

# 7 月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究<sup>\*</sup>

段安民 吴国雄

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

## 摘 要

对 1958~1999 年的 7 月份 NCEP/NCAR 再分析资料中青藏高原区域大气热源强度(整层气柱的总非绝热加热率)做旋转经验正交函数分析, 结果表明该区域内大气热源强度的空间分布特征复杂, 各地差异显著。前 4 个 REOF 型的加热中心位于高原东北部、高原西南部、克什米尔地区以及高原东南部地区上空。小波分析还表明各空间型都有 2~4 a 的变化周期。文中计算了前 4 个 RPC 与东亚中、低空纬向风( $U$ )、经向风( $V$ )、纬向水汽通量( $Q_{v0}$ )、经向水汽通量( $Q_{v1}$ )的相关系数, 并用这些相关系数构造矢量, 进而分析其流场和水汽通量散度场, 发现高原不同区域的大气加热异常所对应的东亚大气环流形势及降水也大不相同, 由此表明, 在研究高原加热对中国气候的影响时, 应注意加热的空间分布特征。

关键词: 青藏高原, 大气热源, 环流, 降水。

## 1 引 言

青藏高原(以下简称高原)是全球海拔最高、面积最大的高原。夏季它作为一个位于对流层中部的巨大热源对北半球乃至全球范围的大气环流和天气气候有着重要影响。早在 20 世纪 50 年代, 叶笃正等<sup>[1]</sup>和 Flohn<sup>[2]</sup>从计算和分析高原上空的热力结构出发, 研究高原的热力作用对大气环流的影响, 并分别指出夏季高原上空为一热源。Flohn<sup>[3]</sup>分析了南亚高压的演变特征之后, 提出南亚高压的形成是由于高原热力作用的结果造成的, 但没有给出其动力学机理。叶笃正和张捷迁等<sup>[4]</sup>通过转盘模拟实验, 证明南亚高压的形成和维持是由于高原的加热作用造成的。吴国雄和张永生<sup>[5]</sup>则指出孟加拉湾季风的爆发与高原的热力和动力强迫有着直接的联系。

近年来也有不少关于夏季高原的加热作用对周边地区环流和降水的影响研究。罗会邦和陈蓉<sup>[6]</sup>利用 1983~1992 年的探空资料计算了夏半年高原东部的热状况, 并讨论了高原热源与中国降水的关系, 发现当高原热源增强时, 长江上游和淮河流域降水增多, 而华南地区降水减少。刘新等<sup>[7]</sup>利用 1958

~1997 年 NCEP/NCAR 加热率资料计算了 7 月高原加热指数及其与同期环流场的相关系数, 认为高原加热能够激发 Rossby 波列向外频散, 使高原加热的影响并不局限于局地环流, 而是能够影响北半球, 乃至全球的大气环流。高原加热还导致西太平洋副热带高压南移, 在江淮地区形成南北气流的交汇。另外, 高原加热异常造成的中高纬“两脊一槽”环流型的异常有利于冷空气入侵中国, 导致中国天气气候的异常。赵平和陈隆勋<sup>[8]</sup>的研究结果则认为夏季高原热源强(或弱)的年份, 在高原及其邻近地区的对流层中, 低层为偏差气旋环流(或反气旋环流), 在中国长江流域低层为异常的西南风(或东北风), 对应着东亚强(或弱)的夏季风。

以上研究结果都未考虑高原加热的局地特征, 在分析高原加热对环流和降水的影响时均使用一个面积平均的加热指数来表征高原热源强度。由于高原面积巨大、地形复杂, 不同地区间热状况差异显著, 因此用一个加热指数来表征整个高原的大气热源强度显然过于粗糙。本文使用旋转经验正交函数展开首先得到 7 月高原区域大气热源强度的主要空间分布型(EOF)和相应的时间系数(旋转主成分

<sup>\*</sup> 初稿时间: 2002 年 7 月 29 日; 修改稿时间: 2002 年 11 月 8 日。

资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040900); 国家自然科学基金项目(40135020); 中国科学院资源环境领域知识创新工程(ZKXC2-SW-210)。

RPC), 并通过对主要 RPC 的小波分析得到它们的时间变化特征。然后分别计算各主要 RPC 与东亚中、低空  $U, V$  风场、水汽通量场( $Q_u, Q_v$ )以及降水场的相关系数, 并用它们来分析高原不同区域的加热异常对东亚流场、水汽通量场和降水异常的影响, 由此得到了一些有意义的结果。

## 2 资料和方法

文中所用加热率、风场、水汽通量和降水率资料均为 1958~1999 年月平均 NCEP/NCAR 再分析资料。加热率和降水量资料水平分辨率为  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  高斯网格, 相当于 T63 谱模式的水平分辨率,

加热率资料垂直方向 28 个层, 其它资料水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  经纬度网格。另外为分析 NCEP/NCAR 降水率资料的可靠性, 文中还用了 1978~1998 年 7 月平均的 Xie-Arkin 降水资料与之比较, 经纬度网格分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。考虑到地形的复杂性, 在分析高原加热对应的东亚风场和水汽通量等物理量场时, 选取等  $\sigma$  面上的资料进行分析。

大气总非绝热加热率(大气柱中的热量源汇或大气加热强度)

$$H = \frac{c_p \cdot p_s}{g} \int_{0.995}^{0.0027} Q(\sigma) d\sigma \quad (1)$$

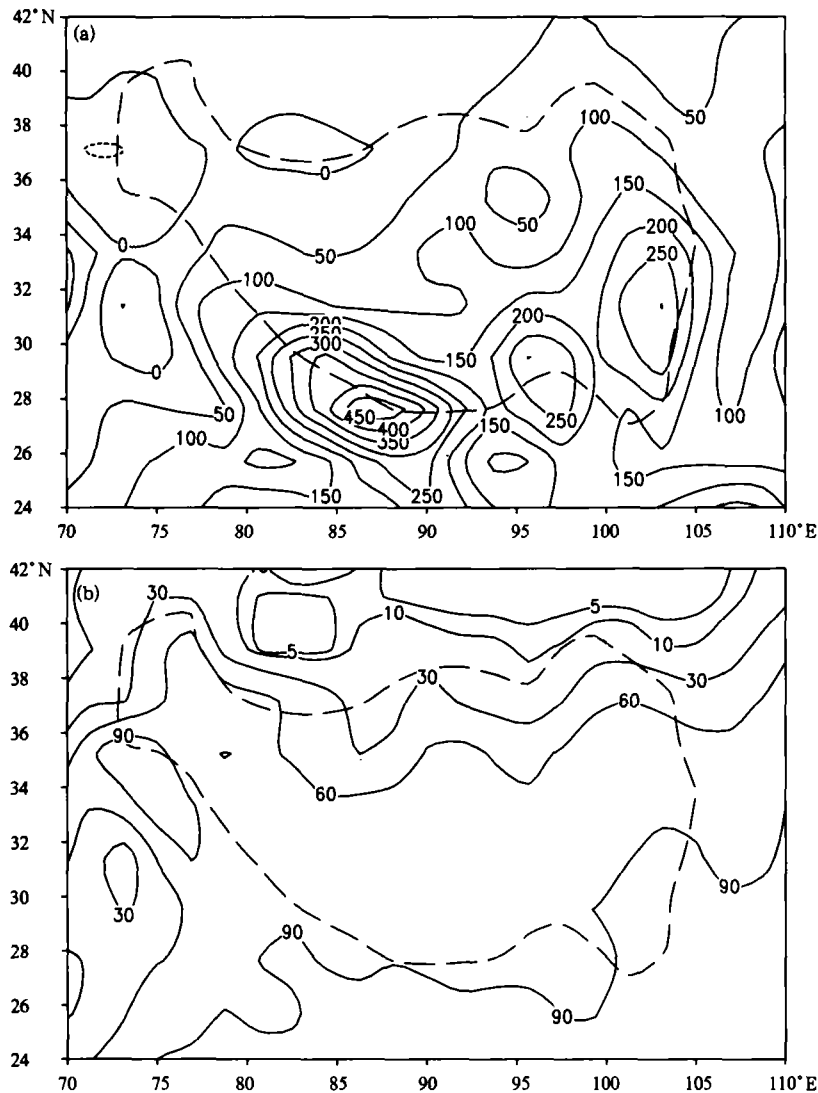


图 1 1958~1999 年气候平均的 7 月份青藏高原及邻近区域大气热源强度  $H$ (a)及潜热加热与潜热和感热加热之和的百分比(b)  
( $H$  的单位为  $W/m^2$ , 图中粗虚线包围的部分为 3000 m 以上的地形)

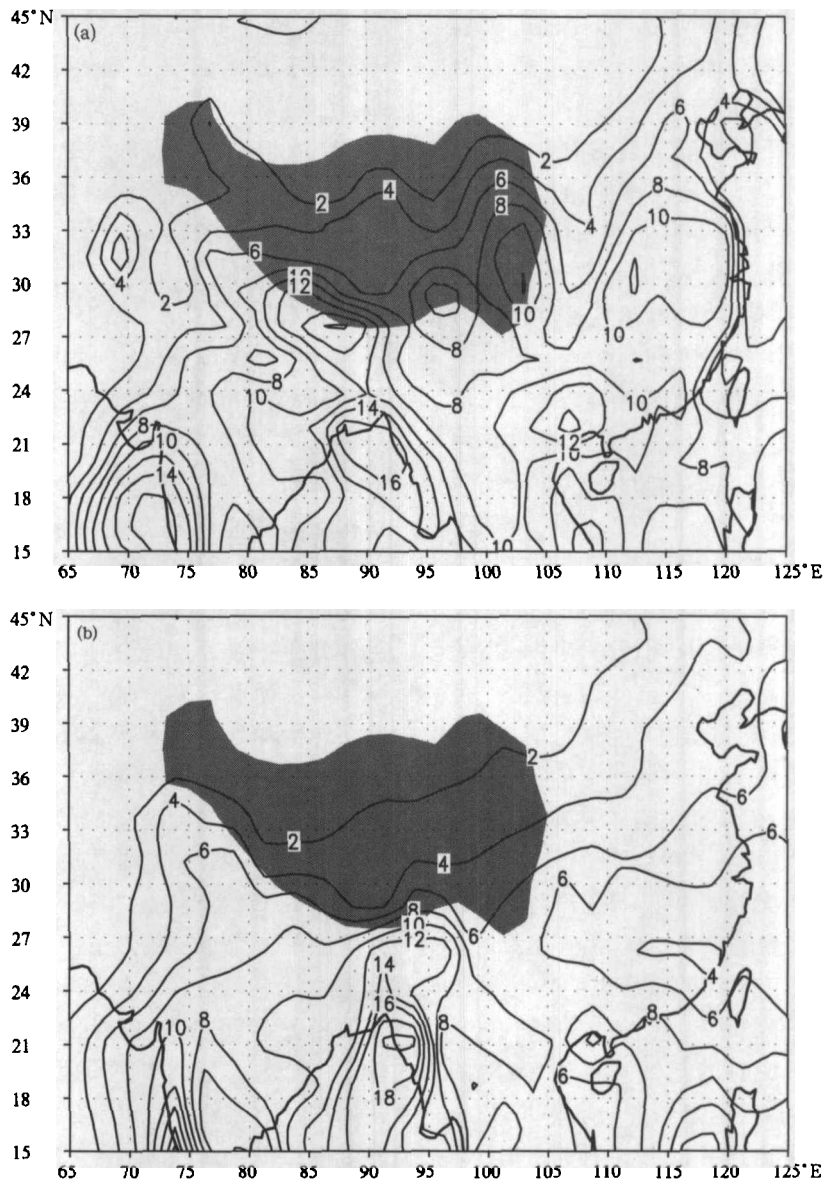


图2 1978~1998年气候平均的东亚地区7月份平均降水量

(a. NCEP/NCAR, b. Xie-Arkin, 单位:mm/d, 图中阴影部分为3000 m以上地形)

上式中  $c_p$  是定压比热,  $p_s$  是地面气压,  $g$  是地球重力加速度。积分中均取为常数。

$$Q(\sigma) = SH(\sigma) + LH(\sigma) + RD(\sigma) \quad (2)$$

其中,  $SH(\sigma)$  代表  $\sigma$  层上的由感热传导引起的垂直扩散加热率,  $LH(\sigma)$  是  $\sigma$  层上的大尺度凝结加热、深对流和浅对流 3 种凝结潜热加热率的总和,  $RD(\sigma)$  是  $\sigma$  层上的大气中接收(或支出)的总辐射加热, 它是净短波辐射和净长波辐射加热率的和。图 1a 是文中计算的 7 月高原及周边地区大气加热强度的气候平均值, 从中可见在高原范围内大气加热强度总体分布特征为从南向北递减, 加热中心分布在南部和东南部边缘地区, 这与赵平、陈隆勋<sup>[9]</sup>用

1961~1990 年高原及其邻近地区 148 个测站资料计算的结果空间分布比较接近, 但高原南部加热强度明显偏大; 图 1b 给出潜热加热与潜热和感热加热之和的百分比, 表明除高原北缘外, 夏季潜热加热是高原非绝热加热的主要形式。

潜热加热由降水产生, 为比较 NCEP/NCAR 降水资料与其它降水资料的差异, 图 2a, b 分别给出了 1978~1998 年平均的 7 月东亚地区 NCEP/NCAR 和 Xie-Arkin 平均降水量。从中可见它们在高原东南部到华东一带有较明显的差异, 前者的量级明显较大, 在高原东南部和华中各有一个降水中心, 这可能与它们的水平分辨率差异有关。NCEP/NCAR

资料中高原西南部的强降水中心在 Xie-Arkin 资料中也没有出现。由于该处测站匮乏,还难以对 NCEP/NCAR 的降水分布作定量评述,因此在应用中还必须留心。不过夏季高原降水自东南到西北递减的形势二者是一致的,尤其是在高原南侧  $27^{\circ}\text{N}$ ,  $95^{\circ}\text{E}$  附近都有一个降水中心。从定性分析的角度而言,NCEP/NCAR 的降水资料有一定的使用价值。考虑到这种由同化产生的资料体系具有动力一致性,适于进行机制分析,还考虑到本文的目的在于认识高原加热和降水的高度局地性是否会对大尺度环流产生显著影响,上述的不确定性并不影响文中的动力分析,因此这里暂且用 NCEP/NCAR 的加热资料进行分析。

使用 REOF 分析时采用与 Horel<sup>[10]</sup> 相同的方法,即对 EOF 分析得到的结果再做方差最大正交旋转。这种旋转保障参加旋转的几个成分所表示出的场的方差之和在旋转前后保持不变,因此保留了传统 EOF 分析浓缩要素场主要信息的功能,同时,还在一定程度上克服了传统 EOF 中每个空间型都较均匀地描述整个场变率结构的缺陷。吴洪宝等<sup>[11]</sup> 曾使用上述 REOF 方法研究了中国冬季气温异常的主要空间分布型。本文先利用 EOF 分析得到标准化的高原大气热源强度的主要空间型。为了突出局地特征,按上述方法对得到的前面 18 个空间型(累积方差贡献达 90%)做旋转。

寻找两个要素场中成对的相关分布型,常用的方法有奇异值分解(SVD)、典型相关分析(CCA)和联合场的主成分分析(CPCA)等。但它们有两个不足之处,一是给定某个固定的左场(如加热场),它与不同的右场(如  $U$ ,  $V$  风场)分别做 SVD 得到的左奇异向量图可能不同;二是由于 SVD 是特殊的 EOF 展开(当左、右场相同时),受原理所限,无法反映要素场的局地特征。Cheng 和 Dunkerton<sup>[12]</sup> 提出的 RSVD 是解决这一问题的办法之一。但由于其旋转方法与 REOF 展开一样,都是方差最大化的线性旋转,与 SVD 原理(使两个资料场时间系数的协方差最大化)不一致,故存在一定缺陷。本文的目的是识别夏季高原加热的局地特征,并找出与之对应的东亚流场和降水场的分布情况,故先对高原加热场做 REOF 展开,然后分别计算前几个 RPC 与东亚低空  $U$ ,  $V$  风场和水汽通量场的相关系数,得到它们与高原加热的相关型,这样能同时克服 SVD 分析的两个不足之处。接着再分别用 RPC 与纬向风

$U$ 、经向风  $V$  的相关系数构造一个矢量,其流线表示对应于高原加热不同模态的大气环流型。类似地,还可以用 RPC 与纬向水汽通量  $Q_u$ 、经向水汽通量  $Q_v$  的相关系数构造矢量的散度来表示高原加热不同模态所对应的水汽通量的辐合辐散。最后各模态对应的降水场相关型则是对以上分析的验证。

### 3 高原大气热源强度的 REOF 分析

气象要素场分析中 EOF 分析(或 PCA)有一些缺陷,如第一空间模态往往是符号变化一致的荷载分布场,第二空间模态往往是两种不同符号分布的空间结构(+ -),第三模态则常是(- + -)的分布结构。尽管这种分布确实能反映气象要素场的主要空间特征,但是却不能揭示场中不同地理区域局地变化的特征。这些不同区域的局地变化特征只有通过转动主分量才能较好地表示出来<sup>[13]</sup>。

对高原区域夏季加热场的 REOF 分析表明,高原加热的局地性非常显著,前 7 个型的累积方差贡献才达到总方差的一半,这意味着高原上的总加热分布是由许多局地型构成的。图 3 只给出了以高原为主体的一矩形区域( $23.809 \sim 40.952^{\circ}\text{N}$ ,  $75 \sim 100^{\circ}\text{E}$ )共 150 个格点 1958~1999 年 7 月大气热源强度的前 4 个 REOF。图中每个格点上的值是该格点上大气热源强度序列与该空间型的时间系数序列间的相关系数,格点上值的平方是该空间型对这个格点的资料序列的方差贡献。而且由于资料经标准化处理,每个格点上方差为 1,所以也是对这个格点的方差贡献率。例如,图中绝对值大于 0.8 的区域有 64% (0.82) 以上的局地方差被相应的型表示出来。因而,图中只有平方值大的区域才有意义。第一 REOF(图 3a)突出了高原东北部的大气加热异常,从中可看出以高原东北部为中心的大气加热异常的空间尺度最大;第二 REOF 侧重于高原西南地区;第三 REOF 表示克什米尔地区;第四 REOF 表示高原东南部地区。4 个空间型共表示出场总方差的 33%,每一种型表示的局地方差均达 80% 以上。

用小波分析方法<sup>[14]</sup>(母函数取 Morlet 小波)对前 4 个 RPC 的时间演变特征进行分析。发现它们都有 2~4 a 的周期,这一周期成分主要出现在 20 世纪 70~80 年代。因篇幅所限这里只给出 RPC1 的小波分析及显著性检验的结果(图 4)。从图中可以看出在分析期间,各种周期的变化都没有达到信度检验标准。相反地,高原上的加热呈现显著的年

代际变化,除了70~80年代的2~4 a周期外,在20世纪50~60年代还有6~12 a的周期。鉴于资料

的可靠性程度,这种年代际变化还有待于其它资料的证实。

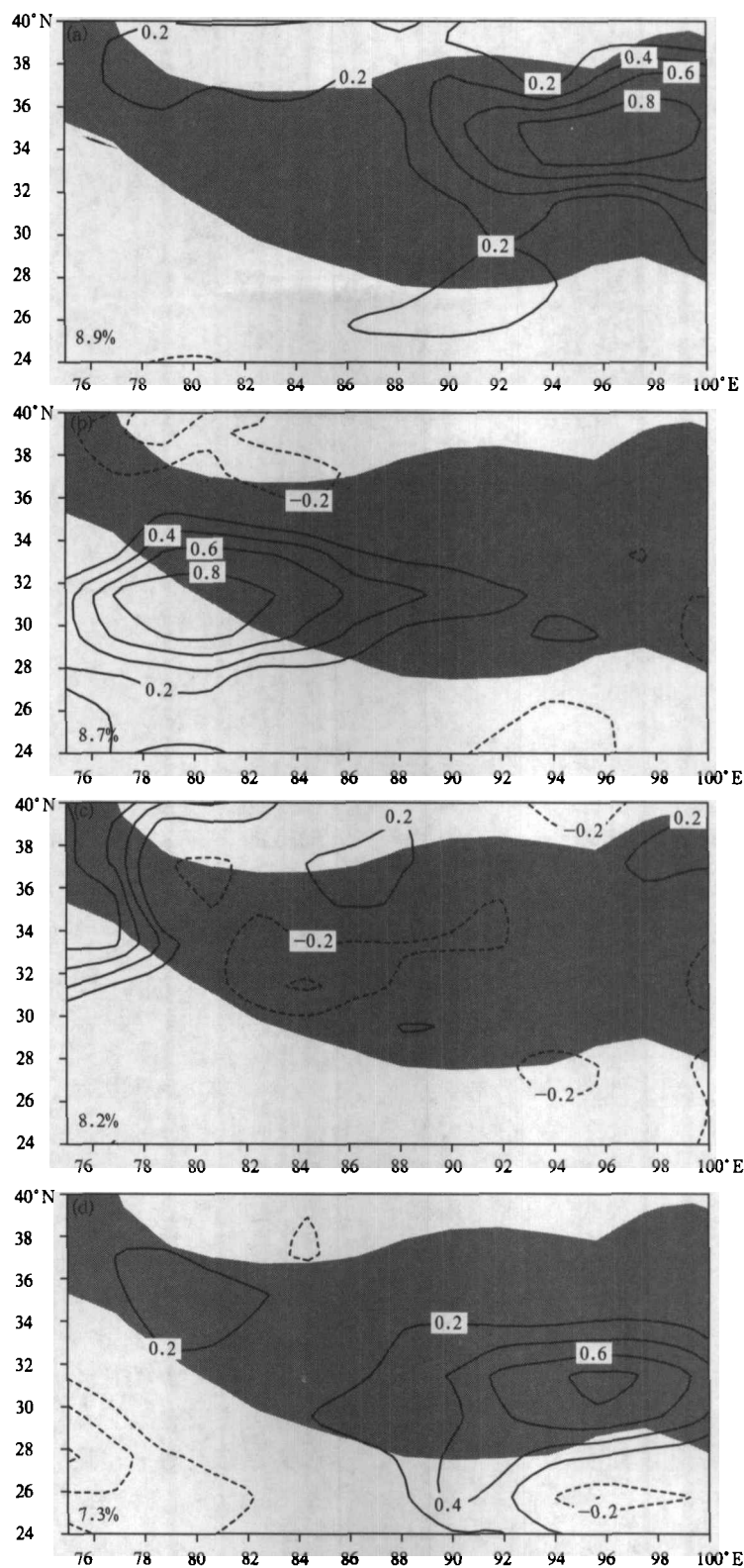


图3 7月青藏高原大气热源H的前4个REOF

(从a至d分别为REOF1, REOF2, REOF3和REOF4,等值线是大气热源强度与该空间型的时间系数的相关系数,图中左下角的黑体字是各REOF的解释方差百分比,阴影部分说明同图2)

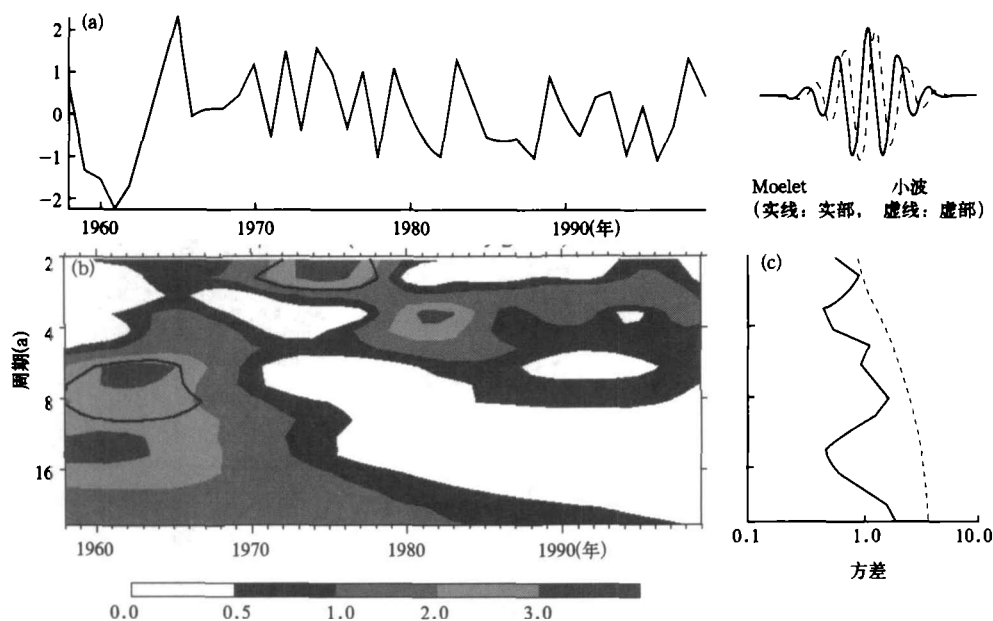


图4 RPC1的小波分析

(a. RPC1, b. 小波功率谱, 黑色等值线表示以白噪声为背景的10%的显著性检验, c. 全球小波功率谱(黑实线), 虚线是同b的显著性检验)

#### 4 与主要 REOF 相对应的流场分析

图5是由前4个RPC与同期对流层低层( $\sigma = 0.811$ )上的 $U, V$ 风场相关系数构造出的矢量的流场分布,它表示与这些不同加热空间型一一对应的低空流场结构。从图5a中可见,当以东北部为中心的高原加热较强时,对流层低层有明显的气旋式气流辐合流入高原,气旋式环流中心在高原西部。中高纬乌拉尔山地区和俄罗斯远东滨海地区为反气旋式环流,贝加尔湖以东地区的气旋式环流异常增强。于是在亚洲的中高纬地区出现了两脊一槽型的异常环流形式,来自高纬地区的冷空气控制了中国大部分地区,不利于这里的降水。而朝鲜半岛到日本列岛一带为气旋式差异环流;图5b代表了高原西南部大气热源较强时的环流型,高原为辐合区,东北气流与东南气流的交汇处位于高原西南部。华北地区盛行偏北气流,而华南地区受反气旋式环流控制。图5c代表克什米尔加热异常型对应的低空环流形势,从中可见东亚副热带到中高纬地区被一个异常深厚的低压控制,气旋式环流中心在蒙古国西部。西太平洋地区受反气旋式环流控制,这种环流配置造成东亚地区西南风低空急流异常强劲,使得大量的水汽输送到中国北方地区,造成这里的降水偏多。下面降水场的分析证实这样的流场与华北/南地区的降水正/负异常有着很好的对应。图5d表示高原东

南部大气加热正/负异常导致西太平洋副热带地区的反气旋式/气旋式偏差环流,江淮地区为气流辐合/散区。

此外,文中还对前4个RPC与对流层中层( $\sigma = 0.5$ )上的 $U, V$ 风场的相关系数构造矢量的流场分布进行了分析(图略),它们与加热对应的低空流场比较相似,这里不再赘述。

#### 5 与主要 REOF 相对应的水汽通量场和降水场分析

分别对 $\sigma = 0.99$ 到 $\sigma = 0.5$ 的纬向水汽通量 $Q_u$ 、经向水汽通量 $Q_v$ 垂直积分,得到整个对流层中低层的水汽输送状况,计算前4个RPC与积分后的 $Q_u, Q_v$ 相关系数并构造矢量。该矢量的散度反映了某高原加热型对应的某地水汽辐合/辐散状况,正/负值区表示水汽辐散/合。由于其大小仅有相对意义,故绘图时未标出等值线数值。

图6a中,高原东北部加热型对应的东亚低空水汽辐合区主要是高原辐合区及江淮到日本的辐合带。高原四周则是较强的水汽辐散区,中心分别位于塔里木盆地、长江中游地区、孟湾北部以及伊朗高原。图6b反映了高原西南部加热较强时,这里伴有较强的水汽辐合,而高原南北两侧、印度半岛、中南半岛以及华南到菲律宾一带均为水汽辐散区。高原东部没有明显的水汽辐合/辐散带。图6c中,主要



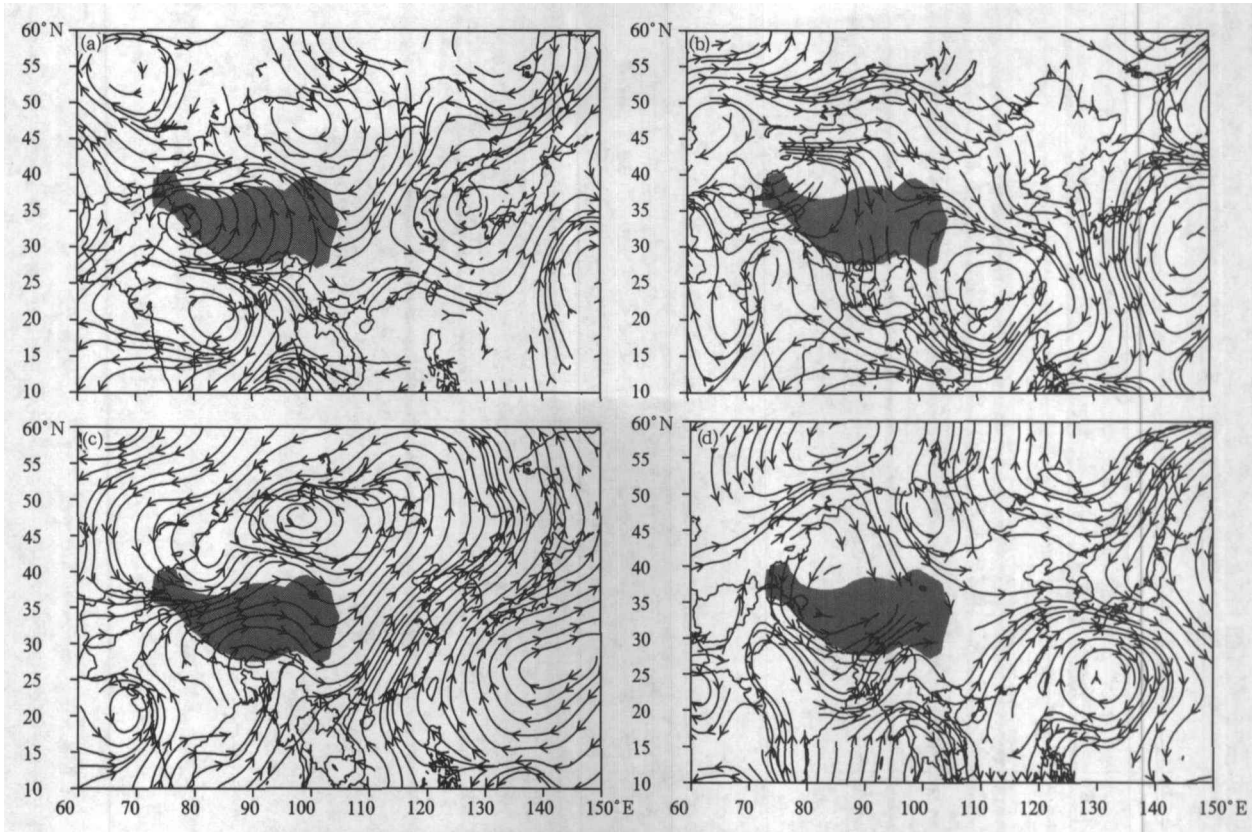


图5 7月高原大气热源  $H$  前4个RPC与东亚同期对流层低层( $\sigma=0.811$ )纬向风  $U$ 、  
经向风  $V$  相关系数构造矢量的流线分布(阴影部分说明同图2)

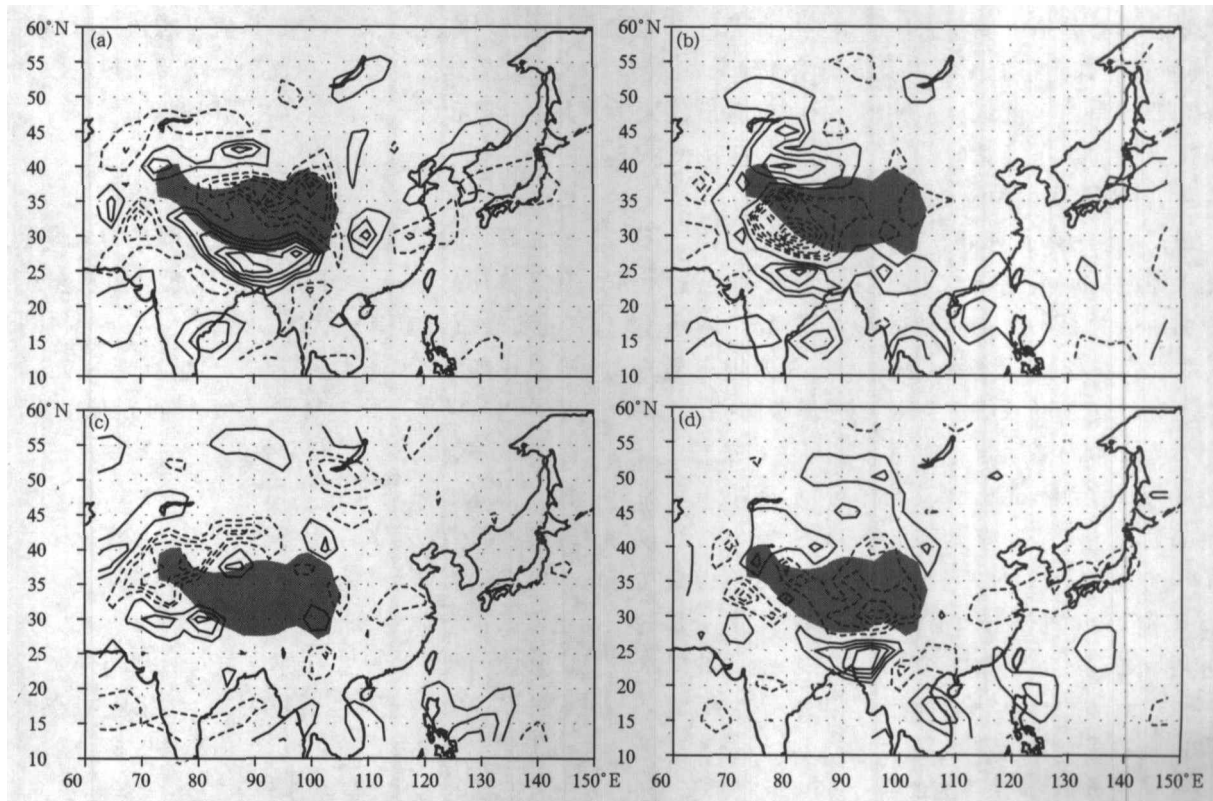


图6 7月高原大气热源  $H$  前4个RPC与东亚同期对流层中低层(从  $\sigma=0.995$  积分  
到  $\sigma=0.5$ )纬向水汽通量  $Q_u$ 、经向水汽通量  $Q_v$  相关系数构造矢量的散度分布  
(正值为辐散区,负值为辐合区;阴影部分说明同图2)

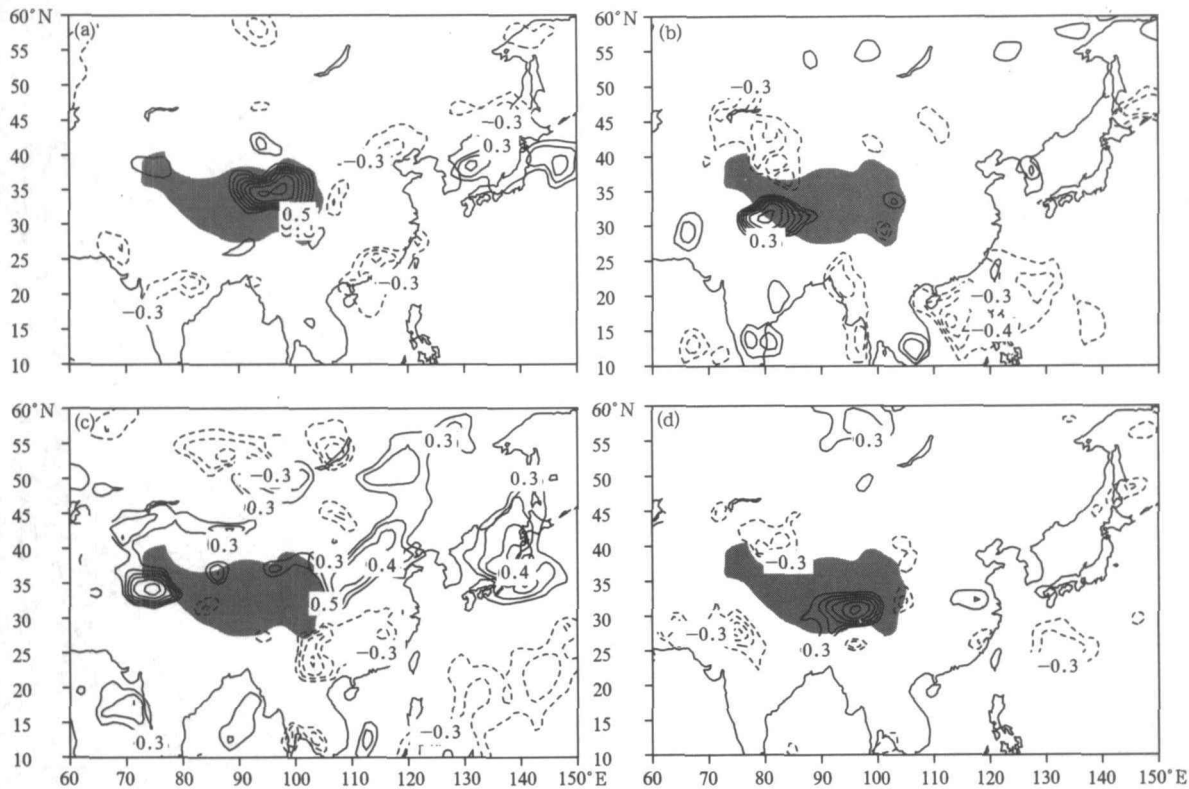


图7 7月高原大气热源  $H$  前4个RPC与东亚同期降水率的相关系数  
(图中0.3,0.4等值线分别代表信度超过95%,99%的区域,阴影部分说明同图2)

水汽辐合中心分别出现在克什米尔到中国西北部地区、高原东北部到华北一线以及贝加尔湖地区;中南半岛和菲律宾为辐散区。从图6d中则可看出高原东南部大气加热正异常时,高原大部分地区为水汽辐合区,其南北两侧为辐散区。

最后,还计算了前4个RPC与东亚地区降水率的相关系数。所得结果与中低空的水汽辐合/散有很好的对应关系。在加热地区有水汽辐合,降水增多,反之亦然。例如:华北、华南南部和四川东部的降水与高原东北部大气热源强度有显著负相关,朝鲜半岛到日本的降水与之有显著正相关(图7a);南海地区(包括台湾、海南岛及菲律宾)的降水与高原西南部大气热源强度有显著负相关(图7b);西北东部及华北地区、日本列岛的降水与克什米尔大气加热异常有很好的正相关,而西南南部到华南一带的降水则与之有显著负相关(图7c);江淮地区的降水与高原东南部的大气热状况有正相关,印度西北部的降水则与之有显著负相关(图7d)。以上分析均通过95%的信度检验,部分地区通过99%的信度检验。上述结果表明,夏季高原不同地区的大气加热异常对应的东亚环流和降水异常是不同的,因此在研究高原

热状况对东亚降水的影响时,应考虑到高原加热分布的高度局地性,仅用一个面积平均的加热指数去分析其对环流和降水的影响存在局限性。

## 6 结论和讨论

高原大气热源强度本身具有明显的地理差异和局地特征,它的异常能在很大程度上影响东亚大气环流,进而影响降水状况。通过本文分析得到的主要结论如下:

(1) 夏季高原大气热源/汇空间分布特征复杂,各地差异显著,很难用少数几个分布型去描述其特征。大气加热前4个REOF中心分别位于高原东北部、高原西南部、克什米尔地区以及高原东南部地区上空,它们对方差的总贡献也仅占1/3。这4个空间型都有2~4a的变化周期。

(2) 夏季高原大气加热不同的空间分布型所对应的东亚大气环流明显不同,因此相应的降水分布也不相同。其中,华北地区的降水与高原东部加热型有显著负相关,与克什米尔加热型有显著正相关;西南南部、华南地区和菲律宾等地的降水与克什米尔加热型有显著负相关,而日本的降水则与之有显



著正相关。

(3) 由于夏季高原不同的大气加热型对应的东亚大气环流和降水场不同,因此在考虑高原热状况对东亚大气环流和降水的影响时,应注意高原加热的局地特征。仅用一个面积平均的加热指数来研究高原的热状况对气候的影响存在一定的局限性。

由于以上结论都由统计方法得到,高原加热异常对东亚地区环流和降水影响的物理机制尚不清楚,还必须开展相应的动力学分析和数值模拟。

致谢:本文的小波分析程序及绘图工具由美国国家大气研究中心(NCAR)的 Christopher Torrence 博士提供,在此表示感谢!

## 参考文献

- 1 叶笃正,罗四维,朱抱真. 青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,1957,28(2): 108~121
- 2 Flohn H. Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands. *Atm Sci Paper, Colorado State University, Fort Collins*, 1957. 130, 120pp
- 3 Flohn H. Recent Investigation on the Mechanism of the Summer monsoon' of Southern and Eastern Asiains Proc Symp Monsoon of the World. New Delhi:Hind Union Press, 1960. 75~88
- 4 叶笃正,张捷迁. 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的初步模拟实验. 中国科学,1974,3: 301~320
- 5 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and timing of south Asia monsoon and south China sea monsoon. *Mon Wea Rev*, 1998,126(4): 913~927
- 6 罗会邦,陈蓉. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学,1995,15(4): 94~102
- 7 刘新,李伟平,吴国雄. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析. 气象学报,2002,60(3):267~277
- 8 Zhao P, Chen L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang(Tibetan) Plateau and its relation to circulation. *Adv Atmos Sci*,2001,18(1): 106~116
- 9 赵平,陈隆勋. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. 中国科学(D辑),2001,31(4):327~332
- 10 Horel J D. A rotated principal components analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500mb Height Field. *Mon Wea Rev*, 1981,109(10): 2080~2092
- 11 吴洪宝,李栋梁,章基嘉. 中国冬季月平均气温异常的旋转 EOF 分析. 南京气象学院学报,1995,18(3): 349~354
- 12 Cheng X H, Dunkerton T J. Orthogonal rotation of spatial patterns derived from singular value decomposition analysis. *J Climate*,1995,8:2631~2643
- 13 黄嘉佑. 我国月降水频数的时空特征. 气象,1987,13(1): 10~14
- 14 Christopher Torrence, Gilbert P Compo. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteor Soc*,1998,79(1): 61~78

## THE MAIN SPATIAL HEATING PATTERNS OVER THE TIBETAN PLATEAU IN JULY AND THE CORRESPONDING DISTRIBUTIONS OF CIRCULATION AND PRECIPITATION OVER EASTERN ASIA

Duan Anmin Wu Guoxiong

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

### Abstract

Based on the 1958~1999 monthly averaged NCEP/NCAR reanalysis data, the REOF analysis is applied to get the main spatial modes of normalized atmospheric heating source over the Tibetan Plateau (TP) in July. Results show that the four leading modes locate over the northeast TP, southwest TP, Kashmir and southeast TP respectively, and the cumulative variances are no more than one third of the total. It denotes that the heating source distribution is very complicated over the TP in July. In other words, it is difficult to depict heating spatial distribution with few modes. By using wavelet analysis, 2 - 4 years variation period is identified in these modes. Moreover, correlation coefficients between each RPC and zonal wind  $U$ , meridional wind  $V$ , zonal moisture flux, meridional moisture flux, and precipitation rate over East Asia are calculated to construct correlation fields. Results show that different heating modes over the TP correspond to different circulation, vapor flux as well as precipitation patterns. Precipitation over North China (or Kashmir) is negatively (or positively) correlated with REOF1. Similarly, notable negative (or positive) correlation can be found between the rainfall over south part of Southwest China, South China, and Philippine (or Japan) and the REOF3. Due to high localization of diabatic heating over the TP, it is not enough to study the influence of TP thermal forcing on the climate with an area - averaged heating index.

**Key words:** Tibetan Plateau, Atmospheric heating source, Circulation, Precipitation.