

热带气旋生成机制的研究进展

张庆红¹, 郭春蕊¹

(1 北京大学 物理学院 大气科学系, 北京 100871)

摘要: 由于热带海洋上观测资料的稀缺和热带气旋系统本身发生发展的复杂性, 热带气旋生成机制的研究领域至今仍然存在很多未解之谜。半个多世纪以来, 科学工作者们利用有限的船舶、探空仪、雷达、卫星、飞机等观测资料以及数值天气模式, 对热带气旋生成的气候背景场、扰动源和触发机制做了大量研究。介绍了近 50 年来国内外热带气旋生成机制的主要研究成果, 总结了该领域的研究进展及其存在的优势和不足, 指出热带气旋生成机制研究中依然存在的问题, 同时展望了该领域未来的发展方向。

关键词: 热带气旋; 生成; 气候背景场; 扰动源; 触发机制

中图分类号: P444

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2008)04-0001-11

1 引言

热带气旋(tropical cyclone, 简称 TC)是热带海洋大气中形成的中心高温低压的强烈涡旋的统称, 它是全球最具破坏性的天气事件和自然灾害。2005 年 8 月, 飓风 Katrina 袭击美国新奥尔良地区, 造成 1 330 人死亡, 直接经济损失高达 960 亿美元^[1]。在我国, 近 50 年来平均每年有 9.2 个热带气旋登陆^[2], 其引发的强风、暴雨、风暴潮、洪水及泥石流等灾害, 使我国成为了世界上热带气旋登陆最多、受灾最严重的国家之一。随着沿海地区社会经济的飞速发展, 热带气旋给人民生命财产带来的损失日渐严重。2006 年 7 月, 强热带风暴 Bilis 登陆福建, 造成 843 人死亡, 直接经济损失 348.2 亿元^[3]。随着卫星遥感和计算机技术的飞速发展, 人们对热带气旋的路径预报和登陆前后的结构研究取得了很大的进展^[4], 相比而言, 对热带气旋强度预报和生成机制的相关研究还较为薄弱。如果能够了解热带气旋生成的物理机制, 进

而能够提前几天预报热带气旋的出现及其精细结构, 就可以为政府相应的防灾减灾措施的实施赢得更多时间, 为经济增长、社会稳定和国家安全提供保障。因此, 热带气旋生成机制的研究不仅具有很高的科学价值, 也具有重要的实际意义。

热带气旋的生成机制是一个古老而热门的问题, 而远海观测资料稀少使这个问题成了热带气旋研究领域中最困难的问题。科学工作者们已经从不同的空间和时间尺度上做了大量的探索, 本文旨在回顾总结国内外热带气旋生成机制研究领域中具有代表性的工作, 了解相关研究的进展和现状, 为更全面地了解热带气旋, 提高对热带气旋的预报水平以及今后进一步的探索提供思路。

根据 2006 年 5 月 15 日中国气象局发布的修订后的国家标准《热带气旋等级》, TC 按照底层中心附近最大平均风速可分为热带低压(TD)、热带风暴(TS)、强热带风暴(STS)、台风(TY)、强台风(STY)、超强台风(SuperTY) 6 个等级。下文提到的 TC 是指等级达到热带风暴以上(即中心附近最大平均风速大于 17.2 m/s)的热带气旋。

收稿日期: 2007-11-28; 修订日期: 2008-05-06。

基金项目: 国家科技部“973”项目(2004CB41830); 国家自然科学基金(40675022); 国家气象局台风专项; 国家科技支撑计划课题(2006BAC02B01)。

作者简介: 张庆红(1967—), 女, 陕西省绥德县人, 教授, 博士, 主要从事灾害性天气机理与预测研究。E-mail: qzhang@pku.edu.cn

2 热带气旋生成的气候背景场

2.1 季节性气候条件

众所周知, TC 生成事件的发生在时间和空间上都不是均匀分布的。通过总结 TC 生成的时间、地点, 以及生成区域的季节性气候特征, 科学家们逐步揭示出适宜 TC 生成的气候条件^[5-7]。20 世纪 70 年代末, Gray 总结了目前人们普遍承认的与 TC 生成紧密相关的 6 个季节性参数, 即适当的柯氏力, 适宜的低层高相对涡度区, 弱的水平风速垂直切变, 海表以下 60 m 深的水温在 26 °C 以上, 海平面到 500 hPa 深厚的条件性不稳定大气以及相对潮湿的中层大气^[8], 即 3 个动力学条件, 3 个热力学条件。这些季节性参数在热带大西洋^[9] 以及澳大利亚地区^[10-11] TC 频数季节预报技术中的成功运用证明了大尺度气候背景对 TC 生成过程的重要作用。

2.2 气候变化对热带气旋生成机制的影响

最近的一些研究认为, 在过去的 20 世纪, TC 的频数和强度都有所增加^[12-14]。这可能与全球变暖导致的平均海表温度(SST) 的少量升高有关系。但是, 长期的大尺度环流变化与有利于 TC 生成和加强的局地条件变化之间的关系还是一个没有解决的问题。

一些近期的研究也考查了大尺度环流与 TC 的年季变化之间的关系, 但是没有从更小时间尺度研究气候变化与 TC 生成之间关系。气候变化与具体的 TC 生成机制之间的关系目前还没有建立^[15]。

实际上, 气候背景场对于 TC 生成的逐日预报意义很小。3 个热力学条件只随季节改变而缓慢变化, 它们与柯氏力条件在全球 TC 生成源地长时间普遍满足。相对而言, TC 则很少发生。至于低层相对涡度和水平风垂直切变, 它们虽然随时空变化较剧烈, 对于逐日预报来说用处大得多^[16], 但涡度大、切变小只能说明 TC 生成的可能性大, 而不能保证扰动一定发展为风暴。

20 世纪 80 年代, 李宪之将台风生成的原因总结为内因和外因两大类^[7]。内因类似于 Gray 提出的热力学条件, 即广阔的高温洋面、高低层不稳定大气和充分的水汽供应; 外因是足够大的外部扰动, 使大规模高温、高湿、高度不稳定的空气发生强烈扰动, 释放大量能量, 引起辐合上升形成气旋。前面已经提到, 内因的存在不足以促使 TC 形成, 甚至由这种热力条件造成的热带对流性降水会在低层产生下

沉气流, 并在洋面上反气旋式流出, 不利于气旋产生^[17]。后来的分析研究也发现热带对流云团所产生的次级环流使湿静力能输送给环境场^[18]。因此, 单个 TC 的形成还需要其他附加的外部扰动。

3 热带气旋生成的扰动源

根据前人所做的大量关于 TC 个例的统计工作, 可以将 TC 生成的外部强迫源总结为以下几个方面。

3.1 东风波

东风波(easterly waves) 是指在副热带高压南侧东风气流中产生的自西向东移动的天气尺度波状扰动。非洲、大西洋到加勒比海的东风波起源于非洲大陆, 是由于撒哈拉沙漠南侧对流层中上部东风急流的正压不稳定所产生的, 所以也称为非洲波状扰动。早期, Riehl 指出, 热带气旋是在上层存在辐散的有利条件下, 东风波动逐渐加强发展形成的^[19]。大西洋海域的东风波, 其轴线与后部有强烈辐合上升, 云系呈逗点状, 当其移入大西洋中西部和加勒比海后, 适宜的热力条件就使东风波发展为 TC。后来的统计表明, 1990 年大西洋上 14 个热带风暴中有 10 个形成于非洲东风波^[20], 超过 80% 的强烈飓风形成于东风波^[21]。至于东风波的起源、结构以及东风波如何加强为热带低压, 科学家们也做了大量研究^[22-24]。东风波理论在 20 世纪 50 年代盛行一时, 现在对于 TC 生成的研究也有重要意义。

不过, 早在 20 世纪 60 年代末, Gray 就已经发现大部分的热带扰动和风暴发生于赤道槽区, 且认为高空辐散并非 TC 生成必不可少的条件^[5]。随着观测技术的进步, 人们获得了大量全面可靠的卫星资料, 这些资料证明: 80%~90% 的 TC 发生在热带辐合区里, 只有大约 15% 的 TC 发生在东风波里^[25]。

3.2 季内振荡

季内振荡(interseasonal oscillation, ISO) 是一种振荡周期在季内以下的大气现象。这种大气低频扰动现象由 Madden 和 Julian 在赤道附近首先发现, 所以又名 Madden-Julian Oscillation(MJO)。许多大气和海洋参数都可以反应 MJO 的存在, 从 OLR 场或者降水场能够看出 MJO 的特征: 信号始于印度洋, 随时间逐渐东移, 移到赤道西太平洋时具有较明显的结构特征。对流系统与降水信号在通过日界线之后急剧消失, 只有 MJO 引发的赤道开尔

文波继续东移,到了东太平洋中美洲海域后,MJO的对流系统与结构再次出现。之后,下一波MJO又出现于印度洋,形成一绕行全球的30~60d循环^[26-28]。

MJO的一个特征就是热带太平洋上空850hPa高度风场异常表现为西风和东风交替出现。当850hPa风场异常为西风时,慢速移动的小尺度旋涡可以通过平均流能量转化为正压涡动动能(KEK)而得到增长。这时,如果存在有利的大尺度气候背景场,就有可能引起TC的生成^[29]。

3.3 热带对流层上部槽

热带对流层上部槽是指暖季形成于北太平洋中部和北大西洋中部热带地区对流层上部的低压槽,简称TUTT(tropical upper tropospheric trough)。TUTT多活动于大洋中部5°~10°N间300hPa等压面以上的高度,由大西洋东部向西南延伸,贯穿整个大洋中部,槽中一般有气旋性涡旋。TUTT中TC发展的初始概念模型为:TUTT中的涡旋倾斜向下延伸在海表形成气旋系统,由于这种倾斜,低层扰动就恰好处在了高层辐散下方,这样就有利于扰动加强发展为台风。后来的修正模型中认为TUTT中的涡旋并没有延伸到海表,而是TUTT东部的高层辐散引起海表扰动,从而发展为TC。而TUTT中涡旋与海表扰动之间相隔大约300~500km^[30]。

总之TUTT在TC形成和加强过程中发挥了重要作用,主要有:(1)TUTT南部的伴随副热带高压脊叠加于低层槽之上,减弱了水平风垂直切变;(2)TUTT中气旋单体东侧和南侧的辐散流增加了高空流出,有助于低层槽的发展;(3)TUTT的存在为发展中的低压内部不断增加的对流所释放的热量建立了一个有效流出到大尺度西风带的通道^[30-31]。

3.4 热带云团和 preexisting vortex

热带云团是热带地区各类大范围云区的统称,直径从100~1000km不等。云团由中尺度对流云体组成,其涡度和散度的垂直分布与TC相似,形成了众多普遍存在的preexisting vortex。20世纪80年代初,Schubert et al.^[32]和Ooyama^[33]指出大气高度惯性不稳定对于积累积云对流释放的热量从而建立TC的暖心结构是非常必要的。而在热带地区大气的惯性不稳定度往往不能满足TC生成的要求。Fritsch et al.^[34]研究了长期维持的对流云系统,发现对流云团的层状云砧中惯性不稳定度很高,

是TC发展的理想环境。这样热带云团中的preexisting vortex就成了TC生成的重要扰动源。

3.5 冷空气

早在1956年,李宪之^[7]提出冷空气是致使台风发生的最重要的外部强迫,并用冷空气学说解释了诸如为什么只有少数东风波可以发展为TC,为什么南大西洋没有TC生成,为什么北半球TC发生频数远大于南半球等问题。后来的一系列研究也证实了冷空气对于TC生成的有利作用^[35-37]。最近,伍荣生利用数值模拟研究发现:南半球低层冷空气的入侵,会导致边界层风场局部的辐合,有利于小涡旋的形成,并改变大气的热力学结构,导致局地不稳定,从而使小涡旋有可能进一步发展,最后形成台风^[25]。

但是,关于这些扰动源如何发展为强TC,为什么只有极少数的扰动源可以发展为强TC,至今仍颇有争议。这就使人们的注意力集中到了触发机制(trigger)的问题上,也就是当环境条件适宜,扰动源又存在的情况下,是什么关键因素促成了TC生命史中从波动到TD,再到TS的飞跃?

4 热带气旋生成触发机制的经典理论

实际上TC的生成过程就是由初始扰动转变成具有暖心结构系统的低压的过程,这个转变过程一般发生在很短时间内。海洋上资料时空分辨率低,因此转变过程的物理机理仍然是个难题。TC生成的物理机制有几种理论。早在1950年,Riehl提出TC的能量来自海洋表面蒸发^[9],随后Riehl在1954年将TC描述成一个热机,眼壁附近的上升气流比周围大气更暖,其原因是空气在低层向TC中心流入时吸收了海洋表面的焓。假定眼壁附近的大气减温率是接近湿绝热的,考虑到TC的对流层上层水平温度梯度很弱,那么眼壁附近上升空气质点的温度就是边界层相当位温的函数^[38],Mark et al.^[39]计算了海平面气压的降低,发现这种降低和环境场与眼壁内侧的焓的差值有非常好的对应关系。

总的来讲,最经典的TC生成物理机制可以总结为两种:第二类条件不稳定理论和海气相互作用理论。

4.1 第二类条件不稳定理论

第二类条件不稳定理论CISK(conditional instability of second kind)机制是由Charney和Eliassen在1964年提出来的,他们把副热带的动力学

引入热带,即积云对流所释放的凝结潜热是热带气旋的能量来源。但是早期的数值模拟并没有在条件性不稳定的背景场上模拟出任何热带气旋^[40],于是 Charney 把边界层的 Ekman 层作为 CISK 机制的一部分^[41]。如果热带气旋是一个组织好的释放条件性不稳定的模态,而辐合的 Ekman 边界层则是一个组织者。即有组织的潜热的释放驱动环流,造成水汽的辐合和抬升,形成一个潜热和水汽的正反馈作用^[42]。

4.2 海气相互作用理论

海气相互作用理论(WISHE)最早是 1986 年由 Emanuel 提出的,称为 ASII(air-sea interaction instability)^[43],后来重新命名为 WISHE(wind-induced surface heat exchange)。Emanuel 把热带气旋的生成过程总结为一个初始扰动转变为海洋表面焓通量和风场之间正反馈的过程^[44]。尽管在通常情况下,对流体中的下沉气流在洋面上的辐散产生反气旋式环流,海洋表面的焓将减少,但是向内的 Ekman 漂移过程足够强可以战胜下沉气流的反气旋式流出,使焓通量和风场之间的正反馈建立起来,出现一个暖心结构^[17]。另外,从焓的角度也可以解释为什么观测和模拟都发现弱的风垂直切变在热带气旋的生成中是必要的,因为弱的风速垂直切变可以阻止中层的低焓大气传向低层。Emanuel 还提出另一个必要的条件是一个中尺度的整层湿中心,中尺度饱和和气柱的存在会使对流体无法把低焓的空气向下传。

4.3 CISK 理论与 WISHE 理论的区别

在 CISK 机制里,热带气旋内部的上升运动受大尺度对流的驱动,同时向周围大气释放有效位能;WISHE 的观点则认为热带气旋的暖心中心是直接由边界层的焓通过表面通量上传(图 1)。CISK 机制中关键性的反馈发生在大尺度环流和对流之间,而 WISHE 则是在环流与海洋表面通量之间。实际上 CISK 机制是假定热带大气是条件性不稳定的,这种假设忽略了热带大气在没有大尺度环流的时候,基本处于辐射-对流平衡态,大尺度环流和对流之间的相互作用是稳定的。因此 Emanuel 认为 CISK 建立在错误的假定之上,阻碍了热带气象学,特别是热带气旋研究的发展,1980 年以后, CISK 的机制研究就少了^[44]。另外,有些科学家认为 WISHE 理论可

以解释 TC 生成时的机理,而 TC 一旦生成后,其维持机制可以用 CISK 机制来解释^①。

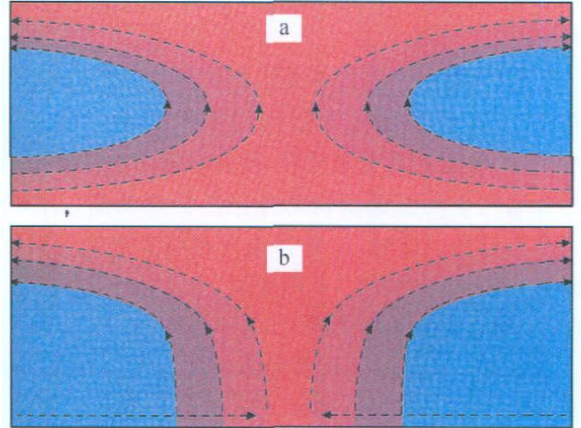


图 1 飓风边界层以内及边界层以上湿熵的饱和度分布
a CISK 观点,暖心由来自边界层内的高熵气流向上输送产生; b WISHE 观点,暖心由来自海洋的加强的焓输送产生,这使得边界层中内流气流的熵增加。a 要求环境大气必须是条件不稳定的, b 则可以适用于中性大气。(引自文献[44])

定的, b 则可以适用于中性大气。(引自文献[44])

5 TC 生成的触发机制假说

据 30 年资料统计,大西洋上每年平均有 61 个热带波动,其中只有 11 个可以发展为热带低压,而仅有 5~6 个能够最终发展为命名风暴^[45];太平洋上 1970~1975 年 7—9 月 20°~30°N 之间共有 33 次东风波过程,而只有 11 个形成热带低压^[46];在南海,从 1949 年到 2001 年共有热带低压 329 个,只有 141 个发展成为被命名热带气旋,而最终加强为台风的只有 51 个^[47]。在大尺度环境场有利和外部强迫存在的情况下,为什么只有一部分扰动可以发展为低压,而只有少数低压可以发展为风暴?虽然经典的 CISK 和 WISHE 理论可以在某种程度上解释涡旋系统形成之后的加强过程,但它们都暗含地假设了从热带扰动到一定强度的旋转系统的转变过程已经发生,而这种初始流场的配置过程在任何一个理论中都没有陈述。因此,科学家们对 TC 生成的触发机制提出了各种不同的假说。

5.1 越赤道气流

越赤道气流(cross-equatorial flow)可以理解为冬半球冷空气,如前面提到的,它是 TC 生成扰动源的一种。实际上在更多的情况下,越赤道气流则是一种触发机制,使得夏半球已经存在的扰动或者低

①与伍荣生院士的讨论。

压, 加强发展为较强 TC。对南半球 7619 热带风暴和北半球 8111 号 TC 生成前后低空纬向流场的对比分析发现, 南北半球 TC 生成前 48 h, TC 生成区上的越赤道气流总量明显大幅度增加, 并在 TC 生成后一天出现峰值^[48]; 台风 Bilis(2000) 的生成也说明了这个问题^[49]。越赤道冷涌(cold surge)有时甚至可以弥补柯氏力条件不足的不利环境, 在赤道附近引起 TC 的生成^[50]。

5.2 地形作用

在对飓风 Guillermo(1991) 的研究中, Farfan 利用高空探测资料、卫星图像和飞机观测资料对天气尺度和中尺度风场做分析, 发现当一个东风波移动到加勒比海中部, 美洲中部山区的东侧, 它就发展成了 Guillermo 的初始环流。模拟结果显示, 低层东风波气流受到山地阻滞, 导致山区南侧形成东风急流; 另外, 在 Tehuantepec 湾上还形成了一支东北急流和伴随的涡度极大值区。两支急流合起来与 ITCZ 一起产生了一个闭合环流, 最终发展为飓风 Guillermo^[51]。不久, 理想化模拟试验发现地形确实能够在东风波和 ITCZ 控制范围内激发气旋式涡

度, 促使波动发展为低压^[52]。

此外, 海峡对于 TC 的生成也有触发作用, 近赤道台风 Vamei(2003) 就是一个例子。越赤道气流经过狭窄的南海西南部海域时, 风速突然增加有助于赤道地区气旋式涡度的形成^[50]。

不过, 越赤道气流和地形的作用似乎最终都要归于风速的急增。所以, 风场的作用也许才是触发 TC 生成的根本原因。

5.3 风涌

Lee et al 发现, 在 TC 前扰动(precyclone disturbance)的南侧或者北侧若有强的低层风加强现象, 扰动往往最后就会形成 TC^[53]。Gray 总结了 10 余年的飞机探测资料, 发现 TC 初始扰动 200 km 的范围内存在更高速的低层风, 这种强低层风就称为“风涌”(wind surge)。风涌的产生是由于小尺度的气压风不平衡造成的, 它的出现有利于水汽向初始扰动涡旋辐合输送, 可以为热塔(hot tower)的长期维持提供水汽源, 进而形成 TC 的暖心结构^[8](图 2)。但是在对太平洋和南海 TC 的早期统计中发现并不是所有的 TC 在生成前都有低空急流出现^[54]。

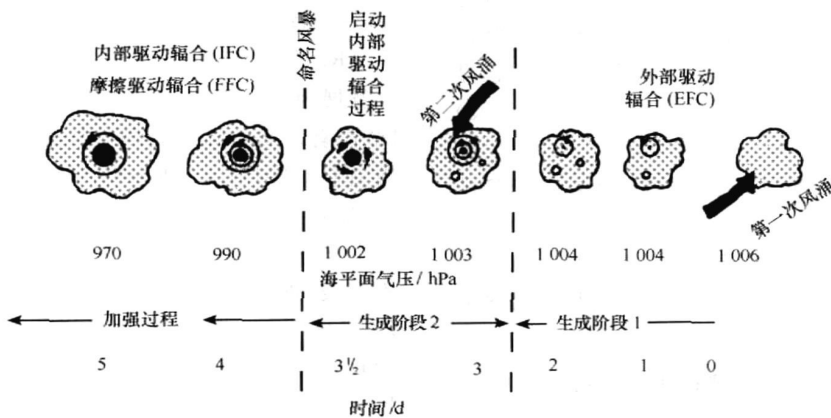


图 2 TC 逐日形成过程示意图(从右至左)。

(引自文献[8])

5.4 中尺度涡旋合并

早在 1923 年 Fujiwara 就曾提出 TC 的生成包含了小尺度涡旋的注入^[44]。到了 20 世纪后期, 科学家们发现长生命期的层状云砧为中层中尺度涡旋(垂直方向 4~8 km, 水平尺度为 300 km)的发展和稳定存在提供了良好的条件^[34, 55-56]。许多外场试验中飞机收集的资料显示, 这样的中层涡旋在热

带地区是普遍存在的, 它们可能为 TC 的发展提供了重要的先决条件。

然而, 这些中层涡旋在高空 6 km 处最强, 强度随高度降低而减小, 很难向下延伸到低层。而且这样普遍存在的中层涡旋也只有极少数可以最终加强为 TC。在对台风 Irving 的研究中发现, 在 500 hPa 有 4 个中尺度的中层涡旋, 却只有 1 个延伸到

700 hPa^[56]。于是 Holland et al.^[45] 提出了中尺度涡旋合并(vortex merge)的假说,认为涡旋合并可能是使中层环流向下伸展到海表的一种方式。他们利用模式在理论研究中发现,当两个不同强度的中层涡旋相互作用时,较强的涡旋将弱的那个吸收使其丝化。这样强涡旋进一步加深,在垂直方向上深厚到可以伸展到低层从而发展为 TC,而弱涡旋则被拉伸为螺旋雨带围绕在强涡旋外围(图 3)。这个过程所释放的能量由于背景云砧的惯性不稳定而得以保留,形成中层的暖心结构。

很多的理论工作和观测事实证明了涡旋合并假说的正确性。Guinn et al.^[57] 和 Reasor et al.^[58] 都发现若干小尺度的涡旋在某种形势下合并会形成一个更强的涡旋,涡旋合并的过程不仅在热带气旋的形成期,也出现在发展期。Montgomery et al.^[59] 的一系列工作表明小尺度 PV 注入大尺度的气旋会导致大尺度气旋环流的不对称,因而 TC 眼壁外围的小尺度对流系统会加强整个气旋的强度。在南海台风 LEO(1999) 的加强机制研究中,也发现中小尺度涡旋的合并或向台风中心的注入可能是对流突然爆发的触发机制^[60]。

以承认涡旋合并是 TC 生成的触发机制为前提,利用卫星红外图像定义的涡旋合并指数,能够预报 1999–2001 年孟加拉湾所有风暴的形成,并且提前 48 h 成功地实时预报了 04B(2002) 和 01B(2003) 两个热带风暴的生成^[61]。

值得注意的是,在对 100 个西北太平洋 TC 的生成过程云图统计研究中发现,无论哪一类初始扰动低压,在变为热带气旋前都有一个或几个长达 500~1000 km,宽达 200~300 km 的长云带被卷入初始涡旋^[62]。

5.5 中层涡旋和低层季风槽的相互作用

还有另外一种涡旋合并的形式就是中层涡旋和低层季风槽的相互作用。利用 TOGA COARE 的珍贵资料, Simpson et al. 研究了澳大利亚东海岸的一个热带气旋 Oliver(1997) 的生成和加强^[63]。在 TC 生成以前,中层存在两个中尺度涡旋,这两个涡旋合并加强后移动到了低层季风环流的中心,这样,一个强的中层小涡旋和低层一个弱的季风槽系统相互作用,其结果是季风槽环绕在中层涡旋外围,并出现一个低层的中尺度急流,即上面提到的“风涌”,促使了热带气旋的生成。

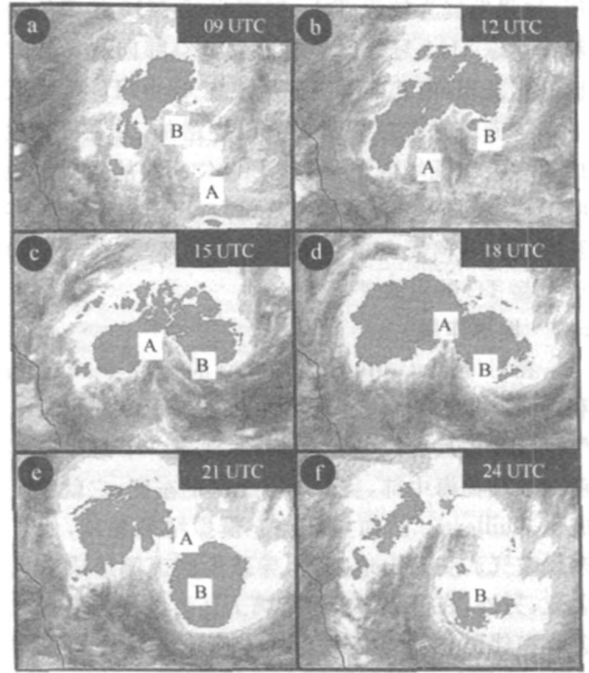


图 3 1993 年 2 月 4 日 09:00 至 2 月 5 日 00:00(UTC) 热带气旋 Oliver(1993) 形成时两个中尺度涡旋 A 和 B 合并过程的卫星图像。(引自文献[45])

5.6 对流爆发

Ritchie et al. 选取了大西洋上的两个低压,一个发展为热带气旋 Floyd(1999),另一个热带低压 D2 没有发展。综合利用大气遥感的静止卫星和极轨卫星(AMSU, TRMM, SSMI, QuikSCAT)资料,比较了两个低压扰动的背景场以及演变过程。首先 Floyd 在非洲西海岸生成前的大尺度环境场并不完美,垂直风切变超过了 7 m/s,而洋面上温度为 27 °C 以下,大气也比较干燥。几天后虽然对流不断出现,也出现涡旋合并现象,海洋表面风速加强,但 Floyd 经过的洋面温度为冷水区,一直没有热塔的出现,直到第 5 天, Floyd 移到了海温超过 28 °C 的暖水区,对流突然变得活跃。当两个涡旋合并后,一个高 θ_e 的中尺度急流出现,急流的出口区对流爆发(convective burst),随后 Floyd 达到热带风暴的强度(图 4,图 5)。热带低压 D2 初生时的大尺度环境是适合气旋发展的,垂直风切变小于 6 m/s,海温超过 28 °C,但同样大气比较干燥,由于低层的暖湿气流的存在,几个热塔随后出现,同样涡旋合并的现象也出现,低层的急流也有出现,但此时低压 D2 移到了低于 26 °C 冷水区,已有的涡旋维持了一段时间,

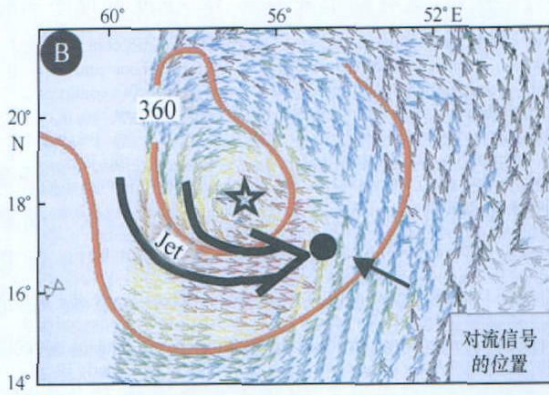


图4 用 QuikSCAT 观测相对于热带气旋的风场和 NOGAPS 的 1 000hPa 相当位温。(引自文献[45])

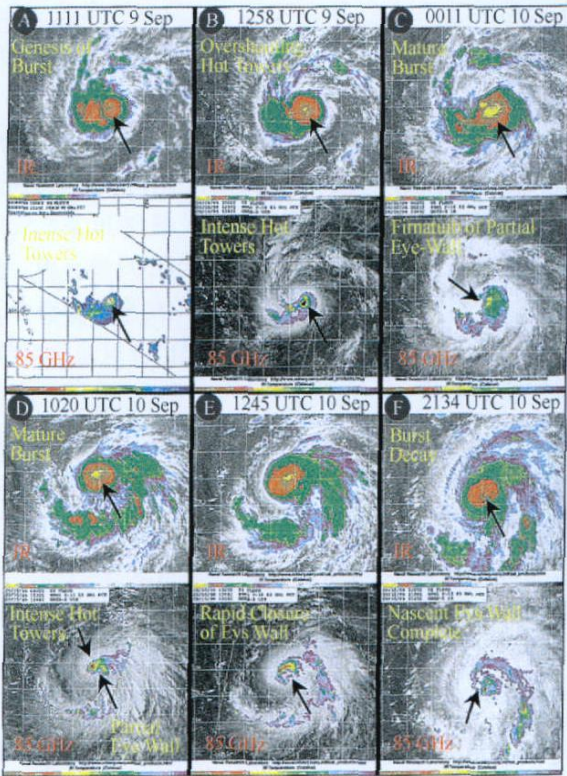


图5 热带气旋 Floyd(1999)形成时的对流爆发过程。(引自文献[45])

也有新的对流发生,但高度都不高,随即低压 D2 消失了。比较两个个例,最关键的区别在于 D2 没有对流爆发,其原因或许是 D2 后期所处的洋面为冷水控制区,无法为“热机”的启动提供能源^[45]。因此个例对比研究表明风涌和涡旋合并都不足以触发气旋的生成,只有对流爆发似乎是根本原因。

关于 TC 生成触发机制的各种假说,目前基本上还仅限于个例的研究。全球各海域 TC 的生成是否存在某些共同的触发机制,或者相同海域不同扰动背景下 TC 的生成是否存在相同的触发机制,这些仍然是急待解决的问题。

6 西北太平洋热带气旋生成机制的特点

西北太平洋(包括南海)是全球 TC 形成最活跃的区域,每年 6–12 月是 TC 集中生成的时段。Zehr^[64]利用多种卫星、飞机和常规观测资料对 1983–1984 年 TC 生成季节在西北太平洋上生成的 52 个 TC 进行了考查,总结出西北太平洋 TC 形成的一些特点^[64]。他认为 TC 的生成并不是渐进的过程,而是清楚地分为两个阶段:在第一阶段,低层局地最大涡度迅速增加,有明显的对流最大值;在第二阶段,最低海平面气压快速降低,活跃的中尺度对流系统中出现一个中尺度涡旋环流。这些突变发生在中尺度的时间和空间尺度上,必须达到一定的量级才能导致 TC 生成。

而从大尺度的角度来看,Zehr 认为在西北太平洋上 SST 通常是足够满足 TC 生成的要求的。那些最终没能发展为 TC 的扰动,往往是由于低层涡度和辐合的不足,或者垂直风切变太大造成的。不过,在这些因素中,低层涡度和辐合相对重要,而垂直风切变这个因素,在发展的和未发展的系统之间没有大的差别。这个观点目前还存在争议,一些科学家认为垂直风切变恰恰是西北太平洋上扰动是否能发展为 TC 的最重要因素^②。

另外,在西北太平洋上一个较为突出的特点就是夏季季风槽的存在,大多数的 TC 生成都与季风槽有关。Richtie et al.^[65]利用合成方法分析了 1984–1992 年(不含 1989 年)期间西北太平洋上的 TC 生成事件,识别出 5 种与 TC 生成有关的天气尺度环流形势:季风切变线(monsoon shear line),季风合流区(monsoon confluence region),季风环(monsoon gyre),东风波(easterly waves)和罗斯贝能量频散(Rossby energy dispersion)。研究指出,超过 74% 的 TC 生成事件与前 3 种环流形势有关。季风槽的存在为 TC 生成提供了有利的低层涡度和辐合条件。

②与张大林教授的讨论。

Fu Bing et al 利用 NCEP-NCAR 再分析资料和 QuickSCAT, TMI 卫星资料, 考查 2000–2001 年西北太平洋台风生成事件, 进一步分析了上面提到的罗斯贝能量频散和东风波在 TC 生成中的作用。在西北太平洋上 TC 生成的过程中有 3 种天气尺度的扰动: 热带气旋能量频散 (TCEDs), 与热带气旋无关的天气尺度波列 (SWTs) 以及东风波 (EWs)。分析显示, 如果背景东风气流较弱, 在强度较强的 TC 的尾迹中有可能形成罗斯贝波列 (Rossby wave train), 这个波列可能引起新的 TC 生成事件。而在 11 个 SWTs 事件中, 有 4 个都是由赤道混合罗斯贝重力波 (equatorial mixed Rossby gravity wave) 引起的。对于上述 3 种类型的扰动, 似乎扰动的尺度收缩和大尺度环境的辐合强迫都是导致 TC 生成的可能机制。另外, 扰动上方有高层强迫, 已有 TC 与西南季风相互作用等都有可能引起 TC 生成^[66]。

7 我国热带气旋生成机制的研究现状

目前, 关于 TC 生成的研究在我国还是一个科学家们涉足较少的领域。现有的研究大多数是从气候学的角度, 考查大尺度环流及大气遥相关对 TC 生成频数、位置的季度或年际变化的影响。研究结果表明, 厄尔尼诺·南方涛动 (ENSO)、南极涛动 (AOA)、北太平洋涛动 (NPO) 等都对 TC 生成的频数、位置有一定的影响^[67–69]。

在以上研究的基础上, 范可提出了一个西北太平洋台风生成频次的新预报模型。该模型中加入了冬、春季北太平洋海冰面积指数和春季北太平洋涛动指数两个新预测因子。模型能够很好地拟合 1965–1999 年西北太平洋台风生成频次的年际变化, 而且也较合理地预测了 2000–2006 年台风生成频次的年际变化^[70]。

新近的高时空分辨率卫星观测资料对于我国 TC 生成的研究有很大帮助。利用 1997–2006 年 QuickSCAT 海表风场资料, Wang et al 计算分析了南海平均海表相对涡度 (RVSW) 对 TC 形成的影响。结果表明, 在夏季季风期, 季风槽和海岸山脉对南海北部的 RVSW 有正贡献, 因此 TC 全部形成于南海北部; 而在冬季, 正 RVSW 分布在南海北部, TC 则全部形成于南海北部^[71]。

然而, 在 TC 生成的中尺度触发机制方面, 我国的研究还很少。罗哲贤等人提出大气涡旋自组织的可能机制, 对多个涡旋同时存在时的涡旋合并问题

进行了探讨, 这有助于人们对 TC 生成过程中涡旋合并过程的理解^[72]。

8 小结

经过半个多世纪的探索研究, 科学家们已经在 TC 生成所需的气候背景场, 扰动源以及触发机制等方面有了一定的了解: 在大尺度环境条件方面, 提出了与 TC 生成紧密相关的 6 个季节性参数, 即适当的柯氏力, 适宜的低层高相对涡度区, 弱的水平风速垂直切变, 海表以下 60 m 深的水温在 26 °C 以上, 海平面到 500 hPa 深厚的条件性不稳定大气以及相对潮湿的中层大气, 这为 TC 生成机制的研究奠定了重要基础。气候变化对于 TC 生成的频数、位置有调整作用, 但是气候变化与 TC 生成机制之间的关系目前还没有建立。在 TC 生成的外部扰动源方面, 发现了东风波, MJO, TUTT, 热带云团和 pre-existing vortex 以及冷空气等多种扰动源, 并对每种扰动源的加强过程进行了大量研究。在 TC 生成的触发机制方面, 人们对经典的 CISK 机制和 WISHE 理论提出质疑, 将研究重点转移到中小尺度过程, 提出了越赤道气流, 地形作用, 风涌, 中尺度涡旋合并, 中层涡旋和低层季风槽的相互作用以及对流爆发等触发机制假说, 更细致地描述了 TC 生成过程中关键性的因素。在我国, 对 TC 生成的中尺度触发机制的研究还很欠缺, 仍然需要更多深入细致的探索。

但是, 目前各种触发机制的假说基本上都限于个例研究。不同海域、不同扰动背景下 TC 生成的触发机制是否存在共性? 这种共性又是什么? 各种可能的触发条件之间是怎样的关系? 这些问题还不得而知。2006 年 11 月, 世界气象组织召开的第六届国际热带气旋研讨会上, 科学家们建议今后 TC 生成机制研究可以关注以下几个方面: (1) 建议将 TC 生成过程看作是涡旋暖心建立的一个两阶段过程, 第一阶段为有利于 TC 生成的次天气尺度环境的建立过程, 第二阶段为在这种环境中形成暖心涡旋的中尺度组织过程; (2) 继续考查热带海洋环境中中尺度对流系统的热力学演化过程; (3) 继续考查 TC 生成环境中的中尺度对流系统中的涡旋加强的特性; (4) 确定为什么大多数热带扰动不能变成暖心的、在低层有闭合环流的涡旋^[73]。

海上观测资料的稀缺和 TC 系统发生发展本身具有的复杂性仍然是研究 TC 生成机制时最大的障碍, 各种理论或假说仍然需要大量精细的观测来验

证,人们对TC早期活动的探索还需要相当长的时间。目前,各种卫星遥感手段(SSM/I, Quick-SCAT, TRMM, AMSU, GPS等)和计算机模式技术(MM5, WRF, GRAPES等)的不断进步使得观

测资料更加丰富、预报诊断能力更加纯熟,TC生成的物理机制和精细结构一定会被人们更加全面和正确地了解。

参考文献:

- [1] Homeland Security. The Federal Response to Hurricane Katrina: Lessons learned[R/OL]. <http://www.whitehouse.gov/reports/katrina-lessons-learned/>, 2006
- [2] 陈玉林. 登陆我国台风研究概述[J]. 气象科学, 2005, 25(3): 319—329
- [3] 国家减灾委员会办公室. 2006年度全国“十大自然灾害事件”[J]. 中国减灾, 2007(1): 28—31
- [4] 陈联寿. 登陆热带气旋研究的进展[J]. 气象学报, 2004, 62(5): 541—549
- [5] GRAY W M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J]. *Mon Wea Rev*, 1968, 96(10): 669—700
- [6] PALMEN E. On the formation and structure of tropical hurricanes[J]. *Geophy sica*, 1948, 3: 26—39
- [7] 李宪之. 论台风[M]. 北京: 气象出版社, 1983: 19— 28, 100—112
- [8] GRAY W M. The formation of tropical cyclones[J]. *Meteorol Atmos Phys*, 1998, 67: 37—69
- [9] LANDSEA C W, GRAY W M, JR P W, et al. Seasonal forecasting of Atlantic hurricane activity[J]. *Weather*, 1994, 49: 273— 284
- [10] NICHOLLS N. A possible method of predicting seasonal tropical cyclone activity in the Australian region[J]. *Mon Wea Rev*, 1979, 107: 1221—1224
- [11] NICHOLLS N. Recent performance of a method for forecasting Australian seasonal tropical cyclone activity[J]. *Austral Meteor Mag*, 1992, 40: 105—110
- [12] WEBSTER P J, HOLLAND G J, CURRY J A, et al. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment [J]. *Science*, 2005, 309: 1844—1846
- [13] EMANUEL K A. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years[J]. *Nature*, 2005, 436: 686—688
- [14] MANN M E, EMANUEL K A. Atlantic hurricane trends linked to climate change[J]. *EOS*, 2006, 87: 233—244
- [15] WILLIAM M F. External influences on formation[R]//Topic Report at the Sixth WMO International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC- VI), 2006: 261—265
- [16] McBRIDE J, ZEHR R. Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of Non- developing versus developing system[J]. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 1132—1151
- [17] BERGERON T. The problem of tropical hurricanes[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1954, 80: 131—164
- [18] McBRIDE J. Observational analysis of tropical cyclone formation. Part III: Budget analysis[J]. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 1152—1166
- [19] RIEHL H. A model of hurricane formation[J]. *J Appl Meteor*, 1950, 9: 917—925
- [20] AVILA L A. Atlantic tropical system of 1990[J]. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 2027—2033
- [21] LANDSEA C W. A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes[J]. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 1703—1713
- [22] BURPEE R W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa[J]. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 77—90
- [23] SHAPIRO L J. Tropical storm formation from easterly waves: A criterion for development[J]. *J Atmos Sci*, 1977, 34: 1007—1021
- [24] MOLINARY J, VOLLARO D, SKUBIS S, et al. Origins and mechanisms of Eastern Pacific tropical cyclogenesis: A case study[J]. *Mon Wea Rev*, 2000, 128: 125—139
- [25] 伍荣生, 徐亚梅. 南半球冷空气入侵与热带气旋的形成[J]. 气象学报, 2003, 61(5): 540—547
- [26] MADDEN R, JULIAN P. Detection of a 40- 50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific[J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 702—708
- [27] MADDEN R, JULIAN P. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40- 50 day period[J]. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 1109—1123
- [28] ZHANG C. Madden-julian oscillation[J]. *Reviews of Geophysics*, 2005, 43: 1—36
- [29] MALONEY E D, HATRMANN D L. The madden-julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations[J]. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 2545—2558
- [30] SADLER J L. A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development[J]. *Mon Wea Rev*, 1976, 104: 1266—1278
- [31] SADLER J L. Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough[J]. *Mon Wea Rev*, 1978, 106: 1137—1152

- [32] SCHUBERT W H, HACK J J, SILVA DIAS P L, et al Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex[J]. *J Atmos Sci*, 1980, 37: 1464—1484
- [33] OYAMA K V. Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone[J]. *J Met Soc Japan*, 1982, 60: 369—380
- [34] FRITCH J M, MURPHY J D, KAIN J S. Warm core vortex amplification over land[J]. *J Atmos Sci*, 1994, 51: 1780—1807
- [35] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 64—145.
- [36] LOVE G. Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cyclone cold surges[J]. *Mon Wea Rev*, 1985, 113: 1487—1498
- [37] 王允宽, 刘俊清, 黄中华. 台风形成中冷空气作用的模拟实验[J]. *大气科学*, 1988, 12(4): 374—381.
- [38] RIEHL H. *Tropical Meteorology*[M]. New York: McGraw-Hill, 1954: 392
- [39] MALKUS J S, RIEHL H. On the dynamics and energy transformation in steady-state hurricanes[J]. *Tellus*, 1960, 12: 1—20
- [40] YANAI M. Formation of tropical cyclone[J]. *Rev Geophys*, 1964, 2: 367—414
- [41] CHARNEY J G. A further note on large-scale motions in the tropics[J]. *J Atmos Sci*, 1969, 26: 182—185
- [42] CHARNEY J G, ELIASSEN A. On the growth of the hurricane depression[J]. *J Atmos Sci*, 1964, 21: 68—75.
- [43] EMANUEL K A. An air-sea interaction theory for tropical cyclone Part I: Steady state maintenance[J]. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 585—604
- [44] EMANUEL K A. A century of scientific progress an evaluation Hurricanes! Coping with disaster[J]. Washington D C: Amer Geophys Union, 2003: 177—204
- [45] RITCHIE E A, SIMPSON J, LIU W T, et al Present day satellite technology for hurricane research A closer look at formation and intensification. Hurricanes! Coping with disaster[J]. Washington D C: Amer Geophys Union, 2003: 249—289
- [46] 浙江省气象台. 关于近海台风发生发展的几点看法[C] // 台风会议文集. 上海: 上海科学技术出版社, 1976: 107.
- [47] 吴迪生, 赵雪, 冯伟忠, 等. 南海灾害性台风统计分析[J]. *热带气象学报*, 2005, 21(3): 300—314
- [48] 黄耀荣, 李曾中, 孙除荣. 南北半球台风形成的物理场特征对比分析[J]. *热带气象学报*, 2002, 18(2): 131—138
- [49] 徐亚梅, 伍荣生. 热带气旋碧丽斯(2000)发生的数值模拟: 非对称流的发展及转换[J]. *大气科学*, 2005, 29(1): 79—90
- [50] CHANG C P, CHING-HWANG Liu1, HUNG-CHI Kuo. Typhoon vamei: An equatorial tropical cyclone formation[J]. *Geo Res Let*, 2003, 30: 1151—1154
- [51] FARFAN L M, ZEHNDER J A. Orographic influence on the synoptic-scale circulations associated with the genesis of hurricane guillermo (1991) [J]. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 2683—2698
- [52] ZEHNSER J A, POWELL D M. The interaction of easterly waves, orography, and the intertropical convergence zone in the genesis of Eastern Pacific tropical cyclones[J]. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 1566—1585
- [53] LEE C S, EDSON R, GRAY W M. Some large-scale characteristics associated with tropical cyclone development in the North Indian Ocean during FGGE[J]. *Mon Wea Rev*, 1989, 117: 407—426
- [54] 张婉佩. 西北太平洋, 南海热带扰动发展与不发展的对比分析[C] // 台风会议文集. 上海: 上海科学技术出版社, 1978: 240
- [55] CHEN S, FRANK W M. A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices Part I: Evolution and Dynamics [J]. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 2401—2426
- [56] RITCHE E A, HOLLAND G J. Scale interaction during the formation of typhoon irving[J]. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 1377—1396
- [57] GUINN T A, SCHUBERT W H. Hurricane spiral bands[J]. *J Atmos Sci*, 1993, 50: 3380—3403
- [58] REASOR P D, MONTGOMERY M T, BOSART L F. Mesoscale observations of the genesis of hurricane dolly (1996) [J]. *J Atmos Sci*, 2005, 62: 3151—3171
- [59] MONTGOMERY M T, ENAGONIO J. Tropical cyclone genesis via convectively forced vortex Rossby wave in a three-dimensional quasi-geostrophic model[J]. *J Atmos Sci*, 1998, 55: 3176—3207
- [60] 朱晓金, 张庆红. 南海台风 LE01999 的加强机制研究[J]. *北京大学学报*, 2007, 43(3): 325—329
- [61] VENKATESH T N, MATHEW J. Prediction of tropical cyclone genesis using a vortex merge index [J]. *Geo Phys Let*, 2004, 31: L04105
- [62] 马卫民, 吴晓彤, 陈信雄. 台风生成的卫星云图特征[J]. *海洋预报*, 2000, 17(3): 1—10
- [63] SIMPSON J, RITCHE E A, HOLLAND G J, et al Mesoscale interaction in tropical cyclone genesis[J]. *Mon Wea Rev*, 1997, 125: 2643—2661
- [64] ZEHR R M. Tropical cyclogenesis in the Western North Pacific[R] // NOAA Tech Rep. NESDIS 61, 1992: 181
- [65] RITCHE E A, HOLLAND G J. Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the Western Pacific[J]. *Mon Wea Rev*, 1999, 127: 2027—2043
- [66] FU B, LI T, PENG M S, et al. Analysis of tropical cyclogenesis in the western north Pacific for 2000 and 2001[J]. *Weather and Forecasting*, 2007, 22: 763—780
- [67] 李崇银. 厄尔尼诺与西太平洋台风活动[J]. *科学通报*, 1984, 14: 1087—1089

- [68] 王会军, 范可. 西北太平洋台风生成频次与南极涛动的关系[J]. 科学通报, 2006, 21: 2910—2914
- [69] 王会军, 孙建奇, 范可. 北太平洋涛动与台风和飓风频次的关系的研究[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37: 966—973.
- [70] 范可. 西北太平洋台风生成频次的新预测因子和新预测模型[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37: 1260—1266
- [71] WANG L, LAU K H, FUNG C H, et al. The relative vorticity of ocean surface winds from the QuikSCAT satellite and its effects on the geneses of tropical cyclones in the South China Sea[J]. Tellus, 2007, 59A: 562—569
- [72] SHEN W, ZHOU Jia-ling, MA Jing-xian, et al. Study on the interaction of non-axisymmetric binary vortices[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 21: 290—301.
- [73] KEVIN J TORY AND MICHAEL T. Montgomery. Internal influences on tropical cyclone formation[R] // Topic Report at the Sixth WMO International Workshop on Tropical Cyclones (IWT C- VI), 2006: 266—287.

Overview of the studies on tropical cyclone genesis

ZHANG Qing-hong¹, GUO Chun-rui¹

(¹ Department of Atmospheric Science, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: The mechanisms of tropical cyclone genesis remain enigmatic and controversial, because of the lack of observations over the tropical oceans and the complexities of tropical cyclone lifecycle. Since 1950's, meteorologists have done lots of jobs to investigate the nature of environment, external forcing and trigger mechanism of tropical cyclone formation using limited observations and numerical simulations. Some important progress on tropical cyclone genesis all over the world during recent 50 years is reviewed in this paper. In addition, the advantages and shortcomings of each viewpoint, the remaining questions and what should be focused on in the future are discussed.

Key words: tropical cyclone; genesis; climatological background; pre-storm disturbance; trigger