

谈谈气象要素(压、温、湿、风)的物理意义和预报应用价值

■ 陶祖钰 范俊红 李开元 刘淑媛 杨引明

形形色色的气象变量，本质上都是由“气压、温度、湿度和风”这四个基本“元素”组成的，所以只有这四个量才被称为气象要素。

天气预报中用到的气象变量(有时也称为物理量、诊断量)，其数量之多数以十计、百计，但是只有气压、温度、湿度和风这四个量被称为气象要素，简称“压、温、湿、风”。要素的英文名称是“element”，它也可翻译成“元素”。也就是说，形形色色的气象变量，本质上都是由这四个基本“元素”组成的，所以只有“压、温、湿、风”才被称为气象要素。既然如此，气象要素在天气预报中也必定最具应用价值，而且还有直接、明了、方便的特点。

要用好气象要素，首先必须真正理解气象要素的物理意义，因为其中包含了做天气预报必备的基础知识。本文将概要地介绍压、温、湿、风的物理含义，并从这些基础物理概念出发，讨论它们在天气预报中有哪些应用价值，以及它们之间的关联。最后用“地面气象要素四线图”的实例介绍具体的应用方法。

一、气压

气象站观测的地面气压(也称为本站气压、场面气压)，它代表该地单位面积上空整个大气层的总质量。这是因为，除了在对流云中，大气在垂直方向都处于静力平衡状态，所以真空水银气压表中水银柱的重量就等于大气柱的重量，其数值在海平面上约为760mm高的水银柱重量，约1000hPa。

最常使用的是海平面气压。这是因为地面高低起伏，大气柱的长度不同，所以海拔高的地面气压总低于海拔低的。要比较不同气象站气压的高低，必须先要将地面气压都订正成海平面气压。订正的方法就是加上地面以下到海平面的气柱质量。计算这个虚拟气柱的质量时需要假设气柱的温度就是地面温度，因此地面温度偏低的测站，订正出来的海平面气压就一定偏高，尤其是冬季海拔较高的测站，例如冬季蒙古高原常出现海平面气压偏高的情况。

大气的总质量取决于空气的密度。温度低时，空气密度大，气柱的总质量就大，反之亦然。这就是我

们常说冷高压和暖低压的物理依据。同样道理，气压水平梯度的大小和温度水平梯度也密切相关。海平面气压场中等压线的密集带，也应是大气层中温度水平差异较大的区域，即锋区。因此根据地面天气图上等压线的密集带可以很快地大致判定锋区的位置。

气压倾向，即地面气压随时间的变化，如3h或24h变压，也同样和温度变化相关联。气压升高表示整个大气层中有冷空气活动，即比较冷的空气代替了原来比较暖的空气；反之，气压下降则反映有暖空气活动。温度平流是表征冷暖空气活动的物理量，所以根据静力学关系，正负变压应与空中的冷暖平流相对应，正负变压越大，反映冷暖平流越强(虽然我们不能确定空中温度平流所在的高度和厚度)。更有价值的是，动力学理论证明，冷暖平流是导致下沉和上升运动的原因，所以气压倾向也与晴雨密切相关。气压下降天气转坏，气压上升天气转好。所以早年人们将气压表称为晴雨表。

理论上，短时间内发生的气压变化，如3h或1h气压倾向，有助于我们迅速、及时地掌握空中冷暖空气的活动。但在预报中应用时遇到的最大困难是，地面气压有很明显的日变化，它与温度的日变化和地球大气圈的半日弹性波有关。所以只有明显的、非日变化的气压倾向才有预报价值，这就需要在预报中用心体察。

空气中的气压在天气分析中用等压面高度来表示。等压面的高度高，就表示相应等高面上的气压高，如500hPa等压面上的高度偏高，就表示该地5.5km左右高度的水平面的气压偏高。

因为大气的总质量约为1000hPa，所以500hPa等压面把大气层大致分为质量几乎相等的上下两部分。500hPa的高度 H_{500} 等于1000hPa的高度 H_{1000} 加上1000hPa等压面和500hPa等压面之间的厚度 $H_{1000,500}$ ，即：

$$H_{500} = H_{1000} + H_{1000,500} \quad (1)$$

由于1000hPa等压面的高度变化很小，只有50m左右的起伏，而500hPa等压面的起伏高达500m。所以相对于500hPa等压面，1000hPa等压面几乎可以看作水平面。因此， H_{500} 主要由 $H_{1000,500}$ 决定。按照静力学关系，厚度与两个等压面之间的平均温度成正比，温度越高、密度越小，等压面之间的厚度就越大。500hPa高度偏高，表示500hPa以下大气层下半部的温度偏高，反之亦然。所以高层等压面与海平面气压场不同，通常表现为冷低压和暖高压的温压场配置。500hPa正、负变高与对流层下部的暖、冷平流相联系。

预报员都很重视分析500hPa等压面图上的小槽，并称之为“抓冷空气活动”是完全符合上述原理的。这里只需再强调一点，与500hPa小槽相关联的是500hPa以下低层大气中的冷空气，而不是高层的冷空气。即使在500hPa等压面温度场上分析不出与高度槽相配合的冷温度槽，500hPa小槽活动仍可说明在对流层下半部有冷空气活动。

对于925，850和700hPa这些较低的等压面情况就不同于500hPa以上的高层等压面。以850hPa等压面的高度 H_{850} 为例，由下式可见：

$$H_{850} = H_{1000} + H_{1000,850} \quad (2)$$

由于1000hPa等压面到850hPa等压面之间的空气质量只占大气总质量的一小部分，所以 H_{850} 更多地与1000hPa等压面的高度有关，即与整个气柱的质量相关联。故850hPa的变高和地面变压相同，负变高表示有暖平流，正变高表示有冷平流。

500hPa以上和以下等压面高度的意义不同，这是在预报中需特别注意加以区别的，千万不可混淆。它也可从冷暖空气气柱的重心高低不同来解释。同样质量为1000hPa的空气柱，暖空气的气柱高，重心也高；冷气柱则相反。

当然必须注意，上面的气压（或等压面高度）与温度的关系都是从静力学关系得出的，但并不是全部。实际上二者的关系要更复杂一些，例如地面上的温带气旋当然是低压系统，但里面既有暖气团，也有冷气团，故它不是热低压，而是半冷半暖的低压；到锢囚阶段则是冷低压。气压和温度的复杂关系，一方面是因为气压系统的热力结构并不总是对称的。另一方面，气压的变化除了热力因子（也可称为静力学因子）外还有动力因子，如涡度平流。但前面说的的气压和温度的关系是最基本和最常用的，也是最容易理解的。

二、温度

天气分析中，温度的物理意义有两个，一是质量，二是能量。质量是指单位体积的质量，即空气密度（ ρ ）。因为根据气体状态方程：

$$P = \rho RT \quad (3)$$

等压面上气压（ P ）是常数，故温度分布就是大气的密度分布，即质量的分布。所以温度的三维分布就表示大气质量（密度）的空间分布。它和气压不同的地方是，温度代表的是三维空间中每一个点的质量（单位体积的质量，即密度），而气压则代表垂直方向一定体积内的总质量。正因为两者都和重量有关，所以如上节所讨论的，气压的分布和变化与温度的分布和变化之间有密切的关联。

温度另一个重要意义是能量，即大气的热能。大气如一台机器在不停地运转，它需要消耗能量才能维持。热能是大气运动的能量来源。天气预报中关注温度就是关注能量。温度高，表示能量高；温度低，表示能量低。大气中的温度随高度递减，每1000m温度降低约6.5℃，所以高空的温度比地面要低得多。如500hPa等压面的温度要比海平面的温度低35℃以上。所以能量主要位于低空，天气预报中最应该关注的是低空温度，特别是1km以下最靠近地面的边界层内的温度。

热能必须通过一定的物理过程才会转化为动能，例如当地面温度升高到一定程度（即达到对流温度）就会产生对流，暖空气上升、冷空气下沉，热能转变为动能。这是垂直温度梯度引起的“能量释放”。

另一种热能转换为动能的过程是水平温度梯度引起的。这种情况不需要地面温度达到对流温度，但需要存在水平温度差异，热能也可转换为动能，例如海陆风、山谷风和锋面环流。它们可统称为斜压力管环流。这种转换过程的本质是偏暖的空气上升，偏冷的空气下沉，造成大气的重心下降，使位能转换为动能。总之，天气预报中应重点关注低空的温度，包括低空的垂直温度递减率和水平温度梯度。

地面气象要素中，温度是一个容易受各种因素影响的要素。除了大尺度天气过程引起的温度变化外，太阳短波辐射和长波辐射使温度有明显的日变化；天空云量会显著改变温度日变化；地面风速大小不同所以乱流垂直交换强度不同也影响地面温度，预报中需要随时仔细体察温度的分布和变化。

三、湿度

与其他的气象要素不同，湿度这个要素包括两个不同的内容，一个是绝对湿度，它表征空气中包含的水汽质量；另一个是相对湿度，它表征空气接近饱和的程度，二者虽有联系，但性质不同，使用时需要严格区分，不可随意混淆。

1. 比湿

比湿（ q ）是绝对湿度的常用单位，其定义是1000g湿空气中所含的水汽质量，所以它的单位是g/kg。水

汽在大气中不是独立存在的，它总是和其他空气成分（即干空气）混合在一起。水汽在整个空气的质量中只占极少一部分，最多时也只占2%左右（即20g/kg左右），少的时候则可以少到几乎为零。下图为2014年6月26日08时沿115°E，从高纬度（60°N）到低纬度（20°N）的比湿垂直剖面图，图中实线为等比湿线，间隔2g/kg，它大致可以代表对流层中水汽分布基本特点。从等比湿线的分布可见，水汽主要集中在对流层的下半部，300hPa以上比湿几乎为零，可以忽略不计。

平流层中水汽极度稀少，几乎为零，故被称为痕量气体。对流层中水汽随高度按指数减少。据估计，500hPa以上对流层上半部的水汽只占水汽总量的7%左右，即绝大部分的水汽（约93%）都在对流层的下半部。最大的比湿位于850hPa以下的边界层中。图中华南沿海地面的比湿高达20g/kg以上；在40°N有一个比湿14g/kg的比湿中心位于边界层内925hPa的高度上。因此，水汽分析的重点应放在地面图、925和850hPa等压面图上。

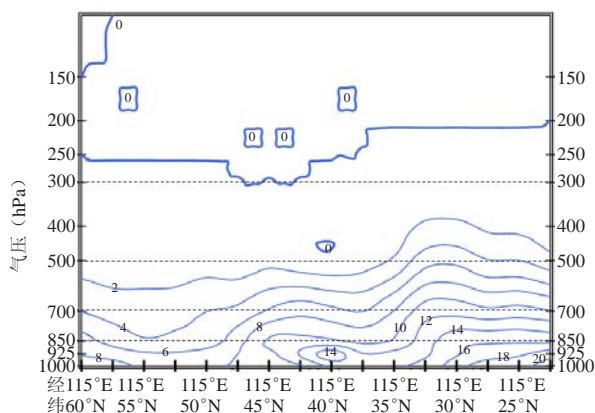


图1 2014年6月26日08时沿115°E，60°—20°N的比湿垂直剖面图（单位：g/kg，间隔：2）

2. 露点温度

比湿的优点是物理概念明确，而且在干绝热过程中保持不变，即具有守恒性。但常规天气分析中用露点温度（ T_d ）表示绝对湿度，它是湿空气的温度下降到开始有露凝结生成时的温度，所以它的优点是比较直观。与露点温度相对应的比湿为饱和比湿（ q_s ），即一定温度下空气中可以容留的最大水汽质量，温度越高，饱和比湿越大。 T 和 T_d 相等时， $q=q_s$ 。

从图2a可见，在0°C以下，饱和比湿随露点温度增加得很慢，但是在10°C以上，比湿随露点温度迅速增大。根据天气图上的露点温度，可以在 T - $\ln P$ 图上的等饱和比湿线很方便地查到相应的比湿值。当空气中水汽很少时，温度必须降得非常低才会达到饱和而凝结，所以露点温度可以非常低，如零下数十摄氏度。

但是我们几乎没有看到过超过30°C的露点温度，这是因为空气中的水汽来源于海洋，海面的温度决定了洋面空气的饱和比湿，即使是夏季热带洋面的温度，最高也只有29°C左右（图2b）。

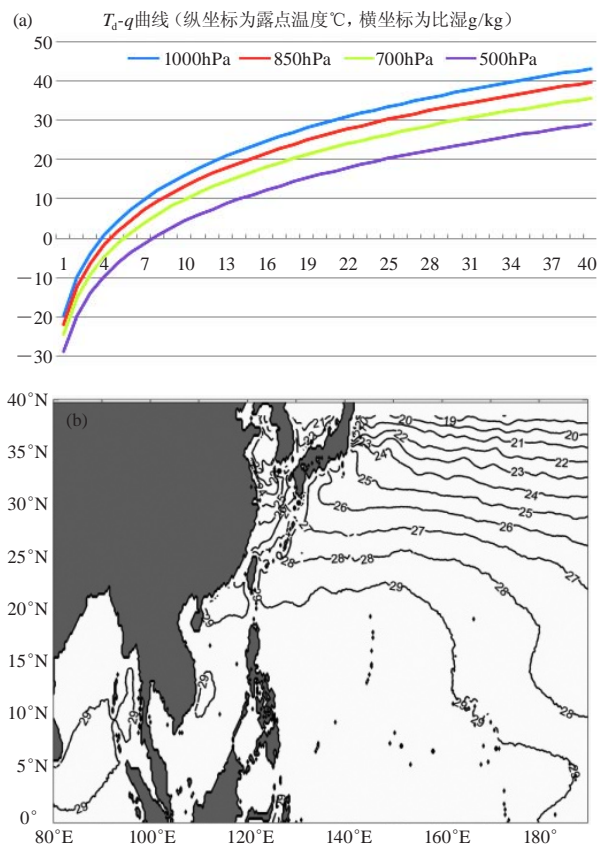


图2 (a) 各标准等压面上饱和比湿随露点温度变化的曲线；
(b) 2000—2008年夏季平均海温（单位：°C）

注：绝对湿度的单位还有混合比 w ，即湿空气中水汽质量和干空气质量之比，其单位和比湿相同，两者在数值上的差别也不大，以及水汽压 e ，即空气中水汽分子热运动所单独产生的分压力。

降水来源于空气中的水汽，所以降水量的大小和绝对湿度的大小有直接关系。华南前汛期常有日雨量达200mm以上的大暴雨，它与华南露点温度常常高达26~28°C有关；长江流域梅雨期常见的暴雨日雨量为50~100mm，它与长江流域露点温度常常达到和超过24°C有关；华北和东北也会发生日雨量50~100mm的暴雨，此时露点温度也通常超过24°C。相反，如果露点温度低于20°C，无论什么季节，一般都不会有暴雨发生。总结气象要素的定量概念对预报是很有帮助的。

露点温度的优点是它的日变化比温度小很多，因为辐射引起的温度日变化不会改变空气中的水汽含量，即绝对湿度（如比湿、露点温度）。因此，露点温度的显著变化往往反映局地气团性质的变化，这一特点在单站要素分析中非常有用。

绝对湿度和对流也有密切关系，这是因为地面

的露点温度和对流有效位能 (CAPE) 的大小关系非常密切。从对流温度示意图 (图3) 可见, 抬升凝结高度、自由对流高度和对流凝结高度都是由地面露点温度及其相应的等饱和比湿线所决定, 因此也就在很大程度上决定了 CAPE 的大小。当地面露点温度小于 15°C 时, 一般不会有强雷暴; 如果露点温度达到 20°C 或更高, 就有可能发展成强雷暴并产生雨强 20~40mm/h 的短时强降水。

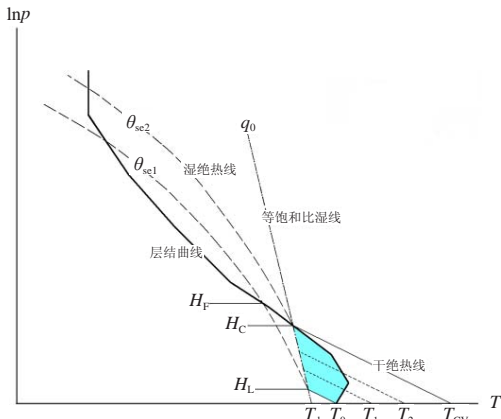


图3 修正后的对流凝结高度和对流温度示意图 (图中填充色区视为与探空对应的初始状态的对流抑制能量) (来源: 李耀东等, 2014)

3. 相对湿度

相对湿度是表示湿空气接近饱和程度的量。在一定的温度和气压下, 单位质量空气中所能包含的最大水汽质量为饱和比湿 (q_s), 如果超过, 就有凝结发生。实际比湿和该温度下的饱和比湿之比就是相对湿度 RH, 用 0~100% 表示。

相对湿度也可用温度-露点差 ($T-T_d$) 表示。饱和时的温度就是露点温度, 即 $T=T_d$, 因此 $T-T_d=0$ 就表示达到饱和, $T-T_d$ 越小表示空气越接近饱和。由于探空中湿度观测的误差较大, 在天气分析中很少看到 $T-T_d=0$ 的情况。通常高空图上 $T-T_d \leq 4^\circ\text{C}$ 的区域就可看作是饱和区, 它和云区或雨区的位置基本重合。在 40 年前没有卫星云图的条件下, 它是了解大范围云雨区分布的基本方法。

需要特别强调的是, 同为 $T-T_d \leq 4^\circ\text{C}$ 的区域, 其水汽的含量 (即绝对湿度) 可以相差非常大。因为两个同样是 $T-T_d \leq 4^\circ\text{C}$ 的区域, 如果温度 T 相差显著, 其露点温度 T_d 也一定相差显著, 故水汽的含量也相差很大。如图 2 所示, 1000hPa 温度 0°C 时的饱和比湿约为 3.5g/kg, 温度 10°C 时增大到 7.5g/kg, 温度 20°C 时约为 14g/kg, 30°C 时约为 26g/kg。

相对湿度和露点温度不同, 它有很明显的日变化, 呈现出与温度日变化反位相的特征。所以, 相对

湿度的变化不能反映气团性质的变化。但是相对湿度也有一个很突出的优点, 就是对垂直运动非常敏感。如果有上升运动, 哪怕相当微弱, 则由于绝热膨胀冷却会使相对湿度显著升高 (如 70% 以上); 反之, 如果有下沉运动, 则由于绝热压缩温度升高而使相对湿度显著降低 (如 30% 以下)。由于垂直运动是天气分析中最难掌握的, 所以相对湿度的这个优点非常值得我们在工作中总结和应用。

从大气环流的角度看, 湿度的重要性也是显然的。因为大气运动所依赖的太阳能, 有超过 1/3 (24/70) 是通过水汽间接获得的 (图 4)。此外, 水汽也是发生对流的根本原因, 因为对流所依靠的浮力也是由于水汽凝结释放的潜热才使得云内的温度高于环境的温度。总之, 在天气分析和预报中应该十分重视湿度的分析, 特别是天气图上露点温度的分析。

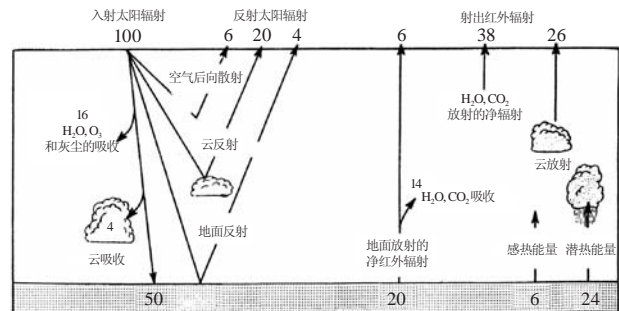


图4 大气能量收支平衡图 (左为短波辐射, 右为长波辐射) (来源: 巴里 R G 等, 1982)

注: 太阳辐射是大气的唯一能量来源, 到达大气层上界的太阳辐射中有 70% 用于加热大气 (其中 50% 用于加热地表, 只有 20% 直接加热大气; 加热地表中近一半 (24%) 用于蒸发地面的水 (主要在热带洋面), 然后通过凝结再加热大气。所以可以这样认为: 水汽是大气热机的主要燃料之一 (占 24/70, 即超过 1/3)。

四、风

天气学中, 风专指空气的大规模水平运动速度, 即空间范围内移动距离可达成百上千千米的空气运动速度。移动范围很小, 只有数十或数百米的小尺度湍流运动速度不包括在内。以图 5 给出的北京 5 个小时的一段风速记录可见, 在 20:50 风速显著加大以后, 瞬时风速 (黑色) 围绕平均风速线 (蓝色) 摆动非常明显, 说明瞬时风速存在脉动, 有时大于平均风, 有时小于平均风。极大瞬时风速 (红色) 则明显大于平均风速, 有时甚至比平均风大一倍 (图中绿色虚线所指), 说明地面风的湍流脉动非常强。地面天气观测记录的风采用两分钟平均的办法就是为了将湍流脉动的速度平滑掉。

从图中可以看到, 20:50 以后风向也发生系统性变化, 由无持续性风向转为稳定的西北偏北风。地面风向的系统性变化显示了一次空气的大规模运动过程,

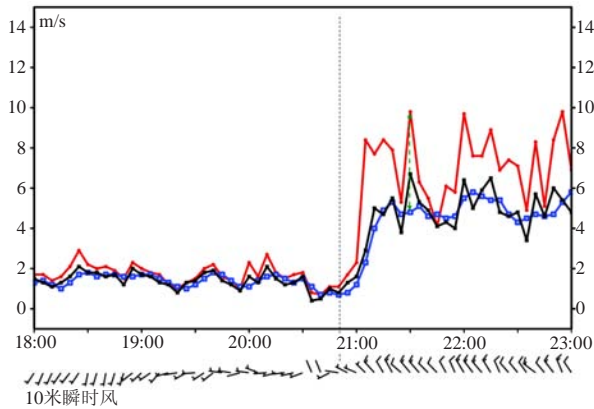


图5 2014年12月11日18—23时(北京时)北京风速变化曲线(黑色为瞬时风速,蓝色为10min平均风速,红色为1min内的极大风速;横坐标时间间隔为5min。原始数据时间分辨率为1min)

即有冷锋移过本站。空气大规模运动中垂直运动的分量非常小(量级为 10^{-2} m/s),只有水平运动分量的千分之一,不是常规测仪器能直接测量的。所以天气学中的风不包括空气的垂直运动。

在压、温、湿、风四大气象要素中,气压和温度是气体状态方程中的两个变量,故称为状态变量,即

表征大气热力学状态的变量。湿度是表征大气中某一成分(即水汽)的物质变量。只有风,是表征大气运动的变量。温度和湿度分布都因大气的运动而改变,因此风在四大要素中具有特殊的地位。一定意义上可以认为,风决定了温湿的分布,所以风也被称为动力学变量。由于水汽中所含有的相变潜热是大气运动的主要能量来源之一(图4),所以温度和湿度一起也被称为大气的热力学变量。在数值预报的初值中,风起决定性的作用,它会引起温湿场的迅速改变。

五、地面气象要素四线图

在地面单站气象要素分析中,压、温、湿、风四要素的时间变化曲线(常称为四线图)是预报中很有用的工具。在四线图中经常可以看到风的变化引起温湿的急剧变化,或者说,利用风的变化来认识温湿变化的原因。例如在图6a中,2014年12月11日21时以后(图中黑色虚线右方),北京的地面风从西南偏西风转为西北风,同时风力也从1~2级加强为4~5级。在风转变后,露点温度(绿色线)在1h内急剧下降6~7℃,显示出北京上空气团的更替,转变为受干冷的极地气团控制。单站气压表现出显著的上升(黑色虚线箭头所指),也证明冷气团的到来。但是,与此

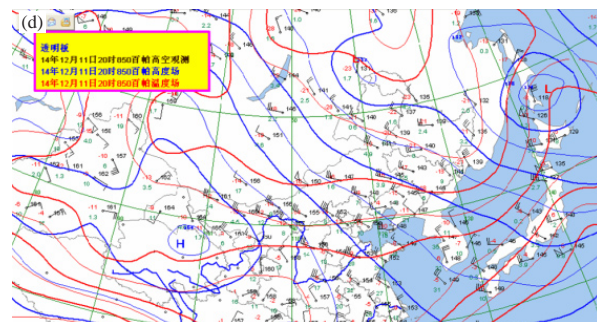
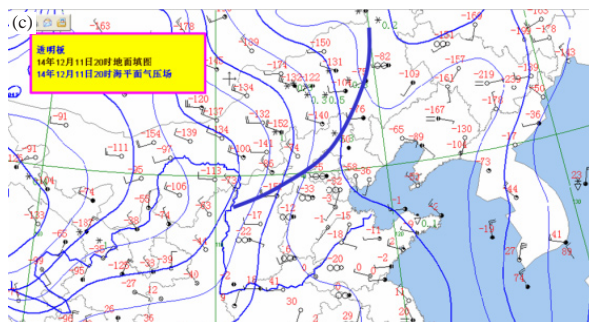
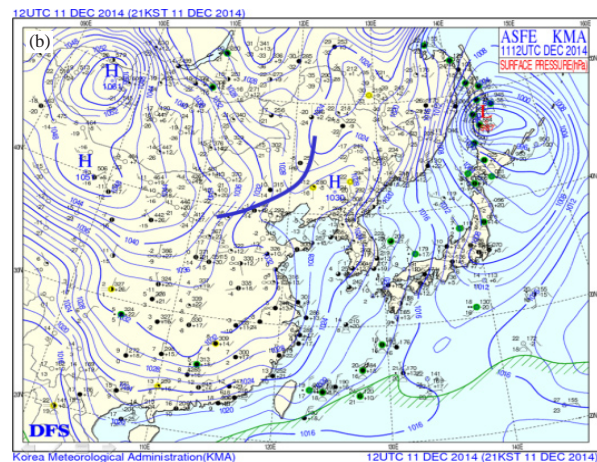
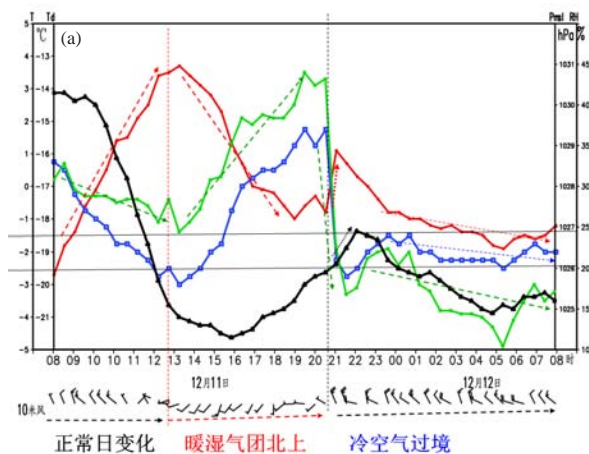


图6 2014年12月11日08时—12日08时北京地面气象要素变化(a)、相关的地面图(b、c,其中c为b局部放大的华北区域地面图),以及850hPa天气图(d)(红色线为温度,绿色线为露点温度,蓝色线为相对湿度,黑色线为气压)

(下转64页)

世界气象组织战略规划动态及其经验启示

■ 陈鹏飞 朱玉洁 陈正洪

及时跟踪世界气象组织（WMO）战略规划发展动态，借鉴其目的意义、总体思路、内容框架和保障措施等方面的先进理论和实践经验，提出了对我国气象事业发展战略的启示。

世界气象组织（World Meteorological Organization, WMO）成立于1950年，是联合国下属的一个专门机构，一个国际性政府间组织，总部设在瑞士日内瓦，其经费主要由其会员国提供。WMO主要通过制定一套业务技术规范、条例、标准、规程等来实现其管理和协调职能，重点在天气、气候、水文和水资源及相关环境领域的专业知识和国际合作方面发挥世界领导作用，从而为全世界人民的安全和福祉、为各国的社会经济利益做出贡献。经过多年实践，WMO在国际组织中的地位和声誉日益提高，之所以能取得如此骄

人的成绩，在很大程度上得益于它各种计划的科学制定和顺利实施。WMO战略规划就是其中最为重要的计划之一。

一、WMO战略规划流程及战略规划历史进程

1 WMO战略规划流程

WMO战略规划流程（图1）最初是在计划文件草案中融入会员的意见，并提交WMO大会审议和批准。该流程产生的三个基础性文件分别是：WMO战略规划、WMO运行计划和WMO预算。

（上接63页）

同时，温度并未出现下降，反而出现接近2℃的小幅升温。一方面有冷锋过境，同时又发生在上半夜正常日变化的温度下降时段，这样的小幅升温显得尤其异常。其原因也与风有关，因为地面风力的突然增大，边界层内垂直方向的湍流混合也相应增强，其绝热过程使温度不降反升。

从常规天气图分析可见，这是一小股冷空气的补充南下影响北京的过程。在20时的地面图（图6b、6c）上可以分析出有一条副冷锋已非常接近北京，但这种小股冷空气在高空图上很难辨认，只表现为持续的、一致的西北气流和冷平流，如图6d所示。但是在单站要素四线图上这股冷空气的活动却清楚地得到反映。在四线图（图6a）的左边，11日上午气温的日变化非常清楚，到13时，温度上升超过6℃（图中红色虚线箭头所指），而露点温度曲线非常平稳只有1℃左右的变化（图中绿色虚线箭头所指）。当13时地面风向由西北风转为西南风以后（图中红色虚线右方），露点温度转变为持续上升，说明北京转为受来自南方相对潮湿的变性气团控制。气压曲线由10时以前的平稳转为持续下降，则反映北京从高压后部转为低槽控制，直到21时偏北风突然增大，说明冷空气补充南下已影响北京。12日00时以后，温度、露点温度、相对湿度的变化都趋于平稳，表明已转入比较均

匀的冷气团内部。

总之，仔细考察地面要素的变化，如三线图或四线图，可以帮助我们及时掌握最新发生的变化，从而对天气预报做出必要的补充或修正。日常工作中经常可以发现这类例子，经常总结，对提高天气分析和预报的能力一定大有裨益。

致谢：本文由国家自然科学基金（41475040）和公益性行业（气象）科研专项（GYHY201306023）共同资助。此文得益于和多位学长及同事若干年来不拘形式的讨论，如周晓平、陈受钧、秦瑜、毛节泰、郑永光、俞小鼎、郑媛媛、许爱华、何立富、孙继松等，不能一一列举，在此一并表示感谢。

延伸阅读

- 巴里R G, 乔利R J. 1982. 大气、天气和气候. 北京: 高等教育出版社.
- 李耀东, 刘健文, 吴洪星, 等. 2014. 对流温度含义阐释及部分示意图隐含悖论成因分析与预报应用. 气象学报, 72(3): 628-637.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2005. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社.
- 张建春. 2012. 雷雨天气的单站物理条件分析. 北京: 北京大学.

（作者单位：陶祖钰，北京大学；范俊红，河北省气象局；李开元，中国气象局气象干部培训学院保定分院；刘淑媛，空军气象中心；杨引明，上海市气象局）