

长江流域暴雨文集

长江流域暴雨科研协作片技术组编

气象出版社

长江流域暴雨文集

长江流域暴雨科研协作片技术组编

气象出版社

内 容 简 介

本文集反映了近年来长江流域暴雨科研与试验研究方面的成果。内容主要包括长江流域暴雨的成因、分析方法和预报经验等。可供气象、水文、农业、水科等科技人员，以及大专院校有关专业的师生阅读参考。

长江流域暴雨文集

长江流域暴雨科研协作片技术组编

气 象 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

南京气象学院印刷厂印装

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

开本：787×1092 1/16 印张：14.5 字数：316千字 印数：2,500

1982年3月第一版 1982年3月第一次印刷

科技新书目：11—89 统一书号：13194·0044

定价：1.50元

前 言

长江流域第二次暴雨学术交流会于1979年11月在湖南衡东召开，会上交流了长江流域各省、市气象部门与有关院校等近一、二年来在暴雨科研与研究试验方面的论文与技术报告等各方面的成果。根据会上讨论及会后征询的意见，本着“百花齐放、百家争鸣”的精神，从此次会上和会外近两年来的论文著作中选编了这一文集。由于篇幅的限制，惜未能一一录入。此外，尚有一部分将在其他刊物发表的论文，亦未列入。

这一文集的出版，得到多方面的关怀与支持。中国科学院大气所、南京大学、南京气象学院、湘中中、小系统试验基地、长江流域规划办公室及水利科学院等对文集的汇编给予很多帮助。文稿分别约请有关同志审阅，吴和赓、陈志恺、李麦村同志亦为其中的部分文章进行了审稿工作。谨此一并致谢！

本文集由长江流域暴雨科研协作片技术组及衡东暴雨会议技术组的陶诗言、章淹、杨国祥、张秀雯、王灵艳、吴宝俊同志审编。并请赵恕、芮良生、张锋生、朱金元、黄行全等同志参加了选编工作。由于经验不足和编者水平所限，不妥之处，请读者提出批评、指正。

编 者

1980年6月

目 录

梅雨锋上中间尺度扰动的发生·····	胡伯威、王灵艳(1)
应用群指数预报汛期暴雨·····	邬宗汉、黄长花、韩德恭(11)
850mb等压面上的动力学特征与梅雨期暴雨关系的初步研究·····	斯公望、俞樟孝、杨厥正、 蔡荣翰、王泽厚 (19)
边界层对飏线活动的作用·····	杨国祥、林兆丰(33)
地形摩擦差异对低空东风扰动暴雨的影响·····	陈锡璋(40)
利用雷达回波比较暴雨和冰雹的一些特征·····	杜秉玉、王英才(56)
云南雨季开始和大气环流季节变化的关系·····	尤丽钰、霍义强、陈隆勋(60)
上海市低空东风扰动暴雨中尺度落区预报·····	张秀雯(72)
东风扰动暴雨的云天分析·····	束家鑫、强盘清、楼杨渭(78)
海洋加热场对副高西伸和区域性暴雨影响的初步探讨·····	李月洪(84)
总静力能量与赣北暴雨的相关分析·····	潘根发、高坤等(94)
长江流域梅雨期内一次特大暴雨过程的诊断分析 ·····	董晓敏、金秀兰、温杏琴(103)
一次低空西南风急流暴雨的分析·····	王德瀚、韦统健、梁慧平、 肖永生、张锋生 (115)
长江中游低涡的发生发展及其与暴雨的关系·····	孙淑清、田生春、朱翠娟、陈怀义(125)
春季湘中一次飏线天气过程的中小分析·····	王鼎新、高守亭(134)
一次冷锋暴雨过程的初步分析·····	朱金元、吴宝俊等(145)
水汽通量散度与暴雨落区关系的分析·····	吴宝俊、朱金元等(154)
对一次冷锋暴雨过程中锋前雨团的初步分析·····	朱金元、吴宝俊等(159)
1975年梅雨暴雨期的水汽收支分析·····	朱谦阳(167)
伴有特大暴雨的梅雨锋结构特征·····	王德瀚、韦统健(176)
P'_{-10} 及SCI指标与暴雨的关系·····	寿绍文、刘美珍(182)
贵州特大暴雨、持续性暴雨的分析研究·····	赵 恕(190)
谈楔于大气场中柱状流体介质扰动与积雨云的发展和暴雨预报·····	欧阳首承(197)
“暴雨临近预报与联防”研究试点技术报告·····	章 淹(209)

梅雨锋上中间尺度扰动的发生¹⁾

胡伯威 王灵艳²⁾

(湖北省气象局科研所)

提 要

几个个例分析表明,梅雨锋上中间尺度扰动(其中包括低涡)的发生与对流层中层的正涡度平流有密切关系,其前提是对流层下部具有位势不稳定层结。本文定性地讨论了它的物理过程。

中层正涡度平流的常见形式除了西风槽前正涡度平流以外,还有高原低层中间尺度低值系统移到高原东侧形成的中层正涡度平流,以及中间尺度大风中心在后方的正涡度平流等。

此外,低层局部平流锋生,也是发生中间尺度扰动的一种启动机制。

长江中下游梅雨锋上的暴雨,与活跃在梅雨锋上的中间尺度扰动有密切关系。这种中间尺度扰动,表现为连续的大尺度云带上出现直径几个纬距的白亮云团(一般没有明显的涡旋状结构)。降水在这里扩展到700mb切变线以北,并比梅雨锋其它部分大为增强。温湿结构上出现深厚湿柱。风场有时出现对流层下部涡旋,则称为低涡。有时没有明显涡旋,但仍有移动性的暴雨区。一般中间尺度扰动可能在长江中下游不同的地段初生,但明显的低涡总是初生于高原东近侧,特别是在四川盆地附近。这里指的是平原低层低涡。至于高原上的低层中间尺度系统(低涡或移动性切变线等)都在500mb附近,当它们移到高原东侧时往往在本层消失了,或者先化为小槽形式,然后消失。但有时在这种情况下可以导致平原低层低涡的发生。我们把高原涡和因之产生的长江流域涡不看作同一系统。

本文首先举例分析这样一种低涡发生的机制。

1976年6月5日20点在35°N以南,曾一度控制西藏高原的脊,东移到四川西部。这时高原东南部(横断山脉一带)有较强的西南风。而在35°N以北,槽脊位相与35°N以南相反,新疆是一个稳定的脊。脊前WNW风达到高原东北部,所以高原东部此时是两支偏西风气流的汇合地

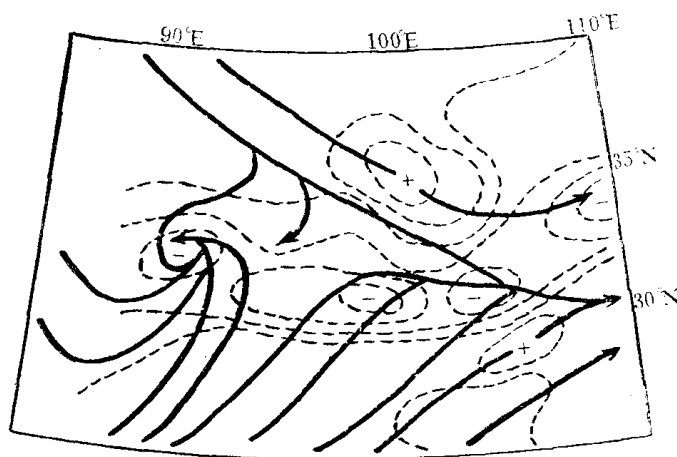


图1 1976年6月5日20点青藏高原附近500mb流线和散度图
实线为流线,虚线为等散度线。

1) 本文是“梅雨的环境背景以及切变线、低涡若干问题探讨”中的一部分。

2) 罗增新、刘明宽、刘桂芝等参加资料和计算工作,匡本贺、王新启等协助绘图。

带(图 1), 在这个汇合带上有低层平流锋生。虽然北侧没有明显的冷平流, 但南侧平流增温显著。昌都一带24小时增温 4°C 左右。随着平流锋生出现了铅直正环流, 使风场结构趋于倾斜。这一带记录少, 但可由昌都单站高空测风看到风场的倾斜。500mb 为 6m/s 的西南风。600mb 为 4m/s 的西南西风。而地面(在这里离600mb 比较近)为 8m/s 的北风。由于汇合锋生带南侧层结不稳定。低层铅直正环流南侧上升气流促使对流天气出现, 凝结潜热反馈作用加强了低层辐合。最明显的辐合发生在500mb 气流汇合带南侧(图 1)。600mb 汇合带和辐合带也有上述配合, 比500mb 更向东伸展一些(图略)。在卫星云图上有一条明亮的云带和上述辐合带一致(图略), 云带覆盖之处地面观测有雷雨。这支强的高原低层辐合带与12小时以后四川盆地低涡的生成有密切关系。

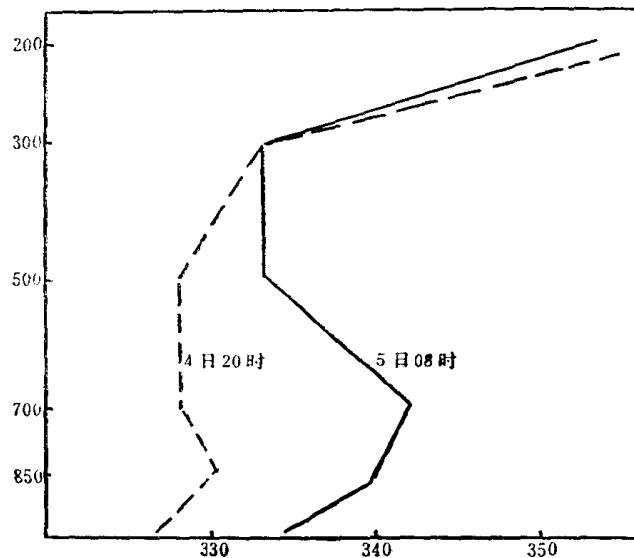


图 2 成都 0 se 铅直廓线变化图

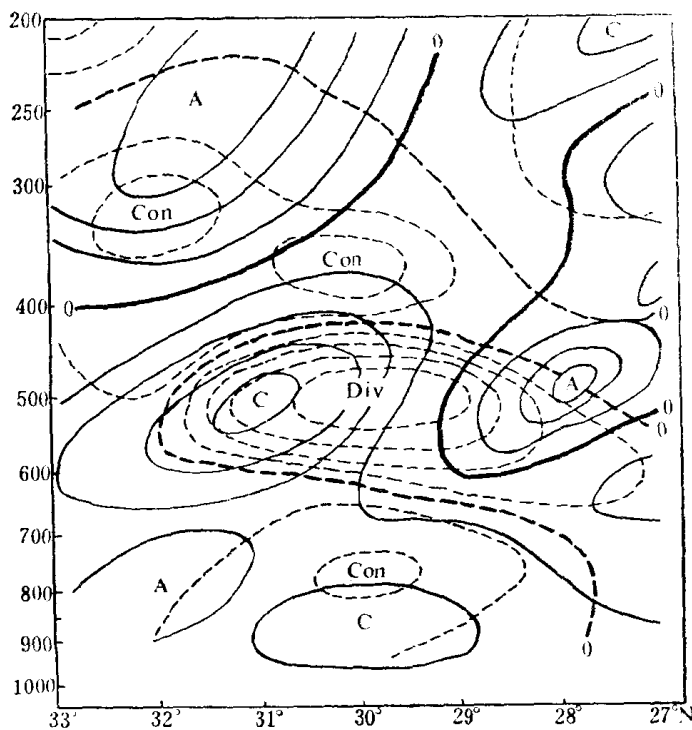


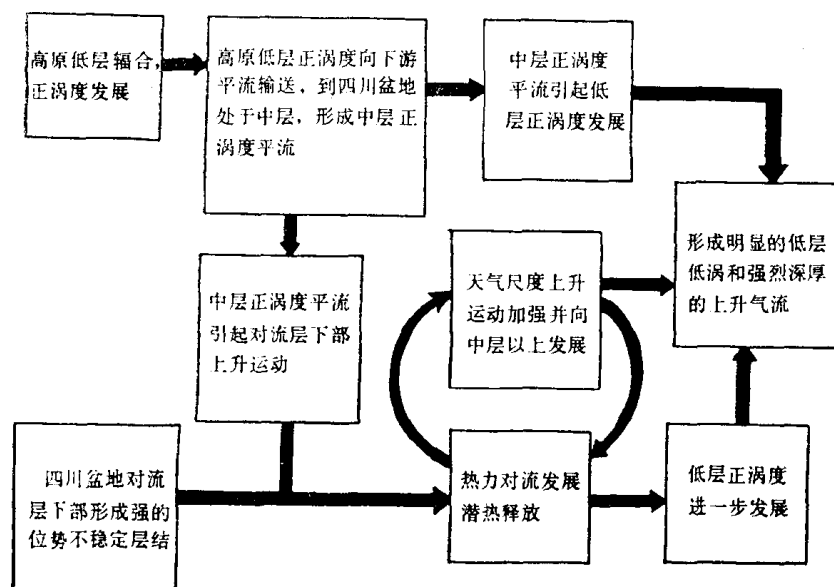
图 3 1976年6月6日08点涡度、散度铅直剖面图
实线为等涡度线, 虚线为等散度线。其中粗线为零线, 其余每隔 $2 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 一条

为 26m/s 和 20m/s 。风速向北显著减弱。由流场和涡度场随时间的演变推断, 这个正涡

6月4日20点四川盆地低层转西南风以后, 5日08点云贵高原湿舌伸进四川盆地, 低层假相当位温急剧上升。其中以850mb—700mb 增湿最为显著。而中层以上没有什么变化, 因此除在边界层是一个稳定层以外, 500mb 以下形成强而深厚的位势不稳定层结(图 2)。这时由于大尺度上升运动未出现, 这里是高积云和层积云天气。6日08点四川盆地上空500mb 附近出现强的正涡度中心(图 3)。低层也是正涡度, 但比500mb 弱得多。值得注意的是, 500mb 的强正涡度中心大致在强的辐散中心附近。正涡度中心附近的流场形式不是低槽或涡, 而是强的气旋式风速切变。重庆和南充的西风风速分别

度中心来源于5日20点横断山脉附近高原低层辐合带中产生的正涡度,由于正涡度出现在较强的偏西风气流中,形成其前方强的正涡度平流。到达四川盆地时,500mb等压面已处于大气中层。由于这时涡度平流很强,加之500mb以下有强的位势不稳定层结,变化过程中难以及时达到热成风适应。因此这时500mb辐散很强,而且辐散中心不在正涡度平流中心附近,而是在正涡度中心附近。当时对流天气已经发生,特别是盆地东南部雷雨强度较大。由于正涡度平流集中于500mb附近层次,最初只有利于对流层下部天气尺度上升运动的发展^[1]。从散度剖面图(图3)大致可以看出,上升运动只能勉强达到500mb附近。但因为能够触发低层不稳定气层中热力对流的发展,中小尺度垂直气流可以发展到对流层上部,导致深厚层次的非绝热增温,使天气尺度上升运动的强度和垂直范围进一步发展。实际上6日08点以后雨势一度加大,酉阳站出现6小时雨量70mm的记录。由于变化迅速,缺乏连续的高空测风资料,所以不能完整地表现出这一发展过程。到下一观测时次(6日20点),低涡移到鄂西南附近已趋于减弱。但和6日08点比较,仍可看到低涡西南部辐合区向上延伸到400mb,而低层正涡度明显加强。散度、涡度剖面图上,正涡度中心由中层转到低层(图略)。

综上所述,这次低涡发生的物理过程可用框图表示如下:



这可能是一种有代表性的低涡发生过程。但高原东部低层(同时也是四川盆地中层的上游)正涡度场的表现形式,通常是低涡或中间尺度切变线。所以上述低涡发生机制,也是高原低涡在东移过程中“下落”到平原低层的机制。

在高原东侧其它地方,也有这样的低涡发生过程。例如1976年6月14日20点在500mb

高原切变线东段玉树附近，有一个涡旋(图略)，15日08点移出高原，演变为低槽形式。槽前在西安附近有强的正涡度平流(图4)，15日20点700mb在这里出现低涡。

另一种常见的情况是高空西风槽诱生的低涡。彭究成等^[2]曾指出西南低涡的发生与高空槽有密切关系。近年来了解到，不是每一个低涡的发生都和高空槽有关系。但很多情况下高空槽的诱发作用是不能忽视的。这种诱发机制，究竟是高空槽前辐散(与正涡平流有关)还是与高空槽相伴的锋区斜压动力作用?是哪一层的正涡度平流起重要作用?这里分析一次高空槽比较明显的生涡实例:

1978年6月中旬初，我国西部有一个深厚的西风槽逐日东移。槽底达到高原南部，槽后有很强的冷温槽进入高原，因而低槽随高度明显后倾。12日20点500mb槽线移至河套西侧到金沙江一线。此时200mb的低槽则落

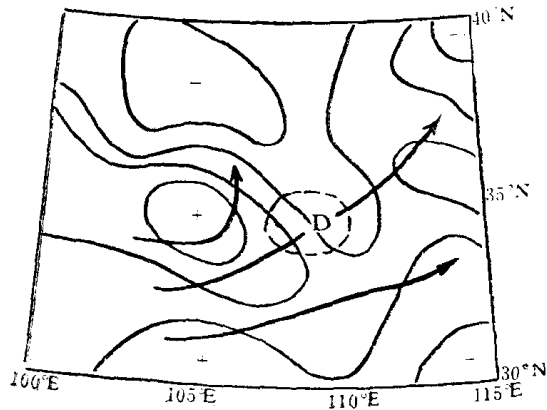


图4 1976年6月15日08点500mb涡度和流线图
D处为15日20点700mb初生低涡位置

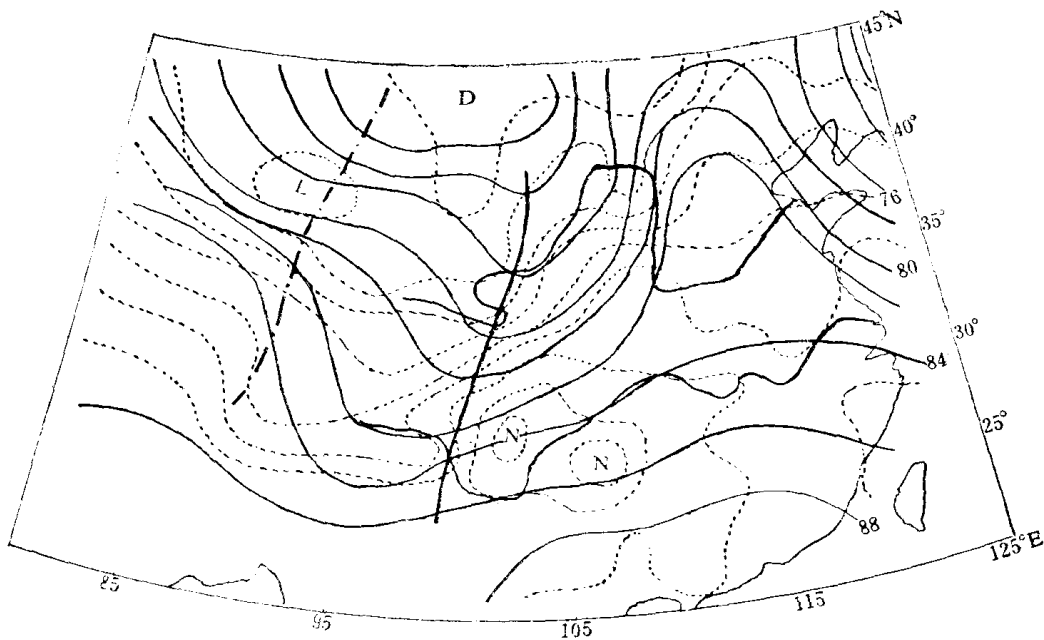


图5 1978年6月12日20点500mb形势图 点划线为200mb槽线位置

后10个经度以上(图5)，500mb槽前有强的正涡度平流出现在高原东侧(图6)。这时700mb四川盆地已有低涡形成(图7)，在低涡南方、贵州西部迅速发展起一片暴雨。后

半夜暴雨加强扩大，并移到贵州东部，遵义、酉阳6小时降水都超过50mm。高空槽北段槽前云系和天气与南段槽前低

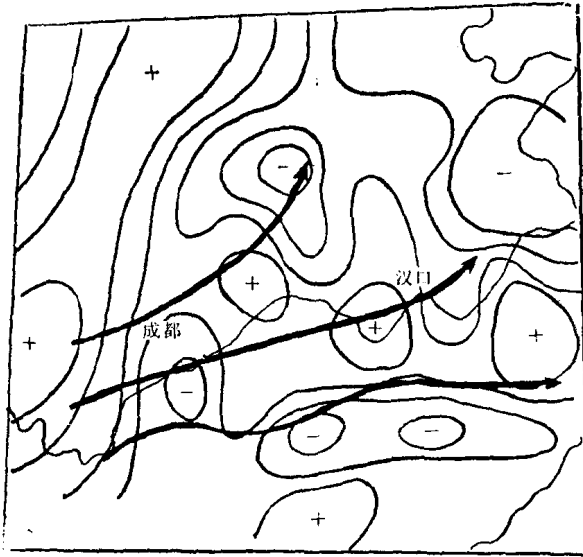


图6 1978年6月12日20点500mb涡度和流线图

涡云系和天气有显著的差别。由13日08点卫星云图(图8)可以看到，我国东部有一条纵贯南北的大范围云带。在32°N以北表现为结构均匀的盾状云系，即典型的西风带高空槽云系。整齐的后界大体和500mb槽线重合。在云系下面是一片强度比较均匀的非对流性降水。32°N以南的云系表现为一些彼此分离、大小不等的对流云团。其中最大的一片对流云覆盖于直径约5—6个纬距的辐散状卷云之下。东南部分就是川东南和贵州的雷暴和暴雨区，

它和上述低涡有直接联系。另外，低涡东部有一个较小的云团，也是一个暴雨区。南方对流云团群和北方盾状云系的分界线大体与 $\theta_{e,500} - \theta_{e,850}$ 的零线一致。可见同一高空槽在不同性质气团中发生不同的物理过程，出现不同的云系和天气。在北方稳定气团中，云雨的产生直接与高空槽前正涡度平流引起的大尺度上升运动相联系。由图9看到，锋区与槽线相交，华北锋区一部分在槽前，这里没有冷平流，因而锋区的移动是靠稳定气团中槽前上升气流引起的降温。由图8看到，在500mb槽线后面有一些窄条状的云向西南方延伸，大体与锋区平行，但这不是锋面云系。云条在红外云图上色调白亮，而在可见光云图上稀疏模糊。因此它们只是高层的卷云，愈往南方愈稠密。由此看来，这是沿高层急流（急流大致平行于对流层锋区）漂移向我国东部的卷云。指出这

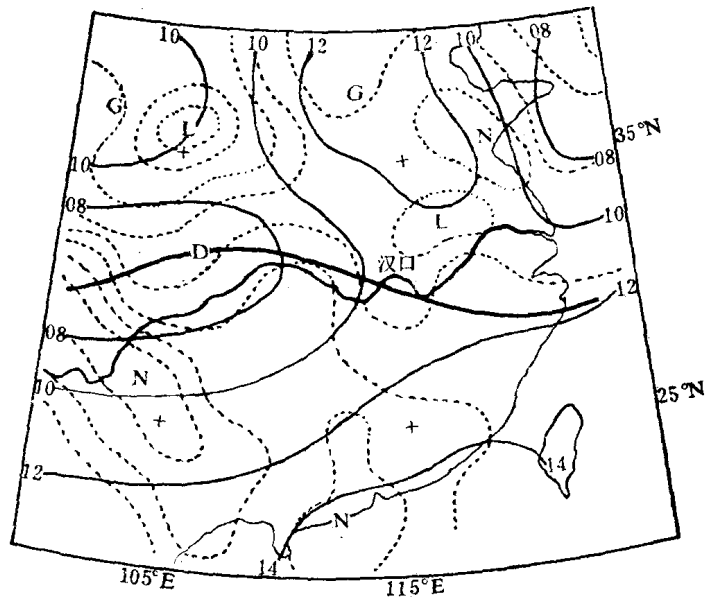


图7 1978年6月12日20点700mb形势图
粗实线为切变线，虚线为等温线



图8 1978年6月13日08点卫星(红外)云图
粗实线为500mb槽线, D处为700mb低涡中心

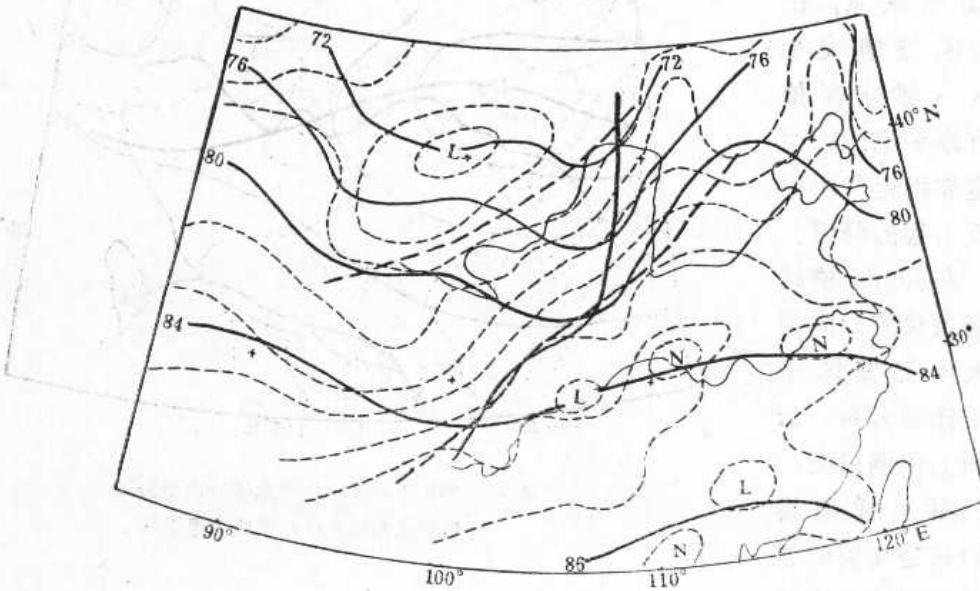


图9 1978年6月13日08点500mb图 两条粗线之间为锋区, 其余同图1

一点，是说明锋区位于500mb槽后的这一段本身，没有造成上升运动的机制。

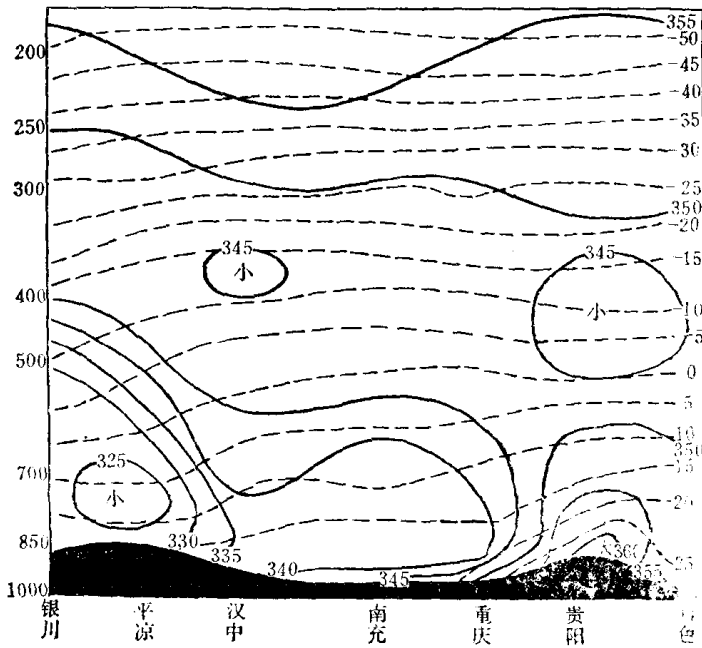


图10 a 1978年6月12日20点通过四川盆地剖面图
实线为 θ_{se} 线，虚线为等温线

在高空槽南段，比较12日20点500mb正涡度平流和12日20点—13日02点初生暴雨区的位置可以看出，暴雨和低涡的初生与中层槽前正涡度平流有关，而和锋面没有关系。这次高空槽东移，虽然伴有强的冷温槽和锋面移动，但剖面图（图10 a、b）清楚地看到，12日20点冷锋只达到汉中附近，而暴雨发生在贵州，和锋面之间还隔着一个受低层准水平稳定层控制的四川盆地。13日08点冷锋才进入四川盆地北部。在这过程中，四川盆地并没有发生明显降水。

值得注意的是，12日20点

500mb低槽南段移到高原东侧后移速显著减慢，一度停滞于四川盆地(图11)。这可能与西风气流下高原的动力作用有关。这时低层低涡和暴雨区仍以较快的速度东移，并与500mb槽线的距离逐渐增大。这时低涡南侧降水一度减弱。高空槽移过四川盆地后移速又加快，槽线和低涡再次靠近。13日20点500mb槽线和850mb低涡中心距离约7个经度，14日08点这个距离只有3个经度。这时850mb锋区移到低涡中心附近(图12)，低涡开始增强，14日20点144位势什米圈显著扩大(图略)，地面图上鄱阳湖附近有气旋波形成(图略)。这次加强和发展，与中层槽前正涡度平流区再度和低涡重叠以及锋区进入

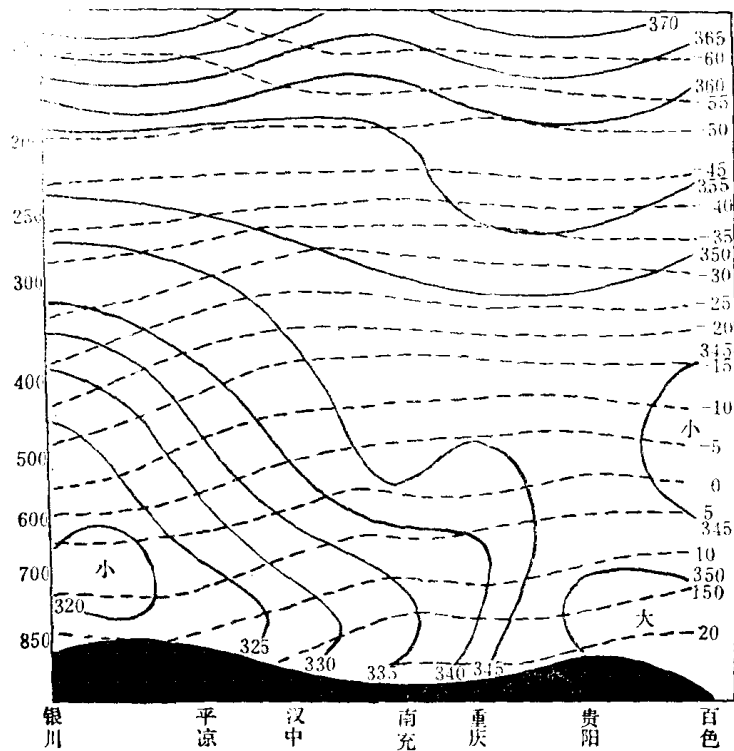


图10b 1978年6月13日08点通过四川盆地剖面图 说明同a图

低涡有关。

以下再举一个在靠近长江下游发生中间尺度规模暴雨的例子。这是紧接前述第一个

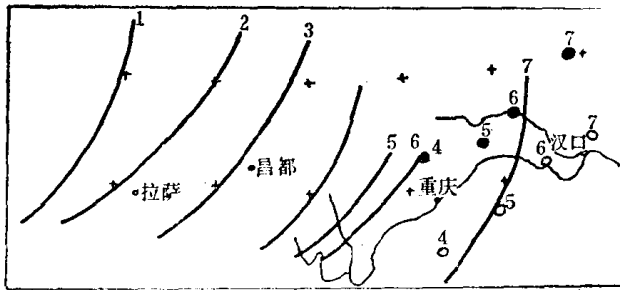


图11 低槽低涡综合动态图

粗线为槽线；·为700mb低涡中心；○为850mb低涡中心；数字1—7分别表示从11日08点到14日08点(每隔12小时)各观测时次。

低涡发生过程之后。1976年6月6日14—20点雨量图(图略)上,可以看到长江以南有两片大雨区。一片在湘西北,另一片在鄱阳湖西侧。两个大雨中心相距约500km,后者约在6日下午新生于湘赣边境。20点以后,这片大雨略为东移并迅猛加强。6日20点到7日02点景德镇雨量为130mm,到08点,12小时雨量为185mm。从高空和地面天气图上,看不到直接与这片大暴雨相联系的明显天气系统。只在低层西南

气流中有气旋式弯曲。暴雨开始前这一带低层湿度增高,形成位势不稳定层结。但当时江南其它地区也具备这个条件,可见这不是发生暴雨的充分条件。值得注意的现象是,6日20点500mb在汉口、阜阳一带有一个中间尺度的大风速轴,其右侧是一个强的负涡度中心,负涡度中心后方涡度梯度很大,而且流线与等涡度线近于正交,形成强的正涡度平流(图13)。600mb和400mb也有较强的正涡度平流,这里就是大暴雨发生的地方。这时500mb正涡度平流区与500mb辐散中心以及700mb辐合中心是一致的(图略)。这一次暴雨虽然很强,但没有形成低涡。实际上在长江中游以下很难看到初生低涡的例子。

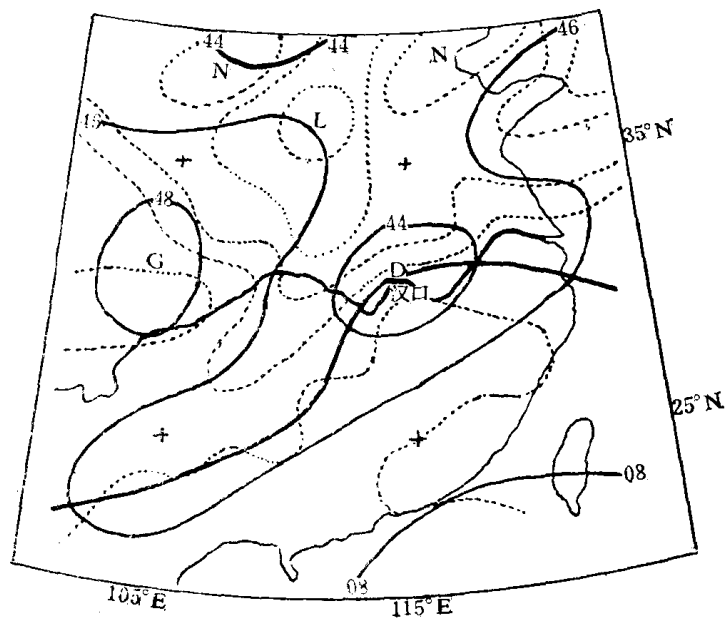


图12 1978年6月13日08点850mb图

至此我们所举的例子都表明,对流层中部(在平原地区主要指500mb附近)的正涡度平流对于低层中间尺度扰动和暴雨的发生起到十分重要的启动作用。正涡度平流的表现形式,除了较常见的高空槽以及高原低层中间尺度扰动向平原传播外,还要注意具体流场变化中可能形成的其它形式的正涡度平流,例如前面提到的中间尺度大风速中心右后方的正涡度平流。由于副热带夏季高空流场一般较弱,因此,分析上要求更为细致一些。但由于大气层结位势不稳定,有时较弱的扰源也可以引起强烈发展。

除此之外,低层的平流锋生也能导致中间尺度规模的暴雨以至低涡的发生。

1976年6月16日，四川盆地一个低涡就是在低层平流锋生过程中形成的。6月15日贵州到川南一带低层暖湿气流加强，位势不稳定层结明显(图14 a)。15日20点在卫星云图上，这一带出现一些直径一个多纬距的“爆米花”样式的对流云团(图略)。由于这时渭河流域有一个涡旋出现，川北一带低层转北风，因此在四川盆地有明显的平流锋生，比较15日20点和16日08点的剖面图(图14 a、b)可以看到，15日20点四川盆地附近700mb以下没有明显锋区。16日08点低层冷空气

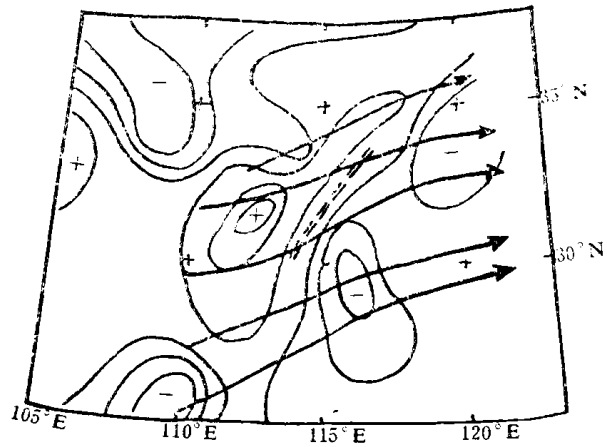


图13 1976年6月6日20点500mb涡度和流线图
双虚线为500mb大风速轴

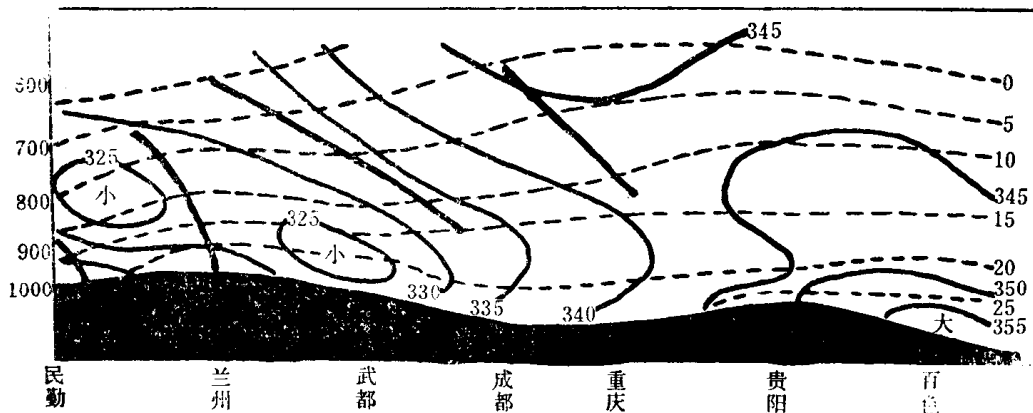


图14 a 1976年6月15日20点通过四川盆地剖面图

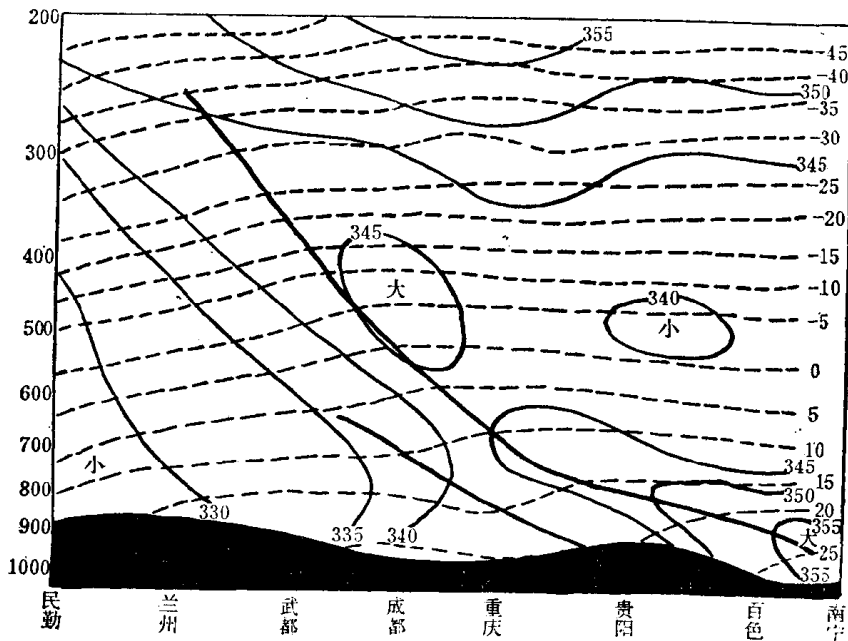


图14 b 1976年6月16日08点通过四川盆地剖面图

气侵入四川盆地，形成明显的锋区。加强后的锋区下段，有很大的倾斜度(即坡度很小)，可知在平流锋生的同时，环绕锋生线出现一个正的铅直环流。由于锋生限于低层较浅的

层次内，因此这个铅直环流也应限于低层。但由于其南侧有明显的位势不稳定层结，经抬升后热力对流发展，出现大雨，潜热反馈作用使上升气流加强并向上发展。这时低涡在四川盆地生成。卫星云图上低涡东南部有完整的带有辐散状卷云的低涡云系。

紧接着上述过程，在两湖盆地发生的一次中间尺度暴雨也有类似的机制。16日20点原在渭河的一个低涡(前面曾提到)已移到黄河下游。四川低涡则移到川鄂边境。在北方低涡后部和长江

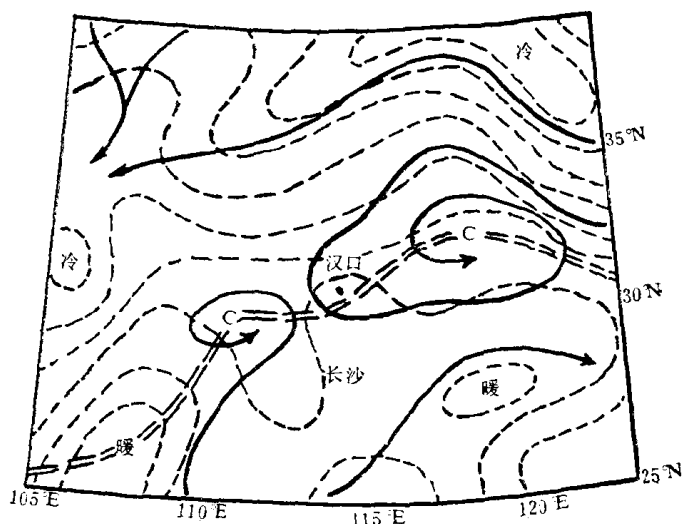


图15 1976年6月16日20点850mb等 θ_{se} 线和流线图 双虚线为切变线

低涡前部850mb形成一个变形场。其伸展轴大体和 θ_{se} 锋区平行，是锋生的有利条件(图15)。对比16日08点和20点跨过锋区的剖面图(图16 a、b)可以看到，低层在温度梯度加大的同时，锋面坡度变小。这表明在锋生的同时出现一个正的铅直环流。16日08时剖面图上，由于当时湖南一带受下沉气流控制，形成下湿上干、强的位势不稳定层结。不稳定层的北缘达汉口附近。16日20点低层锋区移到汉口附近。铅直正环流南侧的上升运动使不稳定层抬升，对流发展。汉口上空 θ_{se} 值上升，此时汉口附近暴雨开始。17日08点汉

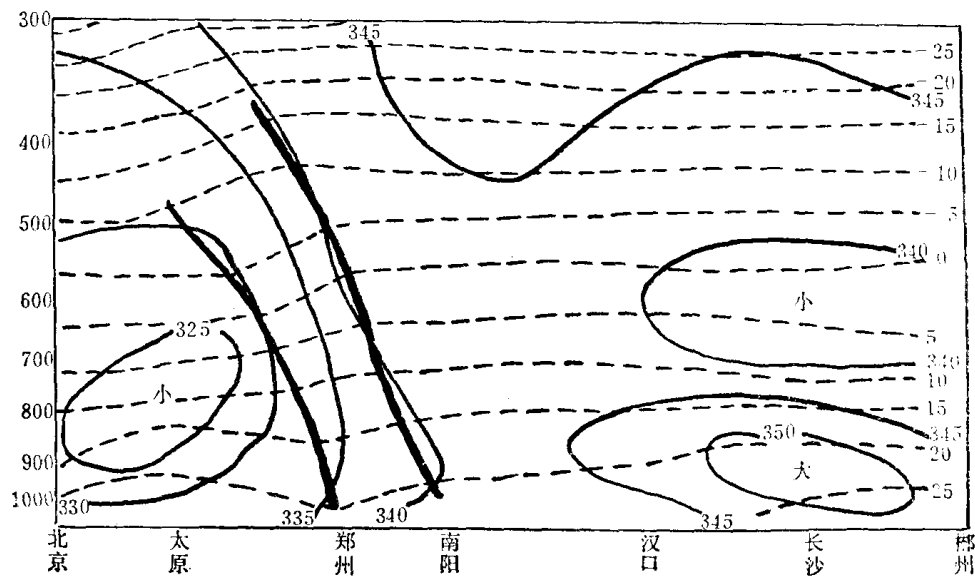


图16a 1976年6月16日08点长江中游南北向剖面图

口不稳定层已破坏，层结接近湿绝热中性，而长沙上空 θ_{se} 值开始上升，此时暴雨移到长沙附近。这次暴雨过程属于常见的“涡后冷锋式切变线暴雨”。

应用群指数预报汛期暴雨

邬宗汉 黄长花 韩德恭

提 要

暴雨是一种多尺度的复杂天气过程，流场和各种物理量对暴雨的反映，低层比高层好。本文就是把低层（主要是850mb）反映暴雨特征比较好的五个物理量，即涡度、散度、西南急流、湿度和稳定度等进行组合，所得到的组合量称之为“群指数”。经过对八年资料的计算和普查，找出了预报大一暴雨的临界值，同时结合天气形势进行排空和补漏，并以此设计了一个预报程序。从结果看，历史概括率较高，试报也有较好的效果。

前 言

暴雨是一种多尺度的复杂天气过程，用单一的方法只从某一方面去探索它，往往得不到较好的效果，只有从各方面尽可能地揭示出与暴雨有关的物理特性，并对它们进行综合分析，才有较好的效果。另外，我们还感到，流场和各种物理量对暴雨的反映，低

此外，前面提到1978年6月14日鄱阳湖附近出现气旋波以后，在波后冷锋附近产生一片大暴雨。分析表明，暴雨的发生也和低层平流锋生有关。平流锋生在适应变化中产生正的铅直环流（或者说锋生区南侧温度平流拉普拉斯的正值区的上升运动），在强的位势不稳定层结条件下，可以酿成暴雨，甚至导致低涡生成。这可能是梅雨季节北方弱冷空气直接对暴雨起作用的一种机制。

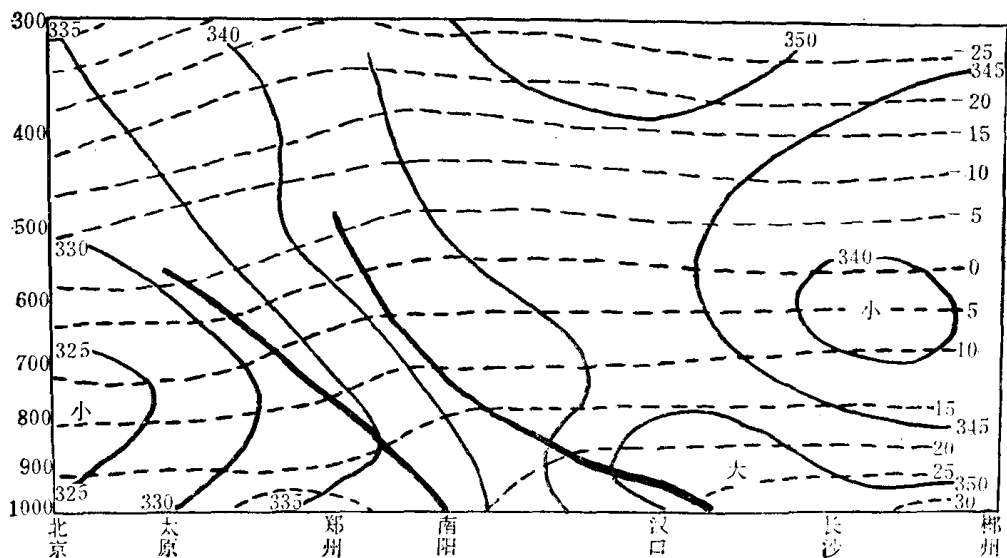


图16b 1976年6月16日20点长江中游南北向剖面图

层比高层要好。基于这个观点和事实，我们就把低层（主要是850mb）反映暴雨特征比较好的几项物理量的指数进行组合，其组合量称之为“群指数”（以Q表示），再结合天气形势，应用于暴雨短期预报上。我们用这个预报方法普查了488个样本，历史概括率较高，试报结果也比较满意。

一、群指数Q的计算

我们选取了与浙江梅汛期暴雨关系比较密切的五个物理量：即低空的涡度、散度、西南急流、湿度和稳定度。

其表达式为：

$$Q = h \cdot \text{curl} \vec{V} - h \cdot \text{div} \vec{V} + J_{sw} - \frac{3 \text{SI}}{1 + (T - T_d)_{850}}$$

式中 $h \cdot \text{curl} \vec{V}$ 、 $h \cdot \text{div} \vec{V}$ 分别为涡度、散度与距离的乘积。因为

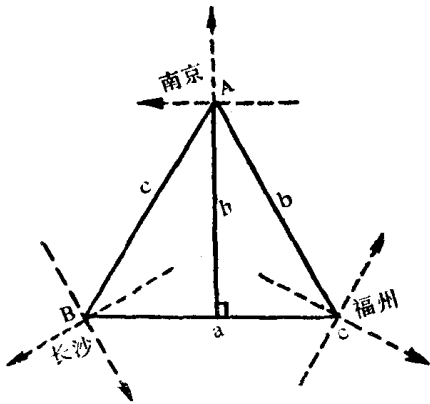


图1

$$\text{curl} \vec{V} = \oint \frac{\vec{V}_s \cdot d\vec{l}}{\sigma}$$

$$\text{div} \vec{V} = \oint \frac{\vec{V}_n \cdot d\vec{l}}{\sigma}$$

（式中 σ 为计算区域内的面积，其他与惯用符号相同），根据三点法求涡度、散度的原理^[1]（见图1），可得

$$\text{curl} \vec{V} = \oint \frac{\vec{V} \cdot d\vec{l}}{\sigma}$$

$$\begin{aligned} &= \frac{1}{\sigma} \left[\frac{(\vec{V}_A + \vec{V}_B) \cdot \vec{AB}}{2} + \frac{(\vec{V}_B + \vec{V}_C) \cdot \vec{BC}}{2} + \frac{(\vec{V}_C + \vec{V}_A) \cdot \vec{CA}}{2} \right] \\ &= -\frac{1}{2\sigma} \left[\vec{V}_A \cdot \vec{CB} + \vec{V}_B \cdot \vec{AC} + \vec{V}_C \cdot \vec{BA} \right] = -\frac{1}{2\sigma} \left[aV_{AS} + bV_{BS} + \right. \\ &\quad \left. + cV_{CS} \right] = \frac{V_{AS}}{h} + \frac{V_{BS}}{h} + \frac{V_{CS}}{h}, \text{ 所以 } h \cdot \text{curl} \vec{V} = V_{AS} + V_{BS} + V_{CS} \end{aligned}$$

同样可得：

$$h \cdot \text{div} \vec{V} = V_{An} + V_{Bn} + V_{Cn}$$

其中 V_{AS} 、 V_{BS} 、 V_{CS} 分别为 A、B、C 三点平行于其对边的风速分量； V_{Bn} 、 V_{An} 、 V_{Cn} 分别为三顶点垂直于其对边的风速分量。

$\text{curl} \vec{V}$ 、 $\text{div} \vec{V}$ 的具体算法是用透明小卡片，上面预先作好对应于天气图上的南京、长沙、福州三个点的“+”字线，它们分别垂直和平行通过各点的对边，箭头所指方向