

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

(The Collective Works on the Weather Analysis
and Forecasting from Static Energy Principle)

北方天气文集编委会编

(3)

北京大学出版社

1982

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

(The Collective Works on the Weather Analysis
and Forecasting from Static Energy Principle)

北方天气文集编委会编

北京大学出版社

1982

北方天气文集(3)——静力能量天气分析和预报专集

目 录

静力能量的天气学分析原理及应用·····	雷雨顺 (1)
论总能量相当温度和相当位温·····	雷雨顺、杨红梅 (12)
普遍化位涡度方程及其对湿斜压大气的应用·····	程麟生 (23)
计算不稳定能量的一种新方法·····	李洪勤 (36)
暴雨预报中能量形势的天气学意义·····	陶祖钰、孟广礼、成秋影、陆光明 (42)
强雹暴和暴雨的 Ω 形能量补充对比分析·····	吴正华、白玉荣 (51)
豫南、鄂北大暴雨与大气边界层上部干暖中心的关系·····	阮水根、薛德媛 (59)
干暖盖与北京地区初夏强雹暴·····	吴正华、雷雨顺 (66)
南阳地区暴雨与两条增能路径的关系·····	陈观秀、李开秀、徐熙承 (74)
青藏高原边坡地区地面总温度场的分析·····	邵云飞、俞晓妹 (83)
以能量场特征作暴雨预报的统计试验·····	潘根发、高 坤 (91)
试用地面能量场、风场预报对流回波的发生和发展·····	陈 乾 (98)
雹暴发生时的 Ω 能量场合成分析·····	方文举、周名扬、吴华正 (104)
副热带能量锋与副高第二次北跳·····	符长锋 (112)
从一次个例看强飏线的能量场特征·····	寿绍文 (116)
暴雨过程的经向能量分布演变特征·····	林杏奇 (120)
梅雨期降水与能量锋的关系·····	黄德江 (124)

静力能量的天气学分析原理及应用

雷雨顺

(中央气象局 气象科学研究院)

提 要

本文概述了用静力能量进行天气学分析的原理、方法及其在夏季灾害性天气分析和预报中的应用。此文一方面是以往能量天气学主要研究成果的简单归纳；另一方面也是为了给不熟悉这方面工作的某些读者阅读本文集提供方便，这些读者可以从本文中得到能量天气学中常用的概念、术语和符号。

一、引 言

在中国这个季风气候国家里，夏半年的冰雹、暴雨和飚线经常造成严重灾害。这些灾害性天气，十分难以预报。其原因之一，是未被人们充分重视而且变化多端的水汽起着特别重要的作用。不仅水汽的多少和饱和程度直接影响降水的有无、性质和大小，而且水汽铅直分布特征所造成的不稳定能量是决定强天气性质和降水强度的根本因子。

为了突出水汽和不稳定能量并且统一地表征二者，我们根据大气能量学^[1-2]引出了一整套以温度为单位的能量物理量和各种静力稳定度判据^[3-6]。把它们用在探空资料分析中，可以简单直观地得到比常规分析方法要全面得多的预报讯息。把它们用在天气图分析中，发现了能量锋和锢囚高能舌等能量系统，它们都是强天气将发生的预兆。还揭示了预兆强天气发生、发展和移动的其它重要现象^[1-13]。这样，就为灾害性天气的短时预报提供了预兆性依据，而且也有助于从不稳定能量的产生、积聚和爆发性释放的观点去研究强天气的形成规律。

这一套分析原理和方法是根据大气能量学建立的，但在具体应用于天气分析和预报问题时则属于天气学范畴。因此，在我国许多气象台站中简单地把它称做“能量天气学”。本文就是对能量天气学的分析原理、方法、概念和应用的简单概述，目的是为了给不熟悉能量天气学的读者提供一些基础知识，有关的数学推导和详细论述都已略去，有兴趣的读者可参考有关文献（见参考文献[3]—[6]）。

二、基本物理量

现在所说的能量天气学，本来内含在已经发展了几十年的天气动力学中的。但是，它和常规天气学中单项地分析压、温、湿、风场确实是有原则不同的；它既要考虑分别代表位能、显热能、潜热能和动能的压、温、湿、风场，更要考虑综合压、温、湿、风的总比能场。

在定常、无粘和绝热假定下，可以推导出湿空气总比能（单位质量空气的总能量）的守恒方程

$$\frac{dT_{\sigma}}{dt}=0 \tag{1}$$

其中 $T_{\sigma}=T_D+T_L$ 为湿静力能量相当温度；

$$T_D=T+\frac{g}{c_p}z \tag{2}$$

为干静力能量相当温度 $T_L=\frac{L}{c_p}q$ 为潜热能量相当温度，其中 q 为比湿，其它符号按通用习惯。还定义

$$T_{\sigma}^*=T_D+T_{\sigma L}^* \tag{3}$$

为饱和湿静力能量相当温度，其中 $T_{\sigma L}^*=\frac{L}{c_p}q^*$ ， q^* 为饱和比湿。定义

$$T_{\sigma}^*-T_{\sigma}=\frac{L}{c_p}(q^*-q) \tag{4}$$

为饱和能差相当温度，表示单位质量未饱和湿空气在定压、定温条件下达到饱和时需要补充的潜热能相当温度。

(1)一(4)式给出了静力能量分析中五个基本物理量。 T_{σ} 概况了动能(一般是个小量)之外的大气实际总能量，故用它还可表示大气能级。

这里的 T_D 和 T_{σ} 与大气热力学惯用的位温 θ 和相当位温 θ_e 在数值上接近，守恒条件也类同，在许多分析问题上二者还有相辅相成的用法^[6]。但由于 T_D 和 T_{σ} 能量意义明显，表达式又线性化，也便于计算，因此在能量天气学中把它们做为最基本的物理量。但是由于两套物理量是等价的，用任一种得到的分析结果一般也可推及到另一者。

由表 1 可以看到， T_{σ} 中的潜热项在低层大气的高湿条件下变化很大。例如 1000 毫巴露

表 1 $T_L=\frac{L}{C_p}q$ 的数值 (°C) 随气压和露点的变化

Table 1 The variation of the values of $T_L=\frac{L}{C_p}q$ with pressure and dew-point

T_d (°C) p (毫巴)	26	24	22	20	18	15	10	5	0	-5	-10	-15	-20
1000	52.0	46.1	40.8	36.0	31.8	26.2	18.9	13.4	9.4	6.5	4.4	3.0	1.9
850	61.6	54.5	48.2	42.5	37.5	30.9	22.3	15.8	11.1	7.7	5.2	3.5	2.2
700	75.4	66.7	58.9	52.0	45.8	37.7	27.1	19.3	13.5	9.3	6.3	4.2	2.7
500							27.3	19.0	13.1	8.9	5.9	3.8	
300										14.9	9.9	6.3	

点由20℃增大到24℃（这在中纬度是常有的），则 T_L 增加10℃，而夏季天气系统引起的温度变化一般比这个值小得多。

此外还要指出，如果考虑动能项，则干空气的总比能温度为

$$T_{Dt} = T_D + \frac{1}{2c_p} V^2$$

湿空气的总比能温度为

$$T_t = T_o + \frac{1}{2c_p} V^2$$

但从表2可知，风速在30米/秒以下时，这项才是0.5℃；因此，除了高空急流附近，在总比能计算中一般都可以忽略不计。

表2 $\frac{V^2}{2c_p}$ 所相当的温度 (°C)

Table 2 The equivalent temperature of $\frac{1}{2c_p} V^2$

V (米/秒)	10	20	30	40	60	80	100	120
$\frac{1}{2c_p} V^2$ (°C)	0.05	0.20	0.45	0.80	1.80	3.20	5.00	7.21

三、静力稳定度判据

根据(1)式，我们用气块法从理论上推出以下静力稳定度判据

$$\frac{\delta T_D}{\delta z} \begin{cases} > 0, & \text{稳 定} \\ = 0, & \text{干静力中性} \\ < 0, & \text{不 稳 定} \end{cases} \quad (5)$$

$$\frac{\delta T_o^*}{\delta z} \begin{cases} > 0, & \text{稳 定} \\ = 0, & \text{条件性中性} \\ < 0, & \text{不 稳 定} \end{cases} \quad (6)$$

$$\frac{\delta T_o}{\delta z} \begin{cases} > 0, & \text{稳 定} \\ = 0, & \text{对流中性} \\ < 0, & \text{不 稳 定} \end{cases} \quad (7)$$

$$T_o^* - T_{o0} \begin{cases} > 0, & \text{稳 定} \\ = 0, & \text{潜在中性} \\ < 0, & \text{不 稳 定} \end{cases} \quad (8)$$

(8)式中的 T_{o0} 是指气块起始高度的 T_o 值，而 T_o^* 指其上方参考高度的环境 T_o^* 。注意(6)~(8)式一般是用于未饱和的湿空气。对于所考虑气层已经饱和的情形，则有

$$\frac{\delta T_o}{\delta z} \left(\equiv \frac{\delta T_o^*}{\delta z} \right) \begin{cases} > 0, & \text{绝对稳定} \\ = 0, & \text{中 性} \\ < 0, & \text{绝对不稳定} \end{cases} \quad (9)$$

我们还从理论上分析了平常分析未饱和湿空气的几种不稳定度之间的关系。由潜在不稳定的判别式 $T_o^* - T_{o0} < 0$ 可以推得

$$-\frac{\delta T_o^*}{\delta z} > \frac{1}{\delta z} (T_{o0}^* - T_{o0}) \quad (10)$$

$$-\frac{\delta T_{\sigma}}{\delta z} > \frac{1}{\delta z} (T_{\sigma}^* - T_{\sigma}) \quad (11)$$

由于以上二式右端总为正，故左端也必为正，也就是说，潜在不稳定的大气必然是条件不稳定和对流不稳定的，且由(10)和(11)式知：只有其上下 T_{σ}^* 或 T_{σ} 之差值（绝对值）分别大于起始高度或参考高度的饱和能差温度时，才是潜在不稳定的。因此，应当用潜在稳定度做为判别夏季实际层结是否稳定的主要判据。

还可推出切变大气的稳定度公式

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\frac{\delta T_e}{\delta z}}{\left(\frac{\delta V}{\delta z}\right)^2} \begin{cases} > 0, & \text{稳定} \\ = 0, & \text{中性} \\ < 0, & \text{不稳定} \end{cases} \quad (12)$$

对于空气，其中 $T_e = T_D$ ；对湿空气，按对流稳定度则 $T_e = T_{\sigma}$ ，但最好按潜在稳定度则用

$$R_{iL} = \frac{g}{T} \frac{\frac{T_{\sigma}^* - T_{\sigma_0}}{\delta z}}{\left(\frac{\delta V}{\delta z}\right)^2} \quad (13)$$

在天气图上分析， T_{σ}^* 和 T_{σ_0} 可分别在 500 和 850 毫巴取值。以后还常用 $(T_{\sigma 500}^* - T_{\sigma 850})$ 做为对流层下半部潜在稳定度指标。

四、局地天气分析

把上述公式用于分析单站探空和测风资料分析方法简单、意义直观，所包含的内容甚多，

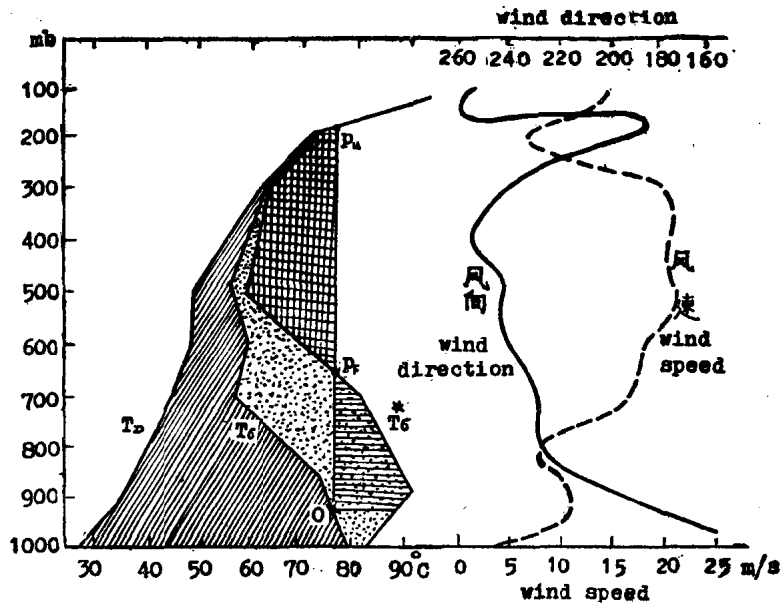


图1 局地特大暴雨和冰雹即将发生时的典型的能量和风向风速垂直廓线（北京1976年7月23日08时）
Fig.1 The typical vertical profiles of energy, wind direction and wind speed when local severe rainstorm and hailstorm were about to happen at Beijing for 08 BST 23 July 1976.

对可能发生的强天气呈现出许多醒目的征兆。

图1是北京地区北部发生一次局地特大暴雨和冰雹天气前几小时的能量廓线和风速风向廓线。它典型地显示发生强雷暴的五个条件:

1. 潜热能 (注意 $T_o - T_D$) 较大且对流层平均能级较高 (62°C);
2. 高、低层饱和能差不大但中层较大 (注意 $T_o^* - T_o$);
3. 气块从0点上升的潜在不稳定能量很大, 对流上限 P_u 也高。
4. 自由对流高度 P_F 较高, 故需有效大的启动能量才能使对流爆发;
5. 低空风随高度顺转 (有暖湿平流) 而高层逆转 (有冷干平流), 风速在风向转折处切变明显; R_{iL} 为负, 绝对值较大。正是在这些条件下, 发生了云底较高、生命短而局地性强的过程性强雷暴, 形成持续性暴雨的混合性强雷暴, 则有以下条件:

(1) 水汽充沛且能级高, 整层平均 $T_o > 64^\circ\text{C}$;

(2) 潜在不稳定层深厚但面积并不很大;

(3) 从地面到300毫巴为准饱和的深厚湿层, $\frac{L}{c_p}(q^* - q) < 5^\circ\text{C}$;

(4) 自由对流高度 P_F 较低。

(5) 云层厚度内风切变小, 但常为低空东风而高空西风, 或低空出现与急流联系的逆切变, 因而 R_{iL} 小。

图2(b)是这种暴雨时的能量廓线; 而图2(a)和图2(c)是其前、后二日的廓线, 自由对流高度低、饱和能差大、潜在不稳定层浅薄, 只能形成强对流。

图3给出了盛夏并不产生雷暴的两种能量廓线型式。除了边界层外, 图3(a)整层是对流稳定的、水汽较少, 能级较低而饱和能差却很大, 24小时内无对流天气。最有意思的是图3(b), 由于其对流不稳定很大, 易被误认为有利强对流发展, 但由于它既不存在潜在不稳定, 饱和能差又极大, 实际上抑制对流发展, 故可称为“假对流型”。

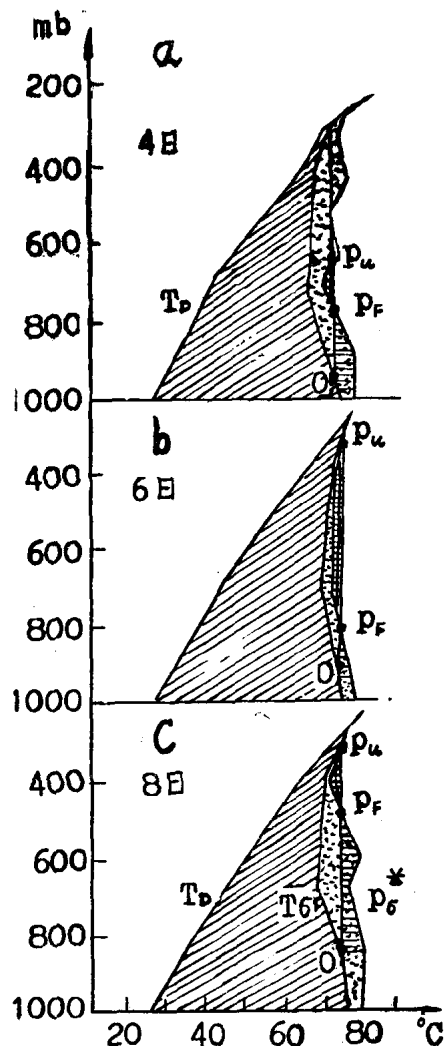


图2 局地大暴雨发生前2天

(a)发生时 (b)和发生后二天 (c)的典型能量廓线(1975年8月4、6、8日08时河南驻马店)

Fig.2 The typical profile of energy(a) two days before, (b) at the day in which local severe rainstorm happen, (c) two days after, for 08 BST 4, 6, 8 August 1975 at zhumadian.

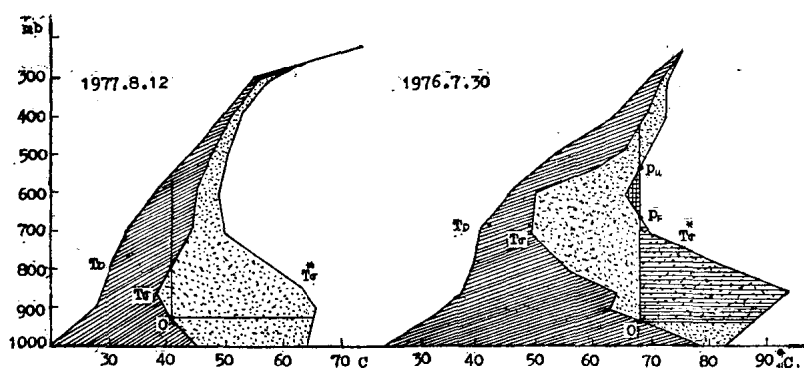


图3 盛夏不发生雷暴的二种典型能量垂直廓线（北京1977年8月12日和1976年7月30日08时）

Fig.3 The typical vertical profiles of energy for 08 BST of the mid summer without thunderstorm at Beijing.

五、能量锋和锢囚高能舌

把本文所述的理论用在天气学分析中，发现了一些很有意义的能量系统。这里以能量锋和锢囚高能舌为例略加说明。

在平面图或铅直剖面图上分析等能线，常出现等能线密集的带，我们称之为能量锋。如图4是和图1同时刻的850毫巴 T_e 分布图，清楚地显示出一条能量锋，暴雨就发生在锋区前。

能量锋和平常锋概念一样，是性质相异的两种气团之间的狭窄过渡带；但它比经典锋含义全面，如对于线反映得很清楚。其最大的优点是客观定量，而且锋的能级和强度对降水有一定预兆性。

以能量锋区的平均 $\bar{T}_e$ 定义为锋的能级，以锋区等能线法线方向的平均梯度 $\frac{\partial \bar{T}_e}{\partial n}$ 定义为强度。对中国5—8月134次大范围降水统计发现：未来24小时降水强度随起始时刻（取为当日08时）地面能量锋的强度和能级的增加而增加（表3）。

还分析了暴雨以上降水的能量锋结构和性质，发现按能量锋的空间走向和坡度可以把它分成后倾（向北倾）、铅直和前倾（向南倾）三种类型（表4）。前倾锋具有赤道锋性质，与热带系统关系密切，其能级高、梯度大，常在锋前造成伴有强雷暴的特大暴雨。铅直能量锋是由夏季极锋向赤道锋过渡的副热带锋，存在和风的水平切变线相联系的强辐合运动，常

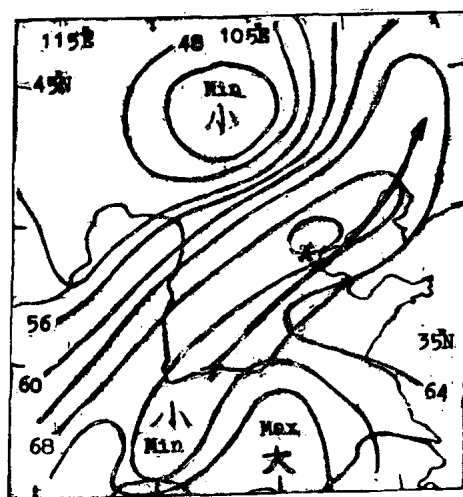


图4 1976年7月23日08时850毫巴 T_e 分布
粗箭头为急流轴线，*表示暴雨区

Fig.4 850mb T_e chart for 08 BST 23 July 1976. Arrow means the axis of jet stream, star denotes heavy rain area.

表 3 地面能量锋强度、能级与未来24小时降水量最大强度的关系

Table 3 The relationship among the intensity, the energy level of energy front and the maximum precipitation during the period of next 24-hr.

降水强度 precipitation intensity		小雨 light rain <10mm	中雨 moderate rain 10~25mm	大雨 heavy rain 25~50mm	暴雨 rainstorm 50~100mm	大暴雨 severe rainstorm >100mm
能量锋 energy front	强度 $\frac{\partial T_{\sigma}}{\partial n}$ intensity (°C/100 km)	4	5	6	7	8
	能级 T_{σ} (°C) energy level	46	61	60	65	67
个例数目 the amount of cases		24	25	28	39	18

表 4 中国东部地区夏季能量锋类型和特征

Table 4 The characteristics of different kinds of summer energy front in the eastern part of China

类型 type	坡度 slope	能级 energy level	基本性质 property	降水情况 precipitation		
				强度 intensity	性质 property	落区 location
后倾型 backward	~1/100	≤62°C	夏季极锋型 summer polar front	多一般暴雨 common heavy rain	稳定性, 间有雷暴 stable, combined with thunderstorm	地面锋区以北 in the north of surface front
铅直型 vertical	~1/50	62—68°C	副热带锋型 subtropical front	多大暴雨或特大暴雨 severe or exceptional severe rainstorm	多雷暴 thunderstorm	低层锋区附近 around the lower front region
前倾型 forward		≥66°C	赤道锋型 equatorial front	多特大暴雨 exceptional severe rainstorm	多强雷暴 severe thunderstorm	中、低层高能轴线附近 around the axis of high energy at mid-low level

在低层锋区附近出现雷暴性大暴雨以上降水。而后倾能量锋属夏季极锋性质, 能级稍低、强度也较弱, 大多数只在地面锋后产生稳定性降水, 能级较高时也只形成一般暴雨。这样, 根据能量锋结构, 可以推断暴雨性质、强度和落区。

从图 4 还可以看到在能量锋前存在一个 Ω 型高能舌, 类似高空等压面上的阻塞高压, 两侧低能舌之间夹着一个高能舌, 我们称之为锢囚高能舌。过去, 中国预报员常苦于在暴雨飑线发生前没有明显的气压系统。一旦气旋或低压明显时, 强天气也已经发生了。可是, 用能量图则发现: 绝大多数强对流天气都和事先出现的次天气尺度的锢囚高能舌相联系。

图 5 就是一例。1969年 8 月 28 日 08 时, 700 毫巴图上在中国东部广大地区等高线稀疏, 无明显短波系统; 但 T_{σ} 线却呈现出三个明显的锢囚高能舌, 分别位于陕北、贵州和杭州附近。以后 24 小时, 正是在这三个高能舌的能量锋区, 分别发生了强对流天气。

常规天气图上锢囚高能舌波长约700公里，波动振幅与波长相当。这种特征是北上的高能暖湿气流与西北和东北来的低能冷干气流交汇的结果；所造成的高能舌的增强，是不稳定能量积聚的表现形式。

这些，从我们对10次经向型持续性特大暴雨的合成平均图（图6）也可以看出。在这张图上，取每次暴雨中心为空间坐标原点，然后计算其最盛期的850毫巴 T_{σ} 和对流层下部的潜在稳定度指数（ $T_{\sigma 500}^* - T_{\sigma 850}$ ）。由图可见，即使10例平均，暴雨区也位于从副热带向北伸的潜在不稳定舌顶端靠近能量锋区之处；而不稳定区又大致位于850毫巴锢囚高能舌处，说明低层高能区北伸是形成潜在不稳定的主要原因。图6揭示出高能舌东侧低能舌很明显。越来越多的例子也都表明，下游低能舌是形成暴雨的一个必不可少的角色。

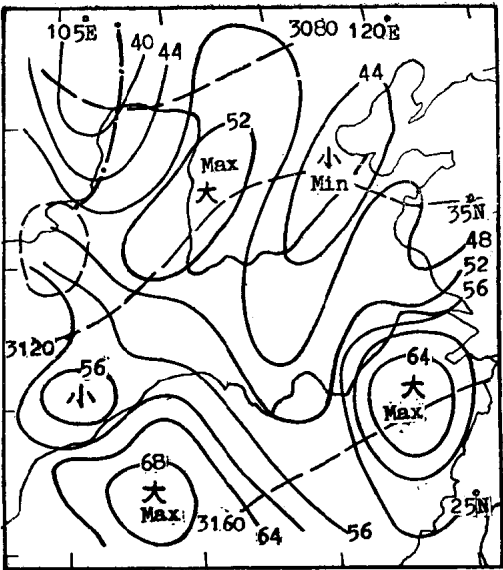


图5 1969年8月28日08时700毫巴 T_{σ} 和气压形势图
Fig.5 The distribution of T_{σ} and pressure at 700mb for 08 BST 28 August 1969.

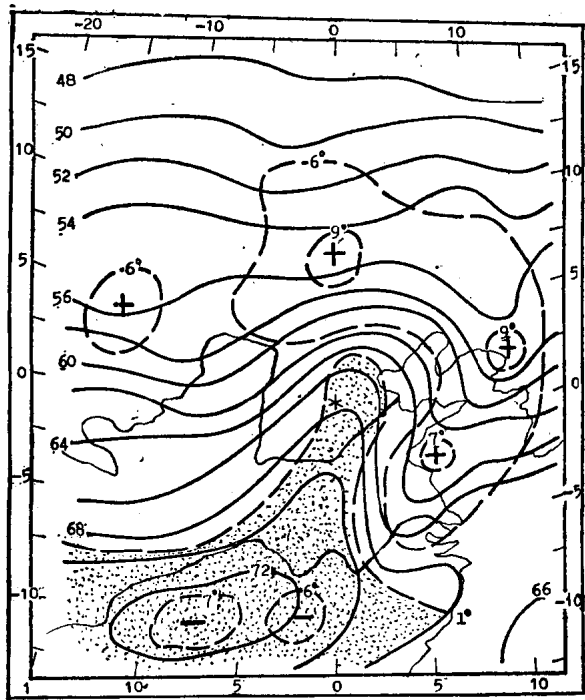


图6 经向型持续性特大暴雨最盛期 $T_{\sigma}^* - T_{\sigma 850}$ （虚线）和850毫巴 T_{σ} （实线）
星号为暴雨中心，十、一号为潜在稳定和不安定中心，点影区为潜在不稳定区

Fig.6 The distribution of $(T_{\sigma}^* - T_{\sigma 850})$ (dashed line) and $T_{\sigma 850}$ (solid line) for the most prosperous period of meridional type persistent severe rainstorms. + and - denote the centre of potential stability and instability. Stippled area denotes the area with potential instability.

六、在短期天气预报中的应用

由上可见，我们得到的一个在天气预报上最有用的结果是：在强天气发生前8—24小时，能量锋和锢囚高能舌等能量系统已经很明显了；与此同时，还出现了能量激增、干暖盖及潜在不稳定等醒目特征。这样，就为短期预报从预兆分析角度提供了较可靠的依据。

所谓能量激增，是指强天气发生前低层能级猛增；在地面或850毫巴图上，24小时正变能达6—8℃的测站成片出现，就是发生强天气的警告讯号。有的能量激增和低空急流（如图4）相联系，因而和锢囚高能舌相配合。也有时，急流并不明显，它和行星边界层顶干暖盖有关。

所谓干暖盖，指中空高压脊控制下，气流辐散下沉使边界层顶又干又暖；当时天气晴朗，低空一转偏南风便迅速增温增湿，但上方下沉气流起着抑制水汽和不稳定能量零星释放的“暖盖”作用，为不稳能量大量积聚并爆发式释放准备了条件。这干暖盖用850毫巴图上的饱和能差（ $T_s^* - T_o$ ）可以清楚地揭示出来，图7是这样例子：850毫巴图上在汉口附近出现了16℃以上的（ $T_s^* - T_o$ ）大值区，未来24—48小时的局地大暴雨就落在这个区域内。但在常规等压面图上，850毫巴只有不明显的暖性浅槽，700和500毫巴的暖脊也很不明显。

有意思的是，对流天气愈强烈，能量图上的各种预兆讯号也愈明显。这样，还可以对大量历史资料进行分析，找出其能量学规律，研究短期预报的客观方法。例如，我们曾据此提出了大范围冰雹和暴雨的围区预报方法；还有人把能量因子和统计学方法结合做暴雨和冰雹的短期预报；不少气象台站找出了预报本地区强对流天气的能量指标，有的地方用能量方法预报台风路径和寒潮降水。由于各种具体因子因时因地而异，这里不做详细介绍。

从近几年不同地方的试验结果看，使用综合了压温湿的能量因子要比分别考虑压、温、湿在预报上的效果更好。特别是那些不能靠外推方法预报的初生暴雨和突发性强对流天气，能量方法有较好的效果。由于大暴雨经常发生在夜间^[14]，因此用早晨的高空资料和中午的地面资料，用能量方法可提前6—12小时做出预报。

也要指出，能量方法主要抓了水汽和不稳定能量，而强天气的发生还必须有适当的触发条件。因此，做实际预报时，还要和常规天气图方法、数值预报产品以及卫星云图和雷达回波结合使用，才能获得满意的结果。否则，单纯用能量指标，易出现空报现象。

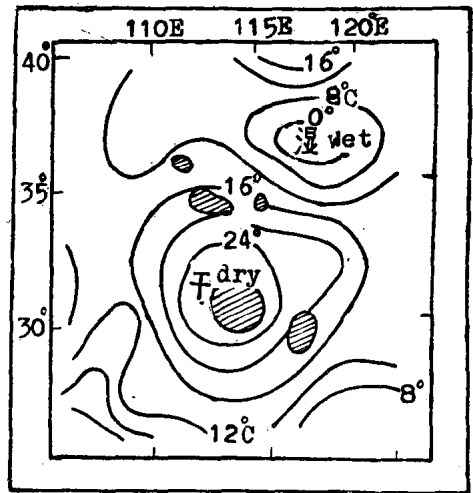


图7 1959年6月7日08时850毫巴（ $T_s^* - T_o$ ）分布，图中影区为次日暴雨区

Fig.7 The distribution of $(T_s^* - T_o)$ at 850mb for 08 BST 7 June 1959. Shaded area denotes the region of heavy rain for next day.

七、结 论

静力能量分析方法在理论上是从充分表现水汽和不稳定能量在灾害性天气中的作用为基础的,物理意义清楚、因果关系明确、分析方法简明直观,因而在中国许多气象台站得到重视和应用。初步应用结果也表明,把它和其它预报方法结合,对改进短期天气预报是有一定效果的。但是,对于已经发现的许多有趣现象还有待深入研究;要把能量方法和其它方法紧密结合研制出一个客观可靠的预报手段。还要做大量工作。

参 考 文 献

- [1]Palmen E. and C.W. Newton, Atmospheric Circulation Systems, Academic Press, 1969.
- [2]Iribarne, J. V. and W. L. Godson, Atmospheric Thermodynamics, D. Reidel Publishing Company, 1973.
- [3]雷雨顺、吴宝俊、吴正华,用不稳定理论分析和预报夏季强风暴的一种方法,大气科学,2, 297—306, 1978.
- [4]雷雨顺、吴正华,静力稳定度的能量分析,气象学报,38, 380—386, 1980.
- [5]雷雨顺、吴正华,饱和能差的意义及应用,气象,9—11, 1980.
- [6]雷雨顺、杨红梅,论总能量相当温度和相当位温,见本文集。
- [7]雷雨顺,强对流天气的几个问题,大气科学,4, 94—102, 1980.
- [8]雷雨顺、吴正华,能量锋及其实用意义,北方灾害性天气文集,16—21, 气象出版社, 1982.
- [9]雷雨顺等,产生暴雨的三种能量锋,北方天气文集(1), 1981.
- [10]雷雨顺,经向型持续性特大暴雨合成分析,气象学报,39(2), 1981.
- [11]雷雨顺、吴正华,能量天气学方法在暴雨分析和预报中的应用。暴雨文集(1978), 162—171, 吉林人民出版社, 1980.
- [12]雷雨顺,盛夏特大暴雨前兆的综合分析,气象,8, 4—6, 1980.
- [13]吴正华等,能量分析在华北暴雨落区预报中的应用,气象科学技术集刊,1, 18—26, 气象出版社, 1981.
- [14]雷雨顺,特大暴雨的夜间多发性,自然杂志,3, 774—778, 1980.

THE PRINCIPLE OF STATIC ENERGY ANALYSIS AND IT'S APPLICATION TO SHORT-RANGE WEATHER FORECASTING

Lei Yu-shun

(Academy of Meteorological Science, Central Meteorological
Bureau of China, Beijing)

Abstract

On the basis of the atmospheric energetics and the instability theory, a kind of weather analysis method using the system of total energy equivalent temperature is presented in this paper. It is shown that the latent instability is most suitable for expressing the instability of moist air as compared with the conditional instability and the convective instability.

Using this method it is revealed that the severe thunderstorms often occur around the energy front,

and that the property and the intensity of precipitation are closely related with the intensity, the energy level and the slope of the energy front. Before an eruption of local storms there are some evident signals in energy field, such as the formation of the Ω pattern energy systems, the rapid increase of energy and the advent of latent instability. The rainstorm, the hailstorm and the windstorm may be distinguished in advance by some energy factors such as the energy level, the saturation deficit of energy and the dry static stability.

At some meteorological observatories and weather stations in China, this method has been used in connection with the conventional synoptic method to issue summer short-range weather forecasting. The results have shown that this method is simple, practicable and effective.

Appendix A. The system of total energy equivalent temperature

1. The dry static energy equivalent temperature

$$T_D = T + \frac{g}{C_p} z$$

here T is the air temperature, g is the gravitational constant, C_p is the specific heat at constant pressure, and z is the altitude above mean sea level.

2. The wet static energy equivalent temperature

$$T_\sigma = T_D + \frac{L}{C_p} q$$

here L is the amount of heat required to change one gram of vapor to liquid at the same temperature, and q is the specific humidity.

3. The saturated wet static energy equivalent temperature

$$T_\sigma^* = T_D + \frac{L}{C_p} q^*$$

here q^* is the saturated specific humidity.

4. The energy equivalent temperature of saturation deficit

$$T_\sigma^* - T_\sigma = \frac{L}{C_p} (q^* - q)$$

Appendix B. The static stability criteria,

(1)	$\frac{\partial T_D}{\partial z} \begin{cases} > 0, \\ = 0, \\ < 0, \end{cases}$	(dry static)	stable neutral unstable
(2)	$\frac{\partial T_\sigma^*}{\partial z} \begin{cases} > 0, \\ = 0, \\ < 0, \end{cases}$	absolute stable saturated neutral conditional unstable	
(3)	$\frac{\partial T_\sigma}{\partial z} \begin{cases} > 0, \\ = 0, \\ < 0, \end{cases}$	convective	stable neutral unstable
(4)	$T_\sigma^* - T_\sigma \begin{cases} > 0, \\ = 0, \\ < 0, \end{cases}$	latent	stable neutral unstable

here T_σ^* is the saturated wet static energy equivalent temperature of environment, and T_σ is the wet static energy equivalent temperature of parcel.

5. The stability criteria of the atmosphere with the vertical shear of wind

$$R_t = \frac{\frac{g}{T} (T_\sigma^* - T_\sigma)}{\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \begin{cases} > 1, \\ = 1, \\ < 1, \end{cases} \quad \begin{matrix} \text{stable} \\ \text{neutral} \\ \text{unstable} \end{matrix}$$

here V is the wind vector.

Appendix C. Fig. The profiles of energy equivalent temperature. (see page 22)

论总能量相当温度和相当位温

雷雨顺 杨红梅

(中央气象局 气象科学研究院)

提 要

本文分析比较了两套大气热力学守恒温度系统。一套是和空气总比能相当的几种温度,如干静力总温度 T_D 、湿静力总温度 T_σ 和饱和静力总温度 T_{σ^*} 。另一套是熵守恒温度,对应以上三者的是位温 θ 、相当位温 θ_e 和饱和相当位温 θ_e^* 。澄清了以往的一些看法,强调在等熵分析中二者相辅相成,单独使用时,一般以用能量温度较方便,还讨论了二者之差的实用意义和求这个差值的合理方法。

一、引 言

在气象学中,长期习惯使用由熵守恒原理推出的气块个别变化守恒温度:位温和相当位温。近年我们建立了一套总能量相当温度,并用它们推导了各种静力稳定度判据,用在强对流天气的分析和预报中甚为方便^[1-2]。国外在强风暴个例分析中,在热带对流天气的数值试验中,也常有人使用静力能量代替 θ 和 θ_e 。

因此,讨论这二者的异同点是很有意义的。七十年代,曾有人对这二者加以比较^[3],并引起了争论^[4-5]。谢义炳先生把 T_σ 和 θ_e 做为湿斜压大气的天气动力学的基本物理量^[6]。因此,仍然有一些问题需要进一步澄清,特别要回答下面的问题:二者的本质差别何在?异、同点有那些?什么情形下要同时使用二者:什么情况下单独使用,以用何者为便?这些就是本文要着重讨论的。

二、位温和干空气比能温度

在干绝热过程中,热力学第一定律可写成

$$c_p \frac{dT}{dt} = \alpha \frac{dp}{dt} \quad (1)$$

或
$$\frac{d\theta}{dt} = 0 \quad (2)$$

式中位温 $\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$, $p_0 = 1000$ 毫巴, c_p 为干空气定压比热, R 为干空气气体常数,其它按习惯用法。

(1)式中的气块压力变化可写做

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla p + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3)$$

这里的 z 、 $\mathbf{V}_h$ 和 g 分别为高度、水平风速和重力加速度, $w = \frac{dz}{dt}$ 。

气块的动能方程为

$$\frac{dK}{dt} = -\alpha \mathbf{V}_h \cdot \nabla p - \alpha w \frac{\partial p}{\partial z} - wg \quad (4)$$

由(4)式和(3)式得

$$\alpha \frac{dp}{dt} = \alpha \frac{\partial p}{\partial t} - \left(\frac{dK}{dt} + \frac{dgz}{dt} \right) \quad (5)$$

(5)式代入(1)式即得干空气总比能(单位质量空气的总能量)方程

$$\frac{d}{dt}(c_p T + gz + K) = \alpha \frac{\partial p}{\partial t} \quad (6)$$

在有些情况下,如高空急流附近,(6)式很有用。C.W. Newton等用实际观测资料计算证明,高空急流轴内空气质点基本上满足(6)式,且按等熵面上风速平流^[7]。

在正压大气中并忽略气压的局地变化,则(6)式变成

$$\frac{d}{dt}(gz + K) = 0$$

其中 $K = V^2/2$, 叶笃正和李麦村曾主张在中小尺度分析中分析这种压能等值线^[8], 这里的 V 为风速。

(6)式中除位能 gz 、动能 K 外,还包括了显热能 $c_p T$, 因此干空气总比能

$$E_{Dt} = c_p T + gz + K \quad (7)$$

由(6)式知, $\frac{\partial p}{\partial t} = 0$ 时干空气总比能守恒, 即

$$\frac{d}{dt} E_{Dt} = c_p \frac{d}{dt} T_{Dt} = 0 \quad (8)$$

为了便于和熵温度直接在数值上比较,这里已定义干空气总比能温度

$$T_{Dt} = \frac{1}{c_p} E_{Dt} = T + \frac{1}{c_p} gz + \frac{1}{c_p} K \quad (9)$$

使用下边的近似式

$$\frac{dp}{dt} = \omega \simeq -\rho g w \quad (10)$$

和(1)式结合则得

$$\frac{d}{dt} E_D = c_p \frac{d}{dt} T_D = 0 \quad (11)$$

其中，干空气的静力总温度

$$T_D = \frac{1}{c_p} E_D = T + \frac{g}{c_p} z \tag{12}$$

这里的 E_D 为干静力总比能。(10)和(11)式说明, T_D 或 E_D 是在忽略了 $\frac{\partial p}{\partial t}$ 和 $\mathbf{V}_h \cdot \nabla p$ 即在(10)式近似下是守恒的, 而这个近似一般总是成立的。

从上面的推导, 可知 T_D 和 θ 之间的共同性是:

1. 都在干绝热过程中守恒;
2. 对于确定状态 T, p (或 z) 的气块, T_D 和 θ 单值对应;
3. 二者铅直变化趋势一致、符号相同, 即

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \frac{\partial T_D}{\partial z} \tag{13}$$

故二者都可做干空气静力稳定度判据,

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} \text{ 或 } \frac{\partial T_D}{\partial z} \begin{cases} > 0, \\ = 0, \\ < 0, \end{cases} \quad \begin{matrix} \text{稳 定} \\ \text{静力中性} \\ \text{不稳定} \end{matrix} \tag{14}$$

二者的差异为:

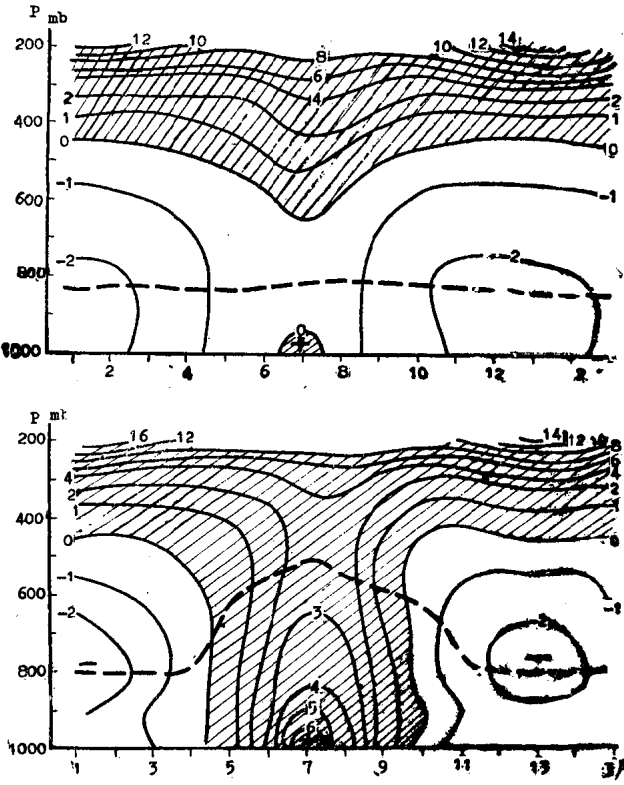


图1 北京1950—1969平均的逐月各层 $(\theta - T_D)$ (上) 和 $(\theta_e - T_e)$ (下) (粗虚线为最小值轴线)
Fig.1 Time-height section of long-term (1950—1969) monthly mean $(\theta - T_D)$ (upper) and $(\theta_e - T_e)$ (lower), Beijing. (Dualthick dashed line is an axis of minimum value)

1. 在绝热条件下 θ 严格守恒, T_D 还要加上 (10) 式才守恒, 故是准守恒的。
2. 二者数值不同。由 (2) 和 (12) 式得

$$\left. \begin{aligned} \theta - T_D &= DT - \frac{g}{c_p} z \\ D &= \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} - 1 \end{aligned} \right\} \tag{15}$$

在 300 毫巴高度以下, 二者之差在 $\pm 3^\circ\text{C}$ 之间, 到 300 毫巴高度以上, 二者之差急剧增加。图 1 是根据实际资料所给的例子, 可以清楚地说明这一点。

因为高空观测中温度精确到 1°C 而高度为 10 位势米 (相应于温度为 0.1°C), 因此, 计算 $(\theta - T_D)$ 时应当用 (15) 式; 如分别计算 θ 、 T_D 后再求差, 则高度观测精确度只要 100 米就可以了。

3. θ 的铅直坐标参考点为 1000 毫巴, 而 T_D 为海平面。这就