

# “97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断<sup>①</sup>

刘建军

程麟生

(宁夏气象科学研究所,银川 750002)

(兰州大学大气科学系)

## 提 要

应用非静力模式 MM5V2 对 1997 年 12 月(简称“97.12”)一次高原暴雪过程进行控制模拟试验。利用其输出资料以及热量和水汽收支方程,对这次暴雪过程进行了热量及水汽收支诊断。视热源( $Q_1$ )和视水汽汇( $Q_2$ )的诊断结果表明: $Q_1$  和  $Q_2$  垂直积分的正值区分布形势相似且较强,并与地面降雪带的分布一致,因而,此次过程的  $Q_1$ 、 $Q_2$  主要是由水汽凝结和潜热释放决定的。 $Q_1$  在对流层中层为加热层,对流层上层相对为冷层,是暴雪发生发展的主要热力机制。 $Q_1$ 、 $Q_2$  区域平均的垂直廓线峰值非常相近,该峰值区正是水汽凝结层,它与水汽输送带的水汽凝结变干有关。视水汽汇  $Q_2$  与视热源  $Q_1$  具有相近的垂直廓线,表明“97.12”暴雪过程中非对流性凝结降水起决定因素。这些结果为改进和发展用于模拟和预报高原暴雪的中尺度数值模式模拟系统提供了一些物理依据。

关键词: 高原暴雪 中尺度数值试验 热量和水汽收支

## 引 言

1997 年 11 月至 1998 年 1 月,西藏、青海、新疆牧区出现了近 30 年来罕见的雪灾。12 月 9~12 日,青藏高原南部和东部出现了大范围降雪。13~16 日,青藏高原大部又出现了一次降雪过程。那曲、安多等地几乎全被积雪覆盖。由于降雪持续时间长,气温下降剧烈,造成了严重灾害,给上述地区广大人民群众的生活、生产造成严重影响,并引起了党中央、国务院领导的高度重视<sup>[1]</sup>。

目前,针对我国西部高原暴雪过程的数值模拟和动力学诊断分析的研究工作已逐步开展起来。邓远平等<sup>[2]</sup>通过将冰相云微物理过程参数化和三相云显式降水方案引入流体静力模式 MM4,对“96.1”暴雪的中尺度切变线的发生、发展和结构演变进行了成功的数值模拟。张小玲、程麟生<sup>[3,4]</sup>利用“96.1”模拟资料对这一暴雪带中尺度系统的涡度和散

度变率进行了运动学和动力学诊断分析。隆霄、程麟生<sup>[5]</sup>利用非静力模式 MM5 成功模拟了“95.1”高原暴雪中尺度系统的发展和演变特征。王文<sup>[6]</sup>利用“95.1”、“96.1”高原暴雪的中尺度模拟输出资料,对高原暴雪进行了对称不稳定诊断分析和数值模拟试验。作者则利用非静力模式 MM5V2 对“97.12”高原暴雪进行了中尺度数值试验研究。从预报和理论研究角度考虑,深入了解高原暴雪发生、发展过程中的一些机理和物理本质是十分必要的。为此,本文对“97.12”高原暴雪过程的中尺度热量和水汽收支进行诊断,分析讨论了高原暴雪的热力学特征,进而为高原暴雪的数值预报提供一些物理依据。

## 1 天气概况

1997 年 12 月 10~12 日,青藏高原东南部出现大范围降雪,部分地区出现大到暴雪天气。最大降水中心在青海省的果洛地区。

<sup>①</sup> 国家自然科学基金资助项目:49775271

吉迈、果洛两站 24 小时降水量为 8mm, 48 小时降水量达到 10mm。图 1 是 1997 年 12 月 10 日 08 时~12 日 08 时(以下均为北京时 BST)降水量实况图。

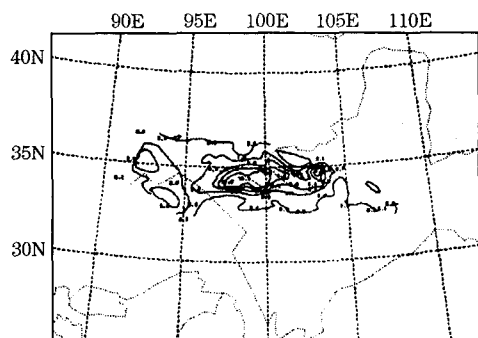


图 1 1997 年 12 月 10 日 08 时~12 日 08 时(BST) 48 小时实况降水量(mm)分布

## 2 天气分析

### 2.1 大尺度环流特征

500hPa 亚欧高空图上(图略), 12 月 9 日 08 时整个欧亚区为两槽一脊型, 东部为东亚大槽, 西部是乌拉尔山槽区, 鄂木斯克至贝加尔湖西侧为一高压脊控制, 脊后部不断有冷空气分股东移南下。温度场上在脊底部受冷空气沿脊底部穿脊东移影响, 巴尔喀什湖附近分析出一温度槽区, 配合有  $-28^{\circ}\text{C}$  的冷中心。印度半岛, 南支槽开始形成, 槽前风速较大。10 日 08 时, 东亚大槽缓慢东移, 乌拉尔山槽区有冷空气继续分股东移南下, 受其影响, 鄂木斯克高压脊有所减弱, 巴尔喀什湖温度槽继续缓慢东移南压。同时, 南支槽也继续发展, 高原上玉树以西已转为西南气流, 与此相伴, 湿度明显增加。10 日 20 时, 温度场上, 巴尔喀什湖冷温度槽进入我国南疆, 同时南支槽北上至高原东南部, 发展旺盛, 冷暖空气开始交汇。到 20 时, 吉迈、玛多、曲麻莱(玉树地区)、托托河等站开始出现零星降雪。11 日 08 时, 冷空气快速东移南压至柴达木盆地, 并配合有  $-26^{\circ}\text{C}$  的冷中心。南支槽继续东移发展, 高原南部和东部处于强劲的西南暖湿气流控制下, 受冷暖空气共同影响, 高原东南部开始出现大范围降雪。12 日 08 时高空图上, 系统快速东移, 高压东南部处于西

北气流控制, 降水结束。

### 2.2 中尺度系统

在 700hPa 形势图上, 10 日 08 时高原东部为暖脊控制, 10 日 20 时受南支槽影响, 高原南部地区有低涡发展, 高原东部暖脊减弱东移。11 日 08 时, 高原南部低涡东移至玉树一带, 且强度增强(图 2)。在温度场上, 柴达木盆地—青海湖间有  $-14^{\circ}\text{C}$  的冷中心(图略), 受其影响, 低涡环流后部有冷空气不断侵入, 处于这种斜压发展的低涡环流很容易变性。此中尺度低涡的形成和发展与这次暴雪过程直接相关。12 日 08 时, 低涡东移, 高原东部为弱脊控制, 降水结束。

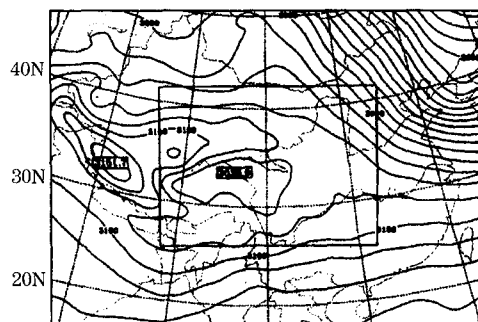


图 2 1997 年 12 月 11 日 08 时 700hPa 高度场形势

从大尺度环流和中尺度系统分析可以看出, 欧洲东部长波槽上的小槽东移南下, 其携带的弱冷空气穿越蒙古脊底部对高原造成的影响是这次暴雪过程的主要冷空气来源。孟加拉湾南支槽迅猛发展, 使得青藏高原东南部处于强劲的西南暖湿气流控制之下, 给这次天气过程提供了充沛的水汽。同时受南支槽的引导, 高原南部和东部中尺度低涡的形成和发展是造成此次过程的主要中尺度系统。

### 3 基本思想和诊断方程

积云是在有利的大尺度环流条件下发生、发展的, 而积云对流一旦发生, 常伴有大量的凝结潜热释放, 并在垂直方向输送水汽和热量, 这不仅对大尺度环境场有重要影响, 而且对中尺度系统本身的发展也有很重要的动力反馈作用。这种反馈与积云对流加热的垂直分布廓线关系密切。因而, 通过对视热源、视水汽汇收支的诊断分析, 可以诊断次网

格尺度对流活动的垂直加热和增湿分布,并为积云参数化提供物理依据。

由于探空观测资料较少且不在规则的网格点上,所以在计算前,它们必须经过插值才能使用(包括在水平面和垂直向插值的客观分析)。正因为客观分析方案的局限性和观测密度的问题,因此,仅用探空观测资料通过客观分析计算收支势必会引入较大误差。基于用探空观测资料计算热量和水汽收支时所

存在的问题,本文根据作者用 MM5 控制模拟试验的模拟输出资料及 Kuo、Cheng 和 Anthes<sup>[8]</sup>在  $\sigma$  坐标系给出的热量和水汽收支方程来诊断“97.12”暴雪过程的热量和水汽收支。 $\sigma$  坐标系中诊断热量和水汽收支的优点在于,该地形坐标系将地形的影响融入到方程中了。

这里给出  $\sigma$  坐标系中的热量和水汽的收支方程:

$$\begin{aligned} \overline{p^*} Q_1 &= \frac{\partial \overline{p^*} \overline{T}}{\partial t} + m^2 \nabla_\sigma \cdot \frac{\overline{p^*} \overline{\nabla T}}{m} + \frac{\partial \overline{p^*} \overline{\sigma T}}{\partial \sigma} - \frac{R \overline{T \omega}}{c_p (\sigma + p_t / p^*)} \\ &= \frac{L_c}{c_p} \overline{p^*} \overline{C^*} - \frac{\partial \overline{p^*} \overline{\sigma' T'}}{\partial \sigma} + \frac{R \overline{T \omega'}}{c_p (\sigma + p_t / p^*)} + \overline{p^*} Q_R \end{aligned} \quad (1)$$

$$\overline{p^*} Q_2 = - \frac{L_c}{c_p} \left[ \frac{\partial \overline{p^*} \overline{q}}{\partial t} + m^2 \nabla_\sigma \cdot \frac{\overline{p^*} \overline{\nabla q}}{m} + \frac{\partial \overline{p^*} \overline{\sigma q}}{\partial \sigma} \right] = \frac{L_c}{c_p} \overline{p^*} \overline{C^*} + \frac{L_c}{c_p} \frac{\partial \overline{p^*} \overline{\sigma' q'}}{\partial \sigma} \quad (2)$$

其中,  $\nabla_\sigma = \left( \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \right)_\sigma$ ,  $\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t) = (p - p_t) / p^*$ ,  $p_t = 10\text{hPa}$  为模式顶气压,  $p_s$  为地面气压,  $q$  为比湿,  $m$  为地图放大因子,  $C^*$  为格体平均或网格平均的净凝结率,带“—”的量为网格尺度变量;带“'”的量为次网格尺度变量,表示积云对流和湍流等次网格尺度变量。 $Q_1$  和  $Q_2$  分别表示视热

源和视水汽汇,  $Q_R$  是辐射冷却项,其它均为气象常用符号。在式(1)、(2)中忽略了水平涡动输送项,亦即,  $Q_1$  和  $Q_2$  表达了由大尺度(层状)降水及次网格积云对流所形成的热源和水汽汇。其它均为气象常用符号。假设在  $P = P_t$  处涡动完全消失,我们对式(1)、(2)从  $P_t$  ( $\sigma = 0$ ) 到  $P_s$  ( $\sigma = 1$ ) 积分<sup>[9]</sup>,可得:

$$\begin{aligned} \langle Q_1 - Q_R \rangle &= \frac{\overline{P^*} c_p}{g} \int_0^1 [Q_1 - Q_R] d\sigma \\ &= \frac{L_c}{g} \int_0^1 \overline{P^*} \overline{C^*} d\sigma - \frac{c_p}{g} \overline{P^*} (\overline{\sigma' T'})_{\sigma=1} + \frac{1}{g} \int_0^1 \left[ \frac{R \overline{T \omega'}}{\sigma + P_t / P^*} \right] d\sigma \\ &= L_c (P_r + W_s) + H_s \end{aligned} \quad (3)$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{\overline{P^*} c_p}{g} \int_0^1 Q_2 d\sigma = \frac{L_c}{g} \int_0^1 \overline{P^*} \overline{C^*} d\sigma + \frac{L_c}{g} \overline{P^*} [\overline{\sigma' q'}]_{\sigma=1} = L_c (P_r + W_s) - L_c E_s \quad (4)$$

其中:

$$\begin{aligned} P_r + W_s &= \frac{1}{g} \int_0^1 \overline{P^*} \overline{C^*} d\sigma \\ H_s &= - \frac{c_p}{g} \overline{P^*} (\overline{\sigma' T'})_{\sigma=1} + \frac{1}{g} \int_0^1 \left[ \frac{R \overline{T \omega'}}{\sigma + P_t / P^*} \right] d\sigma \\ &= - \frac{c_p}{g} \overline{P^*} (\overline{\sigma' T'})_{\sigma=1} + \frac{R}{g} \ln(\overline{P^*} + P_t) (\overline{T \omega'})_{\sigma=1} \end{aligned}$$

$H_s$  为地面单位面积的感热通量,  $E_s = - \frac{1}{g} \overline{P^*} (\overline{\sigma' q'})_{\sigma=1}$  为地面单位面积的蒸发量(即水

汽涡动通量)。 $P_r$  是地面单位面积上的降水量,  $W_s$  为单位面积气柱内液态水的存贮量;  $P_r + W_s$  是单位面积气柱内的总凝结量。可

见 $\langle Q_1 - Q_R \rangle$ 等于总的凝结潜热和地面热通量之和,而水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 是总水汽凝结量和地面水蒸发收入之差。如果假定所有液态水都作为降水到达地面,则可用地面观测值来确定 $Q_1$ 和 $Q_2$ 的垂直积分值,由式(3)和(4)可得:

$$\langle Q_1 - Q_2 - Q_R \rangle = \frac{\overline{P^*} c_p}{g} \int_0^1 (Q_1 - Q_2 - Q_R) d\sigma = H_s + E_s \quad (5)$$

这样我们可用式(1)~(5)来分析视热源和视水汽汇的水平和垂直分布,并讨论“97.12”暴雪过程的内在加热机制,以了解其发展的热力学特征。

如果在某一区域内 $\langle Q_1 - Q_2 - Q_R \rangle$ (即地面次网格通量项包括热通量和水汽蒸发量)较小,而 $\langle Q_1 - Q_R \rangle$ 与 $\langle Q_2 \rangle$ 分布形势相似且较强,则说明 $\langle Q_2 \rangle$ 和 $\langle Q_1 - Q_R \rangle$ 主要由水汽凝结和潜热释放决定,它们应与以热量单位表示的地面降水量接近。反之,如果 $\langle Q_1 - Q_R \rangle$ 与 $\langle Q_2 \rangle$ 水平分布形势差异很大,即 $\langle Q_1 - Q_2 - Q_R \rangle$ 较大,说明地面热通量和蒸发量是视热源和视水汽汇的决定因素,这时主要表现为次网格尺度活动和积云对流强烈。另一方面,由式(1)、(2)可以通过比较 $Q_1 - Q_R$ 及 $Q_2$ 的垂直分布,利用同样道理判断对流是否存在及其强度和存在的层次。如果 $Q_1 - Q_R$ 与 $Q_2$ 具有相同或非常相近的垂直廓线,表明是同一因子 $\left(\frac{L_c}{c_p} \overline{C^*}\right)$ 决定了 $Q_1 - Q_R$ 与 $Q_2$ ,而积云对流的次网格涡动通量(和绝热涡动输送)则很微弱,非对流性凝结(降水)起决定因素。相反,如果 $Q_1 - Q_R$ 与 $Q_2$ 廓线的峰值发生很大的偏离,说明积云对流凝结潜热起主导作用。如果是来自于干燥下垫面( $E_s = 0$ )的感热通量在 $Q_1 - Q_R$ 中起决定作用,即 $\frac{L_c}{c_p} \overline{C^*} \ll Q_1 - Q_R$ ,则 $Q_2 \ll Q_1 - Q_R$ ,即 $Q_2$ 与 $Q_1 - Q_R$ 无峰值相伴。 $Q_R$ 是大气辐射冷却,相对 $Q_1$ 其值较小,在讨论过程中以 $Q_1$ 代替 $Q_1 - Q_R$ 仍不失上述性质。 $Q_R$ 通常为 $1 \sim 2^\circ\text{C}/\text{d}$ ,与 $Q_1$ 、 $Q_2$ 相

比,一般在此可不单独计算。

#### 4 控制模拟设计及模拟结果简述

##### 4.1 模拟设计

(1)模式方程组:MM5模式基本方程组<sup>[7]</sup>(略)。

(2)模式基本参数:模式顶气压 $P_t = 10\text{hPa}$ ,垂直分辨率 $k_s = 23$ 层,水平格距 $D = 40\text{km}$ ,水平区域中心是 $34^\circ\text{N}/100^\circ\text{E}$ ,水平格点数: $46 \times 61$ ,时间步长 $\Delta t = 90\text{s}$ 。

(3)初始条件:T106全球分析资料+探空资料。

(4)侧边界条件:张弛逼近边界条件。

(5)降水过程:Reisner混合相显式方案和Grell积云参数化方案同时启动。对可分辨尺度降水过程采用混合相方案,对次网格尺度过程采用Grell积云参数化方案。

(6)行星边界层物理过程:MRF PBL边界层参数化方案。

(7)大气辐射方案:采用CCM2辐射方案。

(8)模式地形和下垫面分类:用 $30'$ 全球地形资料和下垫面分类资料,通过中尺度客观分析方法得到 $40\text{km}$ 的格点地形和下垫面分类特征。

(9)水汽混合比、云冰(水)、雪(雨水)的初始场:因无观测资料,故初始 $q_v$ 、 $q_t$ 和 $q_r$ 均为零。

(10)模拟时间:48小时,从1997年12月10日08时到12日08时。

##### 4.2 模拟结果简述

模拟的部分结果在图3中给出。

图3a是沿 $33.89^\circ\text{N}$ 作的12月11日08时涡度 $\zeta$ 的东西垂直剖面图。图3a揭示了低空辐合、高空辐散的涡度场垂直结构,500hPa附近最大正涡度中心为 $20 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,其上空300hPa附近为最大负涡度中心 $-5 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。与涡度场相对应,散度 $D$ 的东西向垂直剖面图(图略)也表现为较强的低空辐合,高空辐散的散度场结构,100°E附近,低空最大负散度中心为 $-8 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,高空最大正散度中心为 $6 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。96°E附近,低空最大负散度中心为 $-12 \times$

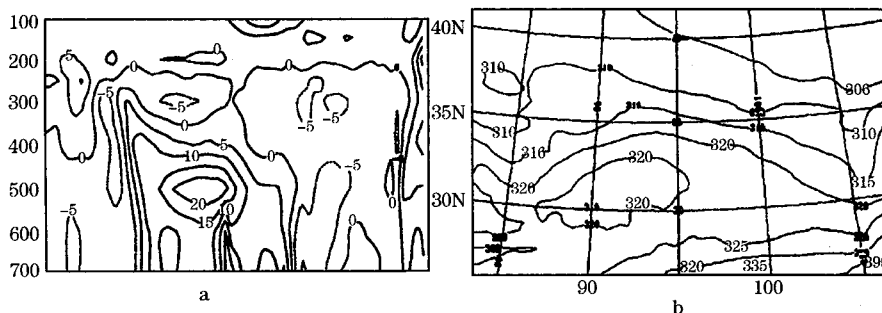


图3 1997年12月11日08时涡度场和500hPa  $\theta_e$  场

a: 涡度  $\zeta$  剖面图(单位  $\times 10^{-5} s^{-1}$ ) b:  $\theta_e$  (单位:K)

$10^{-5} s^{-1}$ , 高空最大正散度中心为  $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。

图3b是12月11日08时的500hPa  $\theta_e$  场。图中湿舌表现为最强,中心为320K。对应700hPa  $\theta_e$  场上,湿舌的发展过程与500hPa十分一致(图略)。

12月11日08时沿33.89°N所做的垂直速度  $w$  的东-西向垂直剖面图(图略)也可看出上升运动区在高原东部地区(100°E附近),且垂直速度达到最强。自600hPa以上到200hPa均为上升运动区( $w > 0$ ),最大上升速度为  $6 cm \cdot s^{-1}$ 。

从模拟结果的简单分析可以看出:深厚湿舌与辐合带及上升运动区相迭置是高原暴雪形成和持续的一种合理的物理机制。这种配置为暴雪提供了必要的水汽条件、不稳定条件和上升冷却凝结致雪条件,也是暴雪形成和持续的强耦合条件。模拟的结果与降水强度有很好的相关性。

#### 4.3 降雪量模拟结果

从降水量的模拟结果来看,12月12日08时的48小时模拟累积降水量(图4)与实际降水量(图1)非常一致,降雪区域略偏西。24小时模拟的累积降水量(图略)占总模拟降水量(48小时)的比例最大,实际情况是此次过程的降雪主要发生在前24小时内,降水量达8mm。这说明模拟结果与实际情况是相符的。通过模拟48小时后输出的对流性

降水和非对流性降水来看,“97.12”暴雪过程主要是非对流性降雪,对流性降雪在总降雪中所占成分相当小(图略)。这表明此次过程是以层积云降雪为主,对流云降雪为次。

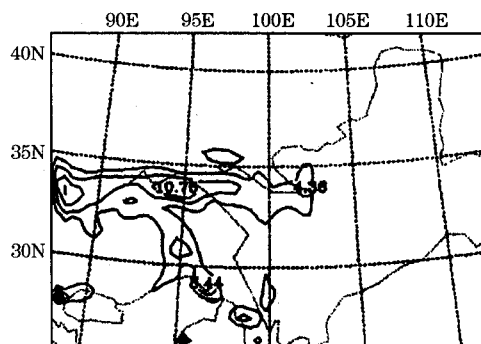


图4 模拟48小时输出降水量(mm)分布图

### 5 “97.12”暴雪的热力学诊断

#### 5.1 诊断使用资料

控制模拟自12月10日20时起,每6小时在模拟域40km格距的格点上均有23层等 $\sigma$ 面上各预报变量的输出资料可供诊断分析使用,本文的热力学诊断使用的就是这种资料。

#### 5.2 诊断结果及分析

下面我们对视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  的垂直积分结果进行分析讨论<sup>[10]</sup>。图5(a、b)分别给出了12月11日02时诊断的视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  的垂直积分。为了能更直观地说明问题,我们截取了高原东侧一矩形区域进行分析讨论。由分析结果可以看出垂直积分的正值区  $Q_1$  与  $Q_2$  的正值区基

本相对应,最大值的量级也是接近的。12月10日20时(图略) $Q_1$ 、 $Q_2$ 分别为 $7.41^\circ\text{C}/\text{d}$ 和 $5.77^\circ\text{C}/\text{d}$ 。12月11日02时(图5a、b), $Q_1$ 、 $Q_2$ 垂直积分的正值区北抬明显,尤其是 $Q_2$ 的正值区,位于 $34^\circ\text{N}$ 附近且呈带状分布,与模

拟的降雪分布形势基本吻合,量级也很接近。12月11日08时(图略), $Q_1$ 、 $Q_2$ 垂直积分的正值区也是对应的。 $Q_1$ 正值区最大值达 $13.89^\circ\text{C}/\text{d}$ ,此时, $Q_1$ 、 $Q_2$ 的正值区分布形势已开始出现调整。

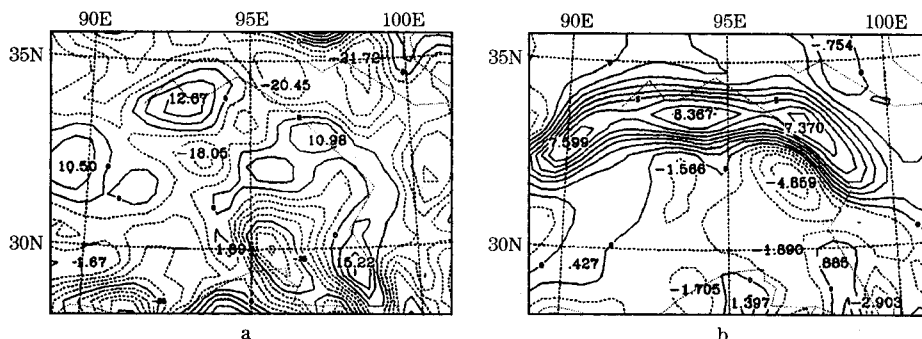


图5 1997年12月11日02时视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 垂直积分图

单位: $^\circ\text{C}/\text{d}$

a: $Q_1$  b: $Q_2$

从时间演变分析来看,视热源 $Q_1$ 和视水汽汇 $Q_2$ 的值随时间的变化是迅速的,二者正值区域的分布基本一致,且与模拟的降雪区域的演变是吻合的。

由于诊断的 $Q_1$ 、 $Q_2$ 垂直积分正值区分布与模拟的暴雪区对应得较好,因此我们对暴雪区域范围内 $Q_1$ 、 $Q_2$ 进行了面积平均,求出其面积平均的垂直分布,所取的矩形区域面积为 $160\text{km}\times 240\text{km}$ 。

图6给出了12月11日02时、11日08时 $Q_1$ 、 $Q_2$ 的区域平均的垂直廓线。从 $Q_1$ 的

垂直廓线图可以看出:11日02时(图6a中实线),近地面层 $Q_1$ 的值为负,主要是由于降雪的蒸发和边界层的复杂物理过程引起的。 $Q_1$ 的最大加热层在对流层中层,最大峰值约 $26^\circ\text{C}/\text{d}$ 。对流层上部的相对冷层为暴雪区提供了极为有利的热力不稳定条件,而中层加热是暴雪发生、发展的一种主要热力结构特征。相应的由 $Q_2$ 的垂直廓线图(图6a中虚线)可以看出:11日02时 $Q_2$ 与 $Q_1$ 加热层有非常相近的垂直廓线峰值区,这正是水汽凝结层,它与水汽输送带的水汽凝结变干有

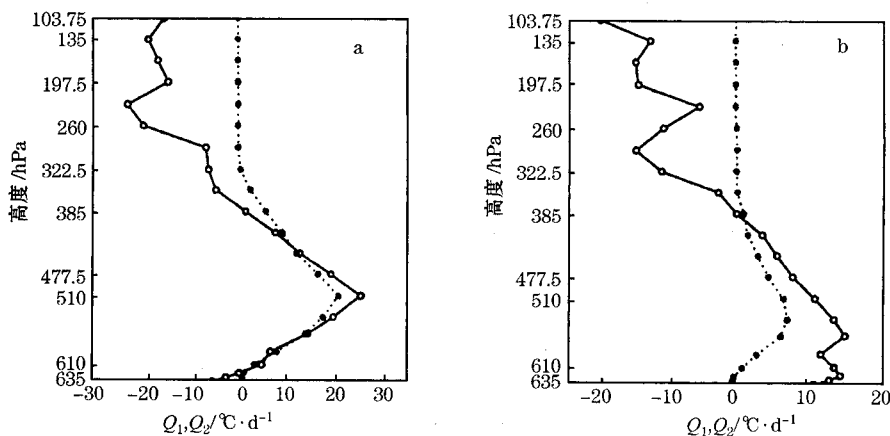


图6 1997年12月11日02时、11日08时 $Q_1$ 、 $Q_2$ 的区域平均的垂直廓线

(a)11日02时 $Q_1$ 、 $Q_2$ 垂直廓线 (b)11日08时 $Q_1$ 、 $Q_2$ 垂直廓线 (实线为 $Q_1$ ,虚线为 $Q_2$ ,单位: $^\circ\text{C}/\text{d}$ )

关。11日08时(图6b)  $Q_1$  垂直廓线(实线)峰值与  $Q_2$  垂直廓线(虚线)峰值出现偏离,表明此时有积云对流凝结潜热发生作用。这一时刻  $Q_2$  最大峰值有所减弱,约为  $8^\circ\text{C}/\text{d}$ ,  $Q_1$  最大峰值也减弱至  $15^\circ\text{C}/\text{d}$ 。积云对流凝结潜热的作用很弱。

### 6 结论

通过以上分析可以得出:

(1)视热源  $Q_1$  和视水汽汇  $Q_2$  垂直积分的正值区分布形势相似且较强(对冬季而言)并与地面降雪的分布基本吻合,表明  $Q_1$ 、 $Q_2$  主要由水汽凝结和潜热释放决定的。

(2)视热源  $Q_1$  在对流层中层为加热层,对流层上层相对为冷层是暴雪发生发展的主要热力机制。

(3) $Q_1$ 、 $Q_2$  的区域平均的垂直廓线峰值非常相近,该峰值区正是水汽凝结层,它与水汽输送带的水汽凝结变干有关。

(4)视水汽汇  $Q_2$  和  $Q_1$  具有相近的垂直廓线,表明“97.12”暴雪过程中积云对流的次网格涡动通量很弱,非对流性凝结降水起决定因素。这与控制试验模拟的结果是一致的。

### 参考文献

- 1 颜宏. '98特大气象灾害天气气候特点、成因分析及预报服务简况. 1999,第四届东亚及西太平洋气象与气候研讨会论文摘要汇编, 9~18.
- 2 邓远平,程麟生,张小玲. 三相云显式降水方案和“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟. 高原气象(待发表).
- 3 张小玲,程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. I: 涡度和涡度变率诊断. 高原气象(待发表).
- 4 张小玲,程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. II: 散度和散度变率诊断. 高原气象(待发表).
- 5 隆霄,程麟生. “95.1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟. 应用气象学报(待发表).
- 6 王文,程麟生. “96.1”高原暴雪过程湿对称不稳定的数值研究. 高原气象, 2000, 19(2): 129~140.
- 7 Grell G. A., Dudhia J. and D. R. Stauffer. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, 1994, NCAR/TU-398+STR, 138pp.
- 8 Kuo Y. H., Cheng Linsheng and R. Anthes. Mesoscale analysis of the Sichuan flood catastrophe, 11-15 July 1981. Mon. Wea. Rev., 1986, 114: 1984-2003.
- 9 彭新东,丑纪范,程麟生. 一次地中海气旋发展的分析和诊断. 高原气象, 1993, 12: 274~282.
- 10 Tao W. K., Simpson J. and C. H. Sui, etc. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparisons and sensitivity of longwave radiation. J. Atmos. Sci., 1993, 50: 673-690.

## Diagnosis of Heat and Moisture Budgets of a Case of Storm Snow over the Plateau during December of 1997

Liu Jianjun

(Ningxia Institute of Meteorology, Yinchuan 750002)

Cheng Linsheng

(Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

### Abstract

The heat and moisture budgets of a storm snow over the Plateau during Dec. of 1997 are diagnosed by using the output data from control simulation, the non-hydrostatic mesoscale model MM5V2 of PSU/NCAR, and the equations of heat and moisture budgets. The diagnostic results for the apparent heat source ( $Q_1$ ) and apparent moisture sink ( $Q_2$ ) indicate that the positive vertical integrations of the  $Q_1$  and  $Q_2$  are stronger, and their distribution trend is similar, which also accord with the bands of the storm snow. So, the  $Q_1$  and  $Q_2$  of this case is the results of the condensation of vapor and the release of latent heat. An important thermodynamics mechanism of the genesis and development of the storm snow is that apparent heat sources  $Q_1$  is warm in the middle troposphere and relative cool in the upper troposphere. The peak value area of the area-averaged vertical profiles of the  $Q_1$  and  $Q_2$  is close, this area is just the level of the condensation of vapor, it is concerned to the drying of the condensation of vapor in transport belts of vapor. Apparent heat sources  $Q_1$  and apparent moisture sink  $Q_2$  have the same vertical profile which shows that the non-convective condensation precipitation is the main factor in the storm snow event. These results provide physical basis for improving and developing meso scale numerical models used to simulate and forecast the storm snow over the Plateau.

**Key Words:** storm snow over the Plateau heat and moisture budgets mesoscale numerical simulation