

热带气旋运动的动力学研究进展

王 斌¹⁾ Russell L. Elsberry²⁾ 王玉清³⁾ 吴立广¹⁾

1) (Department of Meteorology, University of Hawaii, 2525 Correa Road, Honolulu, Hawaii 96822, USA)

2) (Naval Postgraduate School, Monterey, California, USA)

3) (Bureau of Meteorology Research Center, Melbourne, Australia)

摘 要 热带气旋运动是由各种形式的外部强迫、内部过程及其相互作用所决定的。特别是环境气流与气旋环流以及 β 效应之间的相互作用可以产生次级的非对称气流,使热带气旋偏离大尺度环境气流的引导。这种偏差,被称为广义的 β 漂移。本文讨论了控制 β 漂移的物理因子和物理过程,尤其是涡旋结构与环境气流切变对它的影响,以及 β 漂移在热带气旋路径预报上的应用。另外,还总结了双台风相互作用、热带气旋摆动和与下垫面强迫有关的物理过程的影响。

关键词 热带气旋运动 β 涡对 β 漂移

1 前言

每年有100多个热带气旋在热带洋面上生成,其中约有80个达到热带风暴(中心最大风速超过 17 m/s)的强度。热带气旋的路径有明显的区域性、季节性和年际变化^[1]。鉴于热带风暴对社会经济的重要影响,自有热带天气预报以来,提高热带气旋路径预报的准确性始终受到高度的重视。

控制复杂的热带气旋运动的动力学过程大致分为三类:外部强迫、内部动力因子和热带气环境的相互作用。外部强迫包括大尺度环境气流的引导、邻近气旋或其他天气系统的影响和下垫面摩擦、地形和热通量之影响。内部的动力因子包括对流不对称性、中尺度系统、高低层涡旋的垂直耦合和流出层的动力不稳定性。在相互作用的动力过程中,最基本的是气旋与 β 效应的相互作用。这种相互作用可以产生次级非对称性环流,对热带气旋产生引导效应。外部强迫和内部因子可以使这种相互作用更为复杂化。

近10年来,热带气旋运动的研究有许多重要进展。Elsberry曾对观测、理论、数值模拟和预报方面的进展做过全面的回顾^[1]。本文将着重回顾近10年来在理解热带气旋运动的物理机制方面的进展。

2 环境引导和 β 漂移

从涡度动力学的角度来看,热带气旋的运动主要取决于大尺度环流对热带气旋的相

对涡度的平流,就象一个半径为几百公里的涡旋被尺度为数千公里以上的环境气流“引导”一样。从理论上,可以明确地定义大尺度的引导气流(steering flow)。在科里奥利参数不变的情况下,均匀基本气流中的正压对称涡旋将严格地沿着均匀基本气流运动^[2],因此大尺度环境气流就是引导气流。在实际大气中,热带气旋不可能是严格的轴对称涡旋,环境流场也会随高度及离气旋中心的距离和气旋的强度与移动速度等而变化^[3]。因此,从观测资料只能对环境引导气流做一个较“合理”的估计。

观测分析表明,热带风暴的运动与深层平均引导气流的相关比任何单层的引导气流都好^[4]。一般而言,引导层的高度随热带气旋的强度增大而增高,因为强大的气旋具有深厚的气旋性环流,必然要求深厚的气流来导引。这一点在用于澳大利亚地区和大西洋地区的正压预报模式中得到证实^[5]。深厚层平均气流引导较好的原因是由于气旋是一个垂直方向耦合的系统,它以一个整体在运动。由于边界层和流出层有较强的辐合辐散,不利于正确估计涡度平流^[6],所以从 850 hPa 到 300 hPa 之间的垂直平均引导是一个较合理的选择^[7]。

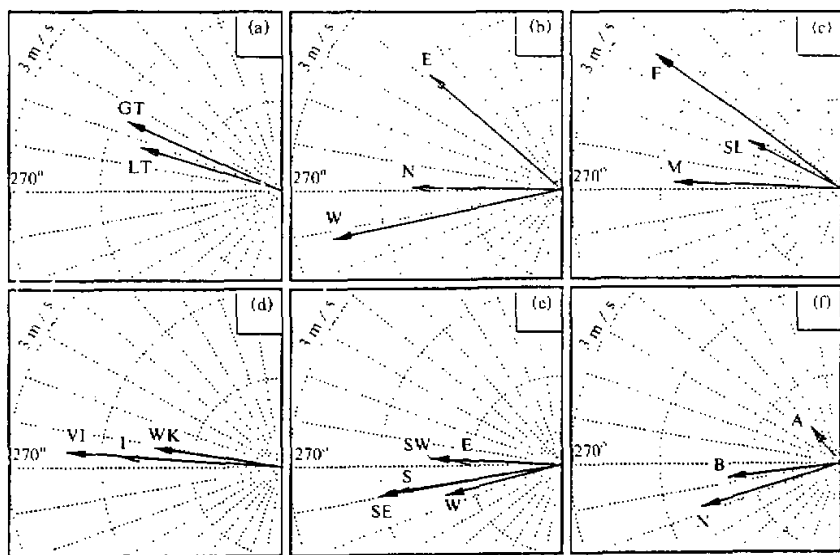
当用 850~300 hPa 垂直平均的合成风时,Gray 发现^[8],在较小半径上的平均引导气流与热带气旋运动较为一致。这一结论为飞机多普勒雷达资料所肯定^[9]。在气旋核心区上平均的引导气流较好的原因是它不仅包括了环境引导气流,也包括了内部动力过程及其气旋与环境相互作用所产生的次级引导气流。后者不属于环境引导气流。因此,距中心 5~7 个纬度环带上的平均气流来估计大尺度环境造成的引导气流是比较合理的。

根据上述确定环境引导气流的原则,Carr 和 Elsberry^[10]分析了气旋运动与环境引导气流之间的偏差随气旋的中心纬度、运动方向和速度及强度的变化(图 1)。他们发现,这个非引导运动分量平均而言偏向极地和西方,其大小在 1~3 m/s 之间,并随纬度与热带气旋的强度而增加。热带气旋运动的非引导分量被称为传播(propagation)^[11]。由于传播描述了热带气旋与引导气流之间的偏差,近 10 年来,关于热带气旋传播的研究十分活跃。这些研究加深了对涡旋与环境相互作用的了解。

最早把涡旋传播运动概念化的是 Rossby^[12]。他研究了一个孤立的、类刚体旋转的涡旋在 β 平面上静止环境大气中的运动。现在这种运动被称为 β 漂移(β -drift)。Adem^[13]通过无辐散正压涡度方程,第一次得到正压流体涡旋 β 漂移的近似解。由于科里奥利参数的变化,在北(南)半球大气中的热带气旋向西北(西南)传播。

什么因素决定 β 漂移的速度呢?在静止大气中,正压涡旋的漂移与涡旋的结构和所在的纬度有关。DeMaria 发现,涡旋的传播运动对其外围的风速比对中心附近的强度敏感^[14]。Fiorino 和 Elsberry 的试验清楚地表明^[15],无辐散模式中的 β 漂移决定于气旋的外围环流(Outer Circulation),而不是气旋的强度。对于准稳态的 β 漂移,Wang 和 Li^[16]发现,漂移的经向速度正比于初始的或稳态后气旋的总相对角动量的平方根。由于气旋总相对角动量主要由外围环流决定,因此这个结果与 DeMaria 和 Fiorino 与 Elsberry 的发现一致。值得指出的是, β 漂移不一定是准稳态。对一些结构特殊(如总相对角动量为零)的涡旋,也可以出现摆动或打转的路径^[17]。由于 Rossby 波的频散作用,气旋的 β 漂移不一定与初始的总相对角动量有简单的关系^[18]。

当科里奥利参数为常数时,Chan 和 Willams 认为 β 漂移速度还与 β 成正比^[19]。而 Smith 由量纲分析推论, β 漂移速度应与 $\beta^{3/2}$ 成正比^[20]。在三维的模式中, β 漂移之速

图1 不同类别热带气旋的非引导分量^[10]

(a) 纬度分类 (GT 和 LT 分别表示大于和小于 20°N); (b) 移向分类 (E、N 和 W 分别表示东退、北移和西进类气旋); (c) 移速分类 (F、SL 和 L 分别表示快移、慢移和正常气旋); (d) 强度分类 (WK、I 和 VI 分别表示弱、强和非常强的气旋); (e) 同 (b), 但是关于澳大利亚及西南太平洋地区的热带气旋; (f) 转向类 (B 和 A 代表转向前和转向后, 而 N 则表示正在转向)

度在 30°N 时比在 10°N 时慢 45%^[16]。这不能用 β 随纬度的变化来解释。因为 β 参数由 10°N 变为 30°N 时仅减少 11%。对于斜压的涡旋^[21], β 漂移还与垂直渗透深度有关, 后者是科里奥利参数的函数。

3 β 漂移的成因——非对称 β 涡对动力学

近 10 年来的数值和理论研究发现, 正压模式中的 β 漂移与 β 诱生的非对称气流有密切的关系^[15]。非对称气旋环流主要由切向 (tangential) 的一波组成, 表现为一对反向旋转的涡旋, 称为 β 涡对 (β -gyres)。气旋性的涡旋位于气旋中心的西南方向, 而反气旋则在东北方向 (图 2)。两个涡旋之间的气流被称为“通风” (ventilation) 流或次级引导气流。热带气旋的漂移大体上与通风流一致。这个重要的发现得到许多数值试验的证实^[22]。因此, β 漂移可以看成是气旋与 β 相互作用所诱生的非对称次级引导气流 (通风流) 对气旋本身平流的结果。

最初的非对称涡对起源于轴对称环流对行星涡度的平流^[11]。后者在气旋中心的東西两侧各产生一个负的和正的涡度趋势中心。这个初始的纬向分布的涡对也可以认为是线性 Rossby 波的频散致使对称环流变形的结果^[19]。但是, 没有非线性, 线性变形本身不能使气旋移动。

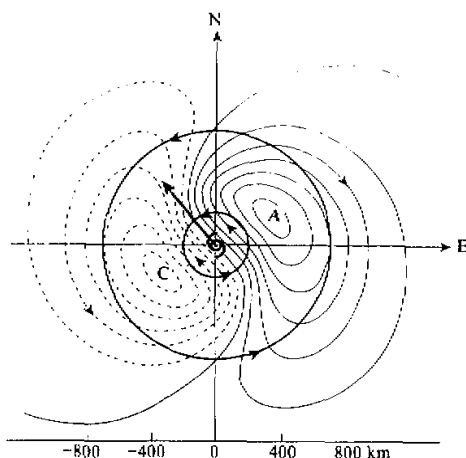


图2 正压模式中的非对称流函数图 (间隔为 $10^5 \text{ m}^2/\text{s}$)
箭头表示 β 漂移速度, C 和 A
分别表示气旋和反气旋

Fiorino 和 Elsberry^[15]从涡度平衡的观点分析了维持 β 涡对三个主要的涡度平流过程。第一, 行星涡度平流不断地在气旋中心的东(西)侧产生反气旋(气旋)涡度。第二, 对称环流对非对称涡度的平流, 使气旋性和反气旋涡流作反时针方向的旋转。从而在气旋中心附近产生西北向的非对称的通风流。第三, 通风流对对称环流涡度的平流平衡了非对称涡度的旋转。

β 涡对的维持和发展也可以从能量学的角度来理解。Li 和 Wang^[17]证明, β 涡对可以从轴对称气旋环流获得能量而加强。能量转换包括两个过程。第一种称为 β 转换, 是 β 涡对动能的主要制造项。能量向 β 涡对转换要求

反气旋涡流位于气旋中心的东侧。 β 转换的大小正比于 β 环流和气旋的相对角动量的协方差。当气旋的总相对角动量增加时, β 环流的动能增加, β 涡对加强, 从而产生较快的 β 漂移。这个结果解释了数值试验中所发现的外围结构与 β 漂移速度的关系。第二个过程为非线性转换过程, 它可以加强也可以减弱 β 环流的能量, 而转换的大小则与向心扰动动能通量(eddy momentum flux)和气旋的径向风切变成正比^[23]。

在准稳态的 β 漂移中, 准均匀的通风气流意味着气旋的核心部分是以同样的速度移动, 从而使气旋得以维持一个整体。这是气旋中心动力稳定化和非对称绝对涡度均化的结果。在气旋中心附近 200~300 km 的核心内, 对称涡度的惯性稳定性一般比 f^2 大 1~2 个量级^[11]。气旋中心区高惯性稳定性可以有效地维持对称的环流, 抵抗 β 环流对气旋的扭曲。内核区中气旋环流的径向切变可以通过差动平流(differential advection)使扰动在切向上剪伸^[23]。从而使非对称的绝对涡度趋于均匀^[18]。

4 环境气流的水平变化对 β 漂移的影响

非均匀的环境气流不仅起引导作用, 而且可以与气旋环流发生相互作用, 改变 β 环流, 从而影响气旋的传播。以下的讨论限于定常环境气流。

4.1 环境气流的相对涡度梯度

由于环境涡度梯度对 β 漂移可能有与行星涡度梯度类似之作用, β 漂移曾被以为与环境场的绝对涡度梯度有关^[14]。然而, Smith 和 Ulrich^[24]发现, 环境气流的相对涡度梯度对 β 漂移之影响与 β 效应并不等价。在 f 平面上, 当环境涡度梯度等于 β 时, 气旋的向极漂移比相应的 β 平面静止大气中的 β 漂移小得多。Wang 和 Li 从能量学观点解释了上述结果^[25]。一方面, 环境涡度梯度通过加强对称环流向 β 环流的动能转换而增强 β

环流; 另一方面, 它又减弱环境向对称环流的动能转换, 从而间接地减弱 β 环流的发展。上述两种过程相互抵消的结果使得环境的相对涡度梯度效应比 β 效应小得多。环境的涡度梯度作用较 β 为小还可以这样理解: 一方面, 它可以加强向极地的涡度梯度, 使 β 环流加强; 另一方面, 向极的相对涡度梯度使气旋外围环流的反气旋性涡度增大^[26], 从而减弱 β 环流的振幅, 使 β 漂移减慢。

4.2 环境流场的线性切变

环境流场的线性切变比环境涡度梯度对 β 漂移有更大的影响。Ulrich 和 Smith^[27]发现, 在有反气旋切变的纬向风中, β 漂移的向极分量比在有气旋切变的纬向风中快得多。Williams 和 Chan 的工作肯定了上述结论^[26]。Li 和 Wang^[29]研究了更一般的情况, 即基本气流同时含有纬向风经向切变(U_y)和经向风的纬向切变(V_x)。他们发现, β 漂移的速度与环境气流的切变形变率 (shear strain rate) ($V_x + U_y$) 有关, 当它为正值 (负) 时, β 漂移快 (慢), 因为由环境场向 β 环流的动能转换与环境流场的切变形变率成正比。

环境场的水平切变, 还可以影响 β 漂移的方向。当环境场的切变不是很强时, 它的方向变化不大^[21], 但较强的 $\partial u / \partial y$ 可以影响漂移的角度^[30]。在北半球, 气旋性切变使 β 漂移偏左, 而反气旋性切变则使 β 漂移偏右。通过一系列的简化, Wang 等推导出一个描述准稳态 β 涡对和 β 漂移方向的公式, 证明了经向风的纬向切变比纬向风的经向切变能更有效地改变 β 漂移的角度^[30]。在静止的环境大气中, β 涡对的方向是对称环流平流 β 涡对与平流行星涡度相平衡的结果。相对于一个移动的涡旋, 环境风的切变可以进一步平流 β 环流的涡度和行星涡度, 从而达到新的平衡状态, 这样, β 涡对和 β 漂移的角度也发生相应的变化。

5 环境流场和涡旋的斜压性对 β 漂移的影响

首先讨论绝热的斜压涡旋, 在上层没有反气旋环流的情况下, 其正涡度随高度减弱。尽管气旋中单位面积的平均相对角动量随高度减少, β 漂移的速度却随高度基本不变^[16]。这种随高度不变的 β 漂移与涡旋环流的垂直耦合有关^[1]。递减的气旋必有一个暖心来维持其热成风的平衡。由于气旋性环流向上减弱, β 漂移的垂直差异会使涡旋随高度向与 β 漂移相反的方向倾斜。这种倾斜会在涡旋中心的前方 (后方) 产生绝热加热 (冷却)。为了维持平衡的气流, 空气在中心的前方 (后方) 上升 (下沉) (图 3)。于是涡旋前方产生低层辐散和负涡度趋势 (高层辐合和正涡度趋势), 从而使低层 (高层) β 漂移减速 (加速)。结果, 斜压涡旋以上下层一致的速度传播。

当气旋性的涡旋之上有反气旋性环流时, 高层的反气旋环流将向赤道和向西漂移, 而低层的气旋环流则向极地和向西漂移。如果没有非绝热的加热, 上下层的环流会分离。非绝热加热, 通过向上传播负的位涡, 增加环流的垂直耦合, 从而维持涡旋的斜压结构。在这种情况下, 上层反气旋对下层气旋环流会有显著的影响。

不同高度上的垂直相互作用可以通过与位涡距平有关的渗透流 (penetration flow) 这个概念来理解。Hoskins 等^[31]指出的, 在适当的平衡条件、边界条件和参考态 (reference state) 确定之后, 可以从位涡来确定三维的风场和温度场。对一个处于静力

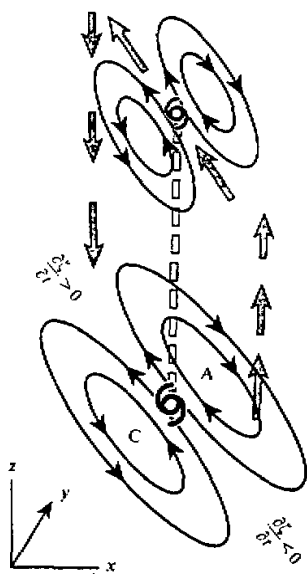


图3 β 效应诱生的非对称环境及其相应的垂直运动示意图

平衡和梯度风平衡的对称涡旋来说, 渗透深度正比于位涡距平的水平尺度与强度以及局地科里奥利参数, 并反比于环境静力稳定度^[32]。对热带气旋而言, 垂直渗透深度可以达到 14 km^[33]。

当气旋中心的对称热源给定时, 由于高层反气旋的存在, 向西的 β 漂移会变慢^[34]。原因是 β 漂移在垂直方向的差异使高层反气旋相对与低层气旋向赤道漂移。与之相联系的向下的渗透流可以阻止低层气旋的西移, 使 β 漂移减速。然而, 当非绝热加热可以与环流相互作用时, Wang 和 Holland^[35]发现非绝热加热并不明显地影响总 β 漂移的速度, 但使 β 漂移更加偏向极地 (即西传分量减小)。这是由于与高层反气旋性位涡相联系的向下渗透流, 可以使低层 β 涡对作反气旋性的旋转, 使 β 涡对的中心更加趋于东西方向分布, 而通风流则更偏向极地。一般而言, 高层反气旋对 β 漂移之影响可以很复杂, 取决于高层反气旋涡旋的强度和厚度^[21]。一个强而浅薄的高层反气旋可以减小西传分量, 而强而深厚的高层反气旋会使向极分量减小。当高层反气旋弱而浅薄时, 相

应的渗透气流达不到边界层, 因而对 β 漂移没有直接的影响。

一个成熟的热带气旋具有深厚的气旋性环流和强对流, 可以抵抗一定的环境切变。

在这种情形下, 环境场的切变可以使涡旋倾斜, 甚至在 f 平面上也能使涡旋有传播分量。在有垂直切变的情况下, 一般认为有两种机制导致热带气旋传播。第一种机制可以认为是对正压 β 漂移的推广。与垂直切变相联系的环境位涡梯度与气旋环流相互作用, 可以产生 β 涡对, 导致气旋偏向切变矢量的右侧^[36]。

第二种机制是与高层位涡距平相联系的渗透流对低层的影响。如果涡旋是正压的, 垂直环境切变可先使涡旋倾斜。然后, 上下层正位涡距平的相互作用会导致涡旋绕其中层的中心作气旋式的打转^[37]。打转的速度与决定 Rossby 渗透深度的参数有关。对正位涡随高度变化的涡旋而言, 上下层的相互打转使得气旋运动的引导层随正位涡距平的加深而增高。如果涡旋是斜压性的 (其上下

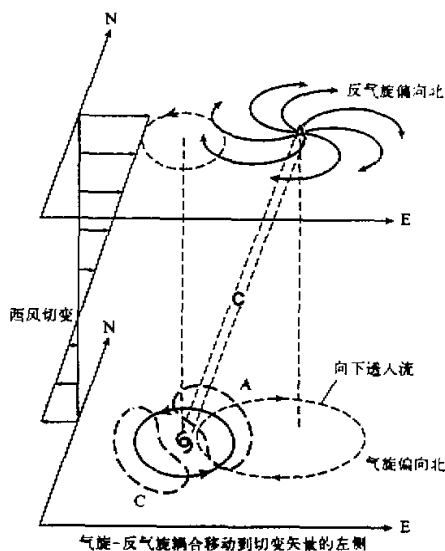


图4 西风切变气流中高层反气旋环境与低层气旋环流相互作用示意图

层具有反气旋位涡), Wu 和 Emanuel^[37]发现, 垂直切变首先使高层反气旋沿切变矢量方向位移。然后, 与上层反气旋位涡相联系的垂直渗透流使低层气旋向切变矢量的左侧传播(图 4)。Sharpiro^[38]改进了 Davis 和 Emanuel^[39]的分割反演(piecewise inversion)方法, 并应用这一新的位涡反演方法来分析飓风 Gloria。他计算了位于不同半径上的环状位涡距平对风场的贡献, 发现引导 Gloria 运动的气流有 5/6 的部分来源于位于半径为 1 000 km 之内和 500 hPa 以上的位涡距平。

非绝热加热可以通过改变高层反气旋的强度而影响第二种机制。Wang 和 Holland^[40]的工作表明, 具有弱的高层反气旋的热带气旋早期向切变矢量的左侧传播, 以后随着高层反气旋的加强, 就漂移向切变矢量的右侧。上层反气旋的发展和结构取决于加热和对流引起的动量输送。不同的对流参数化可产生显著不同的上层反气旋从而影响运动。在既有垂直切变又有 β 效应的情况下, Flatau^[34]、Wang 和 Holland^[40]发现, 这些过程是高度非线性的。一般来说, β 效应是主要的, 但垂直切变也可以有很大的影响。

6 热带气旋的打转和路径的摆动

所谓的 Fujiwara 效应^[41], 是指两个热带气旋的相互作用。Lander 和 Holland^[42]提出, Fujiwara 运动可分为两个阶段: 接近和捕获(capture)及互相打转。打转的停止是由于两者的逃逸或者由于其中的一个合并进另一个。开始捕获和结束打转发生得非常迅速, 预报这种过程是非常重要的。

双台风相互作用的基本动力学可以通过正压模式理解。气旋性的旋转是由于两个涡旋的相互引导造成的。从理论和预报上讲, 弄清楚决定吸引、排斥和合并的原因更为重要。这些原因包括环境气流的切变、气旋的外围结构、两涡旋之间的距离以及它们的相对强度^[43,44]。在斜压模式中, 双台风的相互作用还涉及一些其他的物理过程, 如非绝热加热和与其相应的次级辐散环流^[45]。两个气旋的高层反气旋性环流可在比低层大的分离距离上开始合并^[43]。

空间尺度大于 50 km 及周期大于一天的路径摆动(meander)可以混淆热带气旋的平移运动, 造成路径预报的困难。摆动的主要原因与气旋内部的动力学有关, 而外界强迫的作用是次要的。造成路径摆动的主要原因有三种。

(1) 旋转的对流不对称

与积云塔相联系的非对称加热和辐散气流可以诱生非对称的涡旋气流, 从而造成气旋路径的摆动^[46]。Willoughby 的数值试验证明了这一点^[47]。气旋内部的中尺度涡旋也可以同样的方式导致蛇形运动^[48]。

(2) 倾斜涡旋的垂直耦合

对于斜压涡旋, 环境的垂直切变与 β 漂移的垂直差别可以造成涡旋的倾斜。一旦涡旋倾斜, 与上下层位涡相联系的环境相互作用, 上下层的中心会绕中层的中心作气旋性旋转。数值试验已经证实了这一点。Jones^[33]认为这样的旋转可以抵消垂直切变对涡旋的破坏作用。

(3) 气旋流出层的惯性不稳定和波动

Anthes 首先注意到斜压模式中的打转运动与惯性不稳定扰动引起的非对称辐散场

有关^[48]。Flatau 和 Stevens 发现^[49], 周期为几天的强气旋打转运动与流出层中的正压不稳定有关。不稳定的发展取决于环境强迫的结构和周期。当强迫的频率与内在的不稳定一致时, 可以发生最强的响应。另一方面, Abe 发现^[50], 打转运动也可以由稳定的惯性波在台风眼壁中传播造成。当环境气压梯度很小时, 惯性运动可以导致蛇形路径。双台风的相互作用或热带气旋与邻近天气系统相互作用, 可以使路径产生摆动。

7 地形和海气相互作用的影响

陡峭的海岛地形对热带气旋的影响大多是通过三维数值模式来研究的。与台湾地形相似的海岛山脉可以导致西行台风的向北偏转和加速^[51]。移动较慢的弱气旋接近台湾时, 其上游路径会偏转较大^[52]。海岛地形可以通过同时改变基本气流和热带气旋环流来影响热带气旋运动。另一方面, 在正压涡旋爬越大尺度地形情形下, 涡旋的垂直伸缩可改变非对称环流, 从而使从东面接近地形的涡旋加速并向南偏转^[53]。

热带气旋可以导致相当大的海表温度的响应^[54]。气旋越强, 移动越慢, 海表温度下降越大。最大海温出现在热带气旋的右侧(面向气旋运动方向)。海温分布可以通过改变涡旋的大小和强度而影响气旋的运动。

在热带气旋-海洋相互作用的模式中, 热带气旋路径对海气相互作用的敏感性与引导气流的方向有密切的关系。Ginis 和 Khain^[55]发现, 在东风(西风)平均气流中, 气旋路径比非耦合模式的路径偏南(偏北)。他们认为东西风带的不同影响与热带气旋的强度以及水汽和热通量相对于热带气旋中心的不对称有关。Falkovich 等^[56]发现, 在东或东南气流中, 海气相互作用对路径的影响较小; 而在西北基本气流中影响较大。他们推测, 这种差别与两种过程有关。第一种是通过改变垂直平均的气旋结构(正压过程), 而另一种则与表面水汽和热通量不对称有关。后者进一步导致凝结加热的不对称性(斜压过程)。

8 总结

8.1 理论结果

热带气旋的平移运动决定于非线性的涡度平流。它主要是由(1)大尺度环境流场以及附近天气系统引导气流, 和(2)气流的对称环流与 β 相互作用产生的次级非对称引导气流而造成。 β 漂移代表了热带气旋运动与环境引导的大部分偏差。由于次级引导气流与 β 涡对有关, 所以 β 环流动力学在研究 β 漂移中起关键作用。虽然 β 环流主要由气旋与 β 效应相互作用造成, 但环境气流的水平和垂直切变对 β 环流的位相和强度有显著影响。 β 漂移速度取决于环境水平切变形变率, 而 β 漂移的方向主要取决于环境经向风的纬向切变。环境的垂直切变可以造成上下层位涡距平的相对位移, 并通过上下层的相互作用使 β 漂移有效地偏转。而维持热带气旋斜压结构的非绝热加热可以加强环境的垂直切变和斜压结构而影响 β 漂移。内在的动力过程, 如非对称对流加热、热带气旋中的中尺度系统、流出层的不稳定等, 主要与热带气旋路径的摆动有关。外部的强迫, 如表面摩擦、地形、海温变化、气旋和海洋的相互作用都可以在一定条件下显著

地影响热带气旋的运动。

在复杂的环境流场中, 众多的物理过程都会对 β 环流和 β 漂移产生影响。但各种物理机制的相对重要性及它们之间的复杂相互作用仍不是非常清楚。预报应用要求了解对热带气旋运动最有影响的过程和因子。这就需要采用更真实的模式作进一步的分析和诊断, 尤其是斜压过程和加热对运动的影响。

8.2 理论结果在热带气旋路径预报上的应用

了解热带气旋运动动力学的最终目的是为了改进热带气旋的预报模式, 提高路径预报的准确度。目前多数动力预报模式仅在 24 小时以后比持续性预报优越。一个主要原因是对大尺度环流与热带气旋结构初始化处理不当。Krishnamurt 等的工作表明了物理初始化对改进现时预报和 24 小时环境气流预报的潜在作用^[57]。Leslie 和 Holland 发现在正压模式中, 人工构造的涡旋的垂直结构对路径预报也有潜在的影响^[58]。

大尺度环流、气旋的对称环流和气旋的非对称环流(其中包括具有次级引导作用的 β 涡对)的初始化都对气旋运动的预报有重要的影响。为了改进初始场, Kurihara 等^[59]首先仔细确定全球业务分析中气旋的范围和滤波区域, 然后用最优插值技术去确定环境气流。用一个与模式的算法、分辨率和物理过程相协调的涡旋来代替过去简单的嵌入一个对称的气旋环流的做法。他们先使一个对称气旋的切向风逼近观测的廓线, 然后用此对称涡旋和 β 平面正压模式来模拟非对称环流。用来初始化的气旋包括对称和非对称两部分环流。尽管这种初始化过程并非完美无缺, 但由于在动力预报模式中部分克服了一直无法解决的初始调整问题, 从而显著地提高了预报准确率。

8.3 展望

Abbey 等最近研究了实际的可预报性误差^[60]。他们的结果表明, 现在的预报误差和可预期的、在完美模式中的下界有很大距离。过去, 热带气旋在各种时间尺度上可预报性的研究很少, 由于它的实际重要性, 值得进一步探讨。

理解热带气旋运动动力学和改进路径预报是一个长期的挑战。预报和研究之间的反馈是重要的。准确地诊断动力预报模式的缺陷和问题, 综合和系统地分析预报误差的成因, 可以为进一步研究热带气旋运动提供方向。

当某个地区或某个季节有异常多的不规则路径时, 平均预报误差就往往增大^[1]。这些不规则的运动包括: 打转、双台风的相互旋转、摆动、突然转向或加速。不规则路径在西北太平洋占总数的 29%^[61], 而在西南太平洋达 35%^[62]。不规则运动中所包括的动力学过程与准稳态的大尺度气流引导以及与 β 环流相联系的传播有很大的区别。尤其是, 当环境引导气流突然变化, 或者当热带气旋与大尺度引导气流(如西北太平洋上的季风低压)相互作用时, 热带气旋会突然转向或加速。错误地估计热带气旋的转向也产生较大的预报误差^[1]。

大尺度引导气流在各种时间尺度上的变化, 对热带气旋运动都可能具有重要影响。Harr 和 Elsberry 曾给过一些季节内振荡的例子^[63]。在西北太平洋, 热带气旋路径的低频变化还与年变化有关^[64]。季节性的热带气旋运动也受与 SST 和 ENSO 相联系的大尺度环流变化的影响^[65]。北大西洋上强烈的飓风似乎与萨赫勒(Sahel)地区的降水相关, 表现出显著的年际变化^[66]。大西洋飓风活动的气候统计预报似乎有可信的物理基础。在各种时间尺度上研究非稳态环境气流的影响是当务之急, 因为其重要性不仅在于

转向动力学和不规则运动,而且也关系到热带气旋运动的中期预报和短期气候预报。

参 考 文 献

- 1 Elsberry, R. L., 1995, Global perspectives on tropical cyclone, WMO / TD-No. 693, Ch. 4, 106~197.
- 2 Adem, J. and P. Lezama, 1960, On the motion of a cyclone embedded in a uniform flow, *Tellus*, **12**, 255~258.
- 3 Chan, J. C.-L. and W. M. Gray, 1982, Tropical cyclone movement and surrounding flow relationship, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354~1374.
- 4 Dong, K. and C. J. Neumann, 1983, On the relative motion of binary tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 945~953.
- 5 Velden, C. S., 1993, The relationship between tropical cyclone motion, intensity, and the vertical extent of the environmental steering layer in the Atlantic basin, *Preprints, 20th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., Boston, 31~34.
- 6 Velden, C. S. and L. M. Leslie, 1991, The basic relationship between tropical cyclone intensity and the depth of the environmental steering layer in the Australia region, *Wea. Forecasting*, **6**, 244~253.
- 7 Chan, J. C.-L., 1984, Definition of the steering flow for tropical cyclone motion, *Proc. 15th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., Boston, 559~566.
- 8 Holland, G. J., 1984, Tropical cyclone motion: a comparison of theory and observation, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 68~75.
- 9 Gray, W. M., 1989, Summary of ONR sponsored tropical cyclone motion research and future plans, Appendix D of Tech. Rep. NPS63-89-002, Naval Postgraduate School, Monterey, CA 93943, 68~79.
- 10 Marks, F. D., Jr., R. A. Houze, Jr. and J. F. Gamache, 1992, Dual-aircraft investigation of the inner core of hurricane Norbert, Part I: kinematic structure, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919~942.
- 11 Carr, L. E. and R. L. Elsberry, 1990, Observational evidence for predictions of tropical cyclone propagation relative to environmental steering, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 542~546.
- 12 Holland, G. J., 1983, Tropical cyclone motion: environmental interaction plus a beta effect, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328~342.
- 13 Rossby, C. G., 1948, On displacement and intensity changes of atmospheric vortices, *J. Marine Res.*, **7**, 175~.
- 14 Adem, J., 1956, A series solution for the barotropic vorticity equation and its application in the study of atmospheric vortices, *Tellus*, **8**, 364~372.
- 15 DeMaria, M., 1985, Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1199~1209.
- 16 Fiorino, M. and R. L. Elsberry, 1989, Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975~990.
- 17 Fiorino, M. and R. L. Elsberry, 1989, Contributions to tropical cyclone by small, medium and large scales in the initial vortex, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 721~727.
- 18 Wang, B. and X. Li, 1992, The beta drift of three-dimensional vortices: a numerical study, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 579~593.
- 19 Li, X. and B. Wang, 1994, Barotropic dynamics of the beta gyres and beta drift, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 746~756.
- 20 Shapiro, L. J. and K. V. Ooyama, 1990, Barotropic vortex evolution on a beta plane, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170~186.
- 21 Chan, J. C.-L. and R. T. Williams, 1987, Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion, Part I: zero mean flow, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257~1265.
- 22 Smith, R. B., 1993, A hurricane beta-drift law, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3213~3215.
- 23 Wang, Y. and G. J. Holland, 1996, The beta drift of baroclinic vortices, Part I: adiabatic vortices, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 411~427.
- 24 Willoughby, H. E., 1990, Linear normal modes of a moving, shallow-water barotropic vortex, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2141~2148.
- 25 Willoughby, H. E., 1992, Linear motion of a shallow-water barotropic vortex as an initial-value problem, *J.*

- Atmos. Sci.*, **49**, 2015~2031.
- Peng, M. S. and R. T. Williams, 1990, Dynamics of vortex asymmetries and their influence on vortex motion on a beta plane, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1987~2003.
- Smith, R. K., W. Ulrich and G. Dietachmayer, 1989, A numerical study of tropical cyclone motion using a barotropic model, Part I: the role of vortex asymmetries, *Quart. J. Meteor. Soc.*, **116**, 337~362.
- 23 Carr, L. E. III and R. T. Williams, 1989, Barotropic vortex stability to perturbations from axisymmetry, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3177~3196.
- 24 Smith, R. K. and W. Ulrich, 1993, Vortex motion in relation to the absolute vorticity gradient of the vortex environment, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 207~216.
- 25 Wang, B. and X. Li, 1995, Propagation of a tropical cyclone in meridional-varying zonal flow: an energetics analysis, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1421~1433.
- 26 Williams, R. T. and J. C.-L. Chan, 1994, Numerical studies of the beta effect in tropical cyclone motion, Part II: zonal mean flow, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1065~1076.
- 27 Ulrich, W. and R. K. Smith, 1991, A numerical study of tropical cyclone motion using a barotropic model, II: motion in spatially-varying large-scale flow, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 107~124.
- 28 Smith, R. K., 1991, An analytic theory of tropical-cyclone motion in a barotropic shear flow, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 685~714.
- 29 Li, X. and B. Wang, 1996, Acceleration of the hurricane beta drift by shear strain rate of an environmental flow, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 327~334.
- 30 Wang, B. X. Li and L. Wu, 1997, Direction of hurricane beta drift in horizontally sheared flows, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1462~1471.
- 31 Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985, On the use and significance of isentropical potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877~946.
- 32 Shapiro, L. J. and M. T. Montgomery, 1993, A three-dimensional balance theory for rapidly rotating vortices, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3322~3335.
- 33 Jones, S. C., 1995, The evolution of vortices in vertical shear, Part I: initially barotropic vortices, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 821~851.
- 34 Flatau, M., W. H. Schubert and D. E. Stevens, 1994, The role of baroclinic processes in tropical cyclone motion: the influence of vertical tilt, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2589~2601.
- 35 Wang, Y. and G. J. Holland, 1996, The beta drift of baroclinic vortices, Part II: diabatic vortices, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3737~3756.
- 36 Shapiro, L. J., 1992, Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140~153.
- 37 Wu, C.-C. and K. A. Emanuel, 1993, Interaction of a baroclinic vortices with background shear: application to hurricane movement, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 62~76.
- 38 Shapiro, L. J., 1996, The motion of hurricane Gloria: a potential vorticity diagnosis, *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2497~2508.
- 39 Davis, C. A. and K. A. Emanuel, 1991, Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929~1953.
- 40 Wang, Y. and G. J. Holland, 1996, Tropical cyclone motion and evolution in vertical shear, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3313~3332.
- 41 Fujiwara, S., 1921, The mutual tendency towards symmetry of motion and its application as a principle in meteorology, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **47**, 287~293.
- 42 Lander, M. A. and G. J. Holland, 1993, On the interaction of tropical-cyclone scale vortices, Part I: observations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 1347~1361.
- 43 Wang, Y. and G. J. Holland, 1995, On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices, Part 4: baroclinic vortices, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 95~126.
- 44 Chang, S. W., 1983, A numerical study of the interactions between two tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1806~1817.
- 45 Holland, G. J. and M. Lander, 1993, The meandering nature of tropical cyclone tracks, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1254~1266.

- 46 Neumann, S. and J. G. Boyd, 1962, Hurricane movement and variable location of high intensity spot in wall cloud radar echo, *Mon. Wea. Rev.*, **90**, 371~374.
Willoughby, H. E., F. D. Marks, Jr. and R. J. Feinberg, 1984, Stationary and moving convective bands in hurricane, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189~3211.
- 47 Willoughby, H. E., 1988, Linear motion of a shallow-water, barotropic vortex, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1906~1928.
- 48 Anthes, R. A., 1972, A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 270~286.
- 49 Flatau, M. and D. E. Stenens, 1993, The role of outflow-layer in stabilities in tropical cyclone motion, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1721~1733.
- 50 Abe, S., 1987, The looping motion and the asymmetry of tropical cyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 247~257.
- 51 Chang, S. W., 1982, The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255~.
- 52 Yeh, T. C. and R. L. Elsberry, 1993, Interaction of typhoons with the Taiwan orography, Part II: upstream track deflections, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193~3212.
Yeh, T. C. and R. L. Elsberry, 1993, Interaction of typhoons with the Taiwan orography, Part I: continuous and discontinuous tracks across the island, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3113~3233.
- 53 Zehnder, J. A., 1993, The influence of large-scale topography on barotropic vortex motion, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2519~2532.
- 54 Ginis, I., 1995, Ocean response to tropical cyclones, Chap. 5 in: *Global Perspectives on tropical cyclone*, WMO / TD-No. 693, 218~256.
- 55 Ginis, I. and A. Khain, 1991, The mutual response of a moving tropical cyclone and the ocean, *Preprints, 19th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., 566~569.
- 56 Falkovich, A. I., A. P. Khain and I. Ginis, 1995, The influence of air-sea interaction on the development and motion of a tropical cyclone: numerical experiments with a triply nested model, *Meteor. Atmos. Phys.*, **55**, 167~184.
- 57 Krishnamurti, T. N., S. K. R. Bhowmik, D. Oosterhof, G. Rohaly and N. Surgi, 1995, Mesoscale signature within the tropics generated by physical initialization, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2771~2790.
- 58 Leslie, L. M. and G. J. Holland, 1995, On the bogussing of tropical cyclones in numerical models: a comparison of vortex profiles, *Meteor. Atmos. Phys.*, **56**, 101~.
- 59 Kurihara, Y. M., M. A. Bender and R. J. Ross, 1993, An initialization scheme of hurricane models by vortex specification, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030~2045.
Kurihara, Y. M., M. A. Bender, R. E. Tuleya and R. J. Ross, 1995, Improvements in the GFDL hurricane prediction system, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791~2801.
- 60 Abbey Jr., R. F., L. M. Leslie and G. J., 1995, Estimates of the inherent and practical limits of mean forecast errors of tropical cyclones, *Preprints, 21st Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., 201~203.
- 61 陈联寿、丁一汇, 1979, 西太平洋台风概论, 北京: 科学出版社, 491pp.
- 62 Holland, G. J. and C. S. Pan, 1981, On the broad scale features of tropical cyclone movement in the Australian region, Tech. Rep., 28, Bureau of Meteor., Melbourne, Victoria 3001, Australia, 25pp.
- 63 Harr, P. A. and R. L. Elsberry, 1991, Tropical cyclone track characteristics as a function of large-scale circulation anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1448~1468.
- 64 Wang, B. and L. Wu, Sub-seasonal variations of tropical storm track in the western north Pacific, *MAUSAM*, **48**, 189~194.
- 65 Gray, W. M., 1984, Atlantic seasonal hurricane frequency: El Nino and 30 mb quasi-biennial oscillation influence, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649~1668.
- 66 Chan, J. C.-L., 1985, Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Nino / Southern Oscillation phenomenon, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 559~606.
Lander, M. A., 1994, An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO, *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 639~651.
Landsa, C. W., 1993, The climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703~1713.

Dynamics in Tropical Cyclone Motion: A Review

Wang Bin¹⁾, Russell L. Elsberry²⁾, Wang Yuqing³⁾ and Wu Liguang¹⁾

1) (*Department of Meteorology, University of Hawaii, 2525 Correa Road, Honolulu, Hawaii 96822, USA*)

2) (*Naval Postgraduate School, Monterey, California, USA*)

3) (*Bureau of Meteorology Research Center, Melbourne, Australia*)

Abstract The complexity of tropical cyclone (TC) motion results from a wide variety of external and internal dynamical forcings and their interaction. Of particular intricacy is the interaction among large-scale environmental flow, the axially symmetric circulation of TC and the planetary vorticity gradient, which generates secondary asymmetric flow (Beta gyre circulation) that alters TC movement. Over the last decade, it has been clear that a primary source of discrepancy between large-scale steering and the TC movement is associated with complex interaction and the resulting track deflection relative to environmental flow referred to as beta drift. In this paper, the physical processes that determine the beta gyre dynamics, the beta drift, and the impacts of the vortex structure and environmental shears on beta drift are explored. Both the theory and application to TC track forecasting are discussed. In addition, other processes involved in the binary cycle interaction, trochoidal motion, and the lower boundary forcing are also examined.

Key words tropical cyclone motion β -gyres β -drift