

台风发生发展过程中的云型特征与 高空环境流场的关系

方宗义

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

根据1978和1979两年中四十一个西太平洋台风发生发展的地球静止卫星云图分析,我们以扰动的环流中心和强对流密蔽云区之间的相对位置关系为依据,把它们的云型分为四类。即环流中心分别位于扰动云团的北侧、东侧、西侧和内部。在扰动的发展过程中,环流中心逐渐由云团之外进入云团内部。这种环流中心与云团的相对位置关系和对流层上部的环境流场密切相关。在扰动发展的初期,尽管不同类型的扰动与不同的高空环境流场相对应,但有一点却是共同的,即环流中心总是暴露云团所处的高空盛行气流的上风方向一侧的大尺度气流辐散处。这种最有利于台风发生发展的高空形势,常常是向西延伸的大洋中部槽和槽中的冷涡,青藏高压、副热带高压和近赤道高压脊等行星尺度天气系统恰当配置的结果。其中大洋中部槽的作用尤其明显。

我们对1979年第八号台风的发生发展(7月28日)做了更进一步的分析。扰动云团的高空流出气流和环境气流在云团的上风方向形成中尺度辐合区。在绝热的假定下,这种高空辐合强迫下沉所产生的局地增温率可达 $1.4^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ 。这种增暖足以引起台风的发生。

一、引 言

热带扰动发展成台风时,在卫星云图上其云型有明显的演变。不少人^[1-3]发现在热带扰动发展成台风的过程中,开始环流中心并不位于密蔽云区的内部,随着扰动的发展和加强,环流中心逐步进入中心强对流云区内。我们使用1978和1979两年的日本地球静止气象卫星云图对四十一个西太平洋地区台风发生发展的云型进行分析,发现这种情况在这一地区具有普遍意义。尽管我们可以把台风发生发展初期的云型特征分为四类,但环流中心不位于强对流云团内部却是共同的。

热带气旋发生发展阶段的这种云型特征是与扰动所处的环境流场、特别是对流层上部的流场密切相关的。Riehl^[4]、Yanai^[5]等都讨论过高空反气旋对热带扰动发展所起的作用。Sadler^[6]、王友恒和许建民^[7]等人指出了大洋中部槽(TUTT)和其中的高空冷涡对热带扰动加强的作用。我们通过不同类型的云型与相应的高空流场的对比分析,讨论了

最有利于扰动发展的高空环境流场的特征和这种流场对扰动发展的可能作用。

二、台风发生发展时期的卫星云图特征

台风的螺旋云带和密蔽云区中的晴空眼是它在卫星云图上表现得最明显的特征。但是, 这种螺旋云带、云墙和台风眼是逐步形成的, 只在台风发展到最成熟的阶段, 上述这些特征才充分显示出来。热带扰动虽然在卫星云图上常常表现为无一定形状的云团, 但对发展的热带扰动, 通过分析、归并却可以把它们概括为图 1 所示的四种类型。在这一分类中最主要的依据是由低空积云线所定出的环流中心相对于强对流密蔽云区的位置、形状和高空卷云羽的走向。

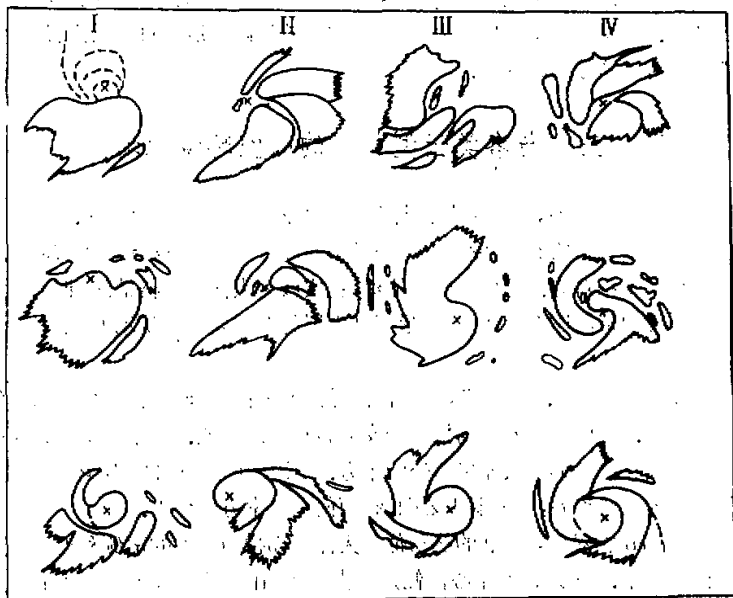


图 1 台风发生发展时期特征云型演变的概略图。×表示系统的环流中心

1. 环流中心位于强对流密蔽云区北侧。图 II 中虚线表示低空积云线。这一型的最主要特点是在扰动发展的初期, 由积云线所确定的环流中心位于强对流云团的密蔽云区之外靠近云区的北边界处。密蔽云团的北边界光滑。卷云羽主要向南和西南方向伸出。随着扰动的发展和加强, 环流中心逐渐进入密蔽云区内, 表现为密蔽云区向北侧作圆弧状凸出, 最后形成螺旋云带。

2. 环流中心位于强对流密蔽云区西侧(图 III)。弧状云系都汇集到云系西侧的晴空区、扰动的环流中心处。云团的西边界光滑整齐, 高空的流出卷云主要向东和东南方向伸出。随着扰动的发展和加强, 西侧晴空区处的环流中心逐渐被由东北方向向西发展的弧状云带所环绕, 最后形成具有逗点状云型的螺旋云带, 环流中心位于螺旋云带内。

3. 环流中心位于强对流密蔽云区东侧(图 1II)。一个或几个由强对流云组成的弧状云团主要分布于环流中心的西侧和西南侧。环流中心可由圆弧状的积云线确定,它位于东侧晴空区内。云团的东边界整齐光滑,表征高空流出的卷云羽向西、西南和西北方向伸出。随着扰动的发展和加强,环流中心处的对流云发展,表现为西面的弧状云团向东侧凸起,环流中心位于凸起的密蔽云区内,最后发展成为具有倒逗点形状的台风螺旋云系。

4. 环流中心位于两云团之间(图 1IV)。在扰动发展的初期,环流中心不是位于强对流密蔽云区某一侧的晴空区内,而是位于两个或两个以上云团中间的晴空区内。云团上空的卷云羽也不是向某一侧伸出。随着扰动的发展和加强,几个云团围绕中心晴空区旋转。与此同时,在中心晴空区内对流云也不断发展、增多,最后形成具有典型螺旋结构的台风云系。

上述四种扰动云型,有一点是共同的,就是在扰动发展的初期,环流中心都不在强对流密蔽云区内。只是在扰动发展过程中,环流中心处逐渐发展出对流云系,最后表现为环流中心进入强对流密蔽云区内部。

三、与各类云型相应的高空环境流场

上述四种不同的云型,其云系的边界和高空卷云羽都有明显的差异。我们用 200 毫巴表示热带对流层上部的流场,发现:同一类型的高空流场十分相似。图 2a、b、c、d 分别与图 1 的四种云型相对应。图中细线为流线,粗实线为大洋中部槽槽线,粗虚线为副热带高压和近赤道缓冲带高压脊线。矩形区是发展的对流层低层扰动(即云团)所在的位置。

图 2a 与图 1I 相对应。由于 TUTT 南边是近赤道高压脊,故槽线尾部的南侧是一支北转西北的气流。青藏高压的东南侧是一支北转东北的气流。这样,位于大洋中部槽尾端的扰动正好处在高空偏北气流出口处的下方。正因为有这样的高空环境气流,所以扰动云团的北边界光滑整齐,卷云羽主要向南、西南和东南方向伸出。

图 2b 与图 1II 相对应,发展的扰动位于大洋中部槽中冷涡的南侧和近赤道高压脊线北侧的偏西气流中。邻近低涡中心南侧是一支西转西南的气流,靠近近赤道高压脊线处则是西转西北的气流。这样,发展扰动的上空是近于东西向槽线南侧辐散的偏西气流。在这样的高空环境流场下,扰动云团的西边界光滑、整齐,东边界和南边界上有向东、东南或向南伸出的卷云羽。

图 2c 与 1III 相对应,发展的扰动云团位于大洋中部槽中冷涡西北侧和副热带高压西南侧。冷涡的西北象限是东到东北气流,副热带高压的西南象限则是东到东南方向的气流。这样,扰动云团的上空是偏东的气流出口区。在这样的高空环境气流下,扰动云团的东边界光滑、清晰,西边界则有清楚的向东和东北方向伸出的卷云羽。必须指出,秋季大洋中部槽已经不常伸到西太平洋,但这类云型特征的扰动发展为台风的比例却相当高。这时,扰动云团主要位于南北两半球反气旋环流之间的辐散渐近线下方。

图 2d 与图 1IV 相对应,发展的扰动云团位于大洋中部槽西端、高空反气旋环流下方。在这类扰动中,云团的卷云羽向周围四个象限伸出与这种高空环境流场密切相关。

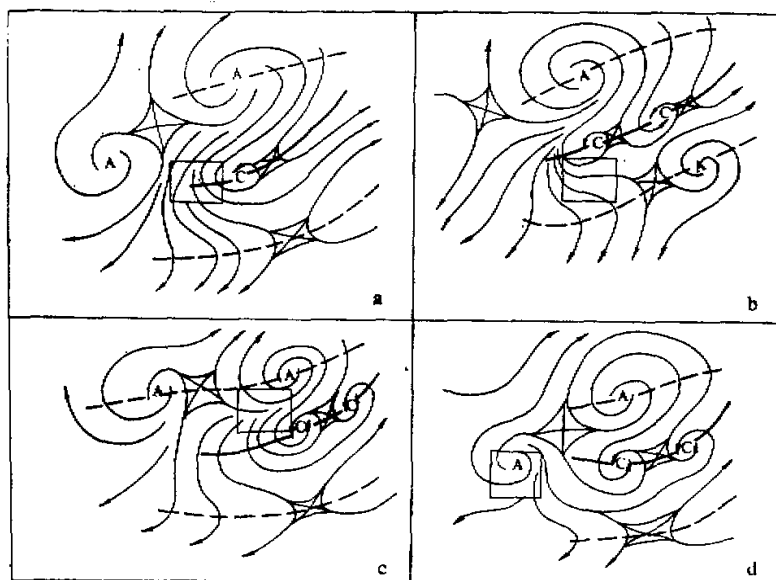


图2 与四种不同云型相对应的 200mb 流场。方框区为最有利于扰动发展区

上述四种流型有一点是共同的, 即向西延伸的大洋中部槽和槽中的冷涡是构成这四种流型的一个关键系统。在盛夏季节大洋中部槽发展得最为完善, 所以, 第一、第二两类云型特征的扰动云团发展为台风的比例最高。这时, 第三类云型特征的扰动也有发展为台风的, 因为它位于大洋中部槽的北侧, 所以这类扰动发展的纬度要较前两类高。

四、高空环境流场对扰动云团发展的作用

前面的分析表明, 不同类型的发展中的扰动云团有几个共同特点:

- (1) 发展的扰动云团上空都是一辐散的反气旋性环流区;
- (2) 在发展的初期, 扰动的环流中心总是位于强对流密蔽云区边界之外的晴空区内;
- (3) 在扰动发展的初期, 环流中心总是暴露在高空环境气流的上风方向处。

进一步讨论这几个问题, 不仅有助于弄清高空环境气流在扰动发展中的作用, 它必然也会涉及到台风暖心形成的物理过程。下面, 以一个第一类型的扰动为例, 就这几个问题作更进一步的分析。

为了弥补大洋上探测资料的不足, 我们用华盛顿发布的客观分析网格点风资料, 对 1979 年 08 号台风发生发展初期(1979 年 7 月 28 日 20 时)进行分析。

这个台风的前期扰动云团最早于 1979 年 7 月 25 日 08 时出现在 145°E 、 10.5°N 的西太平洋热带洋面上。7 月 28 日 08 时扰动位于 138°E 、 16.5°N 处, 扰动中心最大风力约 15 米/秒左右。图 3 是这一时刻的可见光云图。可以看出, 低空积云线所确定的环流中心位于扰动云团北偏东的晴空处。这种云型分布可作为第一类的典型代表。24 小时之

后扰动迅速发展加强到台风强度。图 4 是 7 月 29 日 14 时的云图, 扰动云团已演变为具有明显螺旋结构的台风云系, 环流中心位于螺旋云带内。这时中心位置在 135°E 、 17°N , 中心最大风力猛增到 30 米/秒, 中心气压下降到 980 毫巴, 已接近强台风强度。

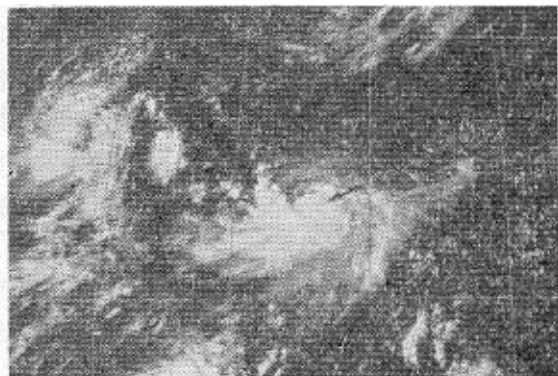
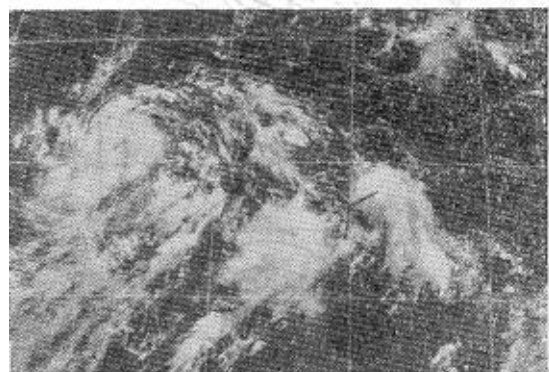


图 3 1979 年 7 月 28 日 08 时可见光云图

图 4 1979 年 7 月 29 日 14 时可见光云图

图 5a 和 5b 分别是根据格点风资料绘制的 1979 年 7 月 28 日 20 时 700 毫巴和 200 毫巴流线图。图上也给出根据这一资料计算出的扰动附近的散度分布和特征云型。扰动



图 5a 1979 年 7 月 28 日 20 时 700mb 流场。虚线区为计算得到的绝对值大于 $1 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 的辐合中心



图 5b 1979 年 7 月 28 日 20 时 200mb 流场。虚线区为计算得到的大于 $1 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 的辐散中心, 阴影区为卫星观测到的扰动云区

上空的 200 毫巴流型与图 2a 相似。在低空, 扰动云团与小于 -1×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的辐合中心相对应。在对流层上部一个大于 1×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的辐散中心恰好迭加在扰动云团的上空。高空的辐散区位于大洋中部槽西端和相邻的反气旋之间所构成的喇叭形气流出口处。

图 6a, 6b 是根据格点风资料算出的散度 D 和垂直速度 ω 的分布。图 6a 表明: 从地面到 440 毫巴是辐合; 440 毫巴以上是辐散, 且辐散随高度迅速增加, 250 毫巴高度以上的辐散值比低空的辐合值大得多。正是在这样的高空强辐散、对流层中下部深厚的辐合作用下, 出现了图 6b 所示的垂直速度分布。扰动云团附近上空整个对流层都是上升运动, 在辐散为零的 440 毫巴附近上升运动最大值为 -4.0×10^{-3} 毫巴·秒 $^{-1}$ 。扰动云团位于这样一个大尺度辐合辐散所造成的大尺度上升运动区内, 对云团中对流活动的发展和云团本身的维持是十分有利的。

假定卫星观测到的热带扰动云团的顶部面积为 S (如图 7 所示), l 为面积 S 的边界, V_n 为 l 法线方向的速度(n 向外为正), 则云团顶部上的水平散度

$$\text{div}_H \mathbf{v} = \frac{1}{S} \oint_l v_n dl \quad (1)$$

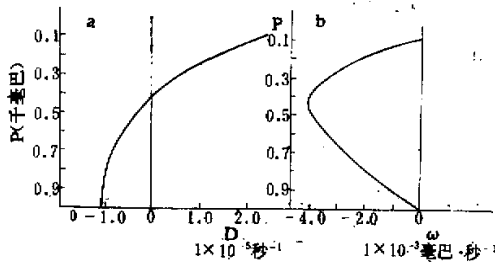


图 6 1978 年 7 月 28 日 20 时扰动中心附近网格点上的散度和垂直速度的廓线分布

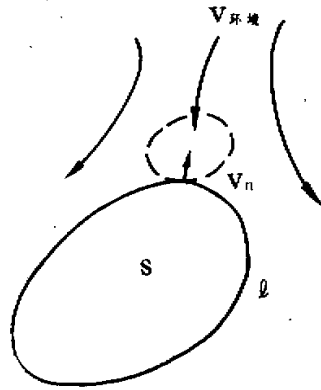


图 7

假定云团是圆形, 在它的主要辐散高度的流出是各向均匀的, 则

$$v_n = \frac{S}{l} \text{div}_H \mathbf{v} = \frac{R}{2} \text{div}_H \mathbf{v} \quad (2)$$

(2) 式中 R 为云团半径。根据 Steven, L. Erickson^[4] 的工作, 发展云团的平均半径为 4.4 纬距(其数值与本例相当)。在 200 毫巴高度 0—4 纬距的范围内, 平均散度为 2.2×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 。代入这些数值得:

$$v_n = \frac{4.4 \times 1.1 \times 10^5}{2} \times 2.2 \times 10^{-5} = 5.3 \text{ 米/秒}$$

云团在 200 毫巴高度处有 5.3 米/秒向四周均匀流出的气流。这种流出气流在云团的上风方向(图 7 虚线所示的区域)与环境气流产生一中尺度辐合区。根据 1979 年 7 月 28 日

20 时的格点风资料, 云团在 200 毫巴高度的上风方向处的环境风速为 15 米/秒. 它与沿云团边界法线方向的流出气流 v_n 对吹. 取计算的水平差分格距为 $d = 2 \times 10^5$ 米, 则二者产生的中尺度辐合值为

$$div_H \mathbf{v} = \frac{1}{2d} (v_{\text{环境}} - v_n) = -5.0 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$$

取对流层顶为上边界面, 并认为那里的垂直速度为零. 将连续性方程从 150 毫巴向下积分到 250 毫巴, 有

$$\int_{150}^{250} \frac{\partial \omega}{\partial P} dP = - \int_{150}^{250} div_H \mathbf{v} dP$$

$$(\omega_{250} - \omega_{150}) = - \frac{1}{2} (D_{250} + D_{150}) (250 - 150)$$

在这里取 150 毫巴面为对流层顶, 并假定高空散度随高度呈线性分布, 取中值

$$\frac{1}{2} (D_{250} + D_{150}) = D_{200}$$

则 $\omega_{250} = -100 \times D_{200} = 5.0 \times 10^{-3}$ 毫巴·秒⁻¹

这就是由于中尺度辐合所造成的强迫下沉速度. 由于下沉过程中绝热压缩增暖, 根据热力学第一定律, 在系统与外界无热量交换和略去温度平流的假定下, 由于垂直运动引起的温度局地变化为

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\omega(\Gamma_d - \Gamma)$$

取 $\Gamma_d = 10$ 度/1000 米, $\Gamma = 7$ 度/1000 米

当 $\omega = 5.0 \times 10^{-3}$ 毫巴·秒⁻¹ 时

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 3.9 \times 10^{-4} \text{度} \cdot \text{秒}^{-1} = 1.4 \text{度} \cdot \text{小时}^{-1}$$

由于强迫下沉所产生的局地绝热增温率达每小时 1.4 度. 以这样的速率增暖, 不到一天热带扰动就可以发展加强成为台风. 事实上在这次迅速发展的个例中, 扰动只经过近一天的时间就发展到强台风阶段, 两者是相当的. 这个估算数值比 Grube^[8] 利用 GATE 船舶、雷达和地球静止气象卫星资料所发现的与深对流细胞相邻近的晴空区在 3—6 小时内有 2—3°K 的增暖数值稍大一些. 这与我们在估算中作了若干简化有关. 如假定云团在高空有向四周均匀的流出, 这样会使云团上风方向的中尺度辐合值偏大; 又如散度随高度呈线性分布的假定会导致对下沉运动估算值偏大; 在估算中使用了绝热假定, 实际过程是非绝热的. 下沉气流中的云滴蒸发吸热, 它和四周相对冷的空气之间的热量交换等物理过程都可以降低增暖率. 我们在这里作这些估算的目的不在于得到一个具体的增暖数值或地面气压下降率, 只想说明卫星云图上所观测到的这种云型演变的物理过程.

五、讨 论

通过本文分析, 可以得出以下几点看法:

1. 从卫星云图看, 在西太平洋发展着的热带扰动的初期, 环流中心总是位于强对流云

区边沿的晴空区处。随着扰动的发展和加强,环流中心逐渐进入密蔽云区内,最后发展成为具有典型螺旋结构的台风云系。

2. 发展扰动的环流中心总是位于高空辐散气流的上风方向一侧。在构成这种有利的高空辐散气流的过程中,向西延伸的 200 毫巴大洋中部槽起了十分重要的作用。但扰动云团不一定只位于 TUTT 的某一确定部位才发展,关键在于 TUTT 与四周天气系统的配置。只要满足扰动云团的上空是辐散气流,环流中心位于辐散的高空气流上风方向一侧,就有利于扰动发展。

3. 对流层上部的环境流场与热带扰动的恰当配合是热带扰动得以发展的最重要的因素。高空的辐散环境流场迭加在热带扰动云团上空,有利于热带扰动云团中的对流发展和扰动云团的维持与加强。高空环境流场与扰动云团的高空辐散气流之间所构成的中尺度强迫辐合,绝热下沉增暖则在热带气旋的暖心形成、环流中心进入密蔽云区内(实质上是环流中心处强对流云发展的结果),地面气压迅速下降等方面起了更为直接的作用^[9]。当然,把高空环境流场的作用强调到不适当的地位也是不恰当的。设想如果没有足够强的对流云团,或者没有供给对流云发展的不稳定条件和水汽条件,或者没有供给云团最初形成的天气尺度的正涡度(或辐合),台风都是无法生成的。我们这里只是强调了在这些条件都具备的情况下,二者的恰当配合可以导致扰动云团的迅速发展,高空环境气流在暖心的形成中起了更为直接的作用。

根据上述讨论,在暖心热带气旋形成的初期,扰动云团中的深对流云释放的凝结潜热并没有直接加热扰动环流中心上空的气柱。它的作用在于增加了云团所在大气上空的高空流出。在云团上空的辐散气流与周围环境流场产生强迫辐合下沉增暖过程中,云团释放出来的凝结潜热再转变为云团外面环流中心所在的晴空处大气的内能。这样,云团释放的凝结潜热对暖心热带气旋的形成仅起间接的但仍然是十分重要的作用。在这一阶段用 CISK 理论讨论台风的初生就存在一定的问题。

本文是在陶诗言先生指导下完成的,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Dvorak, V. F., Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 103, 420—430, 1975.
- [2] 陈隆勋、王作述、方宗义等,西太平洋赤道辐合带中台风发生发展的初步分析,中国科学院大气物理所集刊第二号,科学出版社,1974.
- [3] Arnold, C. P., Tropical cyclone cloud and intensity relationships, Sci. Paper, No. 277, Colo State Univ., Ft. Collins, 1977.
- [4] Riehl, H., Tropical Meteorology, McGraw-Hill New York, 1954.
- [5] Yanai, M., A detailed analysis of typhoon formation, *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 39, 187—214, 1961.
- [6] Sadler, J. C., A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development, *Mon. Wea. Rev.* vol. 104, 1266—1278, 1976.
- [7] 王友恒、许健民,热带对流层上部切变线与低空赤道西风的关系,《气象》1979年第6期.
- [8] Erickson, S. L., Comparison of developing vs. non-developing tropical disturbances, Atmos. Sci. Paper, No. 274, Colo. State Univ. Ft. Collins, 1977.
- [9] Gray, W. M., Tropical Disturbances to cyclones transformation 11th technical conference on hurricanes and tropical Meteorology.

THE RELATIONSHIP BETWEEN THE CLOUD PATTERN AND THE ENVIRONMENTAL FLOW PATTERN OF THE UPPER TROPOSPHERE DURING THE GENESIS AND DEVELOPMENT OF TYPHOON

Fang Zong-yi

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

According to the analysis on the genesis and development of 41 typhoons in West Pacific using the GMS cloud images for the period of 1978 to 1979, we found four types of cloud pattern depending on the position of the initial circulation center of disturbance relative to the deep convective cloud cluster. The initial circulation center may be at the northern, eastern, western of the cloud cluster or inside the cloud cluster. As a typhoon develops, the circulation center gradually moves into the cloud area from the periphery. The position of the circulation center relative to a deep convective cloud cluster is associated with the upper tropospheric environmental flow. During the early developing stage the circulation center is usually at the upwind of the cloud cluster where the upper flow is divergent. The upper flow pattern favoring the development of typhoon is a result of some proper arrangement of tropical upper-tropospheric trough (TUTT) and its cold vortices, the upper tropospheric anticyclone of the Tibetan Plateau and the equatorial buffer zone. Of these 3-systems the position of TUTT is the most important one.

Finally, a detailed analysis was made for the genesis and development of typhoon No. 8 in 1979. There was an area of mesoscale convergence formed by the upper outflow of the cloud cluster and the environmental flow in the upwind. It was shown that the upper level convergence lead to forced subsidence and the corresponding dynamic heating was favorable for the development of the typhoon.