

青藏高原冬春积雪异常与中国东部地区 夏季降水关系的进一步分析*

吴统文 钱正安

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州, 730000)

摘 要

为了进一步分析青藏高原(下称高原)冬春积雪异常与中国东部地区夏季降水的关系,利用 1957~1994 年高原地区的实测雪深、1951~1994 年 6~8 月中国东部地区 226 个均匀分布测站的实测月降水量,以及美国国家环境监测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR) 1958~1994 年 1~12 月的再分析格点值资料,对比分析了高原冬、春季多、少雪年后中国东部地区夏季(6~8 月)降水分布和环流的平均特征,也分析了高原积雪影响的机理。分析结果表明:1) 平均来说,多雪年夏季长江及江南北部降水可偏多 1~2 成,华北和华南的降水则偏少 1~3 成;少雪年夏季江淮流域及湘、黔地区少雨,华北和华南多雨。2) 高原冬、春积雪不仅影响了后期高原的热状况,而且影响了后期东亚大气环流的季节变化和南亚与东亚的夏季季风环流。

关键词: 青藏高原, 冬春积雪异常, 中国东部夏季雨量, 季风环流, 积雪影响降水的机理。

1 引 言

冰雪圈是组成气候系统的五大圈层之一。大面积积雪增大了地面反照率,使地面吸收的太阳辐射量减少 60% 以上,再加上融雪时耗热和其后土壤增湿降温,从而改变积雪区当时及以后一段时期内的地-气相互作用特征,影响后期的区域及全球气候。

青藏高原地区除帕米尔高原、喜马拉雅山区及念青唐古拉山东段等地区为主要的常年性积雪区外,其它则为季节性积雪区,一般从每年 9 月中旬开始积雪,12 月到次年 2 月积雪达鼎盛阶段,最大雪覆盖率可达高原面积的 79%;2 月下旬开始消融,主要消退过程持续到 6 月^[1]。高原东部是北半球积雪年际变率大的区域之一,面积大且持续时间长的高原冬春季积雪可使冬季的高原地面弱热源转为冷源。国外自 Blanford 最早揭示喜马拉雅山区单站冬季积雪与印度西部夏季雨量呈反相关^[2],中国自陈烈庭等首先指出高中部冬春季积雪日数与华南 6 月雨量呈正相关以来^[3],一系列研究均指出了高原或欧亚雪盖与后期中国不同地区、不同时段降水关系的复杂性^[4~12]。由于这些研究用了不同来源(卫星或地面实测)、不同地区(欧亚或高原)或不同年代的积雪资料,与降水相关统计的时段(初

* 初稿时间: 1998 年 5 月 29 日; 修改稿时间: 1999 年 3 月 15 日。

资助课题: 国家自然科学基金 49605067 项目和“九·五”国家攀登计划“青藏高原地区气系统物理过程观测及理论研究”。

夏、夏季或整个汛期)和地区(华南、华东或华北)也不一致,故所得的结论常不一致,甚至还有相反的;其中不少研究偏重相关分析,缺少深入诊断分析和解释,难以了解积雪影响的物理过程。所以,研究中首先选取高原冬春季多、少雪年各4例,对比分析多、少雪年后期中国东部地区(指中国105°E以东,42°N以南地区,下称东部地区)夏季(6~8月,下同)降水分布和环流的平均特征,然后进一步从积雪对高原热力作用、后期东亚大气环流的季节变化、季风环流及降水的影响等方面予以分析,最后还对高原积雪研究作了讨论。

2 所用的资料

作高原多、少雪年后期降水的对比分析,首先需要挑选多、少雪年个例,遇到了困难的积雪资料问题。李培基曾收集整理了1957~1994年间高原地区共60个地面站逐站逐月累加的年(从前年9月1日至当年8月31日)累积雪深资料,可代表整个高原地区积雪的年际变化^[1]。与吴统文等的前一工作类似^[12],以该长序列的累积雪深年际变化曲线高(低)于平均值的峰(谷)值为主,再参考序列较短的高原地区的NOAA卫星雪盖和Nimbus~7卫星多通道微波辐射计(SMMR)雪深资料,综合挑选了8个多雪年(1957, 1968, 1973, 1975, 1978, 1986, 1989和1993年)和11个少雪年(1958, 1960, 1965, 1967, 1970, 1976, 1977, 1981, 1984, 1985和1994年)。这与陈烈庭等^[3]和郭其蕴等^[5]早先按高原积雪日数分别划定的1957~1974年和1962~1979年间的多、少雪年基本一致,说明这种挑选是合适的。

进行降水分析时,利用了同期6~8月全国336站中东部地区约226个测站的月雨量资料。

作高原积雪影响演变过程的诊断分析时,应用了质量和连续性都较好的美国NCEP/NCAR 1958~1994年1~12月的再分析格点资料(下称再分析资料),包括各等压面每2.5°×2.5°经/纬度格点的高度、温度、风及垂直速度 ω 等要素^[13]。

3 积雪异常年夏季东部地区降水和环流的平均特征

可能影响东部地区夏季降水的因素很多,高原积雪仅是其中之一。为了突出分析高原积雪的影响,对比分析高原多、少雪年东部地区降水分布的平均特征。受资料和工作量的限制,在前述8(11)个多(少)雪年个例中选取近期较典型的4个多雪年(1975, 1986, 1989和1993年)和4个少雪年(1981, 1984, 1985和1994年)作多、少雪年夏季降水平均分布特征和积雪影响机理的分析。这里及以下所述中的多(少)雪年如1957(1958)实指1956/57(1957/58)年冬春季多(少)雪,夏季降水则指1957(1958)年夏季的降水,其余类推。

3.1 多、少雪年夏季东部地区降水的平均分布特征

图1是4个典型多(少)雪年和全部8(11)个多(少)雪年东部地区6~8月的平均降水距平百分率分布,求降水距平百分率时用了1961~1990年6~8月的平均降水量。图中降水距平百分率等值线是客观分析的结果,沿海及国境地区的等值线虽有中断现象,但中间部分因测站较密是合理的。由图1a, b可见,4个典型多、少雪年后期中国东部地区的降水分布存在明显差异:多雪年夏季平均多雨1~2成的多雨带分布在长江流域及江南北部,中心在鄱阳湖—洞庭湖一线,而在它南北两侧的华南和华北(特别是华北)地区是降水

平均偏少 1~3 的少雨区;少雪年降水偏少 1~3 成的东北-西南向少雨带,东北段在江淮流域,西南段在湘黔地区,在它南北两侧的华南及华北总体说来则是多雨的。若再扩大到全部 8(11) 个多(少)雪年(图 1c、d),上述降水平均分布特征大体也还是正确的,不同的是随多(少)雪年个例增多,降水偏多(少)的幅度降低了;多雪年长江中、下游(特别是下游)及江南北部的多雨区缩小了,湘、黔、桂接壤处向东南伸出的偏多雨区更明显了,形成了鄱

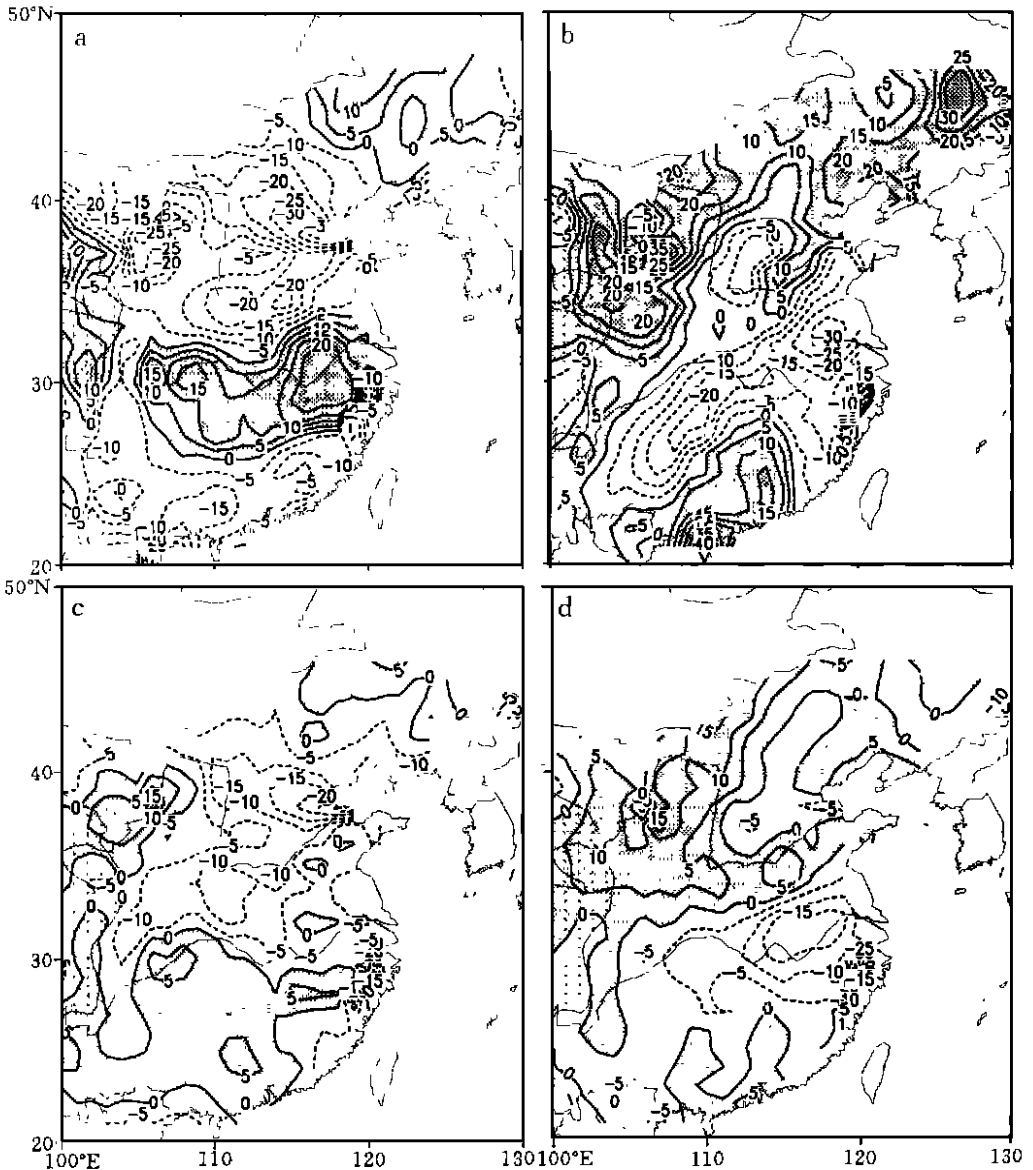


图 1 4 个典型多(少)雪年及全部 8(11) 个多(少)雪年平均的 6~8 月降水距平百分率
(a, b, c, d, 分别为 4 个多雪年, 4 个少雪年, 8 个多雪年, 11 个少雪年)

阳湖—洞庭湖—湘、黔、桂接壤区的弧形多雨带; 少雪年华南的偏多雨区也缩小了, 原东北—西南向伸展的江淮少雨带变得更接近纬向分布。需要提到的是, 最近 1996 和 1998 年这两个多雪年夏季东部地区的多、少雨带的分布就与图 1a, c 大体相似。

平均来说, 若高原冬春季多雪, 则夏季长江流域及江南北部多雨, 它南、北两侧的华南、华北少雨; 否则, 反之。当然, 这仅是大体而言, 实际上多(少)雪年间长江流域的平均多(少)雨带是南北摆动的, 多雪年的平均多雨带就偏在江南北部, 而少雪年的平均少雨带却北移至江淮流域了, 随之, 它南北两侧的多、少雨带自然有相应摆动。这大体符合中国东部地区多、少雨带常呈南北相间分布的格局。这一结果与韦志刚等^[9]、董文杰^[15]、李永平等^[10]高原积雪与长江流域夏季降水呈正相关, 与赵溱^[4]、叶愈源等^[6]高原积雪和华北、湖南夏季降水呈反相关的结论一致, 但与使用了欧亚卫星雪盖资料的 Yang 等^[8]和翟盘茂等^[11]的结论相反, 似乎高原和欧亚冬春积雪对夏季东部地区降水的影响是相反的。

3.2 多、少雪年夏季的平均环流特征

根据再分析资料, 分析这 4 个多、少雪年夏季对流层中低层的平均环流背景(图 2~3)。从图 2a, b 可见, 多、少雪年夏季副热带地区 500 hPa 平均环流的差异明显, 多雪年南亚季风低压较弱, 它的 584 gpm 等高线没有闭合, 利于它东面的西太平洋副热带高压(下称西太副高)西伸, 西太副高的 586 gpm 等高线已西伸至 120°E 附近的大陆上, 脊线偏南(图 2a)。陶诗言等^[13]指出, 西太副高作为东亚夏季风环流系统的主要成员之一, 对中国东部夏季的降水影响很大。在这种西太副高偏南西伸的形势下, 沿它西侧向北的水汽输送较强, 故在它西侧和北侧的湘、黔、桂接壤区及江南北部(特别是鄱阳湖—洞庭湖一线)多雨(图 1a, c)。相反, 少雪年夏季南亚季风低压增强, 584 dagpm 等高线完全闭合, 西太副高 586 gpm 等值线退缩在台湾以东的西太平洋上, 脊线偏北, 西太副高西南侧的偏东风气流相对加强, 向北的水汽输送减弱(图 2b), 遂造成少雪年江淮流域少雨(图 1b)。

4 个典型多、少雪年夏季对流层中低层平均垂直速度 ω 的分布特征也可进一步说明上述降水分布的差异。在 1961~1990 年平均的 6~8 月 700 和 500 hPa 平均垂直速度场上(图 3a), 夏季长江及以南大片地区盛行上升运动, 长江中游区更强; 华北地区盛行弱上

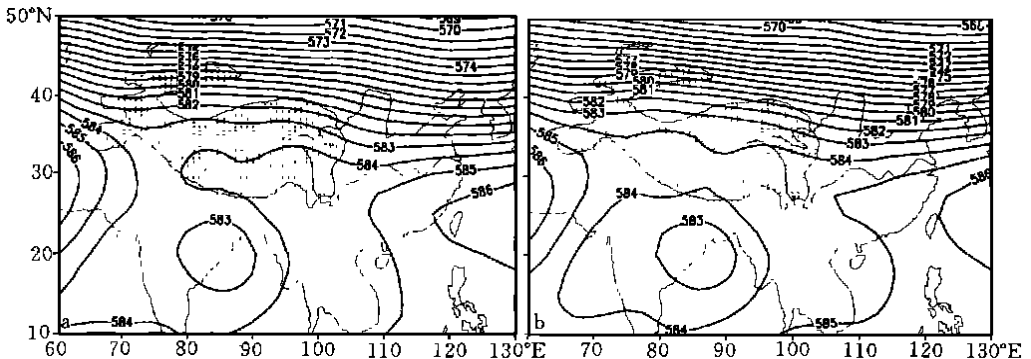


图 2 4 个典型多、少雪年 6~8 月平均的 500 hPa 高度场

(a. 多雪年; b. 少雪年)

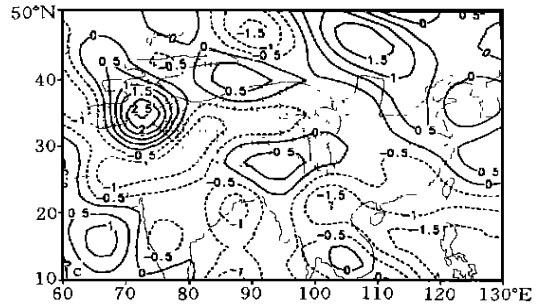
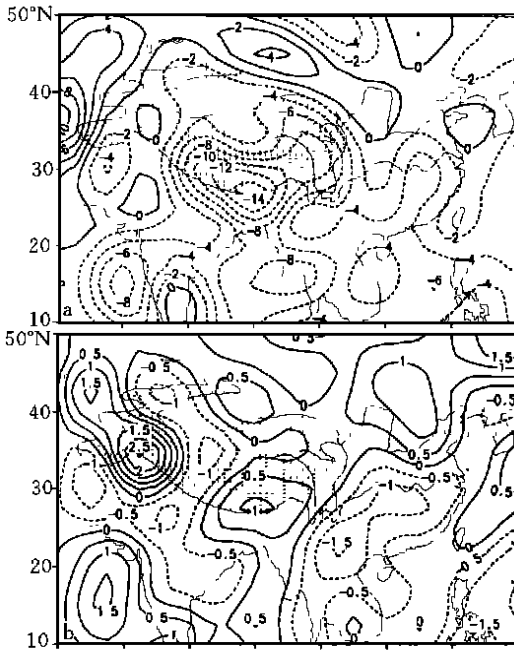


图3 1961~1990年6~8月平均的
(a)700和500hPa垂直速度
 $\omega (\times 10^{-4} \text{hPa/s})$ 和
多(b),少(c)雪年6~8月平
均的700和500hPa ω 距平)

升运动,形成了长江流域和华北夏季多雨的气候背景。相对于这一 ω 平均背景场,高原多雪年夏季长江流域及鄱阳湖—洞庭湖—湘、黔、桂接壤区有弧形负 ω 距平带,即该弧形带内上升运动更强,形成绕西伸的西太副高北侧和西侧的弧形多雨带;而在它北侧的华北地区是强于多年弱平均上升的相对下沉运动,它南侧的华南沿海是相对更弱的上升运动(图

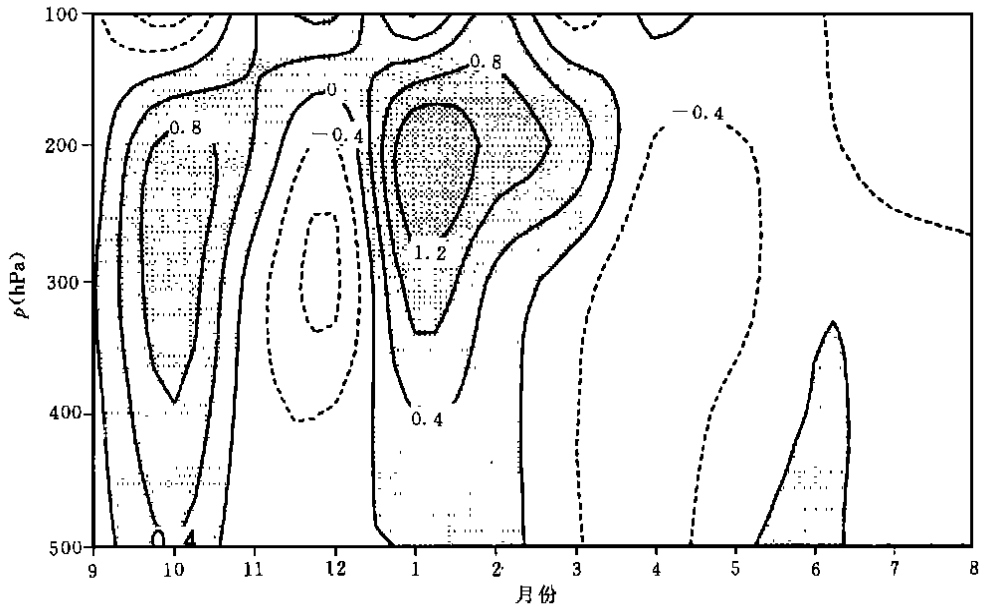


图4 4个典型多雪年高原区(27.5~37.5 N, 80~100 E)格点平均的
月平均气温距平($^{\circ}\text{C}$)的时间-高度剖面图

3b), 因而华北、华南为平均少雨带。相反, 在高原少雪年夏季(图 3c), 中国东部相对上升运动带主要位于华南、西南地区, 因而多雨, 在华北虽还是相对下沉运动, 但下沉运动强度减小, 也弱于多雪年, 故多雨; 而在江淮流域为相对下沉运动, 因而少雨。需要指出的是, 上述夏季东部地区南北相间分布的相对上升、下沉运动带也出现在 400 hPa 等压面上(图略), 说明这种对流层中低层的相对上升、下沉运动是相当深厚的。即高原多、少雪年夏季东部地区的平均多、少雨带与其平均环流特征是吻合的。另外, 上述多、少雪年夏季对流层中、低层平均环流和垂直运动的差异也得到焦彦军等气候模拟的证实。换言之, 上述雨带分布可能是高原冬春积雪异常造成的西太副高活动(或东亚夏季风进退)异常的表现。

4 积雪异常影响东部地区夏季降水的机理分析

那么高原冬春积雪异常又是怎样影响半年多以后东部地区的环流和降水变化呢? 下面是 4 个典型多、少雪年后高原热力作用和南亚、东亚环流演变过程的对比分析。我们曾指出, 与少雪年相比, 多雪年从 11 月~次年 6 月期间高原地温和地面气温偏低^[12]。多、少雪年间高原上空的气柱温度也有差异。图 4 是高原多雪年后高原地区(27.5~37.5°N, 80~100 E) 格点平均的月气温相对于 1961~1990 年平均值的气温距平时间-高度剖面图。由图可见, 与 30 a 气候平均比较, 多雪年秋冬季(9 月~次年 1 月)高原地区上空气柱多数月份是偏暖的, 特别是高层, 这可能与降雪多, 凝结潜热加热强有关。其后的春、夏季上空气柱主要是稍偏冷的, 这可能是积雪的反照率和融雪后水文学效应的综合结果。而少雪年后期(2~8 月), 高原上空气柱平均是偏暖的(图略)。这种多、少雪年后高原地面和上空气柱温度场的差别是高原积雪热力作用差异的反应, 随之也带来了南亚及东亚地区大气环流的一系列变化。

首先, 高原积雪影响了东亚大气环流的季节突变。人们常用高原与其南侧间由北冷南暖转为北暖南冷或反之分别来说明高原南侧高空副热带西风急流的北跳和南撤, 进而划定东亚大气环流的冬夏季节突变^[16]。这里取 32.5°N 和 25°N 分别代表高原主体和其南侧纬度, 绘制了 4 个多、少雪年该两纬度间 500hPa 月平均经向温度差(25~32.5°N) 经度-时间剖面图(图 5)。

由图可见, 冬半年两者虽都是北冷南暖, 但在高原经度(80~100 E) 范围内, 少雪年冬

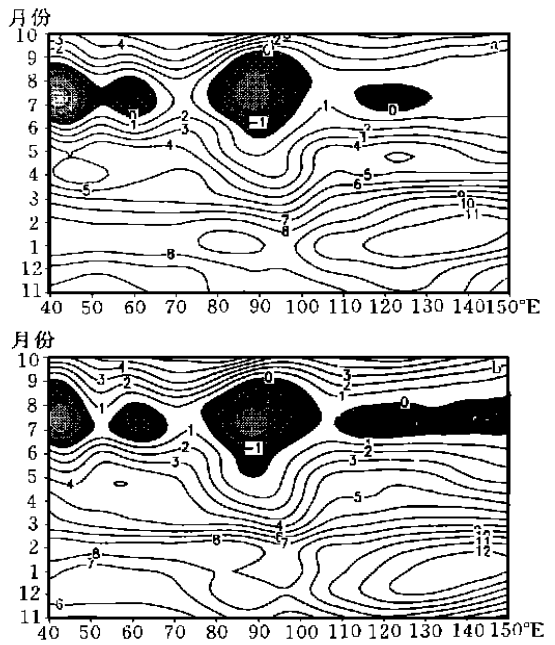


图 5 4 个多雪年高原与其南侧 500 hPa 月平均经向温度差(25~32.5°N, C) 经度-时间剖面图

季因高原近地层气柱偏暖,所以12月~次年2月的最大经向温差小,才7~8℃;相反,多雪年的最大经向温差大,1月达9℃以上。由热成风原理,这表明多雪年冬季高原南侧高空副热带西风急流平均比少雪年可能更强^①。入春以后,与东西两侧相比,高原经度的温差率先减小,至6月初经向温差反号,即由于高原的热力作用,高原地区率先转为北暖南冷了,直至9月中旬,高原地区最迟再转为冬半年的北冷南暖。这两次温差反号的时间大体与叶笃正和陶诗言等曾指出的6、10月东亚大气环流的两次季节突变时间吻合或还略早些^②。值得注意的是,多雪年春季高原南侧的平均温差减小更慢,以90°E经度为例,同样从经向温差7℃减为0℃,多雪年平均比少雪年约多需15天^③时间,即多雪年春季高原南侧副热带西风急流减弱慢,北跳迟,因而入夏迟。入梅常被视为进入东亚夏季环流的标志之一。查中央气象台所定1952~1990年间长江流域的入梅日期,上述多雪年大都在6月14日或以后入梅(仅1978年例外),是有入梅更晚的倾向(表略)。这些分析部分和陈烈庭等^④的诊断分析结论一致。其次,高原积雪也影响了南亚季风和东亚夏季风环流系统。

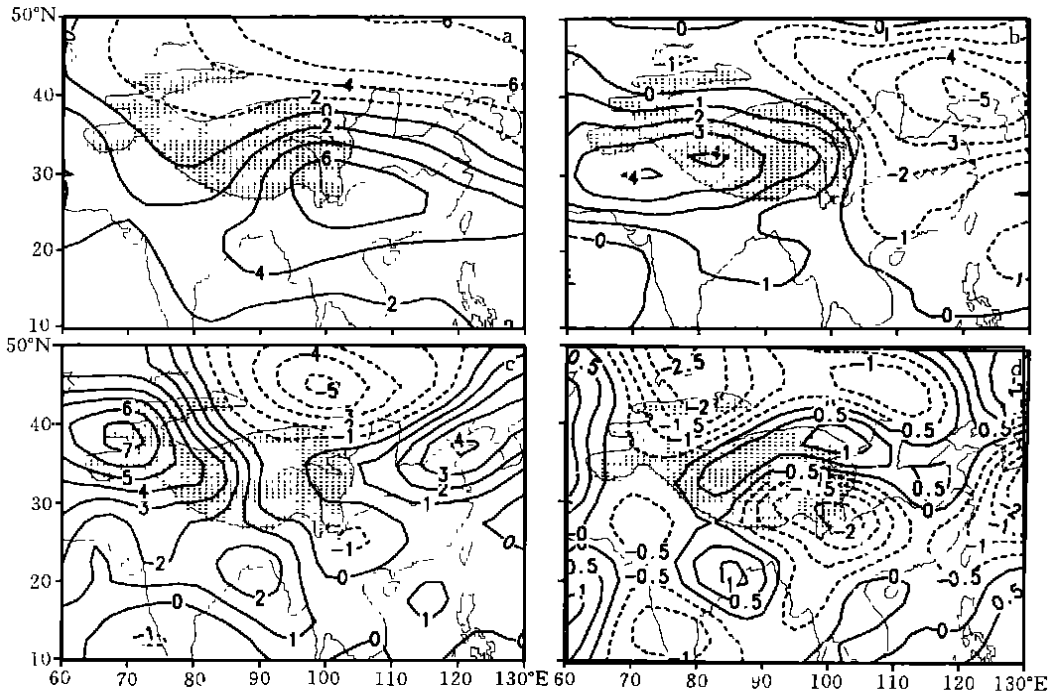


图6 少雪年12~2月(a),3~5月(b),6~8月(c),多雪年6~8月(d)
400~500 hPa 平均厚度距平(gpm)

图6是高原及邻近地区4个多、少雪年各季节平均的400~500 hPa厚度距平($H_{400-500}^{400}$),因两等压面间的气层厚度表示该气层中的平均温度,由图可见,少雪年冬季(12月~次年2月)的 $H_{400-500}^{400}$ 大体以35°N为界,呈北冷南暖的纬向分布形势,偏暖中心在高原东南角(图6a);春季(3~5月)可能因少雪年高原积雪消融快,地气间感热交换强,高原低层气柱增暖快,冬季的偏暖中心已西北移到高原西部,形成了以整个高原和印度西北部为中心的

大片偏暖区(图 6b);到夏季偏暖中心又进一步发展并向西北移到帕米尔高原上空,达 7 dagpm 以上(图 6c)。这种少雪年春、夏季整个高原(特别是西部)低层气柱明显暖于常年的事实,表明少雪年春、夏季高原的加热作用更强,这加大了高原南侧中低层大气的海陆热力对比,结果加强了南亚季风低压(图 2b),加强了高原南侧低层的偏西风,减弱了高层的偏东风(图略),也加强了印度—缅甸季风区的上升运动(图 3c)。与南亚季风低压相伴出现的西太副高向东退缩。多雪年各季的 H_{500}^{400} 分布和演变就大相径庭了。冬季 H_{500}^{400} 大体以 90 E 为界,东暖西冷;春季高原西端的偏冷中心迅速发展并东扩(图略),到夏季高原地区几乎全相对偏冷了(图 6d)。显然,多雪年高原的偏冷中心减弱了高原春、夏季的热力作用,也减弱了高原南侧的海陆热力对比,因而多雪年夏季南亚季风低压弱(图 2a),高原南侧低层的平均偏西风弱,高原的东风带更强更北(图略),区内出现了相对下沉运动(图 3b)。结果西太副高能西伸到中国东部大陆上(图 2a)。骆美霞等^[17]的数值模拟曾指出,高原地形的纯动力作用有使副热带高压带在高原处断裂的倾向,这里的分析似乎进而说明高原少(多)雪年的高原热力作用也会加强(减弱)这种断裂作用。

再者,高原积雪也影响了南亚和东亚季风区的垂直运动。前已说明,高原积雪影响了南亚季风区的垂直运动,同时,它也影响了东亚季风区的垂直运动。在沿高原主体和江淮流域的 32.5 N 纬圈 1961~1990 年 6~8 月平均的垂直环流剖面图上,分别来自高原上和江淮流域的平均上升气流向东汇流到在太平洋上下沉的巨大纬向环流中(图略)。高原少(多)雪年高原的热力作用更强(弱),高原上的上升运动也更强(弱)些,结果沿同纬圈多、少雪年夏季平均垂直环流差值(少雪年-多雪年)剖面上(图 7b),少雪年夏季高原上(特别是 90 E 附近)盛行深厚的相对上升运动,在 110~120 E 间的江淮流域,因两支分别来自高原上和西太平洋(特别是后者)的相对下沉气流汇流,故而少雨偏干;相反,在它北边的 37.5 N 纬带上(图 7a),在 110~120 E 间的华北地区,850~250 hPa 层间少雪年夏季是强于多雪年的相对上升运动区,所以多雨偏湿。而多雪年夏季,东部地区的相对垂直运动及多、少雨带分布也就相反了。

综合上述 4 个多、少雪年后高原热状况,大气环流季节变化,以及南亚和东亚夏季风环流演变的对比分析,可以得到如下高原冬春积雪怎样影响东部地区夏季降水的物理图象:如果高原积雪明显偏多,积雪加强了冬季高原地面的冷源,使冬春季高原地温、地面气温、以及中、低层气柱偏冷,冬春季高原南侧的高空副热带西风急流偏强,明显减弱了其春、夏

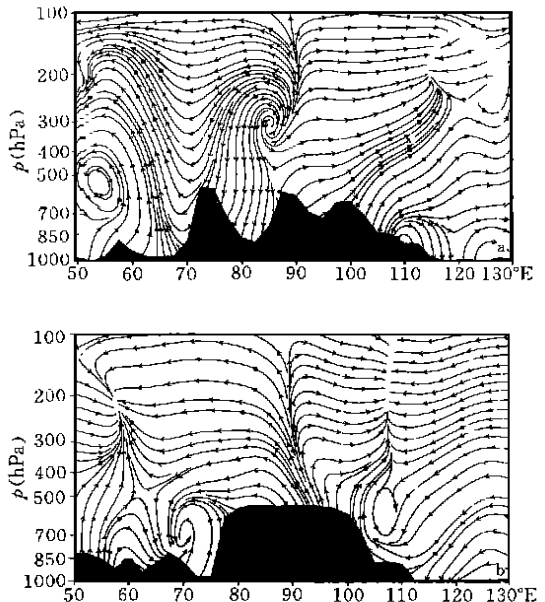
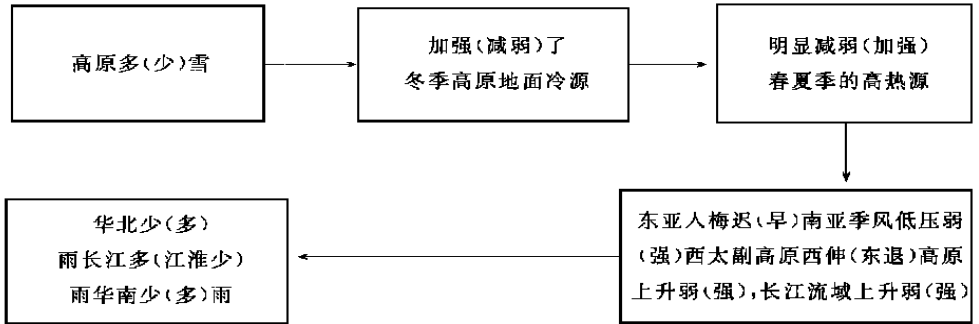


图 7 6~8 月沿 37.5 N(a)和 32.5 N(b)4 个多、少雪年平均差值(少雪年-多雪年)垂直纬圈环流

季高原的热源作用, 副热带西风急流减弱北跳晚, 东亚夏季风环流建立迟, 夏季南亚季风低压弱, 利于西太副高西伸; 湘、黔、桂交界处和长江流域正位于西伸的西太副高的西、北侧, 上升运动强; 而它南、北侧的下沉运动强, 因而造成湘、黔、桂地区和长江南岸多雨, 华南和华北少雨。如果高原积雪明显偏少, 则后期的高原热力作用、高原及邻近地区的大气环流演变、和东部地区夏季的降水分布则近乎相反。这一物理图象也得到焦彦军等气候模拟结果的部分证实。这样, 可概括出如下高原积雪影响东部地区夏季降水的影响链模型:



5 讨论和结论

对高原积雪影响问题, 这里再提出以下几点看法:

1) 要注意高原积雪影响的研究。在文献[12]和本文中, 吴统文等已先后指出了高原积雪与中国西北和东部地区夏季降水的联系。从高原多(少)雪年夏季南亚季风低压平均更弱(强), 印缅地区上升运动更弱(强), 中亚地区伊朗高压更强(弱), 下沉运动更强(弱)等事实判断(图2~3), 平均来说, 高原多(少)雪年后期南亚和中亚地区夏季也将是少(多)雨的。前者也与Blanford(1884)的先锋性研究的事实分析一致^[2]。看来, 高原积雪对它周边地区夏季的降水都有影响, 可能是影响它周边地区后期气候的强信号之一, 是高原热力影响的重要方面, 而且也有人提出高原积雪-季风-ENSO的遥相关影响链关系。这是值得注意的;

2) 要注意高原积雪研究的统计方法。许多学者研究了高原积雪对中国(特别是东部地区)夏季降水的影响^[3~12], 但所得结论常不很一致。究其原因, 除因用了不同的资料外, 可能还与统计方法有关。一般认为积雪影响是一种累积效应, 慢变过程, 它会稳定地影响其后一段时间(不是一个月)的区域性(不是单站)降水, 在分析高原积雪对西北地区夏季降水影响时, 也证实了这一点^[12]。吴统文等认为, 仅作积雪与某月某站降水的相关统计, 易受各种偶然因素影响, 其统计关系反更不稳定。同时, 降水短期气候预测也更关心某区域整个汛期的降水趋势。再说, 影响某区域降水的因素很多, 积雪仅是影响因子之一, 积雪的影响也不是线性的, 所以如果不加区分地将一般正常积雪年也放在一起统计, 其相关系数可能不会高, 甚至导致相反的结论。所以选积雪明显异常的年份, 对比分析其降水的平均特征和差异可能有可取之处, 其相关程度也会更高;

3) 要进行高原积雪对降水影响反例年的分析。在作高原积雪对各地后期降水影响的分析研究中总会出现一些反例, 比如, 1899年喜马拉雅山少雪, 印度西部出现特大干旱的

反例^[5]。1996年高原东部牧区出现严重雪灾,但1996年夏季中国西北(特别是南疆盆地)的雨量常年同期值的1倍以上^[12];1978年可能是1957年以来高原累积雪深的次高年^[1],但当年夏季长江流域却是大旱年^[14]。所以,在作多、少雪年后降水分布特征分析的同时,进行若干典型高原积雪年(包括反例年)的解剖分析是必要的,这有助于发现积雪和其他因子相互作用的新事实;

4) 要加强高原积雪影响的数值模拟研究。高原积雪影响还留下许多待深入研究的问题,如影响机理的深入了解,欧亚和高原积雪的影响,还有积雪和其他因子的相互作用等问题。例如,El Nino和高原积雪都对东部地区的降水有影响。那么,当积雪和El Nino两因子同时出现,特别当两者的预报意见又不一致时,又当如何抉择?希望数值模拟有助于回答这些问题。

从上述分析和讨论可以得到如下主要结论:

1) 平均来说,高原多雪年夏季长江流域、江南北部和湘、黔、桂接壤地区的降水可偏多1~2成,华南、华北降水可偏少1~3成;少雪年夏季江淮流域和湘、黔地区少雨,而华北及华南降水偏多。

2) 高原积雪影响了后期高原的热状况。高原多(少)雪加强(减弱)了冬季高原地面的冷源效应,明显减弱(加强)了其春夏季的高原热源作用。

3) 高原积雪影响了后期东亚大气环流的季节变化和南亚与东亚的夏季风环流。多雪年冬春季高原南侧副热带西风急流强,急流减弱慢,入夏迟,夏季南亚季风低压弱,西太副高西伸强,长江流域出现更强的上升运动,从而多雨,它南北两侧少雨;少雪年上述特征大体相反。

4) 概括出了高原积雪首先影响其后高原地面和其上气柱的热力状况,继而影响后期东亚大气环流的季节变化和南亚与东亚的季风环流,最后影响东部地区夏季降水的影响链模型。

5) 高原积雪可能是影响它周边地区短期气候的强信号之一,要深入进行高原积雪异常影响的分析。

参考文献

- 1 李培基. 高亚洲积雪地理分布、季节变化分年际变动, 灾害气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社, 1996. 132~136
- 2 Blanford H F. On the connection of the Himalayan snow fall with dry winds and seasons of drought in India. Proc Roy Soc, London, 1884, 37: 3—22
- 3 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析. 中国长期水文气象预报文集. 第二集, 武汉: 长江流域规划办公室编, 1981. 151~161
- 4 赵溱. 欧亚大陆雪盖与东亚季风. 气象, 1984, 7: 27~29
- 5 郭其蕴, 王继琴. 青藏高原积雪及其对东亚季风的影响. 高原气象, 1986, 5(2): 116~124
- 6 叶愈源. 冬季欧亚大陆雪盖与湖南汛期降水. 高原气象, 1986, 5(3): 271~273
- 7 徐国昌, 李珊, 洪波. 青藏高原雪盖异常对我国环流和降水的影响. 应用气象学报, 1994, 5(1): 62~67
- 8 Yang S, L Xu. Linkage between Eurasian winter snow cover and Chinese summer rainfall: Different from the snow-Indian monsoon connection. Int. J. Climato, 1994, 14: 739—750
- 9 韦志刚, 罗四维. 中国西部积雪对我国汛期降水的影响. 高原气象. 1993, 14(4): 347~354
- 10 李永平, 朱永. 青藏高原冬季积雪状况与华东地区夏季降水关系初探. 大气科学研究与应用, 1996, (2): 57~62

- 11 翟盘茂, 周琴芳. 北半球雪盖变化与我国夏季降水. 应用气象学报, 1997, 8(2): 231~235
- 12 吴统文, 钱正安, 宋敏红等. 青藏高原多、少雪年后期西北干旱区降水的对比分析. 高原气象, 1998, 17(4): 364~372
- 13 Kalnay E, et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Ameri Meteor Soc, 1996, 77: 437—471
- 14 陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 论梅雨的年际变化. 大气科学特刊, 北京: 科学出版社
- 15 董文杰. 我国夏季降水异常的统计分析、模式研究及预测方法探讨: [学位论文]. 兰州. 大学大气科学系博士论文, 1996
- 16 叶笃正, 高由禧等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979: 202~212
- 17 Yeh T C, Tao S Y, Li M C. The abrupt change of circulation over the northern hemisphere during June and October. in The Atmosphere and the Sea in Motion, 1959. 249—267
- 18 焦彦军. 一嵌套区域气候模式的发展及其对我国夏季降水气候的模拟: [学位论文]. 兰州: 中国科学院兰州大气物理研究所, 1998
- 19 骆美霞, 朱抱真, 沈如金. 大地形对夏季北半球副热带高压形成作用的数值试验. 大气科学, 1986, 10: 258~265

FURTHER ANALYSES OF THE LINKAGE BETWEEN WINTER AND SPRING SNOW DEPTH ANOMALY OVER QINGHAI-XIZANG PLATEAU AND SUM- MER RAINFALL OF EASTERN CHINA

Wu Tongwen Qian Zhengnan

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, CAS, Lanzhou, 730000)

Abstract

To analyze the linkage between the winter and spring accumulated snow depth over the Qinghai-Xizang Plateau (QXP) and the following summer (June-August) rainfall of Eastern China (SREC), firstly, four typical heavy and light snow years over the QXP in winter and spring were chosen, then, the comparison analysis of the SREC distribution and the atmospheric circulation feature between the heavy and light snow years as well as the impact mechanism of the QXP snow anomaly on the SREC have been done, utilizing the QXP accumulated snow depth data of 1957-1994, the rainfall data of 1951-1994 in 226 stations over Eastern China, and the National Environment Prediction Center/National Center for Atmospheric Research, USA (NCEP/NCAR) reanalysed data of 1958-1994. The main conclusions show that:

1) On the average, in the QXP heavy snow years, Changjiang River and its southern side have more summer precipitation with the positive anomaly of 10 to 20 percentage, the southern and the northern China less precipitation with the negative anomaly of 10 to 30

percentage. But in the QXP light snow years, Changjiang and Huaihe Rivers as well as Guizhou and Hunang provinces have less precipitation, and both the south and north sides of it more precipitation.

2) The QXP snow cover in winter and spring influences, firstly on the subsequent QXP thermal condition, then on the season change of the general circulation in Eastern Asia as well as the summer monsoon systems in Southern and Eastern Asia, again then on the SREC.

3) The effect linkage of the QXP winter snow anomaly on the SREC has been outlined.

Key word: The QXP, Snow anomaly in winter and spring, The SREC, Monsoon circulation, Effect mechanism of snow on precipitation.