

经台风吧教材审定委员会
2014年初审通过

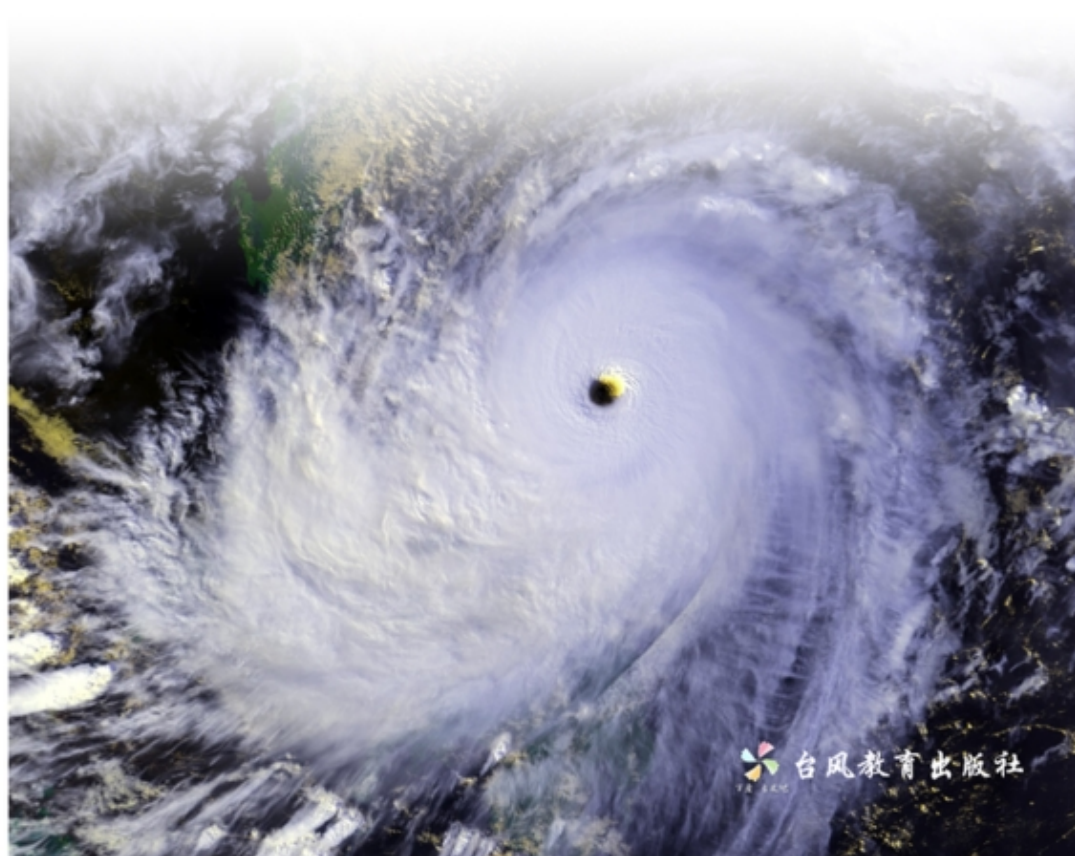
台风吧课程标准实验教科书

台风

2-1

必修

台风教育出版社 课程教材研究所 编著
台风课程教材研究开发中心



 台风教育出版社

目录

第一章：热带气旋结构-----	3
1.1 眼壁-----	3
1.2 风眼-----	5
1.3 螺旋雨带与外围下沉区-----	7
1.4 低层风场与正涡度-----	9
1.5 高层结构-----	9
第二章：热带气旋强度-----	11
2.1 强度-----	11
2.2 数据的收集-----	12
2.3 数据的整理-----	13
2.4 德沃夏克分析法-----	13

第一章：热带气旋结构

1.1 眼壁

1.1.1 眼壁

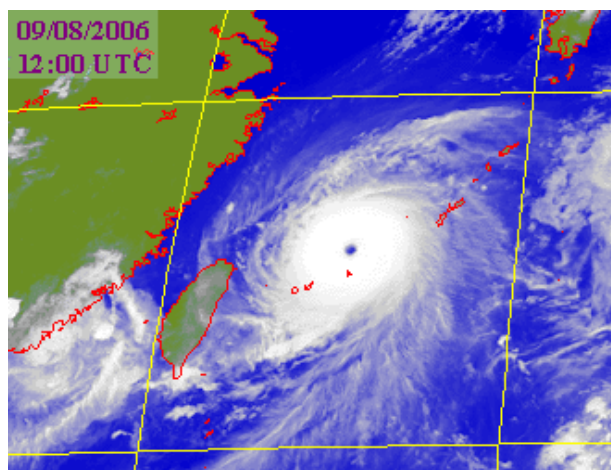
台风眼壁，也有台风云壁，眼墙等叫法，台风眼壁通常出现在台风眼外围，有一个环状的对流很强的云带，这是台风结构最重要的一部分，台风眼壁是一个台风中破坏力最大的地方，例如 **0608 桑美**，眼壁惊人的破坏力横扫苍南福鼎，损失惨重。

台风眼壁的形成过程比较复杂，简单来说，台风眼壁是考察一个台风强度的重要指标。它是由于低层暖湿空气向台风中心流入，在眼区四周强烈辐合上升而形成向上伸展旺盛的云体，通常有台风眼壁的 **TC** 强度都在 **STS** 以上。

这些强烈的云体上空有强烈的上升气流从四周往台风眼中流动。

台风在加强过程中，眼壁可能会出现下击暴流，雷暴，乃至龙卷风等极端天气（例如 **1013 鲇鱼**）台风遇到干空气，冷空气也可能会出现上述情况。（例如 **1323 菲特**）

台风眼壁围成了一周，中间就形成了台风眼，台风眼是个无风无雨的区域，必修一已经介绍过了。



台风桑美



台风鲇鱼



台风菲特



1.1.2 眼壁置换

眼壁置换是成熟热带气旋的标志，一般而言强度达到一分钟平均风速 100 节以上就有概率产生眼壁置换，眼壁置换最典型的征兆是 CDO 结构外部与风眼眼墙外侧在微波扫描上出现缝隙，CDO 结构外部会不断吸收水汽爆发对流发展直至成为完整的一环，这时眼壁置换正式开始。

一般来说眼壁置换时风眼核心区的涡度一般会远大于外区的涡度（关于涡度请见 1.3），换言之涡度的大小与两个风眼间的缝隙大小成正比，一般来说眼壁置换过程中外眼墙会不断加厚，而内眼墙会渐渐减弱直至崩溃，最后由于内眼强的涡度与外眼墙的涡度渐渐平衡，崩溃的内眼便会被外眼墙吸收，这时眼壁置换成功。

为什么针眼台很容易置换？

眼壁置换与热带气旋的发展速度也用极大的关系，一般情况下发展出针眼的热带气旋发展速度堪称爆发性增强，强烈的角速度使 CDO 的对流云系旋转的极为猛烈。同时又由于加强速度极为迅速导致核心区旋转极其猛烈，外围环流的角动量与眼墙的角动量差极大，这时由于角动量守恒的作用，核心区与外围环流旋转速度会开始平衡，眼区与外围环流间的空隙常常很大，这也是为何针眼极其不稳定刚构造起来就崩溃的缘故。

那么眼壁置换失败又是为何呢？

一般而言在眼壁置换过程中绝不可有下沉干区干扰，但眼壁置换过程中内眼减弱外眼刚构造起来，这时热带气旋就十分容易被下沉干区趁虚而入。首先干空气透过空隙接触内眼时会激发内眼的对流，导致内眼再度加强不易崩溃，外眼的发展也会被干空气干扰，同时干空气还会影响内外眼合并的效率（指内眼的残留被外眼吸收），因此干空气是眼壁置换的克星。

在干空气入侵以及低海温的情况下想眼壁置换成功难度极大，而且这时倘若陷入鞍型场持续打转，还会导致海温下降，想要构造强烈的对流更是难上加难。一般情况下眼壁置换失败的典型情况是内眼墙重新加强外眼墙开始减弱，随后内眼墙扩大吸收外眼墙，之后内眼墙也由于强度弱而崩溃，眼壁置换失败会近乎彻底破坏一个热带气旋的结构。

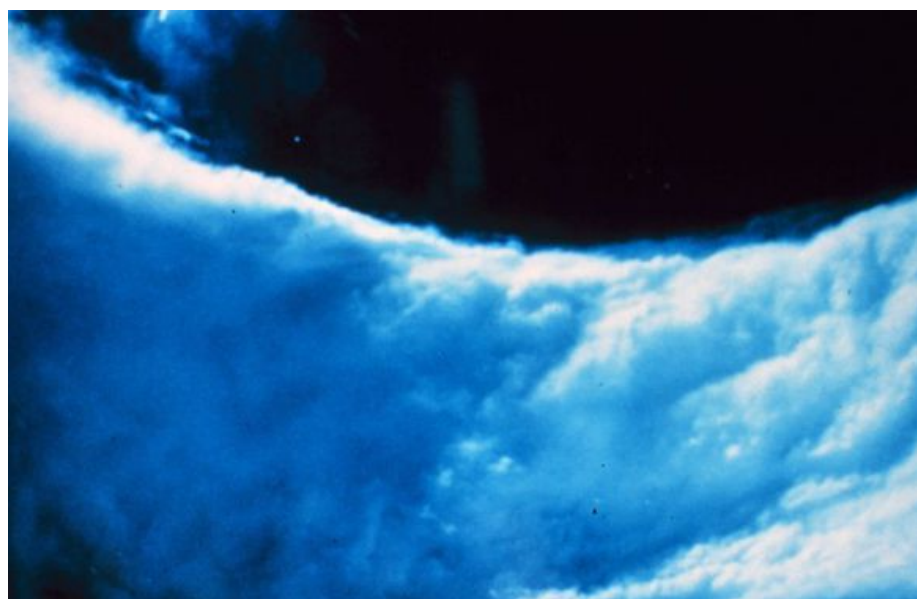
眼壁置换纵然是成功也不一定会加强，其实要看环境，一般而言环境的好坏与眼壁置换成功后的加强幅度成正比，环境优秀时眼壁置换就是作为加强的跳板，而环境平庸甚至恶劣时则会起到暂时保命的作用。

1.2 风眼

1.2.1.风眼

热带气旋内部的气团上升到对流层高处之后，一部分呈反气旋式流出（具体请见 1.5），另一部分则向台风的中心下沉，使得台风中心的对流云雨消散，这就是台风的风眼

台风的风眼内部气压很低，有气象记录以来中心气压最低的台风眼内气压只有 870hpa，但台风眼内由于盛



行下沉气流，所以天气相较于眼墙区较为良好，但台风眼内并不会像电视剧中那样万里晴空，由于低空摩擦层的湍流，一些低云会在台风眼内部不断产生，所以发展成熟的台风眼内部常会出现反气旋式的低云（由于下沉气流导致反气旋式的旋转）

但由于台风眼内部的气压很低，所以在周围较高大气压的作用下海平面会上升，形成风暴潮灾害，而且台风眼内部的海面仍是波涛汹涌，巨浪可达 10m 以上

台风眼的形成对于热带气旋的加强有很大好处，眼内可以堆积下沉气流，加热暖心，促进 CISK 机制的运行，反过来说，眼内下沉气流的强度也可以从一定程度上表现台风的强度，因此台风眼的清空程度（在 IR 云图上就表现为眼内的温度）也可以从一定程度上表现台风的强度，一般来说，在其他条件差不多的情况下，风眼清空度较好的热带气旋，没有理由较风眼清空较差的热带气旋较弱

台风眼的大小形状多种多样，有直径 10 海里以下的针眼，有直径达到 100-200km 的巨眼，强烈台风的风眼一般比较规则，接近于正圆形，周围有完整的对流强烈的眼墙环绕，较弱的台风风眼有可能呈现出各种形状，不规则甚至有开放性眼墙（请见上一节对于眼墙的描述），还有可能由于下沉气流很弱没有风眼，或者没有完整的眼墙结构，只有对流碎块围成的云卷风眼（没有完整的眼墙与 CDO 结构，眼内下沉气流微弱且并不是完全的下沉气流，形状一般较为不规则）

风眼的大小与台风的强度没有必然关系，但一般针眼台风结构不稳定，易出现眼壁置换，导致巅峰短暂，风速巅峰跟不上形态巅峰，而大眼台风的强度一般也不是顶级强度，顶级超台的风眼一般在 15-30km 之间，而 1330 海燕就属于风眼较大的顶级超台了（40km 左右）

1.2.2.云卷风眼和真风眼

上一个部分我们已经讲过了云卷风眼与真风眼的定义，一般来说，云卷风眼的出现表明热带气旋的强度已经有了一定程度的增强，但距离真正的强台还有一定的距离

云卷风眼和真风眼的关系并不是一成不变的，环境良好的情况下，云卷风眼周围的对流碎块会逐渐融合成完整的眼墙，中心微弱的下沉气流会变得统一而且增强，这时的云卷风眼就化为了真风眼，云卷风眼转化为真风眼的典型案例就是 1307 苏力和 1208 韦森特（关于 1208 韦森特我们会在必修四详细讲解）

云卷风眼也有可能由中心爆发的对流塔填塞，形成真风眼（上文提到的 1216 三巴就是这种形式的

如何辨别云卷风眼和真风眼呢？

其一是靠 IR 云图，真风眼周围的对流区一般比较均匀，风眼形态一般比较规则，而云卷风眼的周围由于是对流碎块，所以一般从 IR 上会有明显的色调不均，而风眼形态也很不规则，甚至眼内仍有对流碎块

其二是靠 VIS 云图，真风眼周围常有高耸平整的对流区，风眼一般较为接近圆形，而云卷风眼周围可以看出对流由碎块组成，风眼不规则，眼内甚至可见对流碎块的存在

其三是靠微波扫描（85HZ，91HZ，PCT，Color），云卷风眼的扫描上一般没有明显的眼墙结构，中心周围由对流碎块组成，而真风眼的周围往往存在连续的眼墙，绕成一圈

1.3 螺旋雨带与外围下沉区

1.3.1 螺旋雨带

热带气旋的外围存在螺旋雨带，螺旋雨带是绕着热带气旋中心运动的雨云和雷暴热带气旋的结构。成熟的热带气旋都具有螺旋雨带（环状 TC 除外），螺旋雨带会带来强降水。

螺旋雨带的形成与重力惯性波和 Rossby 波有关，但目前也不能用这两种理论完全解释热带气旋的螺旋雨带的形成。

热带气旋螺旋雨带会带来强风与暴雨的天气，内部可能还会伴有雷暴天气，登陆时条件合适甚至可能激发龙卷风

有些较弱的热带气旋结构整体由螺旋雨带组成，没有明显的眼墙结构，云卷风眼的形成也与螺旋雨带的叠加有关

图 1-3.1，1330 海燕的螺旋雨带

1.3.2 台前飚线

热带气旋内部较少存在雷暴现象（仅有少数热带气旋有眼壁雷暴）。但热带气旋行进路线的前方由于热带气旋的低压辐合与充沛水汽，以及在陆地上由于下沉气流加热底层大气而导致大气结构不稳定之后触发第一类不稳定机制，导致对流性天气的产生，这就会形成台前飚线。台前飚线的天气情况与一般的飚线雷暴天气情况相似，有雷雨大风，偶尔还会出现冰雹和龙卷风。

台前飚线一般容易在夏季的登陆热带气旋产生，这是因为地面的温度湿度已经很高，再配合热带气旋外围的低压



区域激发，很容易引发第一类不稳定机制，导致台前飚线的产生。

图 1.3.2: 1311 号台风尤特的台前飚线

1.3.3 外围下沉区

热带气旋在螺旋雨带之外还会存在外围的下沉区域，一方面由于自身系统吸入的空气抬升后在外围形成的外围下沉气流，另外还有热带气旋前进的道路上可能会有副高控制，也会使得热带气旋来临之前异常闷热。这就是人们常说的“吃下沉”。热带气旋外围的下沉气流控制下的天气晴朗高温闷热，甚至云量稀少，很容易让人以为热带气旋并不会很快到来

1.3 螺旋雨带与外围下沉区

1.3.1 螺旋雨带

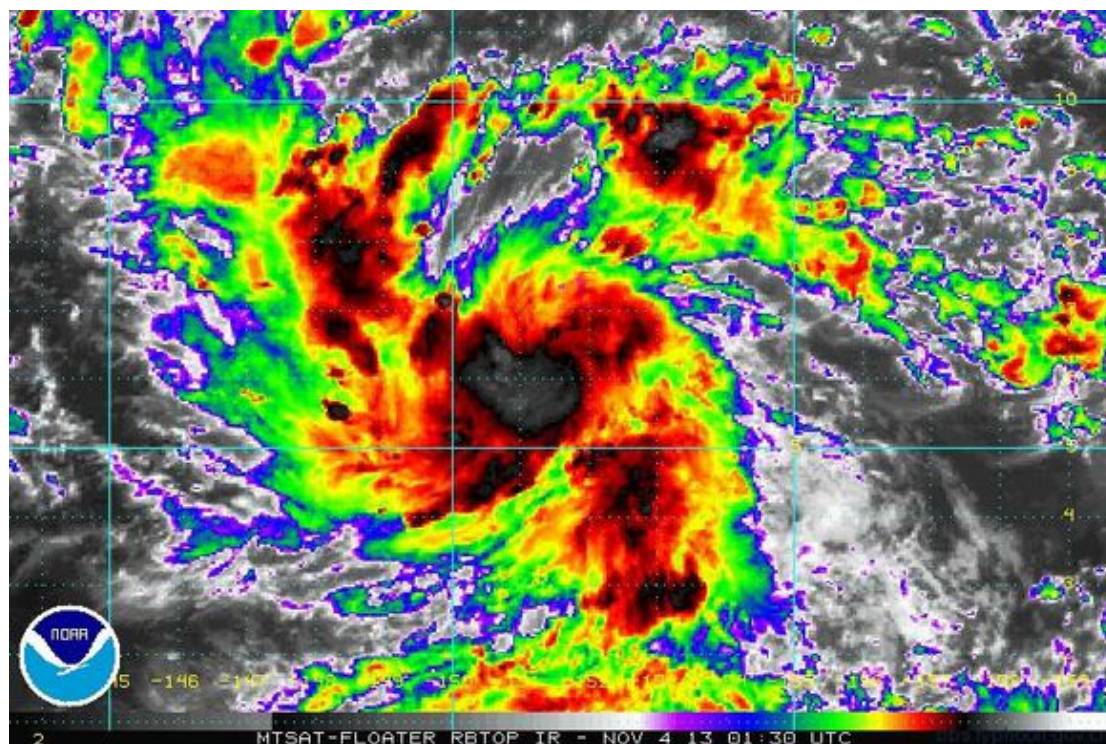
热带气旋的外围存在螺旋雨带，螺旋雨带是绕着热带气旋中心运动的雨云和雷暴热带气旋的结构。成熟的热带气旋都具有螺旋雨带（环状 TC 除外），螺旋雨带会带来强降水。

螺旋雨带的形成与重力惯性波和 Rossby 波有关，但目前也不能用这两种理论完全解释热带气旋的螺旋雨带的形成。

热带气旋螺旋雨带会带来强风与暴雨的天气，内部可能还会伴有雷暴天气，登陆时条件合适甚至可能激发龙卷风

有些较弱的热带气旋结构整体由螺旋雨带组成，没有明显的眼墙结构，云卷风眼的形成也与螺旋雨带的叠加有关

图 1-3.1，1330 海燕的螺旋雨带



1.3.2 台前飚线

热带气旋内部较少存在雷暴现象（仅有少数热带气旋有眼壁雷暴）。但热带气旋行进路线的前方由于热带气旋的低压辐合与充沛水汽，以及在陆地上由于下沉气流加热底层大气而导致大气结构不稳定之后触发第一类不稳定机制，导致对流性天气的产生，这就会形成台前飚线。台前飚线的天气情况与一般的飚线雷暴天气情况相似，有雷雨大风，偶尔还会出现冰雹和龙卷风。

台前飚线一般容易在夏季的登陆热带气旋产生，这是因为地面的温度湿度已经很高，再配合热带气旋外围的低压区域激发，很容易引发第一类不稳定机制，导致台前飚线的产生。

图 1.3.2：1311 号台风尤特的台前飚线

1.3.3 外围下沉区

热带气旋在螺旋雨带之外还会存在外围的下沉区域，一方面由于自身系统吸入的空气抬升后在外围形成的外围下沉气流，另外还有热带气旋前进的道路上可能会有副高控制，也会使得热带气旋来临之前异常闷热。这就是人们常说的“吃下沉”。热带气旋外围的下沉气流控制下的天气晴朗高温闷热，甚至云量稀少，很容易让人以为热带气旋并不会很快到来

1.4 低层风场与正涡度

在必修一中，我们已经了解到了热带气旋低空存在气旋性风场（南半球风向顺时针，北半球逆时针），属于正涡度系统。正涡度系统一般属于气旋系统或低压槽（槽底一般存在正涡度），而负涡度系统一般属于反气旋系统和高压脊。热带气旋的涡度在扰动时期主要表明了热带气旋底层气旋性风场的完好程度。一般来说，若是一个热带扰动涡度较为深厚，则代表这个热带气旋的底层气旋性环流较为完整。但在热带扰动强度以上的热带系统中，涡度则与强度没有必然联系（季风低压的涡度也比较强，但一般风速较弱）。涡度与眼壁置换也有关系，这些在 1.1 已经讲过了

注：涡度即是一个空气微团的旋度。为了方便辨识，设有正负涡度。在北（南）半球中，逆时针为正（负）涡度，顺时针相反。所以气旋为正涡度。



1.5 高层结构

1.5.1 高层流出与反气旋

在前面的几节中我们已经系统的认识了台风的低层辐合系统，那么台风的高层结构也是低压辐合系统吗？

恰恰相反，台风的高空是反气旋高压系统，提供高层辐散。台风眼墙内的水汽被强烈的上升运动提升到高空，从对流层顶部流出，形成抽吸作用，导致下方水汽继续上升。也形成了台风高层的反气旋系统。高空反气旋除了由台风自己形成以外，还可以借助南亚高压等大型系统（深秋的台风常常南高覆顶，造成了良好的流出条件）

有些台风的高空流出也是由高空急流提供的，急流是高低空快速流动的空气流，典型的有西风急流，南高南侧的东北急流（造成南海夏季台风低层环流中心（LLCC）裸露的元凶）还有西南季风急流（低空急流），由于急流中的空气流速非常快，常常造成了高低空空



气流速与方向的较大差别，造成强烈的风切，但高空急流也可以增强台风的高层辐散（最典型的是 0622 西马仑，依靠西风急流和热带东风急流获得了完美的流出条件，快速爆

发），关于急流与热带气旋的影响，将在必修三中详细论述

1.5.2 高空反气旋以及流出对于热带气旋的影响

典型的为热带气旋带来辐散的高空急流有热带东风急流，热带东风急流一般会为热带气旋带来强烈的赤向流出。强烈的辐合可以使热带气旋高层结构发展出一个反气旋系统。这时由于辐合中心区的高空为高气压，气流自然会自内向外流动，换言之高空反气旋可以增强辐散，而强烈的辐散有利于增强上升运动，促进水汽潜热的释放，潜热的释放有利于暖心结构的构造，因此高空反气旋对热带气旋的发展有着极其重要的作用。

台风的高空反气旋结构还可以抵御风切，反气旋底部的区域风切都会降低，强烈的热带气旋一般高空反气旋结构比较成熟，所以具有抵御风切的能力（但面对西风急流等行星尺度的系统还是得乖乖被切），弱的热带气旋高空反气旋结构不成熟，抵御风切能力较差，对流易被高层风切走，低层则被低空的高压低压引导，形成低层环流中心（LLCC）裸露的现象，就是指台风的底层螺旋云系发生裸露，没有被对流覆盖

第二章：热带气旋强度

2.1 强度

我们经常听倒电视上讲台风 XXX 多强，那这个多强到底该如何定义呢

TC 的破坏力主要由其风速决定（同等情况下，风速强的热带气旋的破坏力显然较大），因此，世界气象组织（WMO）将台风强度的标准定为风速，而且使用十分钟平均风速，因此认定了有史以来最强的热带气旋是 6118NACNY，中心附近最大一分钟持续风速达到 185kts（当时 JMA 还没有使用风速作为标准），而且探测风速更是高达 200kts。虽然有所高估，但也不可否认 6118NACNY 的超强风速

除了风速以外，气压也是衡量热带气旋强度的重要标准，有明确气象记录以来台风中心所测得的最低气压是 870hpa，由 7920TIP 创造（大家应该很熟悉了）。为什么 1013 鲑鱼风速和 7920TIP 一样，却不被认为是风王呢？因为鲑鱼的中心气压只有 885hpa（这还是估计值，实测只有 890hpa），大家别小看这 15hpa 的差距，顶级台风每下降 1hpa 都很难，这也就是为何教科书还将 TIP 当做热带气旋之王，因为实测年代的老二气压也有 875hpa 除了台风的风速气压以外，台风的风圈（从一个角度代表了环流大小）也是影响台风灾害的重要因素，但由于有一些风速较弱，气压较高的气旋（季风低压，最典型的是 0602 碧

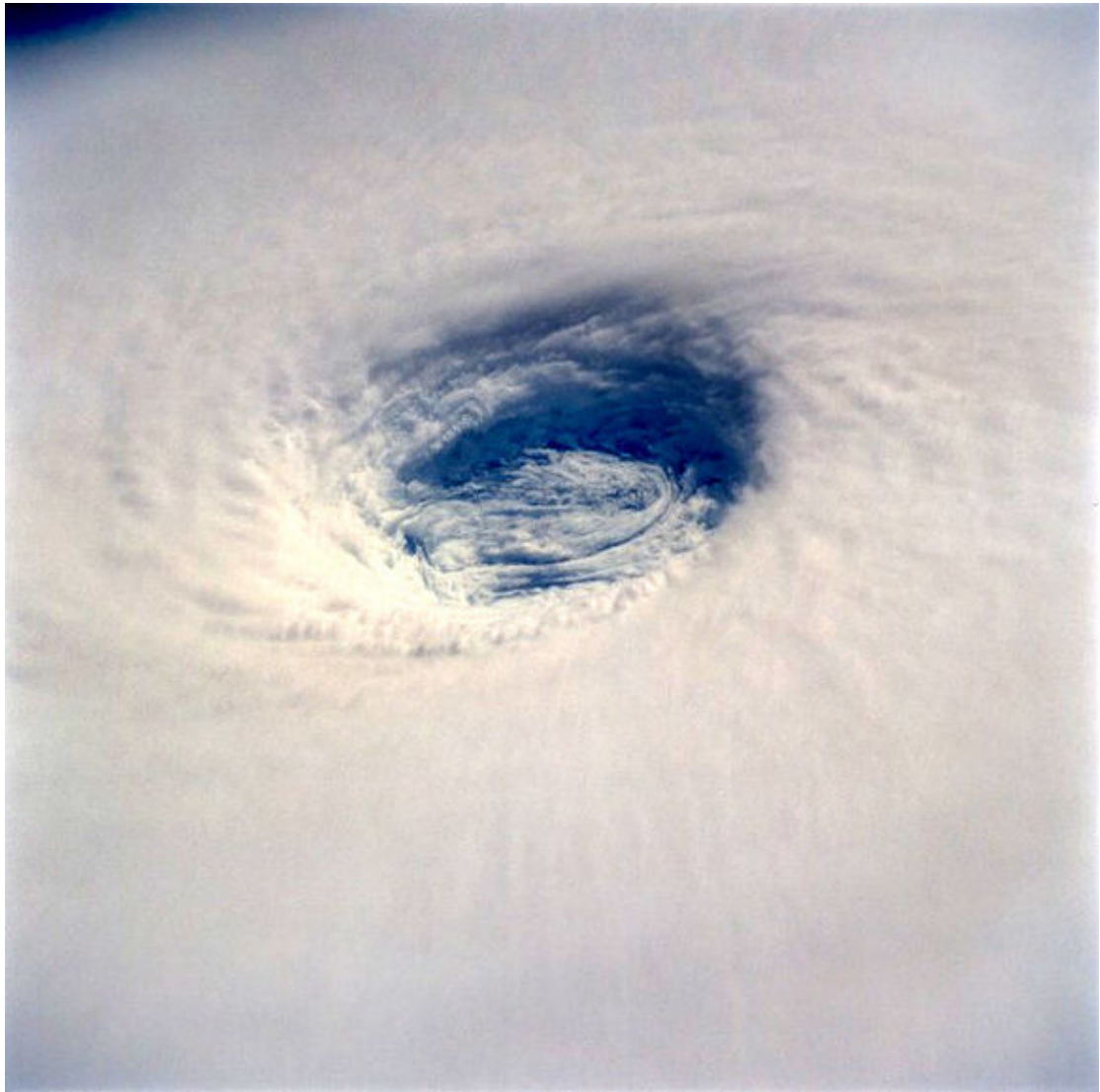


利斯）环流很大，影响了对于强度的最终评判，因此不把环流作为衡量台风强度的重要的

标准

除了风速气压与环流大小以外，热带气旋的破坏还与降水，移速有关，但这些因素受到的影响很多，故不作为衡量热带气旋强度的标准

如果给台风强度定一个最综合的指标，那那么莫过于气旋的总体能量了，它与热带气旋的风速，气压，环流都有关系，像 1330 海燕虽然可能风速强过 7920TIP，但由于环流较小，气压略高，但由于总体能量过于难计算（需要复杂的积分），本人水平有限，故不做具体介绍了



2.2 数据的收集

在上一节中，我们已经了解了台风强度的要素，那么这些要素该如何获得呢？

1. 实测

实测包括飞机实测和地面实测，飞机实测就是指飞机飞入热带气旋的中层，投落仪器进行风速与气压的测量，还可以进行位势高度的测量，NHC 的北大西洋热带气旋评价部分通过此方法得出

地面实测就是指地面（海上船只）进行的实测，日本对于台风强度的评价很多依靠冲绳岛链的实测结果，NMC 对于登陆台风的强度修改也依赖于地面实测。但地面实测容易受到海拔高度以及地形的影响，故风速数据并不都是十分准确，气压数据参考性较好。

2. 分析

分析法就是通过卫星获得的各种云图数据（包括可见光 VIS，红外线 IR，底层微波扫描等等），进而通过不同强度的热带气旋与其云图特点的特征推断出台风的强度。这种方法的推测可靠程度往往不及实测。但由于实测要耗费大量时间与金钱，而且存在一定的危险性，且陆地站点的分布不够密集，故多数热带气旋都是用分析法。分析法的准确性依赖于分析员的主观评价的准确性，数据的合理性（与热带气旋强度的相关性），数据的准确性与热带气旋分析法本身的合理性

关于卫星与卫星云图，我们已经在必修二第二章中详细的讲过了

2.3 数据的整理

拿到了热带气旋直接与间接实测数据，我们就可以依靠这些实测数据来推定热带气旋的强度了。直接实测数据比较好分析，只需要找到其中的气压和风速数据即可。有时也可以参考台风中心的 700hpa 位势以及暖心强度（再次声明眼温≠暖心温度，眼温是 IR 云图上表现出来的中心温度，容易受到低云干扰）

如果是间接的实测数据（比如说卫星云图，底层扫描等），我们就需要建立一个模型，来表明间接实测数据中的各个特征与热带气旋强度的关系。比如说在风眼情况接近时，对流的强弱能反映眼墙上升气流的强弱，眼墙上升气流强的热带气旋的强度没有理由弱于眼墙上升气流弱的热带气旋，这就是 IR 云图能成为反应台风强度的原因之一。同样，底层扫描显示的是一个热带气旋的眼墙中冰晶的密度。在其他条件相同的情况下，冰晶结晶密度高的热带气旋没有理由弱于冰晶结晶密度低的热带气旋

自己建立一套分析法是需要付出极大地努力，而且还需要实测数据的检验，当今西太刚好缺乏实测数据。不过也有些人成功了，比如说朱吕行创造的风眼分析法也是不错的，但有局限性，只能分析有明显风眼的热带气旋。下面我们将介绍一种较为简单全面而且准确（平均误差 12kts）的分析法：德沃夏克分析法（当然各位风迷仅需掌握其中的风眼部分）

2.4 德沃夏克分析法

德沃夏克分析法(Dvorak Analysis)是由美国的气象学家维农·德沃夏克根据多年经验及统计概括后所创下的一项方法，能利用地球同步卫星的可见光及红外线卫星云图来评估热带气旋强度。这套分析法在 1984 年发表，1987 年正式世界气象组织通过使用。这是由 Dvorak 根据多年经验及统计概括后所创下的一项方法，利用卫星云图去评估 热带气旋强度

德沃夏克分析法存在一定的局限性，对于登陆和近岸的热带气旋并不适合使用。而且对于快速爆发和减弱的热带气旋有滞后性。故有实测时优先考虑实测结果

第一步：系统定位

即找出云系中心（Cloud System Centre）所在，主要是利用扰动或热带气旋相关的螺旋云带，而推测出其焦点所在，

又或者是几何上热带气旋风眼的中心位置。一般对较弱的热带气旋，我们可用可见光卫星云图、QuikScat 风场图等直接找出其低层环流中心。

●第一步 a -判断它为热带气旋

初始利用德沃夏克分析法对某一热带扰动 / 气旋进行分析前，必须先考虑扰动是否有足够的征兆显示它增强为热带低气压，

以将其 T-number 订为 T1。以下三个征兆是热带扰动是否达至热带气旋强度的参考征兆：

1. 热带扰动以持续发展 12 小时或以上
2. 它拥有一云系中心（Cloud System Centre）能在一 2.5 纬度（即约 275 公里）内被估计出来，并持续最少 6 小时。
3. 它拥有一密集、低温（<零下 31C）以及大于 1.5 纬度（约 165 公里）的云团，在中心附近 2 个纬度存在。

其云团积雨云开始呈螺旋型自中心绕出中心。

由于初始生成的扰动其高层发展一般较差，因此初生成时扰动的对流会时多时少，强度相当不稳定，

因此初始分析的 24 小时，我们不能将其 T-number 降低。

另一方面，按德沃夏克分析法，如果扰动身处的环境仍大致良好，它将会在被订为 T1 后 36 小时内增强为热带风暴，

即 T2.5 的阶段。如果估计环境转差，扰动不会增强，则我们会在 T1 后加上负号，以表示预计它不会有所发展。

[补充：最简单的方法就是参考 QUIKSCAT 分析，若显示扰动开始由季风低压渐转为热带低压，则可将 T 指数定为 1]

第二步：形态分析

我们要在这步决定热带气旋的 Data T-Number (DT)，在进行分析前，我们先从卫星云图中看看究竟应该用那一种特征去进行分析。

- 如果热带气旋的低层环流中心呈部份或完全外露状态，而且拥有基本环流（Primary

Band)，又或是其对流切至一侧发展（Shear Pattern），则用方法 a。

- 如果热带气旋已有风眼，使用方法 b。
- 如果热带气旋拥有中心密集云层区（CDO）[可见光云图]或嵌匿藏中心（Embedded Centre）[红外云图]，使用方法 c。
- 如果热带气旋有中心冷云盖（CCC），使用方法 d。

●方法 a-螺旋形态分析

根据

I) 基本环流的旋卷度（即环流绕着中心多少个圈）或

II) 主对流云团与中心的切离度（低层中心和高层对流相差之纬度计算），

来直接决定 DT，请对照下表：

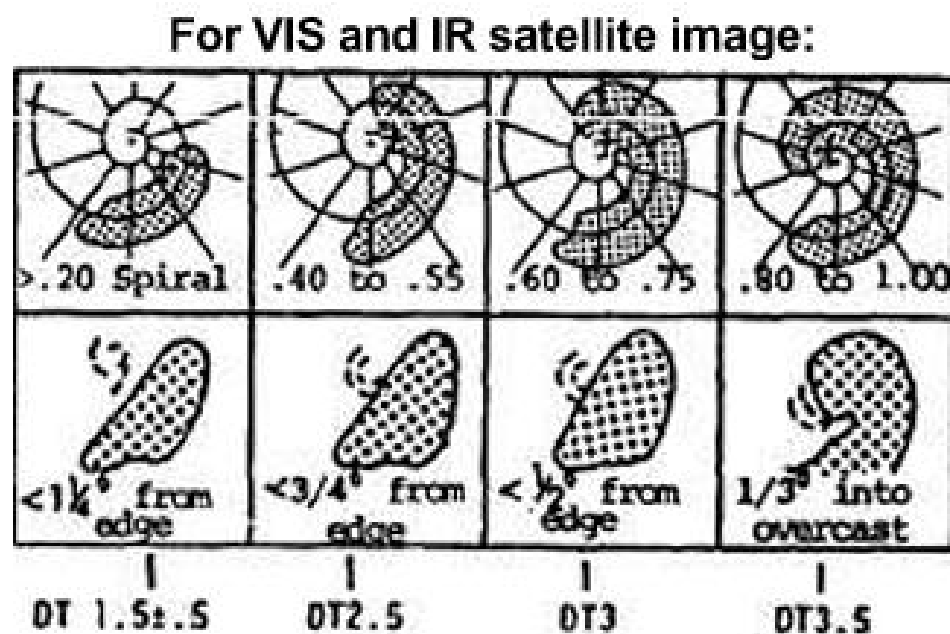


图 1：台风强度以下时，可采用可见光或红外线卫星图估计热带气旋强度
上方属旋卷度，下方则属切离度估计

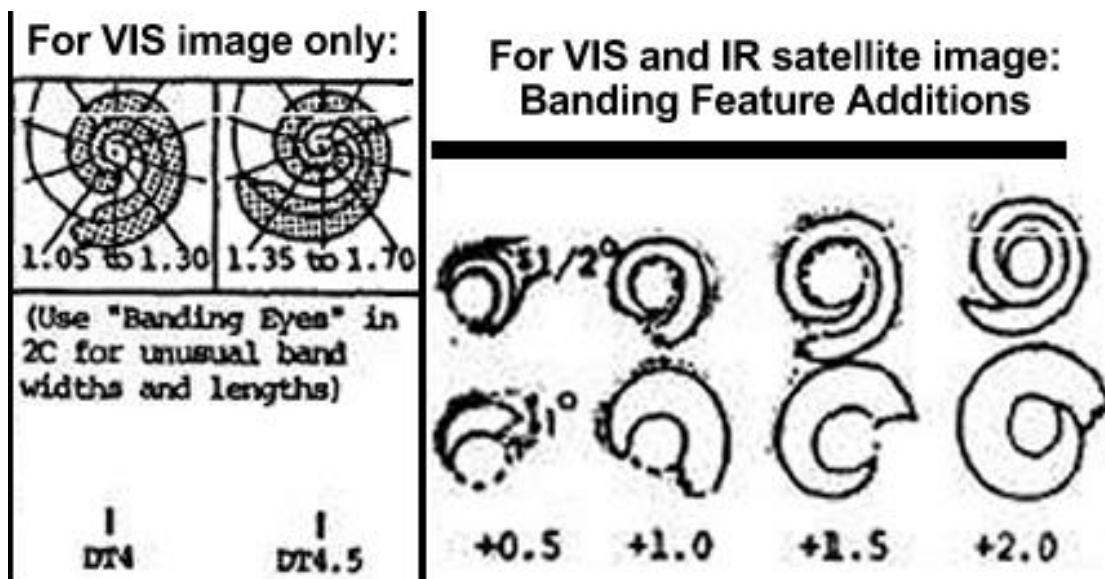


图 2：台风以上强度时，只可用可见光卫星图估计旋卷度

当估计 CF 值后，需加上图右的 BF 才可估计其强度。

环流旋卷度由 0.2 至 1.7，可视为是基本环流围绕中心所卷的圈数，更强的热带气旋其额外旋卷圈数则计作 BF 值。

对流切离的程度，以主对流团（色阶需在 DG 以上）和中心距离来定，距离单位为（Lat）纬度，一纬度大约等如 110 公里。

Rule-如果基本环流/主对流团之云顶温度很低（色阶 W 以上），DT 增加 0.5。

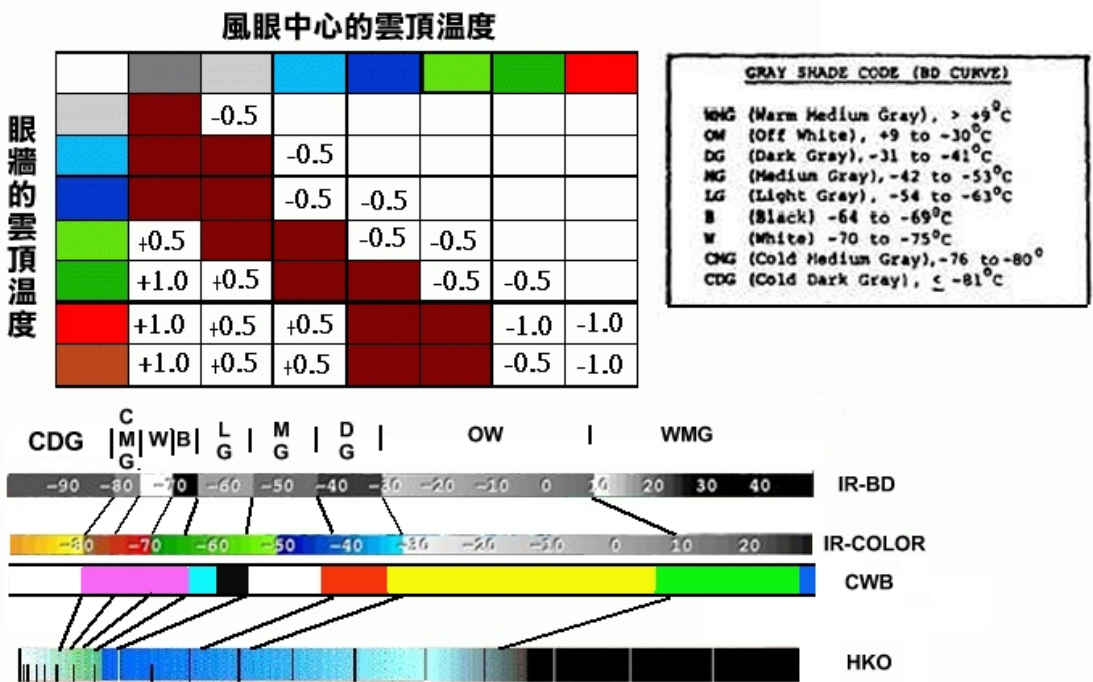
● 方法 b-风眼分析

Rule-热带气旋拥有风眼及纯 T 指数已持续 24 小时超过 2.0；否则，请用方法 a 或 d 或跳往第三步。

分析眼墙宽度，并对比其和风眼的云顶温度，须利用色阶表，我们建议使用 NRL 的色调强化卫星云图，

它和旧式使用的黑白灰阶卫星云图/台湾中央气象局和香港天文台卫星图对照表如下：

Eye Adjustment Number(EA)



在上表，我们先决定了 Eye adjustment Number (EA)。

色调强化卫星云图用							
眼墙宽度	≧ 0.5 度 (55 公 里)	≧ 0.5 度 (55 公 里)	≧ 0.5 度 (55 公 里)	≧ 0.4 度 (44 公 里)	≧ 0.4 度 (44 公 里)	≧ 0.3 度 (33 公 里)	≧ 0.3 度 (33 公 里)
温度	CMG	W	B	LG	MG	DG	OG
E-Number (E)	6.5	6.0	5.5	5.0	4.5	4.5	4.0

Rule-如果使用红外线卫星图时，E+EA 比 MET (Model Expect T-number) 为细，则请分析 BF (Banding Feature)，BF 的分析请参考图 2.MET 将会于第四部决定。

可见光卫星云图用

眼墙宽度	>1.0 度	1.0 度	≥ 0.75 (83 公里)	≥ 0.5 度 (55 公里)	≥ 0.25 (28 公里)	Banding Eye		
外围环流宽度						1.25 度 138 公里	0.75 度 83 公里	0.25 度 28 公里
E-Number (E)	7.0	6.0	5.0	4.0	3.0	5.0	4.0	3.0

Rule-使用可见光卫星图时， $DT=E+EA+BF$ ，即必需要加上 **BF** 才能估计正确的 **DT** 值。

色调强化卫星云图用--嵌匿中心（ Embedded Center ）						
对流团半径	≥ 0.6 度 (66 公里)	≥ 0.6 度 (66 公里)	≥ 0.5 度 (55 公里)	≥ 0.5 度 (55 公里)	≥ 0.4 度 (44 公里)	≥ 0.4 度 (44 公里)
温度	W	B	LG	MG	DG	OG
CF	5.0	5.0	4.5	4.0	4.0	3.5

注意！使用嵌匿中心估算法时， $DT = CF + BF$ ，**BF** 分析请参考图 2。

实际上嵌匿中心估算法和风眼估算法相比只有略去了 **Eye adjustment Number (EA)**，其余皆为一样。

● 方法 **c2** -（可见光卫星图）密集云区分析法（**CDO**）

Rule-（使用可见光卫星云图）中心密集云层区（**CDO**）直径超过 **0.75 度（80 公里）**；否则，请用方法 **a** 或 **d** 或跳往第三步。

可见光卫星云图用--中心密集云层区（ CDO ）		
形状	浑圆显著	不规则形状

CDO 直径	>2.75 度 (300 公里)	1.75 度 (190 公里)	1.25 度 (140 公里)	0.75 度 (85 公里)	>1.5 度 (170 公里)	>1 度 (110 公里)
CF	5.0	4.0	3.0	2.0	3.0	2.0

中心密集云层区分析法，必须加上 BF 值，分析请参考图 2。

最后， $DT = CF + BF$ 。

● 方法 d-中心冷云盖（CCC）分析

特征：呈逗号、浑圆或扁图，边缘清晰且缺乏外围环流（如有较多外围环流则显示不属 CCC 结构）。初期发展迅速并向外扩张，后占据热带气旋表面面积七成或以上，后状态可维持 6~24 小时不等。

Rule1 -如果先前 T 指数少于或等于 3.0，则未来 12 小时 T 指数使用过去 12 小时趋势（例如继续增强或减弱），

12 小时后则保持同等 T 指数，直接中心冷云盖消失。

Rule2 -如果先前 T 指数大过 3.5，则定最终 T 指数为 3.5，直至中心冷云盖消失。

Rule3 -不要因 CCC 范围缩小以估计其强度减弱，这是相当常见的。

Rule4 -当 CCC 消失，一般它都会发展为一个 T4 强度的台风。

第三步：过去 24 小时趋势分析

分析过去 24 小时卫星云图动画，以决定热带气旋在过去有何强度变化

增强的特征（D - Development）：

1. 环流特征：螺旋云带变得紧密或旋卷度增加。
2. 密集云区特征：中心密集云层区扩张及云顶温度下降，螺旋型态增加。
3. 切离特征：深层对流巩固到其中心附近发展。
4. 风眼特征：眼墙变宽且云顶温度下降；风眼缩小而变得浑圆，当中温度上升。
5. 日际变化：云顶温度在日间没有回升现象。

减弱的特征（W - Weaken）：

1. 环流特征：螺旋云带变得松散或减弱。
2. 密集云区特征：中心密集云层区缩小及云顶温度上升，边缘变得不浑圆。
3. 切离特征：深层对流减弱并切离。
4. 风眼特征：眼墙变窄或崩溃，云顶温度上升；风眼扩大而变得不规则状，当中温度下

降。

5. 日际变化：云顶温度在晚间没有明显下降现象。

强度不变的特征（S - Steady）：

1. 中心冷云盖（CCC）出现，并持续 12 小时。
2. 增强及减弱的特征同时出现。
3. 正常日夜的云顶温度变化（日间云顶温度上升、晚间下降）。

如果在最新卫星图中无法使用 Dvorak Analysis 估计热带气旋强度可利用以上趋势分析类推其强度情况。：

第四步：决定 MET 的值

MET（Model Expected T-number）是把热带气旋的过去强度变化趋势数值化的一种做法，决定 MET 也是颇为主观的，通常 DT 和 PT 值就是用来修正 MET，故 MET 可视为是 T 指数的粗略估计值，又或是热带气旋强度变化的气候平均值（Climatology Rate）。

热带气旋起始生成第一天、或当热带扰动进入 TCFA（Tropical Cyclone Formation Alert）的阶段时，MET 就会定为 1.0。

此后，MET 随着我们在第三步所分析的 D、S 或 W 所变化，通常是以昨天的最终 T 指数 +0.5、+1.0、-0.5 或 -1.0。如热带气旋迅速增强或减弱，则加减幅度可达 1.5。如果以上情况皆不明显，则假设 MET 每日加 1.0。

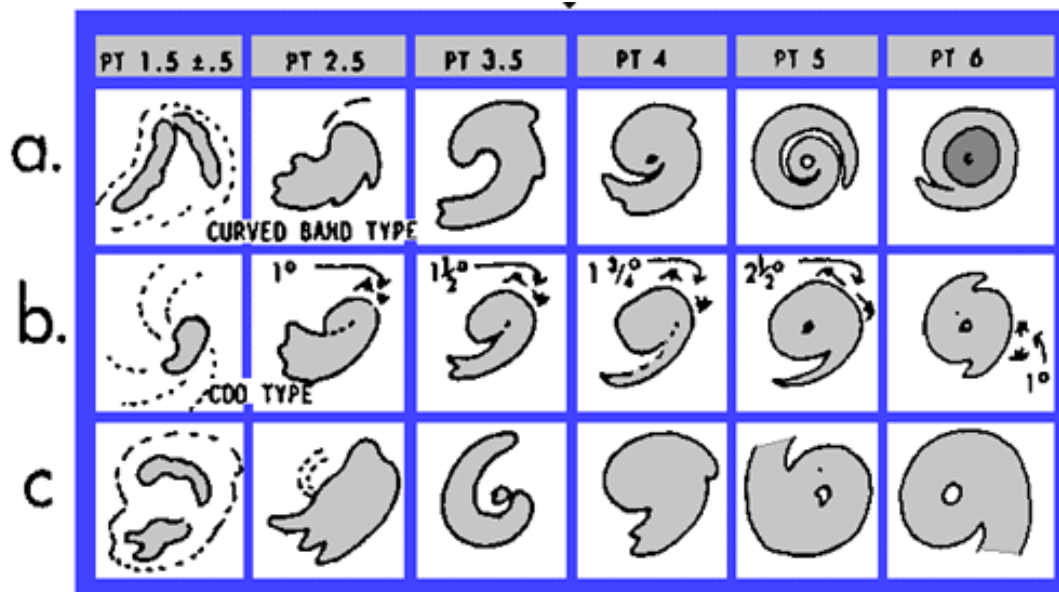
第五步：决定型态指数 PT 的值

接着，我们需跟据下表决定 Pattern T-number（PT）的值，如果此值和 MET 不同，则可因应情况修正，通常修正值不应和 MET 相差 0.5；如果真的没有形状相似的图配对实况，则最后 T 指数以 MET 为准。

Intensity Classification by Pattern (Pattern T)						
Developmental Pattern	Pre - Storm	Tropical Storm		Hurricane / Typhoon		
		Minimal	Strong	Minimal	Strong	Super
	PT 1.5	PT 2.5	PT 3.5	PT 4.0	PT 5.0	PT 6.0
Curved - Band Pattern (A)						
CDO- Eye Type Pattern (B)						
Shear Pattern (C)						

PT 1.5:1.5	PT 2.5	PT 3.5	PT 4	PT 5	PT 6

红外线卫星云图用



可见光卫星云图用

RULE -如果螺旋云带长度短过 2.5 纬度 (275 公里), PT-1.0。

第六步：决定 T-number

经过一轮步骤后，我们将跟据 DT、PT 和 MET 去决定最终的 T 指数数值。

首先，比较三者是否接近甚至一致，否则，则因应分析过程那个较为有代表性而作出取舍。

RULEA -尽可能使用连续 3 小时的卫星云图估计热带气旋强度，以避免短期性的强度变化。

RULEB -若 DT/PT 值真的相差很远，又不知那一较有代表性，则应先取较接近 MET 的数值或取 DT/PT 两值之平均数作为 T-number。

决定 T 指数另外亦需注意以下的限制：

RULE1 -热带气旋的第一次 T 指数评价必定为 1.0 或 1.5。

RULE2 -首 24 小时，应逐步将热带气旋 T 指数由 1 升至 2，除非出现明显的减弱或增强，但即使增强 T 指数亦必需在 4.0 以下。

RULE3 -首 48 小时，若热带气旋是处于增强状态，则晚间不可降低 T 指数的值。

RULE4 -当 T 指数仍细于 4.0 时，接着 6 小时 T 指数变化最多 0.5、12 小时 1.5、18 小时 2.0 及 24 小时 2.5。

RULE5 -最终的 T-number 相差 MET 值不应大过 1。

当然，以下限制只属参考性质，因为要考虑到气压下降速度未必及得上云团发展速度。

但实际西太平洋每年平均有一个热带气旋会突破以上限制，在极短时间内迅速增强，T 指数可在 24 小时内急增 4.0 以上。

如出现这些情况，T 指数亦可按情况迅速调整至 DT/PT 值而无须考虑以上限制。

第七步：热带气旋强度 CI

目前强度值 Current Intensity (CI)，根据一些规则修正 T 指数以减少因错误评价热带气旋减弱状态而引起的问题，因此 CI 是决定目前热带气旋强度及级数的最终指标。

RULE1 在非减弱或重新增强的情况下，CI = T-number

RULE2 若热带气旋开始减弱，CI 在接着 12 小时必需保持相同，之后维持 CI 比 T-number 高 0.5 或 1.0。

附录--T 指数-强度对照表

指数	风速 kt(km/h)	hPa	指数	风速 kt(km/h)	hPa
0.5	25(45)	---	4.5	77(140)	966
1.0	25(45)	---	5.0	90(165)	954
1.5	25(45)	---	5.5	102(185)	941
2.0	30(55)	1000	6.0	115(210)	927
2.5	35(65)	997	6.5	127(235)	914
3.0	45(85)	991	7.0	140(260)	898
3.5	55(100)	984	7.5	155(290)	879
4.0	65(120)	976	8.0	170(315)	858

注：以上内容来自：<https://tieba.baidu.com/p/3222492772?pn=1>

德沃夏克分析法来自于：http://www.hkcoc.com/study/t_analysis2.htm

本书部分图片来自于百度以及吧内台风飓风眼内图片的帖子

附上链接：https://tieba.baidu.com/p/2689821810?red_tag=2360772046