

冬季黑潮海温场对台湾地区流场及降水影响的数值模拟

许吟隆

(中国农业科学院农业气象所, 北京)

陈 陟

(国家海洋环境预报中心, 北京)

提 要

本文用 PSU/NCAR 中尺度模式 MM4 对冬季黑潮暖流海温场对台湾地区流场和降水的影响进行了数值模拟分析。结果表明: 冬季黑潮暖流海温场明显改变台湾地区的局地流场特征; 台湾岛上的降水分布特征取决于台湾岛的地形特征, 而黑潮暖流海温场的分布对台湾岛上降水量的大小有着决定性的影响。

关键词: 黑潮, 台湾, 中尺度数值模拟。

一、前 言

黑潮暖流流经我国台湾岛以东海域, 其海表面温度 (SST) 高于周围海域 10°C 或更多。冬季黑潮海域 SST 可达 26°C , 比台湾岛一月份的平均地表温度 15°C 高出 11°C , 而在台湾岛的西侧台湾海峡, 则是相对的冷水区。冬季大尺度背景场盛行的东北季风, 经过黑潮温暖洋流的加热, 携带着海面蒸发的充足水汽吹向台湾岛。台湾岛本身地形复杂, 东部陡峭, 西南部相对平缓(图 1)。由于台湾岛东北部的陡峭地形, 暖湿气流沿地形抬升, 改变了大范围的背景风场, 形成台湾岛独特的降水特征。陈陟等^[1]曾用 Pielke 的中尺度模式分析了黑潮暖流对台湾海域大气流场的影响。模拟结果显示: 黑潮暖流对台湾岛的局地环流有明显的影响, 暖流能明显地改变海陆风环流系统。由于模式性能的限制, 陈陟等人未能对黑潮暖流对台湾岛降水的影响这一重要的天气特征进行更多的分析。本文用 PSU/NCAR 中尺度模式 MM4 进一步分析冬季黑潮暖流的 SST 分布对台湾地区流场和降水的影响。

* 本文于 1998 年 5 月收到。

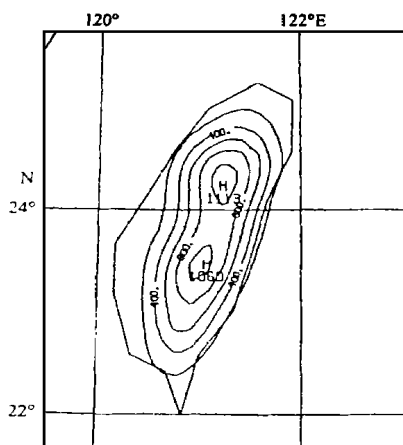


图1 模式计算时的台湾地形
高度等值线图
(等值线间隔:200m)

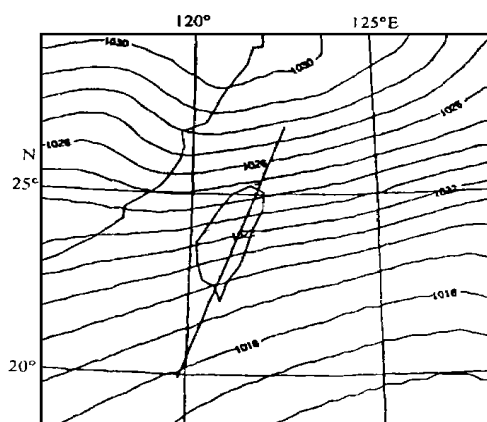


图2 模式计算时初始海平面气压
分布及垂直剖面位置
(单位: hPa, 间隔: 1hPa)

二、个例选取及模式设计

本文选取 1998 年 1 月 9 日一次具典型代表意义的天气过程作为个例进行分析。图 2 是该个例 1 月 9 日 12GMT 海平面气压等值线图。在 1 月 9 日的前几天, 有一次寒潮爆发、冷空气南下的天气过程。1 月 8 日, 有一中心气压为 1026hPa 的高压位于我国江南地区, 至 1 月 9 日江南地区冷高压逐渐消散, 但在台湾东南海域上还保留有锋面天气特征的存在, 台湾地区盛行东北风。

本文取 (24°N, 122°E) 为模式模拟区域中心, 水平网格取为 73×73 , 水平网格距取为 $\Delta s = 17.5\text{km}$ 。模式垂直方向采用 σ 坐标:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (1)$$

式中 p 为气压, p_t 为模式大气层顶的气压(取为 100hPa), p_s 为地面气压。本文垂直方向分 15 层, σ 的取值为: 0.0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.78, 0.84, 0.89, 0.93, 0.96, 0.98, 0.99, 1.0。模式边界层物理过程采用 Blackadar^[2] 的高分辨边界层参数化方案, 湿过程采用 MM4 中的“可分辨尺度”方案和修订的郭晓岚积云对流参数化方案^[3]。在水面上, Z_0 作为摩擦速度 u_* 的函数, 由下式^[4] 求出:

$$Z_0 = 0.032u_*^2/g + Z_{0c} \quad (2)$$

Z_{0c} 是背景值, 取为 10^{-4}m 。在陆地上, 粗糙度 Z_0 等参数的取值如表 1 所示。本文模拟时的侧边界处理采用海绵边界条件, 模拟初始时间从 1 月 9 日 12GMT 开始(当地时间为 20 时), 共进行了 24h 的模拟。

表 1 模式计算各参数

地表面类型	反射率 (%)	水汽利用率 (%)	发射率 (%, 在 94μm)	粗糙度 (cm)	热容量 (cal cm ⁻² K ⁻¹ s ^{-1/2})
水面	8	100	98	0.0001	0.06
陆面	12	50	95	50	0.05

三、模拟结果分析

本文共作了两个数值试验以考察黑潮暖流对台湾地区流场和降水的影响: 一是控制试验, 考虑黑潮暖流海温场的实际分布, 台湾岛周围海域的海温分布如图 3(资料取自同时期日本气象厅的平均 SST 海况旬报) 所示; 二是敏感性试验, 该试验不考虑黑潮暖流海温场的实际分布, 其海温分布只随纬度变化。本文在设计第二个数值试验时, 将海温取为大致与大陆东海岸附近的海温一致, 置纬度 18°N 的 SST 为 22℃, 并以每个纬度下降 1.1℃的递减率向高纬度递减。

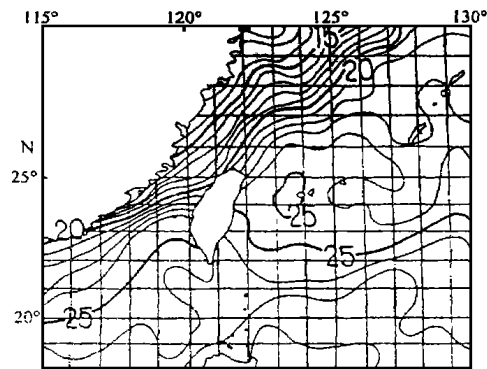


图 3 控制试验台湾海域海
表面温度分布
(等值线间隔: 1℃)

图 4(a)、(b) 分别是控制试验台湾岛及其周围海域当地时间 00 时和次日中午 12 时的模式最低层大气($\sigma = 0.995$, 约离地面 45m) 的水平流场。可以看出: 夜间, 台湾岛北部上空的风矢量基本保持不变, 风速明显减小; 而在台湾岛东南部, 流场明显改变, 风矢量由海上背景风场的北风(略偏东)折转为东风。在台湾岛西部较为平坦的陆地上, 由台湾海峡吹来的北风长驱直入登上台湾岛。从图 4(b) 可以看出 12 个小时之后的次日中午台湾岛上空及其周围海域水平流场的演变。在台湾海峡一侧可见沿台湾岛轮廓的绕流, 从台湾岛北端经台湾海峡至台湾岛西南一侧, 流场风矢量变化为东—东北—北。台湾岛东侧黑潮暖水区, 流场比 12h 前有显著的改变。

与图 5(a)、(b) 所示的敏感性试验的结果相比, 更能看出暖流海温场对台湾地区流场的影响: 黑潮暖流明显改变台湾岛上及以东海域的水平流场分布。图 4(b) 显示出在台湾岛东南部有离岸气流的存在, 这可能与海陆温差较大有关; 而图 5(b) 则显示出: 在不考虑黑潮暖流海温场分布的情况下, 台湾岛东南部水平流场变化不明显, 没有显现离岸气流的存在, 台湾岛以东海域水平流场也没有明显的变化。

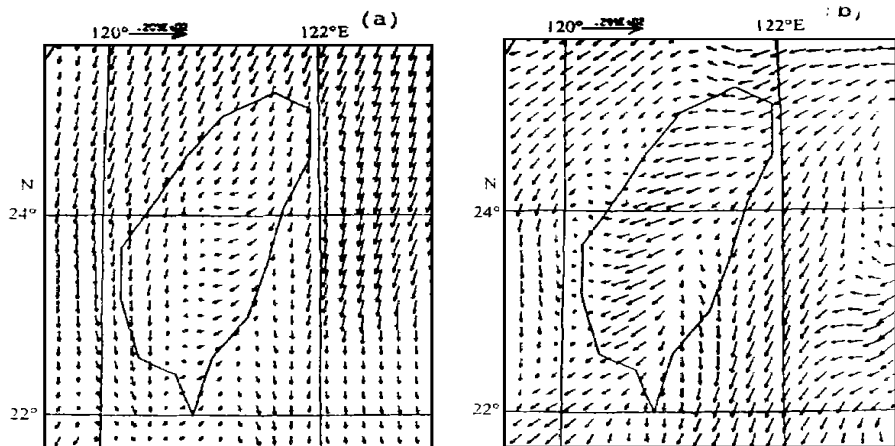


图4 考虑黑潮 SST 分布时模式最低层大气($\sigma = 0.995$,
约离地面 45m) 水平流场分布
(a) 当地时间 00 时, (b) 当地时间 12 时

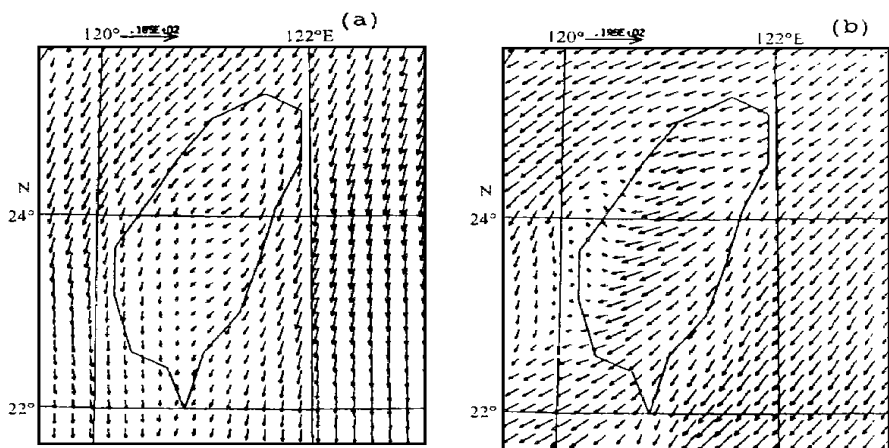


图5 不考虑黑潮 SST 分布时模式最低层大气($\sigma = 0.995$,
约离地面 45m) 水平流场分布
(a) 当地时间 00 时, (b) 当地时间 12 时

图6和图7分别绘出了控制试验与敏感性试验模式最低层大气的 ω 等值线图。对比图6和图7可以看出: 无论是否考虑黑潮暖流海温场的分布, 在台湾岛上空低层大气的垂直运动夜间以东北部的上升运动为主, 白天则以西南部的下沉运动为主, 但两者垂直运动的强度却有着明显的差异。考虑黑潮暖流海温场的分布时, 夜间台湾岛东北部低层大气垂直上升运动可达 $-12 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 次日中午下沉运动速度可达 $20 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$; 而不考虑黑潮暖流海温场的分布, 夜间台湾岛东北部上升运动较弱, ω 最大达 $-10 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 次日中

午下沉运动明显弱于有暖流存在时的下沉运动, ω 最大达 $12 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

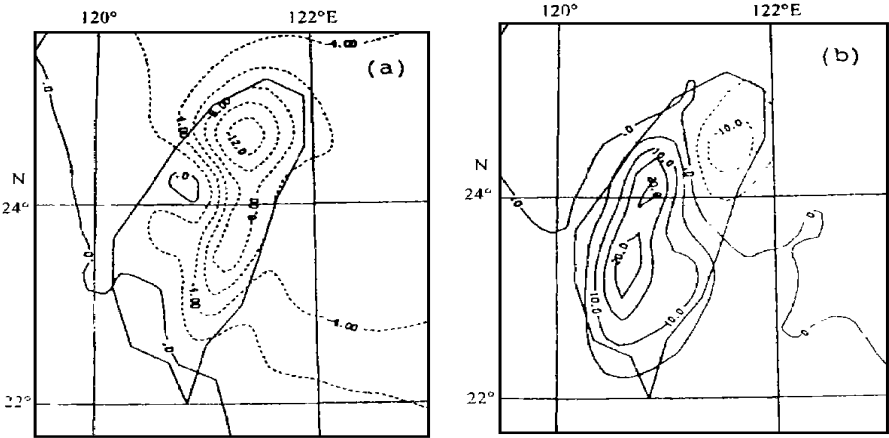


图 6 考虑黑潮 SST 分布时模式最低层大气的 ω 等值线图

- (a) 当地时间 00 时, 等值线间隔: $2 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$
(b) 当地时间 12 时, 等值线间隔: $5 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$

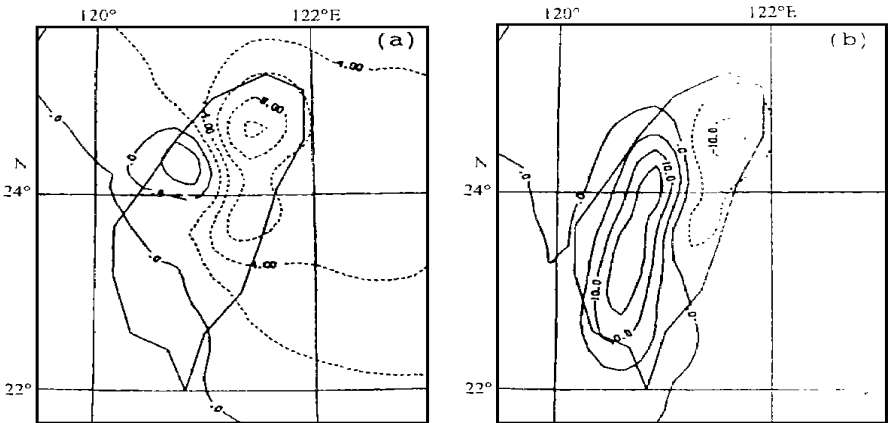


图 7 不考虑黑潮 SST 分布时模式最低层大气的 ω 等值线图

- (a) 当地时间 00 时, 等值线间隔: $2 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$
(b) 当地时间 12 时, 等值线间隔: $5 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$

为了更深入地了解黑潮暖流对台湾岛流场的影响, 图 8、9 分别绘出了纵切台湾岛的南北剖面(剖面位置如图 2 所示)控制试验与敏感性试验的 ω 等值线图来展示台湾岛上空垂直运动的分布与演变。图 8 的控制试验结果显示: 考虑黑潮暖流海温场的分布, 00 时台湾岛北部的上升运动可达 $-25 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上; 上升运动可高达 $\sigma = 0.8$ (气压大约为 750hPa)。该上升运动将从海面上吹来的暖湿气流沿地形抬升凝结, 在台湾岛产生降水。降

合台湾地区低层大气的 ω 等值线图及南北方向垂直剖面的 ω 等值线图可以得出结论: 无论是否考虑黑潮暖流海温场的分布, 台湾岛上空大气的垂直运动特征很相像, 但黑潮暖流的存在显然加剧了台湾岛上空大气的垂直运动。这种对比表明: 台湾岛上空大气垂直运动的特征决定于台湾岛的地形特征, 而其强度则决定于黑潮海域海温场的分布。

图 10(a)、(b) 分别绘出了控制试验与敏感性试验台湾岛及周围海域 24h 的积累降水量。可以看出: 考虑黑潮海温场分布时其降水量明显高于不考虑黑潮海温场分布时的降水量。在台湾岛东部, 考虑黑潮海温场分布时的降水量可高达 30mm, 而不考虑黑潮海温场分布时大约只有 15mm。从图 10 可以看出: 无论是否考虑黑潮海温场的分布, 模拟出台湾岛上的降水分布有以下三个特征:

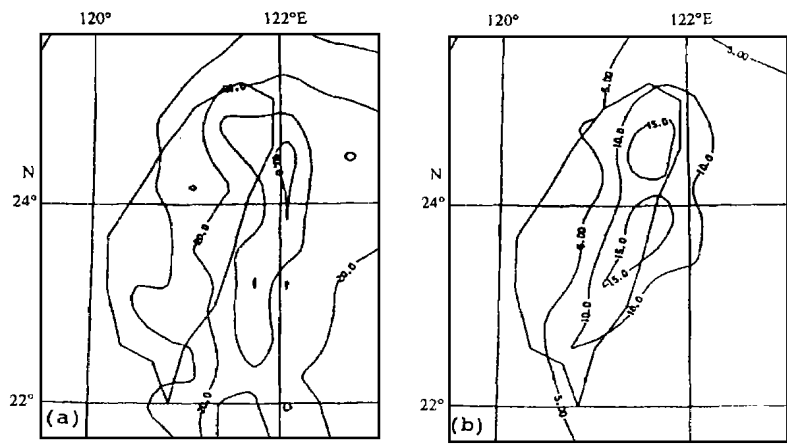


图 10 模拟时间 24h 积累降水量分布
(a) 考虑黑潮暖流 SST 分布, 等值线间隔: 10mm
(b) 不考虑黑潮暖流 SST 分布, 等值线间隔: 5mm

- 第一, 北高南低、东高西低, 降水量等值线大致沿东北—西南方向递减; 这一特征是与大尺度背景场及台湾岛地形的总体特征相联系的;
 - 第二, 降水量等值线在台湾岛北部有一高值区, 在中东部阿里山一带有一次高值区; 对比图 1 可以看出降水的这两个高值区是与地形等高线的两个极值相对应的;
 - 第三, 台湾岛西部台中至台南一带有一降水的相对低值区域, 使得这一带降水量等值线向东南方向凹进, 这正好与台中至台南一带相对平缓的地形相对应。
- 因此可以得出结论: 在大尺度背景场的作用下, 台湾岛的降水分布特征主要地决定于台湾岛的地形特征, 而降水量的大小则主要地决定于黑潮暖流海温场的分布特征。

四、结论与讨论

本文模拟了黑潮暖流海温场分布对台湾地区冬季局地天气的影响。黑潮暖流海温场分布对台湾地区流场和降水的影响可以概括为以下几点:

1. 黑潮暖流海温场分布对台湾岛流场的影响主要在台湾岛东侧, 可以见到离岸气流的存在。由于大范围背景风场的作用, 局地海陆风环流不明显, 但由于台湾岛东侧海陆温差较大, 对背景场的改变显著;

2. 敏感性试验表明: 由于黑潮暖流的存在, 夜间台湾岛上空大气的垂直上升运动强烈, 这与降水产生的潜热释放加热大气有关; 而在白天, 岛上为下沉气流所覆盖, 这是上升运动引起台湾岛上的空气堆积加大尺度背景场的作用所致;

3. 模式很好地模拟出了台湾岛上的降水分布特征, 敏感性试验表明: 黑潮暖流的海温场分布对台湾岛上降水量的大小起着决定性的影响作用, 而降水分布特征则主要地决定于台湾岛的地形特征。

冬季, 大尺度背景风场的冷空气经过黑潮海域的加热, 携带着温暖洋面上蒸发的充足水汽到达台湾岛, 使得台湾岛上空的空气温暖而湿润。图 11 (a)、(b) 分别绘出了控制试验与敏感性试验在模拟的 24h 内台湾岛及其周围海域的平均潜热通量分布等值线图。可以看出: 由于黑潮暖流的存在, 台湾岛东北洋面上潜热通量最大可达 $701\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 大约是不考虑黑潮海温场分布时最大潜热通量 ($241\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) 的三倍, 而潜热通量的大小意味着同比例的水汽蒸发。由此可以说明: 冬季台湾岛上的降水主要源于其周围洋面上的水汽蒸发。大尺度风场的输送及气流沿台湾岛地形的抬升, 形成台湾岛特有的降水分布特征。

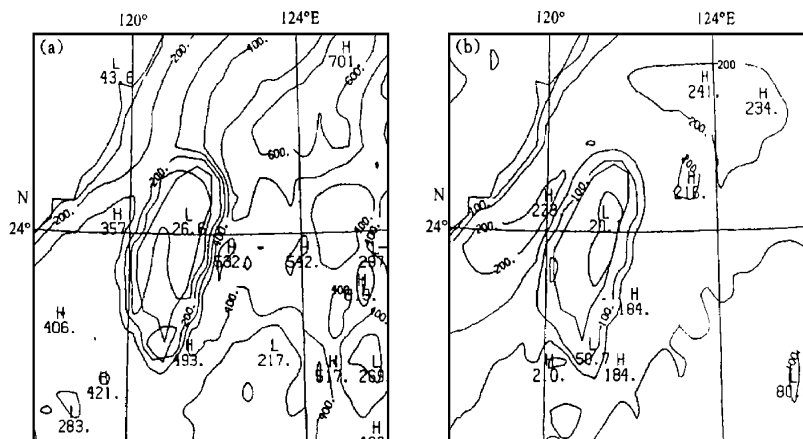


图 11 潜热通量 24h 平均值等值线图

(a) 考虑黑潮暖流 SST 分布, 等值线间隔: $100\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

(b) 不考虑黑潮暖流 SST 分布, 等值线间隔: $50\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

本文的数值模拟分析是在以常规气象观测资料为初始条件的情况下做出的。因为常规资料对于我们所要研究的问题, 其水平分辨率显然不够, 经过模式初始化的初始场就显得相对平滑。当模式启动运行以后, 主要是局地的物理作用影响模拟的结果。因此, 模拟出的结果主要反映了黑潮海温场的分布、台湾岛的地形等局地物理特性对局地流场及天气的影响。这样的结果, 对于认识黑潮暖流海温场的分布对台湾地区局地环流及天气的影响的作用机

制, 不失为一种有益的尝试, 但与实况天气的预报还相去甚远。实况模拟还有待更多的观测资料分析和更详细的研究, 还有很多的工作要做。

参 考 文 献

[1] 陈陟, 涂筱玲, 周明煜: 1995: 黑潮对台湾海域大气流场影响的数值模拟, 海洋学报, 17(6), 39~ 47。

[2] Zhang, D. L. and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer- sensitivity tests and comparisons with SESAME- 79 data. J. Appl. Meteor. , 21, 1594~ 1609。

[3] Anthes, R. A. , 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one dimensional cloud model. Mon. Wea. Rev. , 105, 270~ 286,

[4] Delsol, F. K. Miyakoda and R. H. Clarke, 1971: Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. , 97, 181~ 208。

NUMERICAL SIMULATIONS ON THE EFFECTS OF THE WARM SEA-SURFACE TEMPERATURE OF THE KUROSHIO CURRENT ON THE LOCAL CIRCULATION AND PRECIPITATION OVER TAIWAN AREA

Xu Yinlong

(Agrometeorology Institute, Chinese Academy of Agricultural Sciences, Beijing)

Chen Zhi

(National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing)

Abstract

In this paper, PSU/NCAR mesoscale model MM4 is used to investigate the effects of the warm Kuroshio Current on the wind field and precipitation over Taiwan area. The numerical results indicate that the characteristics of local circulation over Taiwan Islands can be obviously varied because of the existence of the warm sea-surface temperature(SST) of the Kuroshio Current; the distribution of precipitation is determined by the local topography and the precipitation intensity can be greatly affected by SST gradient of the Kuroshio Current.

Key words: The Kuroshio Current, Taiwan, Mesoscale numerical simulation