

论东亚梅雨锋的大尺度环流及 其次天气尺度扰动*

斯 公 望

(杭州大学地理系)

提 要

本文论述东亚梅雨锋的大尺度环流及其天气尺度扰动,提出了以下的论点:东亚梅雨是印度季风体系与北太平洋哈得来(或信风)体系之间的过渡带中产生的现象;梅雨锋是半热带、温带性质的天气系统;梅雨锋暴雨的发展与梅雨锋上次天气尺度扰动有关。文中给出了东亚梅雨锋的大尺度环流及其扰动的概念模式。

一、引 言

从中国的东南部到日本西南部的东亚梅雨区是“亚洲副热带湿润区”,也是我国气象学者所称的东亚季风区。东亚季风主要表现为降雨带的季节性北移和南退。在雨带北移过程中,初夏时期停留在我国长江流域中、下游至日本南部一带,停留时间约一个月左右,并时而发生暴雨,这就是东亚的梅雨时期,它是这区域全年雨量最集中的时期。梅雨期的长短可造成该区域的旱涝现象。

东亚梅雨是季风现象之一,并已进行大量的观测、诊断和数值模拟研究。本文从东半球大气环流的观测事实为基础,建立东亚梅雨现象的大尺度环流概念模式。

东亚梅雨锋位于 30°N 附近,与极锋有明显的性质上的差异。梅雨锋的主要天气现象是梅雨锋雨带和暴雨。梅雨锋有时加强、暴雨发展;有时减弱,甚至消失。梅雨锋加强、减弱与梅雨锋上次天气尺度扰动有关。本文将讨论梅雨锋上的扰动。

二、东亚梅雨是印度季风体系与北太平洋哈得来(或信风)体系之间过渡带中产生的现象

全球热带纬向平均的经圈环流是信风体系,或称哈得来体系。北半球该环流在赤道附近是 ITCZ 区,空气在低层辐合上升;在 30°N 附近是副热带高压带,对流层空气下沉;对流层上部为西南风,下部为东北信风。

南亚地区受海陆分布和大地形的影响,导致南亚区域热带哈得来体系的破坏,产生了夏季季风体系。图 1 为 7 月的地面流线和海平面气压图。北太平洋上副热带区域是地面高压带,高压南侧的东北信风与南半球的东南信风在赤道附近交汇形成 ITCZ。因此,

* 本文于 1987 年 4 月 20 日收到,1987 年 12 月 30 日收到修改稿。本文为国家自然科学基金资助项目。

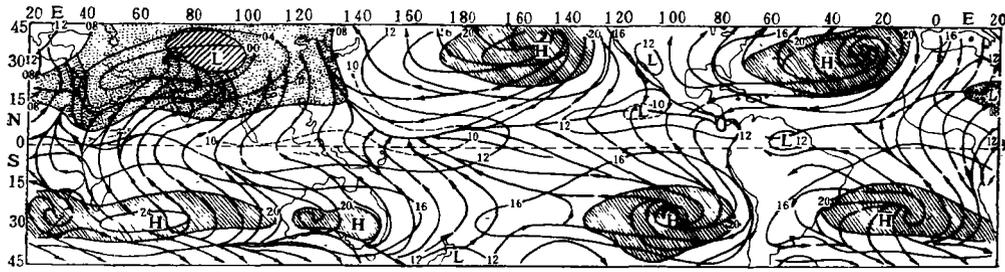


图 1 多年平均 7 月地面流线和海平面气压图^[1]
 (等压线的气压值需加 1000hPa。图上线影区是 1020hPa 以上的高压区(H);
 点影区是 1008hPa 以下的低压区(L))

在热带北太平洋上存在典型的哈得来环流体系。在印度次大陆附近区域的环流则与北太平洋上的相反，在副热带区域为低压区，该副热带低压的南侧为南半球东南信风越赤道后形成的西南季风，当西南季风接近副热带低压时转而流向低压中心，形成了一条风的气旋性切变区，这就是印度北部的印度季风槽。印度季风槽实际是热带大陆区域的ITCZ。从 Riehl^[1]给出的 1 月和 7 月 ITCZ 平均纬度位置([1]中的图 1.10)，北太平洋上 ITCZ 7 月的位置在 10°N 以南，而印度次大陆附近 ITCZ 7 月的位置到达 20°N 以北。从 1958 年 7 月计算得出印度季风区域的经圈环流^[2]，整个高原到 15°N 区域都是上升运动，在 10°N 以南的赤道区域为下沉运动，对流层上部为东北风，下部为西南季风。这表示了热带经圈环流的季风体系。季风经圈环流体系与北太平洋上的哈得来环流体系是相反的，东亚地区正好位于这两个相反的热带经圈环流体系之间的过渡区域，也是大陆ITCZ (或印度季风槽) 与北太平洋ITCZ 的过渡区。大陆和海洋 ITCZ 的不连续也可以从多

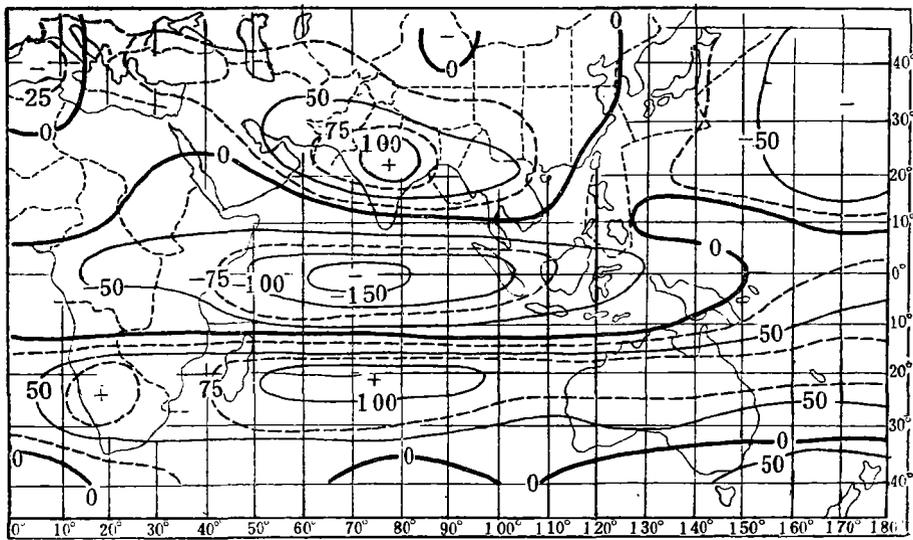


图 2 850hPa 6—8 月热带平均相对湿度分布图^[3](相对湿度单位 $10^{-7}s^{-1}$)

方面得到证明。图2为6—8月850hPa热带平均相对涡度分布图,在夏季风时期,印度季风槽与北太平洋赤道附近的ITCZ区域各为一条正相对涡度极大值带,在它们之间,正涡度区断裂,在菲律宾附近出现负涡度。这是大陆与海洋ITCZ之间发生不连续的证明之一。图3为1979年6月28日23:38—23:53 GMT TIROS-N可见光照片。根据Krishnamurti等^[4],1979年6月26—29日是印度季风的活跃期,这时也是东亚梅雨期^[5],图上印度季风槽云带位于20°N附近,北太平洋ITCZ云带中心在5—10°N,两条云带在中南半岛发生不连续。在这不连续区出现东亚的梅雨锋云带。图1指出,在印度季风槽与北太平洋ITCZ之间的过渡区中,西南季风深入中国大陆,并沿西太平洋副热带高压的边缘向北流动,当它与西风带极地冷空气在副热带交汇时形成梅雨锋。

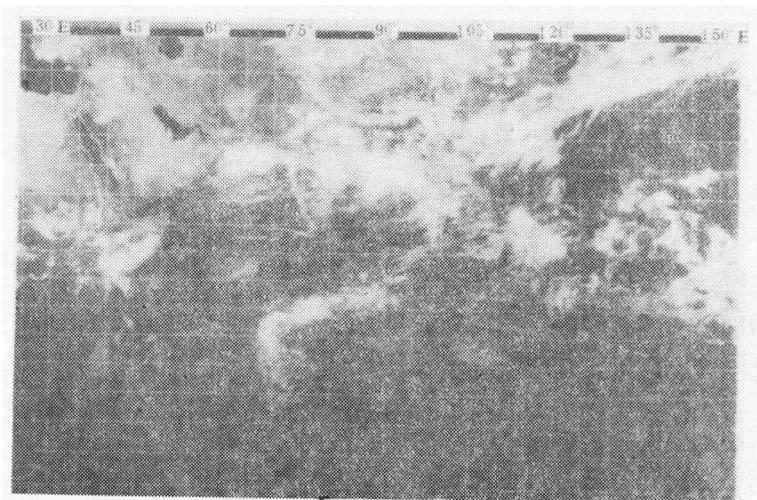


图3 1979年6月28日23:38—23:58GMT TIROS-N可见光云图

梅雨区附近的对流层流场可用图4表示。

孙淑清^[6]指出,东亚梅雨期的低空西南急流与印度西南季风潮的东传相联。王继志与李麦村^[7]也指出,在110°E附近有一支来自南半球的越赤道气流,它与华南低空急流相联,并对华南前汛期暴雨和江淮流域暴雨都有影响。上述工作也证实了东亚梅雨的形成与印度西南季风或来自110°E的南半球越赤道气流之间的直接关系。由于东亚梅雨是与印度西南季风相联的现象,这就不难理解印度西南季风爆发与东亚入梅之间的相互联系。早在本世纪50年代,陶诗言等^[8]指出两者在日期上的一致性。叶笃正等^[9]已指出,它们都是大气环流从冬季型转变到夏季型的突变时期发生的现象。印度西南季风爆发与东亚入梅之间的相互联系可描述如下:随西南季风向印度大陆推进,约一个星期左右,季风到达印度北部,这是印度西南季风爆发现象,印度气候由干季转而进入雨季;与此同时,西南季风也深入中国大陆东南部,并在30°N附近与北方冷空气交汇形成梅雨锋,东亚入梅。我们也可想象,当东亚入梅是与110°E附近越赤道气流相联时,这时东亚入梅日期就会与印度西南季风爆发日期不相一致。这有待于进一步的研究。

从图4可以看出,梅雨锋既非热带系统,也非温带系统。印度季风槽与北太平洋ITCZ是纯热带系统,它们是热带气团的汇合区。极锋是纯温带系统,它是副热带气团

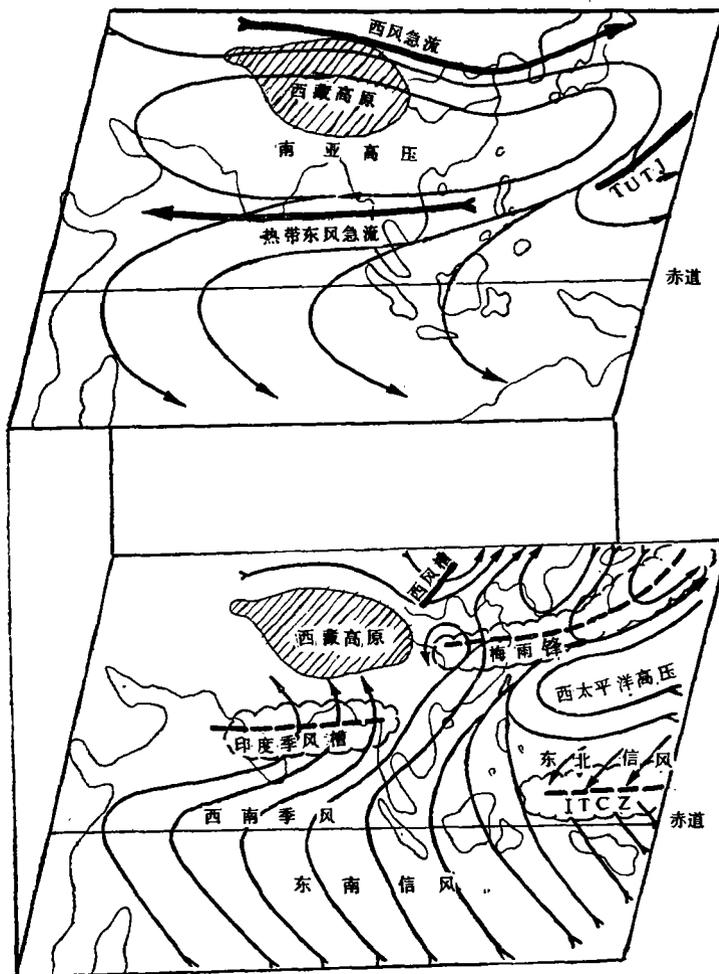


图 4 东亚梅雨区的大气环流模式(TUTT 为热带对流层上部高空槽)

与极地冷气团的汇合区。梅雨锋是热带气团直接与副热带高压北侧的极地冷气团交汇，它是介于热带系统和温带系统之间的系统，具有半热带、半温带性质的系统。

三、梅雨锋的大尺度特征和天气

梅雨锋是半热带、半温带性质的天气尺度系统，它在性质上与极锋有明显的不同。二宫^[10]对比了梅雨锋与极锋的特征，他发现梅雨锋是一条比较稳定的副热带锋系，锋面的位温水平梯度较小，但有较强的相当位温水平梯度，锋面上的扰动大多属于中尺度 α (日本称为中间尺度)的气旋，锋区的大气层结为中性或弱不稳定。

计算证明^[10]，在梅雨锋区存在由对流层中的差动相当位温平流形成的位势不稳定。当梅雨锋受到低压扰动的作用时，由平流作用形成的位势不稳定会释放并产生强降水，同时也使梅雨锋区形成中性大气层结。

梅雨锋的东段和西段具有不同的性质。图 5 为梅雨槽或切变线的对流层流场示意

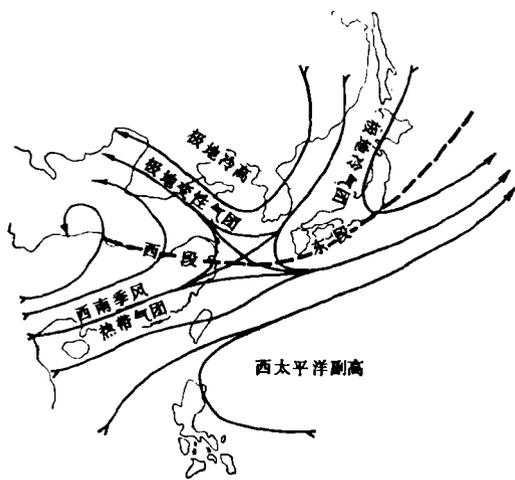


图 5 对流层下部梅雨槽或切变线的气流示意图

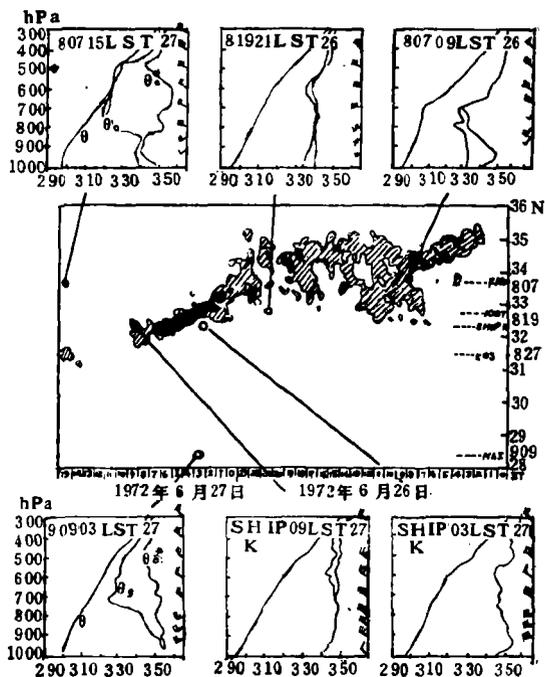


图 6 1972年6月26—27日时间递推雷达回波图及其附近测站的 θ , θ_e 和 θ_e^* 垂直廓线^[11]

图。梅雨锋的西段位于中国大陆，它是热带气团与极地变性气团之间的交汇区，具有明显的西南风与东南风的切变。西段梅雨锋的水平温度梯度小，风的水平切变强，梅雨锋的东段位于日本南部，它是流到副热带高压北侧的热带气团与极地冷气团之间的交汇区。二宫等^[11]在分析一次梅雨锋低压的结果指出，热带气团沿着太平洋反气旋西缘向北输送。图6为1972年6月26—27日这次低压的时间递推雷达回波及其周围测站的探空曲线。当测站819和Shipk位于气旋的暖区时，其探空曲线表现出具有典型的热带气团的特征，即在对流层中下部为位势不稳定大气层，并具有较高的湿度。在这两个测站南边的测站909，其探空曲线表现出副热带气团的特性，即除地面附近湿度较大以外，整个对流层的空气都非常干燥。由此证明热带气团位于副热带气团的北侧。由于梅雨锋东段是极地冷气团与热带气团的交界面，故锋区有较大的水平温度梯度，具有一定的斜压性，锋区在垂直方向上向冷心倾斜。故梅雨锋东段偏向于具有极锋的性质。

梅雨锋东段和西段性质的差异也反映在梅雨锋区上升运动的强迫动力因素有差异。用平衡 ω 方程的诊断研究得出(参见[12])，梅雨锋西段的上升运动主要的强迫动力因素是潜热释放和低层摩擦切应力，而东段的强迫动力因素中，差动涡度平流、温度平流、低层摩擦切应力以及积云对流潜热等都具有重要的作用。

郭英华和Anthes^[12]也从东亚梅雨的中尺度数值模拟证实了梅雨锋东段和西段在性质上的差异。

四、次天气尺度扰动与梅雨锋暴雨

1. 梅雨锋的活跃期与减弱期

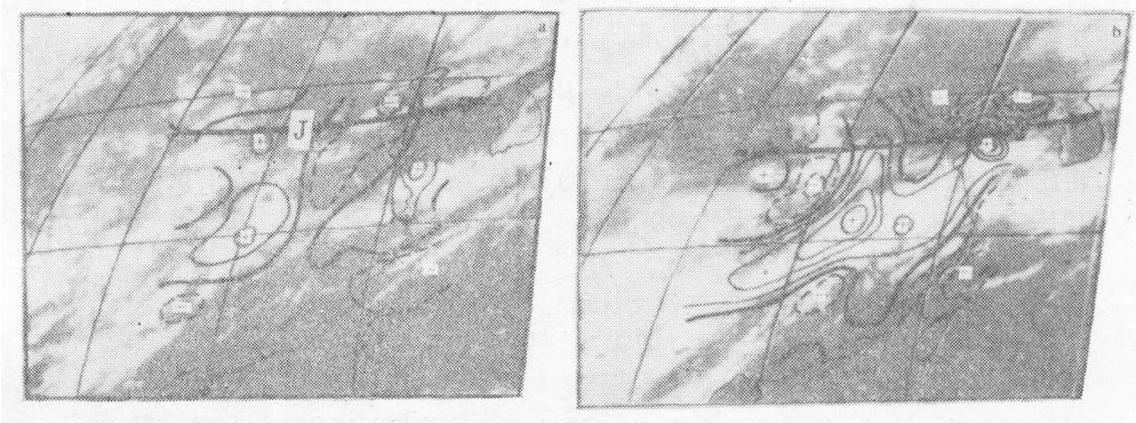


图 7 GMS 红外云图与 200hPa 散度^[13]

(a: 1981 年 6 月 26 日 20 时(北京时),

b: 1981 年 6 月 27 日 08 时(北京时);

图中粗实线为散度零线, 细实线为辐散区, 细虚线为辐合区, 散度单位 $10^{-5}s^{-1}$;
等值线间隔 2 单位一条, 粗箭头为高空急流轴, “J”为急流中心)

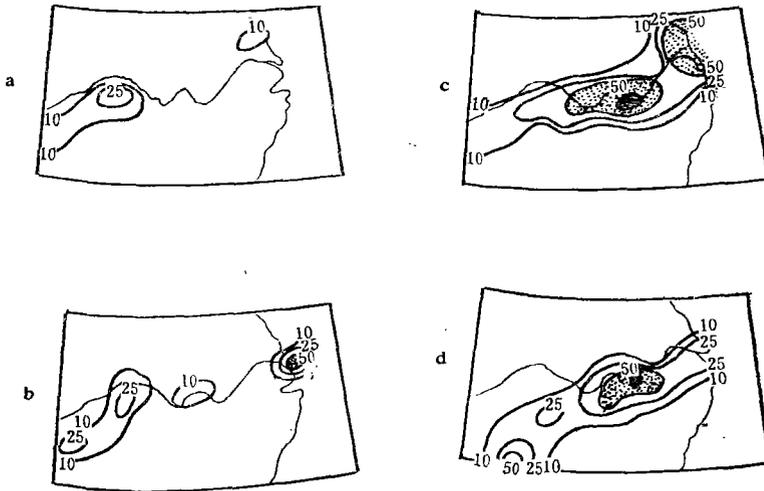


图 8 1981 年 6 月 26 日 08 时—28 日 08 时(北京时)每 12 小时雨量图^[13]

(a 26 日 08—20 时, b 26 日 20 时—27 日 08 时, c 27 日 08—20 时, d 27 日 20 时—28 日 08 时;
雨量单位 mm, 影区为 60mm 以上的雨区)

梅雨锋维持时期, 有时沿整条锋区是一条雨带, 并有大范围的暴雨区; 有时梅雨锋雨带发生断裂, 只在个别地点发生暴雨。这代表了梅雨锋两种不同的状态。图 7 为 1981 年 6 月 26 日 20 时和 27 日 08 时(北京时)的 GMS 红外云图。图 8 为 1981 年 6 月 26 日 08 时—28 日 08 时(北京时)的每 12 小时雨量图。1981 年 6 月 26 日 20 时的卫星云图上, 梅雨锋云带云层较薄, 宽度也狭窄。与这时期相应的梅雨锋雨带(图 8a, 8b)是断裂的, 有零散的暴雨区。6 月 27 日 08 时, 卫星云图上梅雨锋云带云层增厚, 云带变宽。与此云带相应的梅雨锋有一条完整的雨带(图 8c), 并有成片的暴雨区。

这两种梅雨锋的状态与高空的散度型存在密切的相关。梅雨锋减弱期(图 7a), 对流

层上部长江中游为一个辐合区,辐合区两侧为弱辐散区。与高空辐合相联的对流层下沉运动使该区域内的梅雨锋云带减弱,甚至消散,由此造成梅雨锋雨带的断裂。梅雨锋活跃期(图7b),对流层上部沿长江流域为一片较强的辐散区,与高空辐散相联的对流层上升运动触发梅雨锋区的位势不稳定释放,对流发展使梅雨锋云带增厚变宽,暴雨发展。由此得出梅雨锋的活跃或减弱与梅雨锋区的垂直运动发展密切相关,而锋区的垂直运动又是受次天气尺度扰动对梅雨锋作用产生的。因而次天气尺度系统对梅雨锋的扰动是导致梅雨锋活跃和暴雨发展的原因。

2. 引起梅雨锋活跃的次天气尺度扰动

次天气尺度扰动有多种类型。目前已发现的有以下一些系统:

1) 高空急流中心

梅雨期,东亚对流层上部为南亚高压控制下,副热带西风急流北移到 40°N 附近,位于梅雨锋的北侧。在平直西风环流条件下,经常有高空急流中心沿着急流轴东移。高空急流中心是流场上的一种次天气尺度风速扰动,一些研究^[14-15]已证实,梅雨锋北侧的高空急流中心是对梅雨锋产生扰动并引起低空急流和暴雨发展的重要次天气尺度系统。

高空急流中心对梅雨锋扰动的机制是非地转强迫引起的二级环流。高空急流中心的非地转风作用造成急流中心的入口区右侧和出口区左侧为辐散区,入口区左侧和出口区右侧为辐合区^[16]。受此高空散度的强迫,在入口区形成一个直接热力环流,上升支在急流轴南侧,下沉支在急流轴北侧;在出口区形成一个间接热力环流,上升支和下沉支各在急流轴的北侧和南侧。斯公望等^[14]已指出,在高空急流入口区右侧的对流层上部辐散可造成对流层下部的负变压,由变压风的作用可引起低层西南风急流的形成和发展。一些研究^[15,17]指出,高空急流中心右后侧与低空急流左前侧是梅雨锋暴雨的发展区。高坤与黄安丽^[18]给出了东亚梅雨期高低空急流耦合对梅雨锋扰动导致暴雨发展的实例(图9)。1979年6月23日08时—20时(北京时),高空急流中心移到黄河下游,低空急流位于其入口区的右侧,这时出现一次梅雨锋暴雨。24日08—20时,该高空急流中心东移入海,暴雨减弱,同时在河套南部又有一个新的高空急流中心东移。25日08时,这个新的急流中心移到黄河下游,长江中下游位于它的入口区右侧;在低空又有新的低空急流发展,梅雨锋上又出现一次暴雨过程。

关于高空急流中心对梅雨锋扰动的天气过程模式可如图10所示。梅雨期,西风带急流位于梅雨锋的北侧。当梅雨锋位于高空急流中心出口区右侧下方时,高空辐合引起的下沉运动使梅雨锋减弱,梅雨锋雨带断裂。当高空急流中心东移,其入口区右侧位于梅雨锋上空时,高空辐散引起的上升运动导致梅雨锋活跃,梅雨锋雨带形成,暴雨发展。

2) 西风带短波槽

由青藏高原北缘东移的西风带小槽可以对梅雨锋产生扰动。

高空短波槽是弱位势场扰动,也是一个涡度平流系统。在短波槽的前方由高空正涡度平流的强迫作用而引起上升运动的发展。当短波槽前的上升运动作用在梅雨锋上时将引起梅雨锋的活跃和暴雨发展。

高空短波槽常在卫星云图上可见槽前有一片卷云区。天气实践表明,当高空卷云区

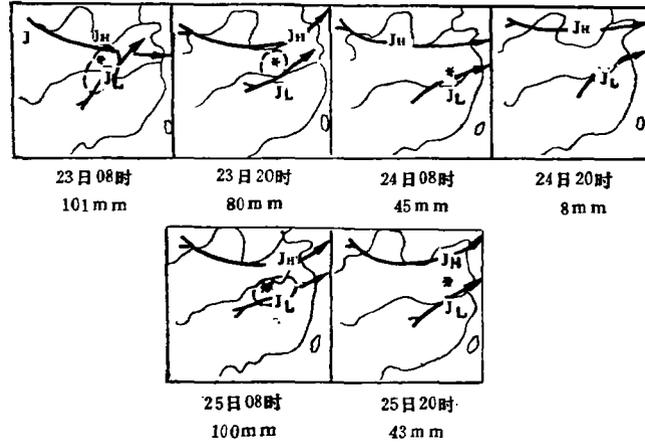


图 9 1979年6月23—25日高低空急流及暴雨区动态图^[18]
 (图中“J_H”和“J_L”各表示高低空急流中心，虚线为12小时雨量大于50 mm 的区域，“*”表示暴雨中心、其雨量值记在图的下方)

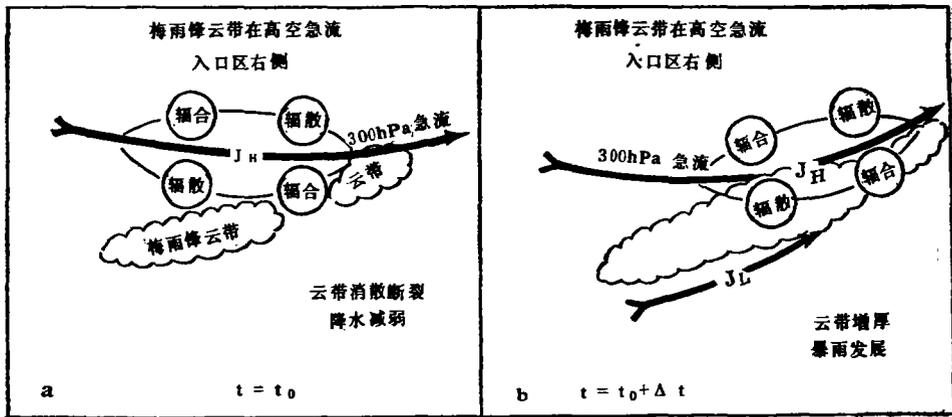


图 10 高空急流中心对梅雨锋扰动的天气过程模式

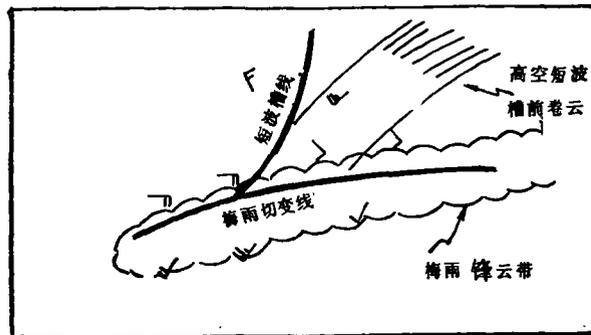


图 11 高空短波槽对梅雨锋扰动的天气模式

重叠到梅雨锋云带上时，梅雨锋暴雨发展。

高空短波槽对梅雨锋扰动的天气模式如图 11 所示。梅雨锋暴雨区主要产生在槽前的高空辐散和对流层上升气流区中。当高空短波槽较弱并主要是东移时，槽线的尾端将与梅雨锋切变线合并，梅雨锋云带将维持在原来的位置，梅雨锋西段的性质不受影响。当冷空气较强，高空短波槽向南发展，这是可以把梅雨锋云带推向南方，同时梅雨锋变得具有较强的斜压性，呈现有冷锋的性质。这样的过程可以解释梅雨锋有时不具锋面的性质，而有时又转变为具有锋面性质这种现象^[19]。

3) 西南涡

西南涡是西藏高原背风坡产生的中尺度 α 涡旋系统，涡旋发生在 850—700 hPa 等压面上，地面与 500 hPa 以上则不明显。

西南涡发生的过程有多种类型^[20]。西南涡形成以后，在没有短波槽影响时，涡旋停滞少动。但当有高空短波槽影响时，涡旋可以在短波槽的牵引下沿着梅雨锋切变线东移，因此西南涡本身是位于梅雨切变线上的中尺度 α 扰动。西南涡东移的天气过程模式如图 12 所示。当短波槽线入侵西南涡时，低涡后部出现冷平流，将使低涡沿着切变线东移。有时形成预报员称之为“北槽南涡”的形势。

在有西南涡的情况下，梅雨锋区的上升运动可存在几种动力强迫作用：① 高空短波槽前正涡度平流强迫的上升运动。② 西南涡本身强迫的上升运动，这是当西南涡的流场风速大于地转风风速时，在低涡中心产生气流辐合而引起对流层的上升运动。黄福均^[21]的西南低涡合成分析得出合成低涡中心 500 hPa 以下为气旋性涡度和辐合区，200 hPa 上为反气旋涡度和辐散区。他的结果表明了低涡本身的动力强迫作用。③ 低涡南侧低空急流的非地转动力强迫上升运动。低空急流的动力强迫是与低涡本身的动力强迫是相互独立的动力作用。图 13 为华南前汛期合成西南涡的二级环流图，在涡旋中心有一支上升气流，这是涡旋本身强迫的上升运动。另外在涡旋中心南方 300 km 处又有一支上升气流，这代表由低空急流强迫的上升气流。

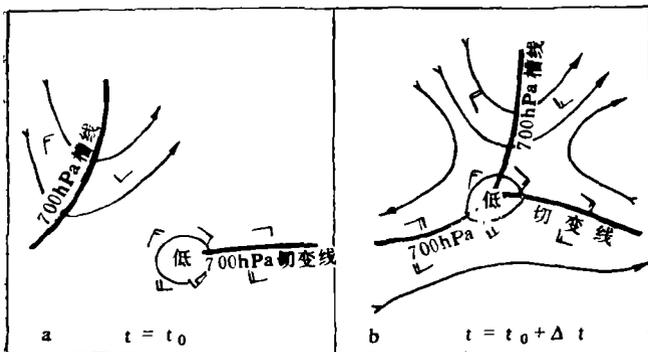


图 12 西南涡沿梅雨切变线东移的天气过程模式

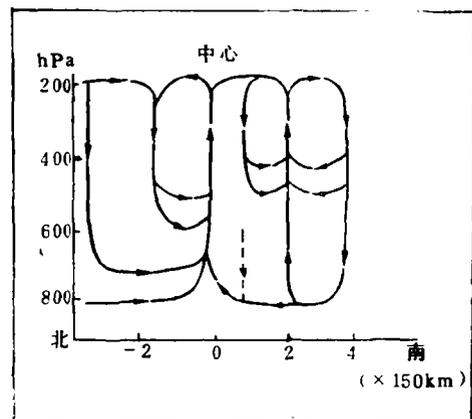


图 13 华南前汛期合成西南涡二级环流图^[22]

在西南涡的情况下，有时这些动力强迫作用可聚集在一起，这将造成梅雨锋更强的活跃程度，形成严重的暴雨天气。

4) 中间尺度气旋

尺度在 1000—3000 km 的气旋称为中间尺度气旋。它与天气尺度气旋的差别是后者在对流层上部有高空槽相配合，而前者在 500 hPa 上是平直西风环流，气旋性扰动的动能只限于 500 hPa 以下，在对流层上部则有一个暖心和高压脊。两者结构的差异表明了这两种气旋形成的动力作用和机制有差别。天气尺度气旋发生的机制是斜压不稳定，而中间尺度气旋发生的机制是 CISK，其发展和对梅雨锋的扰动天气过程可如图 14 所示。

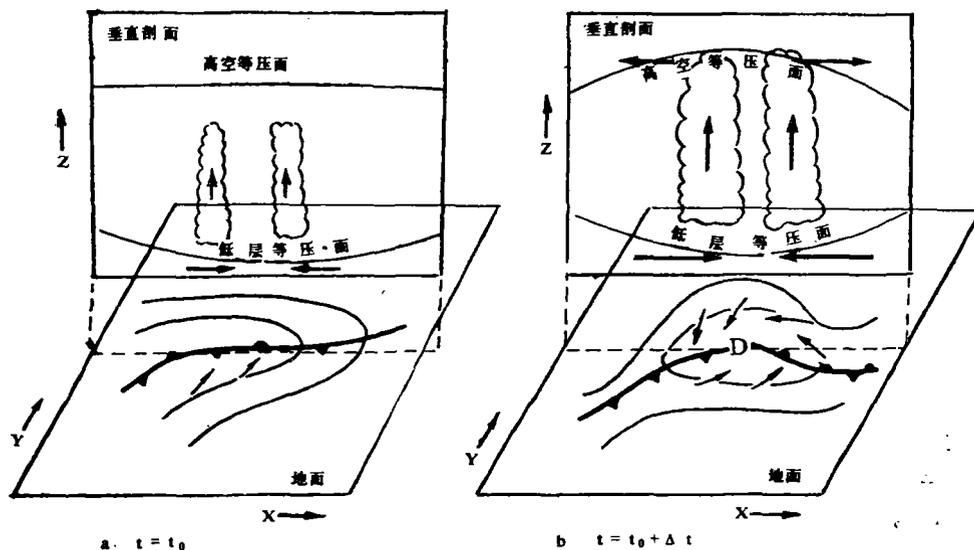


图 14 中间尺度气旋发展的天气过程模式

这类气旋起始的动力因素来源于大气低层的暖空气^[23]，当低层的暖平流加强使梅雨锋上的气压降低而产生低层气流的弱辐合上升。辐合上升导致位势不稳定释放，对流发展。对流引起的潜热释放使梅雨锋低压发展，低压发展又进一步从水汽供应和上升运动上加剧对流。由此过程造成梅雨锋的活跃和暴雨发展。斯公望^[24]也从诊断得出江淮气旋发生期的主要动力因素是潜热的作用。陈嘉滨等^[25]已用数值模式模拟出这样的发展过程。

当中间尺度气旋与高空西风槽相结合时就演变斜压性的天气尺度气旋。

二官等^[26]指出，日本梅雨期的暴雨主要由中间尺度和天气尺度气旋产生的。

3. 次天气尺度扰动对梅雨锋暴雨的作用

梅雨锋活跃与暴雨的发展与次天气尺度扰动相联，从郭英华和 Anthes^[12]以及李毓芳等^[27]的梅雨中尺度数值模拟发现，暴雨发展的主要动力因素是潜热的动力作用。郭英华和 Anthes^[12]的试验指出，在中尺度模式中包含了潜热的作用和去掉潜热的作用（后者仍有水汽凝结发生，只是把潜热的动力作用去掉），两种预报的海平面气压场与低层的温度场几乎完全相同，但无潜热作用的预报其预报的降水量大大减小。由此表明，

去掉潜热作用,梅雨锋只是减弱而并不消失,这充分说明次天气尺度系统对梅雨锋的扰动在暴雨的发展上只是起一种触发机制的作用,它的动力强迫作用引起的上升运动使梅雨锋区由平流形成的位势不稳定释放,从而导致梅雨锋活跃和暴雨发展。而暴雨的发展主要动力因素则是潜热的反馈作用。

五、结 论

本文论述了东亚梅雨锋的大尺度环流、梅雨锋的特征、梅雨锋的活跃与暴雨的发生,并提出了一些概念模式。主要结论如下:

1. 东亚梅雨现象是印度西南季风体系与北太平洋哈得来(或信风)体系之间过渡带中产生的现象。在这过渡带中,印度季风槽与北太平洋 ITCZ 发生不连续,印度西南季风和自 110°E 越赤道的南半球热带气流沿西太平洋副热带高压深入中国大陆的东南部,并在 30°N 附近与极地冷气团直接交汇形成梅雨锋,由此形成东亚的副热带湿润区;

2. 梅雨锋是热带气团与极地冷气团之间的交汇区,是半热带、半温带性质的天气系统。在梅雨锋区对流层有差动相当位温平流,形成位势不稳定大气层。位势不稳定的释放导致梅雨锋上的强降水现象和中性的大气层结。

3. 梅雨锋区位势不稳定的释放是通过次天气尺度系统对梅雨锋的扰动。由次天气尺度系统强迫的上升运动导致位势不稳定释放和对流发展,由此引起梅雨锋的活跃和暴雨发展。对梅雨锋扰动的次天气尺度系统有高空急流中心、高空西风短波槽、西南涡和中间尺度气旋等。次天气尺度扰动是暴雨发展的触发机制,而潜热反馈的动力作用是暴雨发展的主要动力因素。

以上所概括的东亚梅雨的种种特征,还须进一步研究。我们相信,进一步深入进行观测、诊断和数值模拟研究,将使我们对于东亚梅雨系统的认识更深化,会更好的掌握我国和东亚的气候和天气规律,为国民经济发展做出贡献。

参 考 文 献

- [1] Riehl, H., *Climate and weather in the tropics*, Academic Press, 1979.
- [2] 陈秋士、缪锦海、李维亮, 1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流, *气象学报*, 34, 1, 51-61, 1964.
- [3] Newell, R. E. et al., *The general circulation of the tropical atmosphere and its interaction with extratropical latitudes*, Mass. Inst. Tech. Press, Cambridge, Mass., 1974.
- [4] Krishnamurti, T. N., and Y. Ramanathan, Sensitivity experiments on the monsoon onset to differential heating, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1290-1306, 1982.
- [5] 陶诗言、何诗秀、杨祖芳, 1979年季风试验期间东亚地区夏季风爆发时期的观测研究, *大气科学*, 7, 4, 347-355, 1983.
- [6] 孙淑清, 东亚大尺度低空急流的背景场与东半球的越赤道气流, *气象学报*, 44, 1, 55-62, 1986.
- [7] 王继志、李麦村, 源于澳洲过赤道气流与中国季风环流和降水, *大气科学*, 6, 1, 1-9, 1982.
- [8] 陶诗言、赵煜佳、陈晓敏, 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系, *气象学报*, 29, 119-134, 1958.
- [9] 叶笃正、陶诗言、李麦村, 在六月和十月大气环流的突变现象, *气象学报*, 29, 249-263, 1958.
- [10] Ninomiya, K., Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 6, 880-894, 1984.
- [11] Ninomiya, K., and K. Yamazaki, Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region, (II) Mesoscale features of precipitation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 57, 5, 399-413, 1979.
- [12] Kuo, Y. H. (郭英华), and R. A. Anthes, Numerical simulation of a Mei-Yu system over southern

- Asia, *Papers in Meteorological Research*, 5, 15-35, 1982.
- [13] 斯公望、杜立群, 南亚高压北缘的高空气流发散与梅雨暴雨发展的关系, *杭州大学学报*, 14, 2, 233-244, 1987。
- [14] 斯公望、俞樟孝、李法然、杨厥正, 一次梅雨锋低空急流形成的分析, *大气科学*, 6, 2, 165-170, 1982。
- [15] 黄安丽、高坤, 对流层高低空急流耦合作用的动力学分析, *杭州大学学报*, 9, 3, 356-364, 1982。
- [16] Uccellini, L., and D. R. Johnson, The coupling of [upper and lower tropospheric jet streak and implications for the development of severe convective storm, *Mon. Wea. Rev.*, 107 6, 682-703, 1979.
- [17] 肖文俊等, 高空和低空急流和暴雨的关系的天气分析, *大气科学*, 8, 83-88, 1984。
- [18] 高 坤、黄安丽, 低空急流暴雨系统的湿斜压诊断分析, *杭州大学学报*, 11, 369-380, 1984。
- [19] 王德瀚、韦统健, 伴有特大暴雨的梅雨锋结构特征, *长江流域暴雨文集*, 176-181, 气象出版社, 1982。
- [20] 包澄澜、李生辰, 西南涡成因初探, *气象*, 11, 1, 2-6, 1985。
- [21] 黄福均, 西南低涡的合成分析, *大气科学*, 10, 4, 402-408, 1986。
- [22] 柳崇健、赵深铭, 华南前汛期合成低涡风场的结构特征, *大气科学*, 9, 205-210, 1985。
- [23] Chen, T. C., C. B. Chang and D. J. Perkey, Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AMTEX'75, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 439-361, 1985。
- [24] 斯公望, 一次江淮气旋发生发展动力因素的计算分析, *大气科学*, (2), 6-17, 1976。
- [25] 陈嘉滨、李仲贞、朱抱真, 一次降水气旋生成的数值模拟, *暴雨文集*, 94-102, 吉林人民出版社, 1980。
- [26] Ninomiya, K., and T. Akiyama, Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps, *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 558-569, 1972。
- [27] 李毓芳、黄安丽、高坤, 对流加热在暴雨系统中的作用, *中国科学 B 辑* 7 月号, 765-775, 1986。

ON THE LARGE-SCALE CIRCULATION OF MEI-YU SYSTEM OVER EAST ASIA

Si Gongwang

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

The large-scale circulation of Mei-yu system over East Asia has been reviewed from dynamical climatological view in this paper. Following arguments have been pointed: Mei-yu phenomenon is occurrence in the transition region between the Indian Summer Monsoon System and the trade wind (or Hadley) system over the tropical North Pacific; Mei-yu front belongs to a semi-tropical and semi-extratropical weather system; the heavy rain occurred at Mei-yu front is caused by the disturbances of subsynoptic systems to the front. The conceptional models for the large-scale circulation and various subsynoptic disturbances of Mei-yu system have been given.