

近海区域地面风场日变化的数值模拟

卢 莹

(北京大学地球物理系)

提 要

本文用修改的一层 σ 坐标中尺度模式,模拟了我国部分沿海地区地面风场及其日变化,讨论了复杂地形和非绝热强迫效应对局地天气的影响。

一、引 言

地形和海陆分布,在不同程度上影响甚至支配着局地风场的特性,在一些特定地区,复杂地形和海陆分布可诱导出一些定常或准定常的中尺度环流系统,例如在美国加利福尼亚以南卡特利那(Catalina)岛附近经常出现的“中尺度涡旋”^[1]、日本关东平原附近静风夜晚出现的近地面气旋式涡旋^[2]等。我国近海区域,由于海陆分布和地形的影响,也有一些定常性的局地环流系统产生,例如夏季山东半岛经常出现的近东西向的辐合线*,在西南季风盛行的夏季,在海南岛地形影响下,出现的低层绕流现象^[3]。这一类中尺度系统对局地天气及环境污染都有影响。本文应用修改的Mass和Dempsey^[4]一层模式,对上述两个近海区域的地面风场进行简单的数值模拟,讨论这些定常的环流系统的日变化特点。

二、修改的一层细网格模式

Mass和Dempsey^[4]设计的一层模式的结构如图1a,采用 σ 坐标。假定存在一个地形影响层 Z_H 和一个无扰动参考层 Z_R 。 $Z_H = Z_S + H$ (Z_S 为地形高度, H 一般取1.5—2km)。根据地形情况,参考层取在850—700hPa, Z_R 层上的位势高度和温度是已知的。 γ 为假设的自由大气垂直温度递减率(取为常数)。 γ_2 是扰动层内的垂直温度递减率, $\gamma_2 = (T_S - T_H)/H$ 。模式方程为 $\sigma = 1$ 面上的动量方程和热量方程,并使用静力平衡假定

(细节可参考文献[4])。给定 Z_R 层上的高度场和温度场,对上述方程组进行时间积分,求出小地形与海陆效应影响下的地面风场 $\vec{V}_s$ 。 $\vec{V}_s$ 的初值是通过解 $\sigma = 1$ 面上的气压梯度力、摩擦力与科氏力相平衡的方程得到的;而 $\sigma = 1$ 面上的气压梯度力是由 Z_R 层的高度场和温度场计算出(应用了 γ 和静力方程);表面摩擦力由边界层内的阻尼定律求出,水面上拖曳系数的取值比陆地上的小。地面温度 T_S 的初值由参考层温度 T_R 和温度递减率 γ 求得: $T_S = T_R + \gamma(Z_R - Z_S)$ 。

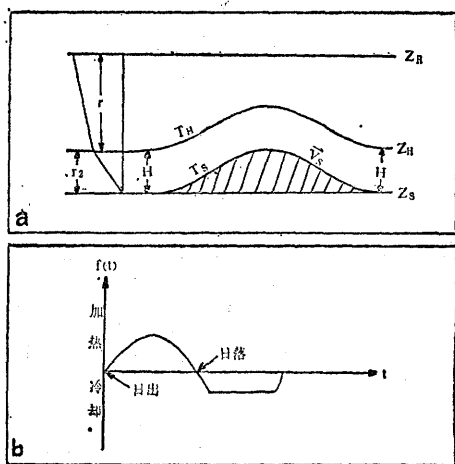


图1 一层模式结构(a)和非绝热强迫项系数随时间的变化(b)

模式中的非绝热强迫项 Q 取为: $Q = f(t) \cdot Q_0$,其中 Q_0 为常数,在水上和陆地上的取值不同,单位为 $(^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1})$; $f(t)$ 是随

* 宋锦乾,渤海对山东半岛天气影响的初步分析,山东气象,1938年5期。

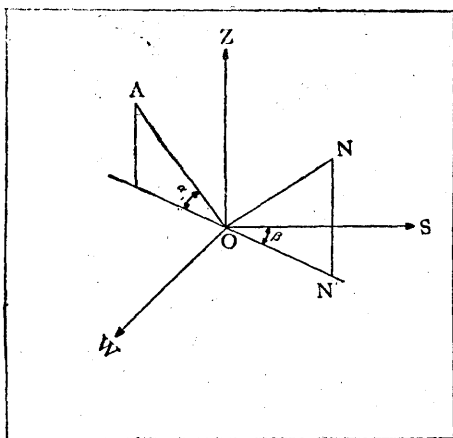


图2 地形斜坡的坡向(方位角) β 的取法
OS轴指向正南, OW轴指向正西, OZ轴垂直向上; OA为一坡度为 α 的斜坡, ON为OA的法线, ON'为ON在水平面上的投影

时间变化的函数,如图1b所示,为一无量纲量。考虑到复杂的地形(如峡谷)附近会有局地非绝热效应的差异,在修改后的模式中,加进了地形的坡度、坡向和季节变化等因素对非绝热加热的影响,将加热率写成 $Q = f(\alpha, \beta, t) \cdot Q_0$, 式中 α 、 β 分别为地形的坡度和坡向,坡向 β 的取法如图2,坡度为 α 的斜坡OA的法线ON在水平面上的投影ON'与正南方向的夹角(相当于从南向顺时针方向计算的方位角)即为 β 。傅抱璞曾给出一个坡地上直达太阳辐射的计算方法^[5],将这一方法用到地形加热率的计算中,可得

$$f(\alpha, \beta, t) = u \sin \delta + v \cos \delta \cos \omega + \sin \beta \sin \alpha \cos \delta \sin \omega$$

式中 $u = \sin \varphi \cos \alpha - \cos \varphi \sin \alpha \cos \beta$

$$v = \cos \varphi \cos \alpha + \sin \varphi \sin \alpha \cos \beta$$

式中 δ 为太阳赤纬, ω 为太阳时角, φ 是地理纬度, α 和 β 分别为坡地的坡度和坡向。 $f(\alpha, \beta, t)$ 为无量纲量。当 $f(\alpha, \beta, t) \geq 0$ 时,上述关系式才有意义;当 $f(\alpha, \beta, t) < 0$ 时,仍采用图1b中的冷却关系。

图3给出 $f(\alpha, \beta, t)$ 在一对称孤立山丘

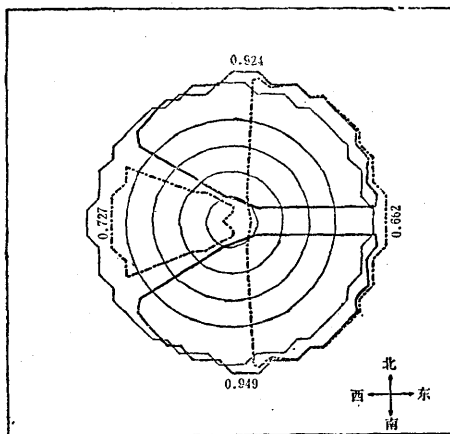


图3 非绝热加热率系数 $f(\alpha, \beta, t)$ 在理想地形区域上的分布

细实线为地形等高线,等值线间隔30(m, 外围等值线为海岸线;粗实线为09时 $f(\alpha, \beta, t)$ 的分布;点划线为16时 $f(\alpha, \beta, t)$ 的分布;标出了 $f(\alpha, \beta, t)$ 等值线的数值

上的分布。山丘的最大水平直径为84km,山的最高点为1.5km。选取夏至日(6月22日),计算了白天各个时刻 $f(\alpha, \beta, t)$ 在这一理想地形区域上的分布,可以看出, $f(\alpha, \beta, t)$ 在不同时刻的定向分布有很大变化。09时(北京时), $f(\alpha, \beta, t)$ 的高值区位于东南坡,最大值0.97;低值区位于东北坡,最小值0.91。而到16时,在西坡上的加热最强, $f(\alpha, \beta, t)$ 的最大值为0.76;东坡上的加热较弱, $f(\alpha, \beta, t)$ 的最小值为0.63。可以看出修改了的非绝热加热项,可以表示一些复杂地形附近加热日变化的细节,使上述一层模式中的非绝热强迫效应具有更强的局地特性。

三、山东半岛地形辐合线与渤海湾地面风场

山东半岛北临渤海南依黄海,为三面临海的丘岭山区。夏季,地面天气图上,经常能在山东半岛上分析出一条长约300km近东西向的辐合(切变)线。该辐合线白天(特别是午后)因海风的增强而加强,夜间因陆风的作用而削弱,甚至消失。

用修改后的一层中尺度模式对上述观测

事实进行模拟。计算区域为 ($35^{\circ}\text{--}43^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\text{--}124^{\circ}\text{E}$), 水平格距为 17km , 格点数为 52×52 , 积分时间步长为 300s 。计算中, 初始风场取为零, 无扰动参考层取成一个等高、等温面。从 08 时开始, 共积分 24 小时, 得到了各个时刻的地面风场。计算结果表明, 白天随着加热时间的延长, 山东半岛辐合线开始形成, 并逐渐加强。图 4a 为积分 6 小时后的结果 (相当于 14 时的情况), 此时的辐合线最强, 长度约 400km , 辐合线以北为偏北风, 辐合线以南为偏南风, 风速在 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。入夜, 由于冷却效应, 辐合线强度开始变弱, 范围缩小, 长度约 300km , 两侧风速约 $3.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 4b, 相当于 20 时)。积分 24 小时之后的结果如图 4c, 说明清晨半岛辐合线基本上不存在, 陆地上的气流吹向海洋, 白天的辐合线所在位置被一幅散区所取代。应该指出, 在我们所模拟的地区中, 辽东半岛上也出现类似的辐合线。实际上辽东半岛也是三面环海的狭窄陆地。辽东半岛上出现的辐合线是东北—西南向, 其长度约 300km , 尚未见到对这个定常辐合线的天气分析讨论。我们计算了与上述风场对应的散度场和涡度场, 14 时山东半岛和辽东半岛附近分别为一辐合中心, 辽东半岛辐合线的强度较山东半岛的弱, 渤海湾附近的洋面上为一辐散区 (图略)。同一时刻的涡度计算表明, 正涡度区位于两半岛附近, 渤海湾为负涡度区, 在远离海岸的陆地上也有正涡度区出现 (图略)。这些结果也说明, 半岛上有明显的辐合线存在, 白天陆地上有正涡度积累。所计算散度的量级达 10^{-4}s^{-1} , 模拟结果可能过强, 但这至少表明地形与海陆分布对于半岛的局地天气的影响是相当重要的。

以上是在初始风场为静风的条件下, 得到的地面风场结果, 山东半岛辐合线的生成, 完全是由于地形和加热的作用激发出来的。多数情况下, 环境流场不为零, 所以有必要讨论不同的环境流场对地形辐合线生消的影响。

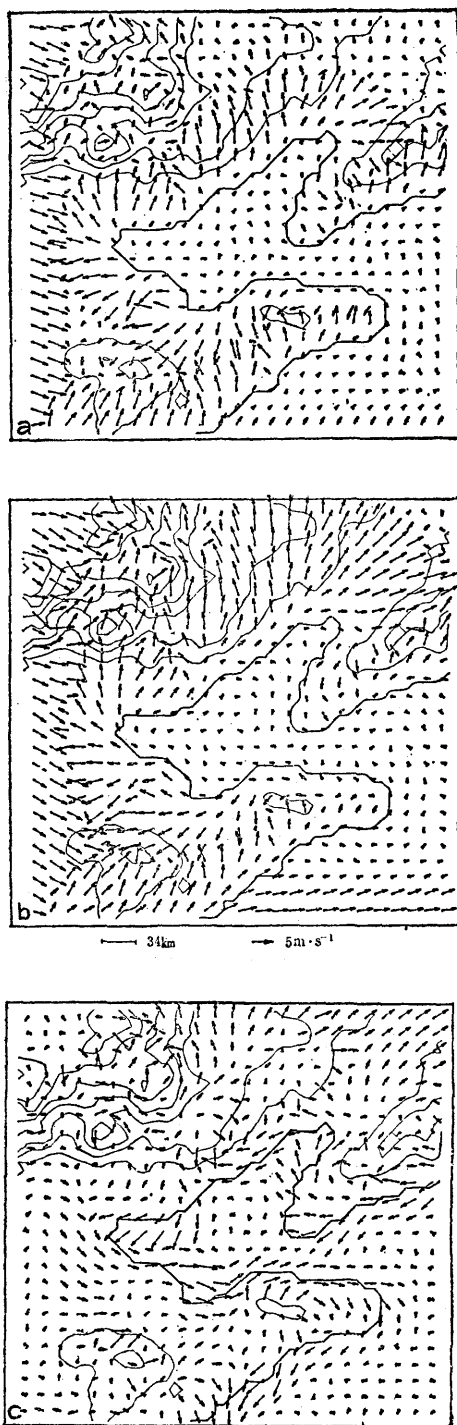


图 4 模拟的山东半岛及渤海湾地面风场
初始风场为零, 积分初始时间为 08 时 (实线为地形等高线, 等值线间隔为 200m , 粗实线表示海岸线);
(a) 积分 6 小时, (b) 积分 12 小时, (c) 积分 24 小时

响。图 5 是在初始风场为东北风和东南风两种情况下计算的地面风场。图 5a 和 b 为初始风场为东北风时积分 3 小时和 6 小时的地面风场, 可以看到最初山东半岛辐合线位于黄海沿岸的陆地上(图 5a), 随着加热时间的延长, 辐合线的位置稍北移(图 5b)。辐合线北侧为东北风, 南侧为东南风; 入夜(积分 12 小时之后), 辐合线变弱, 其南侧的东南风风力变弱、风向变为东风(图略); 到了午夜 00 时, 辐合线完全消失, 山东半岛附近为一致的东北风(图略)。图 5c 和 d 为初始风场取东南风的情况, 最初山东半岛北岸附近的陆地有气流的辐合, 但辐合范围较小(图

5c); 午后 14 时辐合达到最强, 辐合线位置稍南, 辐合线长度约 250km(图 5d); 入夜(20 时)辐合消失, 半岛地区恢复为一致的东南风(图略)。

上述结果表明, 山东半岛辐合线生消的时间较有规律, 系统的出现具有准定常性; 辐合线所在的地理位置及辐合范围不仅受地形和热力因素的影响, 同时还受环境流场的影响, 在实际天气分析中, 应该综合考虑这些因素的作用。

渤海三面为陆地环绕, 通过山东半岛与辽东半岛之间的渤海海峡与黄海相通。实际观测表明, 渤海湾附近, 白天陆地风速大,

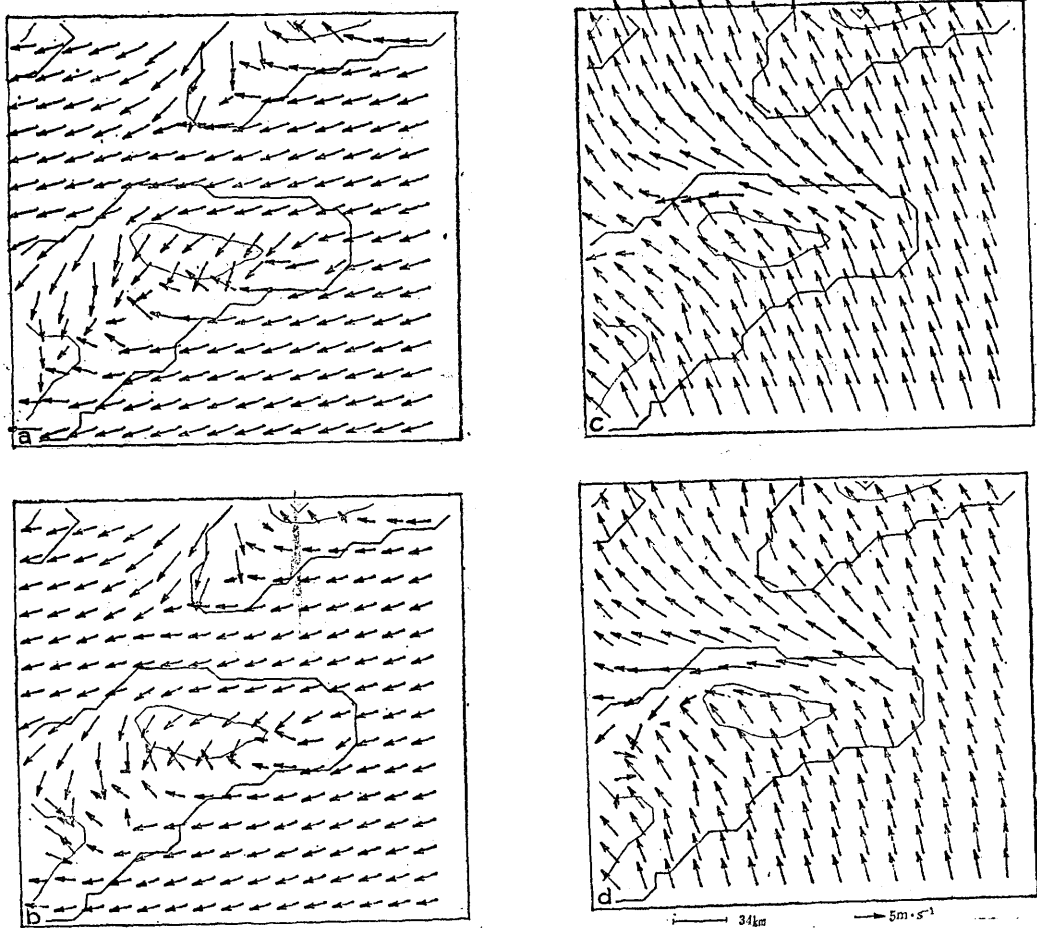


图 5 模拟的山东半岛地面风场

a, b 分别为初始风场为东北风, 积分初始时间为 08 时, 积分 3 小时和积分 6 小时结果; c, d 分别为初始风场为东南风, 积分初始时间为 08 时, 积分 3 小时和积分 6 小时结果

海上风速小，而夜间则相反，海上风速大于陆地风速，午夜或清晨海上风速达最大值〔6〕。从图4可看到类似的结果，白天海上风微弱，约 $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右，渤海湾周围的陆地上风力较强，沿岸风向由海洋吹向陆地，在渤海湾附近的海洋上有一微弱的反气旋式涡旋存在（图4a）。到了夜晚，陆地上的风速开始减小，沿岸风向开始由陆地吹向海洋（图4b）。清晨（图4c），陆地上风力较白天弱得多；海上风力迅速增强，最大风速约 $4.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；沿岸风向由陆地吹向海洋，并在渤海湾附近出现一较明显的气旋性涡旋。相应的涡度场计算表明，凌晨渤海湾有正涡度中心出现，涡度的量级为 10^{-4}s^{-1} （图略）。

四、海南岛绕流效应的模拟

夏季西南季风盛行时期，海南岛使附近气流分成两股，绕过海南岛一段距离后才趋于汇合。根据统计结果，山后气流辐合点的位置随环境流场和季节而变，山后气流的辐合区与两广沿岸的暴雨区比较一致〔3〕。

用修改的一层模式模拟这一事实。积分区域取为 $15^{\circ}\text{--}23.5^{\circ}\text{N}$ ， $105^{\circ}\text{--}113.5^{\circ}\text{E}$ ；无扰动参考层取在 700hPa 上；初始风场取为西南气流。从08时开始，积分24小时，得到了各时刻的地面风场。计算结果表明，加热时间的延长影响了地形绕流效应。积分6小时后，岛后的气流辐合线只延伸到雷州半岛（图6a）；而在积分12小时之后，气流辐合区向北延伸，辐合线长达 200km 以上（图6b）。白天加热时，绕流效应始终存在，岛后气流辐合在午后开始加强，傍晚达到最强。夜晚（图6c），背风面的岛后绕流辐合区消失，变为辐散区；新的辐合区位于南海北部以东的洋面上，同时在广东沿岸的海陆交界处出现一明显的气流辐合线。对应于积分12小时和24小时风场的散度场（图略），散度负值区与气流辐合区比较一致，散度量级达 10^{-4}s^{-1} ，说明绕流辐合线的辐合是相当强的。

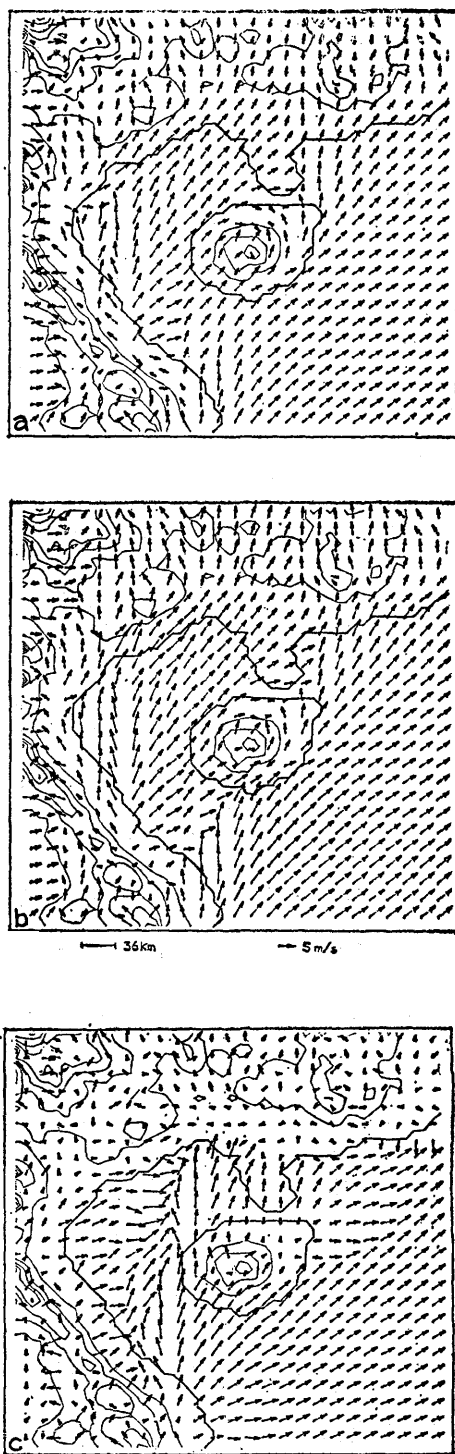


图6 模拟的海南岛地面风场
初始风场为西南风，积分初始时间为08时，a.积分6小时；b.积分12小时；c.积分24小时

五、讨 论

本文用一个简单的数值模式讨论了我国部分沿海地区地面风场的某些特性,得到了一些与实际观测相一致的结果。从中可得到以下几点认识:

1. 简单的一层数值模式可以模拟出复杂地形附近地面流场的一些基本特性。

2. 对于局地风场,非绝热强迫是一个非常重要的因子。沿海地区,海洋是影响局地天气状况的重要热源,海陆热状况的不同可以激发出一些具有准定常性的中尺度系统,对局地天气造成经常性的影响。

3. 复杂的地形对地面风场的影响也是很重要的。气流的上风方有障碍物时,要注意地形绕流效应对局地天气的影响。

本文计算的涡度和散度的量级偏大,这除了表明地形影响的重要性外,可能与计算中所取水平格距的量级为 10^4m 有关,另外也可能是在模拟中,夸大了地形海陆分布的影响所致,使用时应注意。

本文所用一层模式所需的资料比较少,计算量不大,在微机上即能实现,因此在一般台站有一定的应用价值。

致谢:上述工作是在陈受钧教授指导下完成的,在此表示衷心的感谢。

参考文献

- [1] Roger M. Wakimoto, The Catalina Eddy and its Effects on Pollution over Southern California, Mon. Wea. Rev, 115, 837—855.
- [2] Kimura F, Formation Mechanism of the Nocturnal Mesoscale Vortex in Kanto Plain, J. Meteor. Soc. Japan, 64, 857—869.
- [3] 吴恒强, 海南岛地形造成的绕流效应对粤桂南部降雨的影响, 大气科学, Vol. 7, No. 3, 335—337.
- [4] Mass. C and D. Dempsey, A one-level, Mesoscale Model for Diagnosing Surface Wind in Mountainous and Coastal Regions, Mon. Wea. Rev, 113, 1211—1227.
- [5] 傅抱璞, 山地气候, 科学出版社, 1986年。
- [6] 何乃光, 渤海湾海陆风速日变化的对比分析, 气象, 1980年第4期, 30—31.

A numerical simulation of diurnal variation of surface winds in coastal regions

Lu Ying

(Department of Geophysics, Beijing University)

Abstract

In this paper, a modified one-level mesoscale model with sigma-coordinate has been used to simulate the surface winds and diurnal variation in the coastal regions of China. The influence of complex terrain and diabatic forcing on the local weather is discussed.