

浙江省气象学会一九八三年
学术年会论文选集

浙江省气象学会

一九八五年一月

前 言

浙江省气象学会1983年学术年会于1983年12月20日—23日在富阳召开。这次年会共收到论文和学术总结共197篇，其中包括天气动力126篇，农业气象36篇，气候17篇，大气探测（污染）15篇，其它3篇。经年会技术组审定，确定在年会上交流的论文和技术总结有72篇，其中天气动力42篇，农业气象17篇，气候6篇，大气探测（污染）7篇。

这次年会反映了1981年以来我省广大气象科技人员的主要研究成果。会议技术组受省气象学会第六届理事会的委托组成编辑小组，从年会交流的论文和学术总结中选出了四十二篇编印为本文集。由于文集篇幅有限，年会上交流的许多文章未能完全选入，已经发表或已在其它有关会议文集中刊出过的也未能包括，作者准备在其它刊物上发表的，一般只采用详细摘要，有的同类文章较多，也只选出一、二篇作为代表，有的即使选入的文章，也因字数有限，对篇幅作了限制，由于篇幅所限，参考文献及致谢部分全部略去，在此表示歉意。同时，在本文集的最后，我们把未选入的文章目录按年会材料的原编号次序刊出，以便查阅。

编辑小组由原技术组成员祝启桓、姚棣荣，王桂正、陈运贤、张文坚、陆大鑫和陈启泉等同志担任。入选的文章也曾请有关同志审阅，在此不一一说明。

本文集在编辑、印刷过程中，得到省气象局领导、〈浙江省气象科技〉编辑部及湖州蚕科所印刷厂以及文集各位作者的大力支持和帮助，我们深表谢意。

编辑小组

1984年6月

目 录

一种运用于天气尺度要素场的客观分析方法·····	高坤、李毓芳、郭天华等 (1)
1979年夏季风建立前后非绝热和绝热效应的诊断研究·····	斯公望 (5)
81、9乐清特大暴雨的中分析·····	黄长花 (9)
低空急流暴雨系统的湿斜压诊断分析·····	高坤、黄安丽 (14)
冷锋前浙江大范围冰雹的发生条件·····	俞樟孝、翟国庆、王泽厚等 (16)
一次冰雹过程的综合分析·····	王本杰、杜钧 (21)
83、4、28凌晨浙北风暴雷达回波分析·····	李瑞芳 (25)
北美大西洋副高与汛期降水·····	陈运贤、徐国美、姚博明 (29)
长江中下游丰枯梅雨环流配置及环流前期演变特征·····	张汉琳 (37)
金华地区洪涝及其长期预报·····	金华地区洪涝科研小组 (44)
以最小支撑树作聚类分析在汛期最后一次大到暴雨出现日期上的应用·····	余志忠 (50)
对初始场的一种改进·····	贡九丁 (53)
逐步非线性判别分析·····	姚棣荣 (56)
5—6月逐日雨量的多级判别预报·····	徐辉煌 (63)
“游程论”在MOS预报中的应用·····	张文坚、徐渭康 (68)
5—6月份短期地方MOS预报·····	范柏松 (73)
一种短期晴雨的地方MOS预报方法·····	谢 亮 (77)
卫星云图与短期灾害性天气预报·····	张渝乐 (79)
利用卫星云层分析图与雷达拼图作晴雨判别的初试·····	李汉惠、杨春湘 (83)
用衢县、邵武、大陈三站的Ksum指数报本省东部、南部和丽水暴雨·····	沈志芳 (87)
作物喷灌小气候效应及其增产经济效益·····	顾全甫 (90)
浙江省早稻生育期间主要农业气候问题的分析·····	裘鹏霄、王桂正 (95)
浙江主要作物生育期中的太阳辐射特征及其作物利用光能生产力的分析·····	庞振潮 (99)
杂交水稻 (汕优 6 号) 秋季低温冷害指标研究·····	

.....	台州地区杂交晚稻农气试验协作组	(105)
早稻地膜育秧温度效应探讨.....	郑必贵	(111)
温州大麦产量预报方法初探.....	陈琦、姚益平	(113)
小麦高产的障碍因素—湿害.....	吴怀钊	(119)
惠明茶区小气候特征的考察.....	王良和	(123)
从气候潜力看龙泉山区杉木造林的优势.....	黄昌鹞	(126)
丽水县河谷盆地三熟作物趋利避害农业气候分析.....	金一春	(131)
浙江省棉花农业气候区划.....	吕忆梅	(135)
浙江省柑桔农业气候区划.....	刘宝枢	(138)
四明山地降水资料分析.....	唐德容	(142)
四明山区逆温初析.....	柯佳梁	(149)
温度功率谱在长兴煤矿的应用.....	王玉珍	(154)
镇海县沿海风能资源.....	赵宏勋、陈与杰	(160)
夏季云天观测与天气.....	钟吉铭	(162)
大陈气象站业务建设中对“代表性”探讨.....	鲁子钧	(165)
日照纸涂药和浸漂的试验.....	陈学和	(168)
杭州市降水酸度的分析.....	王伟平	(171)

一种运用于天气尺度要素场的客观分析方法

高 坤

许全智

李毓芳

徐宏毅

郭天华

(杭州大学地理系)

(浙江省计算所)

一、引 言

随着数值预报的发展,利用电子计算机对气象要素场进行分析(称为客观分析)的重要性和必要性与日俱增。特别是提供日常业务数值预报用的客观分析方法,其好坏对提高预报准确率和延长预报时效有重大作用。此外,国内外广大天气、动力气象工作者对物理量的诊断分析日益重视,而且力图将这些诊断手段提供预报使用。这些诊断分析要求有一个对风场、温度湿度的较精细的客观分析方法提供使用。因此,近三十年来,客观分析方法的研究和改进迅速。

1959年,美国气象学家Cresman研制了一种以距离为权重因子的逐步订正客观分析方法,用于美国的业务数值天气预报。我国陈雄山在70年代也用类似的方法用于中央气象台和上海中心气象台三层数值预报模式,作为数值预报的初始场。美国Inman(1970)则在Cresman分析方法的基础上,加进以流线为主轴的椭圆形权重函数,用于风场和湿度场的客观分析。此外还有许多其他客观分析方法,如变分与动力控制因子结合的方法,统计分析方法等等,但以逐步订正法应用最广泛,因为它比较实用简单。

近几年美国宾州大学的Anthes—Warner小网格数值模式中,采用了一种修正的Cresman逐步订正方法,对风场、温湿场进行客观分析。经过对强风暴个例分析的试验表明,只要资料许可,这种方法能胜任天气尺度和次天气尺度的分析,用于暴雨的短期数值预报效果良好。

我们利用Anthes—Warner模式的客观分析基本公式,分别采用纯圆形影响半径、圆形和椭圆形相结合的影响半径,有第一猜值场和无第一值场等不同条件,对我国东半部及沿海地区进行小网格的风场,温湿场的客观分析试验,经均方差和相关系数的检验,效果良好。

二、基本原理和试验结果

设要进行客观分析的范围内有 $I \times J$ 个以 $\Delta x = \Delta y = d$ 为间距的点。客观分析的目的即把该范围内不规则分布的测站资料插值到每个网格点 (i, j) 上,其中 $i = 1, 2, \dots, I, j = 1, 2, \dots, J$ 。插值的原则是确定一个以格点为中心的影响半径,在这个半径以外的测站,认为影

响很小；而在半径以内，依测站与格点距离的远近，进行权重不同的加权插值。为了弥补海上记录的不足，以及便于检查观测报的错误，在进行插值之前，先给出一个“第一猜值场”，这个场可以采用气候平均场，或同时刻的大网格模式预报场，或前一天的实况分析场。依照天气变化连续性可认为观测值不能与第一猜值场差别太大，否则认为观测有误。但如果资料事先经过审核且测站密度足够（如考虑区域均在大陆上），或者由于条件限制没有第一猜值场，则可以直接由观测资料进行客观分析，所得的场称为“分析场”，以此作为第一猜值场，再进行多次的客观分析，每次分析都缩小影响半径，这实际上是更加强格点附近测站的影响。

此外，当风速较大时，在气流方向延长影响半径，使权重函数呈椭圆形对风场的客观分析效果较好。

我们利用常规探空资料，对1982年6月18日20时，19日08时和19日20时的850—100mb各标准层的风、温度、相对湿度都进行了客观分析，一共采用了如下三种方案：方案Ⅰ，有第一猜值场，影响半径用圆形和椭圆形相结合，当风速 $|V|$ 超过临界值 $|V_c|$ 时，采用椭圆形影响半径，否则用圆形影响半径， $|V_c|$ 的取法因等压面而异，一般层次愈高， $|V_c|$ 愈大，在这次试验中，我们取 $|V_c|$ 在20m/s—30m/s之间；方案Ⅱ，有第一猜值，圆形影响半径；方案Ⅲ，无第一猜值，但在洋面上加入人造站的圆形和椭圆形相结合。并计算了客观分析场与观测值的均方差 σ 和相关系数 γ ：

$$\sigma = \left[\sum_{k=1}^N (AS_K - AO_K)^2 / N \right]^{1/2} \quad (1)$$

$$\gamma = \left(\sum_{k=1}^N AS_K \times AO_K - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N AS_K \sum_{k=1}^N AO_K \right) / \left\{ \left[\sum_{k=1}^N AS_K^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{k=1}^N AS_K \right)^2 \right] \cdot \left[\sum_{k=1}^N AO_K^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{k=1}^N AO_K \right)^2 \right] \right\}^{1/2} \quad (2)$$

其中 AS_K 与 AO_K 分别为分析值与观测值。第一猜值场采用5个经纬度格点上的手工分析值。扫描半径取5.8个格距，在1982年6月18日20时的客观分析中，进行了四次扫描，其余均进行三次，每次扫描的影响半径为前次的0.7—0.8倍。

我们选填了1982年6月18日20时方案Ⅰ（有猜值圆形和椭圆形结合方案）700mb和300mb扫描次数和均方差的关系，如图1a、1b所示。由图1可见，底层的均方差比高层小，在同一层中，相对湿度的均方差最小，都在10%以下，风场的均方差较大，但随扫描次数的增加，均方差迅速减小。图2为第四次扫描后各层、各要素的均方差。从均方差情况来看，均方差以相对湿度最小，温度次之（在0.5°左右），风场最大。从风场来看，又是低层均方差小，均在2米/秒以下，200mb处最大，约3米/秒。

从相关系数来看，各种要素都在0.9以上，其中尤以相对湿度和温度相关系数高，风场较低，详见图3。

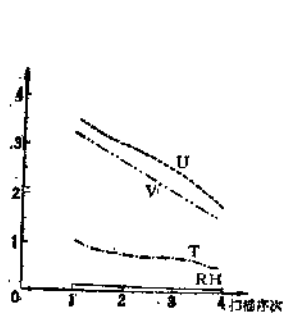


图1a 700mb各参量均方差随
扫描序次变化曲线图

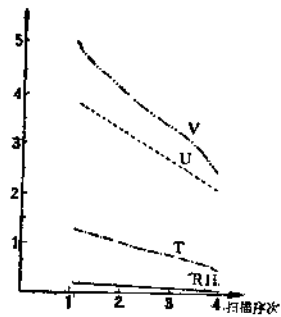


图1b 300mb各参量均方差随
扫描序次变化曲线图

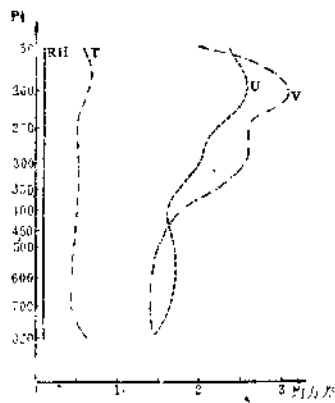


图4 第四次扫描之均方差随高度的变化

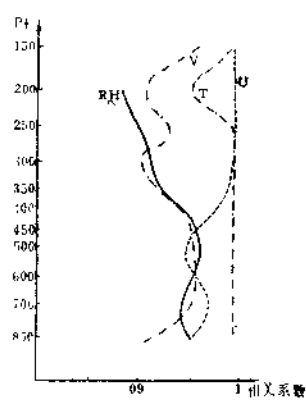


图3 各参量相关系数随高度的变化

表1 两种方案的客观分析结果与手工分析结果的相关系数、均方根误差比较

	相 关 系 数 (γ)				均 方 根 误 差 (σ)			
	T_{700}	T_{300}	u_{700}	u_{500}	T_{700}	T_{300}	u_{700}	u_{500}
手 工 分 析	0.9955	0.9980	0.9776	0.9566	0.3878	0.2954	0.9466	1.4651
方 案 I	0.9792	0.9910	0.9496	0.9406	0.5241	0.5110	2.2601	1.6315
方 案 II	0.9690	0.9860	0.9325	0.8994	0.6291	0.6359	2.5824	2.0756

表1给出1982年6月19日20时方案I和方案II第三次扫描结果和手工分析场的相关系数、均方误比较。比较的层次是：湿度场以700mb和300mb为例；风场以700mb和500mb u 分量为例（在区域中心， u 为东西风分速）。由表1可见， u 的相关系数均在0.90以上；温度的相关系数更高，达0.97以上。从手工分析场的各要素相关系数显著性检验来看，其信度均达到0.01，而客观分析的相关系数与之最大仅差0.06，故从统计角度来看，无论方案I或方案II，精度都是较高的。当然方案I比方案II更优越一些。

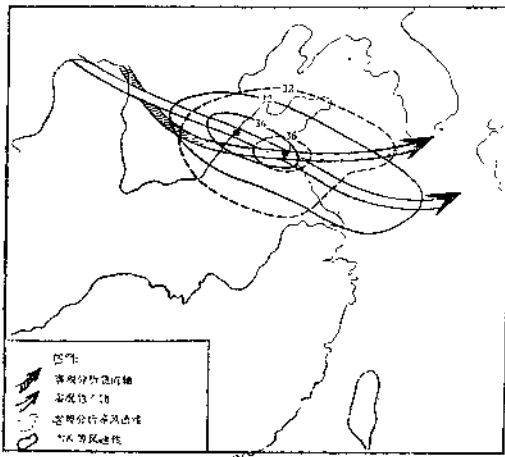


图4a 1982年6月19日20时，300mb椭圆形无猜值场方案分析的高空急流与实况比较

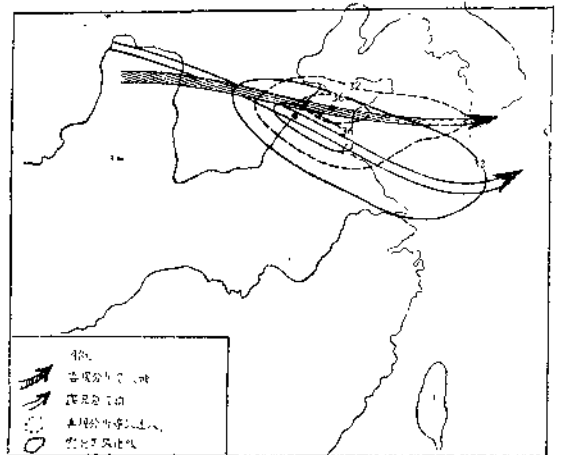


图4b 1982年6月19日20时，300高空急流的客观分析（圆形）结果与实况比较

由于风场的误差最大（这是客观分析方法的共同特点），我们特别比较了1982年6月19日20时手工分析和方案I、II客观分析的300mb急流附近的流线图，以及700mb急流，切变线及其后6小时雨区的配置情况，分别见图4a、4b和图5。结果发现，雨区在700mb切变线的南侧和700mb低空急流之间，其配置是合理的。可见这个方法对天气尺度分析是适用的。在300mb高空急流的分析方面，由图4a、4b可见，用椭圆形相结合的方案其分析的急流中心及急流轴向与手工分析极为一致，中心仅差160km，轴向偏差仅27度；圆形影响半径的方案则中心相差240km，轴向偏差32度。通过对有第一猜值场的两种方案的比较发现，由于我们的第一猜值采用 $5^\circ \times 5^\circ$ 的读数，故急流中心的平滑和位移较大。

1979年夏季风建立前后非绝热和绝热效应的诊断研究(摘要)

斯 公 望

(杭州大学地理系)

在大气环流的研究中,绝热和非绝热效应的诊断有重要的意义,它有利于更深入地了解大气中发生的物理过程以及大气环流系统形成的物理机制。

本文提出了一种把等压坐标系中的垂直速度 ω 分解为绝热和非绝热两部分,并应用于绝热和非绝热效应的诊断。

对 ω 的分解是采用以下方法。 $\omega = -\frac{dp}{dt}$ 在等熵坐标系中可表示为

$$\omega = \frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla_{\theta} p + \theta \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (1)$$

其中 P 为气压; $\vec{V}$ 为水平风向量; t 为时间; ∇ 为水平梯度运算符; θ 为位温; $\theta = \frac{d\theta}{dt}$,位温的个别变化。下标带 θ 的表示是在等熵坐标中。

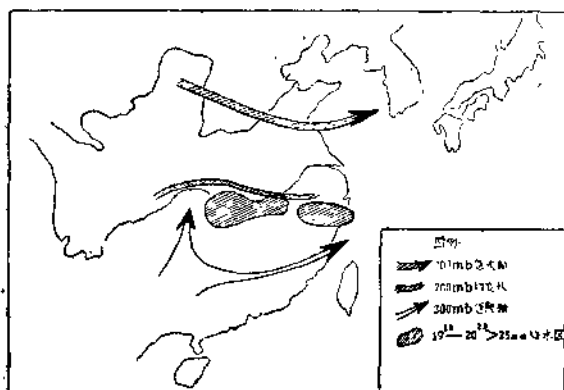


图5 1982年6月19日20时方案1客观分析流场
与其后六小时降水实况

由上面的客观分析结果可见,用圆形加椭圆形影响半径的逐步订正客观分析方法是可行的。但在采用第一猜值场时,要选取精度较高的第一猜值场。否则用无第一猜值场的方案更好。

将 (1) 式中的右边分为两部分

$$\omega_a = \frac{\partial p}{\partial t_\theta} + \vec{V} \cdot \nabla_\theta p \quad (2)$$

$$\omega_d = \dot{\theta} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (3)$$

ω_a 表示空气沿着等熵面上升或下沉的部分, 因而这个分量是 ω 中的绝热部分, 称为绝热垂直运动; ω_d 是与 $\dot{\theta}$ 以及 $\frac{\partial p}{\partial \theta}$ 有关。 $\dot{\theta}$ 是与大气中的非绝热作用有关, 根据热力学第一定律:

$$\dot{\theta} = \frac{\theta}{C_p T} \dot{H} = \frac{1}{C_p} \left(\frac{p}{1000} \right)^k \dot{H} \quad (4)$$

其中 T 是温度; C_p 为空气的定压比热; $\kappa = \frac{R}{C_p}$, R 为气体的通用常数; $\dot{H}$ 是大气加热率。 $\frac{\partial p}{\partial \theta}$ 是二个等熵面之间的气压差, 它与两等熵面之间单位空气柱的质量有以下关系

$$\frac{\partial p}{\partial \theta} = -g \rho J_\theta \quad (5)$$

其中 g 是重力加速度; ρ 是空气的密度; J_θ 是坐标变换雅可宾, 对等熵坐标 $J_\theta = \left| \frac{\partial z}{\partial \theta} \right|$ 。由

(5) 式可把 (3) 式写成

$$\omega_d = -\dot{\theta} \rho g J_\theta \quad (6)$$

(6) 式的物理意义是, 当空气加热时 ($\dot{\theta} > 0$) 造成上升运动 ($\omega_d < 0$), 当空气失去热量时 ($\dot{\theta} < 0$) 造成下沉运动 ($\omega_d > 0$)。

ω_a 可采用等熵面上面的气压和风资料用时间差分 and 空间差分计算 $\frac{\partial p}{\partial t_\theta}$ 和 $\vec{V} \cdot \nabla_\theta p$ 来得到。 ω_d 计算则采用等熵坐标上的连续方程

$$\frac{\partial}{\partial t_\theta} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right) + \nabla_\theta \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \vec{V} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} \right) = 0 \quad (7)$$

假定大气顶上垂直质量通量等于零, 即

$$\frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} = 0 \quad \text{在 } \theta = \theta_T \quad (8)$$

其中 θ_T 为大气顶的位温。从某一等熵面 θ 积分到 θ_T , 即得到

$$\frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} = \omega_d = \int_{\theta}^{\theta_T} \left[\frac{\partial}{\partial t_\theta} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right) + \nabla_\theta \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \vec{V} \right) \right] d\theta \quad (9)$$

假设地而上质量垂直通量也为零, 因而方程 (7) 从地面 θ_s 积分到 θ_T , 应满足

$$\int_{\theta_s}^{\theta_T} \left[\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right) + \nabla_{\theta} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \vec{V} \right) \right] d\theta = 0 \quad (10)$$

但实际(10)式不为零,这是由于存在计算误差,同等压坐标系上计算垂直速度的调整方法一样,对(9)式的误差按等熵层的质量调整到各层的水平质量通量辐散中去,最后按调整后的水平质量通量辐散,按(9)式计算 ω_s 。

把 ω_s 和 ω_d 求和,就得到总垂直速度 ω 。为区别与其它方法计算的 ω ,这里将按 ω_s 和 ω_d 之和求得的 ω 称为 ω_T ,即

$$\omega_T = \omega_s + \omega_d \quad (11)$$

为了了解对流层中总的特征,我们采用质重加权垂直平均求对流层的平均量,

$$\hat{\omega}_d = \int_{\theta_s}^{\theta_T} \frac{\partial p}{\partial \theta} \omega_d d\theta / \int_{\theta_s}^{\theta_T} \frac{\partial p}{\partial \theta} d\theta \quad (12)$$

$$\hat{\omega}_s = \int_{\theta_s}^{\theta_T} \frac{\partial p}{\partial \theta} \omega_s d\theta / \int_{\theta_s}^{\theta_T} \frac{\partial p}{\partial \theta} d\theta \quad (13)$$

$\hat{\omega}_d$ 和 $\hat{\omega}_s$ 分别为对流层质量加权平均非绝热和绝热垂直速度。然后,对流层质量加权平均的总垂直速度为

$$\hat{\omega}_T = \hat{\omega}_d + \hat{\omega}_s \quad (14)$$

我们用计算 $\hat{\omega}_s$ 和 $\hat{\omega}_d$ 来诊断对流层中平均的绝热和非绝热效应。计算是对1979年夏季风建立前后时期进行试验。采用的资料是Townsend⁽¹⁾的全球等熵分析。并按Krishnamurti等⁽²⁾,选定以下代表性时段:

(1) 1979年6月1日00Z—4日12Z,夏季风建立前时段。

(2) 1979年6月11日00Z—14日00Z,夏季风建立时段。

(3) 1979年6月26日00Z—29日12Z,夏季风盛行时段。

计算了上述三个时期逐日的 ω_s 和 ω_d ,然后按时段进行时间平均,再计算 $\hat{\omega}_s$, $\hat{\omega}_d$ 和 $\hat{\omega}_T$ 。在计算中,时间差分为12小时,水平空间差分是用5°经度和纬度,垂直差分10°K。垂直方向上从240°K—380°K共15层。

我们计算了三个时期的 $\hat{\omega}_T$, $\hat{\omega}_d$ 和 $\hat{\omega}_s$ 。分析其结果得出,夏季风建立前到建立是与欧亚大陆上辐射加热作用造成环流转变有关,夏季风时期,季风环流的维持主要是潜热释放的非绝热效应。

另外从绝热与非绝热辐散环流的诊断,非绝热辐散环流具有夏季风辐散环流的特征。辐散环流采用以下方法计算,设一个二层模式,把 $\hat{\omega}_s$ 和 $\hat{\omega}_d$ 假设为500mb上的垂直运动,则250mb上的绝热和非绝热辐散为

$$D_s = -\frac{\hat{\omega}_s}{500} \quad (15)$$

$$D_d = -\frac{\hat{\omega}_d}{500} \quad (16)$$

解以下Poisson方程

$$\nabla^2 \chi_d = D_d \quad (17)$$

$$\nabla^2 \chi_a = D_a \quad (18)$$

求得250mb的绝热和非绝热速度。图1和图2给出夏季风盛行期的全球250mb非绝热速度势 χ_d 和绝热速度势 χ_a 。由图1可见，非绝热作用在季风区存在一个全球的上升中心，因而对大气环流有重要的影响。绝热速度势则表现在欧亚的地中海与北美有二个下沉中心。

通过诊断，我们应注意非绝热作用与夏季风环流特征之间的关系；夏季风环流对全球环流特征的影响等一系列的问题。

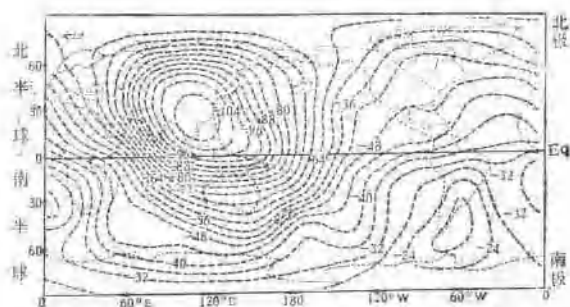


图1 夏季风盛行期全球250mb非绝热速度势(单位, $10^6 \text{米}^2/\text{秒}$)

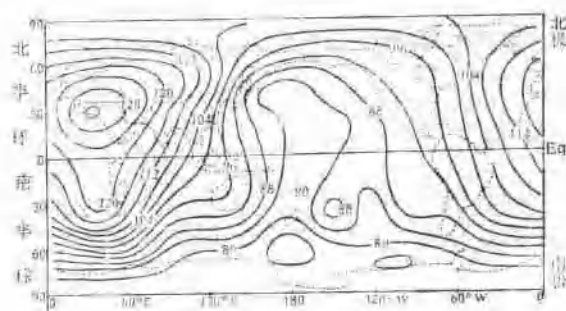


图2 夏季风盛行期全球250mb绝热速度势(单位, $10^6 \text{米}^2/\text{秒}$)

81、9乐清特大暴雨的中分析

黄 长 花

(浙江省气象台)

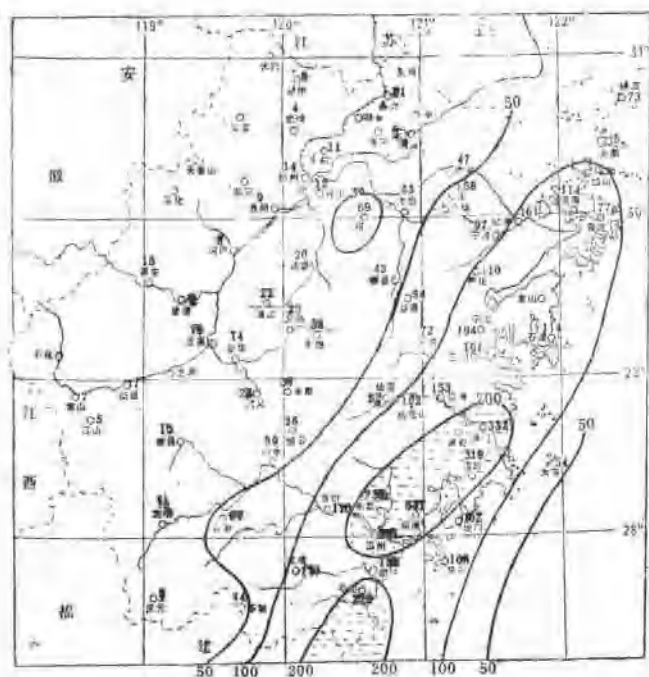


图1 81年9月22日08时到24日08时雨量图

一、特大暴雨过程的大尺度环流背景

9月20—22日, 16号台风西行登陆过程中, 由于西风槽填塞, 副高西伸, 并与大陆高压合并打通, 脊线北抬。台风陆登之后, 500毫巴副高中心南落至 25°N 以南, 处在台风环流及副高之间的浙闽地区为偏南气流控制。到300毫巴转为一致的西南气流。中低空副高脊线呈西北东南走向, 35°N 以南的华东沿海地区受一致东南急流影响。地面上, 115°E 以东的 20° — 35°N 太平洋海域为日本高压南侧宽广的东风带, 25° — 32°N 东风槽活动极为活跃, 这个东风带相当稳定, 自20日一直维持到24日台风倒槽发展成江淮气旋时才被破坏。22日凌晨4时16号台风在广东乐丰县登陆, 经韶关东侧减弱为低气压继续北上, 22日夜间深入到湘干南部地区。此时, 32°N 以南的湘干地区及东海各为一个倒槽。以上就是22日夜乐清产生特大暴雨的环流背景。从形势看, 这次暴雨不是台风雨, 也并无西风带系统参与, 是受热带东风带系统影响所致。

暴雨是中尺度的天气现象。

81年9月22—23日在台风外围及东风槽影响下, 由急流及中尺度辐合线活动造成我省温州、台州两地区一次罕见的特大暴雨。范围为一百四、五十公里长, 四、五十公里宽, 暴雨中心位于乐清县境内, 过程降水量555毫米, 24小时降水量为535毫米, 位其东南方(靠近海滩)的盐盘(盐业气象站)过程降水量734毫米。乐清东侧四、五十公里以东及西侧八、九十公里以西过程降水量均在50毫米以下(见图1), 可见这次特大暴雨是一种中尺度现象。

二、乐清特大暴雨的形成

(一) 中尺度系统的活动

在有利降水的大尺度环流背景下,当有中尺度系统发生发展时才能引起暴雨。16号台风登陆后深入内陆之时,远离台风的浙江沿海暴雨强度如此之大,必有中尺度的天气系统在起作用,由于中尺度系统的表现形式比较复杂,我们这里采用中尺度的流场和雨团分布来表达。根据“9、22”暴雨带分布特点,我们绘制和分析了浙江沿海地区有气候站参加的一小时一次流场和雨量图,发现流场的中尺度辐合线(或辐合中心)和雨团始终相伴随。

1. 雨团 从每小时的雨量图上分析10毫米雨团可以看出,在这次特大暴雨过程中乐清的降雨量主要由两个滞留性雨团活动造成。第一个滞留性雨团从22日17时至23日7时在乐清湾连续滞留长达15个小时之久,10毫米雨团一般都有一百三、四十至一百六、七十公里长,六、七十至百把公里宽,小的也有四、五十至七、八十公里大小,雨团时强时弱,时大时小,大而强的雨团常常是由两个或以上雨团合并而成。不仅如此,而且在第一个雨团滞留期间,还有四个强的雨量中心进入乐清县境内,如第一个强中心:22日19时还在洞头,为 $27.8\text{ mm}/\text{小时}$,20时到达乐清,加强到 $30.4\text{ mm}/\text{小时}$ 。这个强中心是从海上来的,并与沿海两个小雨团合并。第二个强中心:22时在乐清偏南方向的平阳县出现 $40.7\text{ mm}/\text{小时}$ 的强中心,与温州乐清之间的雨团合并,23时该中心移到乐清加强为 $55.0\text{ mm}/\text{小时}$ 之后,中心有些减弱,但 20 mm 以上的雨强维持了三个小时。这个雨团强中心似乎是从南面上来与当地雨团合并加强的。第三个强中心于23日凌晨2时再生于乐清县境内,为 $43.3\text{ mm}/\text{小时}$,3时继续增强到 $63.2\text{ mm}/\text{小时}$,这个强中心 $>39\text{ mm}/\text{小时}$ 的雨强竟维持了三个时次,仅一个时次为 $21.0\text{ mm}/\text{小时}$ 。第四个强中心于6时又一次再生于乐清县为 $45.6\text{ mm}/\text{小时}$ 。这个雨团停留15小时,总雨量达434.5毫米(见图2),是影响乐清暴雨的主要雨团。第二个滞留性雨

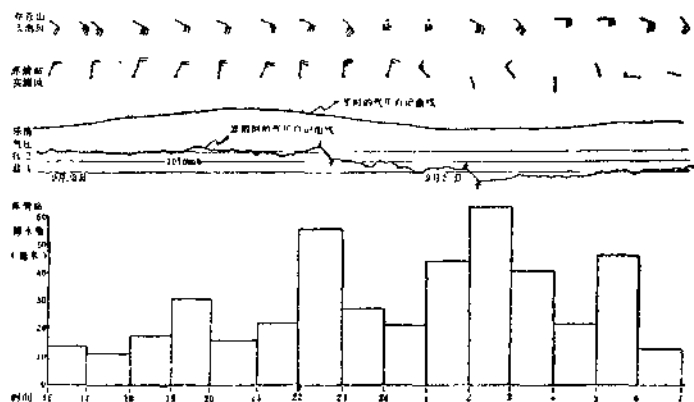


图2 乐清站的风、气压、降水实况及苍山的风实况图

团是出现在23日10时,乐清降雨 $32.4\text{ mm}/\text{小时}$,11时 $21.0\text{ mm}/\text{小时}$,两小时合计 56.4 mm 。这两个滞留性雨团集中了乐清暴雨的主要雨量。

2. 中尺度辐合线 乐清县为这次暴雨的中心地区,乐清湾附近为长期滞留的辐合区所在,这个辐合区通常表现为一辐合线($60\sim 200\text{ km}$ 长),如图3,有时表现为一辐合中心,如图4,辐合线由偏北(西北到北风)与偏东南(东北东到南南东)这两支气流构成。从22

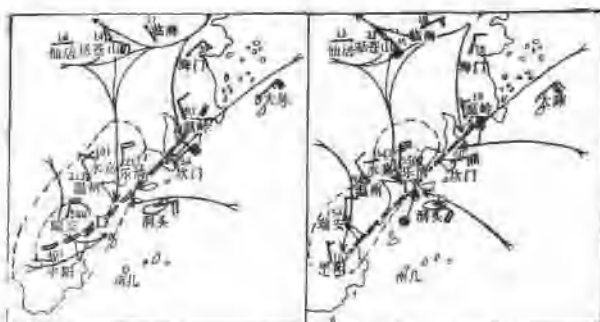


图3 81年9月22日22时(图3 a)、22日23时(图3 b)的雨团及流线图虚线为10、25毫米等雨量线实线就是流线双虚线为中尺度辐合线

滞留性雨团的直接影响系统。它在乐清湾只停留三、四个小时，雨量也没有第一个中系统影响时的大。

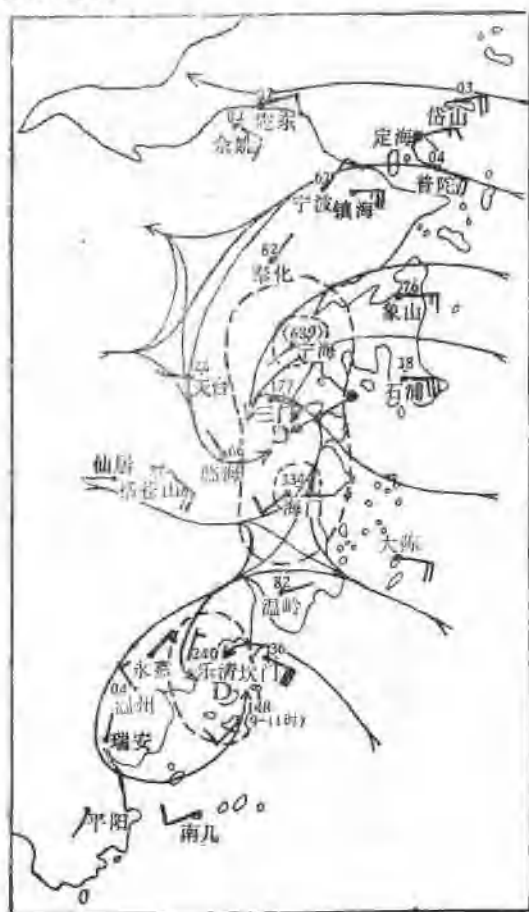


图4 81年9月23日11时的雨团及流线图虚线为10、25毫米等雨量线、实线就是流线

日20时到23日07时，这条辐合线在乐清湾滞留达12小时（图3是其中的二个时次），与第一个滞留性雨团相对应，是产生第一个滞留性雨团的直接影响系统。8时流场的辐合区东北撤到洞头坎门以东并趋于减弱消失，10毫米雨团也随之东北撤，强度减弱。此时，这个中系统的过程结束。9时海上又有中系统移入乐清湾，这时辐合区表现为一辐合中心（图4是其中的一个时次），这第二个中系统是产生第二个

这里更有意思的是雨团的每一个强降雨中心进入乐清时，辐合区的流场均伴有风向的改变和风速的明显加大（图3是其中的一例），这种风向的改变和风速的加大，都造成了辐合的明显增强，而每一次辐合增强时，都出现滞留雨团的增强或者说雨团中出现强降雨中心，说明辐合线（或辐合中心）的滞留及其辐合的屡次增强和乐清的特殊地形是造成乐清暴雨中心的直接原因。

第一个中系统—辐合线在乐清湾滞留12小时这一过程从乐清站的气压自记曲线上也有明显反映，如图2。从22日19时至23日07时气压自记曲线呈锯齿形状（平时是一条平滑线），说明水汽通道所在的低层东风扰动中有源源不断的大量C₀单体（或C₀群）从海上涌入乐清湾。有些C₀群常伴随中小低压在乐清湾的有利地形下加强而引起雨量加大，图2的气压自记曲线上22日22—23时，23日2—3时出现明显的峰谷值，峰谷差各达约1.3毫巴左右，就在22—23时出现了55.0mm/小时，2—3时出现了63.2mm/小时的降水，成为乐清暴雨过程中二次最

大的雨强中心。

从一小时一次的雨量图上还发现，除了滞留性雨团外，还有移动性雨团，有雨团的合并、分裂和再生等等，但这一切均与中尺度的辐合中心（中低压）或辐合线相伴随。23日白天中小低涡和雨团在浙中浙北沿海发生发展，并由沿海西移至大陆，随后缓慢北上。当此中低压移走后，在原地又生成一个西移北上，图4中三门南侧的小低压就是由三门湾西移来的。这样，时而一、二个，时而南北一串小低涡缓慢北上，这是造成浙北大暴雨的直接影响系统。

（二）中尺度系统和雨团发生发展和滞留的原因

造成乐清暴雨中心的第一个中系统在乐清湾长时间滞留，究竟是什么原因引起的，经分析认为大致有以下几方面原因：

1. 地面东海倒槽的滞留和发展 20日当16号台风经过巴士海峡时， 30°N 以南的东海海域及 140°E 各有东风槽生成，东海倒槽由于层次浅薄遇大陆受阻而滞留，21日台风进入南海东北部时有所发展，同时， 140°E 东风槽西移，22日20时并入东海倒槽，由于两个倒槽的迭加，因而明显发展（见图5），直到23日14时东海倒槽才西行登陆减弱消失，滞留时间长达三天多。就在东海倒槽明显发展时，大小尺度的东风扰动（辐合线）特别活跃，而且滞留和层次增强，这正是乐清持续暴雨，雨量高度集中之时。可见，东海倒槽的滞留和发展是沿海地区连续不断产生中小涡旋的源地。

2. 低空东南风急流和水汽通道 持续性的强降水是与极其潮湿和不稳定的源源不断的暖空气分不开的。16号台风登陆之后，我省处在台风的东北侧，杭州湾以南及其沿海的低空（850毫巴）转为一致的东南急流控制， $(T-T_D)$ 均 $< 2^{\circ}\text{C}$ ，其中大陈在 $0.1-1.0^{\circ}\text{C}$ 之间，处于饱和状态，这支东南急流的存在，提供了极为暖湿的不稳定空气。沿海的急流从括苍山（海拔1373.9米）每小时实测风看到，从22日17时至23日6时内除21时为10米/秒，0时、1时缺测外，其余时次的东南风均在12米/秒或以上（见图2）。从22日20时850毫巴水汽通

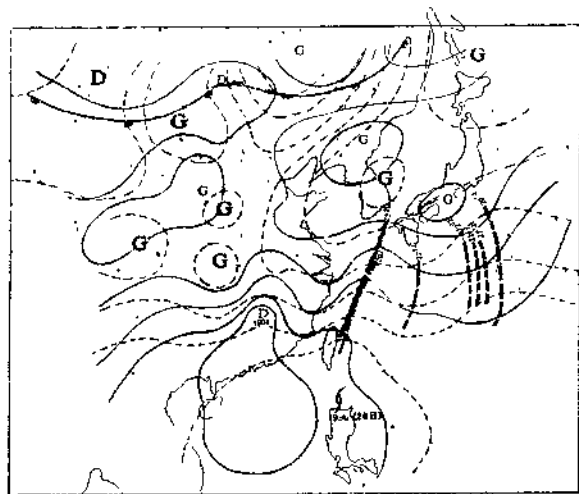


图5 暴雨天气形势
虚线为81年9月20日14时地面形势
实线为81年9月22日20时地面形势

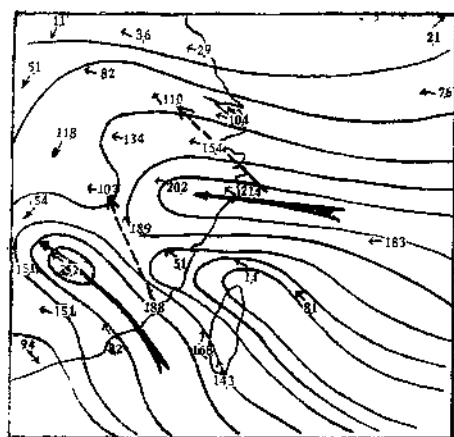


图6 1981年9月22日20时850毫巴水汽量益图
实线箭头为22日20时湿轴
虚线箭头为23日08时湿轴

量图上(图6)可看到两个水汽通道:一个由南海东北部伸向干南地区,另一个正处在我省东南沿海,水汽通量中心在东海西部,这个水汽通道的湿轴就在乐清湾附近,与中小低压和雨团相迭置,位置少动。它给“9、22”暴雨提供了极为丰沛的水汽和能源,使得中小系统和雨团能够维持如此长的生命史,并在此滞留。23日水汽通道缓慢北移至浙北(见图6虚线箭头所示),强度有所减弱。此时浙中浙北沿海地区的中低压和雨团开始发生发展,最后随水汽通道的减弱离去,中低压和雨团也入海消失。

3.地形的作用 山谷或低洼地区的中系统容易增强,山地的迎风面也最有利于Cb的发展。乐清的地形特点是:北面、西面、西南面为山脉环抱,北部的山脉为最高,连续5个山峰高度在997—1057米,东面和东南面为乐清湾,与东海相连,形成谷箕式且向东倾斜的特殊地形;同时,东南方的海岸线明显的向内陆呈圆弧状凹进。乐清站处在向内陆凹进的低洼处,十分有利于东海倒槽中的东风扰动在乐清湾登陆后增强和停滞,对降水有增幅作用。700毫巴以下的沿海地区为低空东南风急流,又正好与山脉和倾斜面成正交,在迎风坡造成强烈抬升,也使降水量大为增强。在靠近海岸线的海滩附近更低洼一些,雨量更大,如乐清东南角的盐盘,其西北方有一孤立小山,山高321米,处在小山迎风面山脚的盐盘,雨量为734毫米,其次是芊岐590毫米,南岳575毫米,都比乐清站的555毫米大(盐盘、芊岐、南岳比乐清站更靠近海岸线),乐清站的西面北面雨量明显递减,而高度较高的雁荡山括苍山的西侧雨量都在50毫米或以下(见图1)。这就足以说明地形对暴雨的贡献之大。

4.低层弱冷空气对暴雨的激发作用 在地面溯干地区及东海各为倒槽控制,而我省东部地区则是两倒槽之间的小高压脊,这就是低层弱冷空气楔。22日夜里东海倒槽的发展,加强了冷空气楔,同时夜间地面辐射冷却,降温较快,也有利弱冷空气加强。22日的整个夜间陆上均吹西北到北风,弱冷空气沿着向东倾斜的斜坡下沉激发已经存在的东南暖湿急流活动,造成午夜至凌晨持续强降水。从图3看到,特大暴雨下在辐合线的西侧,即西北到北风、温度在20—22℃的陆地区域(海岛上的温度均在24—25℃),且北风增强时雨量也加大。

5.高层辐散流场的作用 200毫巴形势图上,9月20日以前,副高在20°N以南,我省处在西风带之中。20—21日副高增强北上,22日20时副高中心由前一天的22°N、130°E处一下子西北跳到东海西部,即28°N、123°E,也就是跳到东海倒槽的上空去了(图略),我省东南沿海地区原来受西风槽影响,这时已经转为反气旋控制。高层的这种强大的辐散流场的出现,使得该地区低层的辐合上升运动大大加剧。这种持续的强烈上升运动十分有利于乐清湾附近的辐合线停滞和辐合作用的屡次增强。

综上所述,我省东南沿海地区的空间有四支气流交错在一起,各作其贡献。由于这四支气流在特定的环境流场下,综合作用在我省东南沿海地区这个特殊的地形上,就酿成了这场特大暴雨。