

青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局

吴国雄¹ 刘屹岷¹ 刘 新² 段安民¹ 梁潇云¹

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 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085

摘 要 从大气中的热力适应、局地尺度加热和大陆尺度加热的综合效应、高原地表的摩擦作用以及波动能源等不同角度, 根据理论分析、资料诊断和数值模拟的结果, 并通过与落基山和安第斯山的比较, 回顾了青藏高原抬升加热影响亚洲气候格局的机理研究的近期进展。

关键词 热力适应 四叶型大陆尺度加热 高原抬升加热 定常波能源

文章编号 1006-9895 (2005) 01-0047-10

中图分类号 P641

文献标识码 A

How the Heating over the Tibetan Plateau Affects the Asian Climate in Summer

WU Guo-Xiong¹, LIU Yi-Min¹, LIU Xin², DUAN An-Min¹, and LIANG Xiao-Yun¹

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG),
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085

Abstract Recent studies concerning the influences of the elevated heating over the Tibetan Plateau on the Asian climate pattern are summarized. These include the thermal adaptation of the atmosphere to diabatic heating, the combined effects of the local heating and continental scale heating, the impacts of surface friction and the energy source of waves based on theoretic analysis, data diagnose, and numerical simulation. The different impacts on circulation between the Tibetan Plateau, Rocky Mountain and Andes Mountain are also addressed.

Key words thermal adaptation, continental-scale quadruplet heating, elevated plateau heating, energy source of stationary waves

1 引言

20 世纪以前关于青藏高原对大气环流影响的研究主要强调其机械作用^[1]。19 世纪开始的高原探险发现高原上存在频发积云、强雹线阵雨、霰及冰雹等, 在夏天午后还探测到 100 ~ 200 m 近地层存在超绝热温度直减率^[2], 但对青藏高原的热状况知之不多。1957 年 5 月, 叶笃正、罗四维和朱抱真发表了题为“西藏高原及其附近的流场结果和对流层大气的热量平衡”的文章^[3], 他们利用 1954 ~ 1956 年的高空及地面记录做出了平均流场, 计算了垂直速度、冷

暖平流、辐射和地气温差等, 并进行了分析, 最后明确指出:

“……

(4) 高原地区在夏季是一个热源; 在冬季, 高原东南部是热源区, 而其它部分可能是个冷源区。

(5) 作为巨大障碍物和冷热源的高原, 不论在机械作用和热力作用方面都对环流结构发生强烈的影响。”

该文“第一次确认并用数学的方法阐述了青藏高原的热源作用, 而在此之前只把高原处理为一个动力学的障碍物^[4]。这一发现翻开了青藏高原气象研究

新的一页。同年不久,通过对探险气象观测得到的 500 hPa 温度场和高度场资料进行分析, Flohn^[2] 也发现 7~8 月在高原对流层中部存在“热力反气旋性环流(thermal anticyclonic cell)”,并推断与高原的抬升加热有关。关于青藏高原抬升加热(冷却)及其对大气环流影响的研究从此在世界范围蓬勃开展。我国学者从观测分析和数值模拟等诸方面开展研究,独领风骚,其主要成果从《青藏高原气象学》^[5]可见一斑。

1979 年,与第一次全球 GARP 试验(FGGE)相配合,我国进行了第一次“青藏高原气象科学试验”(QXPME-1979)^[6],揭示了青藏高原的辐射特征、地面热平衡特征、边界层特征及天气气候特征,进一步确认了叶笃正等^[3]的发现。利用该高原探测资料和其他资料,通过热力学方程和水汽方程倒算大气干、湿加热率(Q_1, Q_2)等方法,美国学者 Yanai 与其合作者进行了全面持续的深入研究^[7-10],揭示了青藏高原抬升加热的特征及其与亚洲季风的可能联系,有力地推动了研究的深入进展。

概括来说,迄今关于青藏高原抬升加热影响的研究多数集中在从冬到夏的转换季节及盛夏两方面。前者涉及夏季风的爆发;后者涉及对盛夏持续性气候灾害的影响。这两方面的研究均强调高原表面感热加热的特殊重要性^[11,12]。高原地表感热通量对大气的加热主要集中在近地层,它是如何影响高层大气环流?高原加热的作用到底应如何评价?近十年来,我们就此开展了系统的研究,本文将以盛夏的气候格局为例加以回顾。至于转换季节的问题将另文予以讨论。第 2 节阐述表面感热加热影响高层大气环流的原理。第 3 节和第 4 节分别讨论夏季副热带大陆尺度加热和高原加热在亚洲气候格局形成中的作用,并与落基山和安第斯山的作用进行比较。第 5 节利用数值试验进一步阐述不同尺度加热对亚洲降水分布的不同作用。第 6 节通过盛夏高原加热所激发的波动和基本流的相互作用进一步说明高原对局地气候格局形成的贡献。若干讨论和结论在第 7 节给出。

2 大气运动的热力适应

研究高原加热对气候的影响,必须首先了解大气运动对外界加热强迫的适应特征。应当指出的是大气所受到的动力强迫和热力强迫是不可分的,当大气所受的动力强迫改变时,其所受的热力强迫也将改变,反之亦然。两者之间服从一定的调配率^[13]。由于 Ertel 位涡方程综合考虑了大气的动量守恒、质量守恒和能量守恒^[14],因此适于研究大气运动对内外动

力强迫和热力强迫的综合响应。通量形式的位涡方程可写为

$$\frac{dW}{dt} = F_{\zeta} \cdot \nabla \theta + \zeta_a \cdot \nabla Q, \quad (1)$$

其中, F_{ζ} 为三维涡度方程中的摩擦耗散项, Q 为非绝热加热, ζ_a 为质块的三维绝对涡度,

$$W = \rho P = \zeta_a \cdot \nabla \theta \quad (2)$$

为气块的总位涡。(1)式右端的两项分别代表摩擦耗散 F_{ζ} 和非绝热加热 Q 对位涡制造的影响。从该方程出发,吴国雄和刘屹岷研究了大气运动的热力适应特征^[15]。热力适应的要点包括:

(i) 大气中的热源激发出低层的气旋式环流和高层的反气旋式环流,这可利用 PV- θ 观点证明^[15,16];

(ii) 近地层的加热导致等熵面在加热区边缘与地表相交,根据位涡守恒原理^[17,18],地表通过摩擦作用为气柱制造大量的负涡度,加热区边缘可以形成对称不稳定,热源区上空有深厚的反气旋生成;

(iii) 副热带地区涡度平流很弱,大气对热源的定常响应可用下述的 Sverdrup 平衡表述:

$$\beta v \cong (f + \zeta) \theta_z^{-1} Q_z. \quad (3)$$

关于热力适应(i)的例子比较多见,例如在若干理论模式或解析模式中,当给定深(浅)对流加热廓线后,大气的定常响应即为低层低压、高层高压,而且响应的特征高度随加热的特征高度的变化而变化^[19,20]。图 1a 和 b 给出热力适应(ii)和(iii)的两个例子。

这里所用的模式是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(IAP/LASG)的全球海—气—陆系统耦合气候模式(GOALS)^[21]的新版本^[22]。其菱形截断的大气谱模式的水平分辨率为 42 波(大约为 2.8125 经度 $\times$ 1.66 纬度),垂直方向为 9 层(简称为 R42L9)。该模式比较成功地模拟了全球大气环流和东亚区域的降水分布^[22]。这里的试验是水球试验(无陆地),太阳高度角被固定在 7 月 15 日,各变量的初始场均采用模式积分多年平均结果中的 7 月纬向平均场。在热力适应(ii)的试验^[15]中,在(11°S~11°N, 165°E~157°W)的范围内给定感热分布,其中心(176°W,赤道)处的表面感热通量的强度为 100 W·m⁻²,并以双余弦形式向边界递减为零。积分至第 3 天时,大气的加热廓线(图 1a)表明底层的最大加热率已达 8 °C·d⁻¹,至 $\sigma = 0.8$ 处则接近零。这时的等熵分布十分奇特;在加热区内从地面到 500 hPa(再向上的热扩散系数被设为零),上升运动激烈,位温相差不足 1 K,接近

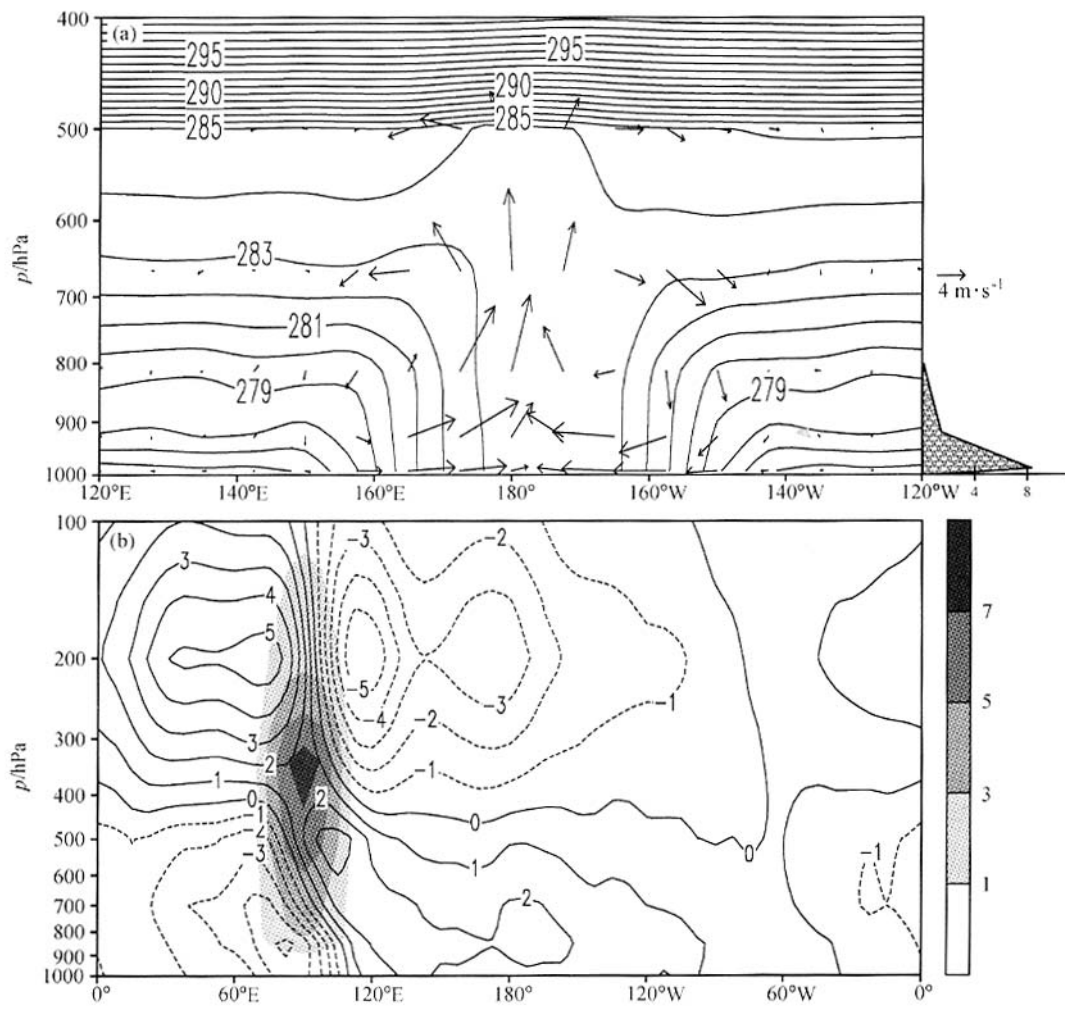


图1 利用LASG/IAP GOALS大气环流模式进行理想化试验得到的结果:(a)在(11°S~11°N, 165°E~157°W)引进中心强度为100 W·m⁻²的表面感热通量,积分至第3天得到的垂直加热率(右边附加图,单位:K·d⁻¹),以及沿赤道的流场的纬向偏差(箭头)和位温(单位:K)的垂直剖面;(b)在副热带(7°N~33°N, 67.5°E~112.5°E)给定深对流加热率(阴影,单位:K·d⁻¹),积分至准平衡态得到的沿30°N流函数的纬向偏差垂直剖面(单位:10⁶ m²·s⁻¹)

Fig. 1 Results from idealized numerical experiments using the LASG/IAP GOALS model :(a) The vertical profile of heating rate (the right panel, in K·d⁻¹), zonal deviated flow field (vector, in m·s⁻¹) and potential temperature (K) at day 3 forced by a prescribed surface sensible heating over the area (11°S~11°N, 165°E~157°W); (b) the stationary streamfunction deviation from its zonal mean (10⁶ m²·s⁻¹) at 30°N forced by a prescribed deep condensation heating over the area (7°N~33°N, 67.5°E~112.5°E) (the shaded area, in K·d⁻¹)

“充分混合”态;在加热区边缘, $\theta = 276\text{ K}$ 至 $\theta = 283\text{ K}$ 的等熵面与地面相切,出现了对称不稳定^[15],位涡的守恒性被破坏^[17,18]。在摩擦力作用下[(1)式右端第1项],地表向气柱输送大量的负涡度,维持加热区上空深厚的反气旋。在热力适应(iii)的水球试验^[23,24]中,在副热带(7°N~33°N, 67.5°E~112.5°E)地区给定一深对流加热;最大加热中心位于(22°N, 90°E)及 $\sigma = 0.336$ 高度,加热率为8 K·d⁻¹,在水平方向以双余弦形式向边界递减为零,加热廓线如图1b阴影所示。在准平衡态沿30°N剖面上的流函数响应(图1b)表明最大加热以下为南风,以上为北风。因此,在深对流加热区的西边高空为高压,低空为低

压;在东边高空为低压,低空为高压。

3 夏季副热带大陆尺度的四叶型加热和环流的拼图

对NCEP/NCAR再分析资料的多年平均的诊断表明^[25],夏季每一副热带大陆及其毗邻的大海上的主要加热自西向东呈现为有规律的四叶分布型:在靠近大陆西岸的洋面上受强烈的长波辐射冷却(LO)支配;在大陆的西部表面感热加热(SE)为主要加热;在大陆的东部深对流加热(CO)为主要加热;而在靠近大陆东岸的洋面上既受长波辐射冷却支配,也受深对流加热影响,为双主加热(D)型。它们自西向

东合成一个 LOSECOD 四叶型加热分布型。而夏季沿着副热带的非绝热加热即为 5 个四叶型加热型的拼图 [图 2a, b (见图版 I); 图 3a, b (见图版 II)]。根据热力适应 (i), 这种陆面加热、大洋冷却的分布使低空的副热带高压出现在海洋上, 高空的副热带高压出现在陆地上 [图 2c, d (见图版 I); 图 3c, d (见图版 II)]。由于大陆上有强的表面感热加热, 根据热力适应 (ii), 大陆上空的反气旋为深厚的系统。还由于大陆东部有对流加热, 大陆西部洋面上为长波冷却 (最大值 $< -7 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 位于边界层顶), 所以大陆东岸低空有强烈的向极上升的潮湿气流, 海洋东部低空则为强烈的向赤道下沉的干冷气流。因此, 沿副热带的高压呈现非轴对称的形态; 副热带大陆东部潮湿多雨, 西部干旱少雨。

4 副热带大地形加热和局地环流

图 4 为多年平均 7 月沿 30°N 剖面的等熵面和环流分布^[26]。可以看到青藏高原上空气柱在同纬度带、同高度上位温最高, 等位温面在青藏高原上空有最大的下凹曲率, 而且青藏高原及其东侧东亚季风区上空是同纬度带上上升运动最大的中心 (图 4 中垂直运动 w 乘了 10^3)。在这些区域 $V \cdot \nabla \theta > 0$, 表明其在夏季是强烈的加热区。图 4 的另一个显著特点是大于 335 K 的等熵面为包裹地球的完整曲面, 这里没有位涡的制造, 也没有位涡的耗散^[17, 18, 26], 而 315 ~ 335 K 的

等熵面与青藏高原相交切。根据热力适应原理 (ii), 青藏高原成为大气运动重要负涡度源^[11, 12]。由于高原的北侧处在西风带中, 这一负涡度源能够激发出 Rossby 波列, 通过能量频散影响全球的环流。图 4 中青藏高原附近的等熵面和流场分布与图 1 十分相似。根据热力适应 (i) 和 (ii), 夏季青藏高原和伊朗高原的加热在其近地层形成浅薄低压, 在高层形成深厚高压 (图 5a)^[27]。由于副热带地区水平涡度平流很小, 在定常状态下, 气块的垂直伸 (缩) 引起的涡度变化主要由地转涡度平流 (βv) 所补偿。于是, 在高原及其东部有上升运动, 西部为下沉运动。在图 5b 中, 对应于 50°E , 70°E 和 90°E 的三座山脊, 在近地层存在三对下沉 (上升) 运动, 上升均出现在山脊及其东部, 与理论分析一致。更有意思的是这三对下沉 (上升) 运动被嵌套在大陆尺度的垂直运动背景中。由于伊朗高原及青藏高原位于亚欧大陆的中东部, 因此, 其所激发的大尺度环流和上升 (下沉) 运动显著地加强了大陆尺度的大尺度环流和上升 (下沉) 运动, 使东亚夏季风成为全球最激烈的季风系统之一, 使中亚的干旱成为全球的显著干旱区之一。

青藏高原对气候的影响与落基山脉和安第斯山的情况既有共同之处, 也有很不相同之处。作为大气的抬升热源, 每一座山脉都激发出浅薄的低层气旋式环流和深厚的中、高层反气旋式环流 (图 5c 和 e)。因此, 落基山脉和安第斯山也激发出其上空及其东部的

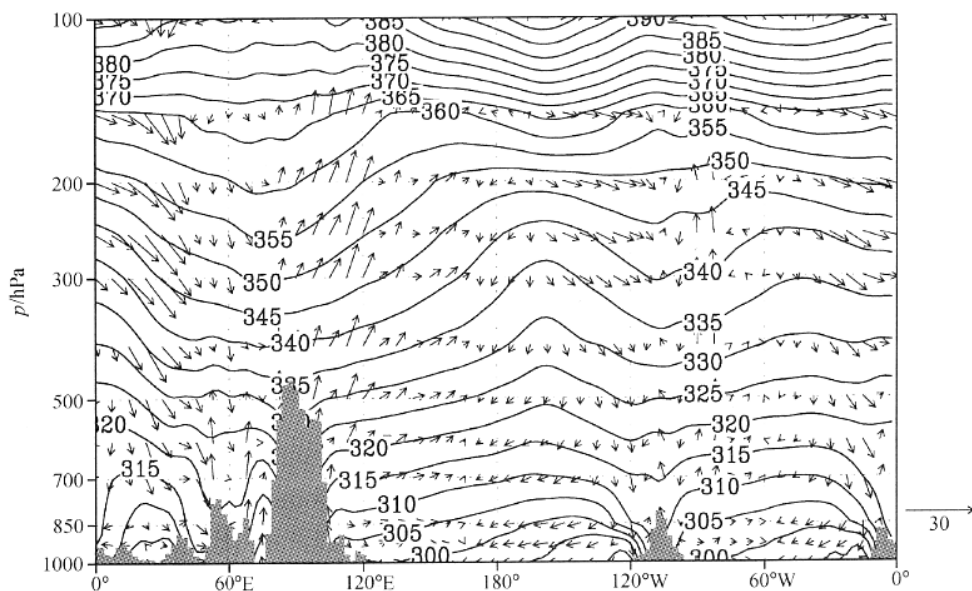


图 4 1986 ~ 1995 年 7 月平均位温 (等值线, 单位: K) 和风矢量场 (箭头, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 其垂直分量已放大 1000 倍) 沿 30°N 的剖面分布

Fig. 4 1986 - 1995 July-mean cross-sections of potential temperature (contour, interval is 10 K) and wind (vector) along 30°N . The vertical motion has been multiplied by 1000

上升运动和西部的下沉运动,但落基山脉和安第斯山均位于大陆的西部。其激发的上升运动与位于大陆东部的大陆尺度的上升运动并不连成一片,中间为下沉运动所分隔(图 5d 和 f)。因此,北美和南美的季风气候并没有亚洲季风那么明显。相反,落基山和安第

斯山所激发的下沉运动加强了其西部的大陆尺度的下沉运动,使副热带东太平洋地区成为全球显著的下沉运动区^[27]。冷洋面上强烈的下沉增温形成稳定的层结和层状低云,使副热带太平洋东部成为强大的长波辐射冷却中心^[25]。

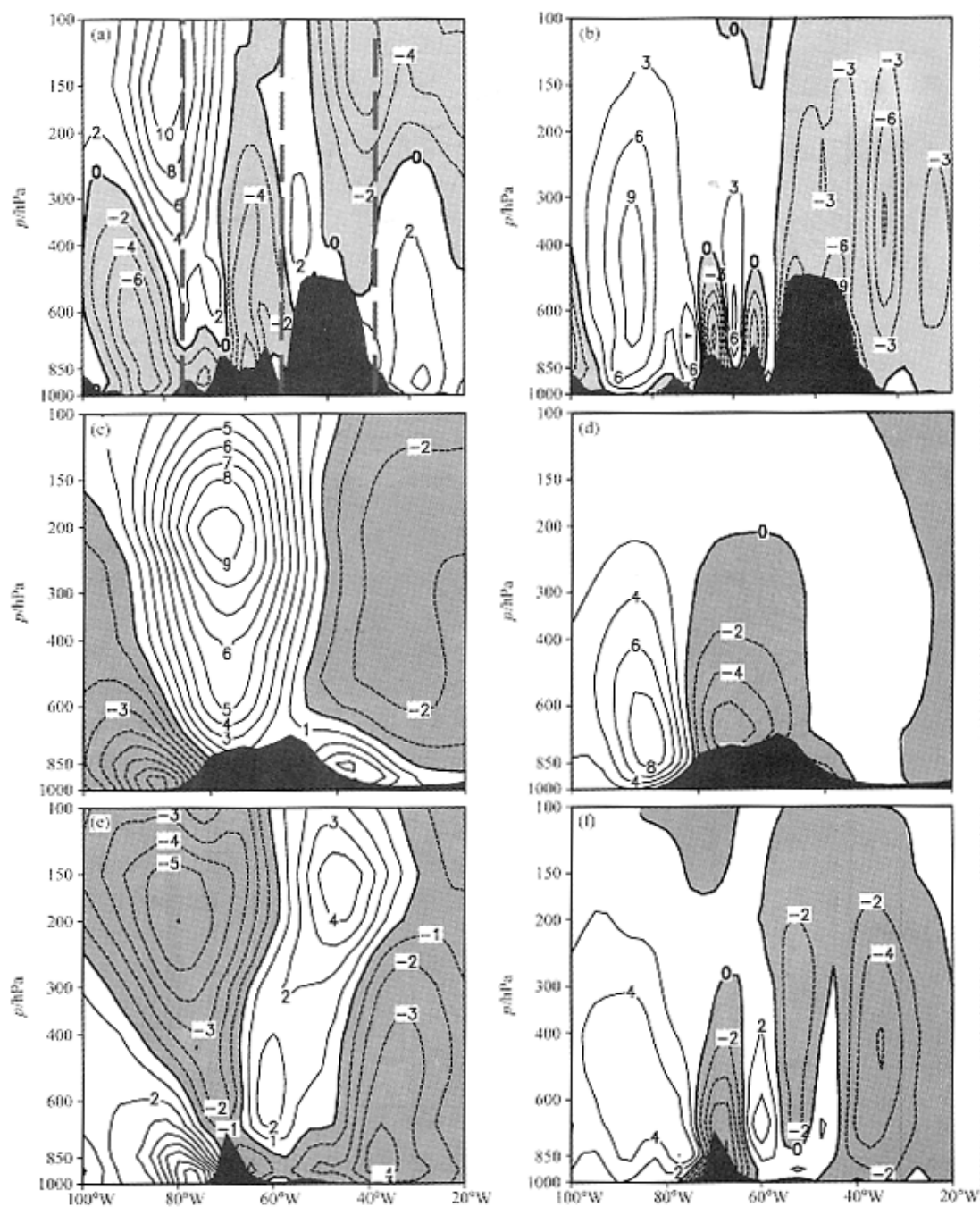


图 5 1981~1999 年平均的经向风剖面 (a, c 和 e, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 和垂直速度剖面 (b, d 和 f, 单位: $10^2 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)。阴影代表地形; (a) 和 (b) 7 月沿东亚 32.5°N ; (c) 和 (d) 7 月沿北美 40.0°N ; (e) 和 (f) 1 月沿南美 30.0°S

Fig. 5 1981–1999 mean cross-sections of v in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and ω in $10^2 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ along 32.5°N in East Asia in July (a and b), along 40.0°N in North America in July (c and d), and along 30.0°S in South America in January. The shaded area denotes orography

5 青藏高原对亚洲夏季气候影响的一个敏感性理想试验

上节的资料分析表明, 必须在大陆尺度加热或者是海陆分布的大背景下考虑局地地形的作用, 才能恰

如其分地评估大地形对气候的影响。这里, 我们再一次利用 GOALS 气候系统模式来模拟青藏高原对亚洲气候格局的影响。为简单起见, 海洋模式部分被关闭, 海温是由 AMIP II 提供的有季节变化的气候平均值的纬向平均值给定。在水球中加入如图 6 粗虚线所

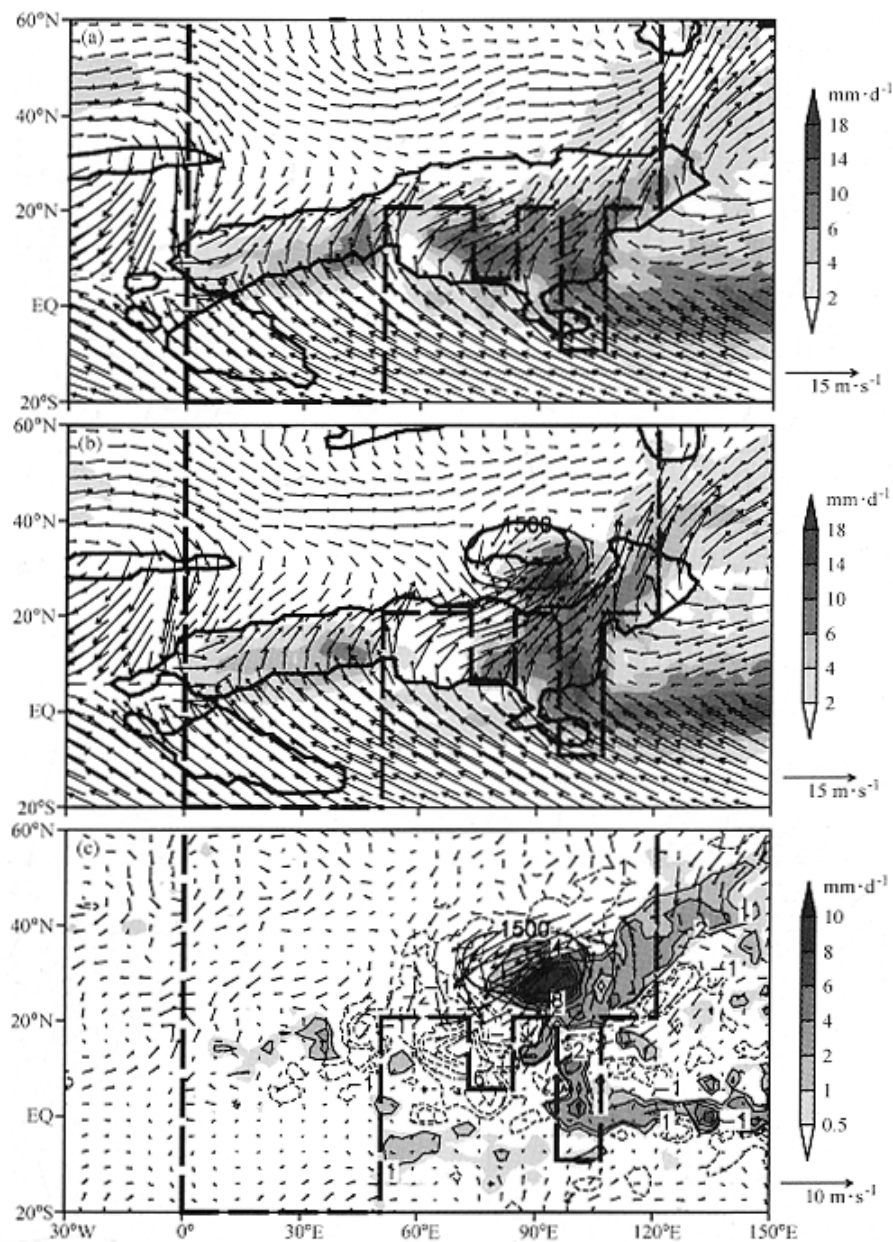


图 6 理想化试验中 7 月的地面风矢量 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和降水 (单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 分布: (a) “无地形”试验; (b) “有地形”试验; (c) 为 (b) - (a) 之差值。粗虚线为陆地边界线, 曲线所包围的范围是 1 月和 7 月风向偏转 $> 120^\circ$ 的区域, 椭圆等值线为 1500 m 高原的轮廓线

Fig. 6 The July-mean surface wind vector ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and precipitation (the shaded area, in $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) in the idealized simulations for (a) without mountain experiment, (b) with mountain experiment, and (c) the difference between (b) and (a). The thick dashed line is the continent boundary, the area encircled by thick curves in (a) and (b) denote where the difference of wind direction between January and July is larger than 120° , and the ellipse is the 1500 m contour line of the Tibetan Plateau

示的类似实际的欧亚非地区的陆地分布,地形高度设为零,定义为“无地形”试验,以研究大陆尺度的海陆差异对亚洲季风的影响。另一个试验是在“无地形”试验中叠加了一个理想的、中心位于(32.5°N, 87.5°E),中心高度为5000 m的“青藏高原”,定义为“有地形”试验,以研究青藏高原对亚洲气候的影响。两试验中均将AGCM的外强迫如太阳辐射等取为纬向平均场,进行有季节变化的积分。每个试验积分了10年,取后8年的气候平均进行分析。

图6a为“无地形”试验中7月平均的地面风场(矢箭)和降水(阴影)的分布,图中曲线所包围的区域为局地7月的风向角和1月的风向角之差大于120°的区域,表示亚洲季风的可能发生地区。结合7月的降水分布可以看出,即便在如此简单和理想化的试验中,由于大陆尺度海陆热力差异的年变化,在非洲、南亚和东亚都出现了季风。尽管在许多细节上还存在明显差别,但季风区的大致分布和实际的亚洲、非洲季风区分布还是相似的,这说明在亚洲季风形成中海陆分布的作用是第一位的。

在上述“无地形”试验中引进理想化的青藏高原后,“有地形”试验的相应结果由图6b给出。夏季,青藏高原的存在使得对流层低层高原西侧出现北风绕流,高原西南侧的季风范围南退,高原西面非洲的季风降水和亚洲的季风降水分离。由于高原的热力抽吸作用增强了其南面和东南面的偏南气流,“孟加拉湾”北部至高原南部出现强降水中心。从两个试验的差异图(图6c)可以看出,夏季高原所激发的低空气旋式环流在高原东部显著地加强了欧亚大陆东南部的西南气流,使东亚夏季风向北发展至50°N的“中国东北”地区,东亚季风于是大为加强。在高原西部显著地加强了中亚地区干冷的北风,加剧了中亚的干旱沙漠气候。

本节的试验进一步证明,不论青藏高原存在与否,亚洲季风都会发生。青藏高原的作用是使得夏季高原西南侧的季风减弱南退,中亚的干旱加剧,高原东侧的东亚季风加强北伸。夏季,青藏高原热源还加强了海陆的热力对比,使得500 hPa上西太平洋副热带高压加强,副热带高压西侧的西南气流也加强。因此可以推论,夏季青藏高原及其抬升加热对大气环流的影响加强了欧亚大陆尺度的加热对大气环流的影响,对中亚的干旱和东亚的季风起着放大器的作用。

图6b中季风区的分布较图6a更接近实际的亚洲季风分布,尤其是高原东南部和孟加拉湾北部强降水

中心的出现更为逼真。这说明虽然在亚洲季风的形成中高原的作用是第二位的,但是没有青藏高原的存在,不会形成“现代”的亚洲季风。

6 非绝热加热和波流相互作用

由此看来,夏季青藏高原对大气的加热作用应包括两部分,其一是高原自身的抬升加热,其二是在其东侧被强化的季风降水所释放的潜热加热。图7是根据NCEP/NCAR再分析资料制作的1980~1999年7月平均沿30°N亚洲大陆非绝热加热及其各分量的高度—经向剖面,垂直方向取 σ 坐标。感热加热(图7a)集中分布在地表,在青藏高原上强度最大,可达每天10 K,随高度增加迅速减弱,到 $\sigma = 0.8$ 上空已基本消失。高原上空的潜热加热几乎存在于整个对流层(图7b),但最大加热层次出现在对流层较低层,反映夏季高原上空旺盛的浅积云对流活动。深对流加热主要分布在高原东侧东亚季风区上空。辐射冷却的分布相对较为均匀(图7c)。它使亚洲西部的自由大气成为大气的热汇(图7d);在亚洲东部及高原上空的辐射冷却的强度不足以平衡感热或潜热加热,使那里的气柱成为强大的大气热源。如上所述,这种加热分布正是高原局地加热和欧亚大陆尺度加热的综合结果。

大气定常波动通量的散度可写为

$$E = (\overline{\varphi v})_y + (\overline{\varphi \omega})_p = -U_y \overline{uv} + \frac{f}{\sigma} \overline{v\varphi_p} + d' - \frac{R}{p\sigma} \overline{Q\varphi_p}, \quad (4)$$

其中, φ 为位势高度扰动,其他符号为气象常用符号。上式等号右端各项分别表示平均动能向波动动能的转化,平均位能向波动位能的转化,摩擦耗散,以及波动能量制造等波能项。如记

$$\begin{cases} S_A = -U_y \overline{uv}, \\ S_B = \frac{f}{\sigma} \overline{U_p v \varphi_p} = -\frac{R f U_p}{p \sigma} \overline{v T'}, \\ S_C = -\frac{R}{p \sigma} \overline{Q \varphi_p} = \frac{R^2}{\sigma p} \overline{Q T'}, \end{cases} \quad (5)$$

则有,

$$E = S_A + S_B + S_C + d'. \quad (6)$$

图8d,e和c分别给出了7月份沿30°N大气定常波波源 S_A , S_B , S_C 的高度—纬向剖面图。7月份,北半球副热带地区基本气流的动能与波动的动能之间的转换 S_A (图8e)主要发生在400 hPa以上的高度;沿30°N高原西侧的伊朗高原上空对流层低层是波动位

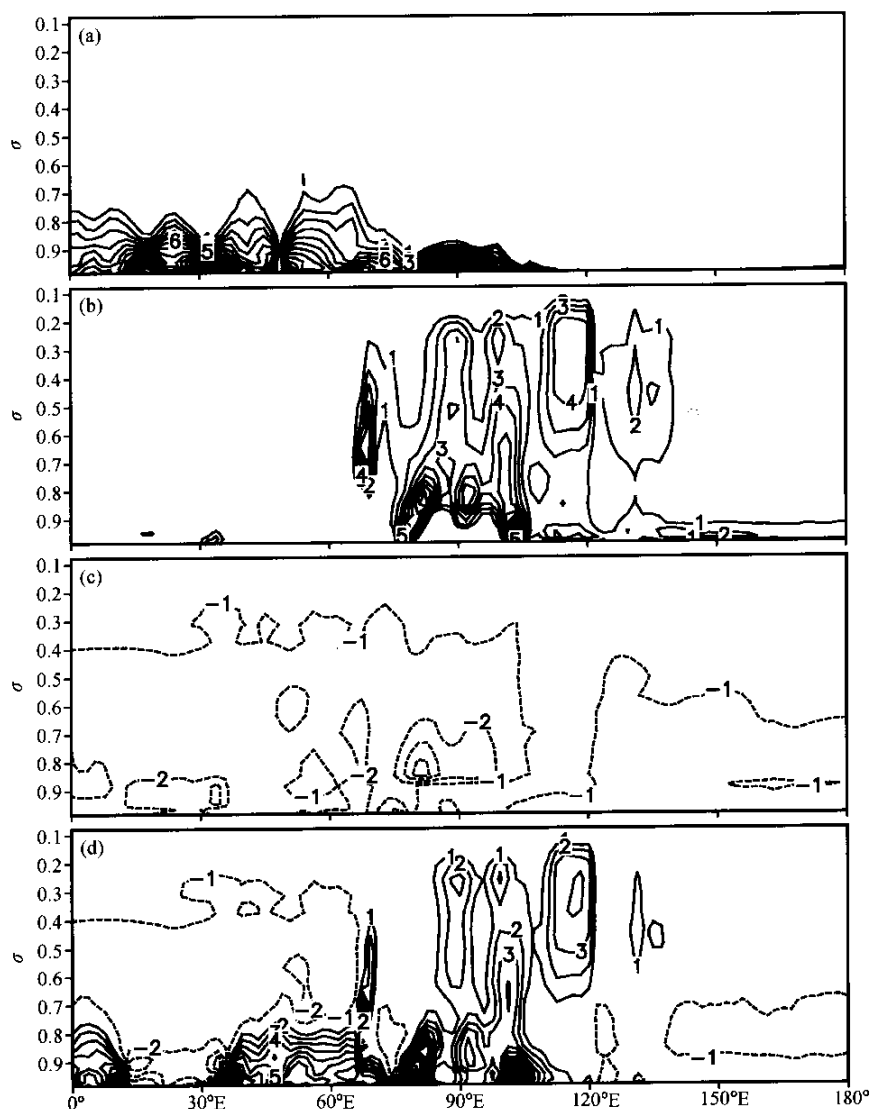


图7 1981~1999年7月平均的沿30.0°N非绝热加热的垂直分布。等值线间隔为 $1\text{ K}\cdot\text{d}^{-1}$ ，垂直方向为 σ 坐标。(a)感热加热；(b)潜热加热；(c)辐射冷却；(d)总非绝热加热

Fig. 7 Vertical distributions of different heating in $\text{K}\cdot\text{d}^{-1}$ along 30.0°N for (a) sensible heating, (b) condensation heating, (c) longwave radiative cooling, and (d) total heating. The vertical coordinate is σ

能的汇区 ($S_B < 0$, 图 8d)。但此两转化项的作用都较小。非绝热加热造成的能量制造是夏季副热带地区最主要的定常波波源 ($S_C > 0$, 图 8c)。比较图 7 和图 8c 可以看出, 夏季东亚副热带地区对流层低层的波源贡献主要来自感热加热, 而对流层中高层的波源贡献主要来自凝结潜热释放。值得注意的是, 对应于非绝热加热造成的波能制造项 S_C 在 85°E , 105°E 和 120°E 附近的三个大值区, 垂直运动的波动也处于相应的上升运动大值 (图 8b), 并对应着局地的降水最大值 (图 8a)。由此可见, 青藏高原夏季加热还通过激发大气波动影响着东亚区域的降水分布。

7 讨论和结论

自 1957 年叶笃正等^[3]发现青藏高原冬季为冷源, 夏季为热源以来, 青藏高原的热力作用对天气、气候影响的研究已取得了重大进展。本文从不同的角度, 通过资料诊断、数值模拟和理论分析, 并通过与落基山和安第斯山的作用比较, 阐明了青藏高原夏季的抬升加热影响亚洲气候的机理。首先, 我们证明青藏高原是夏季大气运动的重要负涡度源。由于青藏高原及伊朗高原位于欧亚副热带大陆的中东部, 其加热所激发的水平环流和垂直运动与大陆尺度加热所激发的水

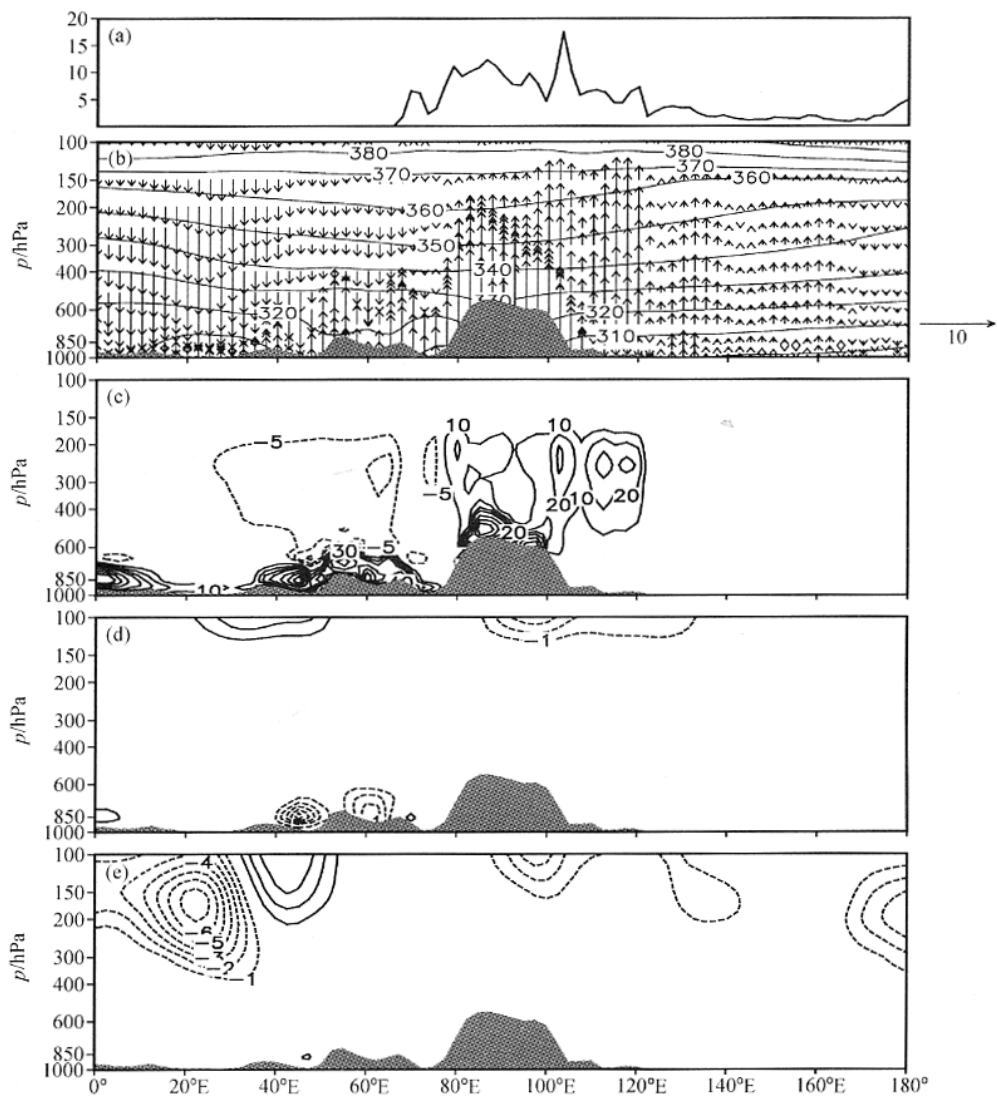


图 8 1981 ~ 1999 年 7 月平均的沿 30°N 的气压—经度剖面分布：(a) 降水（单位： $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ）；(b) 位温（单位：K）和垂直速度（单位： $-100\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；(c) 大气定常波源 S_C ；(d) 大气定常波源 S_B ；(e) 大气定常波源 S_A 。大气定常波源的单位为 $10^4\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-3}$

Fig.8 1981 ~ 1999 July-mean pressure-longitude cross sections along 30°N of (a) precipitation ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$), (b) potential temperature (K) and vertical velocity ($-100\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), and the sources of stationary wave energy (c) S_C , (d) S_B , and (e) S_A in units of $10^4\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-3}$

平环流和垂直运动同相叠加，从而大大地增强了东亚夏季风和中亚的沙漠和干旱。相反，由于落基山和安第斯山位于美洲大陆的西岸，其抬升加热激发的上升运动与大陆尺度加热的上升运动分离，因此，美洲大陆的夏季风没有东亚夏季风那么强烈，但该两地形的加热在其西侧所激发的下沉运动与大陆尺度加热激发的下沉运动叠加，增强了副热带东太平洋夏季的下沉及辐射冷却。

青藏高原夏季的抬升加热及其所增强的东亚季风的潜热释放形成了东亚定常波的非绝热加热波源，它远比波动—平均流之间的动能和位能交换强大，是东亚夏季定常波的最主要波源，其空间分布与降水的空间分布有很好的对应关系，显著地影响着东亚的气候

格局。

尽管 50 年我们对高原加热影响大气环流的认识在不断的深化，但由于我们对发生在高原表面的能量和水分交换的物理过程了解不多，因此这些认知还是“粗线条”的。今后还必须通过不断的观测和模拟，深入揭示青藏高原在亚洲季风区海—陆—气相互作用中的地位及其影响区域和全球天气、气候的机制，为改善气候预测提供理论依据。

参考文献

[1] 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. 气象学报, 2004, 62 (5): 528 ~ 540
Wu Guoxiong , Mao Jiangyu , Duan Anmin , et al. Recent progress in

- the study on the impact of Tibetan Plateau on Asian summer climate. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 2004 , **62** (5): 528 ~ 540
- [2] Flohn H. Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan* , 1957 , **75** : 180 ~ 186
- [3] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 1957 , **28** : 108 ~ 121
- Yeh T-C , Lo S-W , Chu P-C. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surroundings. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1957 , **28** : 108 ~ 121
- [4] American Meteorological Society. Honorary Members. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , 1991 , **72** (6): 927 ~ 929
- [5] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社. 1979 , 279pp
- Ye D Z , Gao Y X. *Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau* (in Chinese). Beijing : Science Press. 1979 , 278 pp
- [6] 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社. 1988 , 268pp
- Zhang Jijia , Zhu Baozhen , Zhu Fukang , et al. *Advances in the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology-The Qinghai-Xizang Meteorology Experiment (QXPMECH , 1979) and Research* (in Chinese). Beijing : Science Press. 1988 , 268 pp
- [7] Luo H , Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II : Heat and moisture budgets. *Mon. Wea. Rev.* , 1984 , **112** : 966 ~ 989
- [8] He H Y , McGinnis W , Song Z , et al. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.* , 1987 , **115** : 1966 ~ 1995
- [9] Yanai M , Li C , Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects of the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan* , 1992 , **70** : 319 ~ 351
- [10] Yanai M , Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.* , 1994 , **122** : 305 ~ 323
- [11] Wu Guoxiong , Liu Yimin , Mao Jiangyu , et al. Adaptation of the atmospheric circulation to thermal forcing over the Tibetan Plateau. *Observation , Theory and Modeling of the Atmospheric Variability. Selected Papers of Nanjing Institute of Meteorology Alumni in Commemoration of Professor Jijia Zhang , Zhu Xun et al* , Eds. World Scientific. 2004 , 92 ~ 114
- [12] 吴国雄. 我国青藏高原气候动力学的近期进展. 第四纪研究, 2004 , **24** : 1 ~ 9
- Wu Guoxiong. Recent progress in the study of the Qinghai-Xizang Plateau climate dynamics in China. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 2004 , **24** : 1 ~ 9
- [13] 吴国雄, 蔡雅萍. 大气热力强迫和动力强迫的调配及平均经圈环流的仿真模拟. 气象学报, 1994 , **52** : 138 ~ 148
- Wu Guoxiong , Cai Yaping. The regulation of thermal forcing and dynamical forcing to the atmosphere and the simulation to the mean meridional cycle. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1994 , **52** : 138 ~ 148
- [14] Ertel H. Ein neuer hydrodynamische wirbelsatz. *Meteorologische Zeitschrift* , 1942 , **59** : 277 ~ 281
- [15] 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高. I : 热力适应和过流. 大气科学, 2000 , **24** (4): 433 ~ 446
- Wu G X , Liu Y M. Thermal adaptation , overshooting , dispersion and subtropical anticyclone , I. Thermal adaptation and overshooting. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2000 , **24** (4): 433 ~ 446
- [16] Hoskins B J. Towards a PV- θ view of the general circulation. *Tellus* , 1990 , **43AB** : 27 ~ 35
- [17] Haynes P H , McIntyre M E. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presents of diabatic heating and friction or other forces. *Journal of the Atmospheric Sciences* , 1987 , **44** : 828 ~ 841
- [18] Haynes P H , McIntyre M E. On the conservation and impermeability theorems for potential vorticity. *Journal of the Atmospheric Sciences* , 1990 , **47** : 2021 ~ 2031
- [19] Wang T A , Lin Y L , Semazzi H F M , et al. Response of stable stratified atmosphere to large-scale diabatic forcing with applications to wind patterns in Brazil and the Sahel. *J. Geophys. Res.* , 1996 , **101D3** : 7049 ~ 7073
- [20] Wu Z H. A shallow CISK , deep equilibrium mechanism for the interaction between large-scale convection and large-scale circulation in the tropics. *J. Atmos. Sci.* , 2003 , **60** : 377 ~ 392
- [21] Zhang X H , Shi G Y , Liu H , et al. *IAP Global Ocean-Atmosphere-Land System Model*. Beijing , New York : Science Press. 2000 , 252
- [22] Wu T W , Liu P , Wang Z , et al. The performance of atmospheric component model R42L9 of GOALS/LASG. *Adv. Atmos. Sci.* , 2003 , **20** : 726 ~ 742
- [23] Liu Y M , Wu G X , Liu H , et al. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. *Climate Dynamics* , 2001 , **17** : 327 ~ 333
- [24] Liu Yimin , Wu Guoxiong , Ren Rongcai. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. *J. Climate* , 2004 , **17** : 682 ~ 698
- [25] Wu Guoxiong , Liu Yimin. Summer quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.* , 2003 , **30** (5): 1201 , doi : 10. 1029/2002GL016209
- [26] 刘 新, 吴国雄, 李伟平, 等. 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应. 自然科学进展, 2001 , **11** (1): 33 ~ 39
- Liu X , Wu G-X , Li W , et al. Thermal adaptation of the large-scale circulation to the summer heating over the Tibetan Plateau. *Progress in Natural Science* , 2001 , **11** (3): 207 ~ 214
- [27] Duan Anmin , Wu Guoxiong. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia. *Climate Dynamics* , 2004 (in press)

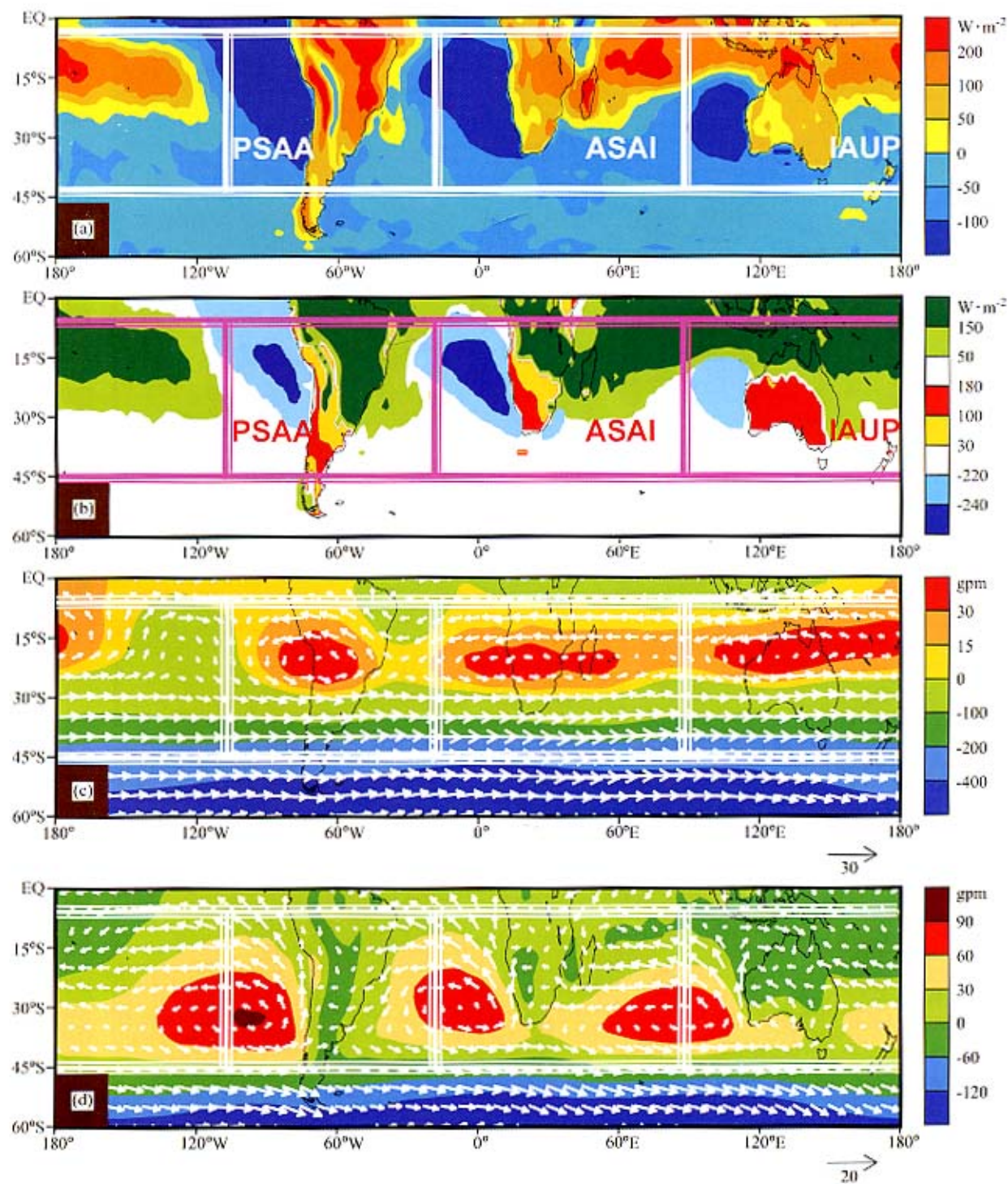


图2 1980~1997年平均南半球副热带1月平均各要素场的分布：(a) 气柱总加热率 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)；(b) $<-220 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的长波辐射冷却（蓝色）、 $>30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的感热加热（橙色和红色）及 $>50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的凝结加热（绿色）；(c) 200 hPa 和 (d) 1000 hPa 的纬向偏差风场（矢量）和高度场（阴影，单位：gpm）。表明南半球夏季副热带加热为 PSAA, ASAI 和 IAUP 区域上 LOSECOD 四叶型加热的拼图，环流也为相应环流型的拼图

Fig. 2 1980–1997 January-mean distributions in the Southern Hemisphere of the column-integrated (a) total heating and (b) main local heating in units of $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, in which blue color denotes longwave radiative cooling $<-220 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; orange and red, sensible heating $>30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; and green, condensation heating $>50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; and the wind vector and deviation of geopotential height from the equatorial zonal-mean at (c) 100 hPa and (d) 1000 hPa in units of gpm. The heating distributions in the subtropics (a and b) demonstrate a mosaic of the quadruple LOSECOD heating pattern over the PSAA, ASAI and IAUP regions. The circulations along the subtropics (c and d) also demonstrate a mosaic of the corresponding circulation pattern

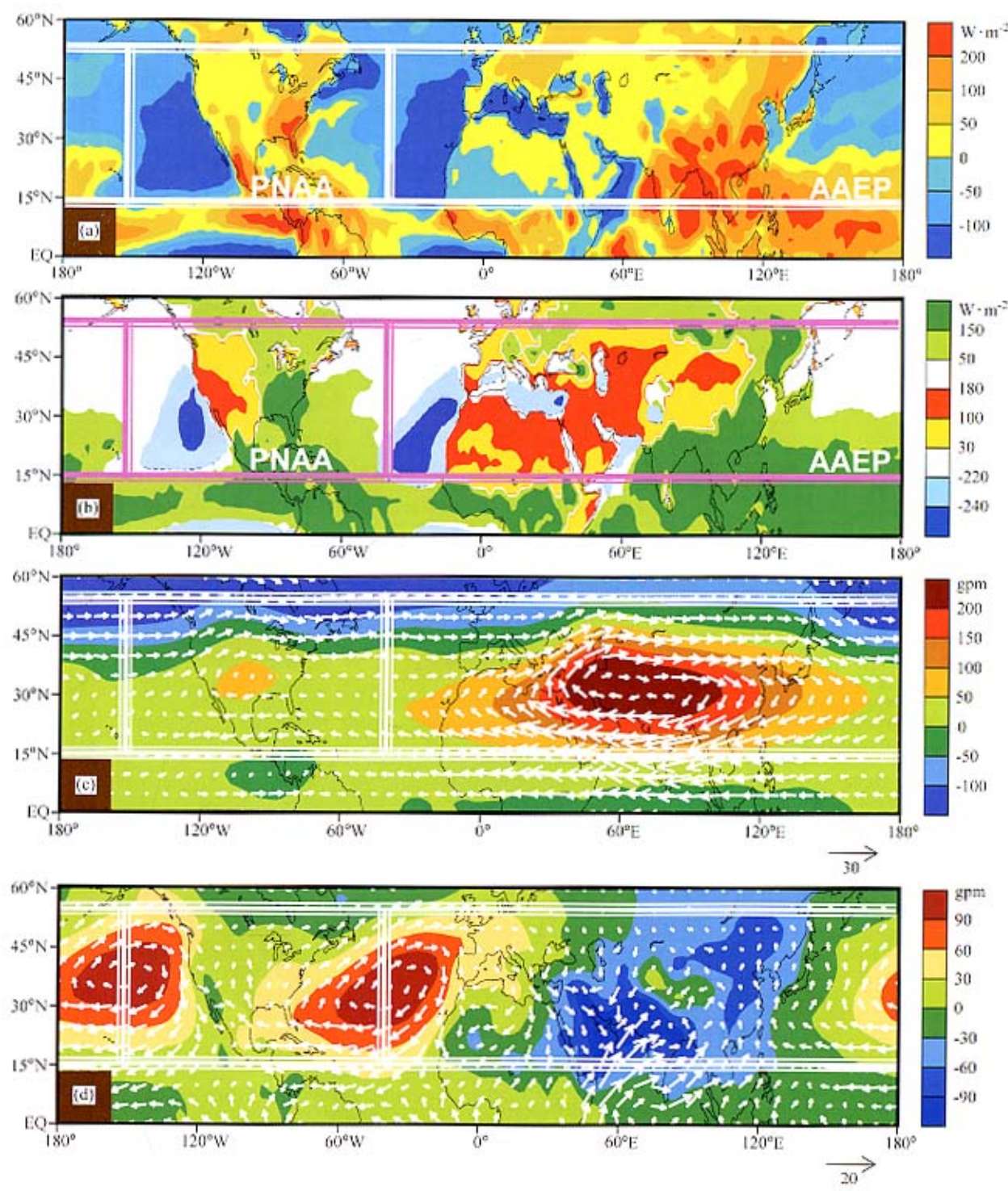


图3 同图2，但为北半球副热带7月平均各要素场的分布。表明北半球夏季副热带加热为 PNA 和 AAEP 区域上 LOSECOD 四叶型加热的拼图，环流也为相应环流型的拼图
Fig. 3 Same as in Fig. 2 except for the July--mean distributions in the Northern Hemisphere. The heating distributions in the subtropics (a and b) demonstrate a mosaic of the quadruple LOSECOD heating pattern over the PNA and AAEP regions. The circulations along the subtropics (c and d) also demonstrate a mosaic of the corresponding circulation pattern