

青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响^{*}

郑益群 钱永甫 苗曼倩

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

季劲钧

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 利用 SVD 等方法对青藏高原积雪与中国区域降水的关系作了诊断分析。并用区域气候模式 (RegCM2) 对高原积雪的气候效应进行了模拟。结果表明: 青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响是显著的。积雪的增加会明显减弱亚洲夏季风的强度, 使华南的降水减少, 江淮流域的降水增多。高原冬季积雪深度的增加, 比积雪面积的扩大和春季积雪深度的增加对后期气候的影响更大。

关键词: 青藏高原; 积雪; 夏季风; 模拟

1 引言

积雪的气候效应是一个古老的气象问题。早在 1884 年, Blanford 就根据少量观测资料, 提出了印度夏季风降水与喜马拉雅冬春积雪之间的反相关关系。其后许多气象学家都对积雪的气候效应进行了研究, 并用更丰富的资料验证了欧亚雪盖与印度夏季风的负相关^[1~3]。Charney 和 Shukla^[4]对这种相关的机理进行研究后认为, 印度季风环流是一个动力稳定系统, 它的季节变化主要取决于边界层状况的缓慢改变。欧亚大陆积雪的增加会降低春夏地表及其上气柱的温度, 使夏季由海洋指向陆地的经向温度梯度减小, 从而减弱夏季风的强度。虽然雪盖的基本效应是高反射率引起的地表吸收净短波辐射的减少, 但由于积雪融化和蒸腾吸收热量及土壤潮湿引起的热容量增大, 而使地表温度降低也是很重要的, 并能持续较长时间^[5~7]。

青藏高原是地球上最高大的台地, 且所处的地理纬度低, 与整个欧亚雪盖相比, 高原积雪对季风环流的影响可能更为显著^[8,9]。Hahn 和 Manabe 通过数值试验发现, 只有在模式中加入高原地形才能模拟出亚洲季风^[10]。吴国雄也通过对高原的热力和机械强迫作用与亚洲季风爆发的研究后认为, 亚洲季风爆发在很大程度上依赖于青藏高原的加热^[11]。钱永甫等利用一个 5 层有限区域模式模拟了青藏高原在南亚和东亚季风发展过程中的作用, 结果表明, 高原的存在对孟加拉湾及东亚的季风降水有重要作用^[12]。中国属于典型的季风气候区, 雪盖对季风活动的影响势必会对我国夏季大范围地区的旱涝产生影响^[13]。

目前, 欧亚雪盖及青藏高原积雪对大气环流特别是对季风影响的数值模拟已经有了不少出色的工作^[5~9, 14~16]。但这些工作采用的大多是全球环流模式, 网格较粗, 往往不能较细致地刻划出区域气候对积雪异常的响应情况。另外, 迄今就春季积雪或冬季积雪, 积雪量或积雪面积, 何者为影响大气环流的主要气候因子仍然众说纷纭^[17]。为此, 本工作采用区域气候模式, 力图通过加入较真实的高原积雪强迫, 模拟积雪异常对中国夏季风气候的影响, 并对这种影响的机理作进一步分析, 以期得到有益的启示。

2 冬春高原积雪与春夏中国降水的诊断分析

为了增加模拟的针对性, 对高原积雪与中国气候的关系先作一些诊断分析是必要的。在本工作中先采用奇异值分解法 (SVD) 来诊断高原积雪与中国降水之间的耦合信号。近来不少工作都表明, SVD 方法计算简便, 所得耦合信号物理解释清晰, 在气象场诊断分析中具有普适性, 特别适合于大尺度气象场的遥相关研究^[18]。诊断分析所用资料为 1964~1993 年高原 56 个站的月平均雪深值及同时段的中国 160 个测站月平均降水量, 两个场均经标准化处理。分别进行了冬季 (上年 12 月, 1、2 月)、春季 (3、4、5 月) 积雪, 与同年春季、夏季 (6、7、8 月) 降水, 共 4 对气象场的 SVD 分析。比较 4 对气象场第一模态的 SVD 结果可以看到 (图略), 冬季积雪与后期降水有较好的相关性, 其中心相关系数都接近 0.6, 说明冬季高原积雪异常对同年春、夏季降水变化确有较大影响。而春季积雪与同期和后期降水的相关性较小, 基本上未超过 0.4, 这可能与积雪的年际变化集中发生在隆冬季节^[19], 且春季积雪异常持续时间短, 对大气环流的强迫作用较弱有关。当然, SVD 分析给出的第一模态相关系数分布只是表征了响应信号最强的一种遥相关型, 并不能完全代表降水对积雪变化的响应情况。为此, 本工作还对高原东部的冬、春积雪与中国不同区域降水间的关系作了相关分析。表 1 给出了中国华南、江淮、川东、华北、东北等区域与高原东部积雪间的相关系数。

表 1 高原冬、春积雪与中国区域 5 月及夏季降水的相关

	5 月					夏季				
	华南	江淮	川东	华北	东北	华南	江淮	川东	华北	东北
冬雪	-0.133	-0.218	-0.154	-0.126	0.176	-0.187	0.269	0.326	0.162	-0.226
春雪	0.126	-0.119	-0.121	-0.137	-0.122	0.134	0.146	-0.132	0.129	-0.125

比较表中数据可以发现, 中国各区域降水与高原冬季积雪间的相关要比与春季积雪间的相关高, 这与 SVD 的分析结果是一致的。但无论冬、春积雪, 其与中国各区域降水间的相关性都不是很高, 说明中国降水并不仅仅与高原积雪有关, 还受到其他多种因素的制约, 另外, 诊断分析的结果也还会受到资料准确性及研究区域选择的较大影响。

3 数值试验的模式、方案及资料

数值试验采用 NCAR 的第二代区域气候模式 (RegCM2)。该模式是在 MM4 的动力框架上, 通过改进辐射、积云对流及边界层等参数化方法后得到的区域气候模式。

模式中下垫面物理过程的计算采用 Dickinson 设计的 BATS1e 方案, 该方案在水分循环、地表感热及动量通量计算方面与较早的 BATS 方案类似, 可描述 18 种下垫面类型, 不同之处在于为改善土壤湿度计算加进了一 3 m 深土壤层, 修正了积雪区的土壤温度强迫回复计算法, 并在利用粗糙度时考虑了非零的“位移长度”订正。为了更好地反映边界层对下垫面强迫的作用, 作者采用湍流动能闭合 (TKE) 方案代替了 RegCM2 中原边界层参数化方案, 该方案可以更真实地描述边界层的物理过程, 改进地-气间的相互作用过程的模拟, 使模式的整体模拟效果得到明显改善^[20]。模拟所取的范围为包括青藏高原在内的中国区域, 模式的水平格距取 120 km, 垂直方向取 11 层。

为了清楚了解青藏高原积雪深度、积雪面积、冬季积雪、春季积雪及环境场何者为影响中国夏季风气候的主要因子, 共设计了 6 组试验:

(1) 控制试验 (以下简称 CN), 为避免模拟的偶然性, CN 试验采用 1986~1995 年 10 年平均的月气候场资料, 从 1 月 15 日 00 点 (世界时) 积分至 8 月 31 日 00 点, 高原的初始雪深为多年的气候平均值, 海温也为同期 10 年的平均值。

(2) 2 月雪深增加试验 (DL), 该试验从积雪峰值期的 2 月 1 日 00 点至 3 月 1 日 00 点, 每隔 12 小时进行一次雪深强迫。为避免加减雪量过大和高原整个范围均匀加减的做法, 体现高原积雪年际变化集中出现在 90~100°E 地区的特点, 根据文献[19]图 4 给出的积雪鼎盛期雪深距平分布, 将高原地区分为 8 个区, 分别进行雪深的增减, 增加幅度从 5 mm 水当量到 45 mm 水当量不等。图 1c 给出了 2 月份的雪深增加值, 从中可以看到积雪强迫的位置和强度基本上与文献[19]相符。该试验的其余条件与 CN 相同。

(3) 3 月雪深增加试验 (DL2), 该试验从 3 月 1 日 00 点至 4 月 1 日 00 点, 每隔 12 小时进行一次雪深增加的强迫。其余同 CN。

(4) 2 月雪深减少试验 (DS), 该试验从 2 月 1 日 00 点至 3 月 1 日 00 点, 每隔 12 小时进行一次雪深减少的强迫。减小幅度从 5 mm 水当量到 30 mm 水当量不等。其余同 CN。

(5) 2 月积雪面积扩大试验 (CL), 根据高原丰雪年与少雪年的雪线变化情况, 从 2 月 1 日 00 点至 3 月 1 日 00 点, 每隔 12 小时进行一次雪线外推修正。其余同 CN。

(6) 环境场的边界强迫试验 (BN), 为了了解环境场对区域气候的影响情况, 从 5 月 1 日 00 点至 8 月 31 日 00 点, 采用 1998 年 NCEP/NCAR 再分析资料的每天实况进行边界强迫。其余同 CN。

4 模拟结果

4.1 CN 模拟结果

进行 CN 模拟的目的一方面是检验模式对积雪及其他要素的模拟能力, 另一方面也可为其他试验提供一个作为参考的气候平均态。图 1a、b、d 给出了高原积雪的演变情况, 从图 1a 可以看出, 高原积雪由于受寒潮入侵路径和水汽输送方向的影响, 呈现外围多雪、腹地少雪的分布特征, 北疆和高原东南部积雪充沛, 藏北及塔里木盆地积雪贫乏, 这种分布状况与文献[19]中图 1 给出的高原冬季积雪鼎盛时期雪深分布符合得很好。

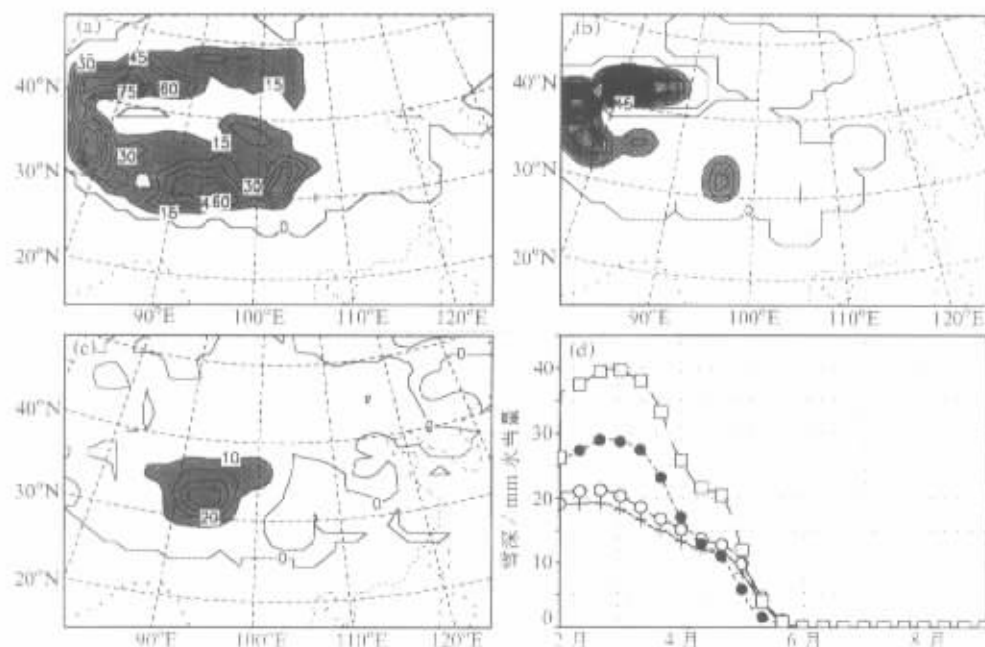


图1 控制试验模拟的积雪分布、季节变化及冬季雪深增加试验的雪深增加情况(单位: mm 水当量)
(a)、(b) 分别为2月、5月控制试验的积雪水当量分布, 等值线间隔为15 mm 水当量; (c) 2月雪深增加试验减控制试验的雪深分布, 等值线间隔为10 mm 水当量; (d) 控制试验与冬季雪深增加试验的高原东西部雪深时间演变曲线, 十字线为控制试验的高原西部平均雪深, 空心圆圈线为控制试验的高原东部平均雪深, 实心圆圈线为雪深增加试验的高原西部雪深, 空心矩形线为雪深增加试验的高原东部雪深

CN 试验结果显示, 3 月份雪线已开始北撤, 高原的积雪范围也开始缩小, 平均雪深减小(图略), 到了5、6 月份, 高原积雪已相当稀少, 除了天山及高原东南部存在积雪区外, 其他地区的积雪均已基本消融(图1b)。图1d 给出了CN 和DL 的高原东西部平均的雪深随时间变化, 从图中可以看到, CN 的雪深峰值出现在2 月初, 而DL 的峰值出现时间大约晚1 个月, 积雪的差别积累期出现在2 月, 差别消融期出现在3、4 月份, 到6 月初, CN 和DL 的积雪都已基本消失。CN 和DL 模拟的高原积雪季节变化也与文献[19]图2 符合得较好。图2a、b 分别为CN 试验的5 月和6~8 月的850 hPa 平均风场, 由图2a 可以发现, 5 月份已经可以看到南海季风爆发的特征, 但印度季风尚未爆发。

从图2b 的6~8 月平均风场上可以看到副热带高压外围的西南季风向北显著推进, 同时印度季风也已相当强盛了。850 hPa 风场的这种演变与季风爆发的进程是一致的。图2c、d 给出了CN 的5 月和6~8 月降水率分布。从图中可以看出雨带的演变与季风的进程也基本相符。从总体上来说, CN 试验对积雪、降水及环流形势的季节演变特征均能较好模拟, 所以本模式具备模拟积雪异常对区域气候影响的能力。

4.2 积雪增减及环境场改变对降水模拟的影响

先来看DL 模拟的降水情况。图3a、b 给出了5 月和6~8 月DL 减CN 的降水率

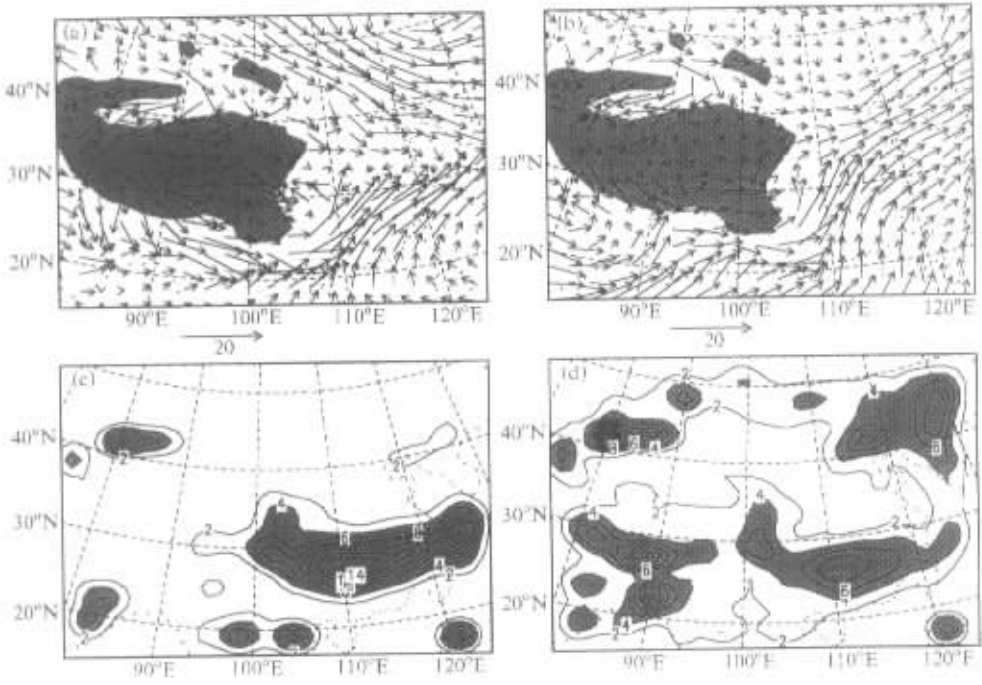


图2 5月和6~8月控制试验的850 hPa风矢量场及降水率分布
(a) 5月风矢量; (b) 6~8月风矢量; (c) 5月降水率分布; (d) 6~8月降水率分布
(a)、(b) 图中阴影代表高原地形, 图下方箭头代表单位风矢量大小, 单位: m/s ;
(c)、(d) 图中阴影代表降水率大于 4 mm/d 的区域, 单位: mm/d

差值分布, 从图 3a 可以看到 5 月在江南及东海 DL 模拟的降水是减少的, 而在中南半岛北部有所增加。6~8 月份 DL 模拟的降水在孟加拉湾北部剧烈减少, 华南也呈减少趋势, 而江淮流域降水反而增多 (见图 3b)。DL 模拟的这些特征与亚洲季风弱年出现的情况很相似。

金祖辉等通过统计分析指出, 当亚洲季风较弱时, 由季风造成的位于孟加拉湾北部的亚洲降水中心也相应减弱, 华南降水减少, 而江淮流域降水会有所增加, 华南与江淮流域降水的变化呈反相关关系, 这可能与华南主要受季风影响, 而江淮流域则主要由西风带与季风环流共同作用有关^[21]。当季风较弱时, 往往伴随着西太平洋副热带高压和南亚高压的偏南, 南方的暖湿气流不能较快地向北推进, 而在江淮流域与冷空气相持较长时间, 从而造成该地区降水增多。从图 3c、d 给出的 BN 试验结果来看, 降水的增减趋势与 DL 很相似, 但强度更强。这说明包含季风弱年 (1998 年) 信息的边界强迫对区域气候的影响是比较强的。同时也进一步证实了由 2 月份雪深增加而造成的后期降水变化确实具有弱季风年的特征, 至于强度较弱的原因, 可能与积雪强迫的强度较弱及采用多年平均的大气环流形势作边界强迫有关。吴国雄在研究青藏高原作用与亚洲季风爆发的关系时也指出, 在研究亚洲季风爆发时, 除了应注意高原的加热作用外, 还必须注意

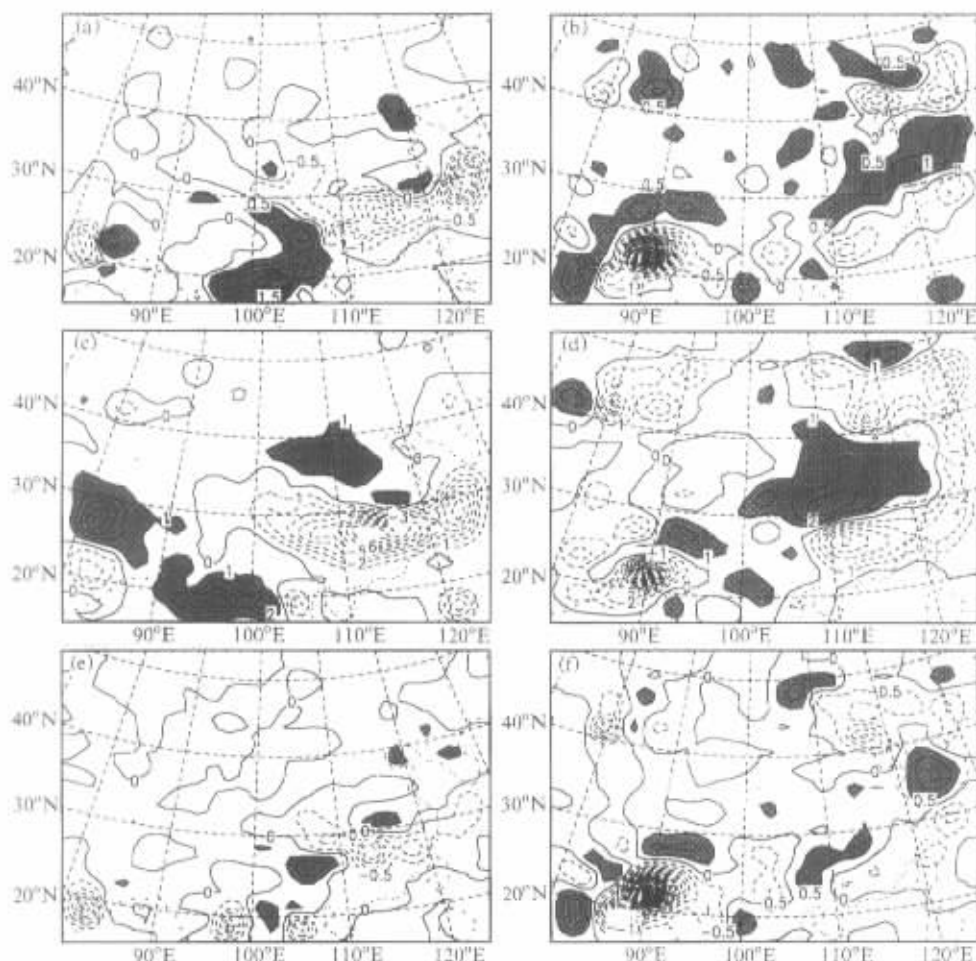


图3 5月和6~8月的雪深增加、环境场改变及面积扩大减控制试验的降水率差值分布(单位: mm/d)

冬季雪深增加减控制试验: (a) 5月, (b) 6~8月; 环境场变化减控制试验:

(c) 5月, (d) 6~8月; 冬季面积扩大减控制试验: (e) 5月, (f) 6~8月

图中阴影 (a), (b), (e), (f) 代表降水率大于 0.5 mm/d 的区域。

(c), (d) 代表降水率大于 1 mm/d 的区域。

大气环流形势的变化^[11]。图 3e、f 为 CL 与 CN 试验的降水差值分布, 可以看出其分布趋势与 DL 试验类似, 只是强度更弱, 说明冬季单纯的积雪面积扩大对后期的降水影响不显著。另外, 从 DL2 的降水差值图上看 (图略), 分布趋势也与 DL 接近, 而强度较弱。2 月雪深减小试验 (DS, 图略) 的结果表明, 降水的增减趋势与 DL 基本相反, 且幅度较小。通过将图 3 的 b、d、f 与诊断分析结果对照可以发现, 这几组试验模拟的降水增减趋势与统计分析结果基本一致, 都呈现出正负相间的南北向带状分布。

4.3 积雪增减及环境场改变对形势场模拟的影响

形势场模拟的影响拟从 850 hPa 风场及 500 hPa 温度场来讨论。图 4a、b 给出了 DL 试验与控制试验的风场偏差, 当季风爆发后, 在中低纬可以明显看出 DL 的 850 hPa 西南风的减小趋势, 说明 DL 模拟的季风环流比 CN 弱。

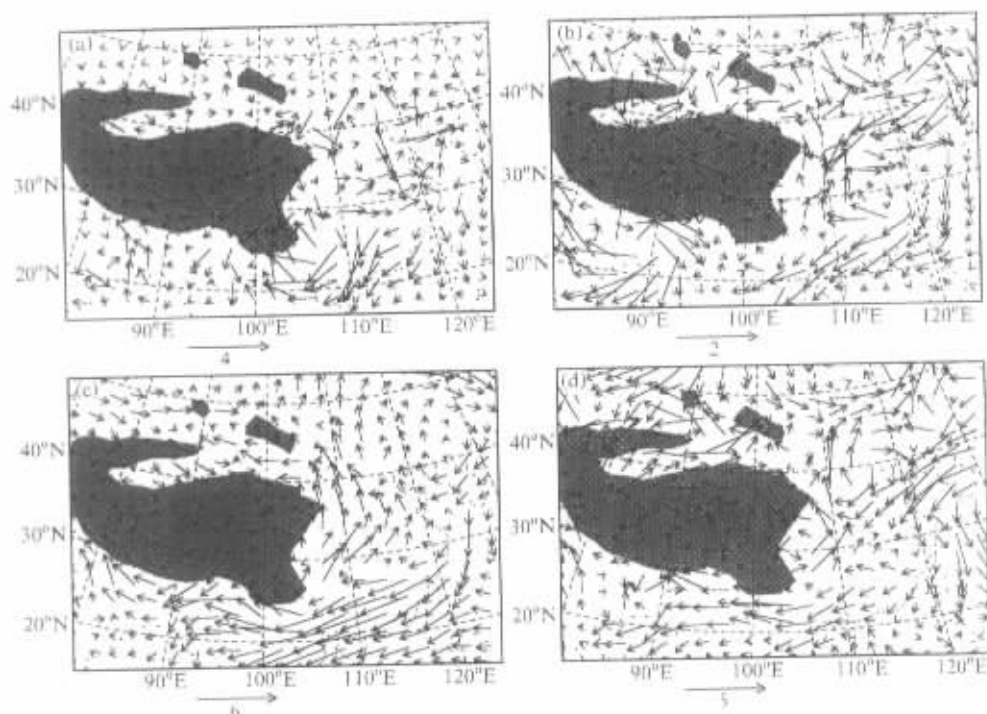


图4 2月雪深增加及环境场强迫减控制试验的850 hPa 风场偏差分布

图下方箭头代表单位风矢量大小, 单位: m/s 。

2月雪深增加减控制试验: (a) 5月, (b) 6~8月;

环境场强迫试验减控制试验: (c) 5月, (d) 6~8月

另外, 从图 4b 上可以看到偏差风在江南的辐散及江淮之间的辐合现象。这与 DL 模拟的降水增减趋势相一致 (图 3b)。从 BN 模拟的情况看 (图 4c、d), 这种季风环流的减弱更为明显。CL 试验 (图略) 模拟的季风减弱在程度上比 DL 要小一些, DL2 试验 (图略) 对季风环流的影响也较小, 而 DS (图略) 试验模拟的季风流场比 CN 略有增强。这几组试验模拟的季风环流的变化也与图 3 中降水的增减相对应。图 5 给出了 DL、CL 及 DL2 试验的温度场变化情况, 从图 5a 可以清楚看到 5 月 DL 减 CN 的温度场在高原东部有一个负偏差中心, 这说明由于 2 月雪深的增加, 高原对大气的加热作用是减弱的, 从而使经向温度梯度的反转推迟, 强度减弱。通常发生在 5 月份的高原上空气柱与低纬气柱间的经向温度梯度反转, 形成北暖南冷的格局正是夏季风爆发的重要原因。因而高原冬季积雪异常增多造成的冷却, 势必会推迟季风的爆发, 并使之强度减弱。另外, 从图 5a 还可发现, 由积雪异常造成的温度负偏差基本上位于高原的下风方向, 而中心出现在雪深距平中心的东部 (与图 1c 对照), 这反映了西风平流对积雪冷却的扩散传输作用, 使得高原东部直到东海的广大范围都受到高原积雪冷却的影响。通过分析 500 hPa DL、CL 试验在高原东、西部的平均温度偏差时间演变曲线 (图 5d) 可以发现, DL 在高原东部的温度降低最显著 (见实心圆圈线), 并随着积雪的融化而增

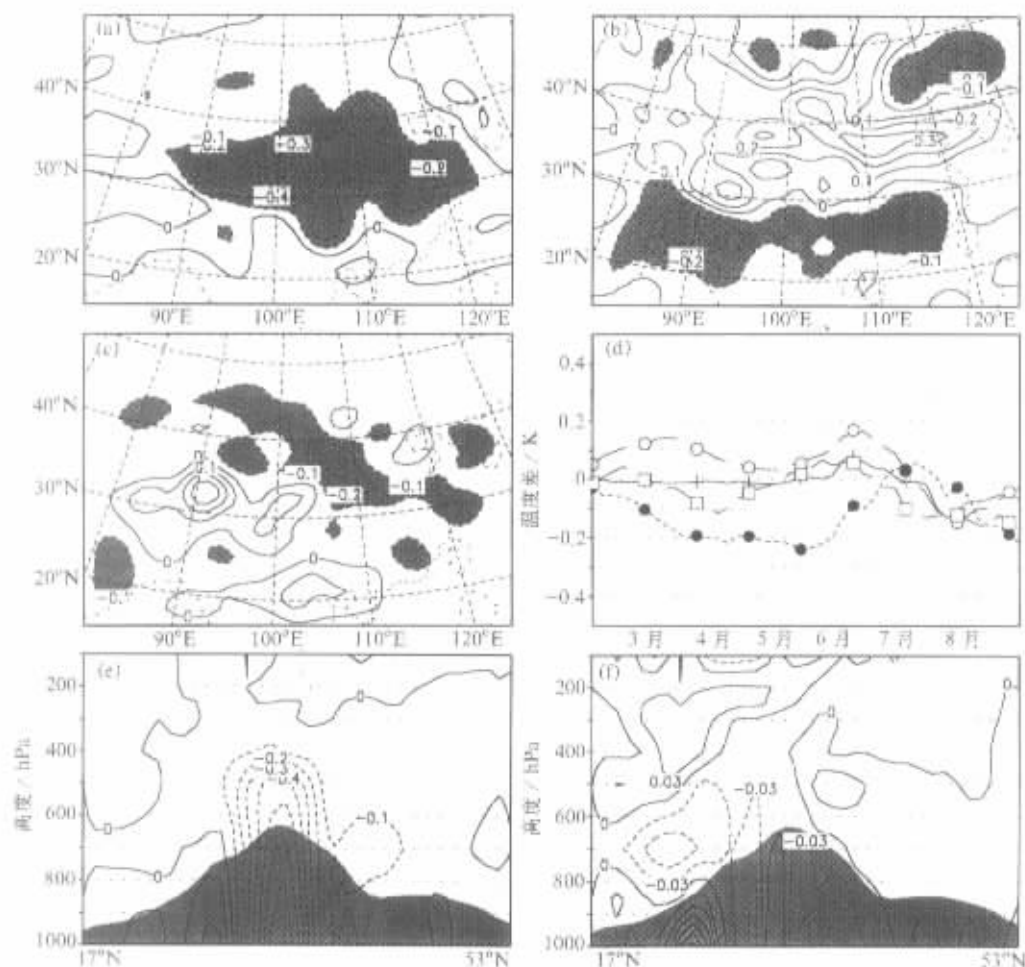


图5 2月雪深增加,面积扩大减控制试验的500 hPa温度差值分布及差值时间演变曲线和2月雪深增加及3月雪深增加减控制试验的温度差值在高原东部的5月经向剖面(单位:K)

(a)、(b)分别为5月、7月雪深增加减控制试验;(c)5月面积扩大减控制试验;(d)高原东西部的温差时间演变曲线,十字线为雪深增加试验的高原西部温差,空心圆圈线为面积扩大试验的高原西部温差,实心圆圈线为雪深增加试验的高原东部温差,空心矩形线为面积扩大试验的高原东部温差;(e)2月雪深增加减控制试验;(f)3月雪深增加减控制试验

大,至5月份达到极值,之后迅速减小,但温度降低一直能延续到7月份。从图5d还能看到,CL试验中高原东部降温很微弱,只在4月前后有降温现象,而在高原西部反而有增温。图5e为DL试验的高原东部5月经向温差垂直剖面,从图中可以清楚看到降温中心在高原顶部,使初夏高原作为一个高耸的热源对大气的加热作用减小,并使经向的温度梯度比正常年小。而CL减CN的差值主要出现在高原下游及外围地势较低的区域,对高原主体的影响非常小,而且到5月份在整个试验区内都已经很小了(图5c)。DL试验却在7月份仍对500 hPa温度场有较大影响(图5b)。当然这时季风早已

爆发, 孟加拉湾出现的大负值中心与该地区降水减少, 释放出较少的凝结潜热, 使作为夏季大气加热中心的孟加拉湾^[22]上空的气柱增温减少有关。

对照图 5e 和图 5f 可以发现, DL2 试验(3 月份雪深增加)对 5 月份 500 hPa 温度场的影响很微弱。原因之一是 3 月份高原已处于积雪消融期, DL2 试验净增的积雪水当量远小于 DL 试验。另一方面由于增加的积雪融化较快, 其对大气降温的持续作用时间较短, 再加上大气对地表温度变化响应的滞后性, 使影响季风爆发的关键月份的高空温度与 CN 相比变化不大, 从而对季风爆发的影响也较小。DS 试验模拟的 500 hPa 温度场在高原上空有正温差, 但分布较散, 强度不如 DL 的负温差大(图略)。

5 机理分析

前面对几组试验的结果进行了初步分析, 发现冬季雪深的增加会显著改变后期的环流形势, 使亚洲季风减弱, 孟加拉湾、华南降水减少, 江淮流域降水增加; 而冬季积雪面积加大及春季雪深增加对后期气候的影响均不如冬季雪深增加强烈。下面从地气能量平衡、水分循环及地温变化等几个方面来探讨高原积雪气候效应的机理。

5.1 DL 试验对地气系统影响的机理

有积雪时的地表能量平衡方程可写成如下形式^[5]:

$$F_s \downarrow (1 - \alpha_s) - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 + F_{lw} \downarrow - F_{sh} \uparrow - F_{lh} \uparrow - F_g \downarrow - F_m = 0.$$

式中 $F_s \downarrow$ 为到达地面的太阳短波辐射; α_s 为地表反射率; ε 为地表热辐射率; σ 为 Stefan-Boltzmann 常数; T_s 为地表温度; $T_{lw} \downarrow$ 为到达地面的大气长波辐射; $F_{sh} \uparrow$ 为向上感热通量; $F_{lh} \uparrow$ 为向上潜热通量; $F_g \downarrow$ 为向地下感热通量, 该项相对其他项来说为小量, 常可忽略; F_m 为融雪耗能。

图 6a、b、c、d 分别给出了 3~5 月平均的地面吸收的净短波辐射、地面放出的净长波辐射、地面向上的潜热通量、地面向上的感热通量等 4 项的 DL 减 CN 差值。从这几幅图上可以看到, 净短波吸收及地表释放的感热通量的变化最大, 而净长波辐射及潜热通量的改变较小。

由图 7a、b 给出的高原东、西部各量的差值时间演变图可见, 从积雪开始消融的 3 月份起, 这 4 项差值的和使地表获得一个小的能量盈余, 可这并不意味着 DL 试验的地表增温比 CN 试验多。这个小的正能量主要是用来融雪, 融化的冷水使土壤饱和时间延长, 增加土壤热容量, 同时增多的土壤水分蒸发又会使地表进一步冷却。但蒸发作用并不能使土壤湿度异常被迅速移走, 从而使初夏的土壤仍保持较湿且冷。从图 7c、d 能明显看到, 高原东部地表水(图 7c 实心圆圈线)正异常极值出现在 5 月上旬, 直到 6 月初地表水仍为正异常, 地表温度的异常(图 7d 实心圆圈线)在积雪未化完时基本与地表水异常呈反相关系。

对照图 8a、b 及图 1c 可以看到, 积雪增多, 地表水含量增加及地表温度降低之间具有很好的对应关系, 这也说明了积雪异常增多的水文效应对地表降温具有重要作用。此结果与 Barnett 等的观点是一致的, 他认为光由积雪面积扩大引起的反射率变化对气候的影响是比较小的, 而融雪、蒸发再加上反射率的变化才会明显改变大气环流的

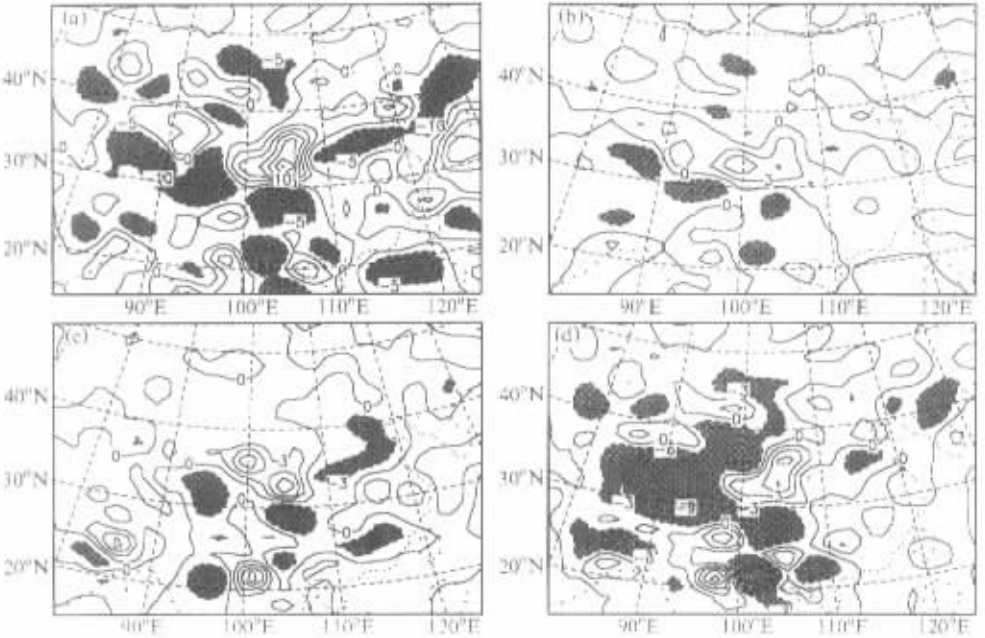


图 6 2 月雪深增加减控制试验地表 4 项的差值分布 (3—5 月的平均, 单位: W/m^2)
(a) 净短波吸收; (b) 净长波放射; (c) 潜热通量; (d) 感热通量

特征。

对高原上的空气柱来说, 由于地表温度低, 其向大气输送的感热通量也较少, 虽然由于地表的潮湿, 向大气输送的潜热有所增加, 但感热、潜热输送的总和是减少的。另外, 由于高原上空气柱的水汽含量增多, 云反射造成的短波吸收减少, 比气柱温度降低释放的长波辐射减少要多, 因而使气柱吸收的辐射能量也是净损失的, Barnett 用全球气候模式计算后认为这种净损失约占气柱吸收的辐射净值的 30% 左右^[6]。地表向大气输送的热通量减少及大气吸收的辐射能减少, 使 DL 模拟的高原上空气柱温度在 7 月以前一直比 CN 低。将 DL 试验中高原东部的 500 hPa 温差曲线 (图 5d 实心圆圈线) 与地表温差曲线 (图 7d 实心圆圈线) 相比较可以发现, 500 hPa 温差极值的出现比地温极值滞后 1 个月左右, 正是这种滞后, 才使高原积雪增多造成的气柱增温减少现象在季风爆发前后的 5 月达到极值, 从而显著改变季风进程。

5.2 CL、DL2 与 DL 试验结果差异的原因

在 CL 试验中积雪的增加主要出现在地势较低的高原周边地区, 厚度薄, 融化快, 对地气系统的影响持续时间也较短。比较图 8a、c 及 b、d 可以发现, 与 CL 的积雪面积扩大区域相对应, CL 模拟的地表水含量增加及地表温度降低主要发生在高原外围, 而在 DL 试验中则主要集中在高原东部。图 7c、d 给出的地表水及地温差值时间演变图表明, 由积雪面积扩大 (CL 试验) 造成的地表水及地温异常均是来得快消失得也快, 一旦积雪面积强迫结束, 则异常也迅速消失, 几乎没有多少持续性。这样对大气的冷却作用就比较小, 尤其是对季风爆发有重要作用的高耸的夏季热源上空的气柱的降温作用

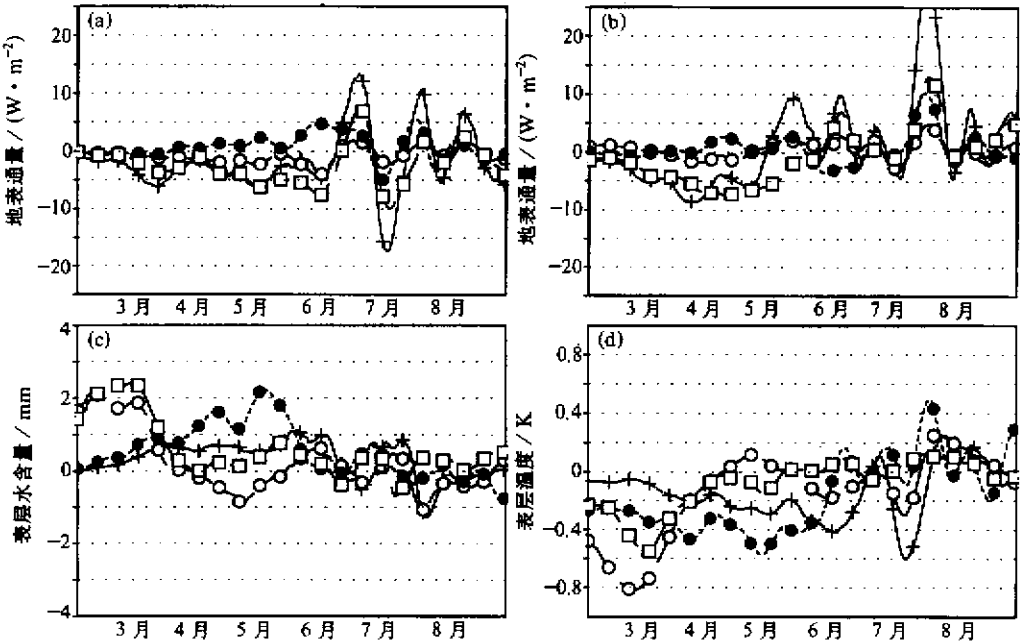


图7 DL-CN的地表净短波吸收、净长波放射、潜热通量、感热通量的差值时间演变曲线(单位: W/m^2)和DL-CN及CL-CN的地表水含量(土层厚10 cm, 单位: mm)及地表温度的差值时间演变曲线(单位: K)

(a) 高原西部平均; (b) 高原东部平均; (c) 地表水含量; (d) 地表温度
(a)、(b) 图中十字线为短波, 空心圆圈线为长波, 实心圆圈线为潜热, 空心矩形线为感热;
(c)、(d) 图中十字线为雪深增加试验的高原西部差值, 空心圆圈线为面积扩大试验的高原西部差值, 实心圆圈线为雪深增加试验的高原东部差值, 空心矩形线为面积扩大试验的高原东部差值

就更小了(见图5c)。DL2试验(3月雪深增加)的情形与CL类似, 由于净增的积雪水当量较小, 且异常持续时间较短, 对气柱的冷却也较小且主要集中在低层(见图5f)。到5月份, 由这两组试验造成的高原上空气柱的降温均已很小, 从而对季风爆发的影响也比DL小。

Barnett认为土壤长时间的湿度异常是地气系统“记住”积雪异常的物理机制, 并对其后的气候状况产生持久影响。本工作的研究表明, 通过影响季风系统的进程而将高原冬季积雪异常的信息储存在亚洲夏季风这样一个庞大的系统中, 是使后期气候状况发生显著变化的直接原因。由于到5月末, 由积雪异常造成的地表水增加已经很少了, 单纯的水文过程已不再能对后期的地气系统变化产生显著的影响, 因而积雪异常造成的地气系统温度变化能否维持到季风爆发的5月, 就成为积雪异常对后期大气环流影响强弱的关键。CL试验及DL2试验对5月高原上空气柱的冷却作用均比DL试验弱, 因而它们对后期中国夏季风气候的影响也弱一些。然而, 如果有合适的环流形势相配合, 使积雪异常对高原上空温度场的影响能持续到5月份, 并维持一定强度, 则无论是雪深增加还是面积扩大, 都将对夏季风气候产生显著影响。

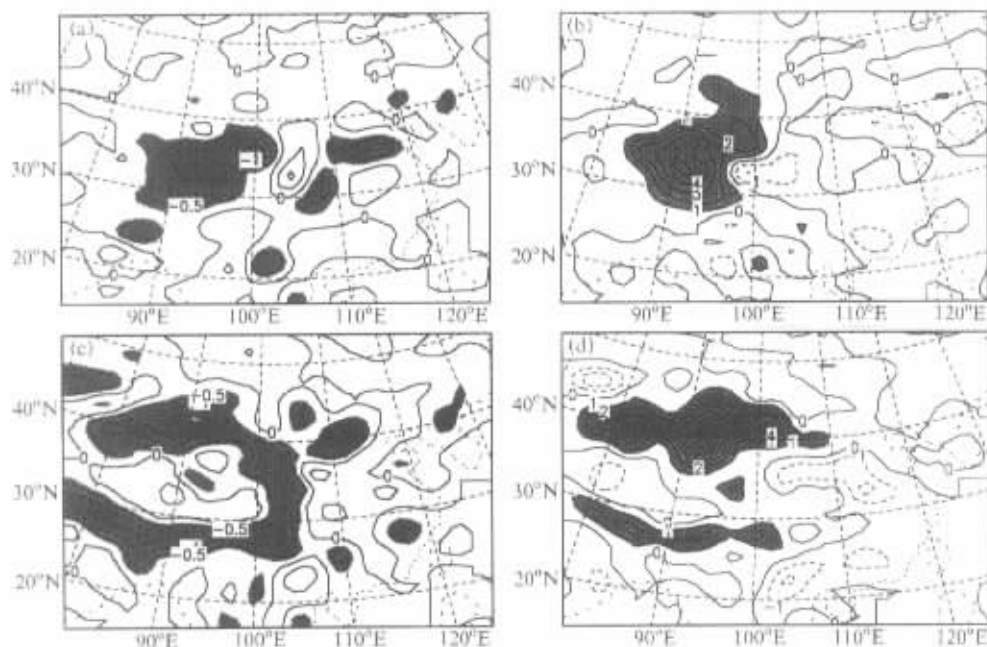


图8 2月雪深增加及面积扩大减控制试验的地表温度(单位: K)和地表水含量的差值分布(单位: mm)
 雪深增加减控制试验: (a) 3~4月的地表温度, (b) 3~5月的地表水含量;
 面积扩大减控制试验: (c) 3~4月的地表温度, (d) 3~5月的地表水含量

6 结语

通过本工作的研究,可以得到以下几点结论:

(1) 青藏高原积雪异常对中国夏季风气候的影响是显著的。积雪的增加会明显减弱亚洲夏季风的强度,使夏季孟加拉湾及华南的降水减少,而使江淮流域的降水增多。

(2) 高原冬季雪深增加比积雪面积增大及春季雪深增加对后期气候的影响更大。当然在通常情况下雪深增加与面积扩大往往是一致的。

(3) 作为高原积雪年际变化大值中心的高原东部的冬季雪深变化应当受到足够重视,如果该地区冬季雪深异常增大,且有合适的环流形势配合,使之能持续较长时间,则可预期随之而来的是弱夏季风,华南降水的减少及江淮流域降水的增多。

本工作存在的缺憾及需要进一步完善的地方:

(1) 所取的模拟范围还不够大,格距也还嫌粗。

(2) 在积雪异常的不同阶段,辐射过程与水文过程对大气作用的相对重要性,及相互之间的作用还不是很清楚。

(3) 积雪异常对中国不同区域气候影响的具体过程,也还值得作进一步研究。

(4) 不同的环流形势与积雪异常的配合对后期气候的影响情况,有必要作深入探讨。

参 考 文 献

- 1 Hahn, D. J. and J. Shukla, An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**, 2461~2462.
- 2 Dey, B. and O. S. R. U. Bhanu Kumar, An apparent relationship between Eurasian snow cover and the advanced period of the Indian summer monsoon, *J. Appl. Meteor.*, 1982, **21**, 1929~1932.
- 3 Dickson, R. R., Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall—An extension of the Hanh-Shukla results, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1984, **23**, 171~173.
- 4 Charney, J. G. and J. Shukla, *Predictability of Monsoons, Monsoon Dynamics*, Sir J. Lighthill and R. P. Pearce, Eds., Cambridge University Press, 1981, 99~109.
- 5 Vernekar, A. D. and J. Zhou, The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon, *J. Climate*, 1995, **8**, 248~266.
- 6 Barnett, T. P., L. Dumenil, V. Schiese, E. Roeckner and M. Latif, The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 661~685.
- 7 Yeh, T. C., R. T. Wetherald and S. Manabe, A model study of the short-term climate and hydrologic effects of sudden snow cover removal, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 1013~1024.
- 8 Zwiers, F. W., Simulation of the Asian summer monsoon with the CCC GCM-1, *J. Climate*, 1993, **6**, 470~486.
- 9 范广洲、罗四维、吕世华, 青藏高原冬季积雪异常对东、南亚初步数值模拟研究, *高原气象*, 1997, **16**(2), 140~152.
- 10 Hahn, D. G. and Manabe, S., The role of mountain in the south Asia monsoon, *J. Atmos. Sci.*, 1975, **32**, 1515~1541.
- 11 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**, 825~837.
- 12 钱永甫、颜宏、王谦谦、王安宇, 行星大气中地形效应的数值研究, 北京: 科学出版社, 1988, 179~182.
- 13 彭公炳、李晴、钱步东, 气候与冰雪覆盖, 北京: 气象出版社, 1992, 50~60.
- 14 Zhang Zhengqiu, Li Weiliang, Chen Longxun, Numerical experiments on the effect of Qinghai-Xizang Plateau snow cover on summer monsoon formation, *Annual Report 1991-1992, The Chinese Academy of Meteorological Sciences*, Beijing: China Meteorological Press, 1992, 45~51.
- 15 陈丽娟、吕世华、罗四维, 青藏高原春季积雪异常对亚洲季风降水影响的数值试验, *高原气象*, 1996, **15**, 122~130.
- 16 卢成池、罗勇, 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值试验, *应用气象学报*, 1994, **5**, 385~393.
- 17 李培基, 中国西部积雪变化特征, *地理学报*, 1993, **48**, 505~514.
- 18 丁裕国、江志红, SVD方法在气象诊断分析中的普适性, *气象学报*, 1996, **54**, 365~371.
- 19 李培基, 亚洲季风模拟试验中青藏高原积雪强迫问题的讨论, *高原气象*, 1996, **15**, 350~355.
- 20 郑益群、苗曼倩、钱永甫, 湍流动能闭合方法在区域气候模式中的应用, *气象学报*, 1999, **57**, 641~650.
- 21 金祖辉、村上胜人, 东亚季风区对流活动的年际变异及与江淮地区旱涝关系的研究, *亚洲季风的新进展*, 北京: 气象出版社, 1996, 88~97.
- 22 王安宇, 初夏东亚地区加热场对大气环流平均场影响的数值试验, *青藏高原气象科学实验文集(二)*, 北京: 科学出版社, 1984, 273~280.

Effect of the Tibetan Plateau Snow Cover on China Summer Monsoon Climate

Zheng Yiqun, Miao Manqian and Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Ji Jinjun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A diagnosis of correlation between the Tibetan Plateau snow cover and China regional precipitation has been made by using singular value decomposition (SVD) methods. And a simulation of climate effects of the Tibetan Plateau snow cover has been made by RegCM2. Results show that: the Tibetan Plateau snow cover has significant effects on China summer monsoon climate. Increasing snow cover will obviously decrease the strength of Asia summer monsoon and the precipitation of South China and increase the precipitation of the Changjiang River valley. The increase of the Tibetan Plateau winter snow depth has more remarkable influence on later climate than that of the area of snow cover and spring snow depth.

Key words: Tibetan Plateau; snow cover; summer monsoon; simulation