

# 江南春雨的气候成因机制研究<sup>\*</sup>

万日金<sup>①②③\*\*</sup> 吴国雄<sup>①</sup>

(① 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029; ② 广东省气象局气候与农业气象中心, 广州 510080;  
③ 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘要** 春季位于长江中下游以南(中国东南部, 以下简称江南)的江南春雨是东亚独特的天气气候现象, 通过气候平均资料分析和敏感性数值模式试验揭示了其可能的气候成因机制. 江南处于青藏高原(以下简称高原)东南侧的强劲西南风风速中心的下游, 具有强烈的风速和水汽辐合, 这正是形成江南春雨的直接原因. 该西南风风速春季的季节演变与高原东南部的感热加热的季节演变趋势一致, 表明江南春雨不仅与高原机械强迫绕流西南风有关, 还与其热力作用形成的气旋性低压环流西南风有关. 敏感性数值试验表明, 无高原时西南风风速中心消失, 江南春雨雨带亦随之消失; 当高原隆升时, 高原东南侧低层西南风速几乎线性地随高原主体总非绝热加热的增强而增大, 说明该西南风风速中心的出现正是高原的机械强迫作用和热力作用的结果. 资料分析和模式试验充分表明, 青藏高原在江南春雨的气候形成中起到了根本性的作用.

**关键词** 江南春雨 气候成因 西南风 青藏高原 敏感性试验

亚洲季风是全球最典型又最重要的季风系统, 它由相互独立又彼此联系的南亚季风和东亚季风系统组成(李崇银和屈昕<sup>[1]</sup>). 由于受青藏高原的作用, 亚洲夏季风的环流首先在孟加拉湾建立, 还由于南海连接着印度洋与太平洋, 又是南亚季风系统与东亚季风系统相互作用的重要区域, 因此, 关于孟加拉湾和南海地区夏季风的建立与活动的研究受到普遍关注(如吴国雄和张永生<sup>[2]</sup>; 金祖辉和陶诗言<sup>[3]</sup>). 相比之下, 对夏季风爆发之前冬夏环流转换的春季的

环流和降水的气候特征的研究则较为薄弱.

青藏高原(以下简称高原)是世界上最高最陡峭的大地形, 对东亚地区大气环流和气候格局的形成有至关重要的影响. 叶笃正等<sup>[4]</sup>、赵平等<sup>[5]</sup>分别计算了高原的热源强度, 明确了高原冬季为冷源, 夏季为强热源, 高原加热的异常能导致东亚季风的大尺度环流异常. Yanai<sup>[6,7]</sup>指出季风爆发前以地表感热加热为主, 季风爆发后则以潜热加热为主. 吴国雄和李伟平<sup>[8]</sup>的数值模拟证明了高原地表感热加热驱动了冬

收稿日期: 2006-01-24; 接受日期: 2006-05-29

<sup>\*</sup> 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划项目(批准号: ZKCXZ-SW-210)、国家重点基础研究发展计划(批准号: 2006CB403600)和国家自然科学基金项目(批准号: 40221503, 40475027, 40523001)共同资助

<sup>\*\*</sup> E-mail: wanrj@mail.iap.ac.cn

(夏)季高原地区上空气柱的下沉(上升)运动,提出了高原感热气泵(SHAP)的概念,并证明了SHAP不仅影响高原及周边地区环流的变化,还以Rossby波列频散的方式向外传播,进而影响到全球大气环流和气候的演变. 吴国雄等<sup>[9]</sup>深入研究了高原加热对亚洲夏季风爆发的作用,发现北半球过渡季节高原感热加热变化的阶段性特征与亚洲夏季风的阶段性是一致的,并进一步证明了亚洲夏季风之所以首先在孟加拉湾爆发,是高原热力强迫和动力强迫的结果. 实际上,在早春季节,高原感热加热已经由冷源变为热源. 在东亚副热带地区春季环流和降水的形成中,高原的机械和热力强迫究竟起何种作用,作用机制是什么,这些问题都还需要深入研究.

本文关注的正是南海季风爆发之前的春季、南海副热带高压西北侧、长江中下游以南、青藏高原东南侧、东亚中低纬度的海-陆-气相互作用——江南春雨. 通过对江南春雨气候特征分析和气候成因机制的研究,了解季节转换的物理过程,不仅可以为江南春雨的预测提供理论基础,还可能为东亚夏季风的预测提供重要线索.

中国南方广大地区春季发生的连续阴雨天气是一种灾害性天气,对农业和交通极为不利,这是除了初夏出现在长江中下游的梅雨季节外又一个多雨时段. 20世纪50年代以来,对春季连阴雨的天气学或中短期预报的研究受到广泛重视(如李麦村等<sup>[10]</sup>; 吴宝骏等<sup>[11]</sup>; 陈绍东等<sup>[12]</sup>; 王谦谦等<sup>[13]</sup>),但直到1990年代后期,才有Tian和Yasunari<sup>[14]</sup>(下文简称Tian)第一次提出春季持续降水(Spring Persistent Rains, 以下简称SPR, 实指江南春雨)的概念,将SPR作为气候事件加以研究,认为其气候成因机制在于西部陆地中南半岛与东部海洋西太平洋至菲律宾之间的热力对比,或者称为春季季节增暖的时滞效应; 并因早春从江南到日本南部的雨量同时快速增长而推论SPR非地形影响的结果. 而本研究表明,春季北美也同样具有季节增暖的时滞现象,却没有出现类似SPR的雨带,表明SPR的季节增暖时滞效应理论值得商榷.

那么 SPR 的真正的气候成因是什么呢? 这就是

本文所要回答的问题.

## 1 资料

本文使用的降水资料有: 一是国家气候中心(NCC)最近发布的1951~2000年的中国境内730个站点的逐日降水资料,处理成逐候平均降水资料,并借助气象专业绘图软件GRADS插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬度格点上,进行中国东部降水气候平均特征分析; 二是CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)<sup>[15]</sup>的全球 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度格点1979~2004年逐候降水总量资料,取其26年平均,以显示春季北半球大尺度降水的时空分布特征.

本文使用的气候平均环流资料为NCEP/NCAR气候分析中心的全球 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度格距逐日多年平均(1968~1996年)850 hPa等压面平均资料,包括温度、位势高度、风场、绝对湿度资料,用以考察与SPR期降水相关的大型环流形势场的时空分布及其季节演变. 850 hPa上的水汽通量散度( $\nabla \cdot qV$ )也由以上资料算出.

本文还使用了NCEP/NCAR再分析气候平均(1968~1996a)逐日地面感热通量资料,处理为候平均资料,以考察高原东南部感热加热的季节演变特征及其与西南风的可能关系. 在所有季节演变图中为滤去短期随机扰动已进行平滑处理.

## 2 江南春雨的气候特征

沿用Tian的12~26候代表SPR时期,中国东部地区SPR期多年(1951~2000 a)平均降水量见图1. 由图可见,SPR雨带位于长江中下游以南,大致与南岭、武夷山脉重合,大值区大致在 $24\sim 30^\circ N$ ,  $110\sim 120^\circ E$ ,中心强度达 $6\sim 7$  mm/d. 除了受季风雨带的干扰外,该雨带大约以 $28^\circ N$ 为中心轴线贯穿全年(见图2),这一点与Tian的结果比较一致.

图3是在SPR期间CMAP全球降水分布图,由图可见,东亚和北美的降水空间分布是不同的. 在赤道以外,北半球雨带一般都出现在大洋西岸与大陆相邻的海洋上,无疑,它们都是从北方极地来的冷空气与从南方赤道来的暖空气交绥的极锋锋区. 值得注意的是,在东亚的江南陆地上却出现了一个雨量大于 $6$  mm/d的雨带,这就是SPR. 但在美国东南部

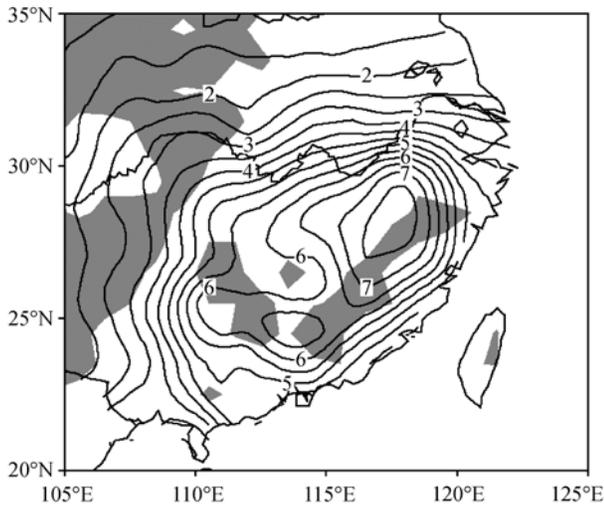


图 1 1951~2000 年 12~26 候平均降水量图  
单位: mm/d. 图中阴影区为地形高度平滑后超过 600 m 的区域

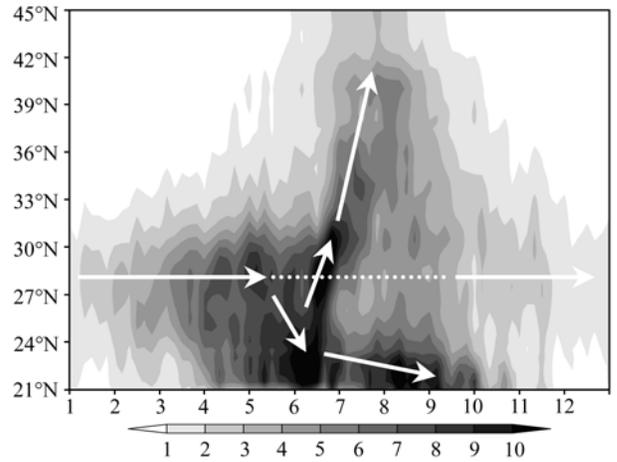


图 2 NCC 降水 1951~2000 年气候平均 110°E~120°E 经度  
平均纬度时间逐候(全年共 73 候)演变图  
单位: mm/d. 横坐标值为各候相应月份

相应区域并没有出现类似雨带。

在中低纬度海陆分布方面, 东亚和北美存在可比性, 如图 4, 图中粗虚线框区域分别代表中低纬度东亚(10~30°N, 90~120°E)和北美(10~30°N, 85~115°W), 它们都处于北半球的副热带, 北面是大陆, 东南面是广阔的海洋, 它们都受同性质的极锋锋面雨带影响. 图中 A 区(12.5~22.5°N, 95~105°E)、B 区(10~20°N, 130~140°E)分别为 Tian 选取的东亚陆海对比区域; 根据可比性, C 区(15~25°N, 95~105°W)、D 区(12.5~22.5°N, 60~70°W)是本文选取与 A 区、B 区相对应的北美陆海对比区域. 虽然北美 C、D 区偏北

2.5 纬度, 但这不会影响本文分析结果.

图 5 是东亚与北美 850 hPa 上的逐日气候平均温度西部陆地与东部海洋差值对比图. 可见, 在 SPR 期, 西部陆地的温度比东部海洋的温度升高快, 这种现象不仅存在于东亚南部, 而且也存在于北美南部. 所以, 关于 SPR 气候成因机制理论的海陆温差对比效应, 或者叫季节增暖时滞效应, 是值得怀疑的. 另外还可以看到, 这两条曲线之间还有明显的不同, 东亚海陆温差对比在冬夏半年出现明显反转现象, 但在北美却不明显, 这与东亚季风显著而北美季风不显著的事实有关.

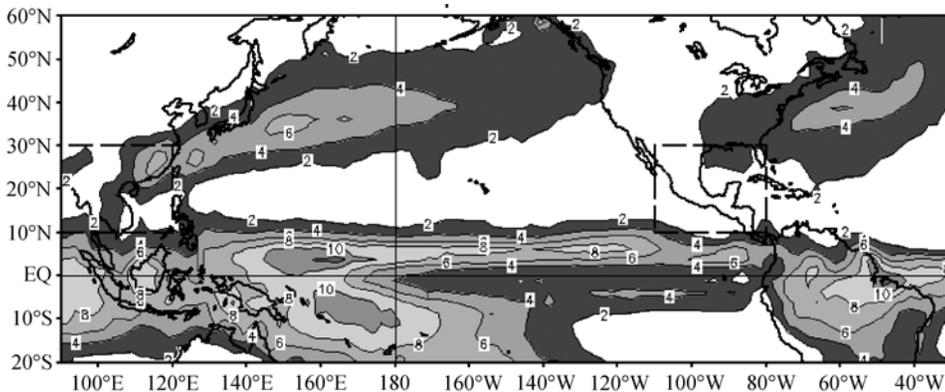


图 3 CMAP 气候平均(1979~2004 年)12~26 候降水量分布图(等值线单位: mm/d)

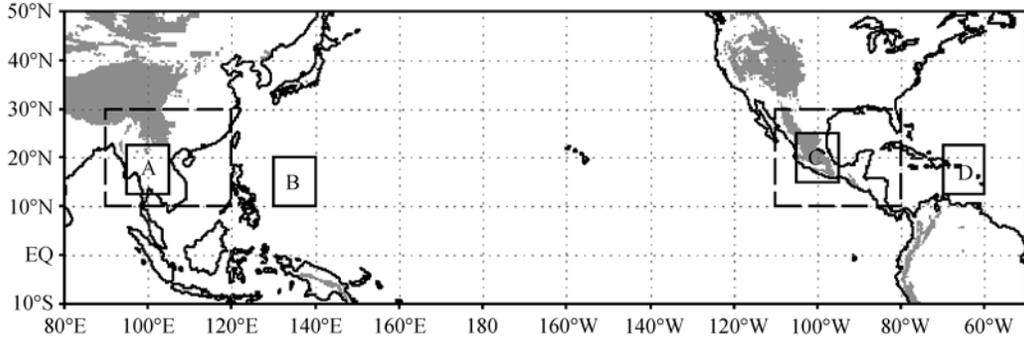


图 4 东亚与北美中低纬度对应区域(粗虚线方框)及其低纬陆地(A 和 C)与海洋(B 和 D)代表区域  
图中阴影区是地形高度超过 1500 m 的区域, 10'×10'经纬度网格地形资料来自 NCEP

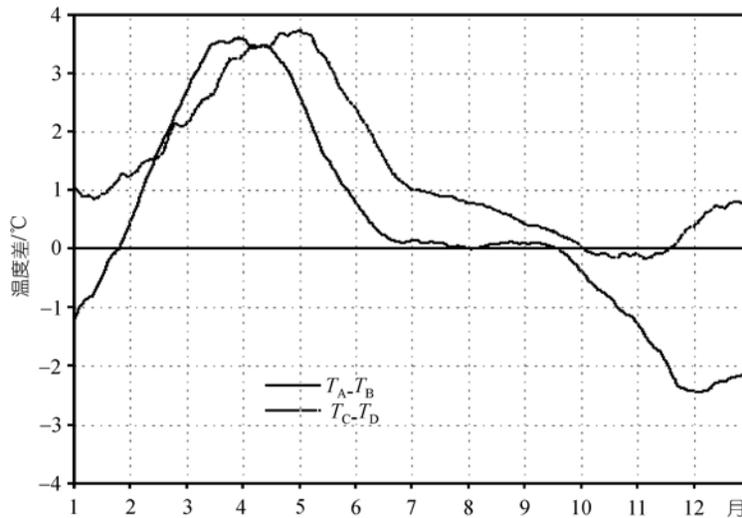


图 5 东亚与北美东部陆地与西部海洋 850 hPa 气候平均温度对比季节演变图  
实线为东亚的  $T_A-T_B$ , 虚线为北美的  $T_C-T_D$

显而易见, 同样具有强烈海陆温差对比现象的北美并没有出现类似东亚 SPR 的雨带. 这是什么原因呢? 下面将对对比分析东亚和北美的中低纬度与降水相关的低层大尺度气候平均环流, 从两者差异中寻找 SPR 的气候成因.

### 3 大尺度气候平均环流特征

图 6 是 SPR 时期东亚与北美气候平均 850 hPa 温度、高度、风场、水汽辐合空间分布图. 在温度场上(图 6(a), (b))明显可见, 在两大洲的南部, 西部陆地(A, C)的温度分别高于东部海洋(B, D)的温度, 与图 5

的结果一致; 此外, 从东西温度梯度来看, 区域平均 C 和 D 温差为 4.1°C, A 和 B 温差为 3.2°C, 可见北美东西温度梯度比东亚的还大, 如按 SPR 的季节增暖时滞效应理论, 北美本应比东亚出现更强的类似 SPR 的雨带.

在 850 hPa 高度场上(图 6(c), (d))上, 东亚的南海副高明显要比北美的墨西哥高压弱, 在高原的东南部西南暖低涡发展强盛, 其与南海副高之间的气压梯度非常大; 而在北美, 墨西哥高原北部只出现了很浅的地形槽, 对墨西哥高压的制约作用不大. 之所以有如此大的差异, 一是海陆分布差异的影响, 25°N 附

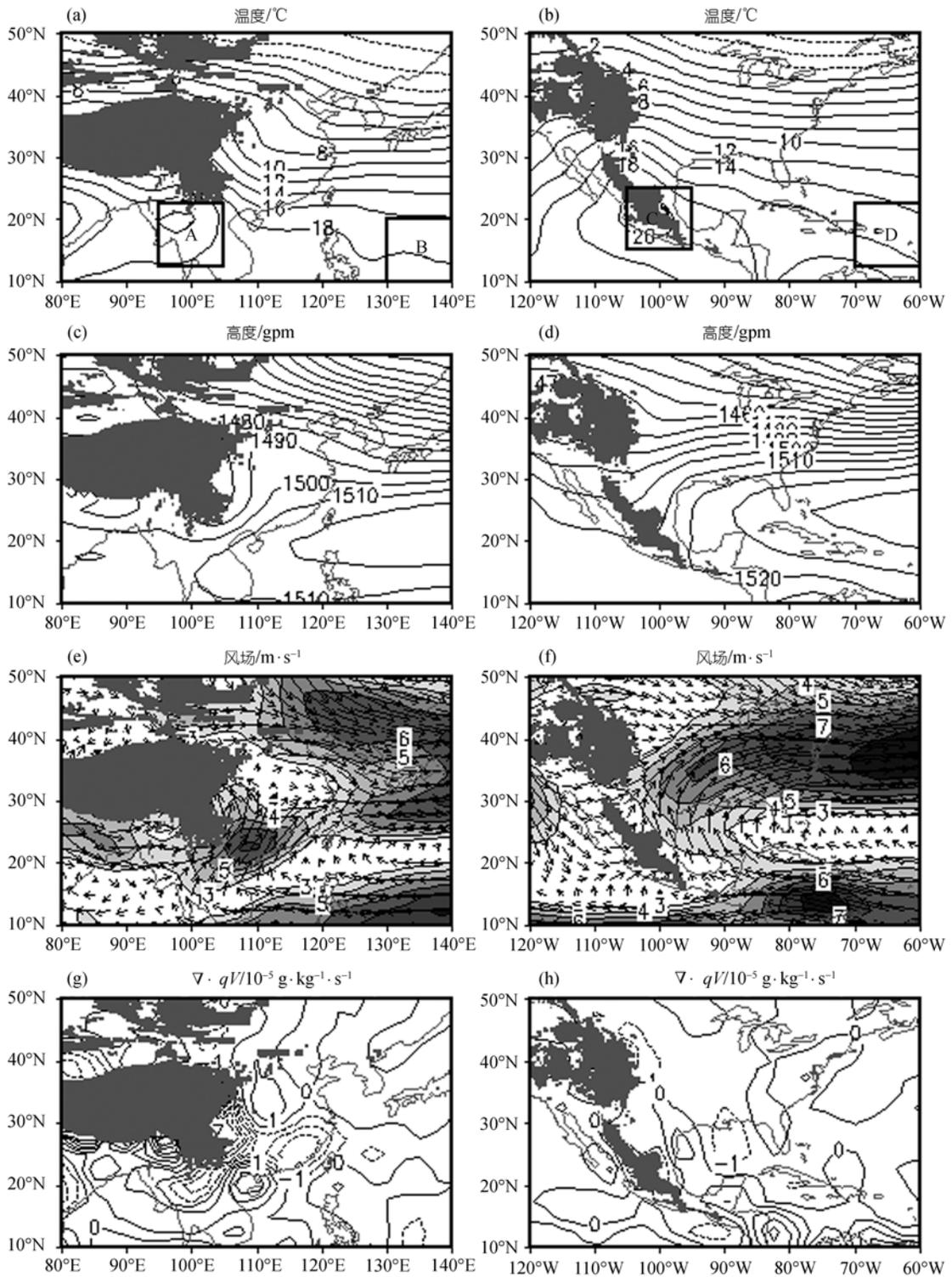


图 6 SPR 期(12~26 候)东亚(左列)与北美(右列)850 hPa 温度、高度、风场、水汽辐合对比图  
图中地形阴影区高度达到 1500 m

近东亚为陆地而北美为海洋, 而且北大西洋中低纬副高区周围紧邻北美、南美、北非大陆, 空气陆地上升海洋下沉环流的热力适应综合效应使得大西洋副高异常强大; 第二可能是东亚高大高原地形的动力和热力作用使得东亚中低纬低值系统发展, 副高受到削弱. 高原效应可以在第五部分的敏感性数值模式试验中清楚地看到.

对应于高度场, 东亚与北美在低层 850 hPa 风场上具有显著不同(图 6(e), (f)). 由于块状高原大地形的分流作用, 东亚的西风急流带明显分为南北两支, 大致在 30°N, 120°E 处再度会合; 在高原的东南侧出现一西南急流风速中心, 最大风速达到 7 m/s, 使其下游江南地区西南风速辐合明显, 从而直接导致了水汽的辐合明显(图 6(g)). 该水汽通量散度( $\nabla \cdot qV$ )辐合区控制了江南大部, 中心区达到  $-3 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ . 在北美只有一支西风急流带, 其风速中心位于大西洋西部(图 6(f)), 在美国东南部上游没有出现西南风风速中心, 只有很强的风辐散和微弱的水汽辐合(图 6(h)).

可见, 正是高原东南侧的西南急流风速中心的出现导致了江南春雨 SPR 的形成.

从东亚与北美 850 hPa 风场纬向平均时间演变图可以看得更清楚, 见图 7(a) (东亚: 110~120°E)和图 7(b) (北美: 80~90°W). 图 7(a)中阴影区风速超过 3

m/s, 虚线框表示 SPR 的时空分布大致位置. 可见, 西南风大值带南起 20°N, 北至 27.5°N, 维持近 2.5 月, 直至南移, 正好跟 SPR 的建立、维持和减弱相对应. 其后, 西南风扩展至南海, 南海季风爆发. 6 月中期, 江南的西南风再次加强, 长江中下游地区进入梅雨季节; 7 月中期, 强劲的西南风扩展至 35°N, 中国北方进入主汛期, 而此时的南海西南风速进一步加大, 华南进入多台风季节. 西南风的季节演变与中国东部降水的时间演变(图 2)是完全一致的. 在北美中低纬(图 7(b)), 全年主要为东南风控制, 在初春 30°N 附近也出现了西南气流, 但该西南气流不能稳定维持, 而是随季节向北退缩. 由此可见, 江南独特的西南风对于 SPR 的形成至关重要.

而高原东南侧西南风速中心又是如何形成的呢? 本文认为它是青藏高原大地形的机械强迫和热力强迫的结果. 可以从如下两个方面得到证明.

第一是高原的机械强迫效应. 很明显, 由于高原, 甚至是其东南部的云贵高原, 高度远远超过爬坡与绕流的临界高度. 结果, 在 SPR 期, 中纬度的西风气流被高原分流为南北两支西风带(参见图 6(e)), 其南支沿喜马拉雅山脉南麓继续东进, 又遇云贵高原, 根据涡度守恒原理<sup>[16]</sup>

$$\frac{\bar{\zeta}_\theta + f}{\Delta p} = \text{常数},$$

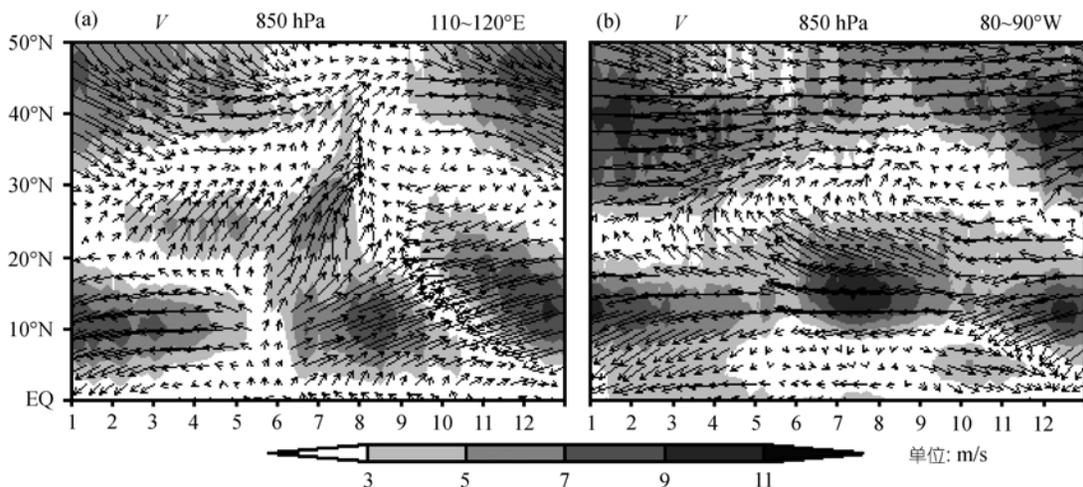


图 7 东亚与北美 850 hPa 上纬向平均风场纬度-时间演变图  
横坐标为月份, 纬向平均区域分别为 (a) 东亚(110~120°E); (b) 北美(90~80°W), 图中阴影区风速大于 3 m/s

$\bar{\zeta}_\theta$  是上下两个等熵面之间西风流的平均涡度,  $f$  是地转涡度, 在这种情况下变化很小,  $\Delta p$  是上下层等熵面之间的气压差. 在云贵高原的西南侧的迎风坡, 西风气流的上下层气压差  $\Delta p$  减小, 使平均涡度  $\bar{\zeta}_\theta$  减小, 气流的反气旋性加大, 转向东南, 成为西北风; 同样, 在云贵高原东南侧的背风坡,  $\Delta p$  增大, 使  $\bar{\zeta}_\theta$  增大, 气流的气旋性加大, 转向东北, 成为西南风. 所以西南绕流是西南风的主要部分之一.

第二是高原的热力强迫效应. 图 8 是欧亚大陆选定区域(左)及其区域平均物理量气候平均季节演变图(右). 由图可见, 在 SPR 期, 欧亚大陆低纬(G 区)与高纬(E 区)之间 850 hPa 上的温差  $T_{G-E}$ (长短虚线)由 30°C 迅速减小到 18°C 以下, 欧亚大陆中纬度地区(F 区)850 hPa 上的平均西风风速  $U_F$ (长虚线)也随之由 3 m/s 以上减小到 2 m/s 以下, 无疑, 这是由于热成风引起的. 在 SPR 期, 中纬度平均西风气流的减弱意味着高原的入流减弱, 其绕流也应相应减弱, 而令人惊讶的是, 高原东南侧(B 区)850 hPa 上西南风风速  $V_{sw}$ (实线)从冬到春却一直处于上升过程之中, 直至在 3 月中期升至峰值(6 m/s 以上). 如果该西南风仅被当着是高原入流的绕流, 那为什么入流减小的同时绕流却增强呢?

再考察高原东南部(C区)的地面感热通量  $SH$ (点线). 由于地处低纬,  $SH$  在上半年一致为正, 1 月增长缓慢, 2 月增长加快, 直至 3 月中期增至全年峰值, 此后维持大约 1 个月, 由于云覆盖的增加, 在 4 月后期开始减弱. 总的来看,  $SH$  与  $V_{sw}$  的变化趋势几乎是一致的, 除了超前 2 个候减弱. 这种高度一致性表明高原东南部的感热与高原东南侧的西南风风速密切相关. 吴国雄等<sup>[17]</sup>指出热力适应理论: 非绝热加热随高度增加会产生正的位涡源维持气旋性环流, 地面感热加热的增强, 除引起表层内能增加, 还引起气压的下降, 等熵面下凹, 表面有暖性气旋式涡旋生成. 所以不难理解在高原东南部出现了温度脊和低涡(图 6(a), (c)), 该低涡称作西南暖低涡(SWWL). 在 SWWL 的东南部是西南风, 可见热力强迫的西南风是高原东南侧西南风的又一主要部分. 随着季节向夏季的推进, 暖湿的上升气流逐渐增强, 不稳定能量的释放和云覆盖的增加, 4 月后期感热开始下降. 但由于潜热加热的增强, SWWL 还能够继续维持. 到 5 月初, SWWL 与南海副热带高压之间的气压梯度迅速减小,  $V_{sw}$  也随之减小.

不过, 没有发现高原主体(D 区)加热在早春对  $V_{sw}$  的演变有明显贡献, 说明在某种程度上, SWWL 是局地地面感热强迫出的热低压; 在 6 月底至 7 月初,

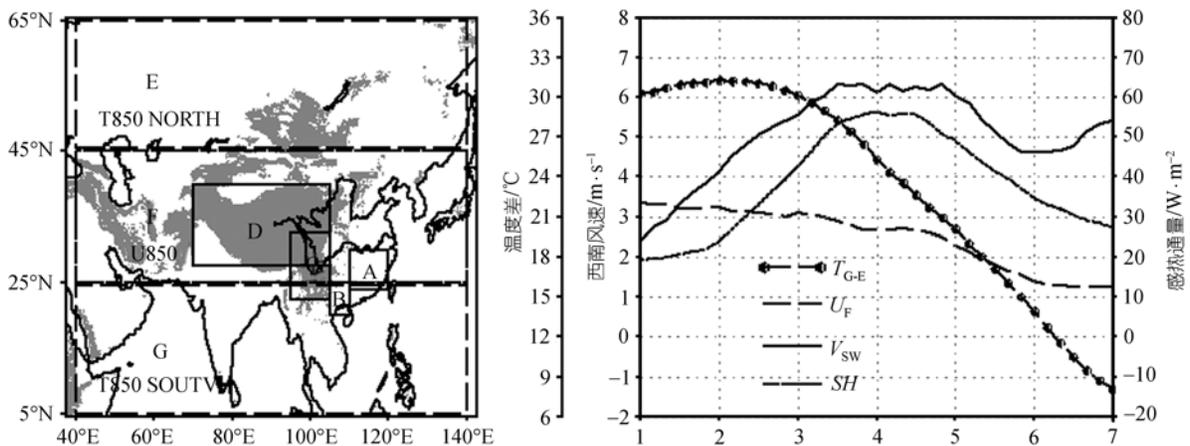


图 8 区域及相应变量候平均上半年季节演变曲线

阴影区为地形超过 1500 m 区域.  $T_{G-E}$ : 850 低纬南部 G (5~25°N, 40~140°E) 与高纬北部 E (45~65°N, 40~140°E) 的温差.  $U_F$ : 850 hPa 中纬度 F (25~45°N, 40~140°E) 平均西风风速.  $V_{sw}$ : 850 hPa 高原东南侧 B (20~25°N, 105~110°E) 平均西南风速.  $SH$ : 高原东南部 C (22.5~32.5°N, 95~105°E) 平均地面感热通量. 另外, A (24~30°N, 110~120°E) 为 SPR 区, D (27.5~40°N, 70~105°E) 为高原主体区域

西南风风速再次出现次峰值, 对应于长江中下游的梅雨, 该峰值与前面的峰值有很大不同, 它跟高原主体的潜热加热峰值对应(图略), 这进一步印证了刘屹岷等<sup>[18]</sup>有关潜热加热使大气近地层出现气旋式涡度的理论。

综上所述, 正是青藏高原的存在催生了西南风风速中心。高原的机械强迫和热力强迫在 SPR 的气候形成中起了根本作用。

下面利用数值模式敏感性试验来验证以上论点。

## 4 数值模式敏感性试验

许多研究者通过使用数值模式试验来研究高原效应(如 Flohn<sup>[19]</sup>; Manabe 和 Terpstra<sup>[20]</sup>; Hohn 和 Manabe<sup>[21]</sup>; Kuo 和 Qian<sup>[22]</sup>; 吴爱明和倪允琪<sup>[23]</sup>; 钱正安等<sup>[24]</sup>), 钱云和钱永甫<sup>[25]</sup>用球带范围的大气环流耦合模式模拟了夏季青藏高原隆升过程中大气环流的变化, 结果表明, 高原对大气的加热作用随着高原地形的升高而加强, 而其中潜热加热的贡献占据第一位。吴国雄等<sup>[26,27]</sup>对青藏高原加热影响气候的研究进行了回顾, 指出高原加热作用造成的低层正涡源是低层气旋式环流得以稳定维持的重要原因。然而, 目前的研究甚少关注高原对春季大气环流和降水的影响, 特别是对季风爆发之前出现的江南春雨的影响, 更没发现有关高原隆升对春季环流和江南春雨影响的研究。下面通过数值模式敏感性试验来探讨高原在春季的效应。

### 4.1 模式系统

本文所用的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)最近发展的新版本全球大气环流谱模式 SAMIL-R42L9, 该模式在水平方向为菱形截断 42 波, 分辨率相当于 2.8125 经度 $\times$ 1.66 纬度, 采用 $\sigma$ 垂直坐标系, 垂直方向分为 9 层(即R42L9)。该模式动力框架独特, 引入了一参考大气, 采用半隐式时间积分方案(吴国雄等<sup>[28]</sup>)。模式物理过程较完备, 包括了K-分布辐射参数化(Shi等<sup>[29]</sup>)、Slingo<sup>[30]</sup>的诊断云方案, 太阳辐射日变化方案<sup>[31]</sup>, 简化的简单生物圈模式(SSiB)<sup>[32,33]</sup>。Wu等<sup>[34]</sup>和Wang等<sup>[35]</sup>通过模拟全球气候

平均态与原来的R15L9/LASG模式进行了比较和评估, 表明该模式能很好地再现观测的基本模态, 与原模式相比有很大的改进。

利用 R42L9 进行了 2 组试验。第一组是有无高原敏感性试验。在有高原的控制试验中地形高度取实际的地形高度, 称为有高原试验(以下简称 CTL 试验); 在无高原试验中, 为了突出高原主体的作用, 选取 70~105°E, 27.5~40°N 范围内地形高度均为 200 m, 保留高原的周边地形, 如云贵高原、伊朗高原以及天山山脉、阿尔泰山脉等, 称为无高原试验(以下简称 NTP 试验)。控制试验 CTL 和敏感性试验 NTP 都运行 15 年, 取后 10 年 3~4 月的平均物理量场代表春季进行分析。图 9(a)和(b)为控制试验 CTL 和敏感性试验 NTP 中的地形高度。

第二组是逐步抬升高原地形高度的敏感性试验(以下简称 LFTP), 具体方法如下。将太阳高度角固定在 4 月 10 日(此时 SPR 显著增强), 先将包括高原的欧亚大陆削平(地形高度降至 0 km, 见图 9(c)), 对模式积分 3 a (1095 d), 输出逐月资料; 然后再削至 1 km, 再积分 3 年并输出资料; 如此以 1 km 为间隔逐步增加削除高度并积分直至 5 km。当超过 5 km 时, 仅增加青藏高原主体范围(D 区)内高度大于 2500 m 的区域的高度, 直到 9 km。这样共有 10 个试验, 模式共积分 30 年。图 9(c)~(f)分别为 0, 2, 4, 6 km 时的地形高度, 其他高度的图形已略去。

### 4.2 有无高原敏感性试验结果

图 10 是有高原 CTL 试验和无高原 NTP 试验的结果。模式很好地模拟出了 850 hPa 上分列高原南北的两条西风急流带, 如图 10(a), 在高原的东南侧是强劲的西南急流, 东北远侧是强劲的西北急流, 东亚大槽较深, 而中低纬度的副高反气旋环流较弱, 与气候态的实况接近(参见图 6(e))。但在无高原的情况下, 见图 10(c), 欧亚上空只有一支西风急流, 在南亚次大陆出现一支东风急流, 两者之间是一条明显的副高环流带, 控制了江南大部地区; 高原东南侧不再是强西南风, 而是强东南风, 与北美南部的东南风有些类似。高原西南侧不再是强西北气流, 而为宽广的强东风带。

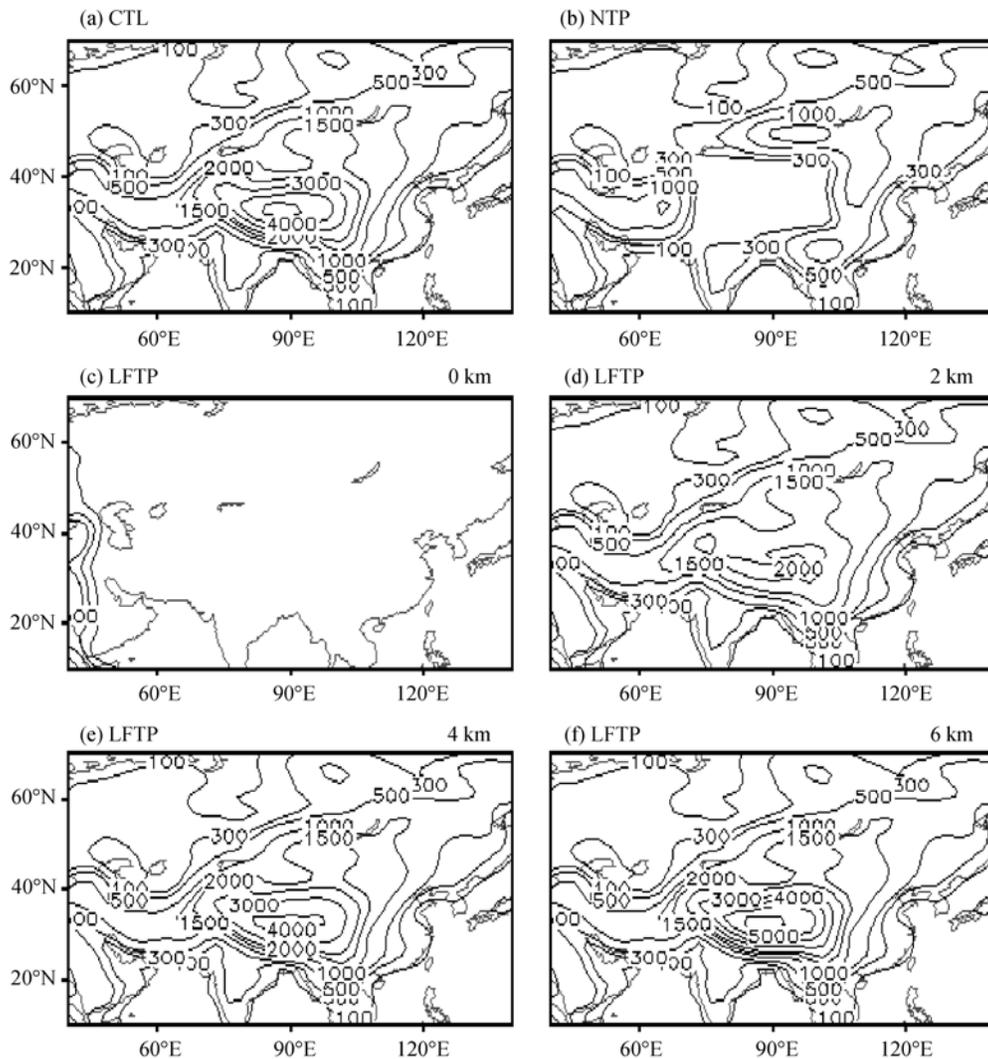


图9 CTL, NTP 以及 LFTP 抬升试验中青藏高原分别处于 0, 2, 4, 6 km 时的模式地形高度图  
其中 NTP 中高原区域取高度 200 m. 图中等值线单位为 m

图 10(e) 是 CTL 与 NTP 的 850 hPa 风场差值矢量场. 由于高原的存在, 使得高原西侧西风减弱, 南侧出现西风带, 东南侧出现强西南绕流, 从而加强了西南暖湿气流对江南的输送; 在高原周围, 差值环流组成了两个完整的环流圈, 或者也可把它叫做双环型差值环流圈. 这除了与高原机械强迫有关外还可能与高原的热力强迫有关, 下文再详细讨论.

图 10(b) 是 CTL 试验的降水量分布场. 由图可见, 在江南存在一明显的多雨带, 其中心值达 7~8 mm/d, 与实况比较接近(参见图 1), 而在 NTP 的试验中(图

10(d)), 江南地区雨量减少到不到 2 mm/d, SPR 雨带消失. 这表明如果没有高原的存在, 江南春雨将不复存在.

图 10(f) 是 CTL-NTP 的 850 hPa 温度差值场. 由图可见, 高原的存在阻遏了高原西北部的冷空气南下, 使高原周围特别是以南的温度显著升高(中心 +6°C), 而其东北侧的冷空气南下加强, 东亚大槽加深, 温度明显下降(中心 -4°C), 在北美北部温度升高(中心 +2°C), 这样的“+ - +”的分布型可能与 Rossby 波的传播有关<sup>[28]</sup>. 可见, 高原使北半球的冷空气强

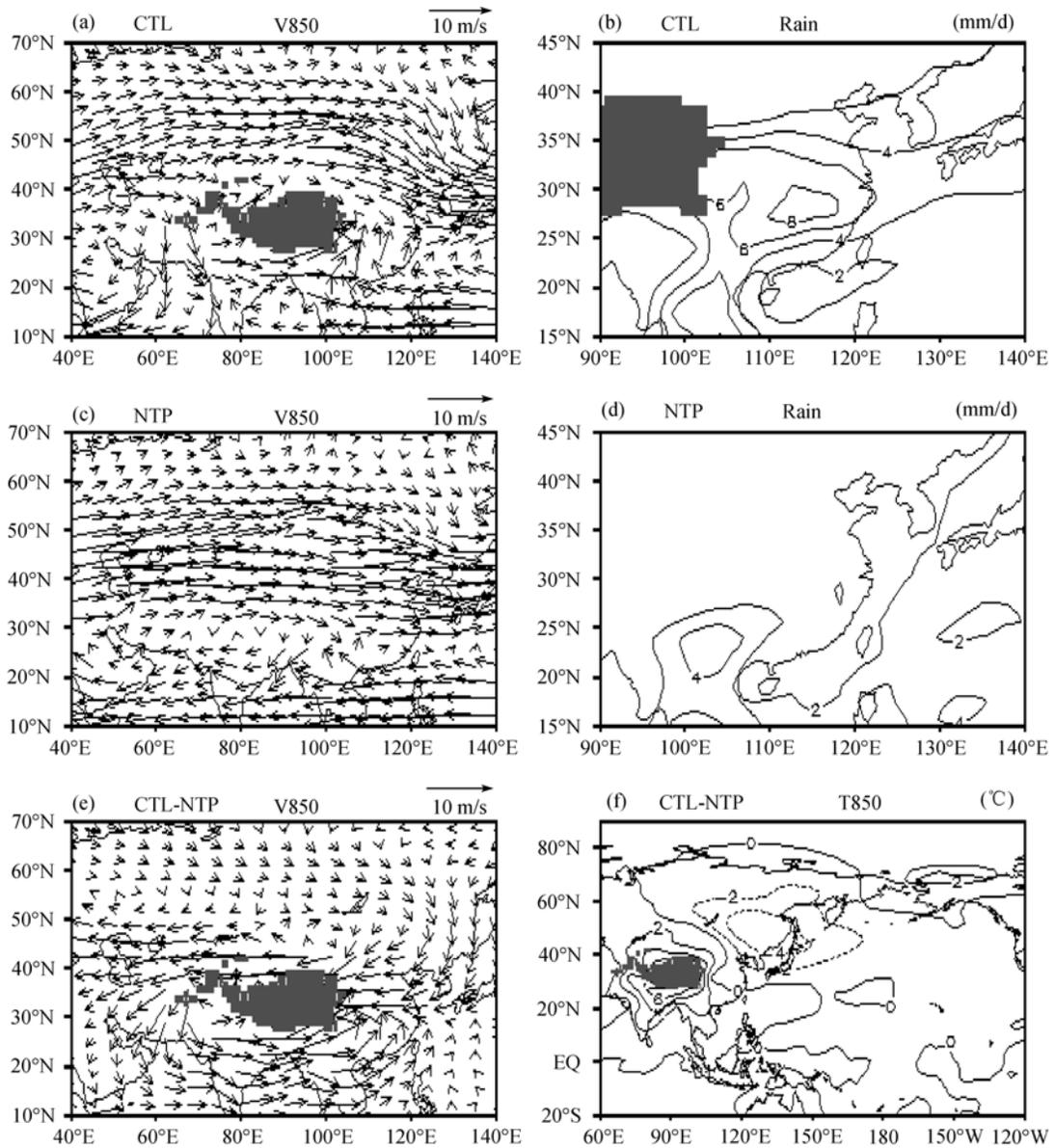


图 10 CTL 和 NTP 模式试验的春季低层环流及雨量场

取 3~4 月平均: (a) CTL 试验 850 hPa 风矢量场; (b) CTL 试验降水量场; (c) NTP 试验 850 hPa 风矢量场; (d) NTP 试验降水量场; (e) a~b 的 850 hPa 风矢量差值场; (f) CTL-NTP 的 850 hPa 温度差值场。阴影区为高原主体超过 2500 m 的区域

度的分布重新进行调整, 进而影响了北半球的温度和环流。高原东南侧的西南暖湿气流使华南温度升高, 而东北远侧的冷干气流使东北部温度下降, 温度差值的零线正好处于江南中部; 这样, 西南部升温, 东北部降温, 就加强了江南的锋区, 有利江南春季多雨带的形成。

由此可见, 高原的存在不仅催生了江南春雨, 还通过 Rossby 波的传播影响北半球的环流和温度。

图 10(c) 中的双环型差值环流圈中, 南支明显强于北支, 甚至在高原近北侧也出现了强差值东风, 从而在高原主体周围形成一个很有意思的完整的气旋性差值环流圈。下面从逐步抬升高原主体高度的敏

感性试验中就可以看出其原因。

### 4.3 高原隆升对 SPR 影响的试验结果

类似的抬升试验钱云等<sup>[25]</sup>已做过, 但只模拟了高原对夏季环流的影响, 而没有涉及高原对春季环流和降水的影响. 因此, 在抬升试验LFTP中, 选择春季的中期, 固定太阳高度角于 4 月 10 日, 积分 36 个月. 本文扣除前面 6 个月的调整时间, 取后 30 个月资料平均进行分析.

图 11 是高原在隆升过程中处于各个高度时所对应的 850 hPa 风场(左列)和降水量场(右列), 这里显示的是具有代表性的高度 0, 2, 4, 6 km, 为方便省略了其他高度的图形.

很明显, 当没有高原地形时(图 11(a)), 欧亚低层西风带没有分支, 中低纬为副高环流所控制, 东亚降水量很小, 无 SPR 雨带(图 11(e)); 1 km 时中低纬副高带在南亚次大陆处出现断裂, 高原东南侧西南风速明显增大, 江南降水略有增加(图略); 2 km 时西风带出现明显南北分支, 南亚次大陆完全由波状西风气流控制, 高原东南侧西南绕流明显, 江南地区的西南风明显增强(图 11(b)), SPR 雨带初具雏形(图 11(f)); 3-4-5 km 时高原南北两支西风和高原绕流增强形成急流, 在高原东南侧出现西南风速中心(图 11(c)), SPR 雨带中心形成(图 11(g)). 5 km 之后, 环流形势没有明显改变, 但高原南北两侧西风急流进一步增强, 高原东南侧西南风速进一步增大, 气旋性弯曲加大, 江南反气旋性涡度发展(图 11(d)), 江南降水明显减少, 东亚雨带推进到长江及其以北地区, 同时雨带中心被吸引至高原东南部(图 11(h)).

可见, 高原东南侧西南风速中心的存在对于 SPR 的形成至关重要. 下面将考察高原隆升过程中高原东南侧西南风速与高原加热之间的关系.

图 12 为高原主体(图 8 中 D 区)平均非绝热加热与高原东南侧(图 8 中 B 区)850 hPa 上西南风风速随高原隆升变化曲线图. 图中  $Q$  为总非绝热加热, 定义为

$$Q = S + L_p + R,$$

其中  $S$  为地面感热加热,  $L_p$  为潜热加热,  $R$  为总辐射加热. 由图可见, 感热加热  $S$  在高原隆升之初由 80

$W/m^2$  缓慢增长, 可能是由于大气光学厚度缩短, 短波散射减弱, 到达地面的辐射增加, 地面温度升高, 同时由于地形高度升高后表面气温下降, 与地表温差加大, 引起热交换加强; 当高原升至 3 km 时  $S$  达到  $100 W/m^2$ , 之后基本保持不变, 可能是大气光程缩短与云覆盖增加抵消; 7 km 之后甚至有所下降, 可能是云覆盖增加效应超过大气光程缩短效应.

总辐射加热  $R$  在整个过程中很少变化, 除了 5 km 之后辐射冷却有所减少, 可能是高原东南部云覆盖迅速增加, 向外长波辐射减少; 而潜热加热  $L_p$  在 3 km 之前几乎没有变化, 约为  $40 W/m^2$ , 其后随着高原的隆升而迅速增大, 在 6 km 时与感热加热相当, 接近  $100 W/m^2$ , 6 km 以后则增长趋缓.

当高原高度为 0 km 时, 高原主体的总非绝热加热  $Q$  为  $40 W/m^2$ , 已成为加热大气的热源. 随着高原主体的隆升,  $Q$  也不断增长, 3 km 之前主要增长来自感热加热  $S$  的增长, 增长比较缓慢; 在 3 ~ 6 km 之间增长迅速, 主要来自  $L_p$  的增长, 6 km 之后增长趋缓. 总体上来看,  $Q$  的增长与  $L_p$  的增长曲线趋势非常一致, 说明总加热的增长主要来自潜热加热增长. 这说明, 即使是在春季, 高原抬升的热源效应主要体现在潜热加热的迅速增长, 与夏季的抬升效应机理是一致的<sup>[25]</sup>. 但 3 km 之前的感热加热增长效应也不容忽视, 结合高原机械强迫绕流效应, 它使 SPR 雨带初步形成.

最后, 需要仔细分析的是  $V_{sw}$ . 从 0 km 升至 1 km,  $V_{sw}$  从 0.9 m/s 迅速增大到 4.1 m/s, 此后缓慢增长, 到 3 km 时达到 5.2 m/s; 从 3~6 km 再一次快速增长, 在 6 km 时达到 9 m/s, 其后增长又趋缓. 总体来看, 除最初的高原机械强迫绕流效应使其迅速增长外, 它与高原总的非绝热加热增长几乎是线性一致的, 这充分表明西南风速  $V_{sw}$  与高原热力效应密切相关.

另一方面, 如果要精确计算  $V_{sw}$  中机械强迫与热力环流在高原抬升过程中所占的比率, 根据 3~6 km 之间的平均总加热  $Q$  每增加  $16.6 W/m^2$  西南风速  $V_{sw}$  增加 1 m/s 来推算, 到 1 km 时,  $Q$  对西南风速增加的贡献只有 0.8 m/s, 而绕流效应增加达 2.4 m/s, 由 1 km 升到 2 km 时分别是 0.3 和 0.6 m/s. 由此看来, 2 km 之前特别是在 1 km 前西南风速的增加主要还是高原的

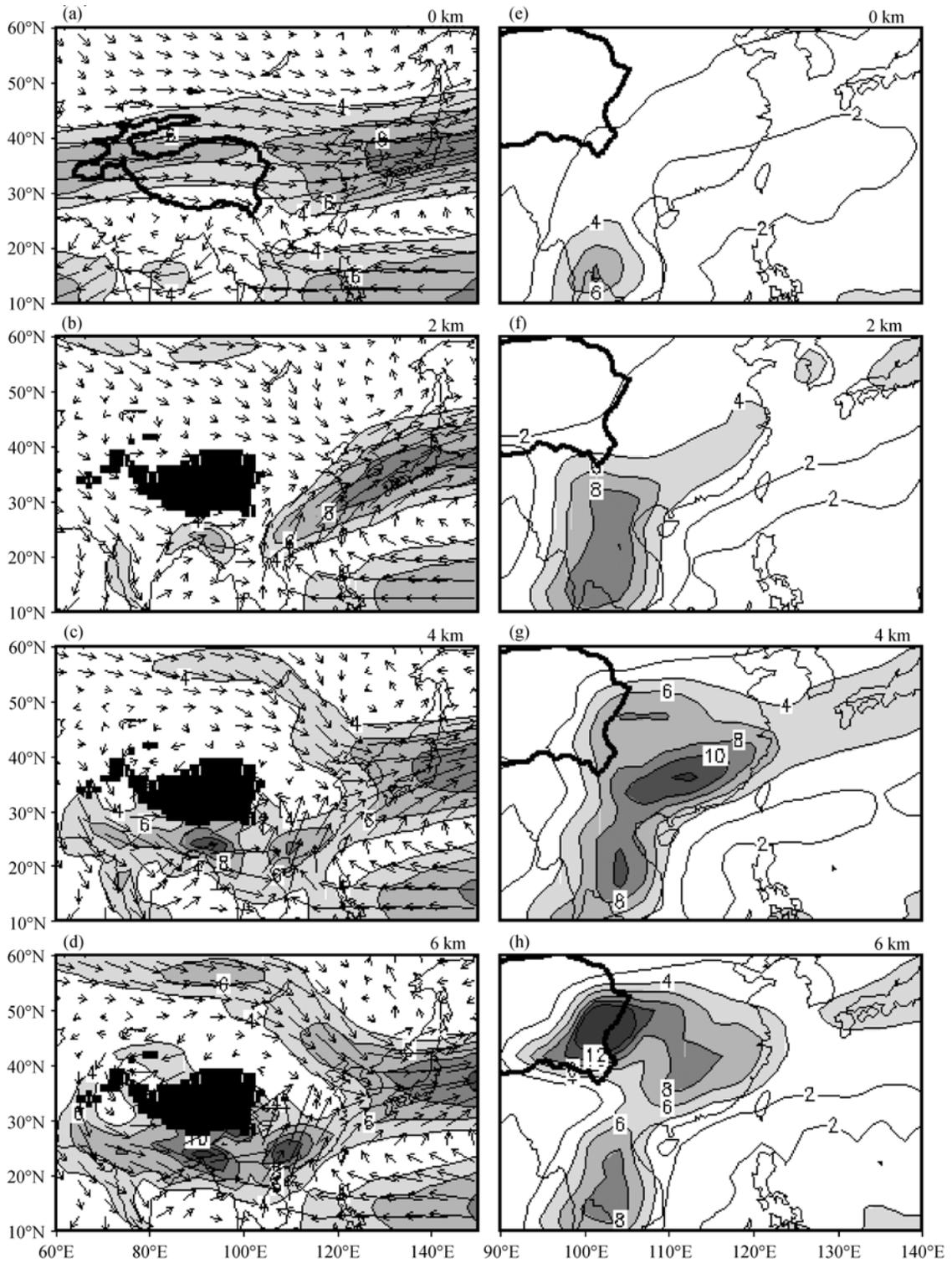


图 11 高原隆升试验中各高度时 850 hPa 上风场  
(左图, 阴影区为风速大于 4 m/s 区域)和地面降水量场(右图, 单位: mm/d), 图中粗虚线和黑色阴影区为高原主体位置

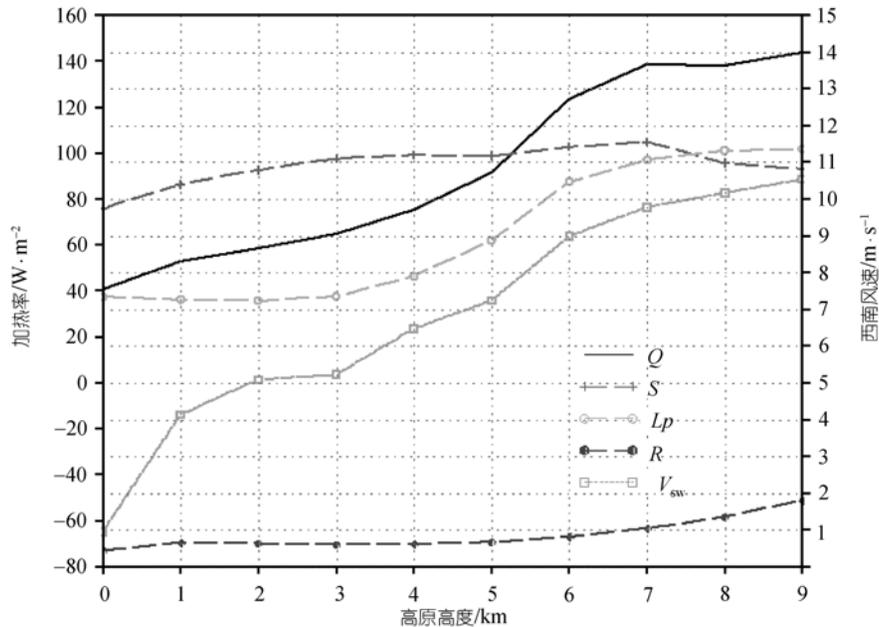


图 12 隆升试验中高原东南侧(图 8 中 B 区)西南风风速与高原主体(图 8 中 D 区)非绝热加热随高原地形高度的变化曲线图

其中  $Q$  为总非绝热加热,  $S$  为地面感热加热,  $Lp$  为潜热加热,  $R$  为总辐射加热,  $V_{sw}$  为高原东南侧(B区)850 hPa 上西南风风速

机械强迫绕流效应引起, 与张耀存和钱永甫<sup>[36]</sup>的理论计算高原附近大气爬坡超过绕流的临界高度在 1500 m 以下一致。

总之, 在春季, 在高原隆升过程中, 总加热逐渐增大, 它对大气的加热作用不断加强, 在 3 km 以下主要来自感热加热缓慢增加, 在 3 km 以上主要来自潜热加热的迅速增强。在最初的高原机械强迫绕流使  $V_{sw}$  迅速增加后,  $V_{sw}$  的增长又与高原的总加热几乎线性一致。这些充分说明, 在春季, 高原的隆升不仅使西风带分流形成西南绕流, 还引起高原总非绝热加热的迅速增加, 并造成了低层正涡源, 使低层气旋式环流加强, 高原东南侧的西南风加大, 进而导致了西南风风速中心的出现和江南春雨的形成。

## 5 结论与讨论

本文研究了与江南春雨相关的大尺度气候平均环流特征, 通过东亚与北美大气环流和降水的对比分析表明了江南春雨的气候成因机制。两组敏感性数值模式试验进一步证实了以上设想。主要结论归纳如下:

(1) 在春季, 高原东南侧西南风风速中心的出现是 SPR 气候形成的直接原因。它在下游引起强烈的风速辐合, 是使江南出现强烈的水汽输送和水汽辐合的关键。

(2) 在春季, 高原东南侧西南风风速中心的出现是高原机械和热力强迫的结果。该西南风不仅是高原的绕流, 还是高原热力强迫环流的一部分。高原的隆升不仅使西风带分流、绕流, 还引起高原总非绝热加热的迅速增加; 高原加热产生气旋性涡源, 增强了高原东南部的西南绕流, 并导致高原东南侧西南风风速中心的出现。

(3) 所以, 高大的青藏高原的机械强迫和热力效应是江南春雨气候形成的根本原因。高原不仅在江南春雨的气候形成中起了决定性的作用, 而且对东亚独特的大气环流产生深远影响。

对于各种各样的天气气候现象, 有时只要有海陆分布效应即可, 如海陆风; 有时仅有海陆分布效应还不够, 还必须有地形的效应才能显著, 如东亚季风。季风是由海陆热力对比的变化引起的, 它不仅与大陆的面积大小、纬度位置有关外, 还与大陆上的地形

有关; 亚洲季风之所以如此显著, 青藏高原的存在是一关键。有时, 地形则起到决定性的作用, 如江南春雨。从有无高原和高原隆升试验中可以清楚地看到, 高原的存在不仅催生了 SPR, 而且大大加强了大陆东岸的极锋锋区雨带。由初春江南至日本南部雨量同时快速增长就推论 SPR 并非地形影响是过于片面的。所以, 对于海陆分布和地形的相对重要性问题, 必须具体分析。

还有几个问题值得讨论。首先, SPR 的时空分布尚未明了。由于可以将冬夏环流的突变作为 SPR 的结束时间, 因而 SPR 的终结时间比较容易确定; 但 SPR 建立前后一直处于冬春环流的缓变过程之中, 缺少标志性的环流形势调整, 因而 SPR 的建立时间比较难以确定。SPR 雨带的位置与传统所认为的“长江以南、南岭以北的中国东部地区”的江南 [12~14] 有很大的不同, 它与整个南岭武夷山脉轴线重合, 覆盖整个山脉地区(参见图 1), 它的南界位置应该更南一些, 至少达到 24°N; 其次, 值得注意的是, 除夏季季风雨带外, 中国东部雨带并不随季节演变而南北移动, 而是一直维持在 28°N 附近(参见图 2), 这也许与这些山脉地形有关, 但山脉地形又是如何影响 SPR 雨带的呢? 最后, 除季节增暖时滞效应外, 影响 SPR 雨量年际变化的因素还有哪些? 更为重要的是, 江南春雨与东亚季风之间的联系又如何? 这些问题值得更多关注和进一步研究。

**致谢** 感谢 NCEP/NCAR 提供再分析资料和 CMAP 降水资料。

## 参 考 文 献

- 李崇银, 屈昕. 伴随南海夏季风爆发的大尺度大气环流演变. 大气科学, 2000, 24(1): 1—14
- 吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发. I. 爆发地点. 大气科学, 1998, 22(6): 825—838
- 金祖辉, 陶诗言. 南海夏季风建立、活跃和中断期的特征. 气候与环境研究, 2002, 7(3): 267—278
- 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(2): 108—121
- 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其于中国降水的关系. 中国科学, D 辑, 2001, 31(4): 327—332
- Yanai M, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. J Meteorol Soc Jpn, 1992, 70: 189—221
- Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon Weather Rev, 1994, 122(2): 305—323[DOI]
- 吴国雄, 李伟平. 青藏高原感热气泵和亚洲季风. 见: 叶笃正等编. 赵九章文集. 北京: 科学出版社, 1997. 116—126
- 吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力强迫和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发. II. 爆发时间. 大气科学, 1999, 23(1): 51—61
- 李麦村, 潘菊芳, 田生春, 等. 春季连续低温阴雨天气的预报方法. 北京: 科学出版社, 1977. 3—6
- 吴宝俊, 彭治班. 江南岭北春季连阴雨研究进展. 科技通报, 1996, 12(2): 65—70
- 陈绍东, 王谦谦, 钱永甫. 江南汛期降水基本气候特征及其与海温异常关系初探. 热带气象学报, 2003, 19(3): 260—268
- 王谦谦, 陈绍东. 江南地区汛期降水与热带海温关系的 SVD 分析. 干旱气象, 2004, 22(3): 11—16
- Tian S F, Yasunari T. Climatological aspects and mechanism of Spring Persistent Rains over central China. J Meteorol Soc Jpn, 1998, 76(1): 57—71
- Xie P P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model Outputs. BAMS, 1997, 78: 2539—2558[DOI]
- 杨大升, 刘余滨, 刘式适. 动力气象学(修订本, 第二版). 北京: 气象出版社, 1983. 183—185
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响. I. 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257—263
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响. III. 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. 气象学报, 1999, 57(5): 525—537
- Flohn H. Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. Colorado State Univ, Ft Collins, Atmos Sci Paper, 130, 1968. 1—122
- Manabe S, Terpstra T B. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. J Atmos Sci, 1974, 31: 3—42
- Hohn D G, Manabe S. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. J Atmos Sci, 1975, 32: 1515—1541
- Kuo H L, Qian Y F. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. Mon Weather Rev, 1982, 110(2): 1879—1897[DOI]
- 吴爱明, 倪允琪. 青藏高原对亚洲季风平均环流影响的数值试验. 高原气象, 1997, 16(2): 153—164
- 钱正安, 吴统文, 吕世华, 等. 夏季西北干旱气候形成的数值模拟: 高原地形和环流场等的影响. 大气科学, 1998, 22(5): 753—726
- 钱云, 钱永甫. 青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验. 气象学报, 1996, 54(4): 474—483
- 吴国雄. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展. 第四纪研究, 2004, 24(1): 1—9
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. 大气科学, 2005, 29(1): 47—56
- 吴国雄, 张学洪, 刘辉, 等. LASG 全球海洋-大气-陆面模式

- (GOALS/LASG)及其模拟研究. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 15—28
- 29 Shi G Y. An accurate calculation and representation of the infrared transmission function of the atmospheric constituents. Dissertation for the Doctoral Degree, Tohoku University of Japan, 1981. 191—191
- 30 Slingo J M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. Quart J Roy Meteor Soc, 1987, 113: 899—927[DOI]
- 31 邵慧, 钱永甫, 王谦谦. 太阳辐射日变化对 R15L9 气候模拟效果的影响. 高原气象, 1998, 17: 158—169
- 32 Xue Y K, Sellers P J, Kinter J J, et al. A simplified biosphere model for global climate studies. J Clim, 1991, 4: 345—364[DOI]
- 33 Liu H, Wu G X. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SsiB. Adv Atmos Sci, 1997, 14(3): 289—308
- 34 Wu T W, Liu P, Wang Z Z, et al. The performance of atmospheric component model R42L9 of GOALS/LASG. Adv Atmos Sci, 2003, 20(5): 726—742
- 35 Wang Z Z, Wu G X, Wu T W, et al. Simulation of Asian monsoon seasonal variations with climate model R42L9/LASG. Adv Atmos Sci, 2004, 21(6): 879—889
- 36 张耀存, 钱永甫. 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究. 气象学报, 1999, 57(2): 157—167