旋继续发展。

### 3.4 湿位涡合成分析

在  $p$  坐标系中,考虑大气垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多,当忽略  $\omega$  的水平变化时,  $p$  坐标下湿位涡(moist potential vorticity, MPV)为:

$$MPV = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} + g \left( \frac{\partial V}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \right) \quad (6)$$

将其写成分量形式,则:

$$MPV1 = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} \quad (7)$$

$$MPV2 = g \left( \frac{\partial V}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \right) \quad (8)$$

式中,  $\zeta_p$  为垂直方向涡度,  $f$  为地转涡度,  $\theta_{sc}$  为假相当位温。  $MPV1$  主要表示惯性稳定度,  $MPV2$  是湿度水平梯度与风速垂直切变,当有干空气下沉时,  $MPV2 < 0$ , 因此,  $MPV2$  正负中心间的梯度区,将构成干空气下沉和湿空气上升的有利于降水的垂直二级环流。

对比春夏气旋中  $MPV2$  的分布,如图 6 所示。图 6a 为夏季气旋,其中从地面至 500 hPa 气旋中心后部为较深厚的  $MPV2$  负值区,干空气下伸,其前部为湿空气抬升,梯度大,垂直环流较为深厚与稳定,有利于夏季气旋的强降水及降水维持。而在春季,图 6b 中干湿梯度与垂直环流在气旋中散布,梯度小,垂直环流尺度小,正对应春季气旋的降水的强度、范围均较小。

表 4 合成气旋中心附近各层能量区域平均值

Table 4 Regional average values of  $K_E$ ,  $L_{PPE1}$ , and  $C_K$  within the layers 1000, 850 and 500 hPa

		1000 hPa	850 hPa	500 hPa
$K_E/10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$	夏季	1.48	5.51	9.29
	春季	2.01	6.70	23.02
$L_{PPE1}/10^3 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$	夏季	0.74	1.46	1.54
	春季	2.87	3.30	3.94
$C_K/10^{-5} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	夏季	0.99	-0.20	12.29
	春季	1.26	5.29	4.60

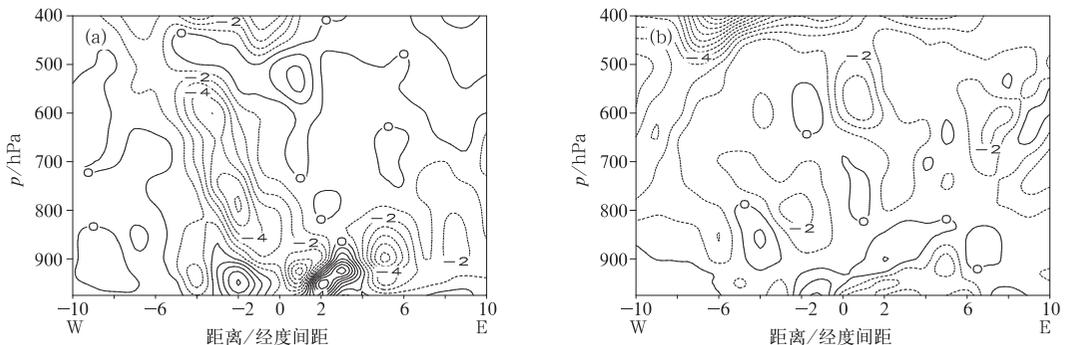


图 6 沿合成气旋中心  $MPV2$ (等值线,单位:  $10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) 纬向垂直剖面图

(图中横坐标“0”对应合成气旋中心)

(a) 夏季型, (b) 春季型

Fig. 6 Zonal vertical cross section of  $MPV2$  (contour, unit:  $10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

(“0” is the center of the composite cyclones)

(a) Summer-type, (b) Spring-type

## 4 黄渤海对发展的黄河气旋影响

### 4.1 黄渤海水汽条件

春夏季节,黄渤海海域的海表温度的季节特征是在4—5月地表回暖较快,气温略高;夏季陆地气温明显高于海面。但是对比春夏季海温,夏季海温显著高于春季,因此夏季海面的水汽蒸发明显大于春季,造成夏季海面水汽充沛,而春季海面则水汽条件较差。

为了更清楚地表现下垫面海域的水汽输送作用,分别选择春夏季黄河气旋中的典型个例进行分

析,图7a为夏季个例3,图7b为春季个例5。

图7a显示,夏季型气旋流场中心位于渤海北侧陆地,气旋南部黄渤海海域上南风范围和强度都较大,并且海面上水汽通量很强,黄渤海大部分地区水汽通量达到 $18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,最大值达到 $24 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,源源不断地向气旋输送水汽;图7b中气旋流场中心位于渤海海域上空,黄渤海海面流场为气旋性弯曲,且海面水汽通量整体量级较小,最大值也只有 $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,不到夏季强度的1/2;气旋中水汽通量散度范围小,强度仅为夏季的三分之一左右(图4),对春季型气旋海面水汽供应不足。

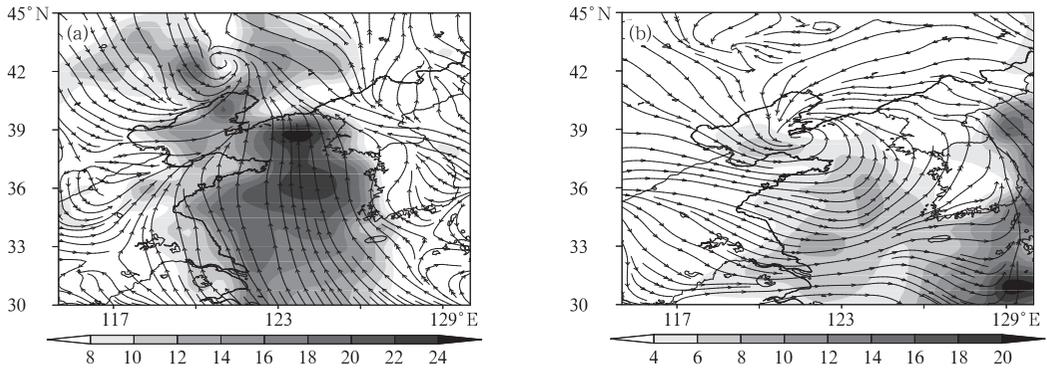


图7 1000 hPa 流场和水汽通量(阴影,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

(a) 夏季型(个例3), (b) 春季型(个例5)

Fig. 7 The flow field and vapor flux (shading, unit:  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 1000 hPa

(a) Summer-type (Case 3), (b) Spring-type (Case 5)

### 4.2 渤海海面动力作用

海面动力作用无季节性显著变化,海面摩擦小,有利于气旋近海面旋转风速加强,风力增大。但是黄河气旋为天气尺度的系统,与渤海海域范围近似或更

大。当发展的黄河气旋经过渤海时,根据地面气旋等值线覆盖范围,夏季气旋多为椭圆形,部分在渤海海面,主体位于陆地,而春季气旋中心呈圆形,中心在海上(见图3)。因此渤海海面动力作用对春夏季气旋近海面风速的影响效果不同,统计结果如表5。

表5 气旋经过渤海前后的地面平均风速统计

Table 5 Average surface wind speed before and over Bohai Sea

序号	夏季型平均风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$				春季型平均风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$			
	1	2	3	平均	4	5	6	平均
入海前	5.48	4.77	4.85	5.03	5.99	5.68	5.79	5.82
入海时	4.01	5.07	4.83	4.64	7.31	6.23	7.36	6.97

表5显示,入海前,春季气旋的风速较夏季气旋的风速稍大,入海后,春季气旋近海面风速进一步增强,对春季气旋在海上增强有利。但是夏季气旋往往只有南部在渤海海域,此部分相对于夏季椭圆形

气旋仅是一小部分,该部分气流流向为自渤海海面向北登陆,因此尽管风速在海上会增速,但气流向岸抬升,进入摩擦力大的陆面,风速迅速减小,气旋整体平均风速反而减弱,因此海面动力作用对夏季气

旋增强没有明显效果,可不考虑。

### 4.3 渤海海域非绝热加热

为了更好地了解当黄河气旋经过渤海区域时,渤海海面及上空非绝热对气旋发展的作用,现计算春夏季渤海区域上空的各层的非绝热加热。非绝热加热包括视热源  $Q_1$  与视水汽汇  $Q_2$ ,  $Q_1$  表示单位时间内单位质量空气的增温率,  $Q_2$  表示单位时间内单位质量水汽凝结释放热量引起的增温率,二者单位为  $J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ,可表示为:

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (9)$$

$$Q_2 = -L c_p \left( \frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) \quad (10)$$

式中,  $c_p$  为定压比热,  $q$  为比湿,  $L$  为相变潜热。计算结果如图 8 所示。

从图 8a 可以看出,夏季型气旋中视热源  $Q_1$  在海面为负值,接近  $-40 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ,这说明夏季海面相对于陆地冷海面;在高层,视热源应以平流为主,但夏季气旋斜压性弱,偏暖心结构,  $Q_1$  随高度增加其绝对值继续减小,整层保持为负值,700 hPa

以上都在 0 值附近,显示  $Q_1$  项对气旋发展作用不大;图 8a 中视水汽源  $Q_2$  项在海面为  $+40 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ,同时夏季水汽输送层次较深厚,到 700 hPa 时  $Q_2$  已达  $120 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ,在 700 hPa 以上,垂直上升运动和水汽凝结潜热释放均有利于  $Q_2$  继续增强,达到  $190 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ,显示黄渤海海域为夏季型气旋提供充足的水汽,视水汽源强盛,有利于维持夏季气旋偏暖心结构,对流加强,促进气旋发展,也有利于气旋携带的强降水持续,即夏季潜热对气旋发展起主导作用。图 8b 中  $Q_1$  在海面为正值( $+20 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ),显示春季海面相对陆地热源,但因春季气旋斜压性强,气旋内温度平流项强盛,导致中高层  $Q_1$  增大,最大值位于 600 hPa 左右,量值达到  $110 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ;而视水汽源  $Q_2$  随着高度增加由负值变为正值,最大值中心位于 700 hPa,量值只有  $60 \times 10^{-3} J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ ,仅为夏季型最大值的三分之一,这与春季气旋水汽含量少有关,同时显示  $Q_2$  对气旋的作用弱。因此,黄河气旋发展阶段,黄渤海海面及上空非绝热加热作用中,夏季以潜热加热为主,春季感热加热更明显。

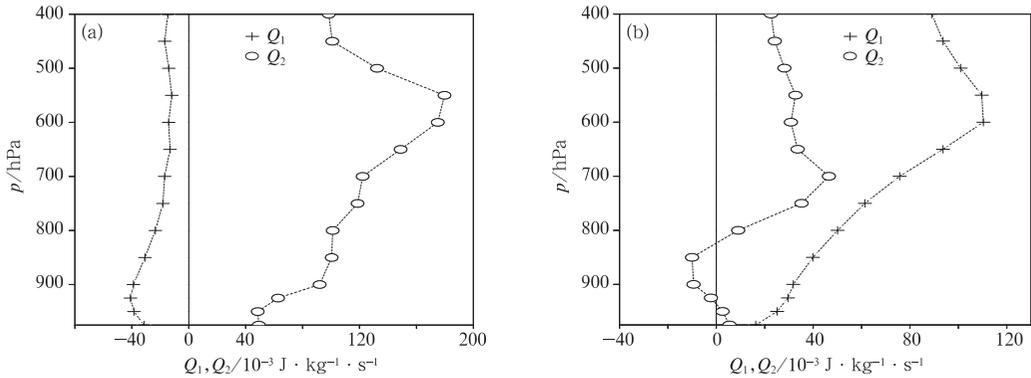


图 8 渤海区域合成视热源  $Q_1$  和视水汽源  $Q_2$  平均值随高度变化

(a) 夏季型, (b) 春季型

Fig. 8 Variation of the regional average value over Bohai Sea of the heat source  $Q_1$  and the vapor source  $Q_2$  along with the height

(a) Summer-type, (b) Spring-type

## 5 结 论

通过对近 5 年春夏季黄河气旋经过渤海时的结构、特征和影响因子动态合成分析,尤其是渤海下垫面作用机制的对比分析,得到以下主要结论:

(1) 黄河气旋在东移过程中,沿东北方向移动,经过渤海在东北地区登陆的占气旋总数的 46.2%。经过渤海时,夏季型气旋主要伴随大范围的强降水,大风区位于气旋南部海上区域,平均大风风速较春季小;春季型气旋大风区范围大,不仅有海上部分,气旋西北部陆地上有干冷偏北大风区,伴随气旋的

雨区较分散,雨量也少。

(2) 两类黄河气旋温度场为冷暖交汇的斜压性结构,夏季型黄河气旋有偏暖中心,斜压性弱,春季型黄河气旋斜压性更强,大气斜压性是春季型黄河气旋发生发展的重要因子;夏季型黄河气旋发展过程中相对湿度和水汽通量辐合都显著大于春季型,为强降水和高凝结潜热释放提供了有利条件。

(3) 高空急流随季节向北推移,春季位于气旋南部,夏季位于气旋北部,且夏季强风速区范围和强度均小于春季。夏季气旋中心对应高空急流强辐散区,有利于气旋中的上升运动和强降水维持加强以及中层凝结潜热的释放,进一步促使气旋增强;而春季气旋后部的高空急流动量下传,与冷锋锋面二级环流配合,有利于迅速增强气旋低层大风。

(4) 在气旋发展阶段经渤海时,气旋中主要是有扰动位能向动能的转化,支持气旋动能的维持与加强,有利于气旋继续发展。湿位涡计算显示,夏季气旋干空气下沉的  $MPV_2$  负值区,与其前部湿空气抬升的  $MPV_2$  正值区间梯度大,垂直环流较为深厚与稳定,有利于夏季气旋的强降水及降水维持。而在春季,气旋中干湿梯度与垂直环流尺度小,零散分布,梯度小,正对应春季气旋的降水的强度和范围均小的特征。

(5) 对比黄渤海海面影响:黄渤海为气旋主要的深厚的水汽输送通道,夏季海温相对春季高,水汽输送充沛,春季海温相对低,水汽输送作用小。海面动力作用显著增强春季气旋低层风速,而对夏季气旋增强没有明显效应。黄河气旋发展阶段,黄渤海海面及上空非绝热加热作用中,夏季以潜热加热为主,春季感热加热更明显。

## 参考文献

陈贵川, 谌芸, 张勇, 等. 2013. “12.7.21”西南涡极端强降水的成因分析. *气象*, 39(12):1529-1541.

黄彬, 代刊, 钱奇峰, 等. 2013. 引发黄渤海大风的黄河气旋诊断研究. *气象*, 39(3):302-312.

黄彬, 陈涛, 康志明, 等. 2011a. 诱发渤海风暴潮的黄河气旋动力学诊断和机制分析. *高原气象*, 30(4):901-912.

黄彬, 钱传海, 聂高臻, 等. 2011b. 干侵入在黄河气旋爆发性发展中的作用. *气象*, 37(4):1534-1543.

李建平, 高丽. 2006. 扰动位能理论及其应用——扰动位能的概念、表达及其时空结构. *大气科学*, 30(5):834-838.

李琴, 崔晓鹏, 曹洁. 2014. 四川地区一次暴雨过程的观测分析与数值模拟. *大气科学*, 38(6):1095-1108.

李英, 陈联寿, 张胜军. 2004. 登陆我国热带气旋的统计特征. *热带气*

*象学报*, 20(1):14-23.

梁丰, 陶诗言, 张小玲. 2006. 华北地区一次黄河气旋发生发展时所引起的暴雨诊断分析. *应用气象学报*, 17(3):257-260.

吕筱英, 孙淑清. 1996. 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究. *大气科学*, 20(1):90-100.

马雷鸣, 秦曾灏, 端义宏, 等. 2001. 海洋热通量对东海气旋发展影响的数值试验. *海洋学报*, 24(1):112-122.

孟雪峰, 孙永刚, 萨日娜, 等. 2013. 河套气旋发展东移与北京 721 暴雨的关系. *气象*, 39(12):1542-1549.

苗春生, 吴旻, 王坚红, 等. 2014. 一次浅薄低涡暴雨过程数值模拟及发展机制分析. *气象*, 40(1):28-37.

冉令坤, 李娜, 高守亭. 2013. 华东地区强对流降水过程湿斜压涡度的诊断分析. *大气科学*, 37(6):1261-1273.

盛春岩, 李建华, 范苏丹. 2014. 地形及下垫面对渤海大风影响的数值研究. *气象*, 40(11):1338-1344.

汪雷, 李建平, 丁瑞强. 2013. 分层扰动位能理论及其应用——以南海夏季风的年际变化为例. *地球物理学报*, 56(2):392-408.

汪雷, 李建平, 郭彦. 2012. 大气分层扰动位能控制方程及其在南海夏季风活动的能量收支. *大气科学*, 36(4):769-783.

王东海, 端义宏, 刘英, 等. 2013. 一次秋季温带气旋的雨雪天气过程分析. *气象学报*, 71(4):606-627.

阎丽凤, 孙兴池, 周雪松. 2014. 影响山东的黄淮气旋暴雨落区分析. *气象*, 40(12):1439-1445.

仪清菊, 丁一汇. 1996. 黄、渤海气旋爆发性发展的个案分析. *应用气象学报*, 7(4):484-490.

尹尽勇, 曹越勇, 赵伟, 等. 2011. 一次黄渤海入海气旋强烈发展的诊断分析. *气象*, 37(4):1526-1533.

袁双佳, 寿绍文. 2002. 高低空位涡扰动、非绝热加热与气旋的发生发展. *热带气象学报*, 18(2):121-130.

Hou Jun, Guan Zhaoyong. 2013. Climatic features of frontogenesis in East China and their related circulation patterns during the early summer. *Acta Meteor Sin*, 71(1):1-22.

Huang Liwen, Qin Zhenhao. 1998. Energy dispersion effect on explosive development of the extratropical cyclone. *Acta Meteor Sin*, 12(4):486-503.

Rolfson D M, Phillip J S. 1996. A composite diagnosis of synoptic-scale extratropical cyclone development over the United States. *Mon Wea Rev*, 124(6):1084-1099.

Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2013a. Dynamical and thermal problems in vortex development and movement. Part II: PV-Qview. *Acta Meteor Sin*, 71(2):185-197.

Wu Guoxiong, Zheng Yongjun, Liu Yimin. 2013b. Dynamical and thermal problems in vortex development and movement. Part II: Generalized slantwise vorticity development. *Acta Meteor Sin*, 71(2):198-208.

Xiong Qiufen, Niu Ning, Zhang Lina. 2013. Analysis of the back-bent warm front structure associated with an explosive extratropical cyclone over land. *Acta Meteor Sin*, 71(2):239-249.

Yoshida A, Yoshio Asuma. 2004. Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the Northwestern Pacific region. *Mon Wea Rev*, 132(5):1121-1142.