

卫星气象

SATELLITE METEOROLOGY

(1993)

国家卫星气象中心

一九九三年十二月

目 录

论文与技术报告

1991 年江淮流域持续暴雨的行星尺度和天气尺度平均云量特征	叶惠明 方宗义 朱小祥 李桂芝(1)
关于 GMS-4 太阳高度角余弦订正的实验结果	卢乃锰(9)
FASCODE 简介及与实验的比较	王维和(12)
大气中微量气体的红外吸收	王松皋 张广顺 朱舜斌(19)
选取 FY-1(02 批)气象卫星待定通道的意见	黄意玢 张广顺(26)
气象卫星遥感反演进展及其与地基大气探测的关系	董超华 黎光清(31)
PC-TOVS 系统用户界面研制报告	胡筱欣 张凤英(43)
利用卫星垂直探测 TOVS 资料反演臭氧总含量	张凤英 冉茂农 吴保锁 董超华 罗东风 胡筱欣 王美华(50)
FY-3 气象卫星遥感通道选择建议报告	黎光清 钮寅生(59)
红外短窗区大气透过率	吴承权 王保华 张立军 王光华 张玉香(71)

书刊评介

评《气象卫星:系统、资料及其对环境的应用》	陶诗言(18)
《气象卫星对中尺度系统的监测》简介	周培(42)
《风云三号气象卫星遥感通道选择专家组 1992 年研讨会专集》简介	杨玉华(104)

国外气象卫星应用及学术交流

NOAA-AVHRR 资料的大气订正算法的理论和应用	张红(79)
交互分析/预报/反演系统的卫星探测产品及其应用	罗东风(106)
芬兰气象局业务和科研工作介绍	邱康睦 罗东风(120)
欧洲气象卫星的发射和调整	郭陆军(127)

1991 年江淮流域持续暴雨的 行星尺度和天气尺度平均云量特征^①

叶惠明 方宗义 朱小祥 李桂芝

摘 要

本文利用 GMS-4 卫星的 IR 数据提供的大范围平均云量参数和平均 TBB(亮温)资料,分析 1991 年 5 月 19-26 日、6 月 2-20 日和 6 月 29-7 月 13 日三段江淮流域强降水过程的大范围平均云量和平均 TBB 分布特征,同时对梅雨锋多云带上平均 TBB 日变化和高、低层流函数及无辐散风场特征也做了分析。结果表明梅雨锋是由云量 $\geq 80\%$ 及以上的层积混合云组成的多云带,它的建立及所带来的持续暴雨与印度西南季风多云区和高原多云区有极为密切的关系。

1 引 言

每年的 6-7 月,梅雨锋的活动在东亚地区常常带来显著的降水,80 年代国外对梅雨锋的低层风场、水汽输送和温度梯度等大尺度特征有过不少研究^{[1][2]},Akiyama 同时还利用 GMS 卫星的 IR 数据得到的高云量资料描述梅雨锋的时空变化,分析和研究了梅雨锋活跃阶段与不活跃阶段,中国大陆和西北太平洋以及 00GMT 和 12GMT 日变化之间的差异,从卫星资料方面得到了一些大尺度的特征^[3]。在我国,对梅雨锋也有一些研究,但利用静止气象卫星数据资料提取大范围云参数的工作不多见,云量在重大天气过程的应用更是如此。本文在方宗义、朱小祥等人率先把此方法应用到气候领域的研究^[4]之后,利用相同方法,从 GMS-4 气象卫星的 IR 数据资料中提取了 1991 年 5 月 19-26 日、6 月 2-20 日和 6 月 29-7 月 13 日江淮流域三段持续性特大暴雨的过程中,0-50°N、80-150°E 范围的总云量和平均 TBB 分布场,并比较分析了三段过程之间平均云量和平均 TBB 分布特征的差异,暴雨区(带)的差异及高低层流函数及无辐散风场的差异,进一步揭示了低纬夏季风云系对梅雨期暴雨的影响是造成 1991 年江淮流域严重灾害的重要原因之一。

2 三段暴雨过程的平均雨带分布特征

图 1a、b、c 分别给出了 1991 年 5 月 19-26 日、6 月 2-20 日和 6 月 29-7 月 13 日三段梅雨期江淮暴雨过程的平均降水时空分布特征,图中绘制了 $\geq 100\text{mm}$ 降水等值线($< 100\text{mm}$ 降水略),可以看到,第一段暴雨过程的主要降水出现在长江中下游和淮河部分地区,大范围的降雨带还未出现;第二段暴雨过程出现较宽的降雨带,从江淮流域到西南地区,呈东北-西南走向, $\geq 200\text{mm}$ 的降水集中在江淮大部地区,但在湖北的西到西北部的

① 本文得到了 85-906-08-01-04 课题的资助

宜昌、襄阳等地和湖南北部的常德、岳阳地区为少雨区,在第三段暴雨过程,呈东北—西南走向的雨带相对第二过程窄,强降水较集中。从降水强度看,第一段过程江淮地区最强的降水中心值为 261mm,仅出现在局部地区,第二和第三段过程分别为 349mm 和 751mm,其中 200mm 以上的降水带从江淮地区延伸到西南地区,600mm 的降水出现在湖北北部、安徽西部和江苏北部地区,并内嵌有 700mm 以上的中心,降水一场比一场强。

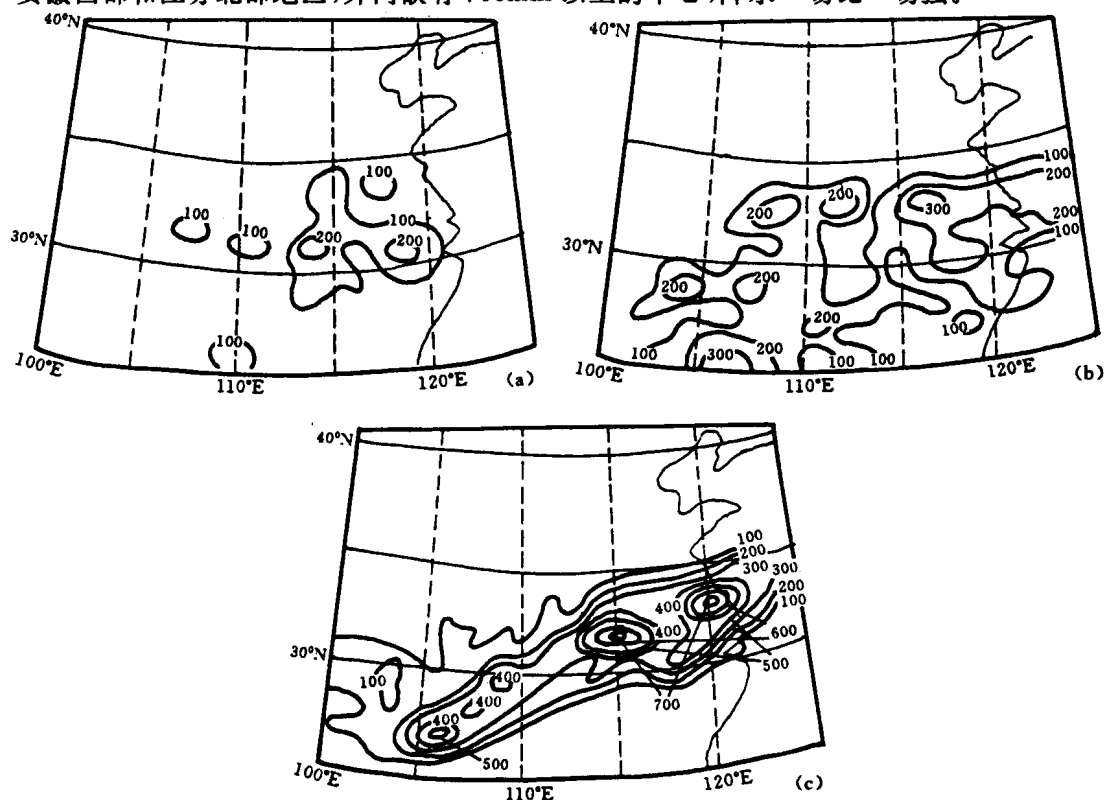


图 1. (a)1991 年 5 月 19—26 日, (b)6 月 2—20 日和 (c)6 月 29—7 月 13 日
江淮暴雨过程中总雨量 $\geq 100\text{mm}$ 的降水分布

3 三段暴雨过程的平均云量和平均 TBB 分布特征

3.1 平均云量分布特征

利用 GMS-4 气象卫星的 IR 数据计算的总云量,得到了上述三段暴雨过程中 0° — 50°N 、 80° — 150°E 范围的平均云量分布(图 2a、b、c),并将云量 $\geq 80\%$ 的带状区域定义为梅雨锋区或锋区。

比较图 2a、b、c 三图可以看到三段暴雨过程中平均云量分布的明显差异:1)江淮流域的 80% 带状云量区的差异。在第一段暴雨过程中,长江中偏下游地区仅有小范围的 80% 多云量区,对应局部的 200mm 降水,100mm 的降水区与 70% 的云量区对应;第二段暴雨过程中,西起高原,整个长江流域、淮河流域至日本,横贯着一条带状的 80% 多云区,宽约 5—6 个纬距,西边宽,东边窄,呈 ENE—WSW 走向,内嵌有 90% 的云量区;第三段暴雨过程 80% 多云量带比第二段过程窄,呈准 NE—SW 走向,喇叭状。2)副热带高压少云区中

心活动的差异。许多研究表明,夏半年,我国东部雨带的位移与西太平洋副热带高压季节性的自南向北位移,有密切的关系,尤其是靠近东亚沿海的 $125^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ 之间的副高脊线位置与长江中下游的梅雨关系更密切^[5]。图 2a、b、c 三图的副高 $\leq 30\%$ 少云区中心在上述范围的活动与^[5]的结论是一致的。第一过程副高少云区中心位于 $20-21^{\circ}\text{N}$,以后随第二和第三过程的自南向北推至 $22-23^{\circ}\text{N}$ 和 $24-25^{\circ}\text{N}$,降水随之加强。3)季风多云区活动的差异。长江中下游的梅雨与印度西南季风、南海西南季风以及副高西南侧东南季风有关系,这一点早有结论且是得到公认的事实^{[6][7]},1991 年江淮流域罕见的特大持续性暴雨也是如此。从 25°N 以南的地区看到,第一过程多云区活动的范围与第二和第三过程有明显的不同。在第一过程,位于孟加拉湾西部高压少云区和副高少云区西南侧之间,有一个多云量区形成的舌沿中南半岛—南海北部往东北方向伸展,后面我们将看到,这个多云舌是由南海季风的的活动造成的。在第二和第三过程,孟加拉湾西部高原少云区消失,取而代之的是由西往东传的 80% 多云区,这个多云区在 100°E 附近向北和向东分为两支,向东的一支为 10°N 附近的 ITCZ 中的一部分,向北的一支到达高原、四川盆地后转向东经江淮地区到达日本,这就是梅雨锋带,它的建立和活动与印度西南季风和南海季风活动有密切的关系。

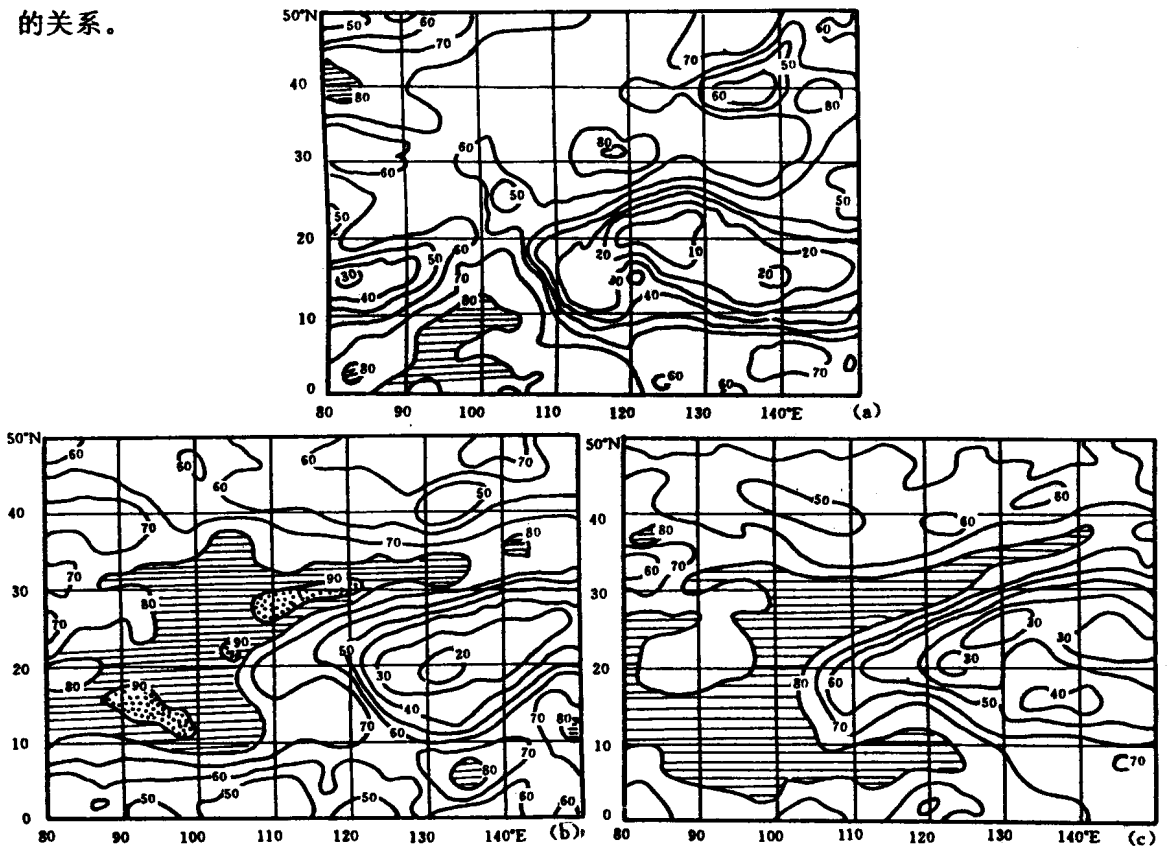


图 2. (a)1991 年 5 月 19—26 日, (b)6 月 2—20 日和 (c)6 月 29—7 月 13 日
江淮梅雨过程中平均总云量分布(阴影区和点区分别表示 80% 和 90% 云量区)

3.2 平均 TBB 特征

图 3a、b、c 分别是三段暴雨过程的平均 TBB 分布场,该图反映出两个明显的特征:一

个特征是梅雨锋云带所对应的云顶亮温(TBB)相对较暖,80%云区最外围仅与 -10°C 对应,c图上江淮地区80%云带内嵌有 -20°C 和 -30°C 区,这个特征表明了梅雨锋云带是由层状和积状云混合组成的事实,层状云相对较暖,积状云相对较冷,大范围较暖的层状云为积状云的发展提供环境条件,在这种环境中,只要有足够的水汽供应,辐合达到一定的强度,就能产生稳定的降水和具有一定强度的对流降水系统。另外一个特征就是低值中心的分布。除了江淮地区外,在高原和孟加拉湾一带也是低值区,表明了由于青藏高原地一气系统在夏季是一个强热源,在其主体上空形成一支强大的上升气流^[8],使对流云发展旺盛和印度西南季风云系的活跃,这两个低值区为下游的江淮流域暴雨区提供了能量和水汽输送,促使梅雨锋云带发展,降水得到加强。

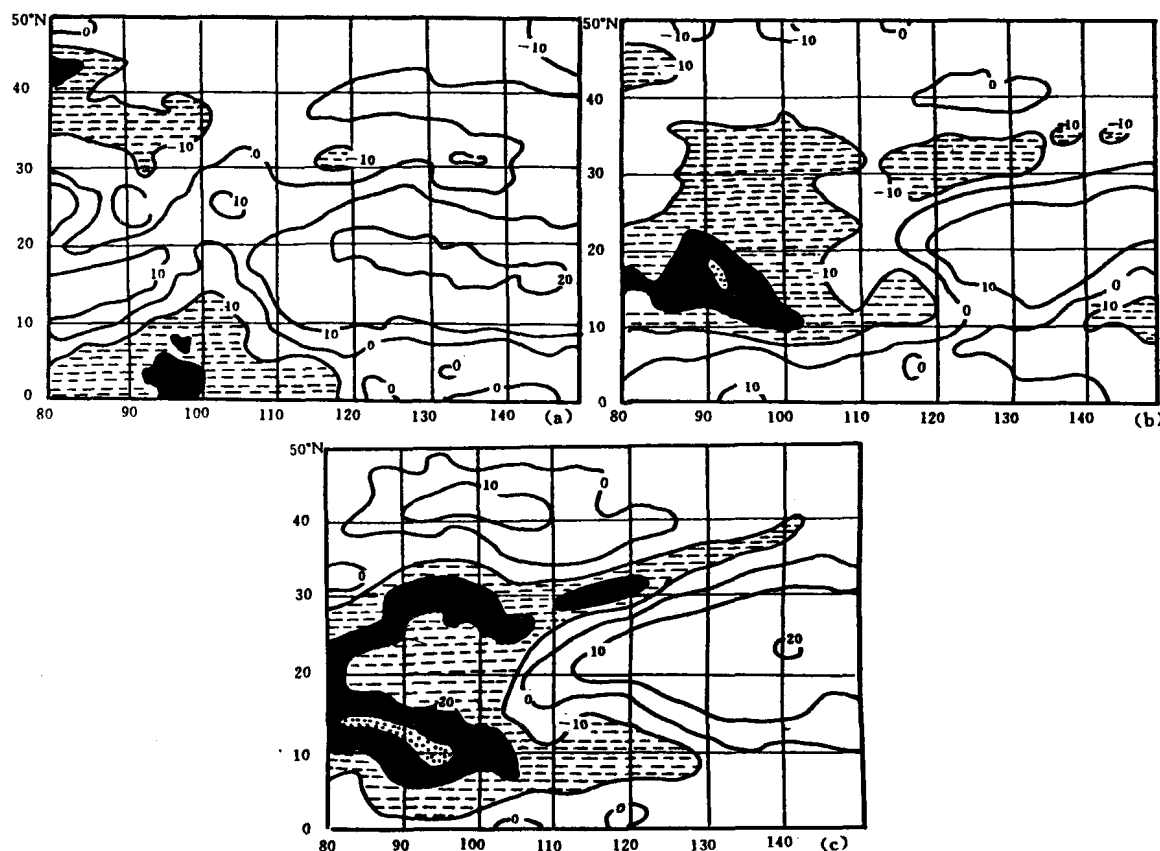


图3. (a)1991年5月19-26日, (b)6月2-20日和(c)6月29-7月13日

江淮梅雨过程平均TBB分布(虚线、黑色、点区分别表示 -10°C 、 -20°C 和 -30°C 区)

4 梅雨锋云带的日变化

Akiyama 在描述梅雨锋大尺度特征时,作了00GMT和12GMT之间低层水汽通量差异的分析。在描述中尺度特征时做了00GMT和12GMT之间的云量差异分析,得到了一些结果,这些结果对于了解梅雨锋活动的规律是有帮助的。这里我们用造成江淮地区特大暴雨的第三段过程梅雨锋云带上的平均TBB最低值描述梅雨锋的日变化。具体做法如下:

- 1) 把梅雨锋云带分为上、下游两段,上游为 $103-115^{\circ}\text{E}$,下游为 $115-122^{\circ}\text{E}$;
- 2) 将该过程每天三小时一次的同时时间 TBB 值累加后平均,得到单点的平均 TBB 值;
- 3) 在上下游梅雨锋云带中,从 02GMT 开始,每三小时分别选取一个平均 TBB 最低点成曲线。

通过平均 TBB 曲线的分析,可以看到梅雨锋活动的平均日变化的情况。在上游,梅雨锋云带上对应平均 TBB 曲线有两个低谷时间和两个高峰时间,低谷为 05GMT 和次日 17-23GMT,高峰为 02GMT 和 08-11GMT;下游的变化比上游复杂,05GMT 也是一个低谷,08GMT 升温出现峰值,之后缓慢地降温。17GMT 出现一个浅谷,20GMT 升温为相对的峰,23GMT 出现另一个浅谷。从平均的 TBB 数值看,低谷对应 $-38\sim-40^{\circ}\text{C}$,峰值对应 $-30\sim-32^{\circ}\text{C}$ 。由此看到,梅雨锋云带在 05GMT 和 17-23GMT 是加强的,02GMT 和 08-11GMT 相对减弱,总的看来,加强和减弱是缓慢进行的,变化在 $-30\sim-40^{\circ}\text{C}$ 之间(图 4)。

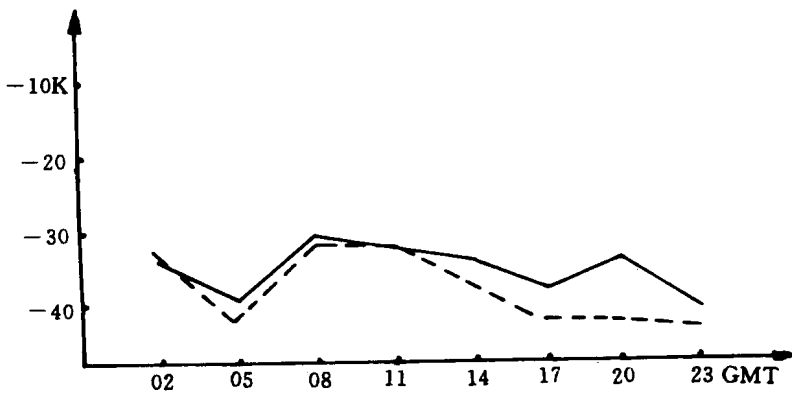


图 4. 1991 年 6 月 29 日~7 月 13 日强降水过程梅雨锋云带上平均 TBB 随时间的变化
(虚线为 $103-115^{\circ}\text{E}$, 实线为 $115-122^{\circ}\text{E}$)

5 三段暴雨过程的流函数及无辐散风场特征

图 5 和图 6 分别是三段暴雨过程 850hPa 和 200hPa 的平均流函数及无辐散风场。低层 850hPa 的一个突出特征是梅雨期暴雨的强弱与季风气流的通道有密切的关系。当只有一股南海季风气流影响时,江淮地区的降水相对弱。当有东传的印度西南季风气流与南海季风气流汇合影响江淮流域时,降水会大大加强,如第一过程与第二和第三过程的差异就充分表明这一点。在图 5a 中,江淮地区低层主要受南海季风的影响,印度西南季风没有明显的迹象;在图 5b、c 上,印度西南季风爆发,低层索马里急流穿越赤道后向东与印度西南季风和南海西南季风汇合,成为江淮地区梅雨期暴雨极为丰富的水汽输送,这是后面两个过程的降水强于第一过程的重要原因之一。在高层 200hPa,图 6a 中 100°E 附近的反气旋中心位于中南半岛,图 6b、c 上反气旋中心已北上到达高原,其北侧的北支急流跳跃北上,江淮梅雨锋位于反气旋脊线北侧和副热带急流的南侧。高层的辐散区正好迭加在低层 850hPa 梅雨锋辐合区上,加强了江淮暴雨区对流的发展,导致持续大暴雨的出现。

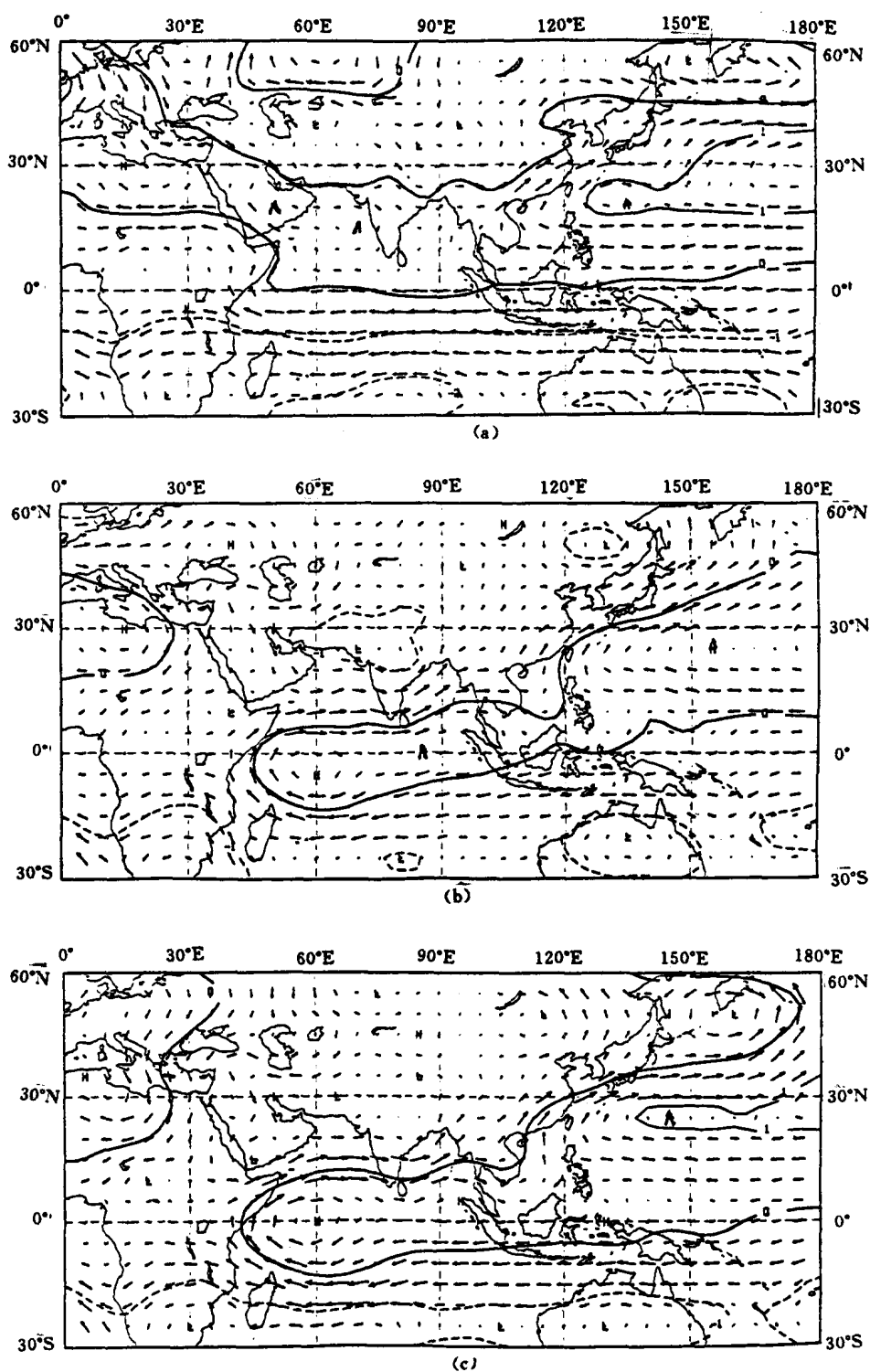


图5. (a)1991年5月19-26日, (b)6月2-20日和(c)6月29日-7月13日
江淮梅雨过程850hPa平均流函数及无辐散风场。

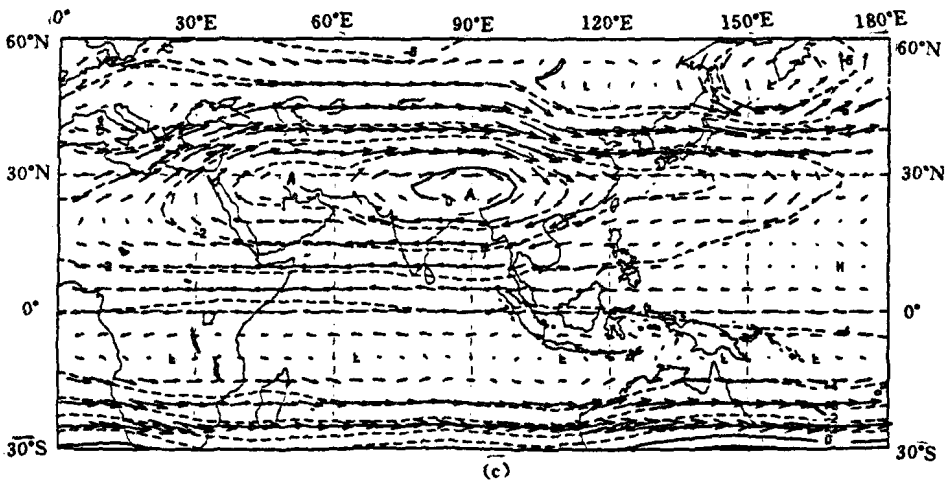
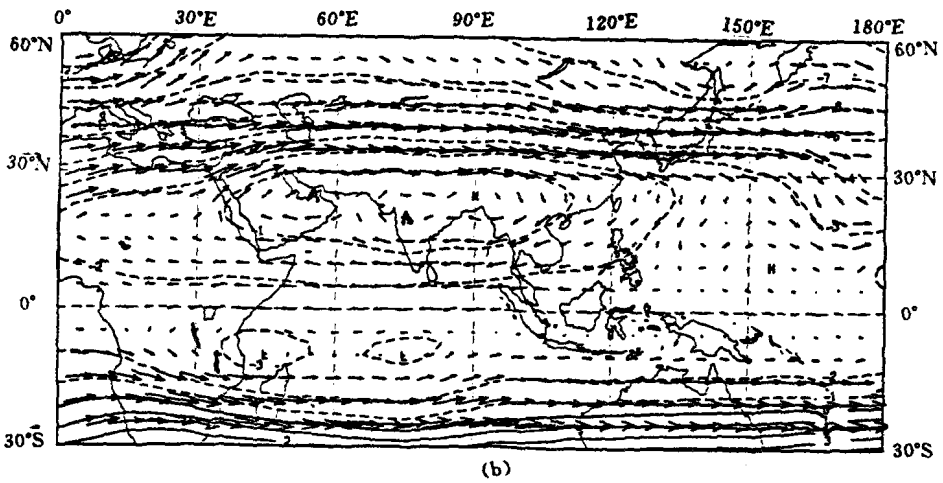
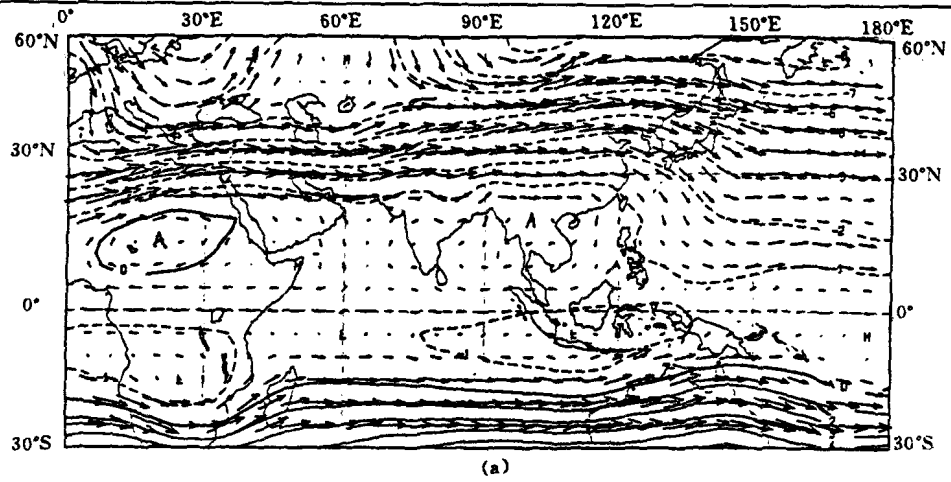


图 6. (a)1991 年 5 月 19-26 日, (b)6 月 2-20 日和 (c)6 月 29 日-7 月 13 日
江淮梅雨过程 200hPa 平均流函数及无辐散风场。

6 结 论

1991年5月下旬至7月上旬,江淮流域的特大持续性暴雨造成了这个地区大范围洪涝和巨大的经济损失。本文对这个时期的三段暴雨过程的大范围平均云量、平均TBB场的分布和流函数及无辐散风场特征进行了分析,同时对梅雨锋云带上的平均TBB日变化也作了分析,得到了以下一些结论:

(1)1991年5月下旬,梅雨锋云带还未建立,强降水仅出现在江淮流域局部地区,这个时期低层主要受南海季风的影响。6月上旬开始至7月上旬,随着印度西南季风的爆发,越过赤道的索马里急流东传与印度西南季风和南海西南季风汇合,使梅雨锋云带建立和加强,带来长时间、大范围的持续暴雨。

(2)梅雨锋云带处在较暖的区域中,强降水与嵌入其内的相对较冷的区域对应,表明了梅雨锋由层状和积状混合云的组成结构,对流降水系统是在较暖的层状云环境中得到发展和维持的。

(3)梅雨锋云带经历白天和夜晚不同的变化,平均的日变化加强时间出现在05GMT和次日17—23GMT,相对减弱时间出现在02GMT和08—11GMT,这种日变化是缓慢的,所对应的平均TBB值在 $-30\sim-40^{\circ}\text{C}$ 之间。

(4)高原地区是一个多云量区和TBB低值区,表明了1991年青藏高原有强的上升运动,对流系统活动激烈,与下游的江淮地区暴雨有一定的关系。

参 考 文 献

- [1]Luo, H. and M. Yanai, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 966—989, 1984.
- [2]Ninomiya, K. and H. Muraki, Large-scale circulation over East Asia during Baiu Period of 1979. *J. Met. Soc. Japan*, 64, 409—429, 1986.
- [3]Akiyama, T., Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front, during July 1982. Part I: Cloud features, *J. Met. Soc. Japan* 67, 57—81, 1989.
- [4]朱小祥、方宗义、刘玉洁,卫星云参数处理方法和东亚地区云气候特征的初步分析,待发表。
- [5]林春育,长江中下游的梅雨和预报, *气象*(10), 1979.
- [6]陶诗言、陈隆勋,夏季亚洲大陆上层大气环流结构, *气象学报*, 1957, 28卷。
- [7]罗绍华, 1980年夏季季风对长江中下游降水的影响, *全国热带夏季风学术会议文集*, 1982年。
- [8]梁必骥等,青藏高原加热作用对热带垂直环流的影响, *热带气象学*, 1990年。

关于 GMS-4 太阳天顶角余弦订正的试验结果^①

卢乃锰

摘 要

在使用静止卫星可见光通道资料时,通常都使用余弦订正的方法进行太阳高度角订正,但对于不同的反射体,余弦订正的准确性及适用范围会有差异;同时,卫星探测器本身性能下降会造成可见光通道测值的衰减。本试验研究了层云及卷云砧的订正结果,得出下面两点结论:

1. 当太阳天顶角小于 86° 时,用余弦订正方法来处理层云的 GMS-4 可见光通道资料时,其误差相对于均值小于 2.5%;

2. GMS-4 卫星可见光通道从 1990 年至 1992 年间,在层云反照率范围内衰减了约 19%。

1 余弦订正问题

1.1 本试验的基本思想

对于云体充实云顶比较平坦的同一云类来说,其像素点间反照率虽不尽相同,但从统计意义上来说经过可见光订正后,它们的反照率应趋于同一期望值。就余弦订正而言,当太阳天顶角大于某一值时,订正后云体的反照率出现异常,亦即余弦订正将不再适用了。由此可以了解余弦订正的适用范围,在适用范围内讨论其误差情况。

1.2 资料的选取

本试验的统计样本总数约为 2200 个。取自 1992 年 8 月间 7 次离散的 GMS-4 可见光资料,资料的时次主要集中在北京时 08:00、12:00、13:00、16:00GMT。对上述资料先采用人工判别方法确定云类,而后对云顶相对平坦的层云和云体较充实的卷云砧采样,得到统计分析使用的样本。

1.3 试验的结果分析

试验结果见图 1、图 2、图 3。

从试验中可以看到,物体对可见光的反射和散射是一个相当复杂的问题。就云而言,从宏观上讲它与可见光的入射角、卫星观测角及二者间的夹角有关。同时,在一个像素点所覆盖的范围内,云的表面也并不平坦。从微观上看,云粒子的相态不同,形状及取向各异,将导致散射具有一定的方向性。此外,云的含水量、云的滴谱特征等也都会影响云体的反射率。但通过试验,我们看到:将密实的云表面的反射作为漫反射处理,在一定程度上是可以接受的。实际上余弦订正也正是基于这样一种假设。

从图 1 可以看出,当太阳天顶角比较大时,经余弦订正后层云反射率随太阳天顶角的增

^① 此文是在吴善璋指导下完成的部分工作。

加而增加,但在 86°以内,这一增大并不明显,误差相对于均值小于 2.5%。因此,可以认为当太阳天顶角小于 86°时,余弦订正对层云是适用的。

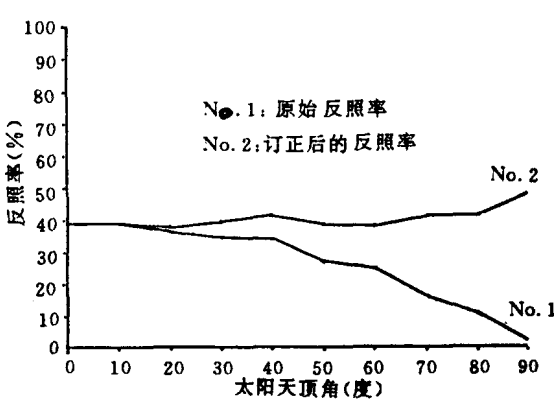


图 1.

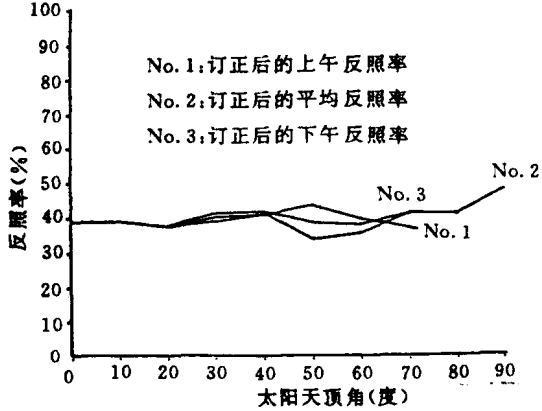


图 2.

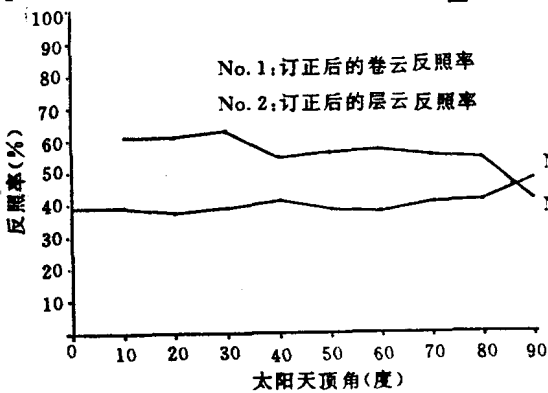


图 3.

从图 2 中可以看到,当太阳天顶角在 40°—50°之间时,上午的层云反照率大于下午的层云反照率。这可能是由于上午太阳与 GMS—4 卫星相应采样点来说是同向,而下午时为反向所造成的。

卷云由于有大量冰晶的存在,其反射及散射特性更为复杂。图 3 中的卷云反照率变化曲线,仅作为对卷云余弦订正的一种定性评价。

2 GMS—4 可见光通道衰减问题

为分析 GMS—4 可见光通道的衰减情况,仍用统计分析的方法对 1990 年 8 月和 1992 年 8 月的 11 张云图中的层云及卷云砧作了采样分析,得到如下数据。

年份	云类统计量	层云			卷云砧		
		样本数 n_1	均值 μ_1	方差 S_1^2	样本数 n_2	均值 μ_2	方差 S_2^2
1990		561	58.7	30.2	290	76.0	12.5
1992		1566	39.4	77.2	188	62.2	24.6

首先用正态概率纸分 10 组对样本进行正态分布概率检验。发现除在自变量高值区累积概率稍有下降外,整个样本基本服从正态分布。所以就未对样本用皮尔逊统计量做更精确的 χ^2 检验。

在验证了样本服从正态分布后,由正态总体均值估计理论可知:若 $x_1, x_2, \dots$ 和 $y_1, y_2, \dots$ 分别是服从总体 $N(\mu_1, \sigma^2)$ 和 $N(\mu_2, \sigma^2)$ 中所抽取的样本,且它们相互独立,则:

$$\frac{(\bar{X} - \bar{Y}) - (\mu_1 - \mu_2)}{S_w \sqrt{\frac{1}{\mu_1} + \frac{1}{\mu_2}}} \sim t(\mu_1 + \mu_2 - 2)$$

其中:

$$S_w = \sqrt{\frac{(\mu_1 - 1)S_1^2 + (\mu_2 - 1)S_2^2}{\mu_1 + \mu_2 - 2}},$$

S_1^2 和 S_2^2 分别是这两个样本的样本方差。就所分析的问题而言,设 x_i 为 1990 年层云样本, y 为 1992 年的层云样本。 Δ 为两年的均值差,取信度 $\alpha = 0.01$ 。

$$S_w = \sqrt{\frac{(561-1) \times 30.2 + (1566-1) \times 77.2}{561 + 1566 - 2}} = 8.07$$

层云 Δ 的 99% 置信度区间是:

$$(58.7 - 39.4 \pm 2.576 \times 8.07 \times \sqrt{\frac{1}{561} + \frac{1}{1566}})$$

即: (18.5, 20.3)

同理对卷云砧 Δ 的 99% 置信区间是:

$$S_w = \sqrt{\frac{(188-1) \times 24.6 + (290-1) \times 12.5}{290 + 188 - 2}} = 4.15$$

卷云砧 Δ 的 99% 置信区间是:

$$(76.0 - 62.2 \pm 2.576 \times 4.15 \times \sqrt{\frac{1}{186} + \frac{1}{290}})$$

即 (12.8, 14.8)

通过以上分析可得出 GMS-4 可见光通道在过去的两年内有 19% 的较大衰减的结论。

FASCODE 简介及与实验的比较^①

王维和

1 引言

在利用卫星遥测的辐射率通过辐射传输方程对大气的温度、湿度等要素进行反演时,需要快速、精确地计算大气透过率。而建立快速的透过率计算模式必须依赖于精确度、分辨率高的逐线算法来产生业务运行所需的系数。早期的逐线算法尽管精度、分辨率都很高,但由于计算所耗费的机时太多而使宽波段的光谱计算很难完成。低分辨的计算模式如 LOW-TRAN,虽然速度很快,但由于分辨率、精度太低而不能满足高精度、高分辨率的透过率的计算要求。FASCODE(Fast Atmospheric Signature Code)克服了上述的缺点,它在进行逐线计算时对线型进行了分解,从而提高了计算的效率,同时又保证了较高的分辨率与精度。本文向读者简要介绍 FASCODE 中的基本算法并给出初步调试后的运算结果及与实验的对比结果。

2 基本原理

2.1 逐线计算的基本概念

根据 Beer-Bouguer-Lambert 定律,忽略吸收物质的散射和本身的发射,当强度为 $I_0(\nu)$ 的辐射经过厚度为 l , 密度为 ρ 的介质吸收后,其强度为:

$$I(\nu) = I_0(\nu) \exp(-K_\nu(P, T) \cdot u) \quad (1)$$

其中 $u = \rho \cdot l$ 为光程,式中的 $K_\nu(P, T)$ 为吸收系数。这段气体的透过率为:

$$\tau(\nu) = \frac{I(\nu)}{I_0(\nu)} = \exp(-K_\nu(P, T) \cdot u) \quad (2)$$

(1)式中的吸收系数 $K_\nu(P, T)$ 包含了所有对 $I_0(\nu)$ 有吸收作用的谱线的贡献,可表示为:

$$K_\nu(P, T) = \sum_i K_{\nu i}(P, T) \quad (3)$$

式中的脚位 i 代表第 i 条吸收谱线。吸收系数在不同条件下用不同的线型函数来表示。根据谱线加宽的物理机制,线型可分为三种:

Lorentz 线型,压力加宽(或碰撞加宽)起主要作用,其线型函数为:

$$K_L(\nu) = \frac{S}{\pi} \cdot \frac{\alpha_L}{(\nu - \nu_0)^2 + \alpha_L^2} \quad (4)$$

式中 S 为谱线的强度, α_L 为半值宽度, ν_0 为吸收线中心波数。

Doppler 线型, Doppler 加宽起主要作用,其线型函数为:

$$K_D(\nu) = \frac{S}{\alpha_D} \left(\frac{\ln 2}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}} \exp \left[- \frac{(\nu - \nu_0)^2 \ln 2}{\alpha_D^2} \right] \quad (5)$$

^① 本文实验资料由王松皋提供。

式中 S 代表线强, α_D 为半值宽度, ν_0 为吸收线中心波数。

Voigt 线型, 上述两种加宽机制共同作用, 也称为混合加宽, 其线型函数为:

$$K_\nu(\nu) = \frac{S}{\alpha_D} \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \cdot \frac{y}{\pi} \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-u^2}}{y^2 + (x-u)^2} du \dots\dots\dots (6)$$

其中:
$$x = \frac{(\nu - \nu_0)}{\alpha_D} \sqrt{\ln 2}, y = \frac{\alpha_L}{\alpha_D} \cdot \sqrt{\ln 2}$$

式中 S 代表线强, α_D 为 Doppler 半值宽度, α_L 为 Lorentz 半值宽度, ν_0 为吸收线中心波数。

只要知道每条谱线的光谱参数和吸收气体的物理特征及二者之间的关系, 就能求出(2)式表达的透过率。计算这种透过率的方法被称为逐线积分法。

2.2 FASCODE 的特点

先从大家较熟悉的 Lorentz 线型来分析。Lorentz 线型有如下特点, 它在中心波数附近变化很快, 在远离中心波数处缓缓趋于零。早期的逐线积分法在计算一个波段内的透过率时, 对一条吸收线进行均匀采样。为了保证计算精度, 采样间隔必须很小, 这样才能充分反映出线中心的变化特性。但在变化很缓慢的线翼却耗费运算量。如果采样间隔过大, 就无法保证精度。

FASCODE 程序将 Lorentz 线型函数分解成三个定义域、变化速度不同的函数, 分别以不同的间隔进行采样, 大大提高了计算效率, 节省了机时。

令(4)式中 $(\nu - \nu_0)/\alpha_L = z$, 则 Lorentz 函数可改写成无量纲变量 z 的函数:

$$K_L(z) = \frac{S}{\alpha_L} \frac{1}{\pi} \frac{1}{1+z^2} \dots\dots\dots (7)$$

称 $L(z) = \frac{1}{\pi} \frac{1}{1+z^2}$ 为标准化的 Lorentz 函数, 这样改写的好处是, 既能反映 Lorentz 线型的特点, 又使新的函数不依赖于半宽和线强。改写后的线型函数同时满足:

$$K_L(z=1)/K_L(z=0) = 1/2 \dots\dots\dots (8)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} K_L(z) dz = S \dots\dots\dots (9)$$

为了将 $L(z)$ 分解成三个不同定义域的子函数, 规定下列三个约束条件:

- (1) 三个子函数在各自定义域的端点处的值为零。
- (2) 三个子函数在各自定义域的端点处的一、二阶导数为零。
- (3) 三个子函数之间的半宽之比等于它们的定义域宽度之比。

现将 $L(z)$ 分解成 $X_{L1}(z)$ 、 $X_{L2}(z)$ 、 $X_{L3}(z)$ 如下:

FUNCTION	$0 \leq z \leq 4$	$4 \leq z \leq 16$	$16 \leq z \leq 64$
$X_{L1}(z)$	$L - Q_1$	0	0
$X_{L2}(z)$	$Q_1 - Q_2$	$L - Q_2$	0
$X_{L3}(z)$	Q_2	Q_2	L

当 $z > 64$ 时, $L(z)$ 很小, 忽略不计。

$Q_1(z)$ 、 $Q_2(z)$ 是两个四次函数, 其表达式分别为:

$$Q_1(z) = \frac{1}{\pi} (a_1 + b_1 z^2 + c_1 z^4) \dots\dots\dots (10)$$

$$Q_2(z) = \frac{1}{\pi} (a_2 + b_2 z^2 + c_2 z^4) \dots\dots\dots (11)$$

根据约定, Q_1, Q_2 分别满足下列条件:

$$L - Q_1|_{z=4} = 0 \dots\dots\dots (12)$$

$$\frac{d(L - Q_1)}{dz} \Big|_{z=4} = 0 \dots\dots\dots (13)$$

$$\frac{d^2(L - Q_1)}{dz^2} \Big|_{z=4} = 0 \dots\dots\dots (14)$$

$$L - Q_2|_{z=16} = 0 \dots\dots\dots (15)$$

$$\frac{d(L - Q_2)}{dz} \Big|_{z=16} = 0 \dots\dots\dots (16)$$

$$\frac{d^2(L - Q_2)}{dz^2} \Big|_{z=16} = 0 \dots\dots\dots (17)$$

根据上述条件, 可以很容易求出 Q_1, Q_2 的表达式中的系数, 它们的表达式分别为:

$$a_i = \frac{(1 + 3z_i^2 + 3z_i^4)}{(1 + z_i^2)^3} \dots\dots\dots (18)$$

$$b_i = -\frac{(1 + 3z_i^2)}{(1 + 3z_i^4)^3} \dots\dots\dots (19)$$

$$c_i = \frac{1}{(1 + 3z_i^2)^3} \dots\dots\dots (20)$$

在(18), (19), (20)式中, 当 $i=1$ 时, $z_i=4$; $i=2$ 时, $z_i=16$ 。

现在研究三个子函数的变化特性, 图 1 是它们的变化曲线。从图中可以看出, X_{L1} 变化较快, X_{L2} 较慢, X_{L3} 最慢。再看半宽与定义域宽度之比。当 $z=64$ 时, $L(z) < 10^{-4}$, 可以忽略不计, 所以可以假定 $L(z)$ 的定义域为 $(-64, 64)$ 。三个子函数的半宽与各自的定义域宽度之比分别为:

$$\frac{a_1}{4} \approx \frac{a_2}{16} \approx \frac{a_3}{64} \approx 0.2$$

由此可见三个子函数所代表的线型具有相似的变化特性。因此, 可以对它们按相同的采样点数进行采样, 通过计算得知, 当采样间隔为各自半宽的四分之一时, 相对误差为 0.1%。

分解后的效率可以通过下列的简单估计看出。设分解前对一条光谱线进行均匀采样, 采样间隔为半宽的四分之一, 则总的采样点数为: $128/0.25 + 1 = 513$ 。分解后三条线的采样点数相同, 假设步长仍为半宽的四分之一, 则总的采样点数为: $3 \times (8/0.25 + 1) = 99$, 效率提高到原来的 $513/99 \approx 5.18$ 倍。

对于 Doppler 线型, 由于在中心波数附近变化较快, 而且很快就趋于零, 故只要考虑距线中心四个半宽内的贡献就可以了。

实际上, 光谱线的加宽是由压力加宽和 Doppler 效应共同作用引起的, FASCODE 中也只采用混合线型, 即 Voigt 线型。但混合线型函数的表达式是一个很复杂的积分, 如果采用这样的表达式计算, 计算量之大是不能容忍的。FASCODE 另一个成功之处就是将混合线型函数写成 Lorentz 线型函数和 Doppler 线型函数的线性组合。

为了简化混合线型, 先引入一个能反映两种加宽机制对混合加宽的贡献的参数, 即混合加宽参数:

$$\zeta = \frac{\alpha_L}{(\alpha_L + \alpha_D)} \dots\dots\dots (21)$$

ζ 越大, 反应 Lorentz 加宽起的作用越大, 反之 Doppler 加宽起的作用越大。在极限的情况下, 即当 α_L 远远大于 α_D 时, $\zeta=1$, 为纯压力加宽; 当 α_L 远远小于 α_D 时, $\zeta=0$, 为纯 Doppler 加宽。

现在引入混合半宽的概念。与 Lorentz 半宽和 Doppler 半宽类似, 定义混合半宽 α_v 是 Voigt 函数在二分之一极大值处的半宽。Kiolkopf 成功地将 α_v 写成 α_L 和 α_D 的函数:

$$\alpha_v = \frac{\alpha_L}{2} (1 + \epsilon) + \left[\frac{\alpha_L^2 (1 - \epsilon)^2}{4} + \alpha_D^2 \right]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (22)$$

式中 $\epsilon = 0.0990 \ln 2$ 。

为了将 α_v 用 ζ 表示, 将 (22) 式分别在两个区域内表达出来:

$$\alpha_v = \alpha_{vD}(\zeta) \cdot \alpha_D, (0.0 \leq \zeta \leq 0.5) \dots\dots\dots (23)$$

$$\alpha_v = \alpha_{vL}(\zeta) \cdot \alpha_L, (0.5 \leq \zeta \leq 1.0) \dots\dots\dots (24)$$

$$\text{式中 } \alpha_{vD}(\zeta) = \frac{\alpha_v}{\alpha_D} = \left(\frac{1 + \epsilon}{2} \right) \left(\frac{\zeta}{1 - \zeta} \right) + \left[\left(\frac{1 - \epsilon}{2} \right)^2 \left(\frac{\zeta}{1 - \zeta} \right)^2 + 1 \right]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (25)$$

$$\alpha_{vL}(\zeta) = \frac{\alpha_v}{\alpha_L} = \left(\frac{1 + \epsilon}{2} \right) + \left[\left(\frac{1 - \epsilon}{2} \right)^2 + \left(\frac{1 - \zeta}{\zeta} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (26)$$

用 (22) 式来求 α_v 的最大误差为 0.02%, 图 2 和图 3 分别为 α_{vL} 和 α_{vD} 随 ζ 的变化曲线, ζ 的取值间隔为 0.005。

将 Voigt 函数写成 Lorentz 函数、Doppler 函数的加权和如下:

$$K_V(\zeta, \alpha_v, z) = (1 - C(\zeta)) \cdot K_D(\alpha_v, z) + C(\zeta) \cdot K_L(\alpha_v, z) \dots\dots\dots (27)$$

式中 $z = \frac{(\nu - \nu_0)}{\alpha_v}$, K_D, K_L 分别代表 Doppler, Lorentz 线型函数。

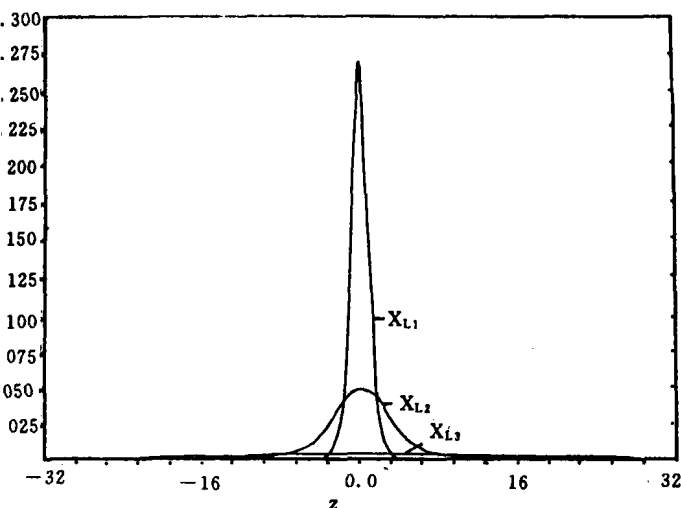


图 1. Lorentz 函数分解成 X_{L1} , X_{L2} 和 X_{L3}

三个函数, 图中为三个函数随 z 的变化曲线,

其中 X_{L3} 只给出 $(-32, +32)$ 内的曲线。

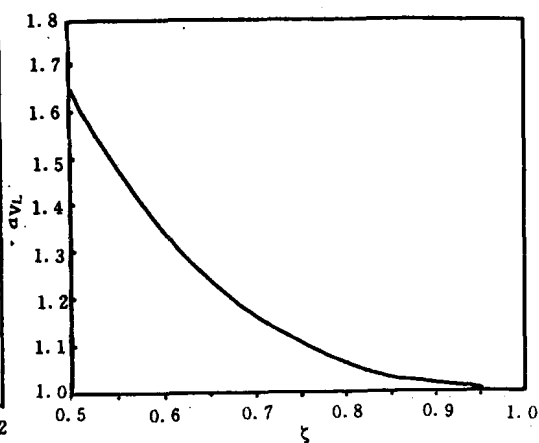


图 2. α_{vL} 随 ζ 变化曲线 ($0.5 \leq \zeta \leq 1.0$)

剩下的问题是决定 (27) 式中的系数 $C(\zeta)$ 。最简单的方法是求出 $C(\zeta)$ 的数值解, 用最小二乘法来求 $C(\zeta)$, 所求得的 $C(\zeta)$ 的值使 (27) 式的均方差: