

# 温熵图在气象中的原理与应用

黄亿, 傅灵艳 (中国民用航空华北地区空中交通管理局气象中心, 北京 100621)

**摘要** 利用温熵图作为热力学图表的特征, 简述其在气象中的原理, 以温度和湿度基本要素场描述大气的层结结构, 并通过图解获取抬升凝结高度、大气稳定度等气象物理量应用于天气预报。结果表明, 温熵图在针对强对流天气、冰雪及低能见度天气的预报中有着较好的指示意义, 在与数值模式高分辨率输出的结合中发挥更大的作用。

**关键词** 温熵图; 原理; 大气层结; 大气稳定度; 气象应用

**中图分类号** S16 **文献标识码** A **文章编号** 0517-6611(2015)36-275-03

## The Principle and Application of Temperature Entropy Diagram in Meteorology

HUANG Yi, FU Ling-yan (Meteorological Center of Air Traffic Management Bureau of North China, Beijing 100621)

**Abstract** This text is based on the Tephigram as the thermodynamics characteristics chart and briefly describes its principle in the meteorology, using basic element for temperature and humidity field describes atmospheric stratification structure, and through the illustration for meteorological parameters such as LCL height, atmospheric stability which applied to the weather forecast. The results show that Tephigram has good instruction to strong convective weather, snow-ice and low visibility weather forecast, and play a greater role in the combination of numerical model with high resolution output.

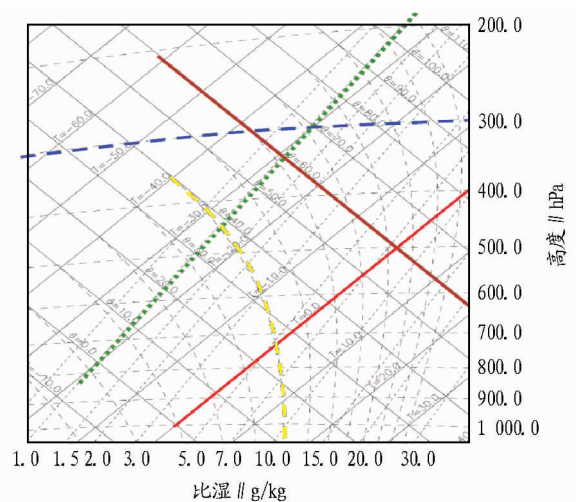
**Key words** Tephigram; Principle; Atmosphere stratification; Atmospheric stability; Meteorological application

气象学科其实就是对大气物理状态的研究。大气是一个热机, 从垂直和水平方向把较暖的地面能量运送到较冷的地方。它的驱动力是太阳辐射。短波辐射主要被地面吸收; 大气作为介质流体, 吸收长波辐射, 由运动系统把能量分布在所有的时间和空间尺度上。目前研究大气物理状态多以  $T-\ln P$  图的分析为主, 研究探空结构和环境参数特征、分析雷暴大风等强对流天气的不稳定度指数和能量特征<sup>[1-3]</sup>。而国内以温熵图来分析大气物理状态的研究鲜有报道, 因此笔者从温熵图的原理出发, 具体阐述分析其所表达的气象意义, 并结合数值预报的优势应用于现代天气预报业务中。

### 1 原理

温熵图是一种热力学图表。从温度和湿度的角度来解释大气结构, 被广泛使用在热力学和气象学。通过温熵图解可以得到许多有用的物理量, 获取天气演变的信息。在实际工作中, 也常应用等熵面的形势图——等熵图来决定空气质点的轨迹, 确定气旋与反气旋的发展, 确定锋生和锋消, 并做出云和降水及强对流的预报。其具有特征为: 在图中相应区域代表相应能量, 可以对大气过程的计算进行图形化表示。图1表示一张温熵图, 有等压线、等温线、等位温( $\theta$ )线、等饱和比湿线以及饱和空气的等相当位温( $\theta_e$ )线5条主要的等值线<sup>[4-5]</sup>。

温熵图的主要2条线分别是等温线和等相当位温线, 它们互相垂直, 将其进行45°逆时针旋转后可得到如图1所示的温熵图, 可以使得等温线从图的左下角直到图的右上角。旋转的结果使得等压线几乎是水平的, 略微向图的左下角呈弯曲状, 高度从下往上是递增的。假相当位温线(常被叫做饱和湿绝热线)在图上呈最明显的曲率, 在等压线高值区几乎呈垂直的线条(近地面, 图的底部), 随着温度的降低与干绝热线接近。由于水汽凝结释放潜热, 饱和空气冷却速度比



注: 绿色代表等饱和比湿线(g/kg); 深蓝色代表等压线(hPa); 红色代表等温线(°C); 棕色代表干绝热线(°C); 黄色代表假相当位温线(饱和湿绝热线)(°C)。

图1 温熵图

干燥空气慢; 其冷却速度变化依赖于饱和水汽压随温度的非线性变化。饱和湿绝热线通常仅延伸至-40°C线的位置; 在这样低的温度下, 空气的水汽含量很少, 本质上可以认为大气气块是干燥的; 而在较低温度下, 饱和湿绝热线则被假定等于干绝热线。且等饱和比湿线从图的左下角延伸至右上角。通常由无线电探空仪获得温熵图上所表示的空气温度(T)和露点温度(露点), 它们随着气压递减。

气块的热力学性质被界定为在等压面上的对应点温度和露点曲线。该露点温度为气块定压冷却时水蒸汽的凝结温度, 这定义了气块的实际混合比(图2a)。如果气块将被绝热冷却抬升, 如被迫迎山坡抬升, 它描绘出气块沿干绝热线变化的状态, 直到饱和混合比下降到实际混合比; 在这一点上的水会凝结形成云, 这个高度就是众所周知的抬升凝结高度(LCL)。如果气块仍然抬升得较高, 其温度将沿着饱和湿绝热线变化(图2a)。温度和露点温度相等的区域代表无

**作者简介** 黄亿(1983-), 男, 湖南湘潭人, 工程师, 硕士, 从事中尺度数值模拟研究。

**收稿日期** 2015-11-18

线电探空仪探测到的饱和气团,即云区(图 2b)。

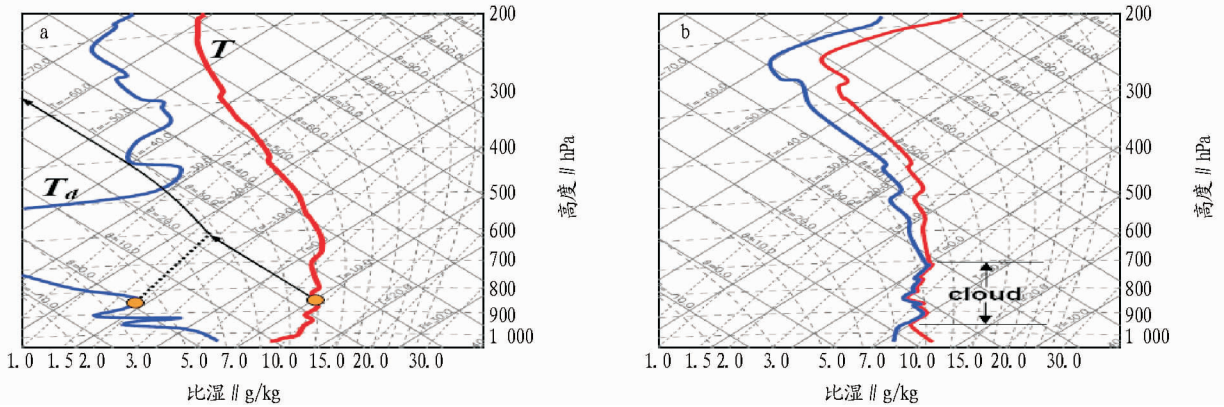


图 2 非饱和空气(a)和饱和空气(b)温熵图

### 2 大气层结稳定度

大气的稳定度可由温熵图上的温度分布、大致的对流抬升的垂直范围和形成的云来确定。气块的稳定度取决于气块本身和环境空气的密度以及密度造成的垂直变化。如果气块密度比环境空气大,气块会向下沉,反之密度比环境空气小,气块会向上升。空气密度的变化取决于温度和水汽混合比的变化,这两者在温熵图上都是沿着湿绝热线运动的。暖空气比周围的空气密度低而被抬升,则认为该层气块是不稳定的;反之冷空气比周围的空气密度高,该层则被认为是稳定的。如图 3a 显示了一条稳定的温度曲线,即低层的空气被迫抬升;沿着干绝热线冷却,直至达到抬升凝结高度(LCL),之后再沿着饱和湿绝热线进一步抬升;在各层上,气块越冷,密度越大,此时环境空气被抬升;因此,此时气块是稳定的,趋于下沉状态并在初始位置附近运动。上层的空气做下沉运动时,气块相对较暖,密度越小,因此气块做抬升

运动。此时气块将在初始位置附近振荡,且能量慢慢衰减。这种振荡作用被称为重力波,并常发生在由于地形而被迫抬升的稳定大气中。气块沿着干绝热抬升使得气块变暖,密度比环境空气小,气块膨胀上升运动发展成为对流空气柱,它沿着干绝热线抬升直至到达抬升凝结高度(LCL),然后再沿着饱和湿绝热线抬升。从图 3b 可以看到,在边界层顶 600 hPa 左右处存在强烈的逆温层,环境空气的温度随着高度的增加而升高。当对流空气柱中的大气温度与环境空气的温度相同时,空气不再运动,这样的大气则为中性气层。图 3b 的 2 条曲线相交区域的面积分别表示正不稳定能量(正浮力)和负不稳定能量(负浮力),当它们相等时,中性层结则最容易被破坏。在实际情况下,由于气块在抬升过程中摩擦力的拖曳作用消耗能量,这种极端的情况很少能达到,但仍可将它作为一个有用的指标来估算对流层顶高度。

图 4 为大气条件性不稳定的示例。气块从近地面开始

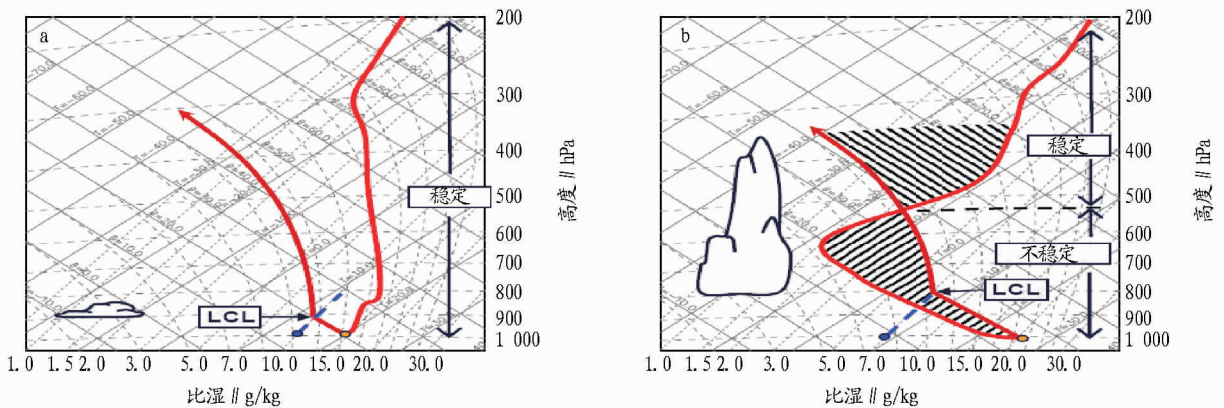


图 3 绝对静力稳定(a)和绝对静力不稳定(b)的理想模型

沿干绝热线抬升,同样相较于环境空气较冷,因此它是稳定的。如果气块仍保持干燥,那么无论它被抬升到任何高度,它均将保持稳定;但当抬升凝结高度(LCL)达到约 850 hPa 时,状态曲线递减率近似于饱和湿绝热线的递减率。饱和湿绝热线与层结曲线相交于约 680 hPa 处,如果近地面的气块被抬升超过这一点后,它较环境空气暖,因此表现为正浮力,并继续对流性抬升至 340 hPa 处,在此处以上的地方,它又变

成负浮力了。这样的情况则被称为条件性不稳定,是因为达到湿不稳定是建立在干绝热稳定性条件下的(对干空气是稳定的,对湿空气为不稳定的)。

### 3 温熵图在强对流天气中的应用

温熵图能分析出降水和对流发生发展时的大气层结特征,有利于对强对流天气的预警。以北京地区 2008 年 7 月 30 日夜间台风外围暴雨为例,当日北京多地测站降水量达

150 mm。14:00(图 5a),850 hPa 以下层结较稳定,抬升凝结高度(LCL)较低,700 hPa 以上较干燥,露点线与等比湿线平行(对流混合充分干),800 hPa 以下转东风,但风速较小,风向顺转显著(存在暖平流,暖切变);20:00(图 5b),800 hPa 以下东风显著增强,边界层下部的风速超过 10 m/s,最大可能超过 16 m/s,500 ~ 700 hPa 露点差显著缩小,相对湿度增大(暖平流上升所致),层结变得不稳定,开始有自由对流高度(LFC);23:00(图 5c),700 hPa 以下温度和露点非常接近,说明已是湿绝热层结,表示当前正在下雨,风向顺转显著,暖平流,动力强迫上升;31 日 02:00(图 5d),温度廓线、露点廓线和湿绝热线 2 条弧线几乎平行,说明整个对流层均处于湿绝热状态(处于强对流当中),短时降水强度大。

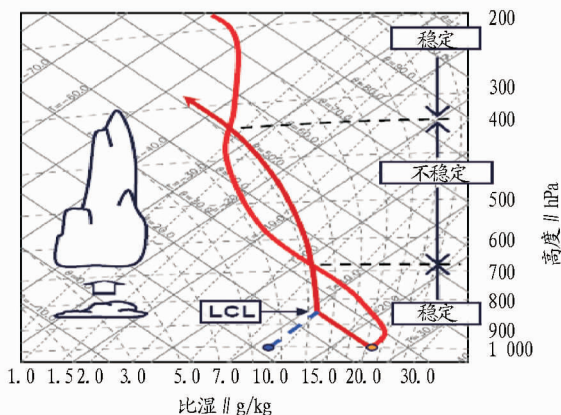
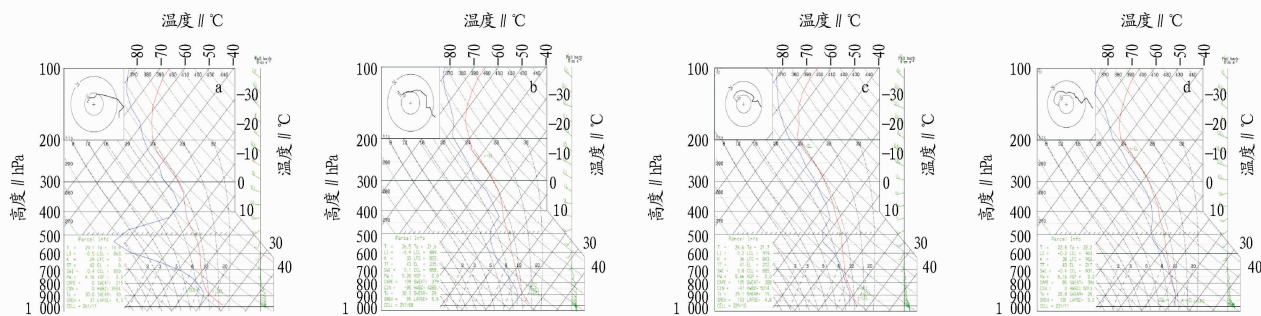


图 4 大气条件性不稳定的理想化模型



注:a.30 日 14:00;b.30 日 20:00;c.30 日 23:00;d.31 日 02:00。

图 5 2008 年 7 月 30 日强对流天气温熵图

**4 温熵图在冰雪及低能见度天气中的应用** 温熵图能分析出降雪和低能见度发生时的大气层结特征,有利于对冰雪及低能见度天气的预警。以首都机场 2011 年 12 月 6 日夜间降雪及冻雾引起低能见度天气过程为例,机场实况 6 日 24:00 ~ 7 日 03:38 为降雪时段,6 日 19:07 ~ 7 日 06:20 为冻雾引起低能见度时段。

起的锋面逆温所引起,逆温层以上相对湿度大、以下相对湿度小(喇叭口向下)。锋面雾在锋面过境前后均有出现,强度大、持续时间长,锋区附近具有逆湿分布特征,随着低层空气中的相对湿度逐渐增大,至 7 日 02:00(图 6b),700 hPa 以下温度与露点线无限接近,已达到饱和状态,低空温度维持在 -2 ~ -10 °C,空中积冰概率极大,锋面雾的持续过程中伴有锋面降水,雪雾加重锋面雾的强度,因此低能见度天气仍将维持。

6 日 20:00(图 6a),低能见度主要是由于地面锋面过境引

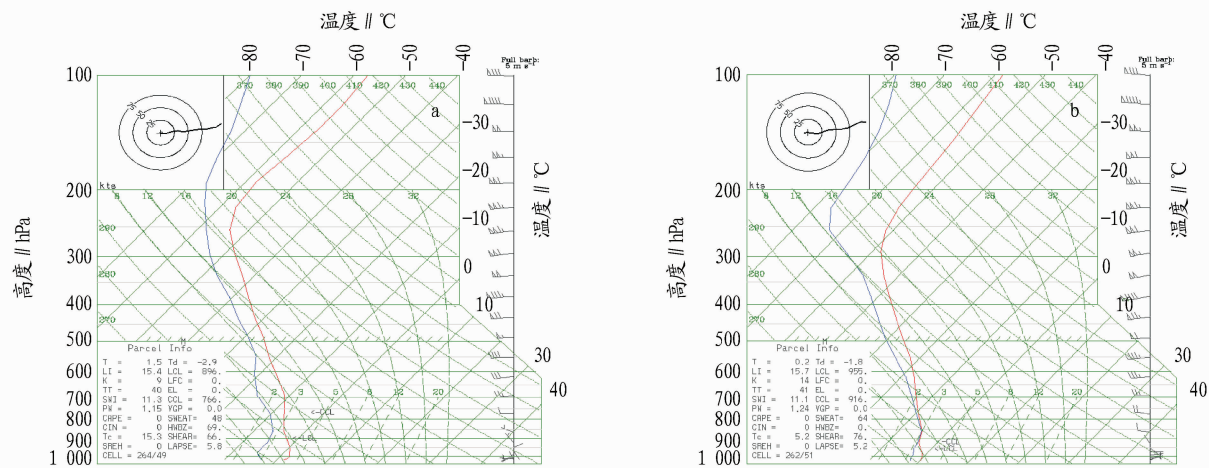


图 6 2011 年 12 月 6 日 20:00(a)和 7 日 02:00(b)冰雪及冻雾天气温熵图

**5 展望**

温熵图基于大气稳定性和大气垂直结构分析,在民航气象领域它是准确分析和预报影响飞行危险天气(雷雨、冰雪、低能见度等)的重要工具和有效方法。民航气象预报人员在

数值模式天气分析的基础上结合使用温熵图,可以明显提高对重要天气关键点和转折点的时间上的把握,且对天气系统的垂直结构配置有更为细致、直观、立体的理解,有助于进一

果优于事件概率回归方程。

### 3 综合预报平台构建

将实时 T639 数值预报资料(20:00 起报,预报时效为 21、24 和 27 h)中的 200 hPa 垂直速度、700 hPa 24 h 变高、300 hPa 风、600 hPa 风按照“2.2”的数据处理方法处理,并进行标准化处理,将处理后的因子带入 Logistic 回归方程中,最终得到降水概率的拟合值,若拟合值 $\geq 0.345$ (Logistic 模型优化阈值),则返回 1,表示晋江未来 24 h 出现强降水的概率较大,否则返回 0,即出现强降水的概率较小。用上述方法编制 Fortran 程序,得到相应的 24 h 强降水预报返回值并 0、1 化,得到一个数,此为 MOS 客观预报结论。

接着在程序中加入形势预报判据,分别对中层、低层和地面形势进行主观判断,符合判据则输入 1,否则输入 0,在此得到 3 个数,此为形势预报结论。

将以上 4 个数相加为综合预报结论,并根据实况对综合预报阈值进行优化,利用 2013~2014 年 T639 资料、高空资料和降水实况进行预报试验,最后将阈值定为 3,达到最优预报效果,TS 评分为 0.403。

第 1 次运行此平台(图 4)前阅读说明文档,并按要求操作,需要安装 Fortran 和 Net4.0,且需运行 Fortran 程序;第 2 次以后的日常运行只需先双击 zongheyubao.exe,再打开 jinjiangprogram.exe 程序,然后主观形势判断,即可得出最终预报结论,可为今后的 4~6 月强降水定性预报提供一定参考。

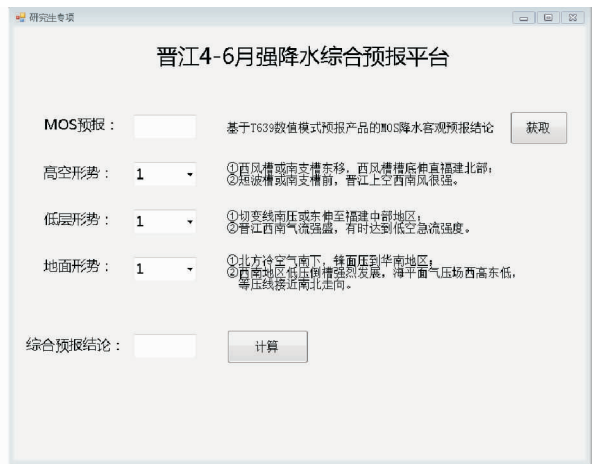


图 4 晋江 4~6 月强降水综合预报平台截图

### 4 小结与讨论

(1) 晋江 6 月出现强降水的概率最大,4~6 月强降水主要发生在副热带高压北侧的西风带中,按形势特征分为锋面降水和季风降水,而锋面降水又可分为东北低槽型和西南低

槽型。

(2) 锋面低槽型 500 hPa 西风槽位于我国东部地区,环流经向度较大,低层切变线压到福建中部,地面冷锋南压至东南沿海地区。西南低槽型 500 hPa 环流经向度小,西南地区有低槽东移;低层西南相应切变线东移;地面西南地区有东北向低压倒槽,受冷空气南压。锋前暖区型 500 hPa 受较强的西南或西南偏西气流控制,低层配合较强西南气流,地面西南地区低压槽强烈发展,西低东高,等压线近南北走向。据以上形势特征得出相应强降水预报判据。

(3) 利用 T639 数值产品和日降雨量进行强降水定性的 MOS 预报方法研究。通过对因子加工、组合以及空间、时间上的插值,取平均和极值等处理,最终得到 127×2 个因子,进行了 2 种预报方法试验:①事件概率回归分析,预报量按是否发生大雨 0、1 化,预报因子进行标准化处理,用相关分析初步筛选出与预报量显著相关的 21 个因子,建立逐步回归方程;② Logistic 回归分析,为了避免预报量拟合值超出概率变化范围,并考虑预报因子与预报量之间的非线性关系,建立 Logistic 回归方程。

(4) 通过计算 TS 评分的方法对各个预报方程预报效果进行检验,预报拟合值分类标准进行优化调整 TS 评分,结果表明,优化阈值后的 Logistic 回归的预报效果优于事件概率回归方程。

(5) 利用实时 T639 数值预报资料和 Logistic 回归方程得到强降水发生概率拟合值,根据阈值定性预报强降水是否发生,并将结果反馈出来,结合形势预报判据,主客观预报相结合,为强降水综合预报提供有效依据,得到晋江 4~6 月强降水的综合预报平台。试用表明,平台可为日常预报提供较好的参考。

### 参考文献

- [1] 丁士晟. 中国 MOS 预报的进展[J]. 气象学报,1985,43(3):332-338.
- [2] 刘还珠,赵声蓉,陆志善,等. 国家气象中心气象要素的客观预报: MOS 系统[J]. 应用气象学报,2004,15(2):181-191.
- [3] 陈豫英,陈晓光,马金仁,等. 风的精细化 MOS 预报方法研究[J]. 气象科学,2006,26(2):210-216.
- [4] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理与方法[M]. 北京:气象出版社,2000:345-350.
- [5] 冯耀煌,杨旭. 论最优预报因子与最优预报方程[J]. 气象学报,1989,47(1):52-60.
- [6] 朱桂林. 降水概率预报方法及其应用研究[D]. 青岛:中国海洋大学,2004:9-12.
- [7] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法[M]. 北京:气象出版社,2004:50-54,81-83.
- [8] 黄亿. 基于 MOS 方法的客观降水预报模型的研究与应用[D]. 南京:南京信息工程大学,2008:10-13.

(上接 277 页)

### 参考文献

- [1] 董海萍,李振军,刘淑媛,等. T-lnP 图的制作及一些稳定度指数不稳定能量的计算[J]. 气象科学,2001(4):474-479.
- [2] 陈子通,闫敬华,黄晓梅,等. 应用于强对流天气预报的模式探空产品[J]. 热带气象学报,2006(4):321-325.
- [3] 秦丽,李耀东,高守亭. 北京地区雷暴大风的天气-气候学特征研究

[J]. 气候与环境研究,2006(6):754-762.

- [4] CLIFFORD M. Alvord and robert hall smith: The tephigram-Its theory and practical use in weather forecasting[J]. Mon Wea Rev, 1929,57:361-369.
- [5] POULTER R M. Cloud forecasting:The daily use of the tephigram[J]. Q J Roy Meteor Soc,1938,64(275):277-292.