

南海及其附近地区 中层气旋的分析研究*

地理系气象专业

许宁 何华庆 譚志保 黄江辉 曾伦章
指导教师 梁必骐

中层气旋是发生在对流层中层的低纬度天气系统之一。它对低纬度地区的天气有着重要的影响。国内外的一些气象工作者曾对它进行过一些研究。^[1-7]

近年来发现,在我国南海及其附近地区,夏半年经常有中层气旋活动,而且往往带来大范围的降水、雷暴等天气,特别是有的中层气旋发展成台风后更带来恶劣天气,对华南地区造成严重影响。因此,对中层气旋的研究,是热带天气系统研究的一个重要课题,对我国社会主义革命和建设有着重要的意义。

本文所涉及的中层气旋,主要是指发生在700或500毫巴等压面上的气旋,它首先在对流层中层形成,以后逐步向上、下发展,在地面可以有,也可以没有气旋性环流出现。

我们主要利用广东省气象台1960—1975年夏半年(4—9月)的历史天气图资料,对出现在 10° — 30° N、 100° — 130° E范围内的中层气旋**进行普查,对中层气旋活动的一般气候规律作了统计分析,进行了分类,讨论了各类的形成过程,最后对中层气旋的结构和天气作了初步研究。

一、中层气旋活动的气候特征

南海及其附近地区的中层气旋,以700毫巴等压面上出现最多、最明显,所以我们主要根据700毫巴等压面图,对中层气旋进行统计分析,得到如下一些气候规律。

* 本文曾得到广东省气象台研究科同志的大力支持,本专业陈创买同志协助对部份个例的一些参数进行了计算。

** 我国习惯通称的西南低涡也是产生在对流层中层,但因其性质和本文所说的中层气旋不同,故未包括在内。

(1) 中层气旋的活动季节

夏半年,在南海及其附近地区,十六年中共出现44个中层气旋,平均每年约出现3个。除4月份外,其余月份都有中层气旋活动,其中以7—8月出现最多,约占总数的68%,而5月最少(见表1和图1)。这表明在南海及其附近地区中层气旋的活动季节,同东北太平洋和北大西洋的不同,即主要不是在冷季,而是在暖季活动频繁。中层气旋之所以多出现在盛夏季节,是同这个时期的热带辐合带在南海及其附近地

表1 南海及其附近地区中层气旋的统计

年 月	年						合計
	4	5	6	7	8	9	
1960						1	1
1961				1	1		2
1962				3			3
1963		1	1	1	1		4
1964				1	1		2
1965		1					1
1966		1					1
1967				1		1	2
1968				1	3		4
1969			1		1		2
1970					1		1
1971					1		1
1972			1	3	2		6
1973			2	1	1	3	7
1974		1					1
1975				2	4		6
合計	0	4	5	14	16	5	44
頻率%	0	9.0	11.4	31.8	36.4	11.4	100

区活动频繁、热带东风的盛行和赤道西风的卷入密切关联的。在4月间，因南海地区经常为西太平洋高压和南海高压所控制，中南半岛和南海一带盛行东北季风，而西南季风尚未建立，所以不易形成中层气旋。显然，这也是冷季中层气旋较少出现的原因。

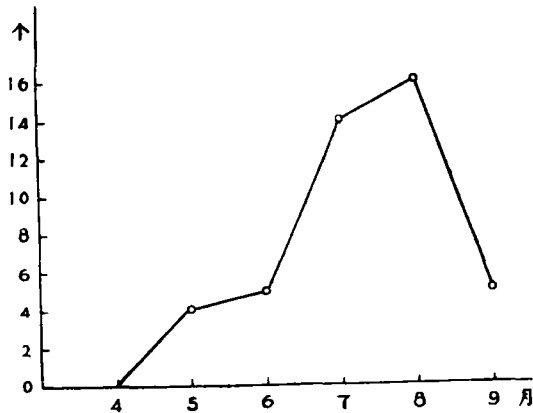


图1 中层气旋的逐月变化曲线

由图2可见，中层气旋出现的最高频率可能存在五年的周期。



图2 中层气旋的年际变化曲线

(2) 中层气旋的生成地区和空间分布

分区统计的结果(见图3)表明，在南海北部和中南半岛地区形成的中层气旋最多，约占总数的一半左右。这显然是因为夏季付热带高压位置偏北，在南海北部盛行付高南缘的偏东气流，而低层在该地区经常存在一支赤道西风气流，当两支气流

产生扰动而互相卷入时就易于形成中层气旋；也由于夏半年热带辐合带在这一地区特别活跃，极有利于中层气旋的产生。基于同样原因，南海南部产生的中层气旋也较多。在南海产生的中层气旋基本上是源于热带辐合带和东风扰动。中南半岛生成的中层气旋则主要来自西南季风扰动。在菲律宾附近洋面生成的中层气旋最少，不到总数的5%，可能是该地区的热带扰动多发展成热带低压和台风的缘故。

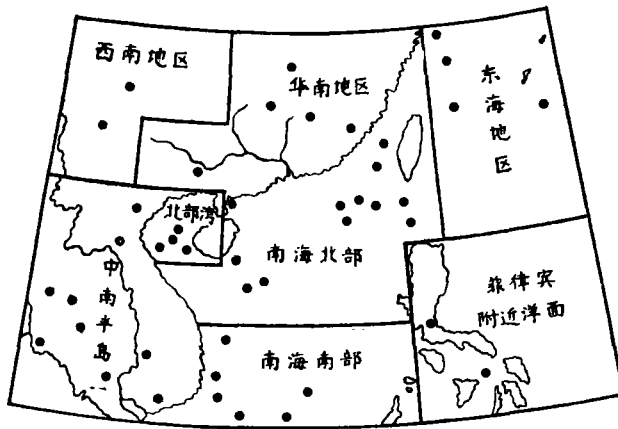


图3 中层气旋生成源地分布图

表2 中层气旋在各层等压面出现频率

层 次	月					合 计	频 率 %
	5	6	7	8	9		
500mb	4	5	13	15	2	39	88.6
700mb	4	4	12	15	5	40	90.9
850mb	3	3	7	11	5	29	65.5
地 面	1	3	4	7	1	16	36.4

由表2可知，绝大多数中层气旋都出现在700和500毫巴等压面上，尤其是700毫巴图上反映最明显。中层气旋大约三分之一左右能伸展到地面。我们按照中层气旋出现的天数，对500、700、850毫巴三层等压面分别统计的结果也表明，700毫巴面上出现最多，占中层气旋在各层出现总天数的40%；500毫巴面上出现的次数占35%；850毫巴面上出现最少，约占25%。

(3) 中层气旋的生命史

根据700和500毫巴图上中层气旋的活动情况，一个中层气旋从形成闭合环流起，直到消失或变性为止，全部历程平均5天，最长的达11天，最短的不到2天。

据统计，约有一半以上的中层气旋在海上或登陆后自行消失，约有1/3并入西风槽或季风槽内逐步消失，还有很少部分能变性为台风、热带风暴或锋面气旋。

(4) 中层气旋的移动

中层气旋的移动既受东风带气流的影响，也受西风带气流的影响，所以其路径不象温带气旋和热带气旋那样比较有规律，而是比较复杂。图4是几种基本路径模式。

偏西类	偏东类	抛物线类	打转类
			
			
			
			

图4 中层气旋的基本路径模式

统计表明，中层气旋以向西北和偏西方向移动的最多，约占56%；路径打转的占22%，向东和东南方向移动的最少。平均移动速度为15-20公里/时。一般是向偏西和西北方向移动时，移速快；向偏北和西南方向移动时，速度较慢；打转时移动最慢，有时甚至呈准静止状态。

二、中层气旋的分类及其形成过程

我们的研究表明，影响我国的中层气旋，其形成过程同国外的⁽²⁾一些研究结果是有不同的。

在南海及其附近地区活动的中层气旋，按其成因，大致可以分为四类：我们把热带辐合带上产生的称为辐合带类气旋；由高空西风槽切断或台风槽切断的低涡发展成的称为切断低涡类气旋；由东风扰动发展成的称为东风扰动类气旋；由西南

季风加强而形成的则称为季风扰动类气旋。

下面是各类中层气旋活动的一般特征及其形成过程。

(1) 辐合带类气旋

在夏半年, 付热带高压随季节逐渐北移, 位置较偏北, 其南侧的热带辐合带也往往随之北上, 在南海及其附近一带活动。这条活跃的辐合带, 不仅是台风而且也是中层气旋的主要孕育源地。据统计, 夏半年在南海及其附近地区发生的中层气旋, 以这类气旋最多, 约占总数的43%。

辐合带类中层气旋一般以700毫巴等压面上最清楚, 大多数在500毫巴等压面上也有明显反映, 在地面则时有时无气旋性环流。出现时间主要是7-8月。几乎全部生成于南海, 尤其是南海东北部。生成以后, 大多沿辐合带向偏西方向移动, 或随辐合带北抬而北上, 个别的也可脱离辐合带而向北移动。其生命史平均为4天, 最长可达8天左右。

由热带辐合带的涡旋扰动发展而成的中层气旋, 其形成过程主要有两类:

第一类, 中层气旋生成前, 在500(或700)毫巴等压面上, 太平洋付热带高压的位置偏北、偏西, 脊线位于 $25-30^{\circ}\text{N}$ 附近, 并西伸我国大陆地区。在华南沿海地区盛行高压南缘的偏东气流, 在中南半岛至南海一带则经常维持一支偏西气流, 这两支气流“相互依赖和相互斗争”的结果, 便往往形成一条横贯南海的辐合带。通常当西太平洋有台风在辐合带上形成, 并向西北偏北方向移近南海附近时, 常使付热带高压北移或断裂, 这时在南海的热带辐合带上易于产生涡旋扰动, 该涡旋扰动将随邻近的台风的发展而发展成中层气旋, 其原因可能是发展的台风上空强烈的反气旋流场激发了扰动上空的辐散流场, 因而促使扰动发展。据统计, 在700毫巴等压面上, 中层气旋一般形成在台风西侧12—15个纬距的地方。

另一类, 是随着热带辐合带的建立而同时产生中层气旋。由于付热带高压西伸至华南一带, 或台风西进至南海附近, 或印度季风槽向东扩展至中南半岛一带, 都有利于中南半岛和南海地区热带辐合带的建立⁽⁸⁾。与此同时, 往往在辐合带辐合气流明显的地方产生中层气旋, 它可以产生于水平切变较大的地方或负变高中心附近, 也可以形成于季风槽东端或台风槽的尾部。

这类中层气旋一般随着辐合带的消失而消失, 也有的并入季风槽内消失或移至孟加拉湾再度发展变性为热带风暴。

(2) 切断低涡类气旋

西风槽切断低涡发展成的中层气旋, 经常是对流层中层或高层西风槽东移至我国东部及其沿海地区后强烈加深的结果。

夏半年, 这类气旋出现的次数也较多, 约占27%, 在500毫巴等压面上最明显, 地面往往没有明显的气旋性环流。6—8月都可形成, 但以8月出现较多。其源地纬度较高, 一般都生成于 20°N 以北地区。移动路径比较复杂, 没有明显的规律, 东

移、西行、北上、南下、打转的都有。生命史一般较长,平均6天,最长可达10天以上。

这类气旋形成前的500毫巴等压面形势是,在亚欧中高纬度地区,经向环流发展较明显,槽脊振幅较大。当长波槽缓慢东移加深,延伸至低纬地区,而且槽区有较明显的冷中心或冷槽与之配合时,由于槽后的冷平流作用,常可在槽的南段切断为低涡,进而发展成中层气旋。如果这时在长波槽的东侧有台风移近时,台风西侧的偏北气流有利于引导冷空气南下,从而更有利于低涡的切断。这类过程一般都是自上向下发展的。

此外,当台风进入中纬度地区后,如台风槽南段出现冷中心或有冷舌伸入时,也有可能被切断出一冷涡发展为中层气旋。

这类中层气旋一般在陆地消失,个别的可发展为锋面气旋,还有个别的入海后可变性为热带低压,甚至发展为台风。

(3) 东风扰动类气旋

夏半年,在南海地区的对流层中、上层经常盛行一支较稳定的偏东气流,低层为一支赤道西风,当东风气流上产生扰动,同时有赤道西风卷入时,往往易于形成中层气旋。其出现频率约为21%。

这类中层气旋一般在700和850毫巴等压面上反映明显。在夏半年,除4月份外,其他各月都有此类气旋活动,而以9月出现较多。生成地区主要是南海。多沿东风气流向偏西方向移动,也有向偏北方向移动。生命史平均5天,当进入孟加拉湾再度发展时,可维持10天以上。

夏秋季节,这类气旋过程的主要特征是,在500和700毫巴图上,付热带高压呈东西向带状分布,比较稳定,高压脊西伸至我国大陆地区,在华南沿海和南海北部盛行高压南缘的偏东气流,在这支东风气流上经常有自东向西移动的东风扰动(包括东风波)产生。这时在850毫巴和地面图上,南海及其附近一带一般是低槽区,盛行赤道西风。当东风扰动移到南海或在南海地区产生时,如果有印度季风槽东伸或赤道高压北上,往往会促使赤道西风加强东传,当西风卷入东风扰动,便会使之发展形成中层气旋。这类过程常常是首先在中低层(700和850毫巴)开始,以后向上、下伸展。

另外,当西太平洋有台风在付热带高压南侧生成并北上时,也有利于南海地区东风扰动的产生和发展形成中层气旋。

这类过程,在夏半年各个月份的基本形势是大致相似的,所不同的是,5—6月份付热带高压位置较偏南,中层气旋多生成于南海南部。值得注意的是,南海南部东风扰动的产生和中层气旋的形成可能同澳大利亚高压的加强北移有关。

这类中层气旋大多是移入季风槽消失,或与孟加拉湾低压合并,个别的可发展为地面热带风暴。

(4) 季风扰动类气旋

在中南半岛和南海地区, 5月中旬开始进入西南季风期, 盛行西南季风。当季风加强东传, 往往会加强低空辐合, 有时便能发展为中层气旋。这类气旋为数不多, 只占9%。主要产生在5—6月。一般在850和700毫巴面上最明显, 地面不明显。生成后多向东北方向移动, 也有向偏西方向移动。生命史约5—6天。

这类中层气旋形成前的形势特征是, 在500毫巴图上, 中纬度地区以纬向环流为主, 不断有短波槽东移, 低纬度地区, 西太平洋高压位置偏南, 脊线位于 15°N 附近, 高压中心偏东, 常在 135°E 以东, 印度半岛一般为付热带高压控制, 中南半岛和南海地区为一相对低压区。在低层, 自孟加拉湾至南海一带为低槽区, 盛行西南气流。700和850毫巴图上, 华南沿海常有切变线存在。在地面图上, 我国大陆通常为变性高压控制, 华南沿海有静止锋活动。显然, 上述形势有利于冷空气南侵低纬度地区。当太平洋付热带高压西伸或南海高压建立时, 中南半岛和南海北部的西南季风也会随之加强, 这时如果500毫巴等压面上有西风槽东移, 引导冷空气自青藏高原东部南下侵入华南或中南半岛北部, 便会导致低空辐合的加强, 有时就会在静止锋末端的北部湾附近上空, 或者在低空切变线的西端形成中层气旋, 这类过程也是从中、低层向上伸展的。

三、中层气旋的结构

为了进一步了解中层气旋的性质和结构, 我们在普查历史天气图的基础上, 利用一些垂直剖面图和卫星云图做了分析, 此外, 还对一些个例的涡度、散度和铅直运动进行了计算和分析。

(1) 温压场和湿度场

中层气旋是一种较小的天气尺度系统。它在700毫巴等压面上, 水平半径约200—300公里, 个别的可达500公里左右; 其垂直伸展高度一般在7—8公里以下, 有的也可达10公里以上, 平均厚度约4—6公里。

中层气旋在700和500毫巴面上, 一般都有冷中心或冷舌与之配合, 特别是切断低涡类中层气旋, 这种结构最为明显。在500毫巴面上, 冷中心一般位于气旋的西南侧, 也有的同气旋重合。在中层气旋发展后期, 由于大量降水, 释放潜热增暖周围空气, 会使气旋中心附近的冷区逐步变暖或趋于不明显, 这一点往往是气旋减弱或变性的征兆。

除少数能发展为热带气旋或温带气旋的中层气旋外, 大多数中层气旋的水平气压梯度和温度梯度都比较小, 在700毫巴图上一般只能分析出1—2根闭合等高线, 与之配合的闭合等温线最多只能分析出一条, 尤其是出现在较低纬度的中层气旋,

其中心附近温度分布比较均匀，内外温差很小，一般只相差1—2℃。

在垂直方向上，中层气旋上空一般为反气旋环流，低空有气旋性环流或低槽与之对应。温度垂直结构如图5所示，在气旋上部偏暖，而下部偏冷。比较多的情况是，在气旋中心附近，500毫巴以下偏冷，400毫巴以上偏暖。

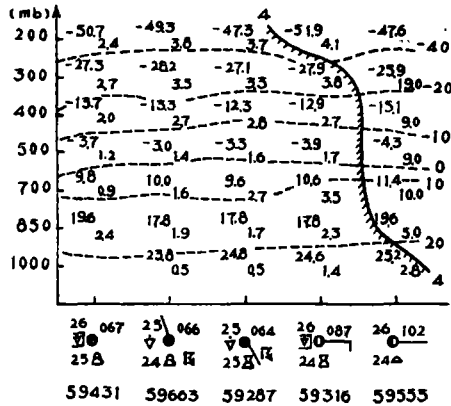


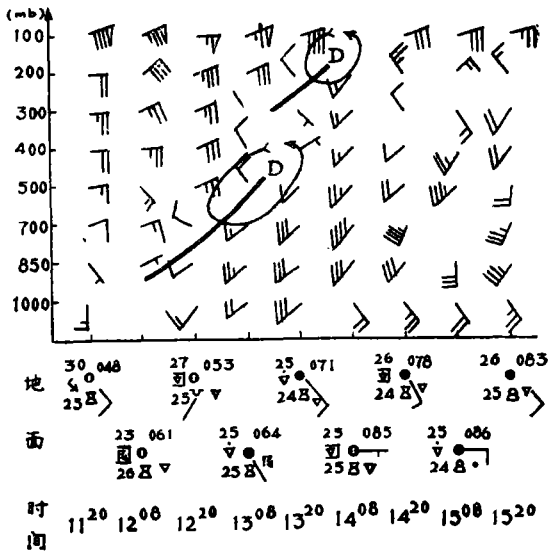
图5 中层气旋温湿场剖面图(1975年7月13日08时)

在500毫巴以下，中层气旋一般是随高度向冷区方向倾斜。因为冷中心大多位于气旋的西南侧，所以中层气旋的垂直轴线也大多是向西南方向倾斜。据统计，在东西向剖面图中，气旋中心轴线随高度向西倾斜的占60%左右；在南北向剖面图中，气旋中心轴线向南倾斜的约占80%。而向东、向北倾斜的比较少，还有一些是近于垂直状态。

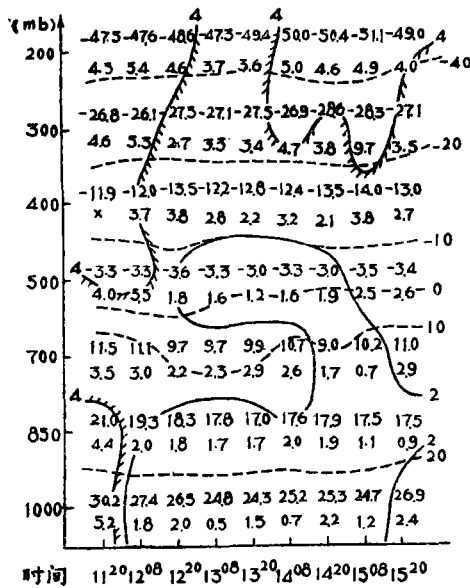
我们利用温度露点差作为湿度场的表征量，并规定其值 $\leq 4^\circ\text{C}$ 为湿区。分析发现，湿区主要分布在中层气旋中心附近(图5)。但由于中层气旋来源不同，其湿度场配置也有所不同。一般是产生于海洋上的中层气旋，湿度大，湿区范围也大，湿中心位于气旋中心附近和近海一侧，在陆地形成的中层气旋则比较干燥，中心附近往往是一干区，只有当它移入海洋上时才出现湿区。切断低涡类气旋的最大湿度中心一般位于气旋的东侧，而其他三类则多位于气旋的南侧或中心附近。

中层气旋的湿区经常是随气旋发展而向上伸展，在发展旺盛时其湿舌伸展高度最大，最高可达10公里以上。

图6是1975年7月中旬广州地区高空风和温湿场变化时间剖面图。由图可见，中层气旋过境的时间是先低层后高层，因为该气旋是自东向西移的，所以这可说明气旋的垂直轴线在这期间是向东倾斜的。另外，在气旋过境前，其温度在500毫巴以下是随时间略有降低，而400毫巴以上则随时间有所升高，这说明该气旋具有上暖下冷的结构特点。至于湿度，也是随时间增大，湿层升高，过境日(13日)湿区最高，伸达200毫巴附近。



(a) 高空风变化图



(b) 温湿场变化图

图6 1975年7月11~15日广州时间剖面图

(2) 散度、涡度场和铅直运动场

利用实测风的分量，对一些不同类型的中层气旋个例进行了水平散度和铅直相对涡度的计算，并根据连续方程由下而上逐层计算了它们的铅直速度。这里给出三

个例来讨论。

例 I、1975年7月11—16日辐合带类中层气旋

计算结果表明，该气旋在形成初期（图7a），气旋中心附近低层为辐合区，最大辐合位于850毫巴附近，辐合量级为 $1 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ；500毫巴以上为辐散区，200毫巴最大辐散在 $2 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 以上。这种高层辐散大于低层辐合的结构，为气旋的发展提供了条件。在气旋发展最盛期（图7b），对流层中、下层的辐合区显著扩大，辐合量亦有所增加，最大辐合中心出现在500毫巴上，位于气旋中心南侧200公里处，其数量级为 $3 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ；这时在气旋中心附近的上层，正散度已减小，且出现了微弱的辐合，表明该气旋的发展受到了限制。当气旋处于衰亡阶段时（图7c），气旋中心附近的对流层中、上部，散度结构已发生显著变化，200毫巴辐合明显增大，700—400毫巴出现辐散，只有850毫巴仍为辐合，这反映了该气旋的衰亡过程是自上而下的。

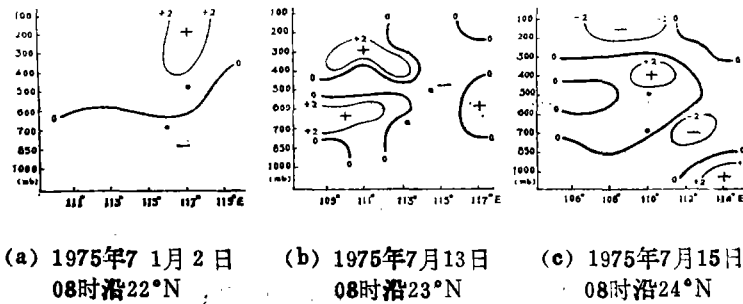


图 7 沿气旋中心的散度緯向剖面图（單位： 10^{-5}秒^{-1} ）

。中层气旋中心（以下同）

涡度场结构不似散度场复杂，在中层气旋的各个发展阶段，在气旋中心附近都为正涡度区，而且有最大值。在气旋发展最强时，中、下层正涡度区水平半径可达500公里以上，向上可伸达200毫巴，最大涡度中心位于500毫巴附近，其数值超过 $6 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ （图8）。随着气旋的减弱，正涡度区逐渐缩小，数值也自上而下逐渐减小，上层逐渐出现反气旋性涡度。

分析气旋的铅直速度场可知，在生成初期（图9a），气旋中心附近的最大上升速度仅为5厘米/秒，而且上升运动区只限于500毫巴以下，其上为下沉

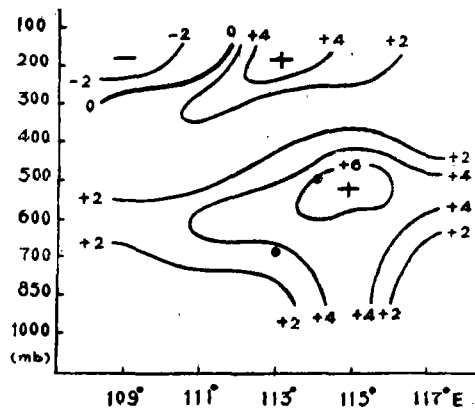


图 8 1975年7月13日08时沿气旋中心(23°N)的涡度緯向剖面图（單位： 10^{-5}秒^{-1} ）

运动区；在对流层中、下层，气旋中心的西部和北部为微弱的下沉运动，而在其东部和南部为广阔的上升运动区，最大上升运动出现在500毫巴气旋中心附近。气旋发展成热时(图9b)，自气旋中心往外约200—300公里范围内，从地面至200毫巴都是上升运动，最大上升速度达20厘米/秒。这时，与最大上升运动相对应的地面图上出现大暴雨中心。在气旋衰亡时期(图9c)，上升运动明显减弱，范围显著缩小，低层出现微弱的下沉运动，由于付热带高压加强西伸，气旋中心的东部出现大范围下沉运动。随着上升运动的减弱，雨量也相应地大大减弱。

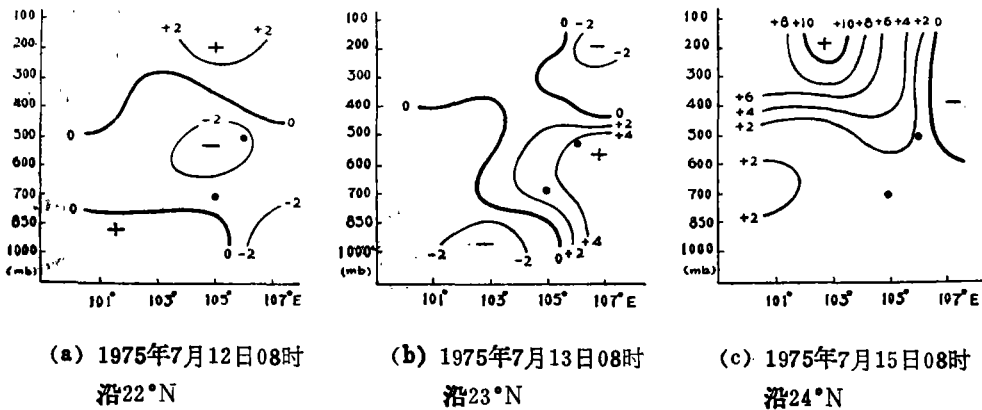


图9 沿气旋中心的铅直运动纬向剖面图(单位:厘米/秒)

例Ⅱ、1973年9月22—25日东风扰动类中层气旋

这类个例的散度和涡度场结构，同前面个例基本相似。在气旋生成初期也是高层辐散大于低层辐合，在气旋中心附近的中、下层为气旋性涡度，上层为反气旋性涡度。在气旋发展强盛时(图10a、b)，对流层中、下层辐合增强，气旋性涡度增大，高层辐散减小，反气旋性涡度向下伸展到400毫巴，无辐散层也在400毫巴附近，最大辐合和最大正涡度中心都出现在500毫巴上。在气旋衰亡时期，对流层高层出现辐合，中层出现辐散，只在700毫巴以下仍维持一定强度的辐合，这时中心附近的气旋性涡度也相应减弱。

该气旋的铅直运动场，同例Ⅰ有所不同。当它还处在东风扰动阶段时(22日)，在对流层中、下层，东风波前辐合，上升运动明显，波后辐散，为下沉运动；高层辐散，存在广泛的下沉运动。在气旋生成以后，中心附近出现大范围上升运动(图10c)，但在气旋的东部仍然是下沉运动区。以后随着气旋的衰弱，中心附近出现下沉运动。

相对来说，这个中层气旋无论辐合场或气旋性涡度区，或上升速度，都不如前述个例强，所以它只造成较小的降水，而且主要分布在气旋中心的西侧。

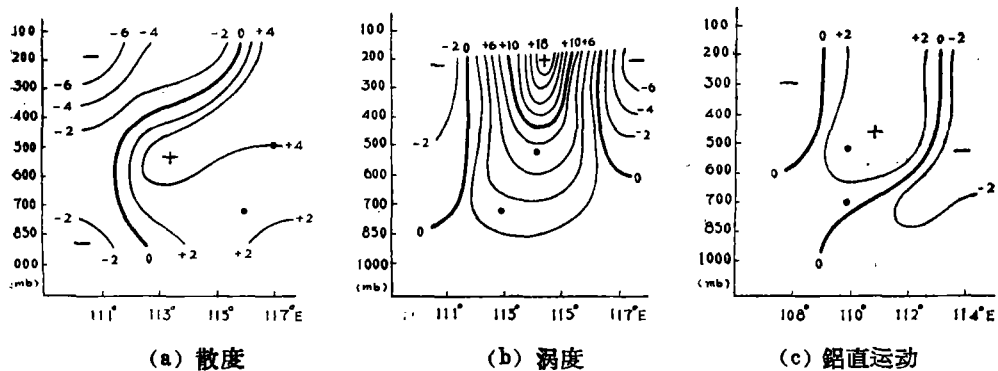
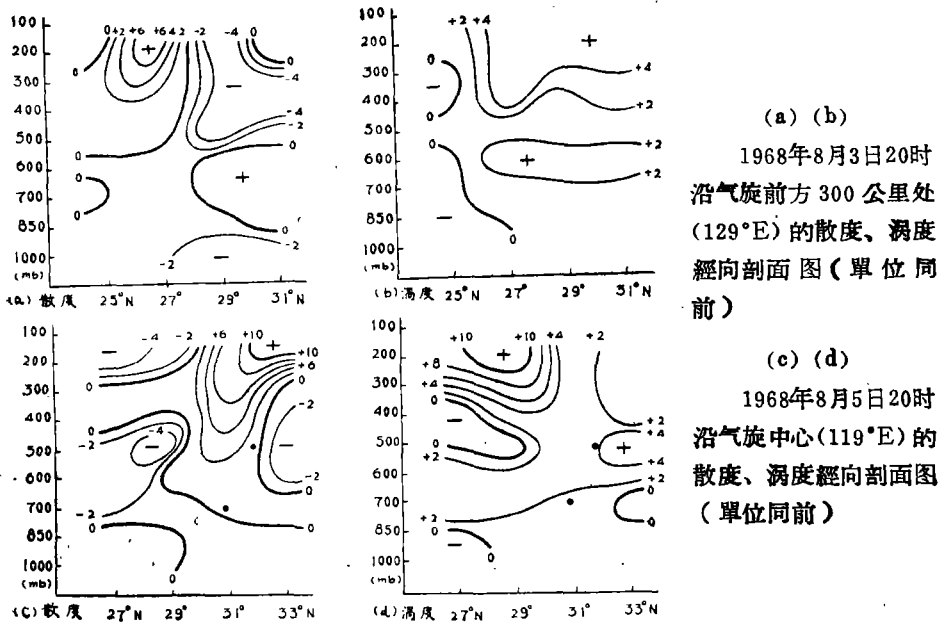


图10 1973年9月24日08时沿气旋中心(17°N)緯向剖面图(單位同前)

例Ⅲ、1968年8月上旬切断低涡类中层气旋

该气旋生成初期位于东海海面。我们只作了距气旋中心300公里处的散度、涡度经向剖面图(图11a、b),将它和以后几天通过气旋中心的剖面图进行对比分析,可以看到,3日气旋附近的最大辐合中心和最大正涡度中心都是位于200毫巴上,以后逐步下传,5日移至500毫巴上(图11c、d),6日下传至低层,在气旋中心附近,从地面至200毫巴都出现辐合和气旋性涡度,最大辐合中心和正涡度中心位



(a) (b)

1968年8月3日20时
沿气旋前方300公里处
(129°E)的散度、涡度
經向剖面图(單位同
前)

(c) (d)

1968年8月5日20时
沿气旋中心(119°E)的
散度、涡度經向剖面图
(單位同前)

图 11

于850和700毫巴上。这说明该气旋的形成同前两类不一样，它是自上向下发展的。另外，由图11c可以看到，该气旋发展后期的散度场结构，同前面两个气旋也有明显的不同，5日在气旋中心附近的高层，辐散不是减弱，而是显著加强了，在200毫巴上辐散量达 10×10^{-9} 秒 $^{-1}$ 以上，大大超过低层的辐合，这意味着该气旋将再度强烈发展，事实上它正在发展成锋面气旋。

从铅直速度分布来看，这个气旋也不同于前述个例分析的结果。在气旋生成初期（3日），中心附近由低层至高层的大范围地区都是上升运动。当它接近大陆后（4日），上升运动强度增大，最大上升速度超过23厘米/秒，范围却显著缩小，水平宽度只有200~300公里左右，而且主要分布在气旋北部和东部，而在气旋南部和西部广大地区为下沉运动（图12 a、b），前者大概同来自海洋上的暖平流有关，后者显然是由于西太平洋高压西伸和来自欧亚大陆的冷平流所引起的。此后，气旋北上，中心附近的上升运动区又有所扩展，尤其是低层上升运动明显加强，可能和高层的强烈辐散有关。

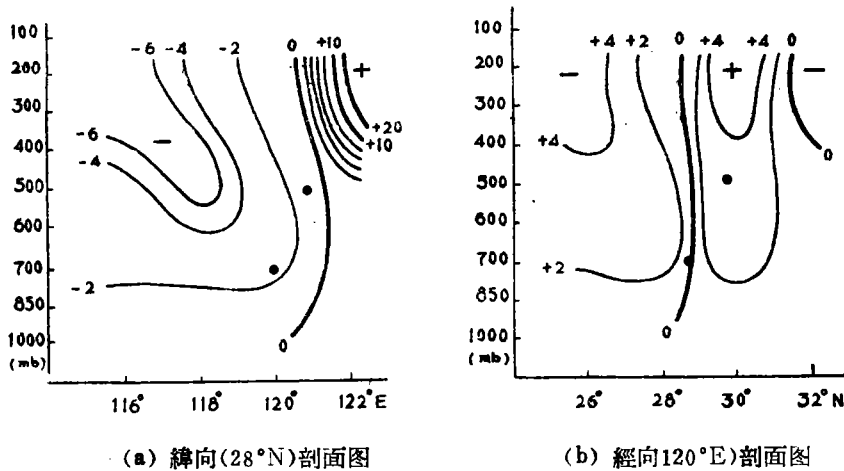


图12 1968年8月4日20时沿气旋中心附近铅直运动剖面图（单位同前）

综上所述，各个中层气旋的散度场、涡度场和铅直运动场的结构虽不尽相同，但也有其共同点，初步概括有如下几点：

①辐合带和东风扰动类气旋，在形成初期都是高层辐散大于低层辐合，后期则是低层辐合大于高层辐散，或是高层出现辐合，低层出现辐散。

②中层气旋发展最强时，最大辐合中心和最大气旋性涡度都出现在500毫巴气旋中心附近，这时上升运动也最强，在气旋中心附近从低层至高层都出现上升运动。

③暴雨区一般都出现在上升运动最强、低层辐合量较大的气旋中心附近。

(3) 云型结构特征

在中层气旋附近，广泛散布着发展的积云和浓积云，有时低层伴有层积云。在

积云上部可扩展为高积云和高层云，更高处可见卷云。在卫星云图上也可判别出这种云系分布。

我们对1973—1975年7—9月11个中层气旋的卫星云图分析表明，在气旋生成前后，云系结构比较松散，是一团稠密云系较小、无一定形状的云区，云区边界常有一些向外辐散的卷云纹线，云团南侧常有大量弯曲的云线卷入中心，这些显然是云团发展的征兆。当气旋发展最盛时，密蔽云区明显，一般具有逗点状或螺旋状云系结构，根据云型可以大致定出气旋的中心，如图13、14所示。在气旋趋于衰亡时，逗点状或螺旋状云系渐趋模糊，云区缩小、松散，最后消失或并入其他系统。

在国外文献中，曾经提到“付热带气旋也存在眼区”^[8]，但在我们分析的11个中层气旋中都没有发现眼区。



图13 1975年7月13日诺阿—2卫星云图

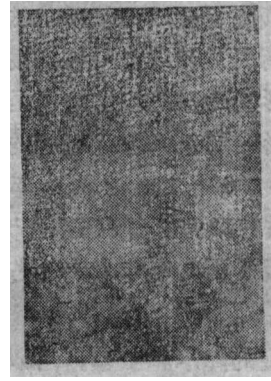


图14 1973年9月23日艾萨—8卫星云图

四、讨 论

1、中层气旋是发生在对流层中层的低纬度天气系统。在南海及其附近地区，主要出现在暖季，尤以七、八月份活动最频繁。生成源地主要是南海北部和中南半岛。出现层次以700和500毫巴等压面最多、最明显，在地面可有可无气旋性环流反映。生命史平均约5天，最长达10天以上，最短不到2天。最后结局多数是消失，部份能变性为热带气旋或锋面气旋。移动路径比较复杂，几乎向各个方向移动的都有，但以向西北和偏西方向移动的最多，路径打转的也不少。平均移动速度为15—20公里/时。

2、在南海及其附近地区生成的中层气旋，按其成因可以分为四类：

(1)辐合带类：由热带辐合带上的涡旋扰动发展而成。夏半年出现最多，约占总数43%。

(2)切断低涡类：由延伸低纬度的高空西风槽或台风槽切断低涡自上向下发展

而成。出现频率约为27%。

(3)东风扰动类：由于东风扰动(包括东风波)加强、赤道西风的卷入而形成。常由低层向上发展。出现频率约为21%。

(4)季风扰动类：主要生成于春夏过渡季节。由于西南季风加强，东风卷入而形成，常生成于地面静止锋末端和低空切变线西端，一般由低层向上发展。出现频率仅占9%。

3、中层气旋是一种较小的天气尺度系统，是一种冷性的气旋性涡旋。水平气压梯度和温度梯度都比较小。最大湿度、最强辐合和最大气旋性涡度一般都出现气旋中心附近，最大辐合中心和气旋性涡度中心多位于500毫巴上。气旋发展最强时，在复合气旋中心附近从低层至高层都出现上升运动。在卫星云图上，气旋发展旺盛时期，云型一般具有逗点状或螺旋状云系结构。但没有观察到眼区。

4、中层气旋可造成比较恶劣的天气，通常都伴有暴雨和雷暴，个别的可引起地面大风。在南海及其附近地区活动的中层气旋，大部分都对我国南方地区的天气有重要影响。影响严重的地区主要是华南，尤其是沿海一带。当有其他系统与之配合时，有可能影响到长江以南地区的天气。

据统计，1960—1975年夏半年出现的44个中层气旋，有36个对我国天气有直接影响，占总数的82%。一般都带来大雨到暴雨。在上述36个有影响的气旋中，造成一个站以上出现暴雨的有22个，约占61%，其中造成大暴雨(≥ 100 毫米/日)的有15个，占42%。

中层气旋的降水和雷暴，可以是它单独造成的，也可以是它和其他系统(例如热带辐合带、高空切变线、地面静止锋等)结合而造成的。前者影响范围较小，一般只有几百公里，后者影响范围较大。

降水基本上出现在气旋中心附近，但各类气旋的降水区分布不尽相同。一般而言，大、暴雨中心：辐合带类主要出现在中心附近或东南侧，切断低涡类主要位于中心附近或其东侧，东风扰动类和季风扰动类，则多出现在气旋西部。

5、中层气旋预报的几点初步意见：

①生成的预报：切断低涡类气旋的生成，主要着眼于当西风长波槽延伸至低纬地区时，槽的南端有否冷中心或冷舌配合。其他各类气旋则应注意在有热带扰动出现的地区，有否东风或赤道西风的加强卷入。在有热带扰动活动的地方，如果出现明显的负变高，有可能产生中层气旋。另外，台风的移近也往往是激发中层气旋形成的有利条件。

②发展的预报：高低空各层低涡和低槽的迭加，常常是气旋发展的前兆。气旋入海，特别是入海后，如果与热带系统(如热带辐合带、东风波、热带低压等)结合，有可能强烈发展，甚至发展为台风。气旋由冷心结构变成暖心结构，往往是它变性发展为热带气旋的征兆。另外，西南季风的明显加强也是中层气旋形成发展的一个

有利条件。

③移动的预报：各类气旋移动的气候统计规律可作预报依据之一。中层气旋尺度较小，它一般是沿着高空引导气流的方向移动。它的移动还常常和其中心附近的大风方向一致。此外，辐合中心，正涡度中心和负变高压区都对中层气旋的移动有指示意义。

④卫星云图的应用：卫星云图是鉴别中层气旋发生发展和移动的重要诊断工具。在南海有云团活动时，如果云团的西南或东南方有大量云系卷入，特别是有长螺旋云带出现时，该云团将发展，有可能形成中层气旋。如果气旋已形成，则上述迹象常常是它发展的征兆之一。当密蔽云区四周的任一方，出现短而细的卷云线向外辐散时，也是气旋将发展的一个征兆。如果中层气旋的云型呈较完整的逗点状或螺旋状结构时，这表明它已发展到盛期，预示着未来将不会强烈发展或逐渐减弱。但如果有新的云团与之合并，则有可能再度发展。

参 考 文 献

- [1] 广东省气象台：南海东北部中层气旋的个例分析，热带天气会讲论文集，1976,5.
- [2] R. H. Simpson: Evolution of the Kona Storm, a subtropical cyclone, J. of Met. Vol. 9(1), 24—25.
- [3] C. S. Ramage: The subtropical cyclone, J. Geophys. Research, 67,1962, 1401—1411.
- [4] C. S. Ramage: The summer atmospheric circulation over the Arabian Sea, J. Atmos. Sci. 23, 1966, 144—150.
- [5] F. R. Miller and R. N. Kesharamurthy: Structure of an Arabian Sea summer monsoon system, IIQE Met. Monogr. I, East—West Center Press, Honolulu, 1968.
- [6] T. N. Krishnamurti and R. S. Hawkins: Mid—tropospheric cyclones of the Southwest monsoon, J. of Appl. Met. Vol. 9(3), 1970, 442—458.
- [7] D. B. Spiegler: unnamed Atlantic tropical storms of 1970, Mon. Wea. Rev., 99, 1971, 966—976.
- [8] 广西气象台研究室、中山大学地理系气象教研室：中南半岛和南海地区热带辐合带的初步分析，中山大学学报(自然科学版)，1975, 2, 108—120.