

# 冬季青藏高原大气热状况分析 I : 气候平均<sup>\* 1</sup>

宇婧婧<sup>1,2,3</sup> 刘屹岷<sup>1</sup> 吴国雄<sup>1</sup>  
YU Jingjing<sup>1,2,3</sup> LIU Yimin<sup>1</sup> WU Guoxiong<sup>1</sup>

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京,100029
2. 中国气象局国家气象信息中心,北京,100081
3. 中国科学院研究生院,北京,100049

1. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*  
2. *National Meteorological Information center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*  
3. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2009-01-27 收稿, 2009-07-30 改回.

**Yu Jingjing, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2011. An analysis of the diabatic heating characteristic of atmosphere over the Tibetan Plateau in winter I : Climatology. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(1):79-88**

**Abstract** The atmospheric diabatic heating over the Tibetan Plateau (TP) during winter was analyzed using the 3 kinds of reanalysis data. The results indicate that the TP in winter is not the strongest center of the heat sink in Eurasia, in contrast to the characteristic in summer as a strong heat source. On the whole, the atmosphere over the TP acts as a weaker heat sink, and there exist a region of positive diabatic heating near the western and southeastern TP. This analysis is a revision to the previous notion that the TP is a heat sink during winter. The diagnoses of the various diabatic heating components explain that this heating characteristic over the TP in winter is mainly due to the weaker longwave radiative cooling than that over the surrounding land area and latent heating near the western and southeastern TP. To further confirm the above results derived from reanalysis data, the surface radiation budget (SRB) data, the precipitation rates and vertical velocity reanalysis data from the TRMM and PREC/L are also used for diagnosis, which approve that negative total heating over the TP is weaker as a result of reduced outgoing longwave radiation at the top of the atmosphere due to lower air temperature over the TP and intensified condensation latent heating associated with more precipitation and ascending motion over the western and southeastern TP. Finally, the results of numerical experiments with idealised TP support the above results, that is, the existence of the TP weakens the cooling effect of land, and the atmosphere over the TP is a weaker heat sink during winter.

**Key words** Winter, Tibetan Plateau, Diabatic heating, Heat sources and sinks, Reanalysis data

**摘要** 通过诊断 3 套再分析资料的非绝热加热场,研究冬季青藏高原上空大气的热力特征。结果表明,与夏季为强热源的特征不同,冬季高原上空不是欧亚大陆上最强的冷源中心。冬季高原上空整体是偏弱的冷源,在高原西侧及东南地区上空甚至出现非绝热加热正值区,这一分析对以往研究提出的高原是冷源的特性给出了修正。各种非绝热加热分量的诊断表明,冬季高原上空这种总的非绝热加热分布主要是由于高原主体的长波辐射冷却较周边地区弱,以及西侧至东南地区凝结潜热释放造成的。为了说明再分析的非绝热加热资料对冬季高原上空大气的这种热力特征描述的可信性,文中还利用了地表辐射能量、TRMM 及 PREC/L 降水、垂直速度等资料进一步辅助分析,证实了由于高原位势较高造成大气整层温度偏低,向外长波辐射偏少,以及高原地势的隆起造成局地较强的上升运动,高原西侧至东南角降水大值区潜热偏大,最终造成高原上空总非绝热加热负值偏小。最后理想高原隆起的水球试验结果说明,冬季,高原的存在减弱了陆地上空的冷却效应,因而其上为弱冷源,再次证实了资料分析的结果。

**关键词** 冬季, 青藏高原, 非绝热加热, 冷热源, 再分析资料

**中图法分类号** P422.4

\* 资助课题:973 计划(2006CB403607)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q11-01)和国家自然科学基金(40875034, 40821092, 40810059005)。

作者简介:宇婧婧,主要从事青藏高原及亚澳季风动力学。E-mail: yjj@mail.iap.ac.cn

通讯作者:刘屹岷,主要从事副热带高压和青藏高原动力学以及数值模拟研究。E-mail: lym@lasg.iap.ac.cn

## 1 引言

非绝热加热是大气运动及其发生的主要能源,了解大气热源特征是理解天气和气候变化的一个基础性工作,因此受到许多学者的关注和研究。

由于出发点不同,冷热源有不同的概念(叶笃正等,1957):一是从下垫面出发,如果某地区有热量输送给大气,则称此地为热源;反之称为冷源。但这种热量不一定都能用于本地区大气,有一部分或大部分可以输送给本区以外的大气。因此,另一种定义是大气冷热源的概念(本文中使用的也是大气冷热源的概念),当某地区大气柱内净能量的收支为正,则称此地区大气为热源;净能量收支为负,称为冷源。

在区域大气热源方面,青藏高原因其地势高耸、范围宽广和地理位置独特,其上空大气的热源特征及变化规律更加引起人们的关注。

夏季,陆地上空是热源,而海洋上空是冷源;欧亚大陆上高耸的巨大地形——青藏高原上空,是北半球夏季陆地上最大的热源(叶笃正等,1957;Nitta,1983),这个高耸入对流层中层的特殊下垫面,增强了夏季陆地上的加热效应,增加了海陆间的热力差异,使亚洲季风区成为全球最强、最复杂的季风区。吴国雄等(1997)利用再分析数据和数值模拟证明了高原(以下高原均指青藏高原)加热状况所驱动的上空大气运动犹如一巨大气泵,抽吸着周围的大气,调节着亚洲季风的变化。高原夏季强大的热力作用来源于高原特殊的热力特性,对于高原夏季热力特性的大量研究(Yania, et al, 1984; 叶笃正, 1988; 钱正安等, 1997; 吴国雄等, 2002)表明,高原夏季是强烈的热源区,在高原西部以感热加热为主,高原东部感热和降水潜热加热同样重要,高原以东降水潜热加热起主要作用。

青藏高原热力作用有着明显的季节差异,冬夏季有着不同的热力状况。早在1957年,叶笃正等通过计算,指出高原夏季是个热源;冬季是个冷源。姚兰昌等(1982)利用10年平均的实测气候资料,用正算法计算了亚洲(包含青藏高原)地区逐月平均大气加热场,发现,高原4—9月是热源,其他各月均是冷源,高原冷源区的最强中心在高原主体以北。王同美等(2008)则通过NCEP/NCAR加热率资料分析了高原热状况的季节变化,也发现高原上垂直积分总加热每年有两次冷、热源的转换:冬季冷源,4月由于低层感热迅速增加转为正的加热,夏季热源,10

月又转为负。

高原在夏季作为强大热源的特征及其作用的研究较多,而在冬季,高耸的高原作为冷源,是否同样加强了陆地的冷源效应?其热力特性具体如何表现?目前对于冬季高原热力特性较细致的分析还较少。本文首先利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的ERA40、日本气象厅(JMA)和电力产业研究中心(CRIEPI)提供的JRA25以及美国国家环境预报中心(NCEP)/美国国家大气研究中心(NCAR)提供的NCEP2这3套再分析的非绝热加热资料对冬季高原上空大气的热状况进行气候分析;并进一步通过卫星辐射资料及降水、垂直速度等资料考察再分析加热资料表现出的高原冬季热力特征的可信度;最后利用水球试验的方法,研究高原隆起对其上空非绝热加热分布的影响,并通过与资料分析的结果进行比较,进一步得到冬季高原上空的热力特征。

## 2 资料与方法

本文首先使用ERA40、JRA25以及NCEP2非绝热加热资料进行比较分析。ERA40逐月大气柱平均的非绝热加热分辨率约为 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ,时间长度为1957年9月至2002年8月;JRA25以及NCEP2总的非绝热加热是由各 $\sigma$ 层上的加热率资料整层积分得到,时间长度稍短,均为1979年1月至2008年1月。JRA25加热率的水平分辨率也约为 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ,垂直 $\sigma$ 层从0.995到0.0004共40层;NCEP2加热率资料水平分辨率约为 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ , $\sigma$ 层从0.995到0.0027共28层。

大气总的非绝热加热 $H$ (即大气柱中的热量源汇或大气加热强度)等于 $H_{SH}$ 、 $H_{LH}$ 、 $H_{Rad}$ 3种非绝热加热之和。其中 $H_{SH}$ 是由感热传导引起的垂直扩散加热率整层积分得到的感热加热; $H_{LH}$ 是由大尺度凝结加热、深对流及浅对流3种凝结加热率之和整层大气积分得到的总的潜热加热; $H_{Rad}$ 是净短波辐射和长波辐射加热率之和整层积分的总辐射加热。即 $H_i = \frac{c_p \cdot p_s}{g} \int_{\sigma_{top}}^{\sigma_{sur}} Q_i(\sigma) d\sigma$ ( $i$ 分别为SH、LH、Rad)。式中 $c_p$ 是定压比热, $p_s$ 是地面气压, $g$ 是地球重力加速度,它们在积分中均取为常数, $Q_i(\sigma)$ 则代表 $\sigma$ 层上的第 $i$ 种加热率。

除了加热资料外,文中还使用3种再分析资料中的垂直速度场。该资料的时间长度与前面介绍的一致;ERA40资料的冬季(本文均是用当年12月和

次年的1、2月共3个月的平均作为冬季平均)气候平均取1957—2001年,JRA25以及NCEP2资料选取1979—2006年的气候平均。

由于再分析中的加热资料属于C类资料,即无直接观测结果,是同化模式根据基本要素观测数据计算所得,使用时需(OLR)谨慎。为了更准确地得到高原冬季热力特征,文中还使用其他资料进行定性比较。本文使用了NASA/GEWEX-SRB(surface radiation budget)长波辐射通量资料2.5版本,此资料为Langley Atmospheric Sciences Data Center(ASDC)利用ISCCP C1(International Satellite Cloud Climatology Project)的卫星资料处理而来,被广泛应用和认可(Darnell, et al, 1992; Garratt, et al, 1998)。此外使用了TRMM(3A25)降水资料及Chen等(2002)最新创建的逐月全球陆地降水资料(PREC/L)。TRMM(3A25)(Iguchi, et al, 2000)逐月降水资料的范围在(40°N—40°S, 0°—360°E),分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ;PREC/L资料是美国CHCN最新版本的17000个气象站的雨量观测资料和CPC的气候异常监观系统资料相结合的产品,空间分辨率 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,该降水资料有严格的检测与质量控制,具有较好的可信度。

最后本文采用水球试验的方法,以认识高原隆起对冬季上空大气热状况的影响,进而与资料诊断的结果进行对比。本文试验所用的数值模式是中国

科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)新版本的全球大气环流谱模式SAMIL,选取R42L9的分辨率。此模式在气候模拟方面的性能,在气候学界也得到了广泛的认可(Wu, et al, 2003; Wang, et al, 2004; 吴统文等,2004)。

### 3 冬季高原上空非绝热加热特征

从REA40、JRA25以及NCEP2冬季气候平均的大气总的非绝热加热的分布(图1)可以看到,3种非绝热加热资料虽然存在着一定的定量上的差异,但气候分布基本一致:在冬季,热带海洋和北太平洋海洋的西边界上空为正的非绝热加热,而亚洲大陆及副热带海洋上空基本呈现负的非绝热加热。注意到在这3套资料中,高原主体大部分地区上空非绝热加热为负,但与周围其他大陆上空的热汇相比,负值偏小,即呈现出相对较弱的冷源特征;特别注意的是,在高原西侧至东南角,3种资料均体现出非绝热加热大值区:ERA40资料和JRA25资料在这些区域的值偏大,表现为正的非绝热加热中心,即热源区;NCEP2资料,基本仍为负的非绝热加热,但与其余地区相比冷却率明显偏小,几乎接近零加热率。这一特点,与姚兰昌等(1982)由正算法得到的12月高原上空加热率的分布十分相似。

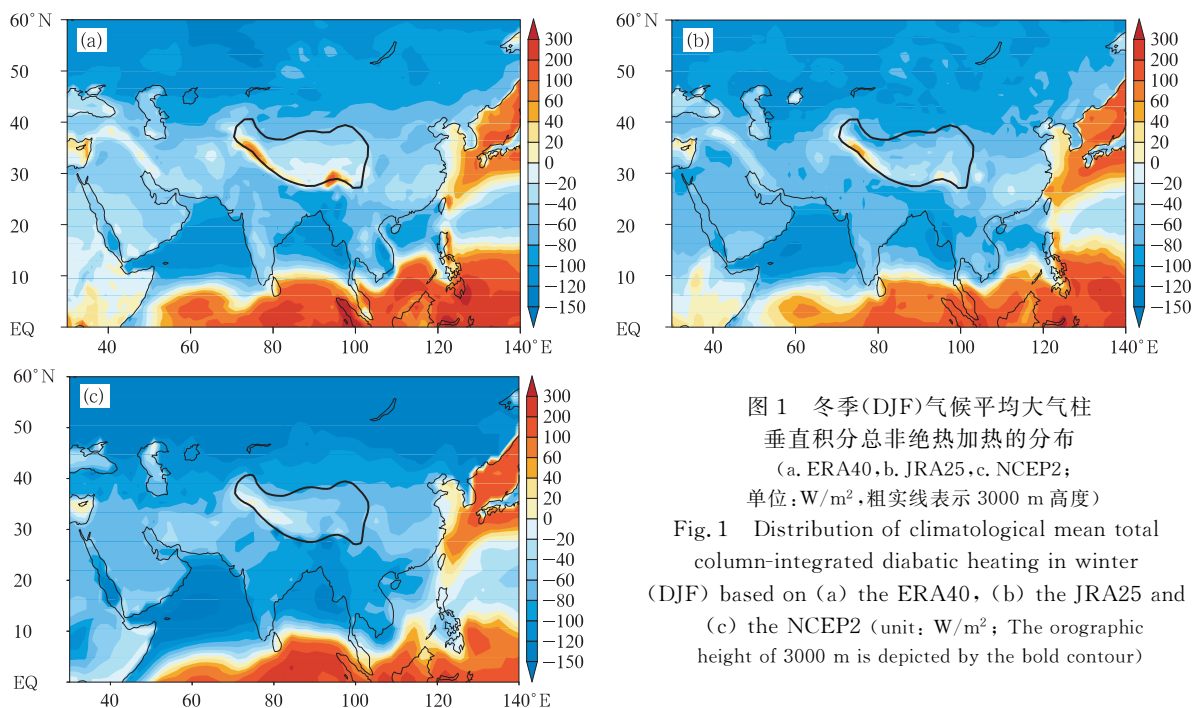


图1 冬季(DJF)气候平均大气柱垂直积分总非绝热加热的分布(a. ERA40, b. JRA25, c. NCEP2; 单位:  $W/m^2$ , 粗实线表示3000 m高度)  
Fig. 1 Distribution of climatological mean total column-integrated diabatic heating in winter (DJF) based on (a) the ERA40, (b) the JRA25 and (c) the NCEP2 (unit:  $W/m^2$ ; The orographic height of 3000 m is depicted by the bold contour)

下面将从各种非绝热分量的分布分析高原冬季整体出现这种“弱冷源”,以及在西侧至东南角甚至是热源的热力特征的原因。

由 JRA25 和 NCEP2(ERA40 缺少部分非绝热

加热分量资料,因此这里没有比较 ERA40 资料)各种加热率资料算出的潜热、感热、长波辐射和短波辐射通量分布(图 2)可以看到,两套资料对于冬季各种非绝热加热分量的分布大体一致,对于高原上空,

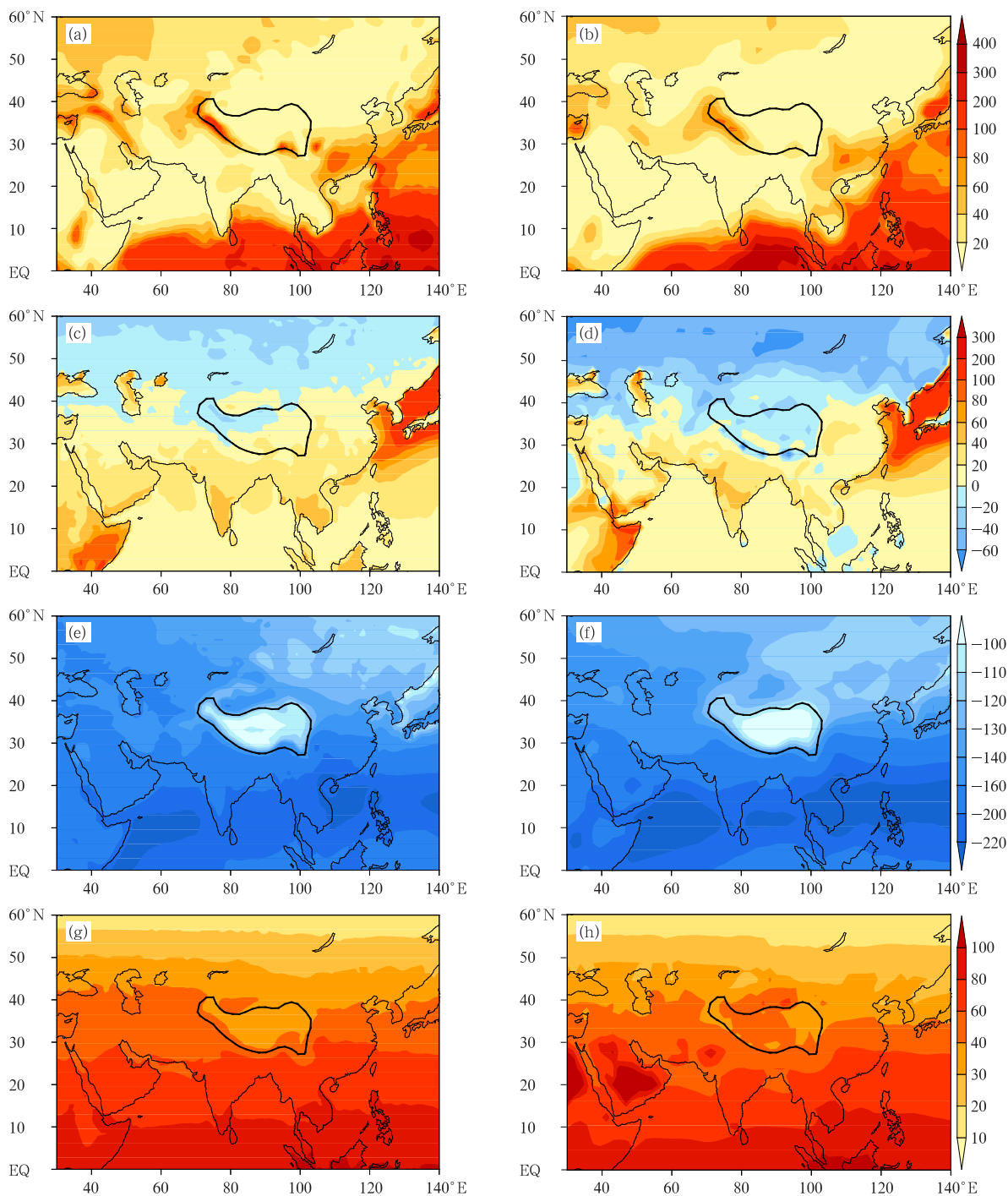


图 2 冬季气候平均大气各种非绝热加热分量的分布(a,b. 潜热, c,d. 感热, e,f. 长波辐射, g,h 短波辐射; a,c,e,g 为 JRA25 资料, b,d,f,h 为 NCEP2 资料; 单位:  $W/m^2$ )

Fig. 2 Distribution of climatological mean column-integrated diabatic heating component in winter (DJF) (latent heating - a,b; sensible heating - c,d; longwave radiative heating - e,f; and shortwave radiative heating - g,h); (a,c,e,g) is from the JRA25; (b,d,f,h) is from the NCEP2 (unit:  $W/m^2$ )

潜热加热(图 2a、2b)在高原西侧及东南角均存在大值区, JRA25 这些地方的潜热释放值更大些, 这与总的非绝热加热分布中高原上空存在大值区的特征一致, 可能与 JRA25 资料有更细的分辨率有关。JRA25 的感热加热(图 2c), 在高原西北侧表现为负值, 其余地区仍为正, 而 NCEP2 的感热分量(图 2d)在整个高原上空均为负值。但由于陆地上感热加热量值相对较小, 对总的非绝热加热分布贡献不大。两套资料的长波辐射分布(图 2e、2f)在高原上空均表现为显著的大值区, 即与周围大气相比, 高原上空长波辐射冷却却明显偏弱。而 JRA25 资料的短波辐射加热(图 2g)在高原上空较同纬度地区较小, NCEP2 资料(图 2h)中, 高原与同纬度地区差异并不明显。

总的来说, 由于高原上感热和短波辐射的量值较小, 潜热释放在高原西侧至东南角较大, 长波辐射冷却的量值最大, 因此高原上空主体表现出总的非绝热加热。而另一方面, 与周围大陆相比, 高原上空的长波辐射冷却偏弱, 且潜热加热在高原西侧至东南角存在相对较大的区域, 最终造成高原上空总的非绝热加热分布型为: 高原主体部分偏西为弱的冷源, 高原西南侧和东南角有非绝热加热大值中心。

#### 4 高原上空的长波辐射

从前面再分析资料的分析发现, 主要是由于长波辐射冷却和潜热加热的原因, 造成了 3 种非绝热加热资料中都呈现出高原上空为“弱冷源”的特征。为证实这一结果, 图 3 给出 NASA/SRB 表层辐射通量资料加以比较。从 SRB 资料 1984—2004 年共 21 年平均的大气层顶长波辐射冷却(图 3a, 负值表示大气失去热量)及地表净长波辐射(图 3b, 正值表示大气得到能量)可以看到, 由于高原地势高, 平均温度低, 使得青藏高原上空大气层顶的向外长波辐射少, 形成一个负的辐射低值中心; 而在地表面, 向大气输送的长波辐射为正, 在高原上空, 除了高原西侧和东南角(由上面分析可以知道, 这些区域正是高原潜热释放较大的地区)地表净的长波辐射较小外, 高原整体地表净长波辐射并不很小, 平均在  $70\text{--}120\text{ W/m}^2$ , 这主要是近地表大气向下长波辐射较小的缘故(图略)。大气层顶净长波辐射和地表净长波辐射之和(图 3c), 表示大气柱内净的长波辐射, 与前面再分析资料长波辐射通量相比, 量值上, 再分析资料在高原及其北侧陆地上空值略偏大

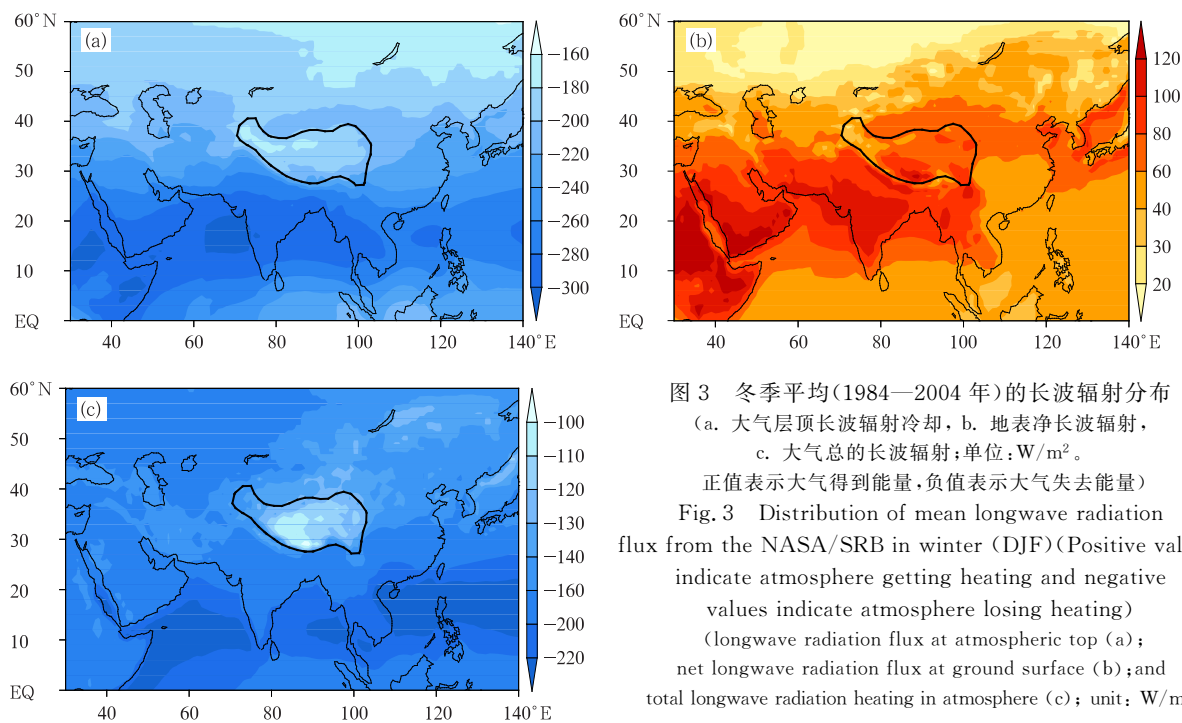


图 3 冬季平均(1984—2004 年)的长波辐射分布  
(a. 大气层顶长波辐射冷却, b. 地表净长波辐射,  
c. 大气总的长波辐射;单位:  $\text{W/m}^2$ 。  
正值表示大气得到能量, 负值表示大气失去能量)  
Fig. 3 Distribution of mean longwave radiation  
flux from the NASA/SRB in winter (DJF) (Positive values  
indicate atmosphere getting heating and negative  
values indicate atmosphere losing heating)  
(longwave radiation flux at atmospheric top (a);  
net longwave radiation flux at ground surface (b); and  
total longwave radiation heating in atmosphere (c); unit:  $\text{W/m}^2$ )

$10 \text{ W/m}^2$ 左右,但分布上都表现出一个共同的特点,即在高原上空,长波辐射冷却相对周围明显较小。由前面分析得知主要是由高原上空大气层顶向外辐射冷却减小造成的。

## 5 高原上空降水及垂直速度的分布

为解释造成高原总非绝热加热分布的另一主要分量——潜热加热的分布,图4给出高原上空降水率的冬季气候平均分布。TRMM(图4a)和PREC/L

(图4b)均显示在高原西侧及东南角都明显存在降水较大的地区,与前面给出的再分析资料中潜热加热分布的大值区是一致的,表明高原上空潜热加热主要是由高原降雪或者降水造成。

通过3套资料在高原上空垂直环流的分布,进一步分析高原上空西侧及东南角地区的潜热加热大值区的特征。3种资料沿 $32.5^\circ\text{N}$ (高原中心纬度)垂直速度场的经向-高度剖面(图5)均显示出,在高原西侧,有一垂直速度上升区,其中心位于 $80^\circ\text{E}$

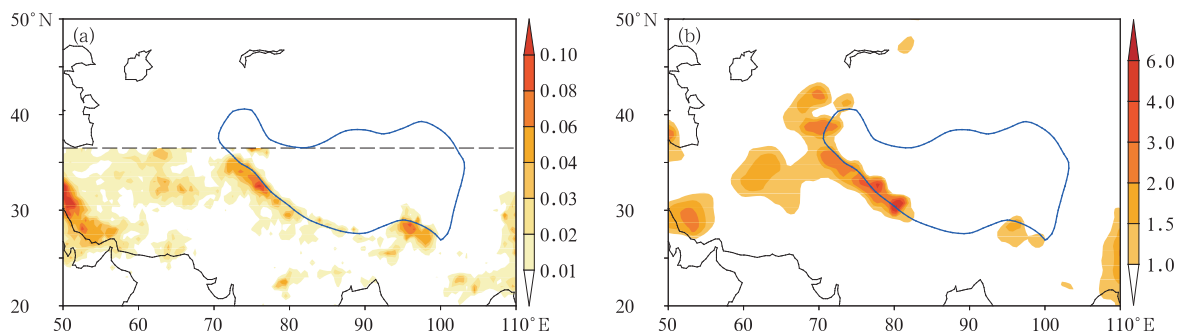


图4 冬季(DJF)平均降水率的分布

(a. TRMM(3A25),1998—2006年,单位:mm/h,虚线以北地区无值; b. PREC/L,1948—2002年,单位:mm/d)

Fig. 4 Distribution of mean precipitation rate in winter (DJF) based on (a) the TRMM(3A25) (from 1998

to 2006;unit:mm/hour, the area north of the dash line is with no value) and (b) the PREC/L (from 1948 to 2002;unit:mm/day)

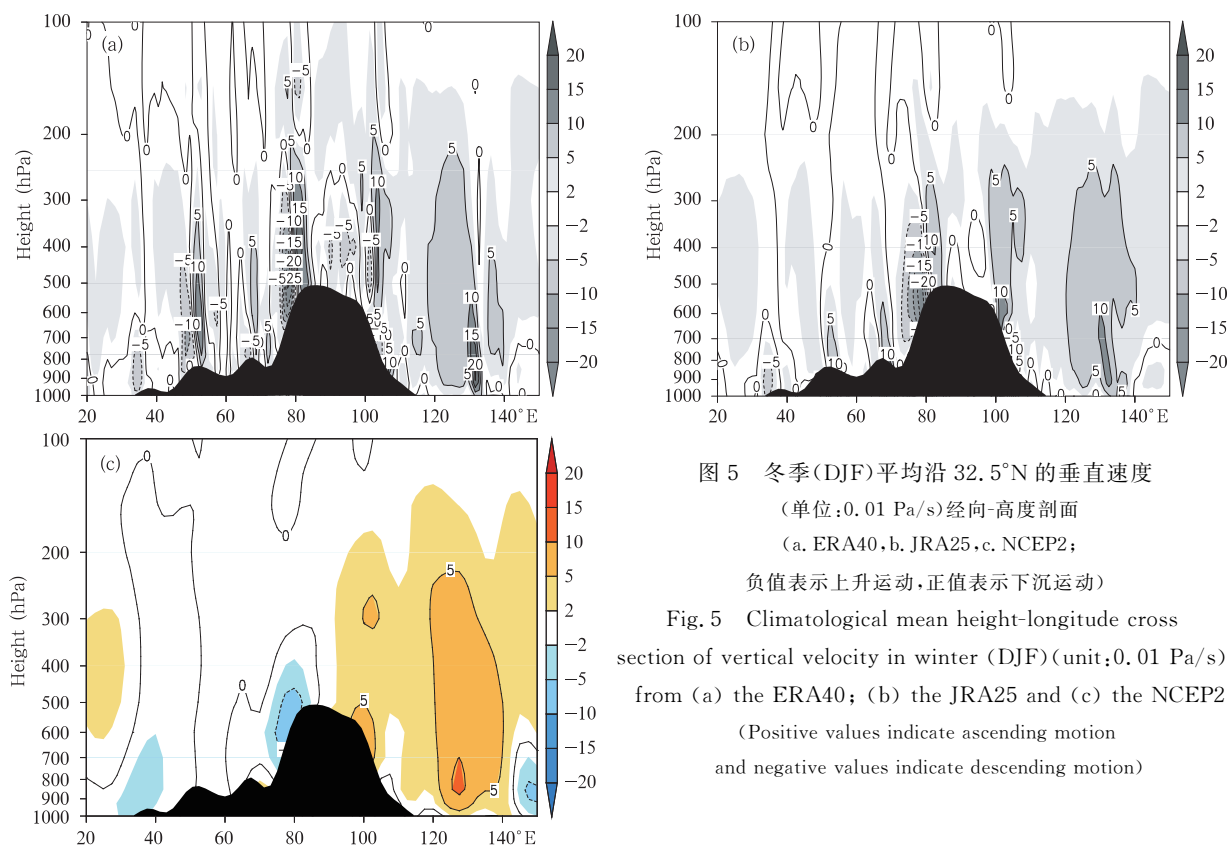


图5 冬季(DJF)平均沿 $32.5^\circ\text{N}$ 的垂直速度

(单位: $0.01 \text{ Pa/s}$ )经向-高度剖面

(a. ERA40, b. JRA25, c. NCEP2;

负值表示上升运动,正值表示下沉运动)

Fig. 5 Climatological mean height-longitude cross section of vertical velocity in winter (DJF) (unit: $0.01 \text{ Pa/s}$ ) from (a) the ERA40; (b) the JRA25 and (c) the NCEP2

(Positive values indicate ascending motion and negative values indicate descending motion)

附近,500 hPa 为上升中心;另一方面,在高原东侧 105°E 附近,也都有一处较弱的上升区。这两处上升区对应于前面分析的高原上空潜热释放较大的地区。并且注意到,高原上空也并不是下沉区的中心,最大下沉区位于高原的下游 130°E 附近。而这 3 套资料中,ERA40 和 JRA25 的分布较一致,尽管在垂直速度的量值上,ERA40 在高原西侧的上升速度最大,中心值可达 0.25 Pa/s, JRA25 稍小,中心速度达 0.2 Pa/s。而 NCEP2 垂直速度值整体偏小,高原西侧最大上升速度才为 0.06 Pa/s,这一量值的相对大小与前面分析的大气总的非绝热加热量值相对大小也是一致的。应注意到, NCEP2 的垂直速度在高原,特别是高原东部地区的分布与其他两种资料差异较大,在高原上空仅表现出“西升东沉”的分布,与其他两种资料相比,分布均匀,小尺度变化并不明显。这也许跟资料的分辨率有关, NCEP2 的分辨率较其他两种资料的分辨率要粗得多。但 3 种资料共同显示出高原上空的上升运动与高原上空潜热加热的高值区基本对应。

## 6 水球试验结果

数值试验可以用来模拟某些外强迫的影响。但模式中各种相互作用的存在,且海陆差别、地形不均匀以及海温等外强迫因子的变化,使相互作用过程非常复杂,对试验结果的分析也很难深入。因此下面将借鉴水球试验的思路(Neale, et al, 2000; 梁潇云等, 2005),即在简化下垫面(下垫面全是海洋)的基础上,引入理想的孤立高原,突出高原隆起的作用,认识高原隆起对冬季上空大气热状况的影响,通过试验的结果进一步与资料诊断分析进行对比。

试验包括控制试验(CON)、陆地试验(LAND)及高原隆起试验(TP5)。控制试验 CON 中,将全球的地形高度和海陆分布都去掉,下垫面全是海洋,海温的分布仅与纬度有关。敏感性试验中理想高原地形高度  $h$  取

$$h(\lambda, \varphi) = h_{\max} \cos\left(\frac{\pi}{2} \frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_d}\right) \cos\left(\frac{\pi}{2} \frac{\varphi - \varphi_0}{\varphi_d}\right)$$

其中  $(\lambda_0, \varphi_0)$  为地形中心点的经、纬度,  $(\lambda_d, \varphi_d)$  代表

地形的经度和纬度的范围,  $h_{\max}$  是最大的地形高度;即形状为椭圆锥体型的理想青藏高原。LAND 试验中  $h_{\max}$  取 0, 高原隆起试验  $h_{\max}$  取 5000 m。实验添加的陆地及地形中心位置取为 (32.5°N, 87.5°E); 范围取实际青藏高原 1500 m 的大致区域,东西约 40 个经度、南北约 16.5 个纬度。试验中太阳高度角固定在 1 月 15 日,采用往复式积分(吴国雄等, 1995)。初始场为 1 月模式稳定积分的气候平均值,每个实验积分 18 个月,分析后面 12 个月的平均。从 LAND 试验与 CON 试验的差异比较可以研究水球上引入陆地时的变化;而 TP5 试验与 LAND 试验的差异则能表现出高原隆起的影响。

图 6、图 7 分别给出了水球上引入陆地(LAND - CON)及高原隆起(TP5 - LAND)试验造成各种非绝热加热及环流差异的分布。

可以看到,引入陆地,由于陆面上热通量小于洋面,造成感热通量的明显减小(图 6a),陆地低层形成反气旋式的高压差异环流(图 7c),在平流作用下其中心向下游偏移,低层辐散下沉(图 7a),使陆地上降水显著减小,即潜热加热减少(图 6c);正由于感热通量和凝结潜热的明显减少,造成陆地上空总的非绝热加热的减少(图 6g)。

而陆地上抬升地形高度,地形的绕流作用使其南北两侧分别形成气旋性和反气旋性的“偶极子”型(Wu, et al, 2007)差异环流(图 7d),且这种差异环流从下往上呈现正压结构(图略),地形南部的气旋性差异环流给高原南侧带来充沛的水汽,而地形西侧又因爬坡造成强烈的上升运动,因而高原西侧至东南侧的降水增加,最终导致潜热释放的增加(图 6d);另一方面,地形的抬升造成高原主体部分长波辐射冷却显著减少(量值明显增加)(图 6f),而感热的变化在高原中部偏西地区虽有所减小(图 6b),但量值较小,对总非绝热加热的变化影响不大。正是长波辐射和潜热加热分量的增加,造成了高原区域总的非绝热加热的增加(图 6h),即高原上空的冷源效应较平原上减弱。而这一结果与资料分析的特征基本一致。

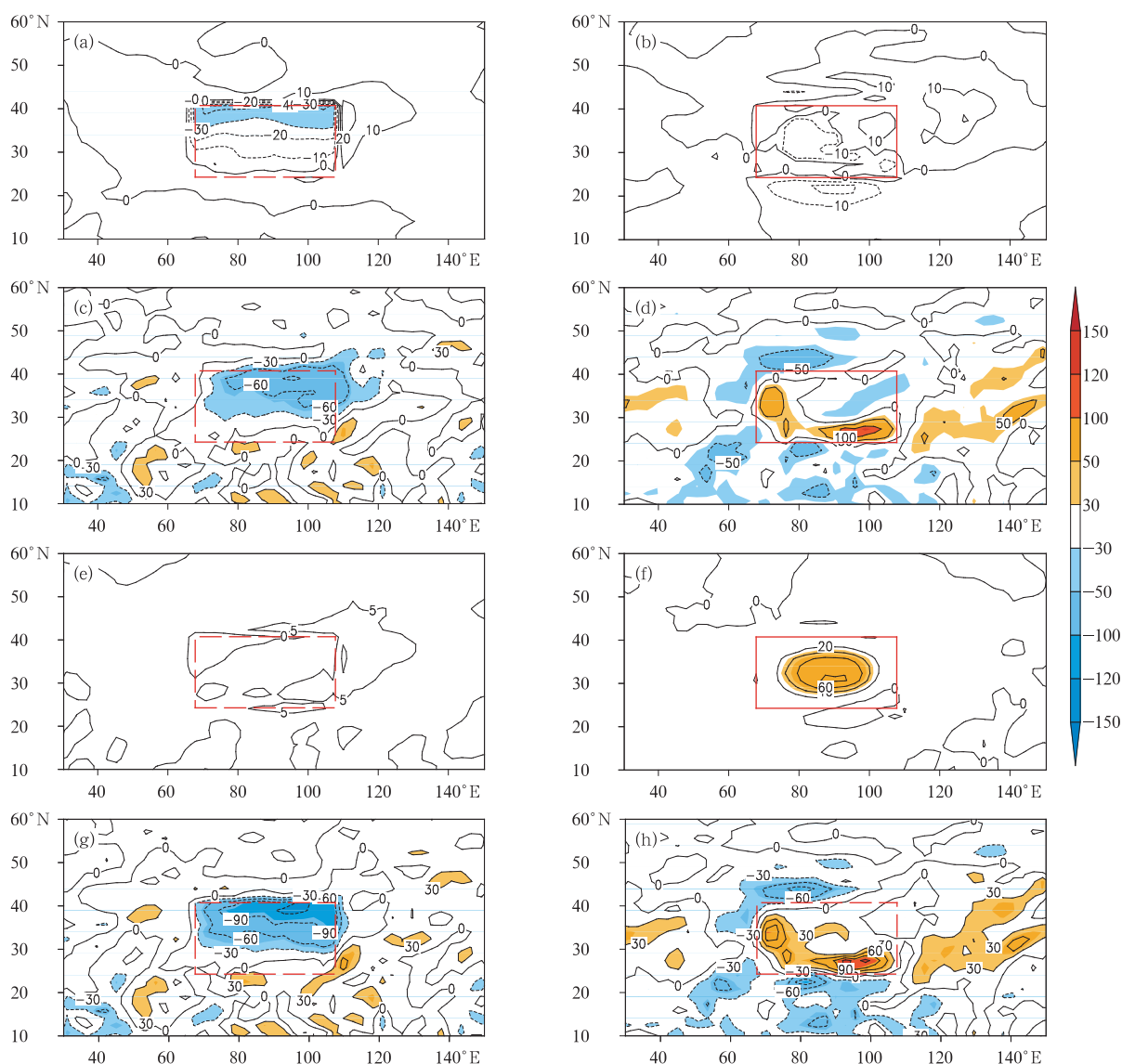


图6 陆地试验 LAND 与控制试验 CON 气柱垂直积分非绝热加热的差值(a,c,e,g) 和高原隆起试验 TP5 与陆地试验 LAND 气柱垂直积分非绝热加热差值(b,d,f,h)的分布 (a,b. 为地表感热,c,d. 凝结潜热,e,f. 净长波辐射,g,h. 总非绝热加热;单位:  $W/m^2$ )

Fig. 6 Column-integrated diabatic heating differences between the LAND and the control experiments (a,c,e,g) and differences between the TP5 and the LAND experiments (b,d,f,h)(unit:  $W/m^2$ ) (a. and b. sensible heating; c. and d. latent heating; e. and f. net longwave radiation; g. and h. total column-integrated diabatic heating)

## 7 结论与讨论

对于3套再分析资料中冬季高原上空总非绝热加热的分析表明,高原整体上空大气在冬季是个弱冷源,且在高原西侧至东南角甚至是个热源;即冬季与夏季不同的是,高原在冬季没有加强陆地上空的冷源作用,反而减弱了陆地上的冷却效应。高原的存在使其上空的大气在冬夏季呈现出非对称性。各种非绝热加热分量的分析进一步表明,由于高原位

势较高造成大气整层温度偏低,向外长波辐射偏小,以及高原地势的隆起造成的局地地区(高原西部及东南角)潜热偏大,最终造成高原上空总的非绝热加热负的偏小。

一直以来,对于高原的研究最困难的是资料的匮乏,再分析加热资料在高原上空所表现的特征是否具有一定的可信度,也是本文关心的问题。因此对于高原冬季主要的非绝热加热分量——长波辐射和潜热加热,文中进一步进行了分析:



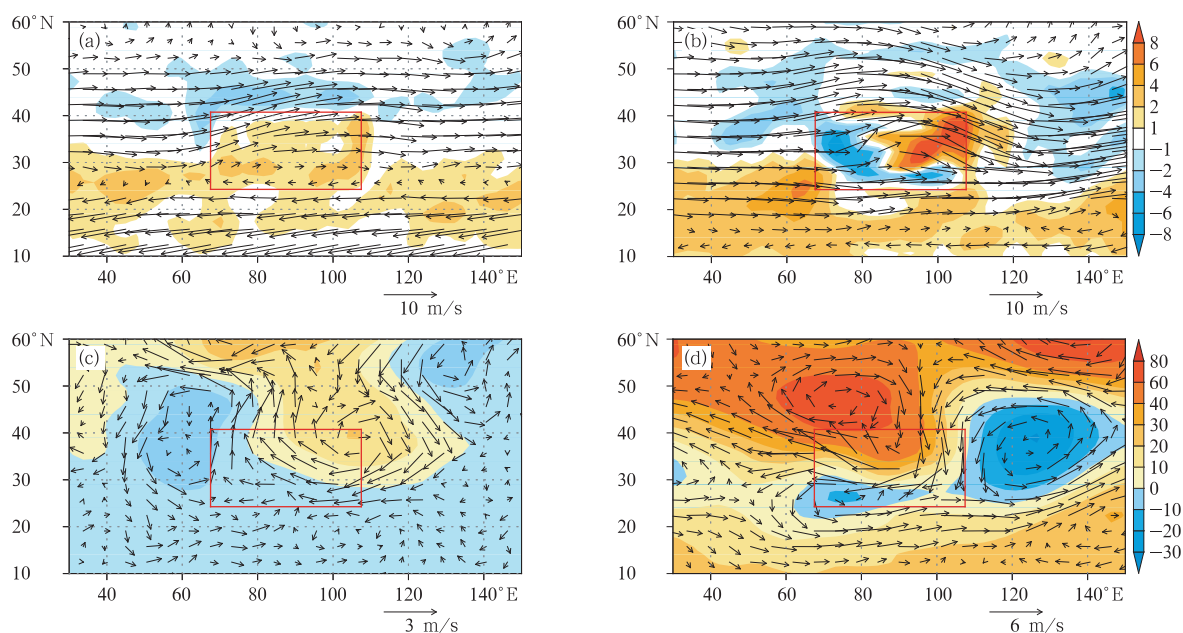


图7 925 hPa 陆地试验环流场(a,阴影为垂直速度,单位:0.01 Pa/s)及与控制试验环流场的差异(c,阴影为高度场的差异,单位:m) 600 hPa 高原隆起试验环流场(b,阴影为垂直速度,单位:0.01 Pa/s)及与陆地试验环流场的差异(d,阴影为高度场的差异,单位:m)

Fig. 7 (a) Circulation field from the LAND experiment (the shadings denote vertical velocity, unit: 0.01 Pa/s) and (c) its difference to control experiments (the shadings denote height difference, unit: m) at 925 hPa as well as (b) circulation field from the TP5 experiment (the shadings denote vertical velocity, unit: 0.01 Pa/s) and (d) its difference to LAND experiments (the shadings denote height difference, unit: m) at 600 hPa

(1) 利用卫星资料 NASA/SRB 对高原上空大气长波辐射作具体的分析,其结果与再分析通量资料一致,即在高原上空长波辐射存在大值区,而这主要由于高原上空大气层顶向外长波辐射偏小的缘故。

(2) 通过 TRMM 及 PREC/L 降水资料的分析,发现在高原西侧至东南角确实存在与再分析资料中潜热加热大值区相对应的降水大值区。

(3) 3 套再分析资料垂直速度的分布表明,正是由于在高原西侧存在着较大的上升速度,因而对应着高原上空西侧较大潜热加热的释放,高原上空并非是一致的下沉区。

(4) 引入理想陆地及高原隆起试验的对比分析,表明冬季高原抬升造成其上陆地冷却效应减小,与夏季高原加强了陆地加热效应(吴国雄等,2002)有所区别,而冬季这一热力特征,主要是由于长波辐射减弱和局部地区潜热加热的释放造成,与资料分析的特征基本一致。

在冬季,高原主要以动力作用为主。这是否与高原在冬季所表现出的热力特征有关,其热力作用有何表现,弱冷源特征与冬季高原上空西风急流关系以及与冬季大气环流的联系如何,这些都是需要进一步研究的问题,将在本研究的第 2 部分给出。

## 参考文献

- 梁潇云,刘屹岷,吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响. 气象学报,63(5):799-805
- 钱正安,焦彦军. 1997. 青藏高原气象学的研究进展和问题. 地球科学进展,12(3):207-216
- 王同美,吴国雄,万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响. 高原气象,27(1):1-9
- 吴国雄,李伟平,郭华. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风//赵九章纪念文集. 北京:科学出版社,116-126
- 吴国雄,刘还珠. 1995. 降水对热带海表温度异常的邻域响应 I:数值模拟. 大气科学,19(4):422-434
- 吴国雄,刘新,张琼等. 2002. 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展. 气候与环境研究,7(2):184-201
- 吴统文,吴国雄,王在志等. 2004. GOALS/ LASG 模式对气候平均

- 态的模拟. 气象学报,62(1):20-30
- 姚兰昌,罗四维,王安宇. 1982. 亚洲地区月平均大气加热场及其年变特征. 高原气象,1(3):1-11
- 叶笃正,高由禧等. 1979. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,2
- 叶笃正,罗四维,朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层的热量平衡. 气象学报,28(2):108-121
- 叶笃正. 1988. 夏季青藏高原上空热力结构、对流活动和与之相关的大气环流现象. 大气科学,12(特刊):1-12
- Chen M P, Janowiak J E, Arkin P A. 2002. Global precipitation: a 50 year monthly analysis based on gauge observations. J Hydrometeor,3(3):249-266
- Darnell W L, Staylor W F, Ritchey N A, et al. 1992. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data. J Geophys Res, 97 (D14):15741-15760
- Garratt J R, Prata A J, Rotstain L D, et al. 1998. The surface radiation budget over oceans and continents. J Climate, 11(8): 1951-1968
- Iguchi T, Kozu T, Meneghini R, et al. 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. J Appl Meteor, 39 (12):2038-2052
- Neale R B, Hoskins B J. 2000. A standard test for AGCMs including their physical parametrizations, I: The proposal. Atmos Sci Letters, 1(2):101-107
- Nitta T. 1983. Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 61(4):590-605
- Wang Zaizhi, Wu Guoxiong, Wu Tongen, et al. 2004. Simulation of Asian monsoon seasonal variation with climate model R42L9/LASG. Adv Atmos Sci, 21(6):879-889
- Wu Guoxiong, Liu Yimin, Wang Tongmei, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate. J Hydrometeor, (8):770-789
- Wu Tongwen, Liu Ping, Wang Zaizhi, et al. 2003. The performance of atmospheric component model R42L9 of GOALS/LASG. Adv Atmos Sci, 20(5):726-742
- Yanai M, Luo H. 1984. The large-scale circulation and heat source over Tibetan Plateau and surrounding areas during early summer of 1979, Part II: heat and moisture budget. Mon Wea Rev, 112(5):966-989