马学款,符娇兰,曹殿斌. 海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析[J]. 气象,2012,38(7):795-803.

海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析*

马学款[1] 符娇兰[1] 曹殿斌[2]

1 国家气象中心,北京 100081

2 黑龙江省气象台,哈尔滨 150030

提 要: 利用地面常规与加密自动站降水观测、卫星云图、NCEP FNL 全球分析等资料对 2008 年 10 月 12—14 日海南持续暴雨天气过程进行诊断分析。分析表明:热带低压、冷空气以及副热带高压三者的相互作用,导致海南低空出现持续的东(东南)风急流,该急流在海南东部沿海形成的向岸风辐合及地形强迫抬升是 MCS 的重要触发机制,其暖湿输送作用是暴雨区不稳定能量得以循环建立的主要途径。南海东北风冷涌前沿强辐合、潜热加热以及高空强辐散有利于热带扰动的发展与维持。热带低压与冷空气相互作用导致大气斜压性增强,地转强迫作用与惯性振荡机制使得低压北侧东北风急流加强。东北与东南急流之间的形变与辐合导致持续锋生过程,锋生强迫产生的热力直接环流上升支与低空急流左前侧次级环流上升支是对流系统发展的主要动力触发机制,低空强潜热加热也有利于对流向更高层次发展。

关键词: 持续暴雨, 热带低压, 冷锋, 低空急流, 锋生

Study on Physical Mechanism of the Persistent Heavy Rainfall Event in Autumn 2008 over Hainan

MA Xuekuan[1] FU Jiaolan[1] CAO Dianbin[2]

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150030

Abstract: Based on the conventional surface and intensive AWS rainfall data, satellite cloud images, and NCEP FNL global analysis datasets, the rainfall event over Hainan in autumn 2008 is studied. The results show that, interaction among the tropical depression, cold surge, and subtropical high induces the persistent low-level easterly/southeasterly jet, which is an important trigger mechanism for MCS by the formation of on-shore convergence and topographic lifting. The warm moist air transported by the low-level jet is the main reason for the repeated development of convective instability. The strong low-level convergence ahead of cold surge, latent heat release, and upper-level divergence are benefitial to the developing and maintaining of tropical depression. The interaction between tropical depression and cold surge increases the baroclinicity, which would reinforce the low-level northeasterly jet by quasi-geostrophic and inertial oscillation processes. The strong convergence and deformation between the northeasterly and southeasterly jets result in the persistent frontogenesis. The ascending branch of direct thermal circulation forced by frontogenesis and the secondary circulation associated with low-level jet are the main dynamic mechanism for the development of convective systems. And strong latent heat at low levels also leads convective systems to develop more vigorously.

Key words: persistent heavy rainfall, tropical depression, cold front, low level jet, frontogenesis

* 中国气象局预报员专项项目(CMAYBY2012-075)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106003)共同资助
2012 年 4 月 16 日收稿; 2012 年 6 月 27 日收修定稿
第一作者:马学款,主要从事天气预报业务与灾害性天气机理研究工作. Email:maxuekuan@cma.gov.cn

引 言

近年来，海南频频出现秋季持续性暴雨天气[1-3]，给当地造成了严重的洪涝灾害。张维等[4]研究表明：海南暴雨频次、降水总量以及强度均有上升趋势，后汛期尤为明显。相对前汛期而言，海南后汛期强降水尤其是对近年秋季出现的持续性暴雨的相关研究尚不多见[5-6]。在此背景下，研究海南秋季持续性暴雨形成的天气学机理至关重要。

秋季（9—11 月）是夏季风向冬季风过渡的季节，冷空气势力逐渐增强，西北太平洋副热带高压（简称为副高）南退，脊线逐渐移至华南沿海至南海北部一带，副高南侧热带辐合带仍较活跃，低层冷空气常可抵达华南沿海与热带系统相互作用引发暴雨。海南秋季强降水与热带气旋活动密切相关，或由登陆热带气旋直接引起——直接型[2,7]，或由热带气旋与冷空气相互作用造成——间接型[8]。所谓间接型，是指强降水并非由热带气旋直接引起，而是由其外围环流与其他天气系统相互作用而产生，导致强降水的云系与热带气旋自身云系相互分离，亦称为“离心型”暴雨。已有研究对直接型海南秋季强降水过程关注较多[9]，而对间接型强降水个例的研究涉及较少。黄萍[1]对 2008 年 10 月 12—14 日海南暴雨的大尺度天气环流特征进行了分析，认为冷空气、热带低压为此次大暴雨提供了有力的天气背景条件。国外一些学者针对秋季冷空气与热带系统相互作用造成的强降水开展了相关研究。Yokoi 等[10]通过个例分析表明越南秋季大暴雨主要是由寒潮过程异常东北风与热带低压偏南风辐合引起。Chang 等[11]指出东北风冷涌进入南海的初始阶段可促进热带扰动的增强。Srock 等[12]分析了 1990 年 10 月 9—13 日美国东南部地区强降水过程，认为热带气旋通过输送暖湿空气，与大陆北侧冷空气产生锋生过程，激发中尺度对流系统（MCS）的发展，从而使得强降水落区远离热带气旋中心位置。Galarneau 等[13]通过合成分析总结出美国南部冷空气与热带低压相互作用形成的外围降水天气过程的天气学概念模型。

暴雨产生需要具备三个基本条件：充沛的水汽供应、强烈的垂直上升运动和较长的持续时间。对于身处热带且四面环海的海南来说，水汽条件无需作过多讨论。垂直上升运动与动力抬升和层结不稳定有关，其大小取决于对流发展的强弱，而长时间持续暴雨往往意味着多个对流系统的反复影响，即对流不稳定有多次快速重建的过程。因此，研究不稳定能量的持续建立和对流触发机制，尤其是多系统相互作用下形成该机制的天气学机理，对间接型海南秋季持续暴雨预报实践具有现实意义。本文利用常规地面及探空资料、自动站资料、卫星观测资料、1°×1° NCEP FNL 分析资料、逐日及气候平均 2.5°×2.5° NCEP/NCAR 再分析 OLR 资料以及上海台风研究所提供的 2008 年热带气旋最佳路径数据集等资料，以 2008 年 10 月 12—14 日海南强降水过程为例，重点探讨热带低压、冷空气和副热带高压之间的相互作用，低空急流与锋生过程的形成机理，分析海南秋季间接性持续暴雨的天气学成因及其物理机制。

1 降水实况

2008 年 10 月 11 日 20 时至 15 日 20 时（北京时，下同）海南出现持续暴雨，过程累计雨量海南西部为 100～200 mm，中东部为 300～500 mm，琼中和文昌部分地区达 500～640 mm（图 1a）。强降水主要集中在 12—14 日，全岛平均降水达到暴雨量级，13 日甚至超过 100 mm（图略）。文昌、澄迈两地 24 小时降水量分别达到 255 和 220 mm，突破了近 30 年历史同期最高值，海口自 1951 年以来首次出现连续 3 天的大暴雨，为海南省 30 年来 10 月气象记录所罕见。与以往相比，此次强降水过程影响范围广、降水强度大、持续时间长，给海南造成了严重的洪涝灾害，据统计共有 9 个市县 217 个村庄受淹，经济损失高达 5 亿多元。

此次降水过程中，热带低压并没有直接登陆海南，强降水主要由低压外围环流云系产生，并非是由热带低压云系本身所造成的，具有明显的离心型特征（图 1b）。降水量分布呈现出明显的地域地形特点，累计雨量超过 500 mm 的降水区分别位于海南岛东北部沿海以及五指山东部地区，说明有利地形的辐合与抬升作用对强降水具有明显增幅作用（图 1c）。

2 环流背景和影响系统的演变特征

10 月 12—14 日（图 2a），500 hPa 平均高度场亚欧中高纬为两槽一脊形势，东亚槽从鄂霍茨克海经日本海南伸至我国东部沿海地区，贝加尔湖受高压脊控制。副热带高压脊线西伸至南海北部，副高南侧多东风波动。我国中东部地区 850 hPa 被反气旋环流所控制，东部海域至华南沿海维持东北气流，表明低层有冷空气入侵。南海中北部至菲律宾附近

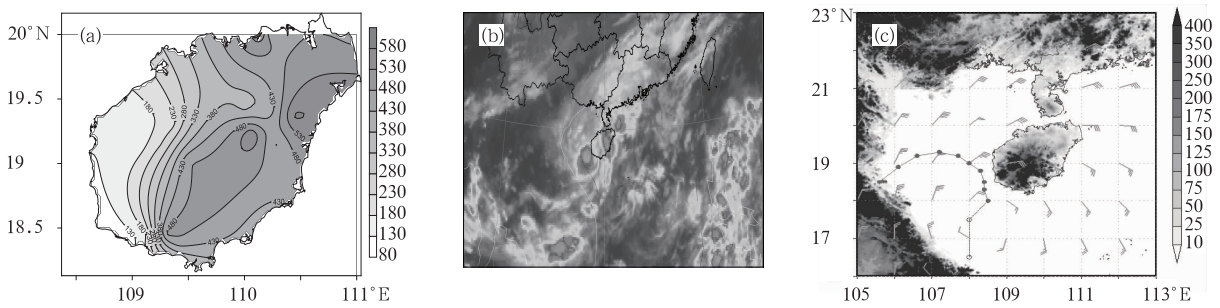


图 1　2008 年 10 月 11 日 20 时至 15 日 20 时海南岛累计降水量(a，单位:mm)，13 日 20 时 FY-2C 红外云图(b)，以及 2008 年 10 月 12 日 20 时至 13 日 20 时 925 hPa 平均风场、热带低压路径(点线)与地形高度(c；阴影区，单位:m；图中带圆圈虚线表示未编号前的热带低压的位置)

Fig. 1　Accumulated rainfall amount (unit: mm) during the period from 20:00 BT 11 October to 20:00 BT 15 October 2008 (a), infrared satellite cloud map of FY-2C at 20:00 BT 13 October (b), and averaged horizontal wind vector at 925 hPa from 20:00 BT 12 October to 20:00 BT 13 October 2008, here tropical depression track (dotted line) and topographic altitude (shaded, unit: m) are also given (c), the dashed line with open circle represents the track of the depression which is not named

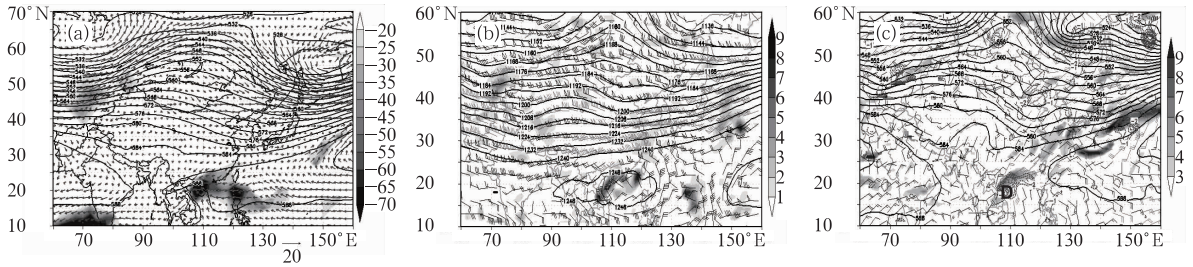


图 2　2008 年 10 月 12—14 日 500 hPa 平均高度场、850 hPa 平均风场以及 OLR 距平(a；阴影区，单位:$W \cdot m^{-2}$)，10 月 13 日 14 时 200 hPa 高度场、风场、散度场(b；阴影区，单位:$10^{-5}\ s^{-1}$)及 500 hPa 高度场、925 hPa 风场、散度场(虚线，单位:$10^{-5}\ s^{-1}$)、温度经向梯度[c；阴影区，单位:$K \cdot (100\ km)^{-1}$；图中“D”表示热带低压中心]

Fig. 2　The geopotential height (contour, unit: dagpm) at 500 hPa, horizontal wind at 850 hPa (legend, unit: $m \cdot s^{-1}$), and OLR anomaly (shaded, unit: $W \cdot m^{-2}$) averaged over 12 to 14 October 2008 (a), geopotential high (ditto), horizontal wind and convergence (shaded, unit: $10^{-5}\ s^{-1}$) at 200 hPa at 14:00 BT 13 October 13 2008 (b), geopotential high (ditto), horizontal wind, convergence (dashed line, unit: $10^{-5}\ s^{-1}$) and meridional temperature gradient [grey shaded, unit: $K \cdot (100\ km)^{-1}$] at 925 hPa (c, the symbol “D” indicates the center of tropical depression)

OLR 为负距平，说明热带对流云团异常活跃。期间，对流层高层反气旋环流西伸，海南位于 200 hPa 高压强辐散区下方(图 2b)。

10 日起，东北低涡及低槽缓慢东移北缩，贝加尔湖高压脊前不断有短波槽下滑并入低涡中，其冷平流的动力加压作用使我国东部地区低空维持反气旋环流。12—13 日，青藏高原北部先后有两个短波槽东移发展并引导弱冷空气南下。12 日前，副热带高压呈带状分布，控制中南半岛北部至西北太平洋地区。受扩散南下的冷空气及逐渐发展北上的热带扰动影响，12 日 08 时副高断裂成东西两环，海南低空偏东气流逐渐加强，东部地区开始出现强降水。13 日 14 时，热带扰动在海南西南部海域发展成热带低压(0809 号)，并缓慢向北偏西方向移动，海南降水进入最强时段。13 日 14 时至 15 日 02 时的 36 小时间，热带低压移动距离只有 160 km，平均移速仅约 4.5 $km \cdot h^{-1}$，且一直位于海南岛西南部不足 100 km 的近海海面上，使海南低空长时间维持强盛的偏东急流(图 2c)。15 日热带低压转向西行，副高恢复东西带状分布，海南大范围强降水过程逐渐结束。

图 2c 显示 13 日 14 时华南沿海低空急流(东北、东南)与锋区得到加强，海南低层受强辐合区控制。热带低压、冷空气及副高三者间的相互作用导致低空急流加强和锋生过程，是此次强降水过程的主要天气学成因，也是海南秋季持续暴雨的重要预报着眼点。因此，有必要对三者间相互作用的物理机制作进一步探讨。

3 热带扰动、冷空气和副热带高压的相互作用

3.1 冷空气侵入对热带扰动发展的影响

从图 3a 可以看出，12—13 日有两股弱冷空气补充南下，华南沿海东北风明显增强，20℃等温线基本控制在雷州半岛至海南岛北部地区，14 日冷空气变性减弱。副高西南侧东风波从吕宋岛西北部海域西行发展，12 日海南岛东部海域出现闭合环流，13 日 14 时热带低压在南海西部生成并缓慢西行北上，14 日夜间起逐渐转向偏西方向移动(图 3b)，中心气压始终维持在 1004 hPa。

Yokoi 等[14]研究表明：从华北地区南下的冷空气导致中南半岛至孟加拉湾东风涌的形成，其前部伴随着强的辐合运动与对流系统的发展，触发热带气旋的发展。韩瑛等[15]指出，冷空气的入侵会增强热带气旋北侧的北风，形成指向热带气旋中心的推力，即辐合增强。通过分析热带扰动附近最大垂直涡度值的演变特征发现(图 3c)：东风波在西移过程中受南海中北部东北风冷涌的影响，气旋式涡度逐渐增大，12 日其涡度值由之前的 8×10^{-5} s^{-1} 左右增加到 10×10^{-5} s^{-1}。13 日，一股新的冷空气南下造成东北风进一步加强，热带扰动附近涡度值甚至达到了 20×10^{-5} s^{-1} 以上，逐渐发展为热带低压。最大涡度值均位于热带扰动北侧或东北侧，即冷空气与热带扰动结合的部位。南下冷空气使热带扰动正涡度增大、辐合上升加强，积云对流进一步发展，强潜热释放又使 CISK 机制得到增强。由此可见，南海东北风冷涌对热带扰动的发展起到明显促进作用[14]。

3.2 热带扰动、冷空气、副高相互作用——东北风和东南风急流的发展

11 日，925 hPa 南海北部受东北偏东气流控制，副高南侧东风波西移发展，东风波动与冷空气相互作用使其北侧及西侧温度及位势梯度加大，地转风加强(图 4a)。Zhang 等[16]通过数值模拟也认为低空急流发展的初始阶段与地转风增加有直接关系。进一步分析表明，此时地转偏差风为北风(图略)，非地转北风通过惯性振荡可使低空急流得以发展与维持[17-18]，东北风急流主要维持在边界层内，急流核高度约为 950 hPa(图略)。

11—14 日，辐合中心主要位于低空东北风急流核左前侧与低压倒槽的风向切变区(图4a)，由红外云图可以看出，强辐合区与对流云系覆盖区对应较好(图 5a)。已有研究证实急流核左前侧辐合区的次级环流上升支是对流系统产生的触发机制之一[19-21]，可见华南沿海低空急流前侧风速辐合为对

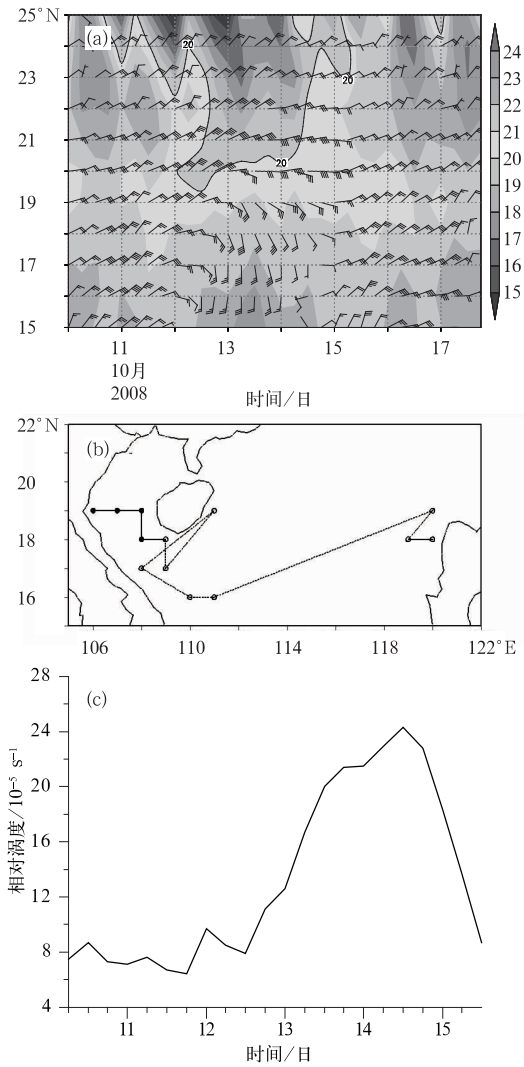


图 3 2008 年 10 月 10 日 08 时至 18 日 02 时 925 hPa 水平风、温度(阴影区，单位：℃)经 110°E 的时间-纬向剖面(a)，10 日 08 时至 15 日 14 时 925 hPa 热带扰动的最大相对涡度所在位置连线图(b，带圆圈虚线表示热带低压编号前的位置，带实心点线代表编号以后的位置)及相应的最大相对涡度(单位：10^{-5} s^{-1})时间序列(c)

Fig. 3 Horizontal wind and temperature (shaded, unit: ℃) time-latitude cross-section at 925 hPa from 08:00 BT 10 October to 02:00 BT 18 October 2008 (a), the position of maximum relative vorticity at 925 hPa from 08:00 BT 10 October to 14:00 BT 15 October 2008 (b, the dashed with open circle and solid with closed circle represent the position before and after the depression is named, respectively), and the time series of maximum relative vorticity (c, unit: 10^{-5} s^{-1})

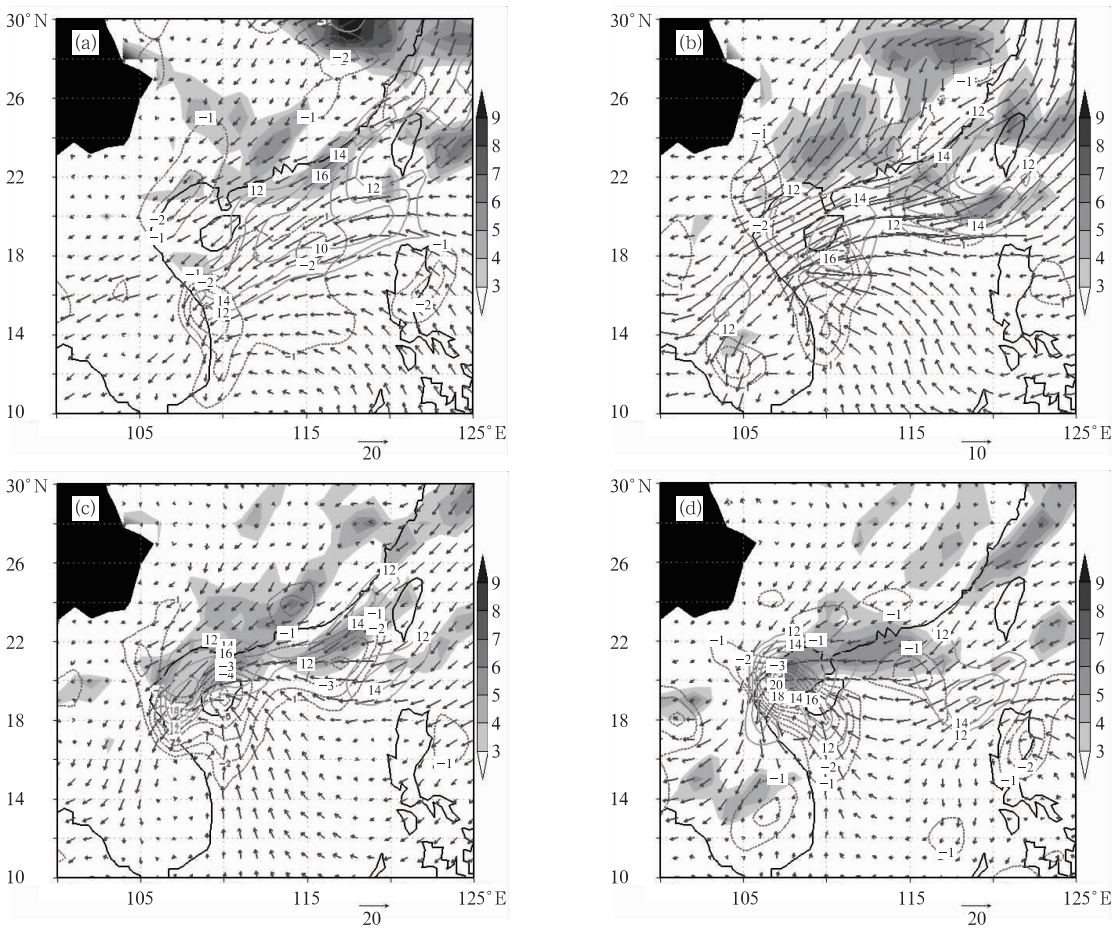


图 4　2008 年 10 月 11—14 日 925 hPa 水平风场、假相当位温经向梯度[灰色阴影区,单位:K·(100 km)$^{-1}$]、水平散度(虚线,单位:10^{-5} s^{-1})及大于 12 m·s^{-1}的水平风速(实线,单位:m·s^{-1})
(a)11 日 08 时,(b)12 日 02 时,(c)13 日 02 时,(d)14 日 02 时
(图中黑色阴影区表示高原地形大于 1500 m)

Fig. 4　Horizontal wind, meridional gradient of pseudo-equivalent potential temperature [grey shaded, unit: K·(100 km)$^{-1}$], convergence (dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) and velocity larger than 12 m·s^{-1} (solid, unit: m·s^{-1}) at 925 hPa at (a) 08:00 BT 11 October, (b) 02:00 BT 12 October, (c) 02:00 BT 13 October, and (d) 02:00 BT 14 October 2008
(Black shaded areas represent the topographical altitude larger than 1500 m)

流发展提供了重要的抬升触发条件。

不断发展的热带扰动与南下冷空气及缓慢西伸的副高相互作用,使海南低空偏东和东南急流逐渐加强。这两支急流不仅向海南低空输送了大量暖湿空气,其在海南东部沿海形成的强烈向岸风辐合及地形强迫抬升也是 MCS 的重要触发机制。同时,东风和东南风急流在海南上空形成的较强切变辐合亦有利于对流的发展(图 4c 和 4d)。本次暴雨过程中,MCS 相继由海南东部和南部沿海生成并北移发展(图 5c 和 5d),造成海南东部尤其是东北部的强降雨。

3.3　冷空气、热带低压相互作用——锋生过程

12 日 02 时,南下弱冷空气与热带扰动相互作用使华南南部出现锋生(图 6a),偏东低空急流相应增强,急流核及强辐合区分别位于海南东部沿海及南海东北部海域(图 4b),海南东北部及以东海域有对流云系发展(图 5b),此时海南东部沿海降水开始。13 日 02 时,另一股弱冷空气补充南下,使锋区加强南压,至 14 日 02 时锋区移至雷州半岛南部至海南北部一带,强辐合区位于锋生区与低空东北急流左侧,辐合中心位于海南上空及其西南海域(图 4c)。此时,除海南西南部海域强辐合区对应的热带低压云系外,在有利动力与地形条件下,海南中东部地区不断有对流发展(图 5c 和 5d)。

12—13 日两次弱冷空气活动使锋区增强并南压。从 348 K 等假相当位温线演变可以看出,热带扰动附近东南风、南风的发展有利于海南上空暖湿空气的输送与锋区两侧气流的汇合(图7a和7b)。

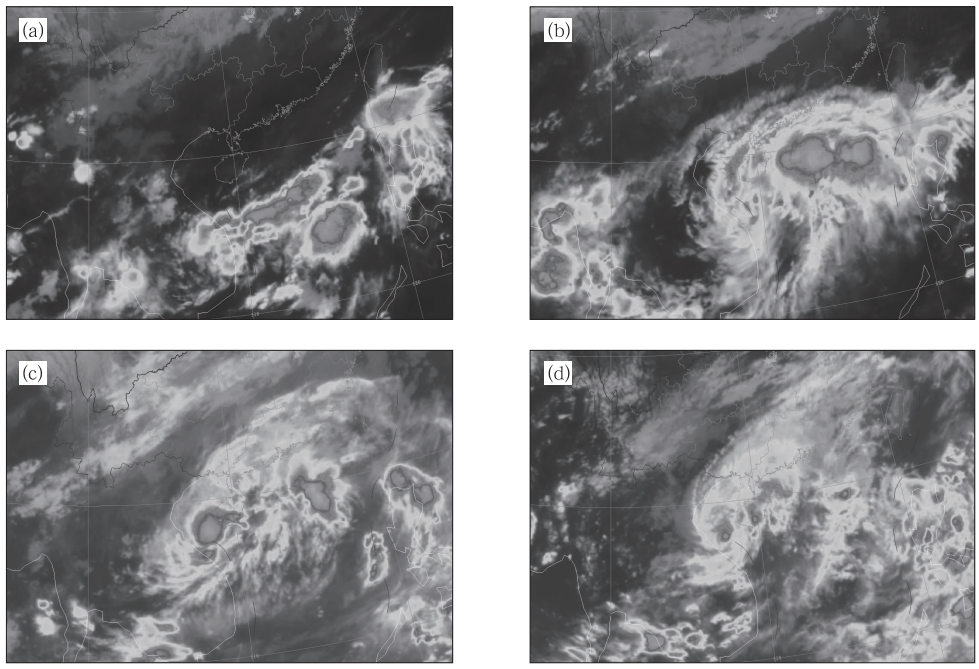


图 5 2008 年 10 月 11—14 日 FY-2C 卫星红外云图
(a)11 日 08 时,(b)12 日 03 时,(c)13 日 02 时,(d)14 日 02 时
Fig. 5 Infrared satellite cloud images of FY-2C at (a) 08:00 BT 11 October, (b) 03:00 BT 12 October, (c) 02:00 BT 13 October, and (d) 02:00 BT 14 October 2008

利用式(1)分析了 925 hPa 水平风场锋生过程:冷空气与热带扰动相互作用下东北、东南急流同时发展(图 7b 和 7c),水平风场的切变及形变迅速增强,12 日 20 时最强锋生区位于海南东部海域(图 6b),13 日 14 时位于雷州半岛至海南北部地区(图 6c),此时锋区中心强度增强至 7 K·(100 km)$^{-1}$(图略)。

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\mid\nabla\theta_{\mathrm{se}}\mid=\frac{1}{\nabla\theta_{\mathrm{se}}}\left[\frac{\partial\theta_{\mathrm{se}}}{\partial x}\left(-\frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial\theta_{\mathrm{se}}}{\partial x}-\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial\theta_{\mathrm{se}}}{\partial y}\right)+\frac{\partial\theta_{\mathrm{se}}}{\partial y}\left(-\frac{\partial u}{\partial y}\frac{\partial\theta_{\mathrm{se}}}{\partial x}-\frac{\partial v}{\partial y}\frac{\partial\theta_{\mathrm{se}}}{\partial y}\right)\right] \quad (1)$$

$$\mid\nabla_h V_h\mid=\sqrt{\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{2}\sum_{j=1}^{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j}\right)^2} \quad (2)$$

Stonitsch 等[22]利用水平风梯度张量[简称 VTEN,式(2)]分析锋区附近动力学特征。Srock 等[12]认为锋区与 *VTEN* 大值重合区,即具有最有利动力条件的锋区是潜在对流活跃区。12 日 02 时,华南沿海及海南南部海域 *VTEN* 较大,表明该地区水平风场存在较强的辐合与气旋式切变(图 7a),同时,由水平风场产生的锋生过程也主要位于上述两个区域(图 6a)。准地转理论认为锋生强迫将通过热成风平衡来激发非地转垂直环流,即暖空气上升、冷空气下沉的热力直接环流[23-24]。此时边界层锋区位于华南中南部地区,800 hPa 以上锋区位于雷州半岛至海南北部地区,锋区呈陡直状,上升支位于华南沿海及南海中北部地区,因锋前上升运动较弱(图 8a),海南大部仅有弱降水产生。12 日 20 时锋区强度增强,*VTEN* 值进一步增大(图 7b),海南边界层内对流不稳定加剧(图 8b),上升支明显发展,此时不断有对流云系在海南南部沿海生成并发展北上,海南东部与北部开始出现强降水(图略)。13 日 14 时,锋区进一步增强,锋面坡度减小(图 8c),*VTEN* 继续增大,海南上空为强锋区和 *VTEN* 大值区的重合区(图 7c),对流更加活跃。从雨量实况看,13 日海南全岛平均降水也是此次过程最强的一天。

综上可见,南海东北风冷涌促进了热带扰动的发展,热带扰动在发展过程中与冷空气、副高的相互作用使低空急流不断加强,东北风急流核左前侧的风速辐合、东北和东南急流的切变辐合及其伴随的锋生过程,触发了南海北部及海南岛上空对流的发展。另外,低空东风、东南风急流加强后,在海南东部沿海以及山前迎风坡等有利地形作用下形成的辐合及抬升,也是导致海南中东部强降水的主要对流触发机制之一。

4 大暴雨长时间维持的物理机制

此次强降水过程之所以持续了 3 天之久,显然

与热带低压移动缓慢、对流系统反复生成发展有关，因此有必要对热带低压在海南近海强度维持且稳定少动的原因、不稳定能量不断释放后快速重建的物理机制作进一步讨论。

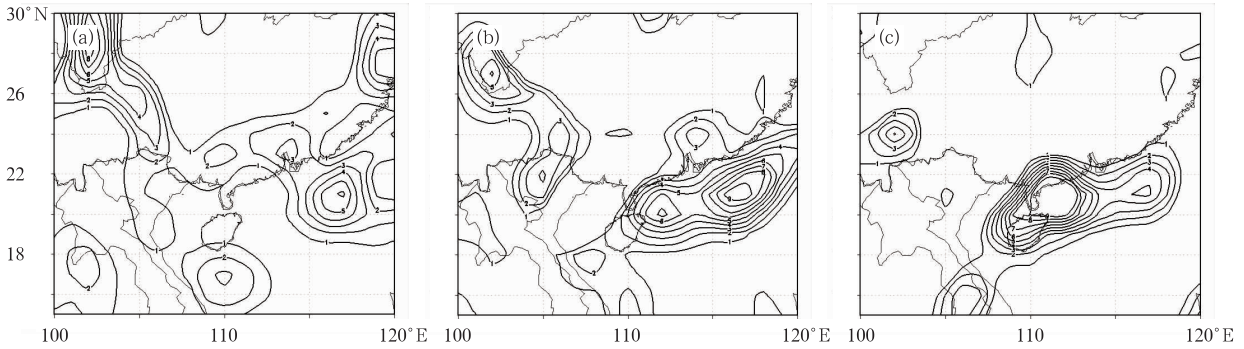


图 6　2008 年 10 月 12—13 日 925 hPa 由水平运动造成的锋生函数分布[单位:K·(100 km·24 h)$^{-1}$]
(a)12 日 02 时,(b)12 日 20 时,(c)13 日 14 时

Fig. 6　Distributions of frontogenesis function caused by horizontal wind at 925 hPa [unit: K·(100 km·24 h)$^{-1}$] at (a) 02:00 BT 12 October, (b) 20:00 BT 12 October, and (c) 14:00 BT 13 October 2008

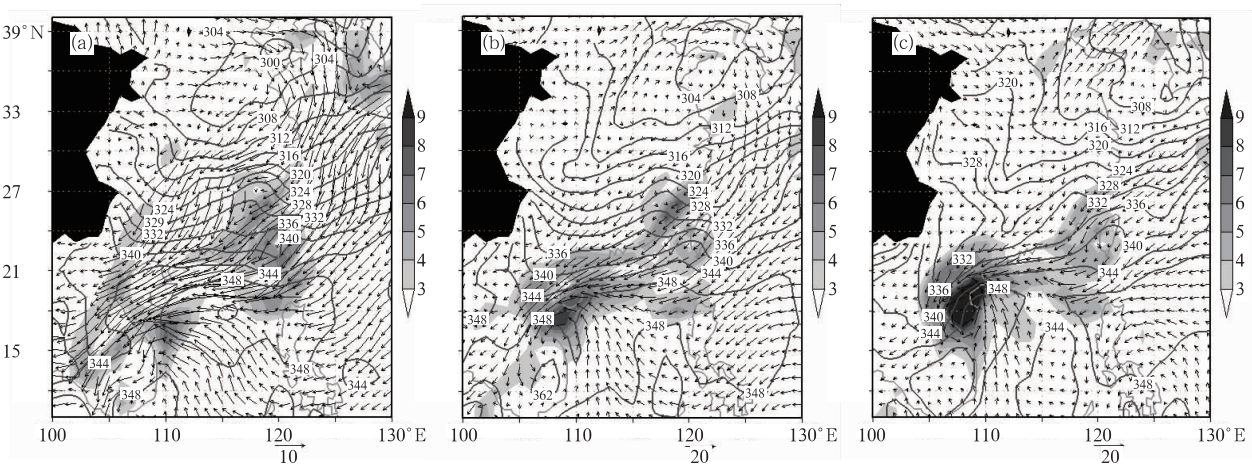


图 7　2008 年 10 月 12—13 日 925 hPa 水平风场、假相当位温(实线,单位:K)、水平风梯度张量(灰色阴影区,单位:10^{-5} s^{-1})
(a)12 日 02 时,(b)12 日 20 时,(c)13 日 14 时
(图中黑色阴影区表示高原地形大于 1500 m)

Fig. 7　Horizontal wind, pseudo-equivalent potential temperature (solid, unit: K), and horizontal velocity gradient tensor (grey shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 925 hPa at (a) 02:00 BT October, (b) 20:00 BT October, and (c) 14:00 BT 13 October 2008
(The black shaded areas represent the topographical altitude larger than 1500 m)

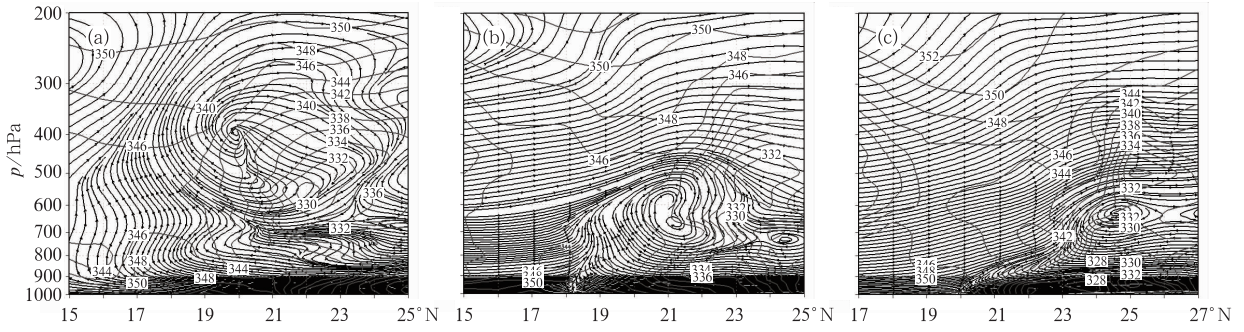


图 8　2008 年 10 月 12—13 日 110°E 假相当位温(实线,单位:K)纬度-高度剖面及经向环流
(a)12 日 02 时,(b)12 日 20 时,(c)13 日 14 时

Fig. 8　The latitude-pressure cross-section of pseudo-equivalent potential temperature (solid, unit: K) and meridional circulation along 100°E at (a) 02:00 BT 12 October, (b) 20:00 BT 12 October, and (c) 14:00 BT 13 October 2008

4.1 热带低压移动缓慢和强度维持的天气学原因

12 日热带扰动发展北上，北侧带状副高断裂为东西两环高压，东环高压逐渐东退呈方头状，对流层中层这种环流形势的转变，有利于热带低压北移分量的加大。但在对流层低层，南下冷空气与热带扰动相互作用，在两广南部沿海形成强盛的东北或偏东气流。对流层低层东北气流与中层西南气流，对热带低压引导作用的相互制约，使得热带低压在海南西南部近海移动缓慢。

从图 9a 可以看出，13—14 日，热带低压附近 900～700 hPa 低层维持较强的凝结潜热加热率，有利于热带低压低层暖心结构的维持及不稳定能量的积累与组织[25]，同时也使边界层内的气旋性环流得到维持或加强。另外，对流层高层辐散气流抽吸作用也是热带低压强度得以维持的有利因素[26]（图 9b）。

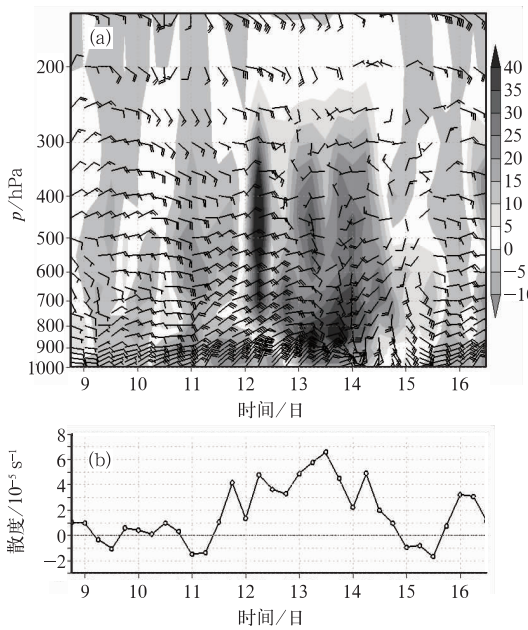


图 9 2008 年 10 月热带低压附近（18°～19°N、108°E）的潜热加热率[阴影区，单位：℃ · (24 h)$^{-1}$]与风场时间-高度剖面(a)，200 hPa 散度-时间序列(b，单位：10^{-5} s^{-1}，图中虚线为散度零线)

Fig. 9 The latent heat rate [shaded, unit: ℃ · (24 h)$^{-1}$] and horizontal wind time-latitude cross-section around the tropical depression (18°—19°N, 108°E) (a), and the time series of 200 hPa convergence (unit: 10^{-5} s^{-1}, the dashed line is zero line) during 9—16 October 2008

4.2 不稳定能量快速重建机制

12—14 日先后有 6 个 β 中尺度对流云团影响海南岛，平均时间间隔约 12 h，每次对流的发展必然对应着一个不稳定能量的积蓄和释放过程。分析表明，持续暴雨期间，对流层中高层干湿或冷暖平流均不明显，那么不稳定能量“释放—快速重建”机制必然与低层系统密切相关。从图 10 中 925～500 hPa 的 θ_{se} 差值可以看出，11 日之前，海南受副高南侧东风波携带的暖湿气流影响，不稳定能量逐渐积聚，11 日夜间降水开始，不稳定能量逐渐被释放，13 日又出现缓慢增加的趋势。13 日 14 时海南中南部 925 hPa 处于高能舌区，低空东南急流对海南有较强的高 θ_{se} 平流输送作用（图 7c），而对流层中层冷暖平流较弱，使得 12—14 日 925～500 hPa 基本维持正的温度差动平流。可见，低空急流的暖湿输送作用，是海南持续暴雨期间不稳定能量维持和建立的主要机制。另外，12—14 日海南上空抬升凝结高度均在 960～1000 hPa 之间，较低的抬升凝结高度使降水产生的潜热加热中心主要位于 900～700 hPa 的低层，700 hPa 层以上潜热加热率随高度递减（图略）。期间 850～500 hPa 潜热加热率之差为正值，也表明低层加热较中高层更加明显，从而有利于对流不稳定的维持与加强，并促使对流向更深层次发展。

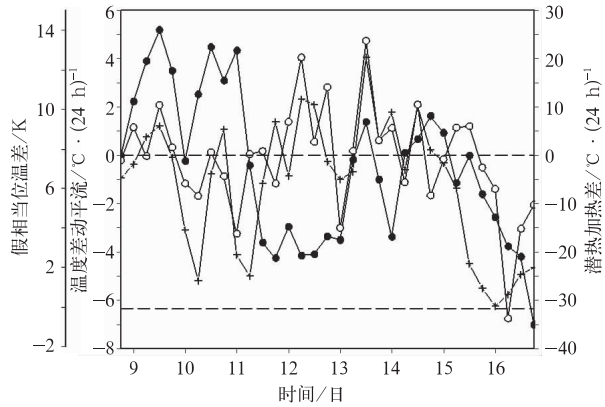


图 10 2008 年 10 月 9—16 日三亚附近（18°N、110°E）925～500 hPa 温度差动平流[带“+”字黑色线条，单位：℃ · (24 h)$^{-1}$]、850～500 hPa 等压面潜热加热率差值[带圆圈线条，单位：℃ · (24 h)$^{-1}$]及 925～500 hPa θ_{se} 之差（带实心点线条，单位：K，虚线表示零值线）

Fig. 10 Time series of temperature advection difference [line with cross, unit: ℃ · (24 h)$^{-1}$] between 925 hPa and 500 hPa, latent heating rate difference [line with open circle, unit: ℃ · (24 h)$^{-1}$] between 850 hPa and 500 hPa, and pseudo-equivalent potential temperature difference between 925 hPa and 500 hPa (line with closed circle, unit: K, the dashed lines represent the zero line) around Sanya City (18°N, 100°E) during 9—16 October 2008

5 小 结

通过对 2008 年 10 月 12—14 日海南持续性大

暴雨过程的分析表明:多系统相互作用使热带低压长时间维持在海南西南部近海,从而导致低空持续的东风、东南风急流,为对流的不断发展提供了有利条件。具体结论如下。

(1) 海南此次强降水过程发生在热带低压、冷空气以及副热带高压相互作用背景下的间接型持续暴雨,强降水云系具有明显离心型特征,降水区主要位于热带低压外围环流,降水分布呈现出明显的地域地形分布特点。

(2) 南下弱冷空气对热带扰动的发展起到明显促进作用。南海东北风冷涌使热带扰动气旋性涡度增大、辐合加强,积云对流进一步发展,从而使 CISK 机制运行效果增强。对流层高层辐散气流抽吸作用也是热带低压强度得以维持的有利因素。

(3) 热带低压、冷空气和副热带高压间存在相互作用,并通过地转强迫与惯性振荡机制促使低空急流发展,强辐合中心主要集中在东北急流核左前侧以及东北、东南两支急流的切变区。锋区附近水平风场切变及形变导致强锋生过程,锋生强迫的热力直接环流与低空急流左侧次级环流上升支是南海北部及海南岛上空对流系统发展的主要动力触发机制。

(4) 多系统的相互作用使热带低压在海南西南部近海移动缓慢,进而导致海南低空出现持续的东(东南)风急流。该急流在海南东部沿海形成的向岸风辐合及地形强迫抬升是 MCS 的重要触发机制,其暖湿输送作用也是暴雨区不稳定能量释放后得以快速重建的主要途径。

参考文献

[1] 黄萍. 一次热带低压引发的三亚市大暴雨的成因分析[J]. 气象研究与应用,2010,31(S2):99-101.

[2] 吴春娃,赵付竹,李勋. 2009 年 10 月海南岛一次秋季强降水过程分析[J]. 气象与灾害研究,2010,33(3):42-48.

[3] 代刊. 2010 年 10 月大气环流和天气分析[J]. 气象,2011,37(1):122-128.

[4] 张维,林少冰,杜尧东,等. 华南地区 1961—2008 年暴雨事件的气候变化特征[J]. 气象与环境科学,2011,34(2):20-24.

[5] 赵玉春,王叶红. 近 30 年华南前汛期暴雨研究概述[J]. 暴雨灾害,2009,28(3):193-202.

[6] 何有海,关翠华,林锡贵,等. 华南后汛期降雨量的震动和分布[J]. 热带气象学报,1998,14(4):359-363.

[7] 李江南,王安宇,蒙伟光,等. 广东省前汛期和后汛期降水的气候特征[J]. 中山大学学报(自然科学版),2002,41(3):91-95.

[8] 杜惠良,黄新晴,冯晓伟,等. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响[J]. 气象,2011,37(7):847-856.

[9] 吴胜安,张永领,江志红. 非汛期影响海南热带气旋的活动变化特征[J]. 热带气象学报,2006,22(3):301-307.

[10] Yokoi S, Matsumoto J. Collaborative effects of cold surge and tropical depression-type disturbance on heavy rainfall in central Vietnam[J]. Mon Wea Rev,2008,136(9):3275-3287.

[11] Chang C P,Erickson J E, Lau K M. Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part I: Synoptic aspects[J]. Mon Wea Rev,1979,107(7):812-829.

[12] Srock A F, Bosart L F. Heavy precipitation associated with southern appalachian cold-air damming and carolina coastal frontogenesis in advance of weak landfalling tropical storm Marco (1990)[J]. Mon Wea Rev,2009,137(8):2448-2470.

[13] Galarneau T J, Bosart L F ,Schumacher R S. Predecessor rain events ahead of tropical cyclones[J]. Mon Wea Rev,2010,138(8):3272-3297.

[14] Yokoi S, Takayabu Y N. Environmental and external factors in the genesis of tropical cyclone Nargis in April 2008 over the Bay of Bengal[J]. J Meteo Soc of Japan,2010,88(3):425-435.

[15] 韩瑛,伍荣生. 冷空气入侵对热带气旋发生发展的影响[J]. 地球物理学报,2008,51(5):1321-1332.

[16] Zhang D, Anthes R A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity test and comparisons with SESAME-79 data[J]. J Appl Meteor, 1982, 21(1):1594-1609.

[17] Doyle J D, Warner T T. A Carolina Coastal low-level jet during GALE IOP 2[J]. Mon Wea Rev,1991,119(10):2414-2428.

[18] Cook K H. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation[J]. J Climate, 1999,12(5):1165-1184.

[19] Bonner W D, Esbensen S, Greenberg R. Kinematics of the low-level jet[J]. J Appl Meteor,1968,7(6):339-347.

[20] Kotroni V, Lemaitre Y, Petitdidier M. Dynamics of a low-level jet obsevred during the fronts 87 experiment[J]. Quar J Roy Meteor Soc,1994,120(516):277-303.

[21] Chen X A, Chen Y L. Development of low-level jets during TAMEX[J]. Mon Wea Rev,1995,123(6):1695-1719.

[22] Stonitsch J R, Markowski P M. Unusually long duration, multiple-Doppler radar observations of a front in a convective boundary layer[J]. Mon Wea Rev,2007,135(1):93-117.

[23] Sawyer J S. The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis[J]. Proceeding of the Royal Society. Sereis A: Mathematical and Physical Sciences,1956, 234(1198):346-362.

[24] Roebber P J, Gyakum J R, Trat R N. Coastal frontogenesis and precipitation during ERICA IOP 2[J]. Weather and Forecasting,1994,9(1):21-44.

[25] Heymsfield G M, Halverson J, Ritchie E, et al. Structure of highly sheared tropical storm chantal during CAMEX-4[J]. J Atmos Sci,2006,63(1):268-287.

[26] 于玉斌, 陈联寿, 杨昌贤. 超强台风"桑美"(2006)近海急剧增强特征及机理分析[J]. 大气科学,2008,32(2):405-416.