

不同天气尺度系统风下的海风发生发展过程对比分析

盛春岩

(山东省气象科学研究所, 山东 济南 250031)

摘要: 为了分析不同天气尺度系统风下的海风发生发展过程, 以及天气尺度系统风向对海风的影响, 利用 ARPS 中尺度数值模式, 对 2006 年青岛国际帆船赛期间的 3 次较强的海风过程进行了数值模拟研究, 结果发现, 无论在何种天气系统背景下, 当沿海海陆温差达 $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 时, 海风就可以发生。当近地层天气尺度系统风为离岸风时, 海风向内陆地区推进距离较近。否则, 海风可以向内陆推进很远。当近地层天气尺度系统风场较弱时, 热力作用对海风的发生发展起主要作用, 但海风开始和结束过程均较慢; 当近地层天气尺度系统风场为较强的离岸风时, 动力和热力作用对于海风的发生发展均起作用。海风开始时, 首先在近地层较浅的范围内。与海风有关的垂直环流圈一般在下午一傍晚出现, 并且位于约 $600 \sim 900 \text{ m}$ 高度处, 强度较弱。傍晚到午夜, 海风垂直环流的强度反而进一步发展, 形成清晰的闭合环流圈, 高度约在 $300 \sim 600 \text{ m}$ 处, 伴有明显的暖心结构。午夜后, 随着地面的进一步降温, 海风环流崩溃。当近地层天气尺度系统风较弱时, 海风的垂直环流圈维持时间长; 当近地层天气尺度系统风为较强的离岸风时, 海风的垂直环流圈维持时间短。

关键词: 天气尺度系统风; 海风; 数值模拟

中图分类号: P732

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2011)01-0088-10

大量的观测事实和研究结果表明^[1-5], 天气尺度系统风对于海风的形成、向内陆推进的距离等有重要影响。发展强盛的海风大多与弱的天气尺度离岸风有关, 强的天气尺度离岸风会使得海风开始得迟, 并且主要位于海上, 海风难以向内陆推进, 向内陆推进的时间也晚^[6]。数值模拟也证实了这一点^[7-9]。Reible 等^[10]研究发现, 当天气尺度的气流是离岸风时, 海风难以向内陆推进, 相反, 当天气尺度的盛行风是向岸风时, 海风会向内陆推进很远。

国内也开展了一些对于海风的观测和研究, 如关于龙口海风的观测分析^[11]、青岛沿海海风的发生时间^[12-13]、日照海风的气候特征^[14]等。常志清等^[15]利用一个陆地形修正的三维中尺度流体静力的气象学模式, 揭示了一次海风形成和崩溃的过程。但由于各地不同的海岸线和地形影响, 海风的表现并不能一概而论。关于大尺度系统风对于海风的影响方面的分析研究很少。盛春岩等^[16]在分析青岛奥帆赛场附近海风发生特征及三维结构的基础上, 发现青岛地区在 500 hPa 副高边缘和副高控制两种不同天气形势下, 海风的发生发展很可能与系统风向有关。本文选取了 2006 年青岛国际帆船赛期间的 3 次典型的系统风下的海风过程, 通过中尺度数值模拟, 对大尺度系统风对于海风的影响、不同大尺度风下

海风的发展演变等进行对比分析。

1 三次典型的海风个例分析

1.1 天气背景分析

本文选取的是 2006 年 8 月 13 日、21 日和 23 日青岛国际帆船赛期间的 3 次较强的海风个例。这 3 个个例是副高控制下的海风和副高边缘下海风个例的代表, 即 8 月 13 日, 青岛地区处于 500 hPa 副热带高压的控制之下 (588 线范围之内), 早上 08 时 (北京时, 下同), 青岛附近的地面盛行风为偏南风 (图 1)。8 月 21 日和 23 日, 青岛地区则位于 500 hPa 副热带高压的边缘。在地面图上, 早上 08 时青岛附近的地面盛行风均为偏北风。从这 3 次个例高低空形势配置来看, 正符合盛春岩等^[16]对青岛地区 8 月份海风天气的分类, 即 500 hPa 副高控制类和副高边缘类, 而这两类天气的地面系统风是不同的, 分别是偏南风和偏北风。其中, 8 月 21 日 08 时地面冷锋刚刚移过山

收稿日期: 2009-04-20; 修回日期: 2010-07-15

基金项目: 国家自然科学基金项目(40705017); 山东省自然科学基金项目(Q2007E03); 中国气象局新技术推广项目(CMATG2007M34); 山东省气象局重点项目(2006sdqxz08, 2009sdqxz01)

作者简介: 盛春岩(1972-), 女, 山东栖霞人, 高级工程师, 博士, 目前从事天气预报及数值模拟研究, E-mail: scy9186@yahoo.com.cn

东, 山东大部地区为较强的偏北风, 而 23 日虽然地面为偏北风, 但风场较弱。

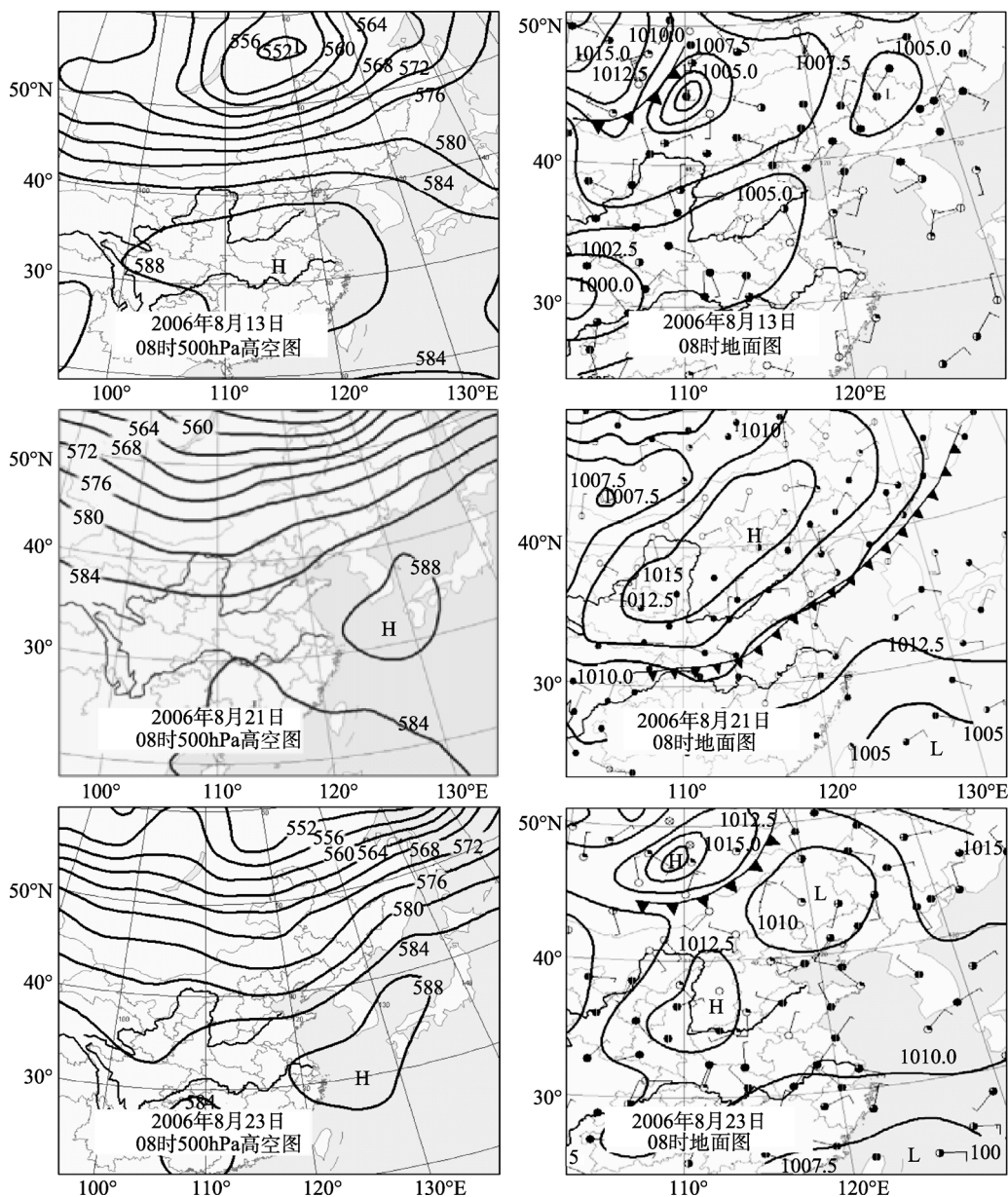


图 1 2006 年 8 月 13, 21 和 23 日 08 时 500 hPa 位势高度(gpm)和海平面气压(hPa)图

Fig. 1 Weather chart of 500 hPa and sea level pressure at 08:00 LST 13 August, 08:00 LST 21 August, and 08:00 LST 23 August

1.2 青岛沿海风的演变

图 2 给出了青岛奥帆赛场内 3 个浮标站以及青岛本站观测的这 3 次海风过程中风的日变化。可以发现, 8 月 13 日后半夜到上午, 青岛附近风速都很小, 在 3 m/s 以下。11 时, 青岛本站风速明显增大, 在 4~5 m/s, 而浮标站 A 风速在 17 时后也有不同程度的增加。从 3 个浮标站以及青岛本站风向的演变可以清楚地看到, 12 时~18 时, 3 个浮标站的风向均

由上午的东偏北风转变成东南或偏南风。而青岛本站由于系统风与海风风向一致, 变化不明显。结合风速和风向的日变化可以看出, 13 日青岛沿海有海风出现。

同样, 分析 8 月 21 日和 23 日 3 个浮标站以及青岛本站风的日变化也不难看出(图 2), 这 4 个站风向都是在后半夜-上午为偏北风, 12 时开始转为东南风, 同时, 风速也明显增大, 标志着青岛沿海有海风出现。

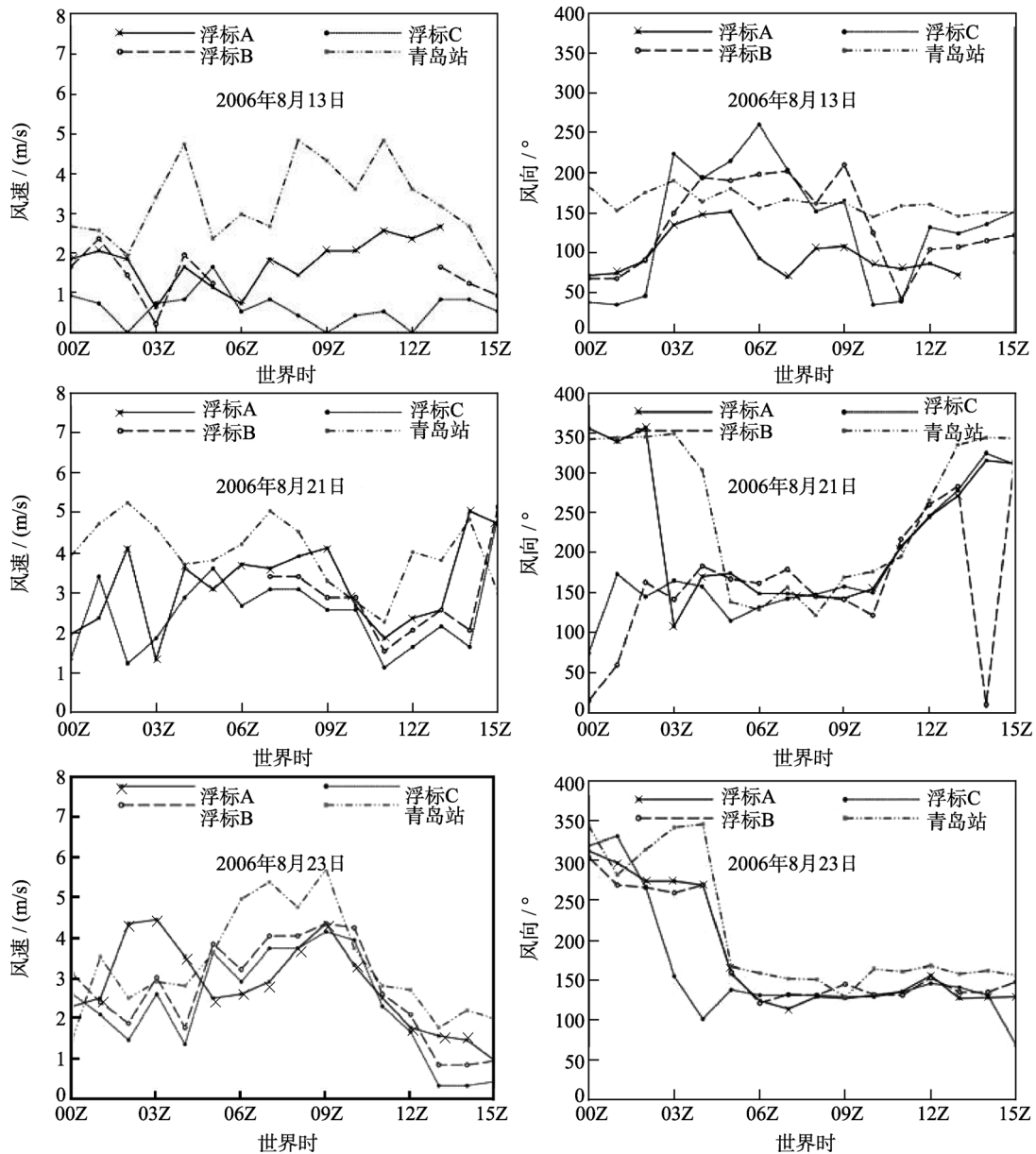


图2 2006年8月13、21和23日青岛奥帆赛场附近3个浮标站以及青岛本站风速、风向变化
Fig. 2 Wind speeds and directions at three buoy stations and Qingdao on 13, 21, and 23 August, 2006

1.3 海风向内陆推进距离分析

图3给出了这3次海风个例在海风发展较强盛时刻(17时)的山东省全省地面大监站观测风场资料。不难发现,由于13日地面大尺度系统风场为偏南风,与海风的方向较一致,因此,从地面图上难以分辨海风推进的距离。而21日和23日同样是偏北风,但海风向内陆推进的距离却差异很大。21日,海风仅仅维持在山东东南沿海的很窄的距离内,而23日海风却向内陆推进了约2个经度共约200 km。

2 数值模拟方案设计

为了分析这3次不同的海风个例的发生发展过程,利用美国俄克拉何马大学风暴分析与预测中心开发的中尺度ARPS模式,对这3次海风个例进行了数值模拟。模式采用30,6 km双重嵌套网格,外层网格中心位于(36.8°N, 116.8°E),网格点数为115×115;内层网格中心位于(36.8°N, 118.8°E),网格点数为163×163。两层网格在垂直方向上均分53个σ层,平均格距为400 m,并采用双曲正切曲线向上伸展,近

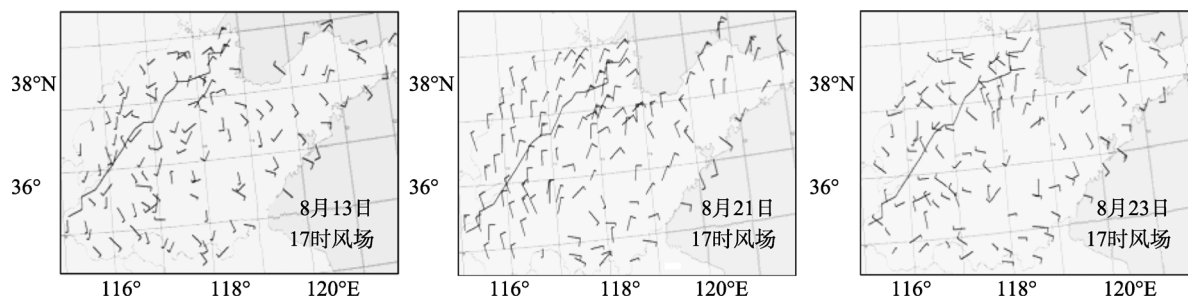


图 3 3 次海风个例在发展强盛时刻的地面大监站观测风场

Fig. 3 Meso stations' wind fields in Shandong province for the three cases sea breezes

地面最小距离为 20 m。所有的试验都采用了两层的土壤植被模式, TKE 次网格混合和 PBL 参数化, 大气辐射传输参数化及冰微物理方案, 以及 Kain-Fritsch 积云参数化方案。两层网格采用的都是全球 30 秒的地形资料。

模式外层网格采用 6 h 间隔的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 分析资料作为初始场和侧边界条件, 同时, 使用了常规地面、探空资料, 山东省 123 个地面大监自动站资料(站点分布参见图 3), 以及青岛地区内陆及沿海自动站、浮标站资料(站点分布见图 4), 对模式初始场进行分析。内层网格上的初始资料与外层网格的相同, 以 30 km 模拟的 3 h 间隔的模式输出资料作为侧边界条件。

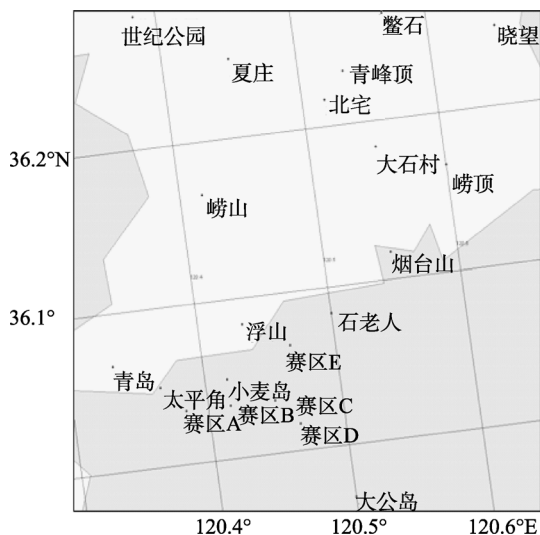


图 4 青岛市区及沿海地面自动站站点分布

Fig. 4 Station sites (buoys and automatic weather stations) in Qingdao city and the coastal region

3 模拟结果分析

3.1 模拟的青岛附近海风日变化特征

图 5 给出了模式 6 km 网格模拟的这 3 次海风过

程中 3 个浮标站以及青岛本站的风速演变, 可以发现, 模式模拟的这 4 个站的风速较接近, 但都反映出下午风速增大的过程。对比实况发现(图 2), 风速模拟结果较好地反映了青岛附近风的日变化特征。

3.2 海风向内陆推进距离及其原因分析

3.2.1 海风向内陆推进距离分析

图 6 给出了模式 6 km 网格模拟的 8 月 13, 21 和 23 日近地面 10 m 风场和气温场。可以发现, 早上 08 时, 整个山东半岛均处于南风气流之中, 风速较小。上午 9 时, 东南沿海的海陆温差达 2°C , 沿海海面的风速均明显增大, 风向为一致的东南风, 海风在海面上开始形成。10 时~11 时, 东南沿海海陆温差达 $4\sim 5^\circ\text{C}$, 模式模拟的海风非常清楚。13 时, 在强的海陆温差作用下, 东南海风有一个突然“爆发”的过程, 近地面风场上可以清楚地看到东南沿海的海风推进到内陆地区, 其前沿有清楚的海风锋边界和较强的温度梯度。模拟的单站风速显示(图 5), 在 13 时, 东南沿海风速为一天中的最大, 就是由于强的海陆温差造成的海风突然向内陆爆发的结果。对比实况观测资料(图 2), 12 时, 3 个浮标站以及青岛本站风速均突然增大, 因此, 模式清楚地解释了海陆温差对海风开始及海风强度的影响。

与此同时, 山东北部沿海风向的变化更明显, 由原来的南风逆时针转向偏北风, 南部沿海和北部沿海均明显有海风发生。16 时后, 南北两支海风在半岛内陆地区汇合。此后, 由于南支海风移速较快, 推动北支海风向北移动, 整个山东半岛均转为东南风。

由模式 6 km 网格模拟的 8 月 21 日近地面 10 m 风场和气温场可以发现, 21 日 08 时, 一支较强的冷锋刚刚影响山东, 山东大部地区为偏北风。上午内陆地区气温缓慢升高。11 时, 山东半岛南、北沿海地区温度梯度均显著增加, 海陆温差达 $2\sim 3^\circ\text{C}$ 。山东

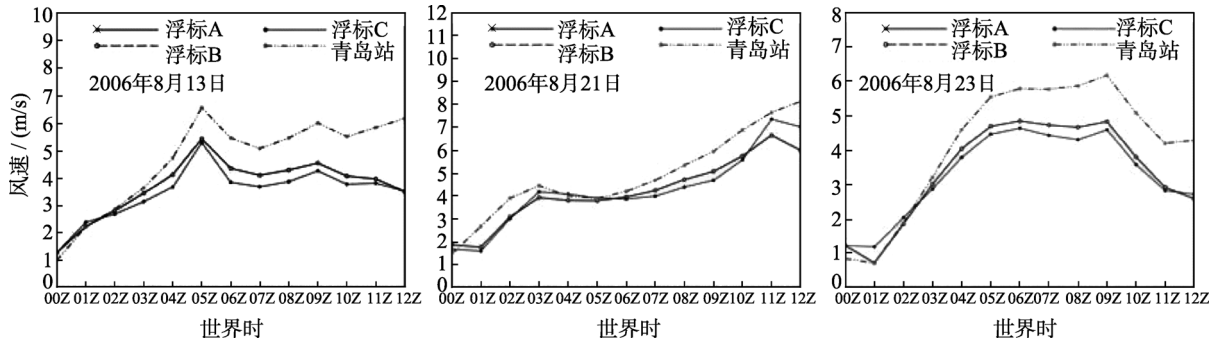


图5 模式 6 km 网格模拟的 3 次海风个例青岛附近近地面 10 m 风速日变化
Fig. 5 Simulated 10 m wind speed at 6 km grid for the three cases of sea breezes

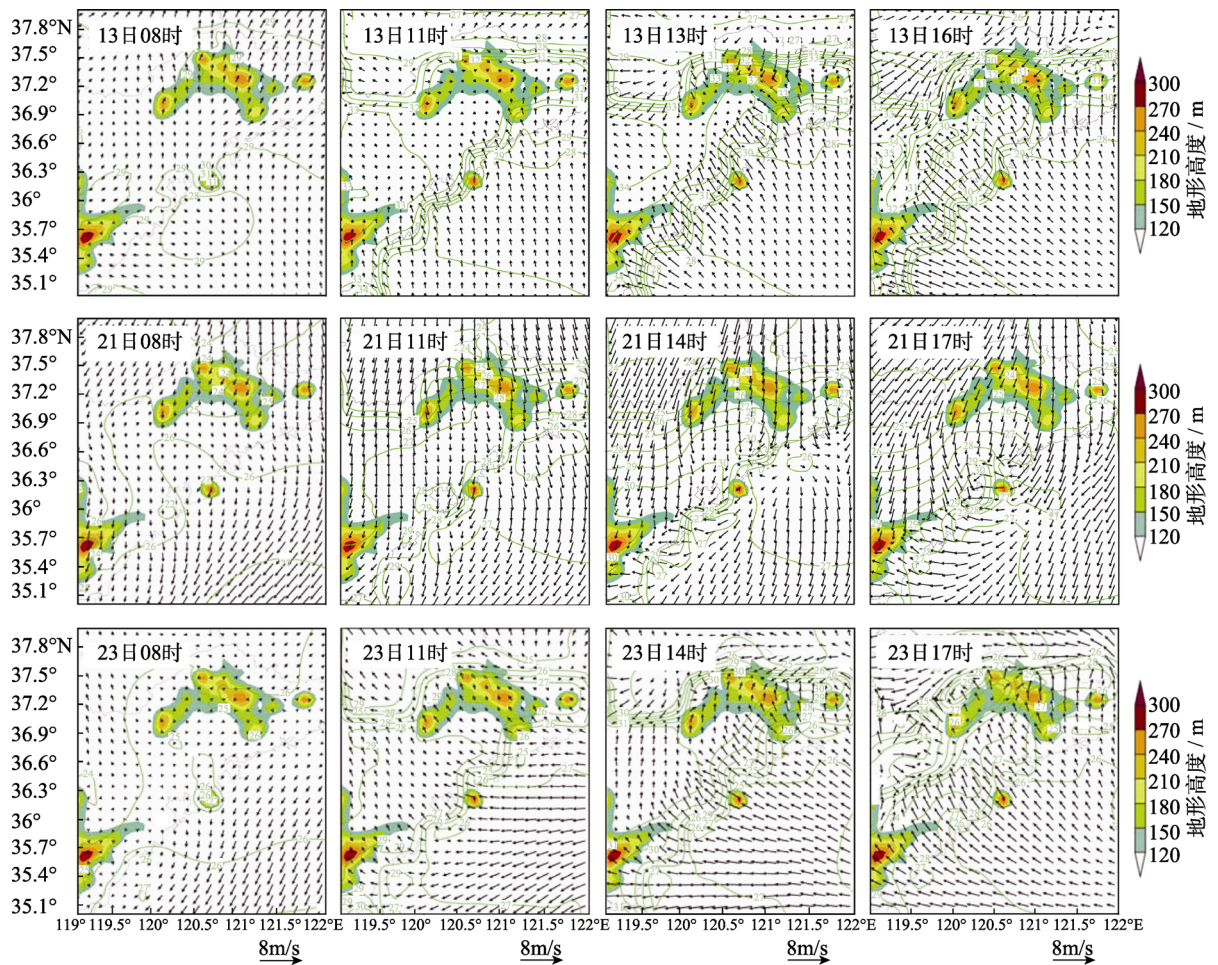


图6 8月13, 21和23日模式 6 km 网格模拟的近地面 10 m 风场和地面气温场
Fig. 6 Ten m wind and the surface temperature field simulated by 6 km grid on 13,21, and 23 August, 2006

东南沿海的风向出现了顺时针偏转。14 时，东南沿海的海陆温差达 3 左右，沿海风的顺时针旋转更明显，与来自北部沿海的偏北风之间在鲁东南形成了一条清晰的切变线。从内陆地区气温的变化可以发

现，青岛以南的内陆地区气温升高的快，海陆温差大，因此，青岛南部的东南沿海海风形成早，其表现为南部沿海的风向转向早。由于青岛地区三面环海，内陆地区气温升高得慢，因此，海风形成略晚。而青

岛以北的山东半岛虽然上午内陆气温也升高了,但在偏北风的影响下,14时起,内陆地区气温便很快下降,因此,几乎没有海风形成。

海风首先从海岸线附近的海上开始。随着海风的发展,海风边向内陆地区推进,同时向远海发展。在偏北风的影响下,来自渤海的冷空气向南推进较快,不断向内陆地区输送冷平流,17时后,强的偏北风气流推动东南海风向东移动,同时,由于海陆温差减小,东南沿海的海风迅速减弱。23时,东南沿海的海风几乎完全消失。

由模式 6 km 网格模拟的 8 月 23 日近地面 10 m 风场和气温场可以发现,23 日 08 时,山东东南沿海处于东北风气流中,北部沿海则处于弱的南风气流中,半岛内陆地区风速很小。9 时,海陆温差仅为 1 左右时,沿海的风向就开始发生偏转,意味着海风在早上就开始。随着内陆气温的升高,东南沿海的风向顺时针转成东南风。在莱州湾附近的北部沿海,早上的偏南风则逆时针旋转为偏北风,风向指向内陆,海岸线附近均有明显的温度梯度,表明南部和北部沿海均有海风出现。随后,东南沿海的海风较快地向内陆地区推进,17 时,东南沿海的海风推进到山东半岛内陆的中部,由于内陆地区为偏南风,北部沿海的海风与偏南的系统风在沿海对峙,向内陆推进缓慢。18 时后,偏南风推动北部沿海的海风退至海上,海风逐渐减弱消失。

3.2.2 海风向内陆推进不同距离的原因分析

对比 21 日和 23 日的海风发生发展过程可以发现,同样是早晨山东东南沿海大尺度系统风为偏北风,但 21 日海风向内陆推进的距离很小,而 23 日海风却向内陆地区推进了很远。从近地面风场来看,23 日山东东南沿海为偏北风,但黄海中部海面的风向基本为东北风,北部沿海的风向则为偏南风。当东南沿海海风开始时,山东半岛大部地区的风向很快转为偏南风,与海风的方向接近,这相当于系统风为向岸风,是有利于海风向内陆地区推进的。

图 7 给出了这 3 次海风个例的水平风场沿 36°N 的垂直剖面(实线为气温场的垂直分布),可以发现,13 日和 23 日 2 km 以下的整个内陆地区近地面风场几乎全为一致的西南风,而 21 日正相反,2 km 以下整层为一致的偏北风,因此,13 日和 23 日当东南沿海海风开始后,整个近地层风场几乎全为偏南风,有利于海风向内陆地区推进;而 21 日的近地层一致的偏北风,是不利于海风向内陆地区推进的。由图 7

可以看出,东南沿海的海风与内陆近地层的偏北风之间有明显的风向切变,而 13 日和 23 日,海风与内陆地区的系统风之间并无清晰的分界,海风与系统风向大致是一致的,因此,海风向内陆地区推进得较远。这一结果表明,决定海风向内陆地区推进距离的不仅是地面天气尺度系统风,还与低层整层风的风向有关。如果整层风为一致的离岸风,则不利于海风向内陆地区推进;否则,则有利于海风向内陆地区推进。

3.3 模拟的 3 次海风个例垂直环流结构特征分析

6 km 模拟结果表明,8 月 13 日,青岛附近近地面为偏南风,高层 600 m 以上为西南风。上午随着地面升温,沿海风向内陆偏转,表现出明显的海风特征。沿 36°N 的 $u-w$ 垂直剖面图上可以清楚地看出,上午 11 时,吹向内陆的海风和内陆的西南风之间有清楚的风向辐合,此时海风的厚度很浅,主要位于 300 m 高度以下。13 时,随着海风向内陆地区推进,在青岛上空 600~900 m 高度上出现了一个高低层风向相反的环流,伴随弱的上升和下沉气流。随后,海风环流和反环流越来越清楚,但海风三维环流圈并不十分清楚。20 时起,近地面气温有所下降,导致海风气流中出现下沉运动。同时,暖空气被孤立约在 300~600 m 高度处。由图 8 可以发现,下沉气流使得海风垂直环流圈得到发展,海风垂直环流高度降低,伴有明显的暖心结构。14 日 01 时,环流圈中的下沉气流增加,环流开始崩溃。

分析模拟的 21 日 $u-w$ 场沿 36°N 的垂直剖面发现,13 时,当海风在东南沿海开始时,沿海风与系统风之间的切变线附近大气辐合产生明显的上升运动。随着海风的发展和向内陆缓慢推进,上升运动区也逐渐向内陆地区推进,且越来越强。18 时前后,海风前沿的上升气流达最强,海风垂直环流较清楚,高层的反环流也较清楚,环流圈基本位于 1 000~1 500 m 左右高度上,其下沉支在海上 1 000 m 高度以上。其后,海风开始减弱,风向开始回转,垂直上升气流也减弱,但高空的海风环流圈一直维持到 21 时。22 时后,随着海风上升支的减弱消亡,下沉支也减弱,海风环流圈消失。

8 月 23 日,青岛附近近地面系统风向为弱的北偏西风,东部海面为东北风。从模式分析的 08 时垂直风场看,900 m 以上则为偏西风。上午随着地面升

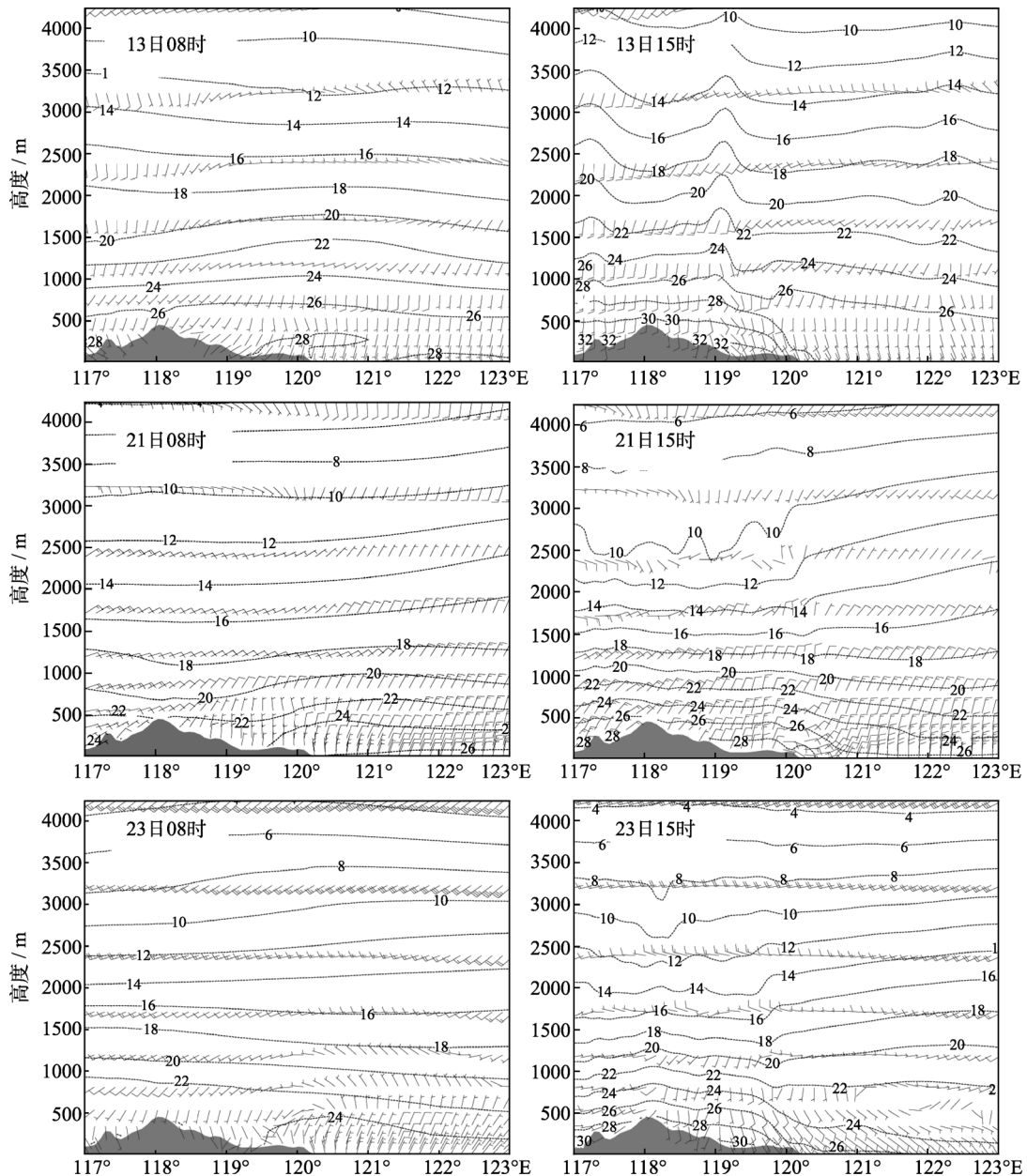


图 7 模式 6 km 网格模拟的水平风场(m/s)以及气温场()沿 36°N 的垂直剖面
 Fig. 7 Cross sections of the horizontal wind (m/s) and temperature fields () along 36°N

温, 青岛沿海风向开始向内陆地区偏转。上午 11 时, 整个青岛沿海及内陆地区均为偏东风控制, 海风形成, 高度主要在 900 m 以下。此时, 低层偏东风、高层偏西风, 在青岛上空 900 ~ 1 000 m 高度处出现了一个弱的环流圈。但此时由于海风发展并不强盛, 上升和下沉运动并不明显, 环流圈也不完整。12 时开始, 在环流圈前后开始出现上升和下沉气流区, 14 时, 海风环流首先在 900 ~ 1 200 m 高度处形成。海风垂直环流形成后, 并无明显发展。18 时, 地面气温开始下降, 在海风环流内

部的下沉运动增加, 环流圈前后的上升、下沉气流进一步加强, 海风垂直环流强度加强, 环流更清楚, 同时, 海风环流的高度降低。21 时, 海风环流发展得较为旺盛, 环流高度进一步降低, 在近地面 300 ~ 600 m 附近。同时, 由于地面气温进一步下降, 暖气团被孤立到高空, 与海风垂直环流中心相对应。这一清楚的海风垂直环流圈一直维持到 24 时。24 日 01 时开始, 海风环流圈前后的上升、下沉气流减弱消失, 24 日 02 时, 海风环流圈消失。

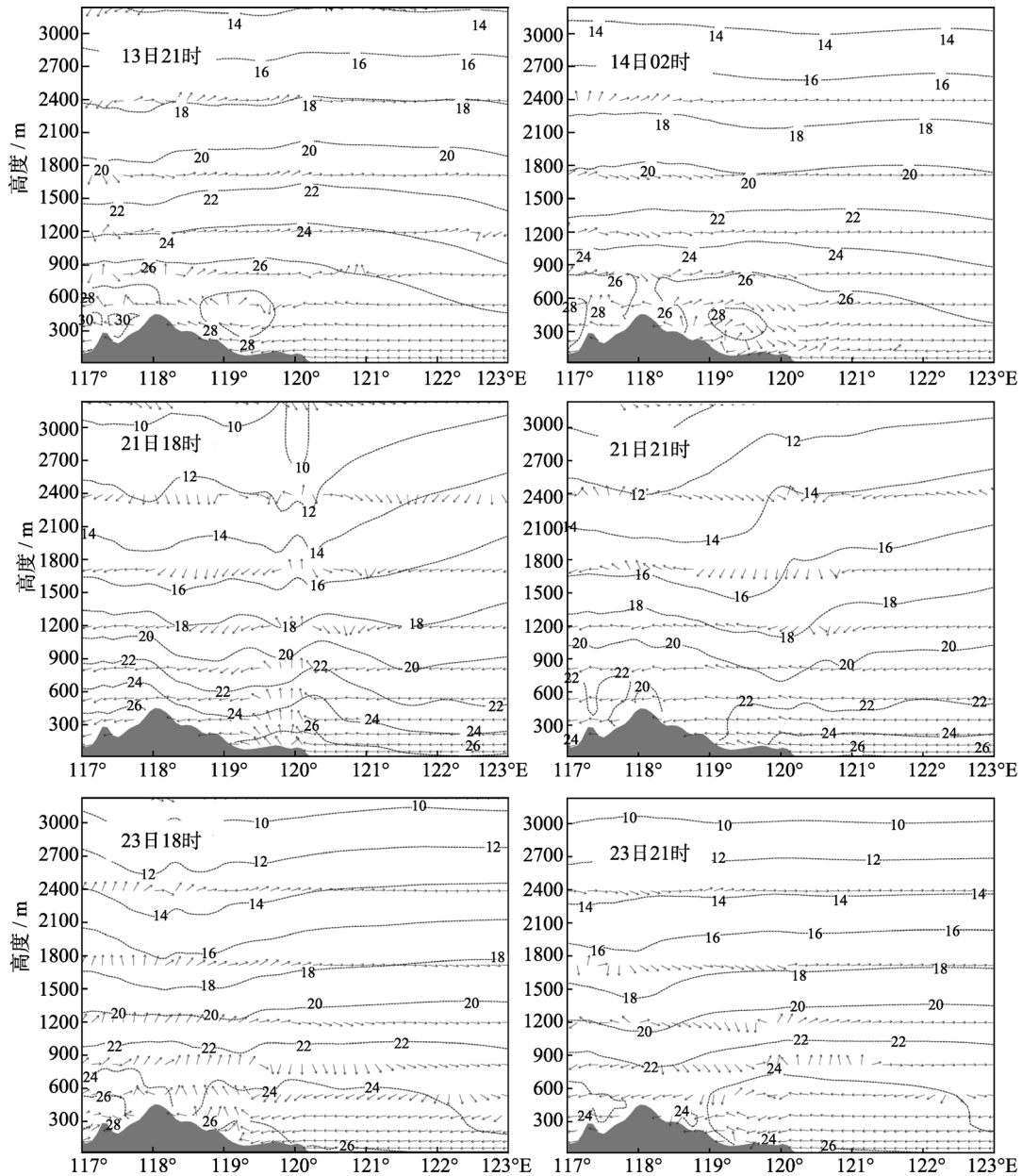


图 8 $u-w$ 场以及气温场()沿 36°N 的垂直剖面

Fig. 8 Cross sections of the $u-w$ and temperature fields () along 36°N

w 放大了 25 倍

w is amplified by 25 times

由前面的分析可知, 13 日、23 日白天海风形成时, 海陆温差均较大, 但天气尺度系统风较弱, 因此, 海风的发生发展过程主要体现了热力作用。在傍晚前后当近地面海风开始减弱消失时, 高空的暖气团使海风环流圈继续维持, 海风减弱消失得慢。21 日, 由于较强的偏北风影响, 海风开始时, 一方面, 高层的系统风向有助于海风高层反环流的形成, 另一方面, 由图 7 可以发现, 海风反环流

在 1000 m 高度以上, 此高度上系统风向为东北风, 与海风反环流的方向是相反的。显然, 海风与离岸风之间形成风速辐合, 产生较明显的辐合上升运动, 其动力作用有助于海风三维环流的形成。因此, 21 日海风过程中, 动力和热力作用对海风的发生发展均有重要作用。在较强的离岸风的动力抬升作用下, 海风开始和减弱过程中风向的转化都比较快。

4 结论

本文选取了发生在 2006 年青岛国际帆船赛期间的 3 次较强的海风过程, 在分析海风的天气背景及风场变化特征的基础上, 利用 ARPS 中尺度数值模式, 对这 3 次海风个例进行了数值模拟, 可以得到以下结论:

1) 无论在何种天气系统背景场下, 当沿海海陆温差达 1~2 时, 海风就可以发生。山东东南沿海海风均由海岸附近的海上首先开始, 然后逐渐向内陆推进并波及到远海。

2) 影响海风向内陆地区推进距离的不仅是天气尺度系统风, 还与近地面整层大气的风向有关。当近地层天气尺度系统风为离岸风时, 海风向内陆地区推进距离较近, 主要限于海岸线附近的有限范围内。否则, 海风可以向内陆推进很远。

3) 当近地层天气尺度系统风场较弱时, 热力作用对海风的发生发展起主要作用, 但海风开始和结束过程均较慢; 当近地层天气尺度系统风场为较强的离岸风时, 动力和热力作用对于海风的发生发展均起作用。在此种形势下, 海风开始和结束过程均较快。

4) 海风开始时, 首先在近地层较浅的范围内。与海风有关的垂直环流圈一般在下午—傍晚出现, 并且位于约 600~900 m 高度处, 强度较弱。傍晚到午夜, 海风垂直环流的强度反而进一步发展, 形成清晰的闭合环流圈, 高度约在 300~600 m 处, 伴有明显的暖心结构。午夜后, 随着地面的进一步降温, 海风环流崩溃。当近地层天气尺度系统风较弱时, 海风的垂直环流圈维持时间长; 当近地层天气尺度系统风为较强的离岸风时, 海风的垂直环流圈维持时间短。

参考文献:

- [1] Estoque M A. A theoretical investigation of the sea breeze[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1961, 17: 645-660.
- [2] Estoque M A. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation[J]. J Atmos Sci, 1962, 19: 244-250.
- [3] Savijarvi H, Alestalo M. The sea breeze over a lake or gulf as the function of the prevailing flow[J]. Beitr Phys Atmos, 1988, 61: 98-104.
- [4] Gustavsson T, Lindqvist S, Borne K, et al. A study of sea and land breezes in an archipelago on the West Coast of Sweden[J]. Int J Climatol, 1995, 15: 785-800.
- [5] Arritt R W. Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze[J]. J Appl Meteor, 1993, 32: 116-125.
- [6] Frizzolla J A, Fisher E L. A series of sea breeze observations in the New York City area[J]. J Appl Meteor, 1963, 2: 722-739.
- [7] Planchon O, Cautenet S. Rainfall and sea breeze circulation over southwestern France[J]. Int J Climatol, 1997, 17: 535-549.
- [8] Asimakopoulos D N, Helmis C G, Papadopoulos K H, et al. Inland propagation of sea breeze under opposing offshore wind[J]. Meteorol Atmos Phys, 1999, 70: 97-110.
- [9] Tijn ABC, Van Delden AJ, Holtslag AAM. The inland penetration of sea breezes[J]. Contrib Atmos phys, 1999, 72: 317-332.
- [10] Reible D D, Simpson J E, Linden P F. The sea breeze and gravity-current frontogenesis. Quart J Roy Meteor Soc, 1993, 119: 1-16.
- [11] 薛德强, 郑全岭, 钱喜镇, 等. 龙口的海风及其影响[J]. 海洋湖沼通报, 1995, 2: 1-9.
- [12] 吴增茂, 龙宝森. 青岛局地风特征的分析[J]. 海洋湖沼通报, 1993, 1: 16-21.
- [13] 盛春岩, 王建林, 刁秀广. 2006 年 8 月青岛国际帆船赛期间海陆风特征及三维结构分析[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2007, 37(4): 609-614.
- [14] 庄子善, 郑美琴, 王继秀, 等. 日照沿海海陆风的气候特点及其对天气的影响[J]. 气象, 2005, 31(9): 66-70.
- [15] 常志清, 吴增茂, 高山红. 青岛海陆风三维结构的数值模拟[J]. 青岛海洋大学学报(自然科学版), 2002, 32(6): 877-883.
- [16] Sheng Chunyan, Xue M, Gao Shouting. The structure and evolution of sea breezes during the Qingdao Olympic sailing test event in 2006[J]. A S, 2009, 26: 132-142.
- [17] Houghton D, Campbell F. Wind Strategy[M]. England: Fernhurst Books, 2005. 128.

Comparative analysis of the development of the sea breezes under different synoptic-scale winds

SHENG Chun-yan

(Shandong Provincial Meteorological Institutr, Jinan 250031, China)

Received: Apr., 20, 2009

Key words: synoptic-scale wind, sea breeze, numerical simulation

Abstract: In order to analyze the development of the sea breezes under different synoptic-scale wind, using the ARPS(The Advanced Regional Prediction System)model, three sea breeze cases during the 2006 Qingdao International Regatta were simulated. Results show that the sea breezes can occur if the land-sea temperature difference is over 1 ~ 2 under whatever synoptic-scale wind. When the synoptic-scale wind in the boundary is offshore the sea breeze cannot push in land too far; otherwise, the sea breeze can push in land for a long distance. When the synoptic-scale wind is weak, thermal effect is critical for the occurrence of the sea breeze. When it is strong offshore, dynamic and thermal effects are both important for the occurrence of the sea breeze. The sea breeze is very shallow at the beginning. The vertical circulation of the sea breezes usually starts in the late afternoon to the evening and the height of it is 600 ~ 900 m or so. From evening to mid-night the vertical circulation of the sea breeze develops instead and clear close circulation with warm core can be found. The height of the close circulation is low to be around 300 m. After mid-night the sea breeze circulation dies. When the synoptic-scale wind in the boundary is weak the vertical circulation of the sea breeze tends to maintain for a long time; in comparison, when the synoptic-scale wind is stronger offshore the vertical circulation of the sea breeze can keep shorter.

(本文编辑: 刘珊珊)