

江南春雨的时空分布^{* 1}

万日金¹ 吴国雄²

WAN Rijin¹ WU Guoxiong²

1 中国气象局上海台风研究所, 上海, 200030

2 中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029

1. *Shanghai Typhoon Institute of the China Meteorological Administration, Shanghai 200030, China*

2. *Laboratory of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Beijing 100029, China*

2007-01-31 收稿, 2007-04-06 改回.

Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2008. Temporal and spatial distribution of the Spring Persistent Rains over southeastern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(3):310–319

Abstract The Spring Persistent Rains (SPR) over southeastern China (SEC) is a unique synoptic and climatic phenomenon in East Asia. Sufficient evidences proved that it results from the mechanical and thermal effects of the giant Tibet Plateau (TP). But it isn't clear about its temporal span and spatial distribution at present. The climatological mean analysis of NCEP/NCAR circulation and sensible data shows: at 1st pentad of March (13th pentad of solar year), there are remarkable increases of the variables of the sensible heating over the main and southeastern part of TP, the southwesterly velocity at southeast flank of TP and over SEC, and the rainfall over SEC, indicating the onset of SPR. In contrary, at 3rd pentad of May (27th pentad in solar year), these variables except the sensible heating over the main part of TP decrease rapidly. The ridge of the South China Sea (SCS) sub-high at mid-low troposphere slopes up-northward instead of southward before. The rain belt center over SEC shifts to SCS and the SCS monsoon breaks out, indicating the end of SPR. Hence, it is suitable to consider SPR temporal span as 13th–27th pentads of solar year. Data analysis and numerable sensitivity experiments shows, though the warm air and cold air converge at about 30°N in SPR period, the distribution and intensity of SPR rain belt are obviously influenced by the topography of the Nanling Mountains and the Wuyi Mountains. The mountains can block and lift cold and warm airs, strengthening frontogenesis and rainfall. As a result, they make the axes of SPR rain belt superpose the axes of themselves. From this point of view, the spatial distribution of SPR is over southeastern China, that is, to the south of the middle and lower reaches of the Yangtze River (30°N), and to the east of 110°E.

Key words Spring persistent rains, Temporal and spatial distribution, South China Sea Monsoon, Mountain chain topography, Numerical model sensitivity experiments

摘 要 江南春雨是东亚独特的天气气候现象, 已有充分证据表明, 它是青藏高原高大地形的动力和热力强迫的结果, 但目前其时空分布还不明确。NCEP/NCAR 环流及感热资料气候平均分析表明: 在 3 月第 1 候(全年第 13 候), 高原主体和高原东南部的感热加热、高原东南侧西南风速、江南春雨区西南风速和江南春雨区雨量都提升到一个新的水平, 标志着江南春雨的建立; 在 5 月第 3 候(全年第 27 候)以后, 高原东南部的感热加热、高原东南侧西南风速、江南春雨区西南风速和江南春雨区雨量都迅速减小, 对流层中低层南海副高脊线由南倾转北倾, 江南雨带中心南移至南海, 南海季风爆发, 标志着江南春雨期的结束。因此, 将江南春雨的建立和终结时间定为第 13 候和第 27 候比较适当。资料分析和数值敏感性试验表明, 江南春雨期对流层低层冷暖空气的交汇区在 30°N 附近, 但江南春雨雨带的位置和强度明显受南岭、武夷山脉地形的影响: 山脉地形能阻挡抬升冷暖空气, 加强锋生, 增强降水, 使雨带中心位置与山脉主轴分布重合。因此, 江南春雨的空间范围包括长江中下游(30°N)以南、110°E 以东的中国东南部地区。

关键词 江南春雨, 时空分布, 南海季风, 山脉地形, 数值模式敏感性试验

中图法分类号 P426.62⁺2 P435

^{*} 资助项目: 国家 973 项目(2006CB403600); 国家自然科学基金项目(40475027、40220503 和 40523001)。

作者简介: 万日金, 主要从事气候理论与预测研究。E-mail: Wanrj@mail.typhoon.gov.cn

1 引言

中国南方(长江以南)广大地区春季发生的连续阴雨天气是一种灾害性天气,在这种天气影响下,低温阴雨的范围大、持续时间长,可以造成大范围烂秧,对棉花、玉米的播种和管理也极为不利,还会影响交通、航运等。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。高由禧等(1962)指出,中国东部雨带最大轴线季节变化很大,但从10月中到次年5月初一直维持在长江中下游和南岭山脉之间,然后5月中旬南退至华南,并导致华南前汛期降水。文中所指春季雨带轴线维持在江南的降水就是本文研究的江南春雨。

李麦村等(1977)对春季连续阴雨的天气发生规律进行了广泛深入的研究,指出长江流域春季连阴雨形成是一种超长波在长江流域活动的结果:东亚急流分支比较清楚,急流上的槽脊位相不同甚至反相,这样南支向长江中下游输送的暖湿空气与北支输送的冷空气在长江中下游得以交汇,形成切变线和准静止锋,从而形成阴雨。包澄澜(1987)发现,在逐日天气图上,当春季多雨天气发生的时候,位于菲律宾群岛附近的高压西侧对流层中低层的西南风与东亚大槽西部的西北风在长江中下游交汇,形成静止锋;吴宝俊等(1996)也对江南岭北侧春季连阴雨的动力和热力特征分布进行了天气学个例分析。这些研究工作主要是对春季连阴雨天气过程的诊断研究,有的初步意识到青藏高原在其中的可能作用,但未深入研究。最近,陈绍东和王谦谦(2004)对江南汛期降水年际变化及其与海温异常的遥相关关系进行了分析,他们所指的江南汛期降水在时间上包括季风降水和非季风降水,在空间上的区域也不明确。以上工作更多的是从天气过程预报和汛期预测业务需求的角度进行的研究,没有从气候的角度对江南春雨进行全面深入研究。

Yeh等(1959)认为,全年实际上只有两个自然季节,冬季和夏季;冬季相对长,而过渡季节短得几乎可以忽略。所以,在气候研究方面,与江南春雨相关的降水和环流特征很少被关注,只有很少研究偶尔涉及到江南春季的持续降水;直到20世纪90年代末,Tian和Yasunari(1998)(简称TY)提出春季持续降水的概念(Spring Persistent Rains,本研究

引用该提法,中英文简称分别为江南春雨和SPR),首次将SPR作为气候事件加以详细研究,并认为SPR是海陆分布的季节增暖时滞效应而非地形效应所形成的,而万日金和吴国雄(2006)通过资料分析和模式试验证明,正是青藏高原高大地形的机械和热力强迫形成了高原东南侧的西南急流,进而形成了SPR。因此,SPR并非瞬变的天气现象,而是有其深刻气候背景的气候现象。

TY根据有限的降水和环流资料分析,将SPR期定为第12—26候,空间范围取为 25° — 30° N;该文中所用资料只有10 a,对于研究SPR的气候特征明显不足。本文将在时间跨度更长、空间分辨率更高的气候平均资料基础上,通过研究降水、环流形势的演变和高原加热的明显变化特征,来确定SPR建立与终结的时间,并通过资料分析和数值敏感性试验,从理论上确定SPR的空间分布范围。

2 资料

本文使用的降水资料有:国家气象信息中心(NMIC)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,以进行中国东部降水气候平均时空特征分析;CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)(Xie P P和Arkin P A,1997)的全球 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度格点1979—2004年(每年73候)逐候降水总量资料,取其26 a平均,以显示包括中国沿海地区降水的空间分布特征。

本文使用的气候平均环流资料为NECP/NCAR气候分析中心的全球 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 格距气候平均(1968—1997年)逐日等压面平均资料,包括17个等压面层的温度、位势高度、风场,处理为逐候平均资料,用以考察与SPR期降水相关的大型环流形势场的时空分布。本文还使用了NCEP/NCAR再分析气候平均(1968—1997年)逐日地面感热通量资料,将它们处理为累年候平均资料,以考察大尺度的陆面过程。根据段安民(2003)的研究,由于NCEP/NCAR资料是由同化所产生的资料,具有动力一致性,适于进行气候尺度的机制分析,尽管在东亚地区的精度有一定问题,但以季节变化和年际变化的尺度来研究东亚地区的气候特征时还是可

信的。

3 江南春雨的一般气候特征

由于目前人们对气候意义上的江南春雨的了解不多,所以下面先做一个简单的介绍。图1是第12—26候(TY所取时段)中国东部地区多年平均(1951—2000年)降水量图。由图1可见,在第12至第26候,在江南存在一降水大值带,主雨带大致呈东北—西南走向,中心强度6—7 mm/d,这就是TY所称的SPR,即“江南春雨”,因为以往通常认为其雨带处于长江以南、南岭以北的“江南”,又出现在春季,常与春季连续低温阴雨天气相联系。TY也把空间南北范围取在25°—30°N。但由图1可以看出,SPR雨带的大值中心带正好位于南岭武夷山脉地区。

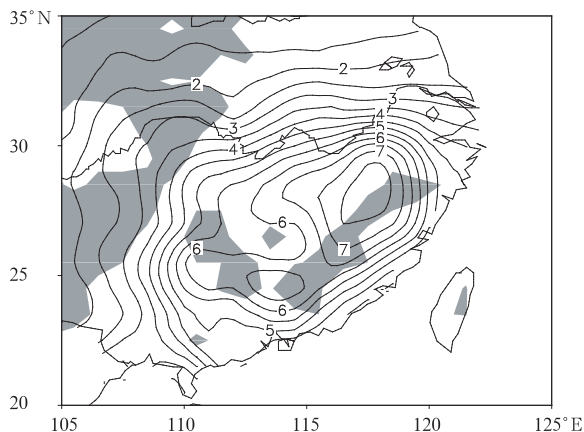


图1 第12—26候平均降水量分布
(单位: mm/d; 阴影区为地形高度平滑后超过600 m)

Fig. 1 Pentadly rain mean of 12th–26th over 1951–2000
(unit: mm/d; shaded are where topography exceeds 600 m)

图2是气候平均1—73候中国东部降水经向平均纬度时间剖面。由图2可见,SPR雨带中心轴线在28°N附近,1月就已存在,但较弱,2月逐渐增强,3月初达到4 mm/d,3—5月上半月最强;南北位置少动,直至5月中旬南海季风爆发,雨带中心南移,东亚进入主汛期;6月下旬至7月上旬雨带北跳至长江流域,形成梅雨;7月中旬再次北上至华北,形成华北雨季,另一支季风主雨带南落至华南并维持至9月,是华南的台风雨季,10—12月在江南再次建立弱降雨中心带。由此可见,除了受季风雨带干扰外,东亚雨带并非随季节演变而春季北进、秋季南退,而是比较稳定地维持在28°N附近,只是春季

增强,秋季减弱。除了夏季风雨季外,中国东部雨带轴线全年如此稳定在一条纬度带上,值得仔细深入研究。

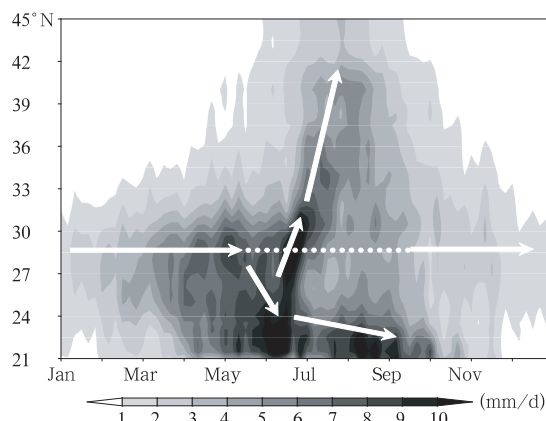


图2 110°—120°E经度平均纬度时间候平均
降水量(单位: mm/d)剖面

Fig. 2 Pentadly latitude-time cross section of
precipitation averaged over 110°–120°E (unit: mm/d)

4 江南春雨的建立与终结

4.1 江南春雨建立与终结前后中国东部降水季节变化特征

前面介绍江南春雨气候概况时已经指出,SPR雨带大值中心轴线维持在28°N度附近,除受夏季风雨带干扰外稳定少变。由图2可见,在2月后半月,有小范围的4 mm/d的雨带大值区出现在25°N附近,并向北移动,3月第1候(全年第13候)北上至28°N附近,此后该雨带中心轴线一直维持在28°N附近,江南山脉地区进入多雨时节。可见雨带中心北跳至28°N附近具有明显的指示意义,标志着SPR雨带中心的建立。

从第27候开始,江南雨带开始减弱,中心有所南移,第28候出现一个明显的降水低值区。进入4月之后,华南24°N附近的降水也开始增多,但时隐时现,不是很稳定。由于NMIC的降水资料只有陆地资料,没有中国东南沿海的海面资料,图中低纬度23°N以南的数据可能会有较大误差,因而无法确定SPR雨带与南海季风雨带转换的细节。而在CMAP中国东部气候平均逐候降水分布图上(图3),第27候雨带仍在江南至华南(图3a),到第28候(图3b),雨带中心完全南移到南海,此时南海季风爆发,标志着冬季环流到夏季环流的突变。所以

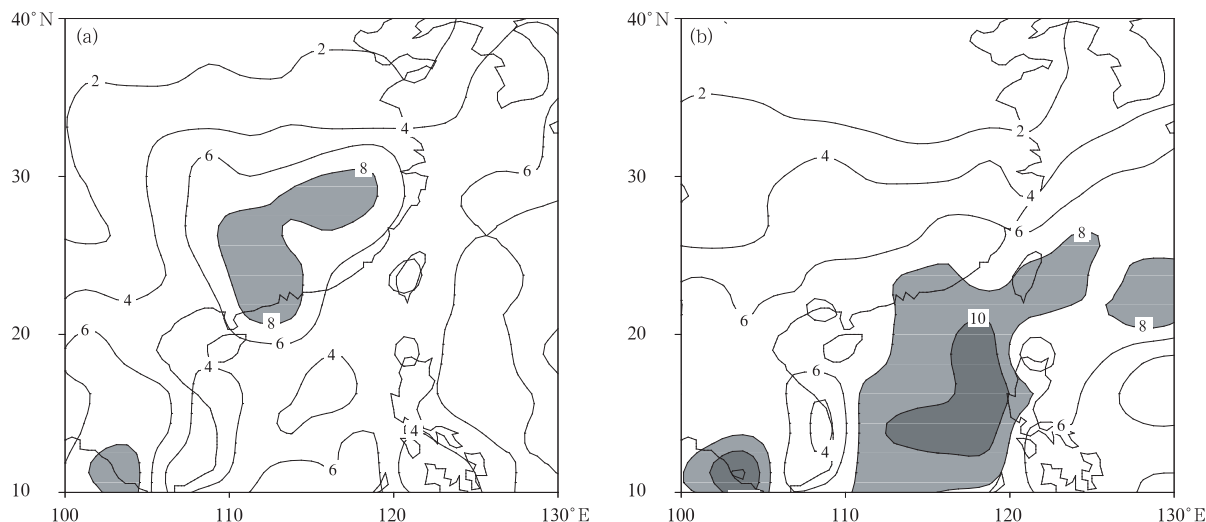


图3 CMAP 气候平均(1979—2004年)候降水量分布

(a. 第27候, b. 第28候; 单位: mm/d)

Fig. 3 CMAP climatological (1979–2004) pentad mean precipitation

(a. 27th pentad, b. 28th pentad; Unit: mm/d)

从雨带中心轴线的建立和减弱南退来看,第13候和第27候是江南春雨变化比较显著的时期。

4.2 江南春雨建立与终结前后低层风场季节变化特征

图4是中国东部850 hPa风场的纬向平均(110°—120°E)时间演变,图中虚线框所在时间域为SPR时期。可以清楚看到,3月第1候(全年第13候)风速超过3 m/s的西南风迅速向北向南扩展,此时28°N附近纬向平均雨量达到4 mm/d(图2);以后西南风速进一步加大到4 m/s以上,并一直维持到5月第3候(全年第27候);到5月第4候时(全年第28候),江南西南风突然减弱,大值控制范围在南北方向上同时收缩;另外35°N以北西风带急流也迅速减弱消退,而在20°N以南,南海由东南风转为西南风,南海季风爆发。在图2上对应SPR雨带强度减弱,雨带位置南移到南海,标志着SPR期的结束。由此可见,SPR期正好跟中国东南部20°—27.5°N西南风的加强、维持和减弱相对应,西南风的演变与江南降水的时间演变是完全一致的,SPR期以江南平均西南风速超过3 m/s并且南北范围大致达22.5°—27.5°N为特征,该阶段的起止时间为第13候和第27候。6月中后期,中国东南部的西南风再次加强,长江中下游地区进入梅雨季节。

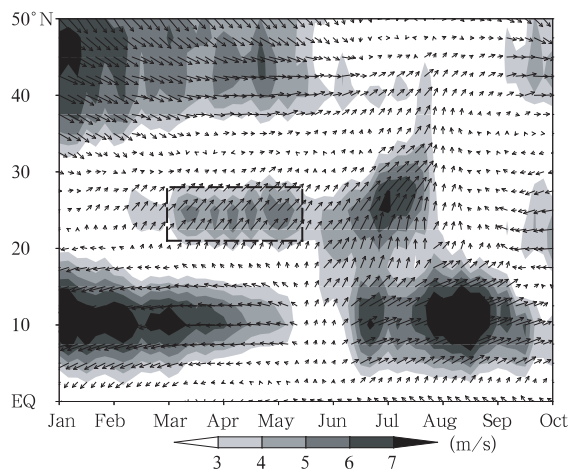


图4 气候平均850 hPa风场的纬向平均(110°—120°E)时间演变(阴影区风速大于3 m/s,虚框内为13—27候)

Fig. 4 Latitude-time cross section of pentadly mean wind at 850 hPa averaged over 110°–120°E
(The shaded exceeds 3 m/s and the dashed rectangle spans 13th–27th pentad)

4.3 江南春雨建立与终结前后经向环流特征

图5是SPR建立与结束前后纬向平均(110°—120°E)合成风($v, -\omega$)高度纬度剖面图。从图5a—5c上可以看到,在SPR建立前后,赤道受热上升副热带地区冷却下沉的Hadley环流圈非常清楚。在副热带高压北侧20°—30°N,从2月第4候(全年

第10候)开始(图略),850 hPa 以上向北的上升运动已很明显,但到3月第1候(全年第13候,图5b),该上升运动突然明显减弱,而第14候(图5c)该上升运动又迅速恢复,并且强度进一步加强,以后一直维持到东亚夏季风结束(图略),与此相对应,850 hPa 上江南的西南风显著增强,SPR 降水显著增加。可见,这种环流的突然中断意味着环流的调整,可能与对流层中低层南支西风急流的减弱北撤

和高原东南部感热加热的迅速增强有关。尽管如此,SPR 期的环流基本上仍是比较稳定的冬季环流形势,其他位置的环流没有明显的变化,图中灰色阴影所示为纬向西风区域,它的变化也不明显。在北半球,东西风分界面(副高脊面)随高度升高南倾,表明此时的温度场的分布是南高北低(毛江玉等,2002)。

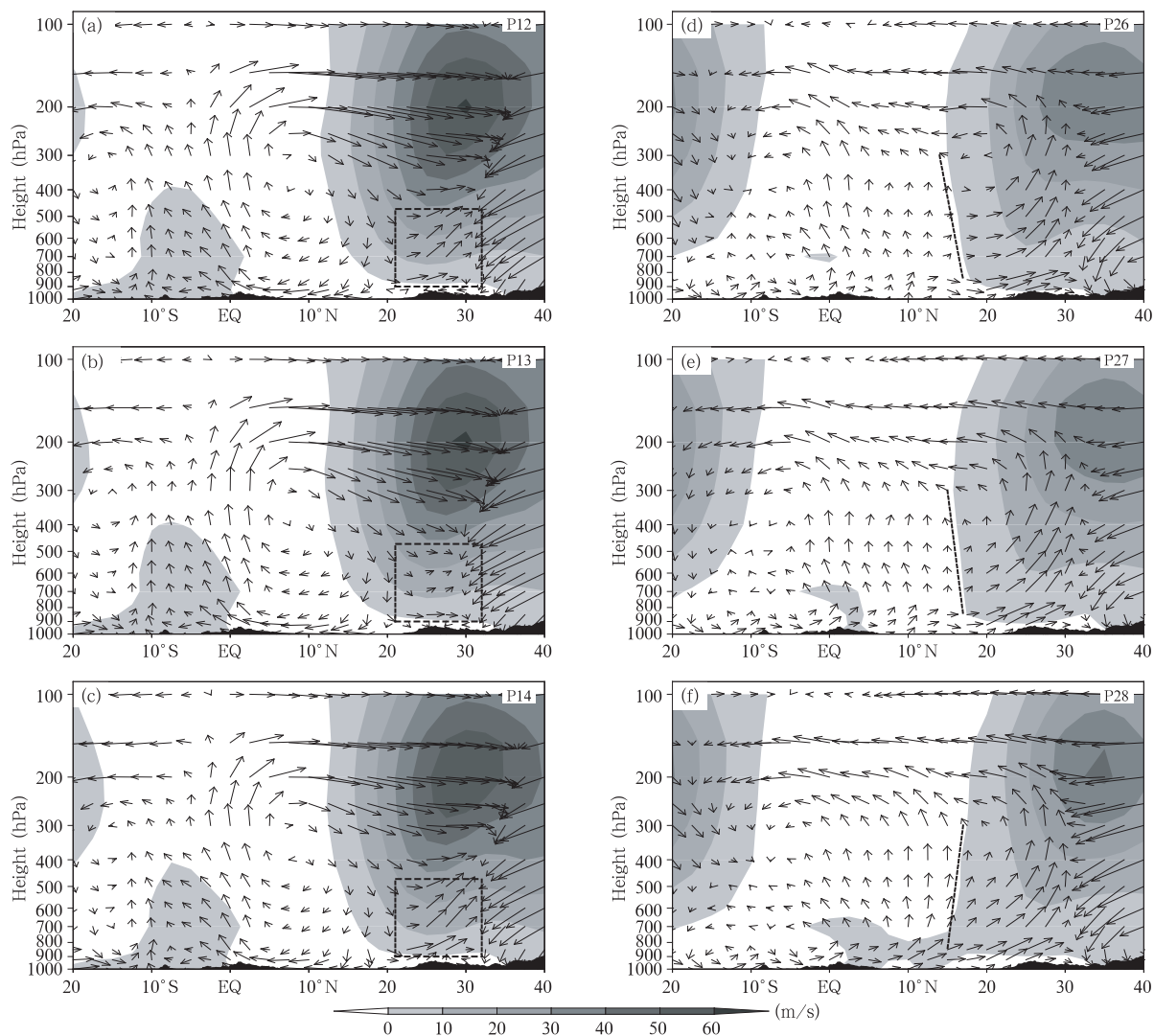


图5 SPR 建立(a、b、c)与结束(d、e、f)前后纬向平均(110°—120°E)合成风构造矢量($v, -80 \times \omega$)高度纬度剖面
(灰色阴影区为相应纬向平均西风区,黑色阴影为相应纬向平均地形高度)

Fig. 5 Pentadly evolution of height-latitude cross section of composite vector ($v, -80 \times \omega$) averaged over 110°—120°E around the onset (a, 12th, b, 13th, c, 14th pentad) and end (d, 26th, e, 27th, f, 28th pentad) of SPR and zonal wind speed contour
(The grey shaded means westerly, The black shaded are latitudinal mean topography)

SPR 结束前后在江南上空的垂直上升气流,无论是方向,还是速度,变化都不明显,而南海上空的变化还是比较清楚的(图 5d—5f)。在 10° — 20° N, 第 26、27 候低层风是下沉的,但到了第 28 候都转变为上升气流;在中高层垂直风速上,第 26 候在南海上空几乎没有上升,第 27 候开始出现上升,第 28 候时上升运动显著增强。另外,从图中北半球灰色阴影区可以看出,副高脊面随高度升高在 200 hPa 以上是一致向北倾的,因为在赤道上空是过流引起的冷温度中心,温度梯度一直保持北高南低的形势;但在对流层中低层,第 26 候略向南倾,第 27 候仍保持南倾,但角度有所减小,而第 28 候出现反转,转变为略向北倾,表明此时的温度场南北分布梯度出现反转,环流由冬季型转变为夏季型,同时南海季风爆发(柳艳菊和丁一汇,2006)。但此时东亚低层 110° — 120° E 的南北温度梯度并没有出现反转,而是高原东南部的温度梯度出现反转(图略),说明高原在季风爆发过程中扮演了重要角色。

以上说明,第 27 候是大气环流由 SPR 期的冬季型转向南海季风期的夏季型的过渡期,但从副高脊面的倾斜程度和南海低层的上升运动来看,仍然属于冬季型形势。

4.4 江南春雨建立与终结前后高原感热加热特征

高原东南侧西南风以及高原感热加热对 SPR 的建立和终结具有重要意义(万日金和吴国雄,2006),所以有必要考察两者在 SPR 建立与终结过程中的演变特征。图 6 是 SPR 主雨区(A: 24° — 30° N, 110° — 120° E)降水 R_{SPR} 、江南上游 B 区(20° — 25° N, 105° — 115° E)850 hPa 西南风速 V_{sw} 、高原东南部 C 区(22.5° — 32.5° N, 95° — 105° E)地表感热通量 S_{SE} 、高原主体 D 区(27.5° — 37.5° N, 80° — 100° E)地表感热通量 S_{MN} 的位置(图 6a)及各物理量区域平均季节演变图(图 6b)。由图可见, A 区降水 R_{SPR} 从 1 月到 5 月中几乎是直线上升的,在 3 月第 1 候达到 4 mm/d,到 5 月第 4 候出现明显的下降,与前面中国东部地区降水的季节演变完全一致; B 区的西南风速 V_{sw} 和 C 区的地表感热通量 S_{SE} 在 3 月第 5 候之前也一直是上升的,之后同时进入稳定维持期,4 月下旬减弱。在 3 月第 1 候, V_{sw} 超过 5 m/s, S_{SE} 达到 43 W/m²; 在 5 月第 4 候, V_{sw} 降至 5 m/s 以下, S_{SE} 降至 43 W/m² 以下。仔细对比可以发现,这两条曲线几乎都以 4 月第 2 候为中心呈前后对称分布,说明高原东南侧的西南风与高原东南部的感热加热密不可分,显现春季高原东南部感热加热对西

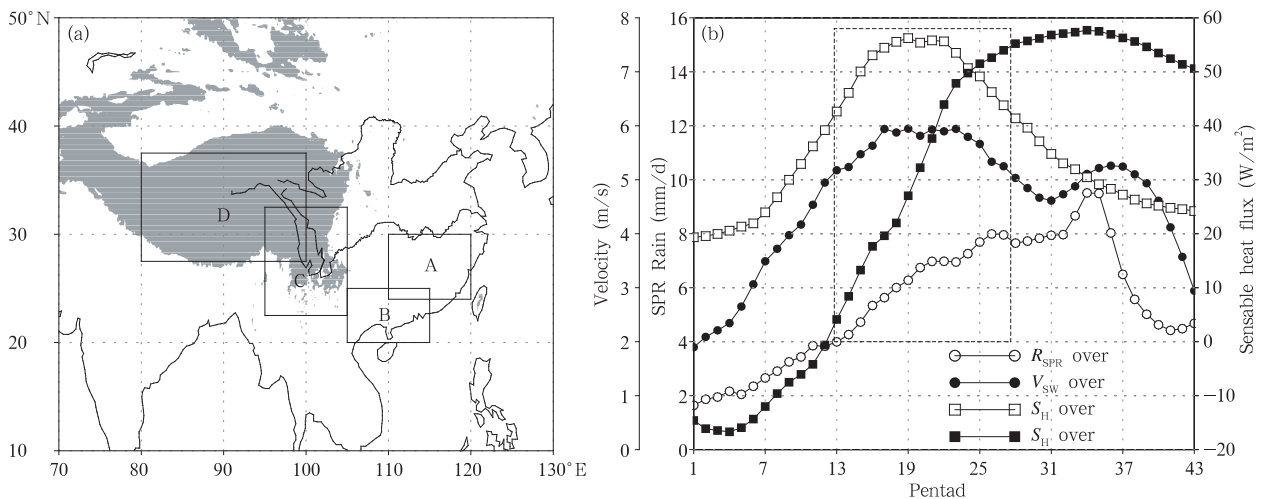


图 6 物理量相关区域(a)及其区域平均逐候演变:SPR 区(A: 24° — 30° N, 110° — 120° E)降水 R_{SPR} 、850 hPa 西南风区(B: 20° — 25° N, 105° — 115° E)西南风速 V_{sw} 、高原东南部(C: 22.5° — 32.5° N, 95° — 105° E)和高原主体(D: 27.5° — 37.5° N, 80° — 100° E)地表感热通量 S_{SE} 、 S_{MN} (b)

Fig. 6 Variables associated areas and the pentadly evolution of those variables (SPR rain R_{SPR} over A: 24° — 30° N, 110° — 120° E, southwesterly velocity V_{sw} at 850 hPa over B: 20° — 25° N, 105° — 115° E, surface sensible heat flux at southeastern part of TP S_{SE} over C: 22.5° — 32.5° N, 95° — 105° E and at main part of TP S_{MN} over D: 27.5° — 37.5° N, 80° — 100° E)

南暖低涡气旋性环流西南风的贡献,同时也为 SPR 时段的划分提供了有力的依据。

值得注意的是,青藏高原主体(D区)平均的地表感热通量 S_{MN} 从 2 月第 6 候的 -1 W/m^2 升为 3 月第 1 候 4 W/m^2 ,标志着高原在感热加热方面从热汇变为热源,其在低层产生的热力环流分量不再是高压反气旋性环流,而是低压气旋性环流,从而加强了其东南侧的西南风,对于 SPR 的建立具有重要的促进作用。

在 3 月第 1 候(全年第 13 候),高原主体和高原东南部的感热加热、高原东南侧西南风速、SPR 区的西南风速和 SPR 区雨量都提升到一个新的水平, 4 mm/d 的雨强在 28°N 附近建立,标志着 SPR 的建立;在 5 月第 3 候(全年第 27 候)以后,上述物理量都迅速减小,中国东南部雨带中心南移至南海,南海副高脊线北倾,南海季风爆发,标志着 SPR 期的结束。另外,3 月第 1 候正好是自然季节春季(3—5 月)的起始候,与自然季节的划分一致。因此以 3 月第 1 候(全年第 13 候)和 5 月第 3 候(全年第 27 候)作为 SPR 的建立和终结时间是比较适当的。

5 江南春雨的空间分布

李麦村等(1977)认为,东亚西风带的南支急流向长江中下游输送的暖湿空气与北支急流输送的冷空气在长江中下游得以交汇,形成切变线和准静止锋,那么为什么 SPR 的雨带并未出现在长江中下游,而是在江南呢?它与南岭武夷山脉地形又是怎样的关系?周天军和钱永甫(1996)通过模拟试验指出,地形对降水的影响主要表现在其增幅效应和降水区分布的结构上,那么南岭武夷山脉地形对 SPR 的具体影响又是如何呢?

5.1 江南春雨空间分布与南岭武夷山脉地形的关系

南岭、武夷山脉是横亘在中国南方的大型山系,平均海拔 600 m 以上,最高峰黄冈山海拔 2157.7 m。武夷山脉呈东北—西南走向,南岭山脉呈东西走向,两支山脉组合成一个反“L”型结构,在高分辨率的地形高度(图 8)中可见,SPR 的雨带中心轴线也呈反“L”型分布,与南岭和武夷山脉的走向非常一致。在武夷山脉的主峰黄冈山附近,越过南岭的西南暖湿气流或越过武夷山脉的东南暖湿气流,与来自东北或西北冷空气交汇,锋面往往在那里停滞并转为锢囚,从而形成了一个降水大值中心;而在韶关附近是一

个面向西南偏南的喇叭口地形,又是西南风必经之地,因而形成了一个次大降水中心。总体来看,SPR 雨带轴线完全与山脉的位置重合,这充分说明了 SPR 雨带的分布与山脉地形有密切关系。

由气候平均 SPR 期(13—27 候)纬向平均假相当位温和合成风高度纬度剖面(图 7)可见,南北冷暖空气气流的交汇区出现在 30°N 附近的长江中下游一带上空,但为什么 SPR 雨带却出现在江南山脉地形位置呢?首先,由于山脉地形的阻挡和机械强迫,南方来的暖湿气流在山脉的迎风坡被迫爬升,在适当的天气条件下就可产生凝结降水,降水产生的潜热又可降压,诱导上升运动和过流(吴国雄和刘屹岷,2000),所以,在山脉地形的上空 300 hPa 上仍可见明显上升运动。其次,低层假相当位温线在山脉地区密集,并且随高度的升高向南倾斜,说明山地附近低层处于对流性不稳定之中,有利于不稳定能量的释放。暖湿与冷干空气的锋区常滞留在山脉附近,该锋区的存在显然有利于增加山地的降水,从而使雨带中心轴线与山脉重合。由此可见,山脉地形对 SPR 雨带的空间分布和强度具有重要影响。

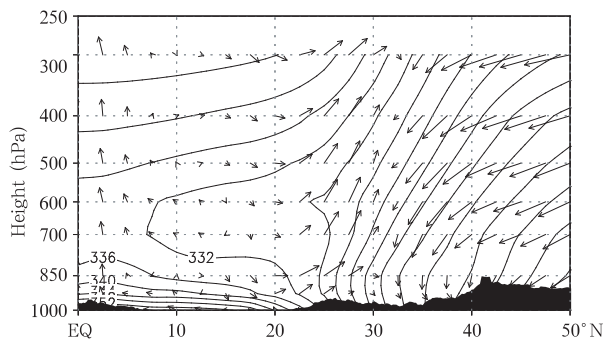


图 7 SPR 期(13—27 候)经向平均(110° — 120°E)假相当位温等值线(单位:K)和合成风($v, -80 \times \omega$)高度纬度剖面图

(阴影区为平均山脉地形高度剖面)

Fig. 7 Climatological mean height-latitude cross section of the equivalent potential temperature (unit: K) and composite vector ($v, -80 \times \omega$) averaged over 110° — 120°E

江南山脉的存在对冷暖空气阻挡的综合效应是什么?如果没有山脉地形,SPR 雨带将会如何变化?需用数值模式敏感性试验来进一步阐明山脉地形对于 SPR 雨带的影响及机制。

5.2 山脉地形高度影响江南春雨空间分布的敏感性试验

5.2.1 模式介绍

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 $\times 1.66^\circ$ 纬度,采用 σ 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,1997)。模式物理过程较完备,包括了 K-分布辐射参数化(Shi G Y,1981)、Slingo(1987) 的诊断云方案,太阳辐射日变化方案(邵惠等,1998)简化的简单生物圈模式(SSiB)(Xue 和 Sellers, 1991; Liu 和 Wu, 1997)。Wu 等(2003)和

Wang 等(2004)通过模拟全球气候平均态表明该模式能很好地再现观测气候基本模态。

5.2.2 实验设计

不改变任何参数保持原模式地形的试验为控制试验 CTL。敏感性试验为削平及加高南岭、武夷山脉敏感性试验(以下简称 NNL 和 HNL 试验),用以考察山脉地形对 SPR 雨带的影响,称为山脉试验。控制试验 CTL 和山脉敏感性 NNL 和 HNL 试验都运行 15 a,由于模式不能输出候资料,取后 10 年 3—4 月的平均物理量场代表春季进行分析。由于该时段占 SPR 期 80%,不致对本文的分析结果有较大的影响。

5.2.3 结果分析

从控制试验 CTL(图 8a)与实况降水(图 8b)的对比分布可以看出,模式降水的分布大体上能反映

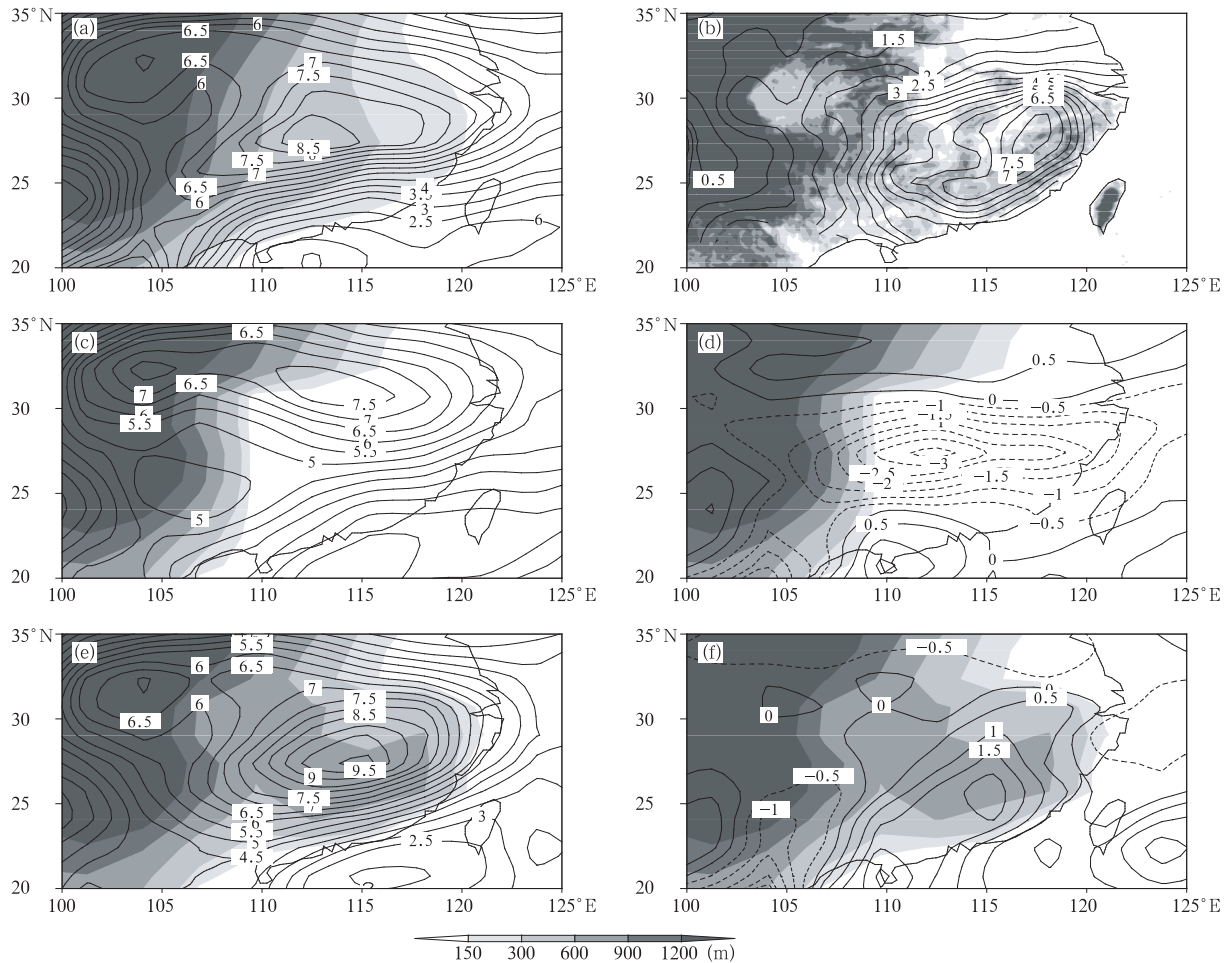


图 8 控制试验、敏感性试验与实测 SPR 期(3—4 月)平均日降水量(单位:mm/d)对比
(a. 控制试验, b. 实测, c. 去除江南山脉, d. 无山脉—控制试验, e. 山脉加高 300 m, f. 山脉加高一控制试验;
阴影区为模式及实况地形高度,单位:m)

Fig. 8 Mean precipitation (unit: mm/d) in CTL case (a), gauge observation (b), NNL case (c), NNL-CTL (d), HNL case (e) and HNL-CTL (f) (The shaded contours depict model or real topography (unit: m))

SPR 期东亚雨带的形态。无山脉敏感性试验 NNL 表明(图 8c、8d), 无江南山脉地形, 江南 SPR 期降水将减少 1—3 mm/d(图 8d), 而华南沿海和长江以北降水将略有增加, 即中国东部总降水将减少, 南北分布将更为均匀, 雨带会北移到长江流域 30°N 附近(图 8c), 正好位于南北西风急流分支的中间(参考图 4); 另一方面也说明, 在 SPR 期, 江南山脉对南方暖湿气流的阻挡作用更为明显。而加高山脉高度 300 m 后(图 8e、8f), 长江以南的降水明显增强 1—2 mm/d, 而长江以北降水有所减少(图 8f), 即降水南北分布将更不均匀, 雨带南移到山脉附近(图 8e), 与实况位置(图 8b)更为接近。由此可见, 山地地形对于冷暖空气的阻挡、强迫抬升和增雨的作用。

另外, 虽然控制试验的模式降水分布大体上能反映 SPR 期东亚雨带的形态, 但该雨带比实况明显偏北, 可能与模式中使用的地形方案有关。因为模式中的方案取地形高度面积平均并加上平滑处理, 在很大程度上低估了带状山脉地形对于冷暖空气的阻挡、强迫抬升作用, 可以考虑适当加高模式地形高度以改进模式对降水的模拟。

总之, SPR 雨带的位置和强度明显受南岭、武夷山脉地形的影响, 山脉地形能阻挡、抬升冷暖空气, 加强锋生, 增强降水, 使雨带位置与山脉分布重合(图 1)。SPR 雨带的位置与传统的长江以南、南岭以北的中国东部地区的“江南”(陈绍东等, 2003; 陈绍东和王谦谦, 2004)有很大的不同, 它覆盖整个南岭、武夷山脉地区, 特别是在南岭山脉南侧的迎风坡出现一个次大降水中心, 所以, 它的南界位置应该更南一些, 至少可以达到 23°N 。如果以平均 6 mm/d 的雨强为标准, “江南春雨”中的“江南”中心区范围取为长江(30°N)以南、 110°E 以东、雷州半岛以北的中国东南部地区。

6 结论与讨论

由于在 SPR 建立前后大气环流形势仍是冬季环流形势, 没有明显的突变, 只是在太阳辐射的强迫下逐渐增暖, 但在 3 月第 1 候(全年第 13 候)以后, 青藏高原主体的感热加热性质由冷源转变为热源、高原东南部感热加热迅速增强, 高原东南侧西南风迅速加大, 江南西南风同时向南向北扩展, SPR 雨强迅速增长, 在综合考虑环流的调整以及自然季节的划分, 将 SPR 建立的时间定为第 13 候是适当的;

在 5 月第 3 候(全年第 27 候)以后, 高原东南部感热加热、高原东南侧西南风和江南地区西南风都迅速减小, SPR 雨量突然下降, 雨带南移, 冬季环流向夏季环流突变, 南海季风爆发, 标志着 SPR 期的结束。所以将 SPR 期确定为第 13 至第 27 候更能准确表达 SPR 的气候特征。

江南春雨雨带与南岭武夷山脉重合并非偶然, 而是山脉地形强迫抬升冷暖空气、加强锋生、增强降水所形成的。江南春雨 6 mm/d 的中心区范围为长江(30°N)以南、 110°E 以东、雷州半岛以北的中国东南部地区。

目前, 华南各省在业务预报中将汛期分为 4—6 月的前汛期和 7—9 月的后汛期, 但根据本文的研究, 其前汛期既包括江南春雨时期的 4 月至 5 月上半月共 1.5 个月, 又包括 5 月中旬中期南海季风爆发后的 1.5 个月, 分别为两个不同性质、具有不同气候背景的降水时段, 在业务预报中往往预测对了前期趋势, 却预测错了后期的趋势。如此看来, 似乎将华南的前汛期分为江南春雨时期和南海季风爆发期两个时段来做预测更为合理。

江南春雨的气候成因机制以及时空分布的研究, 有助于提高对季节转换中大气物理过程的认识, 从而为研究东亚春季气候及其与夏季风之间的联系, 以及指导业务短期气候预测提供理论基础。江南春雨的年际变化特征、影响因子物理机制, 以及与东亚夏季风的环流和降水之间的联系等等, 有待进一步研究。

References

- Bao Chenglan. 1987. Synoptic Science in China (in Chinese). Beijing: China Ocean Press, 269-269
- Chen Shaodong, Wang Qianqian, Qian Yongfu. 2003. A pilot study on the basic climatic features of flood season rainfall over Southern China and the relationship between them and abnormal sea surface temperature. J Tropical Meteor (in Chinese), 19(3): 260-268
- Duan Anmin. 2003. The influence of the thermal and mechanical forcing of the Tibet Plateau on the climate patterns in the East Asia [D] (in Chinese). Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 32-32
- Gao Youxi, Xu Shuying, Guo Qiyun, et al. 1962. The Monsoon Region and Regional Climate in China// Questions about the East Asia Monsoon (in Chinese). Beijing: Science Press, 49-63
- Li Maichun, Pan Jufang, Tian Shengchun, et al. 1977. The Fore-

- cast Method of Spring Persistent Low-temperature and Rains (in Chinese). Beijing: Science Press, 3-4
- Liu H, Wu G X. 1997. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. *Adv Atmos Sci*, 14(3): 289-308
- Liu Yanju, Ding Yihui. 2007. Analysis of the basic features of the onset of Asia summer monsoon. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 65(4): 511-526
- Mao Jiangyu, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2002. Study on modal variation of subtropical high and its mechanism during seasonal transition Part I: Climatological features of subtropical high structure. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 60(4): 400-408
- Shao Hui, Qian Yongfu, Wang Qianqian. 1998. The effects of the diurnal variation of solar radiation on climate modeling of R15L9. *Plateau Meteor* (in Chinese), 17: 158-169
- Shi G Y. 1981. An accurate calculation and representation of the infrared transmission function of the atmospheric constituents [D]. Tohoku University of Japan, 191-191
- Slingo J M. 1987. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 113: 899-927
- Tian S-F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of Spring Persistent Rains over central China. *J Meteor Soc Japan*, 76(1): 57-71
- Wang Qianqian, Chen Shadong. 2004. The SVD analyses of the relationship between the flood season rainfall over southern China and tropical sea temperature. *Drought Meteor* (in Chinese), 22(3): 11-16
- Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2006. Mechanism of the Spring Persistent Rains over southeastern China. *Sci in China Ser. D*, 36(10): 936-950
- Wang Z Z, Wu G X, Wu T W, et al. 2004. Simulation of Asian monsoon seasonal variations with climate model R42L9/LASG. *Adv Atmos Sci*, 21(6): 879-889
- Wu Baojun, Peng Zhiban. 1996. The progress of the study on the spring persistent rain over southern China. *Sci Tech Bull* (in Chinese), 12(2): 65-70
- Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone Part I: Thermal adaptation and overshooting. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 24(4): 433-446
- Wu Guoxiong, Zhang Xuehong, Liu Hui. 1997. The study on global sea-air-land model (GOALS/LASG) and its simulations. *J Appl Meteor* (in Chinese), 8(sup): 15-28
- Wu T W, Liu P, Wang Z Z, et al. 2003. The performance of atmospheric component model R42L9 of GOALS/LASG. *Adv Atmos Sci*, 20(5): 726-742
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model Outputs. *BAMS*, 78: 2539-2558
- Xue Y K, Sellers P J, Kinter J J, et al. 1991. A simplified biosphere model for global climate studies. *J Clim*, 4: 345-364
- Yeh T-C, Dao S-Y, Li M-T. 1959. The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October // Bolin B. *The Atmosphere and the Sea in Motion*, Rossby Memorial. New York: The Rockefeller Institute Press, 249-267
- Zhou Tianjun, Qian Yongfu. 1996. The experiment study on the effect of topography affecting the results of numerical forecast. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 20(4): 452-462

附中文参考文献

- 包澄澜. 1987. 中国天气学. 北京: 海洋出版社, 269-269
- 陈绍东, 王谦谦, 钱永甫. 2003. 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*, 19(3): 260-268
- 段安民. 2003. 青藏高原热力和机械强迫对东亚气候格局的影响 [D]. 中国科学院研究生院, 32-32
- 高由禧, 徐淑英, 郭其蕴等. 1962. 中国的季风区域和区域气候 // 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 49-63
- 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 2002. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I: 副热带高压结构的气候学特征. *气象学报*, 60(4): 400-408
- 李麦村, 潘菊芳, 田生春等. 1977. 春季连续低温阴雨天气的预报方法. 北京: 科学出版社, 92pp
- 柳艳菊, 丁一汇. 2007. 亚洲夏季风爆发的基本气候特征分析. *气象学报*, 65(4): 511-526
- 邵惠, 钱永甫, 王谦谦. 1998. 太阳辐射日变化对 R15L9 气候模拟效果的影响. *高原气象*, 17: 158-169
- 万日金, 吴国雄. 2006. 江南春雨的气候成因机制研究. *中国科学 D 辑地球科学*, 36(10): 936-950
- 王谦谦, 陈绍东. 2004. 江南地区汛期降水与热带海温关系的 SVD 分析. *干旱气象*, 22(3): 11-16
- 吴宝俊, 彭治班. 1996. 江南岭北春季连阴雨研究进展. *科技通报*, 12(2): 65-70
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流. *大气科学*, 24(4): 433-446
- 吴国雄, 张学洪, 刘辉等. 1997. 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*, 8(增刊): 15-28
- 周天军, 钱永甫. 1996. 地形效应影响数值预报结果的试验研究. *大气科学*, 20(4): 452-462