

青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的 诊断及数值研究*

张顺利 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 通过对青藏高原多、少雪年的合成分析及数值试验, 研究了青藏高原积雪对亚洲夏季风和我国东部气候异常的影响。结果表明: 青藏高原积雪造成亚洲大气环流较大的年际变化。高原积雪改变了高原陆面春、夏季的热状况, 使亚洲夏季风爆发推迟 20 天左右。高原积雪通过以下物理过程影响亚洲夏季风和我国东部气候: 高原积雪多(少) → 高原春、夏季的感热弱(强) → 感热加热引起的上升运动弱(强), 高原强(弱) 环境风场 → 不利(有利) 于高原感热通量向上输送 → 高原上空对流层加热弱(强) → 高原对流层温度低(高) → 高原南侧温度对比弱(强) → 造成亚洲夏季风弱(强) → 我国长江流域易涝(旱)。

关键词: 青藏高原; 积雪; 亚洲夏季风; 气候异常

1 引言

大量诊断分析和数值试验表明青藏高原热力作用对东亚乃至全球的大气环流和我国天气气候异常有很重要的影响。雪盖是高原冬、春季下垫面的一个重要特征, 也是地表热状况的一个重要方面。一些研究表明青藏高原积雪与欧亚大陆的积雪变化不是完全一致的, 青藏高原积雪在时间、空间分布上都表现出强烈的年内和年际变化^[1~6]。青藏高原积雪对东亚大气环流影响的统计分析最早始于 Blanford^[7]和 Walker^[8], 他们很早就注意到喜马拉雅山积雪的范围和厚度与印度西北部的夏季雨量呈负相关, 并根据喜马拉雅山西部春季降雪较晚, 但范围很大, 成功地预报了 1885 年印度西部夏季的干旱。青藏高原积雪同我国东部降水的关系也引起了人们的重视, 得出了一些有益的结论^[9~14], 有人还把高原上冬季的积雪或温度变化作为东亚夏季风异常和旱涝形成的预报指标。

然而, 青藏高原积雪是通过什么物理过程来影响环流突变, 影响亚洲季风, 进而影响我国东部的气候异常? 为了回答这个问题, 我们把青藏高原积雪分成多雪年和少雪年进行合成分析。分别考察了高原积雪对冬季环流的影响, 以及对春末夏初环流突变和亚洲夏季风的影响。

2 青藏高原多、少雪年的选取

人们对积雪和我国东部气候的关系的研究结论不尽相同^[6,10,13,15]。这是由于不同地

2000-02-21 收到, 2000-07-26 收到修改稿

* 中国科学院资源环境领域知识创新工程重大(重要方向)项目 KZCX2-203 和国家自然科学基金资助项目 49905004 共同资助

区的积雪(如青藏高原积雪、欧亚大陆积雪)对我国夏季降水影响不同,不同积雪资料与我国汛期降水的关系也不完全一致,当然这里也存在着资料的可靠性和代表性的问题。

积雪资料一般有三类。一类是观测台站的雪深资料;第二类是 NASA 提供的 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 经纬网格 SMMR 积雪水当量和面积;第三类是 NOAA 卫星观测的积雪面积。为了更可靠地选取高原地区典型的多、少雪年份,根据韦志刚、罗四维等^[14]采用的综合办法,即首先选取地面及 NOAA 资料 $\geq 15\%$ (或 $\leq -15\%$) 的年份,其次选取 SMMR 资料距平同位相的年份(图略)。考虑到 NCEP/NCAR 再分析资料的完整性和可靠性,选取 80 年代以来的事件作为本文的研究对象。我们的积雪资料截止到 1990 年,在 1980~1990 年间,选取 1982、1983、1985、1986 年为多雪年,1984、1985 年为少雪年。

1993 年冬季至 1994 年春季,是青藏高原典型的冬春异常少雪年。1993 年冬至 1994 年春青藏高原只是在其东南部(横断山脉以西)有接近常年的降雪外,大部地区少雪,尤其是高原西部为甚,降水距平百分率达 -70% 以上。

1997 年 12 月到 1998 年 2 月青藏高原大部地区降雪异常偏多,出现了历史上罕见的大雪灾,致使冬春季青藏高原积雪异常偏多,到 1998 年 4 月青藏高原地区积雪依然明显异常偏多。

结合 80 年代的积雪资料分析和 90 年代的两个典型事件,最后我们选取 1982、1983、1985、1986、1997、1998 年为多雪年,1984、1985、1993、1994 年为少雪年。下面的工作是通过对我们所选取的多雪年、少雪年合成分析进行的。

3 冬、春季环流对青藏高原积雪的响应

3.1 风场对积雪的异常响应

图 1 是多雪年、少雪年合成的冬季(12~2 月) 500 hPa 距平风场。在多雪年(图 1a) 亚洲副热带地区($10^{\circ} \sim 25^{\circ} \text{N}$) 是一条西风距平带,说明多雪年冬季南支西风强。多雪年 500 hPa 距平风场的另一特征是东亚和西亚分别是气旋环流距平。与此相反,少雪年冬季亚洲副热带地区为东风距平(图 1b),说明南支西风弱。少雪年在东亚和西亚为反气旋环流距平。

200 hPa 距平风场(图略)同 500 hPa 距平风场相似。在多雪年冬季 200 hPa 亚洲副热带为西风距平,异常西风主要在亚洲季风区,东亚和西亚多雪年为气旋环流距平;少雪年冬季 200 hPa 亚洲副热带地区为东风距平,东亚、西亚为反气旋环流距平。

在春季,多雪年亚洲副热带地区仍为西风距平,青藏高原为气旋环流距平;少雪年亚洲副热带地区表现为东风距平,青藏高原为反气旋环流距平(图略)。这说明了亚洲副热带地区风场的异常从冬季可持续至春季。

Webster 和 Yang^[16]研究了亚洲夏季风的年际变化,指出在强亚洲夏季风的前冬和春季,亚洲副热带地区对流层上部西风弱(东风距平);在弱亚洲夏季风的前冬和春季,在亚洲副热带对流层上部西风强(西风距平)。Krishnamurti 和 Mujumdar^[17]认为:冬春季对流层高层风场的这种变化是夏季南亚季风强、弱变化的前兆信号。Yang

等^[18]的研究表明: 亚洲夏季风异常的变化在前冬、春亚洲副热带地区有强前兆信号(它包括风、大气温度、位势高度和地面温度, 这些信号在对流层呈正压结构), 并指出这种强前兆信号可能与冬春季高原积雪、南亚大陆的土壤水分以及 ENSO 事件有关。

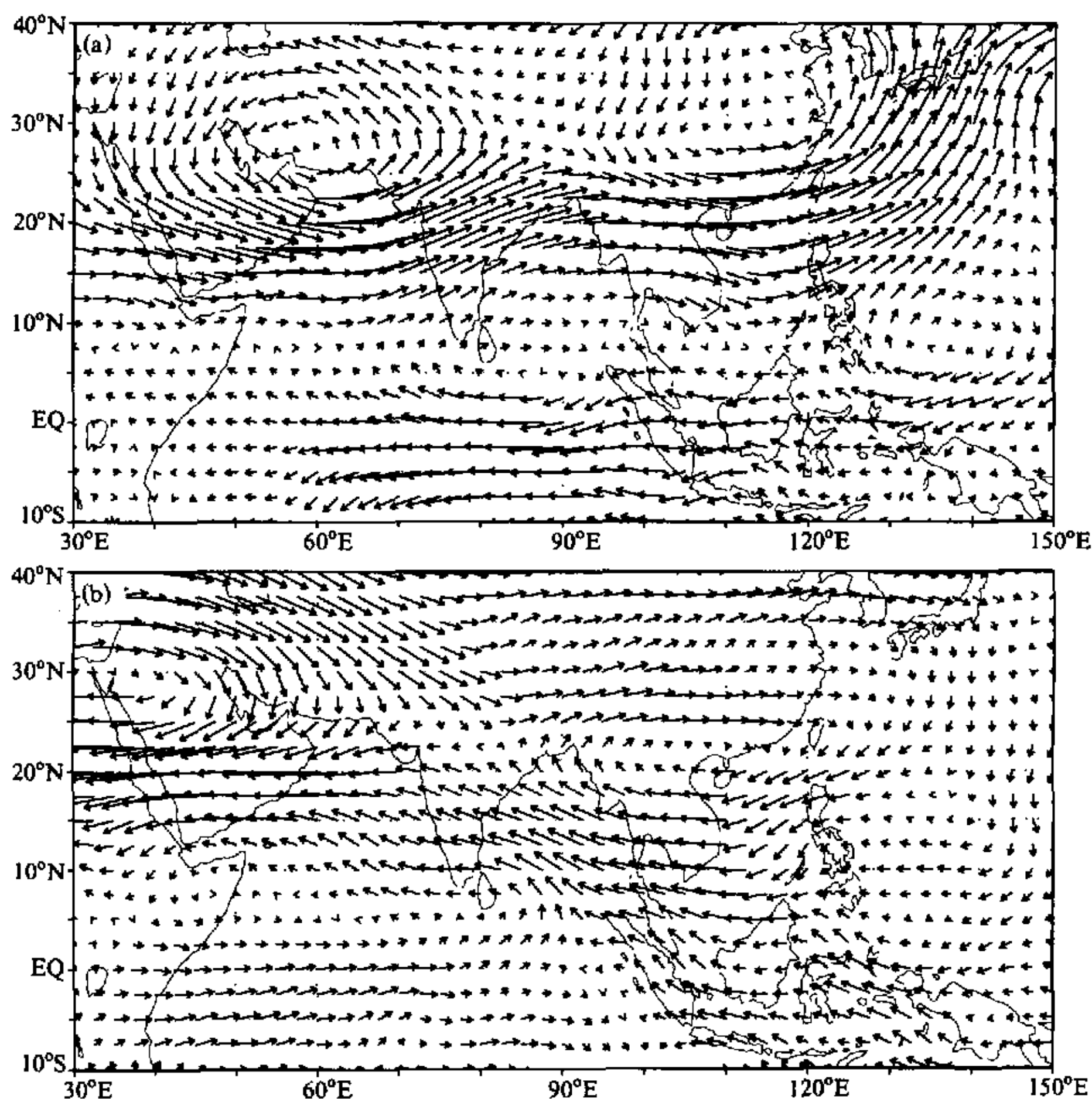


图1 多雪年(a)和少雪年(b)冬季500 hPa风场距平合成图(单位: m/s)

3.2 温度场、高度场对积雪异常的响应

图2是春季500 hPa温度距平场的合成图。在多雪年(图2b), 青藏高原为负温度距平, 高原以南为正温度距平; 在少雪年(图2a), 青藏高原为正温度距平, 高原以南为负温度距平。温度距平的这种分布, 使得多雪年不利于青藏高原以南地区初夏对流层温度梯度的反向, 而少雪年有利于青藏高原以南地区初夏对流层温度梯度的反向, 从而影响着亚洲夏季风的活动。

冬季和春季对流层位势高度距平场上, 多(少)雪年亚洲中纬度为负(正)高度距平, 东亚、西亚分别为负(正)距平中心, 亚洲低纬度地区为正(负)距平(图略)。

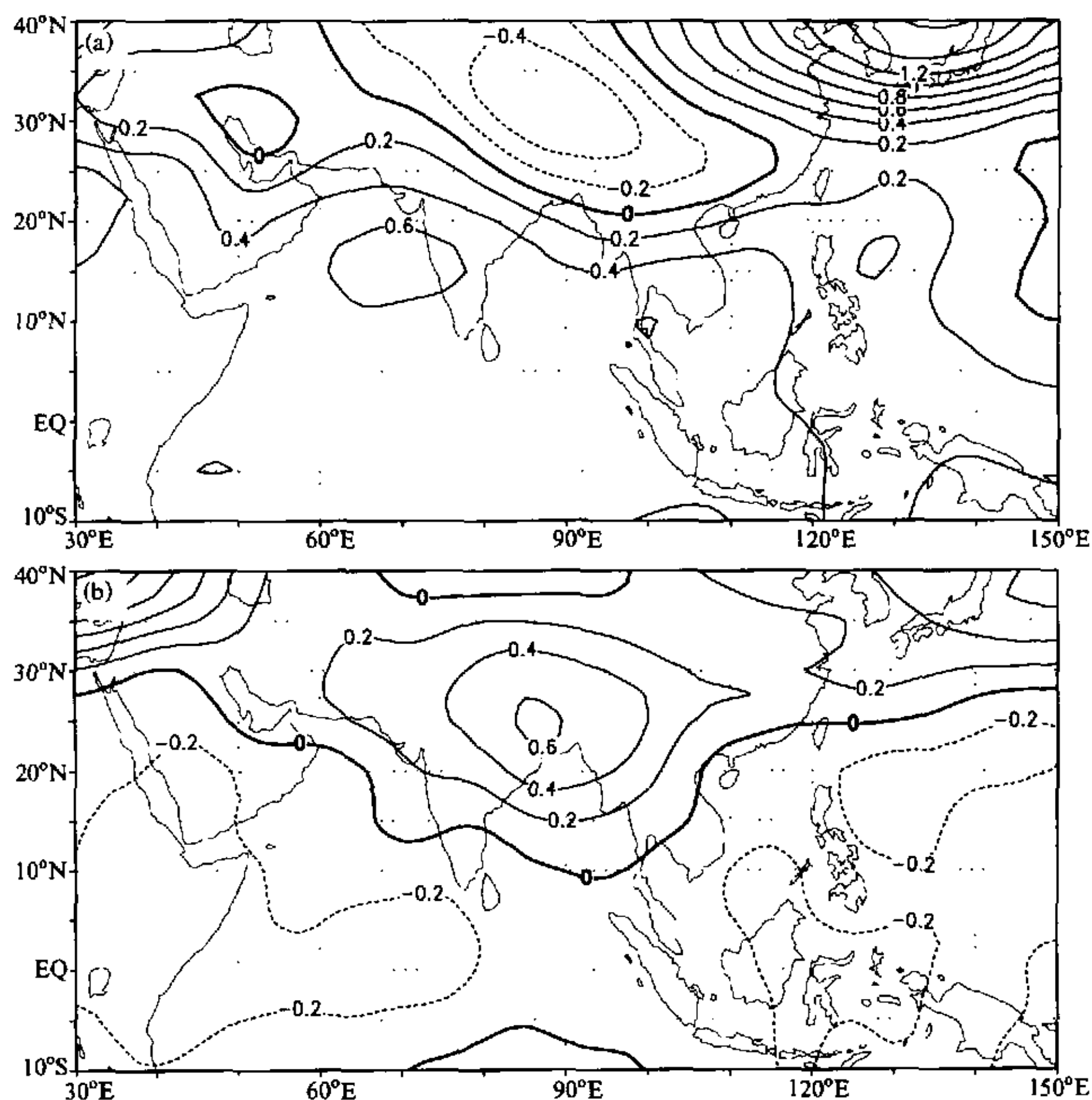


图2 多雪年(a)和少雪年(b)春季500 hPa温度距平合成图(单位: $^{\circ}\text{C}$)

4 青藏高原积雪对高原热源的影响

积雪一方面改变了下垫面的反照率,使下垫面接受的太阳辐射能量有较大的改变。另一方面,积雪通过融化雪的过程改变地表潜热和感热的分配比例。积雪总体效应是可以改变下垫面的热源状况。青藏高原雪盖始于9月中旬,12~2月达鼎盛期,2月中旬开始消退,一直持续到6月。青藏高原的积雪具有显著的年际波动,青藏高原积雪的多寡无疑会影响春夏季高原热源的强度。下面就高原多雪年和少雪年感热和视热源特征进行分析。

4.1 高原感热变化

Nitta^[19]、陈隆勋等^[20]的研究指出:高原雨季开始前感热加热是主要的,6月份高原东部进入雨季后潜热超过感热,而高原西部雨季比东部迟一个月。感热在春季和初夏能较好地表征高原的热状况。

高原感热计算的难点在于湍流交换系数的选取。李国平等^[21]利用中日亚洲季风合

作项目在拉萨、那曲、日喀则和林芝四个站的自动热量平衡观测站 (AWS) 观测资料分析了这四个站 1993 年 7 月~1996 年 9 月的月平均湍流热交换系数。赵平^[22]利用李国平等的计算结果与同期高原地面常规资料建立了湍流热交换系数的拟合公式, 得出了高原 1961~1995 年湍流热交换系数。

图 3 是我们利用赵平计算的湍流交换系数求得索县 (93.73°E, 31.88°N)、当雄

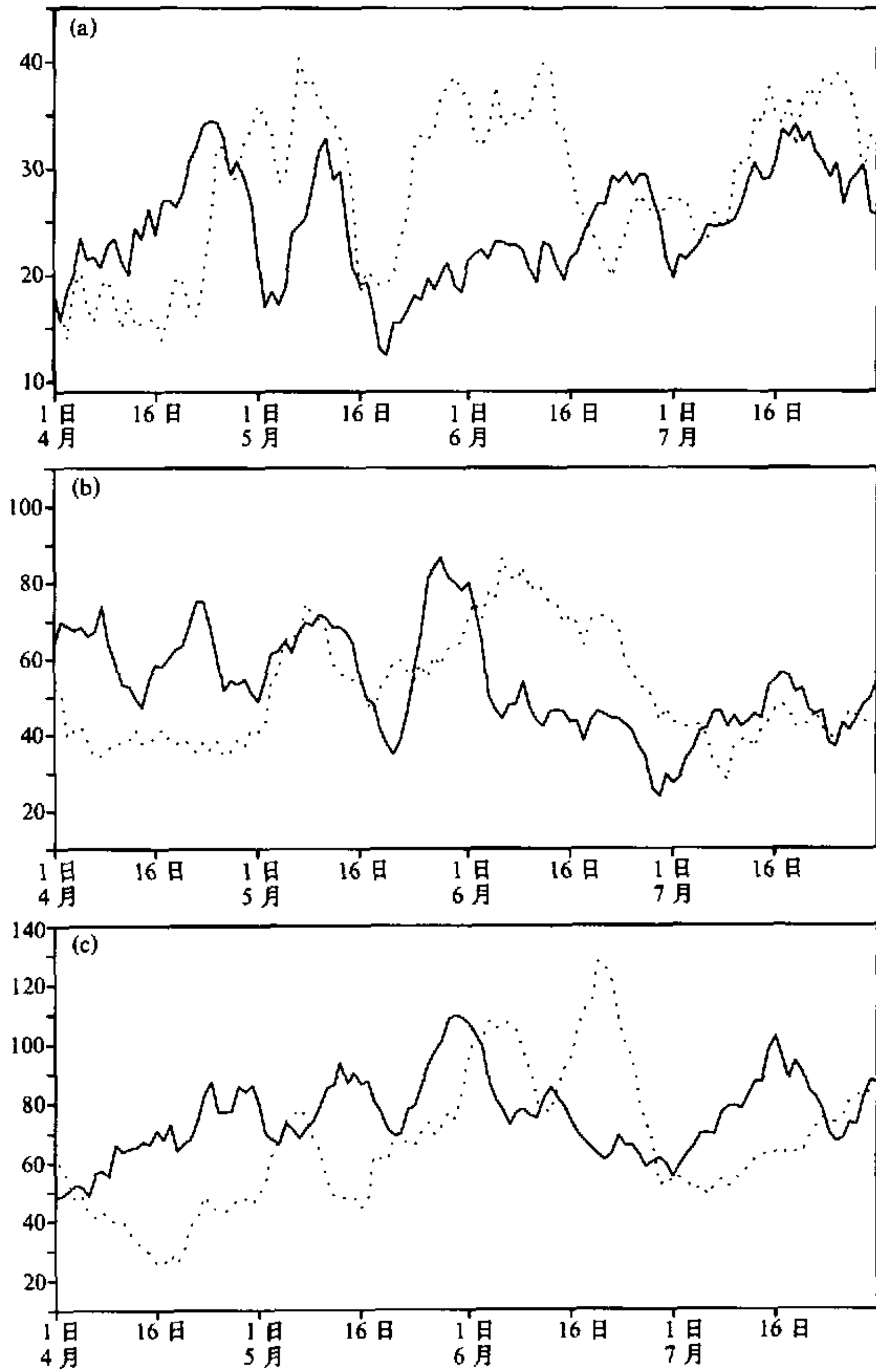


图3 索县 (a)、当雄 (b) 和安多 (c) 4~7 月 9 点滑动平均的逐日感热通量变化曲线 (单位: W/m^2)
实线为少雪年合成, 虚线为多雪年合成

(91.10°E, 30.48°N)、安多(91.10°E, 32.34°N)的4~7月9天滑动平均的逐日感热通量。可以看出,高原中部的当雄(图3b)和安多(图3c)感热通量比高原东部的索县(图3a)大,当雄和安多的感热变化趋势比较一致。少雪年索县感热通量在5月中旬以前达到最大值(实线),5月中旬以后开始减小,说明高原东部雨季开始。多雪年(虚线)索县感热通量在6月中旬以前达到最大值,6月中旬以后开始减小。说明索县多雪年感热通量较少数年迟20多天达到极值,多雪年雨季也较少数年迟20天左右。

当雄和安多感热通量也存在着多雪年比少数年滞后20天左右达到最大值,滞后20天左右开始减小,感热减小说明雨季开始。从图3还可以看出高原东部较中部感热提前半个月左右减小,说明高原东部雨季比中部早半个月左右。

4.2 视热源变化

我们采用每天二次(00GMT, 12GMT)的NCEP/NCAR逐日资料计算了1~8月的视热源($\langle Q \rangle$)。图4是 $\langle Q_1 \rangle$ 沿80~100°E平均的纬度-时间剖面图。平均来看,赤道印度洋全年始终为热源,青藏高原热源及赤道印度洋强热源被印度次大陆的热汇分开。春季,高原上的热源加强,并向南扩展,赤道印度洋的热源同时向北推进,并同高原热源合并。比较多雪年(图4a)和少数年(图4b) $\langle Q_1 \rangle$ 可以看出,在少数年高原 $\langle Q_1 \rangle$ 从春到夏比多雪年强,较强的 $\langle Q_1 \rangle$ (100 W/m²)3月底在高原出现,而多雪年100 W/m²的热源4月中旬才在高原出现。多雪年强 $\langle Q_1 \rangle$ 滞后于少数年20天左右,这同前面直接计算高原感热得出的结论是一致的。图4另一个值得注意的地方是,少数年高原感热较大,高原热源在5月上旬同赤道印度洋的热源合并(沿10~30°N, $\langle Q_1 \rangle$ 在5月上旬增加很快),多雪年高原感热较小,高原热源在5月底同赤道印度洋的热源合并。多雪年和少数年高原热源和赤道印度洋热源的合并时间也存在20天左右的差异。

通过对多雪年和少数年高原感热和 $\langle Q_1 \rangle$ 的分析,可以得出:多雪年高原感热较少数年小,而且多雪年高原感热比少数年迟20天左右达到最大值。

5 青藏高原积雪对季节变化的影响

早在50年代叶笃正、陶诗言、李麦村^[23]就提出了大气环流“6月突变”的问题,指出6月份大气环流冬季型向夏季型转换是在较短的时间内骤变完成的,几天内中纬度西风急流、副热带反气旋脊线和热带东风向北移5~10个纬度。Flohn^[24]指出青藏高原抬升的地表对大气的季节性加热产生30°N以南经向温度梯度的反向,激发了东亚大尺度环流的变化和印度次大陆季风的爆发。吴国雄、李伟平等^[25]利用高原无感热加热试验证明了高原感热气泵是导致高原附近的环流在冬到夏的季节演变中呈现突变的重要原因。亚洲夏季风爆发是以北印度洋低层西南风建立以及高层东风的建立为标志的。为了考察青藏高原积雪对季节变化的影响,我们分别分析了对流层温度梯度转向和低层西南风、高层东风的建立。

图5是5天平均的对流层高层(500 hPa至200 hPa)25°N和5°N的温度差。夏季对流层南北温度梯度逆转主要出现在亚欧大陆范围(图中阴影),温度梯度逆转首先在青藏高原南侧(90~100°E)出现,接着向东、向西扩展。最大南北温差出现在7~8

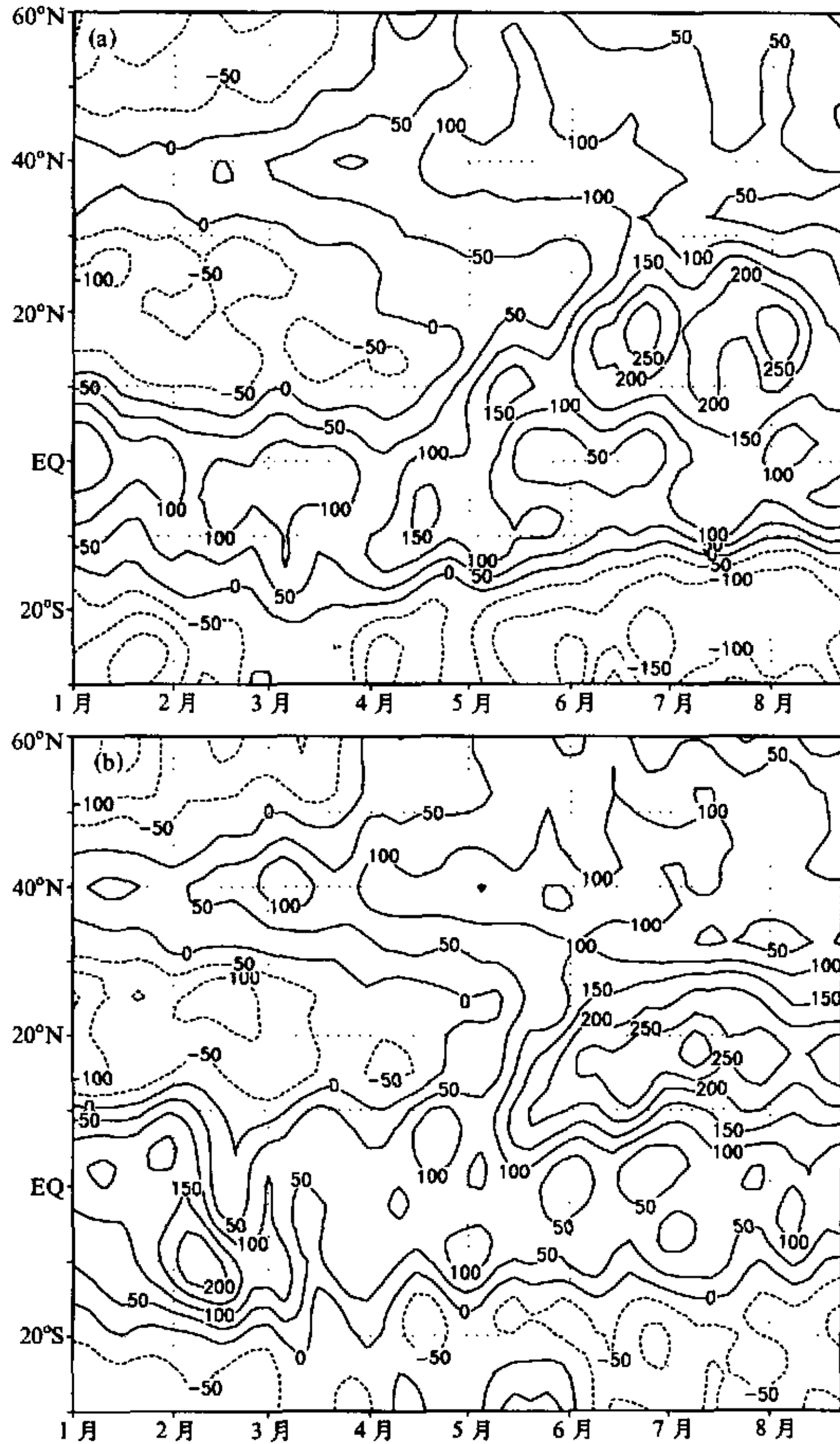


图4 多雪年(a)和少雪年(b)80~100°E平均的视热源($\langle Q_1 \rangle$)时间-纬度剖面图(单位: W/m^2)

月(36~48候)。多雪年(图5a)对流层高层温度5月下旬在青藏高原以南出现正温差,而少雪年(图5b)5月上旬就在高原南侧最先出现正温差,这可以认为是由于多雪年高原感热加热较少雪年弱,最大感热加热较少雪年迟20天左右,因而导致了高原对流层多雪年加热弱、加热迟,高原南侧温度梯度逆转也迟。图5还可看出,高原南侧

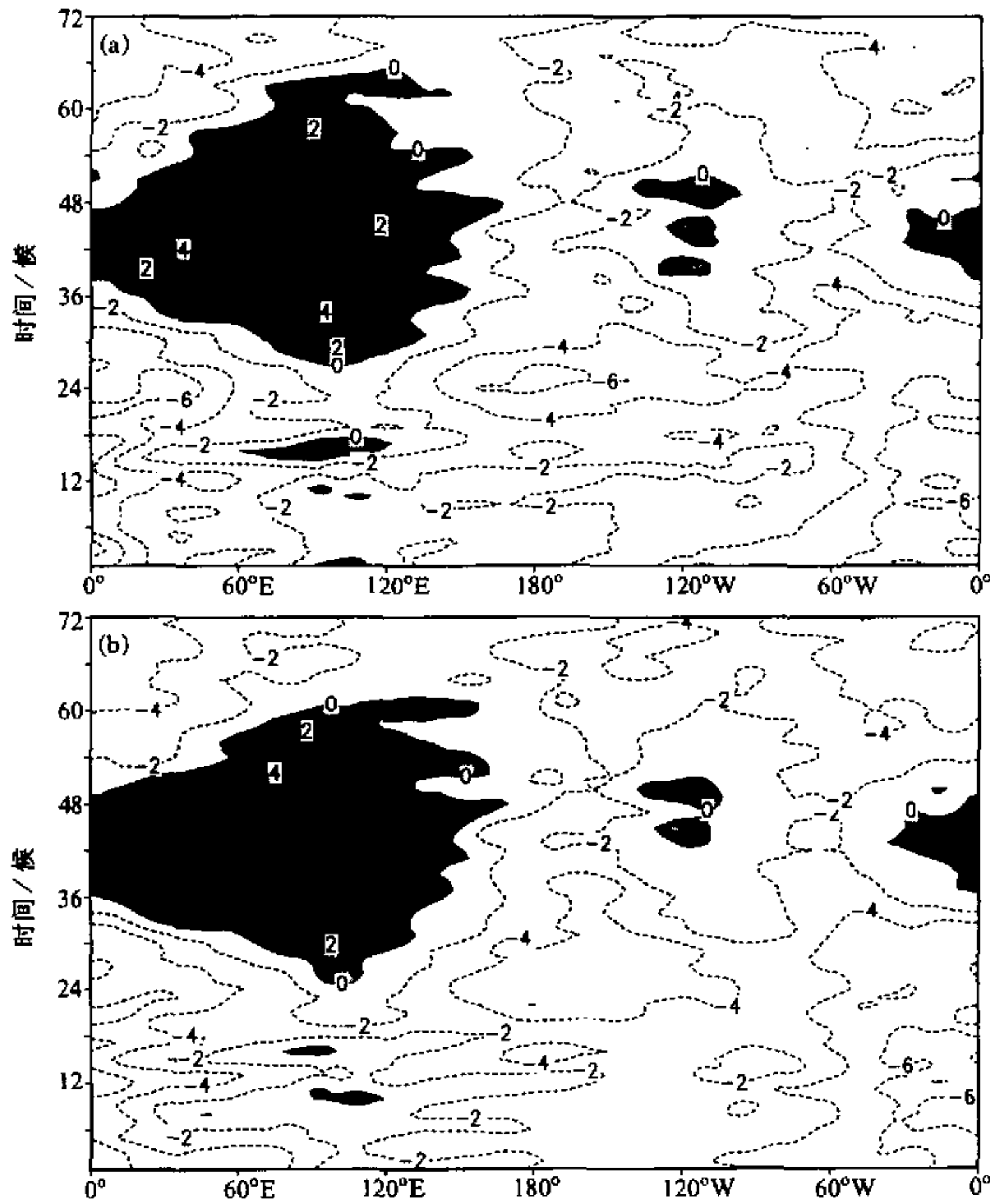


图5 多雪年(a)和少雪年(b)25°N及5°N对流层温度差的时间-经度剖面图(单位:℃)

温度梯度逆转的时间同高原及赤道印度洋热源合并(图4)的时间基本一致。

对流层高层东风的建立是北半球冬季环流向夏季环流转变的标志之一。图6是200 hPa 5天平均的纬向风沿15°N的时间-经度剖面图。东风夏季主要在0~150°E建立,另外赤道东太平洋也有弱的东风出现,它与夏季对流层高层的墨西哥高压有关。多雪年(图6a)亚洲东南部5月中、下旬首先从西风转成东风,然后向东、向西扩展。在少雪年(图6b)5月上旬亚洲东南部从西风转成东风。对流层上部东风在亚洲建立,多雪年和少雪年相差20天左右,与亚洲夏季南、北向温度梯度逆转一致。

850 hPa沿15°N西南风的经度-时间剖面图清楚可见对流层低层亚洲东南部2月出现西南风,并持续到10月(图7)。西南风全年仅夏季在亚洲季风区(50~120°E)范围出现,这也是亚洲季风区的特点。夏季西南风又主要有二个分支,一个中心位于60°E附近,另一个中心位于90°E。在高原多雪(少)年,90°E附近的较强的西南风(8 m/s)出现晚(早),西南风强度也弱(强)。

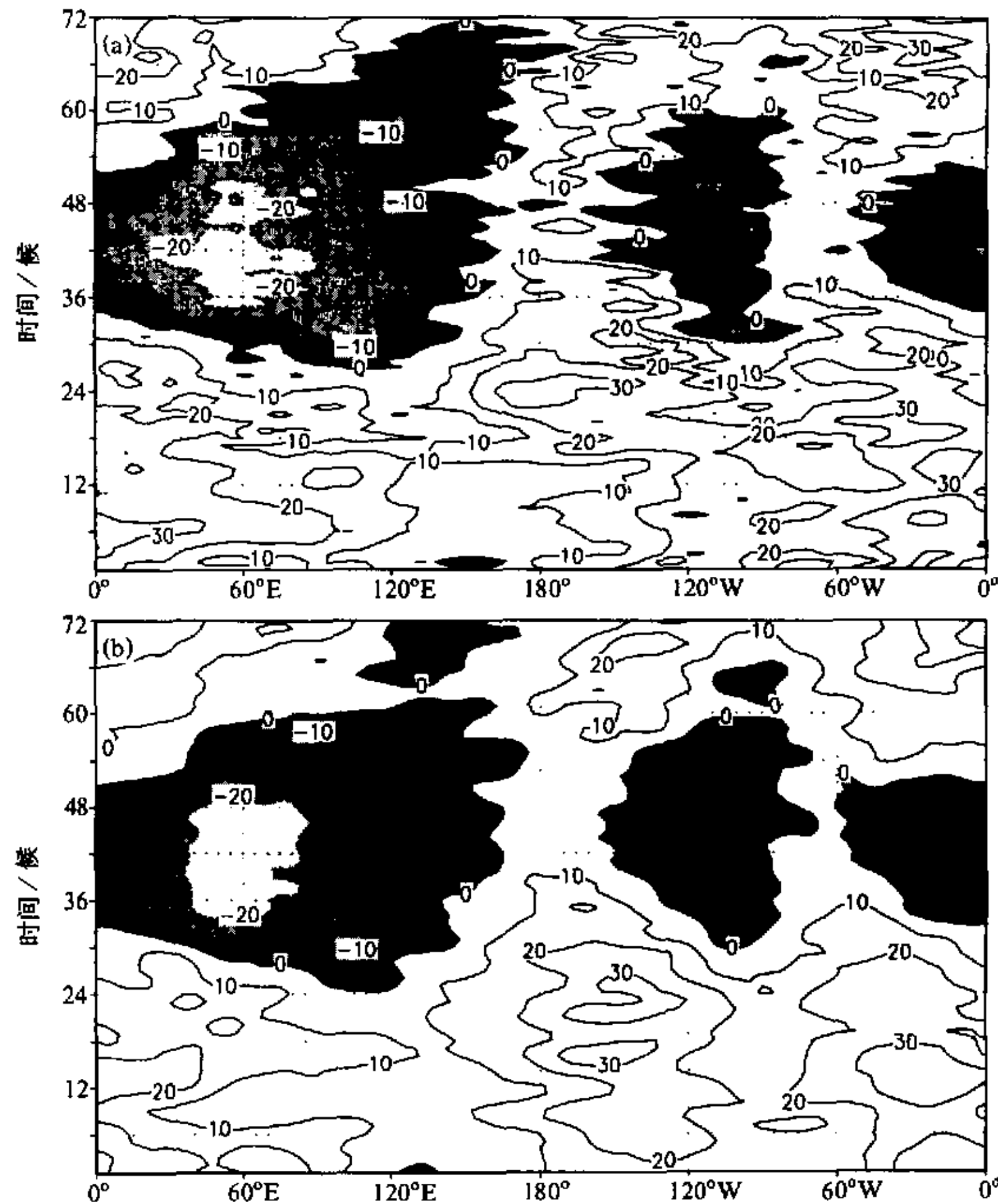


图6 多雪年(a)和少雪年(b)沿 15°N 200 hPa 纬向风的5天平均时间-经度剖面图(单位: m/s)

6 青藏高原积雪对亚洲夏季风和中国东部气候异常的影响

高原大地形的影响,使得夏季高原出现强大的非绝热加热,高原低层强辐合,高层强辐散,影响着亚洲乃至全球的大气环流。吴国雄、李伟平等^[25]认为高原“感热气泵”(SHAP)的有效工作导致了高原地区由冬到夏大气环流的突变及南亚高压的突然北跳,并维持着亚洲季风期。高原上空对流层高层的辐散气流和负涡度源通过 Rossby 波向上下游频散,影响着北半球各地的气候。

图8是7月沿 90°E 青藏高原上空多年平均的辐散环流。低层气流从高原南面和北面向高原辐合,在200 hPa 辐散。一支折向南,越过赤道在南半球下沉,构成强季风经圈环流。叶笃正等^[26]认为这个季风环流圈实际存在于 55°E ~ 140°E 范围内。另一支折向北,在 45°N 附近下沉,形成闭合的经圈环流,它可以解释高原北侧新疆和甘肃的干旱气候。

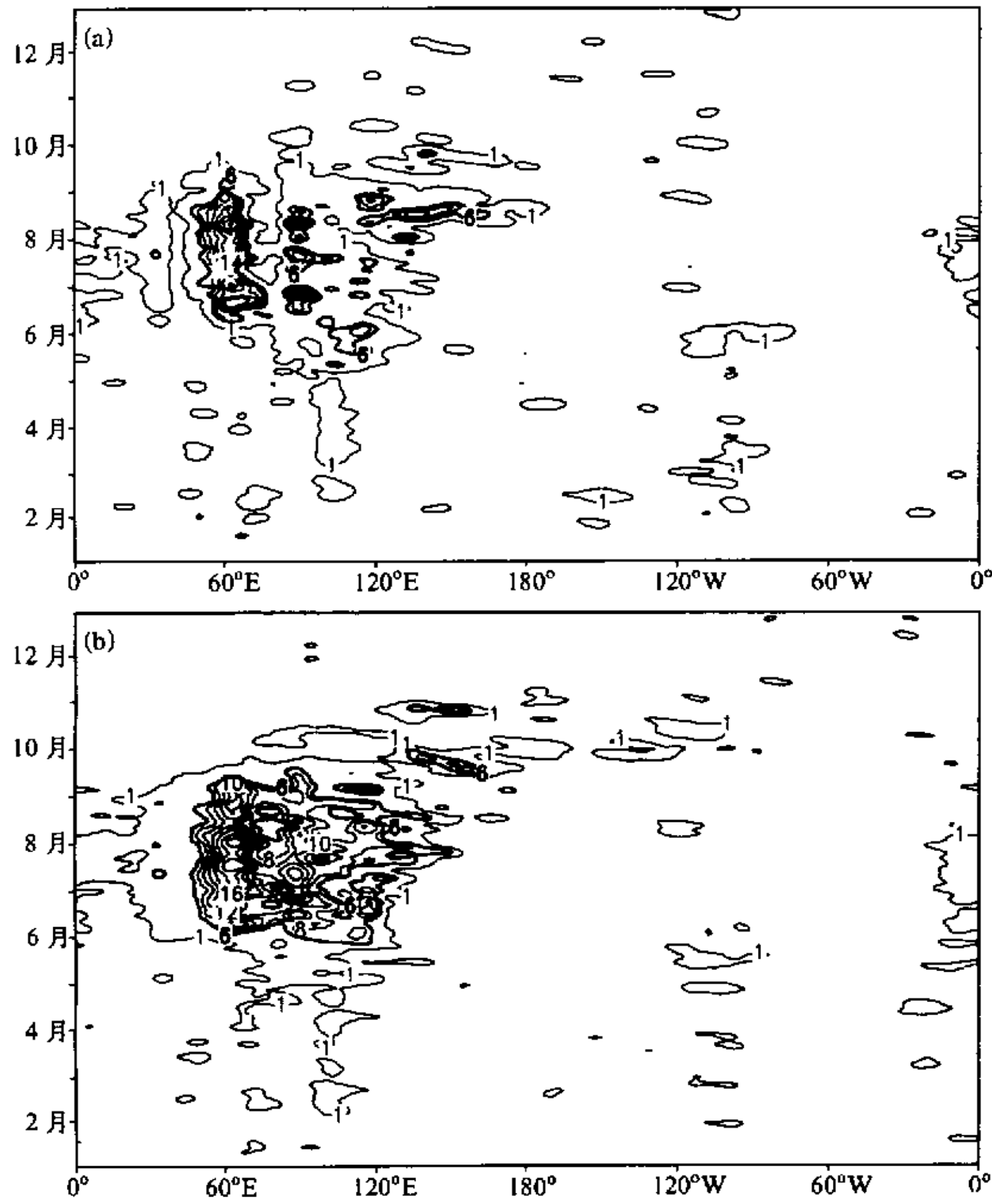


图7 多雪年 (a) 和少雪年 (b) 沿 15°N 850 hPa 西南风的 5 天平均时间-经度剖面图 (单位: m/s)

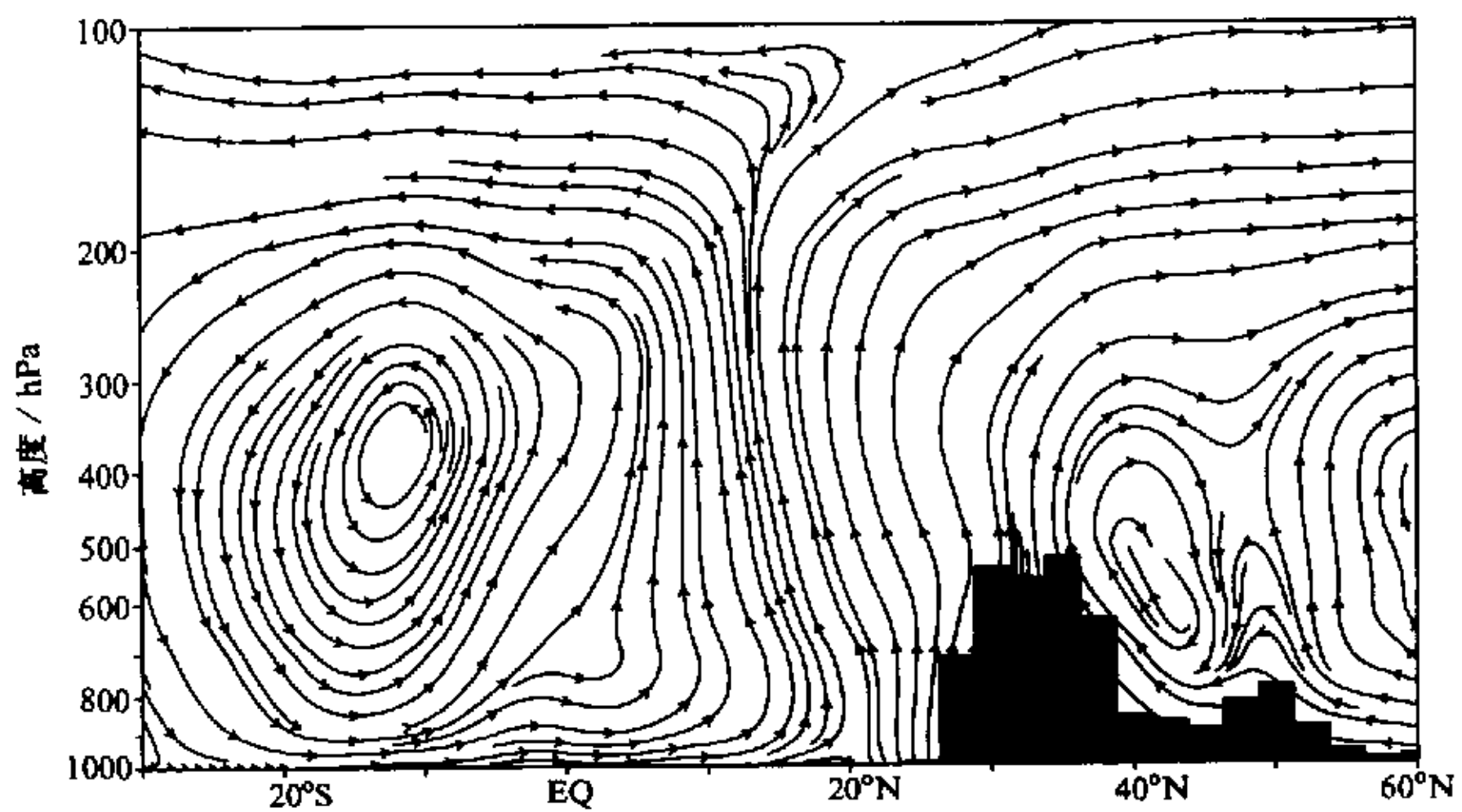


图8 7月沿 90°E 17年平均垂直环流

多雪年 7 月垂直经圈环流距平 (图 9a) 在高原南部是反向的季风经圈环流距平。30°S 为弱上升距平, 孟加拉湾至高原南侧是下沉距平, 说明多雪年夏季季风环流弱。多雪年高原北部为一正的子经圈环流距平, 说明高原北部的子经圈环流加强, 新疆、甘肃一带的补偿性下沉加强, 我国西北地区夏季降水偏少。少雪年 7 月 (图 9b) 高原南侧为正的季风经圈环流距平, 说明少雪年季风经圈环流强。少雪年高原北侧是一反向的子经圈环流距平, 我国西北的下沉减弱, 夏季西北地区降水偏多。

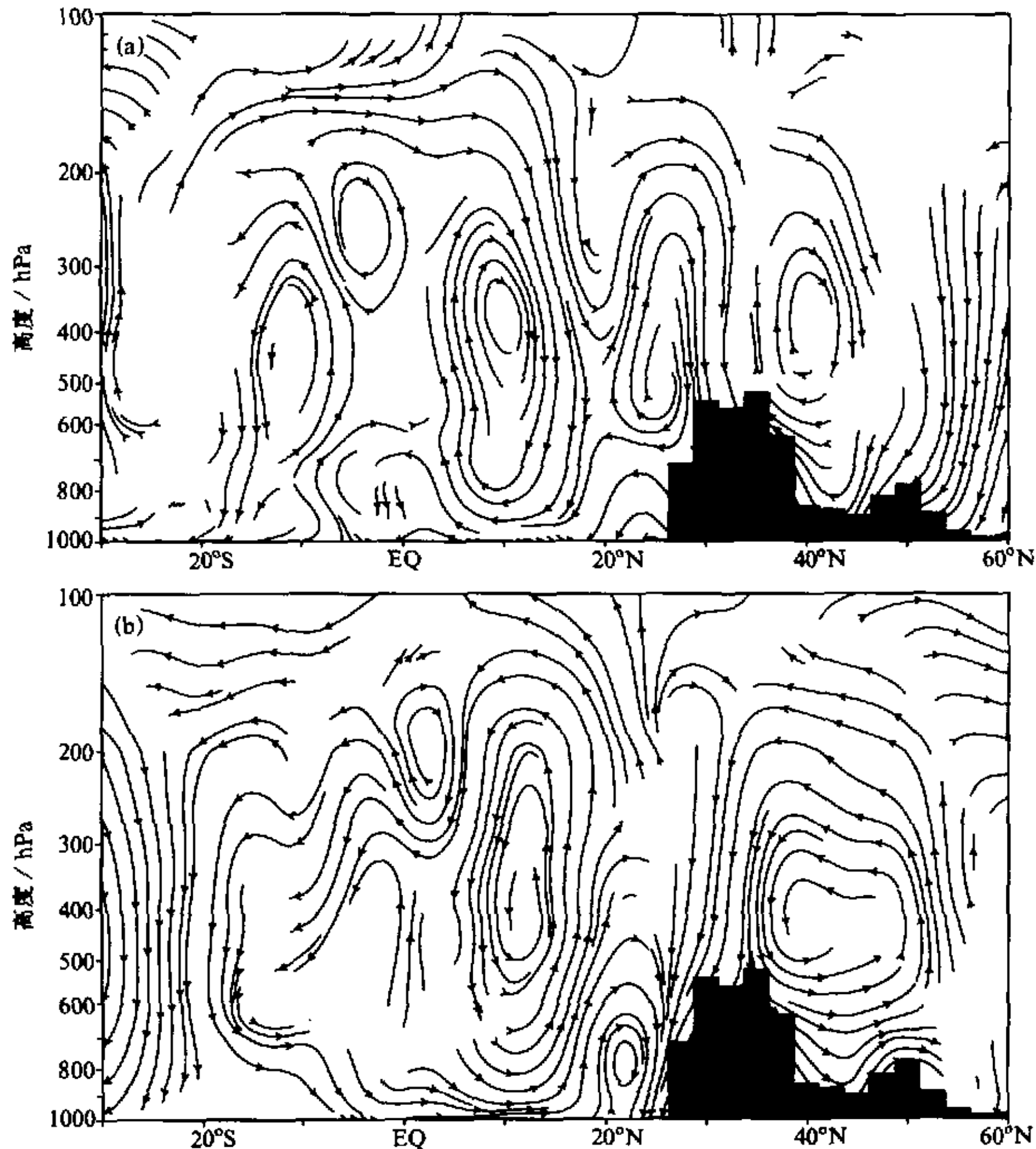


图 9 多雪年 (a) 和少雪年 (b) 7 月沿 90°E 的平均垂直环流距平

7 月沿 30°N 的纬向垂直环流圈 (图略) 表明, 气流在青藏高原上升, 一部分向东在中东太平洋地区下沉, 构成了这两个地区的遥相关。另一部分向西在阿富汗、伊朗、沙特阿拉伯下沉, 导致了这一带的干旱气候。垂直纬向环流距平 (图略) 表明, 多雪年夏季高原东侧的纬向环流是加强的, 高原东部至 150°E 为上升距平, 中、东太平洋为下沉距平。少雪年夏季高原东侧的纬向环流是减弱的, 高原至 140°E 为强的下沉距平。多雪年我国东部的上升气流距平不利于副高在大陆北跳, 使副高在大陆位置偏南;

少雪年, 我国东部及太平洋的下沉气流距平则有利于副高在大陆北跳, 使副高在大陆位置偏北, 夏季风偏强。

图 10 是夏季 (6~8 月) 850 hPa 距平流场。多雪年夏季 850 hPa 南亚季风区为带状的东风距平 (图 10a), 说明亚洲夏季风弱。少雪年 850 hPa (图 10b) 南亚季风区为西风距平, 说明亚洲夏季风强。进一步对比图 10a、b, 可以发现: 多雪年孟加拉湾北部为反气旋环流距平, 说明印度夏季风弱; 少雪年, 孟加拉湾北部为气旋环流距平, 对应印度夏季风强。图中另一明显的特征是: 多雪年南海北部到西太平洋一带为反气旋环流距平, 中国东部为西风距平, 说明夏季副热带高压势力弱, 位置偏南, 夏季梅雨锋活跃, 长江流域降水偏多。我国华南受副热带高压控制, 华南、华北降水偏少 (图 11a)。少雪年南海北部到西太平洋一带为与多雪年相反的气旋环流距平, 中国大陆为东风距平, 表示夏季副热带高压势力强, 伸入我国大陆, 控制长江流域, 夏季来自海洋的暖湿气流和来自北方的冷空气在华北一带交汇, 华北降水多。华南受副高南侧东南暖湿气流影响, 降水也多, 而长江流域受副高控制降水少, 主旱 (图 11b)。

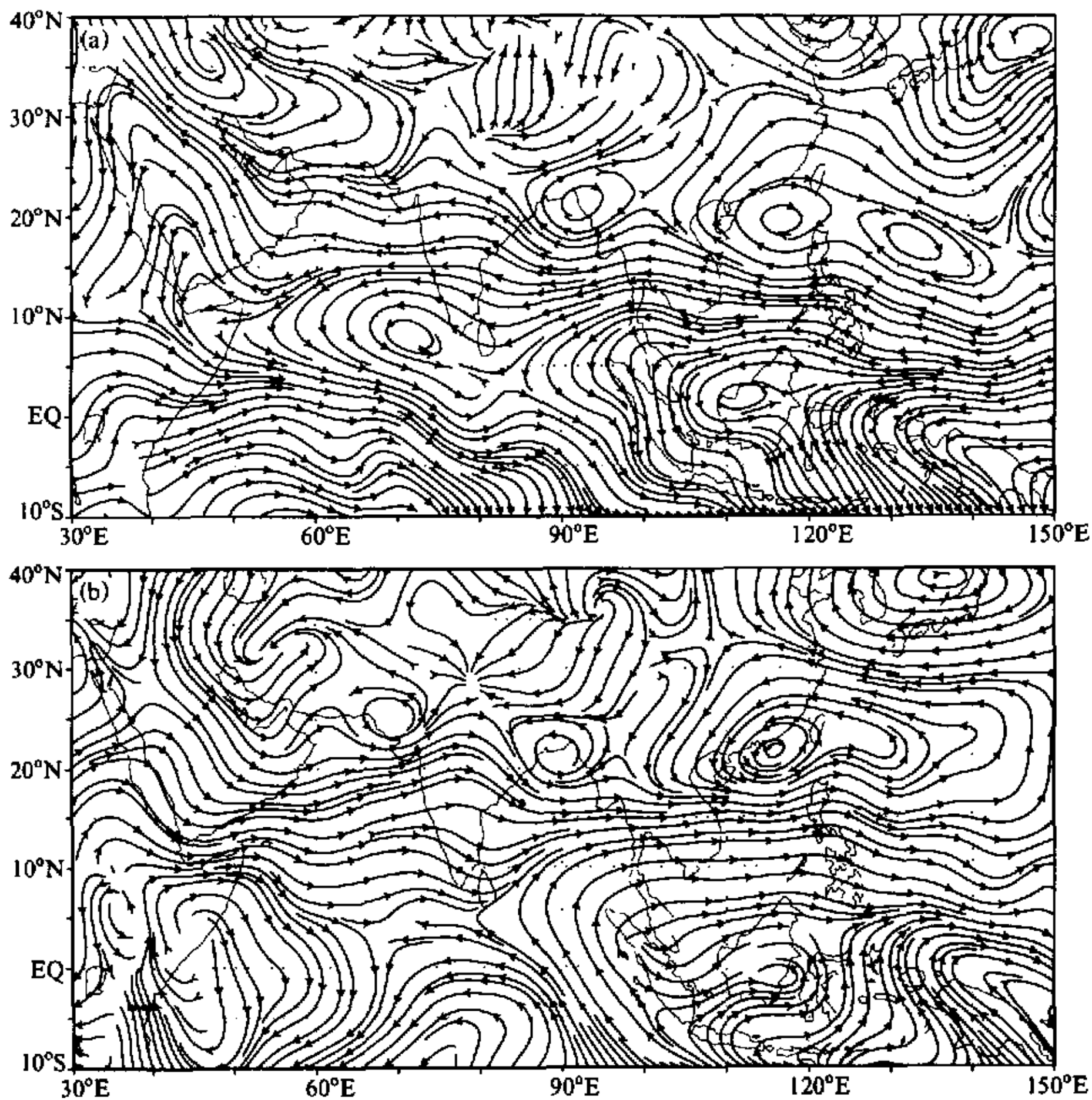


图 10 多雪年 (a) 和少雪年 (b) 夏季 850 hPa 距平风流线

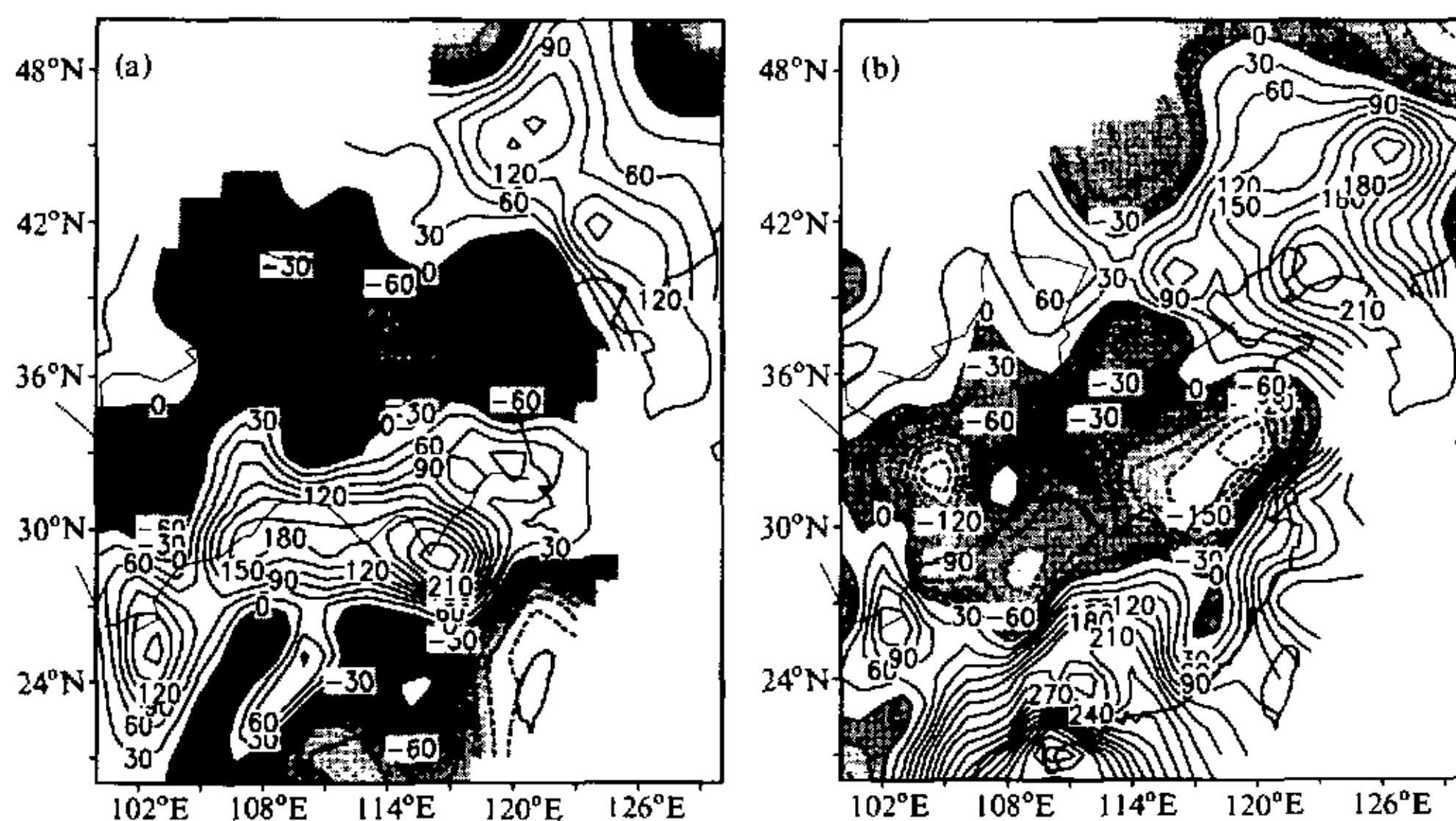


图 11 多雪年 (a) 和少雪年 (b) 夏季中国东部降水量距平合成图 (单位: mm)

7 青藏高原积雪影响亚洲夏季风的物理过程

叶笃正等^[27]通过转盘模拟实验,指出青藏高原夏季是个巨大的热源,中小尺度的对流性系统是这个巨大“热岛”对自由大气加热的一个最有效的成员。这种加热以及这些对流系统引起的动力作用(如辐合、辐散),对高原附近的环流形式和它们的结构有很大的影响。高原对流活动能够把水汽带到对流层,维持了高原对流层的高温、高湿。

NCAR/NCEP 再分析资料 17 年平均的 5 月垂直速度(图略)也表明,高原从低层到对流层高层为很强的上升运动。高原 500 hPa 有东、西二个上升中心,东边的中心强于西边的中心。高原上这种强上升运动有效地把地面的感热通量输送到高空,加热了高原上空对流层大气。青藏高原积雪改变了春夏季高原的热状况,影响着春夏季高原的上升运动。图 12 是 5 月 500 hPa 垂直速度距平。在多雪年(图 12a)春末夏初高原上升运动弱,特别是东边的上升运动中心很弱(负距平),不利于高原地表感热通量的向上垂直输送,不利于高原对流层大气的加热。少雪年(图 12b)高原上升运动强,东、西二个上升运动中心加强(正距平),有利于高原地表感热通量的向上垂直输送,有利于高原对流层大气的加热。6 月多雪年、少雪年合成的垂直运动距平分布同 5 月相似。

在多(少)雪年,春末夏初高原整层为西(东)风距平,说明高原处在强(弱)风场中,上升气流向上输送的感热通量易(不易)被风吹散,加热不集中(集中),不(有)利于对流层的增温。

通过以上分析,我们认为高原积雪对亚洲大气环流的影响,是通过如图 13 所示的一些物理过程实现的。

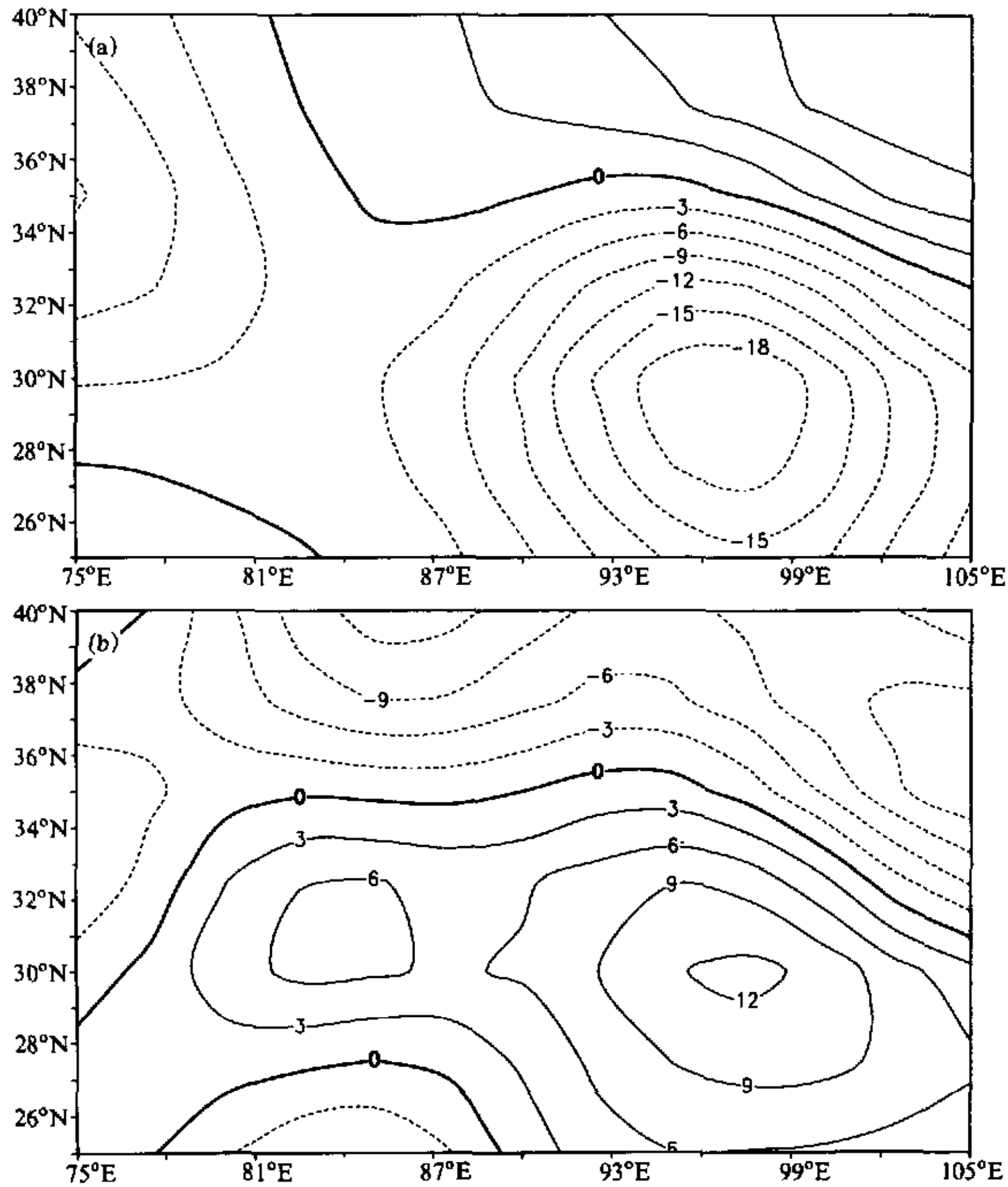


图 12 多雪年 (a) 和少雪年 (b) 5 月 500 hPa 垂直速度距平 (单位: -10^{-1} Pa/s)

8 青藏高原冬春季积雪对亚洲夏季风影响的数值试验

前面对青藏高原冬春季积雪对亚洲夏季风的影响进行了诊断研究。我们知道: 海洋和陆地是影响大气的两个最重要的外源强迫, 亚洲季风是由印度洋及其邻近海洋和亚洲大陆陆面之间的热力差异引起的。数值试验使得我们能够验证各因子的独立强迫作用。本节我们用 IAP 九层大气环流模式模拟和验证青藏高原积雪对亚洲夏季风的影响。

8.1 模式及试验设计

中国科学院大气物理研究所九层大气环流模式 (IAP 9L AGCM) 是一个包括对流层和低层平流层的原始方程全球格点有限差分模式。IAP 9L AGCM 配置了比较完备细致的物理过程参数化方案。毕训强和曾庆存^[28]将 IAP 9L AGCM 模拟的 5 年平均的 1、7 月月平均海平面气压、地表面气温和降水量结果与国际标准的多年平均的 1、7 月

气候观测资料进行了比较。表明：IAP 9L AGCM 模拟的北半球 1、7 月海平面气压场的各主要系统都相当成功；成功地模拟了与实测结果相符的地表面气温水平分布；有很好地模拟 1、7 月降水场的的能力，主要的降雨中心和干旱区分布、面积和强度与观测结果相当一致。

国内外对高原积雪的模拟研究工作已有不少，试验结果差异很大，有的甚至存在根本分歧。究其原因主要是积雪强迫设计方案各不相同，有的太夸大了青藏高原冬春季积雪。李培基^[29]通过对卫星微波辐射仪 (SMMR) 的候积雪深度 10 年观测结果的分析，指出即使在冬季积雪鼎盛时期，青藏高原并不是茫茫雪原的景观，在高原东、西侧各分布着一个多雪区，高原中部积雪十分贫乏，雪层很薄。为了较真实地模拟高原冬春季积雪对亚洲夏季风的影响，首先模式从 11 月 1 日积分至次年 8 月 31 日作为控制试验 (CON)。然后设计了多雪试验 (MSN) 和少雪试验 (LSN)。三个试验中海温、海冰采用的是多年平均的气候值。三个试验的差别是 11 月 1 日至次年 4 月 30 日青藏高原积雪量的不同，在 MSN 试验中，青藏高原积雪量东、西部为 CON 试验的 1.8 倍 (增加了 80%)，中部为 CON 试验的 1.4 倍 (增加了 40%)；在 LSN 试验中，青藏高原所有

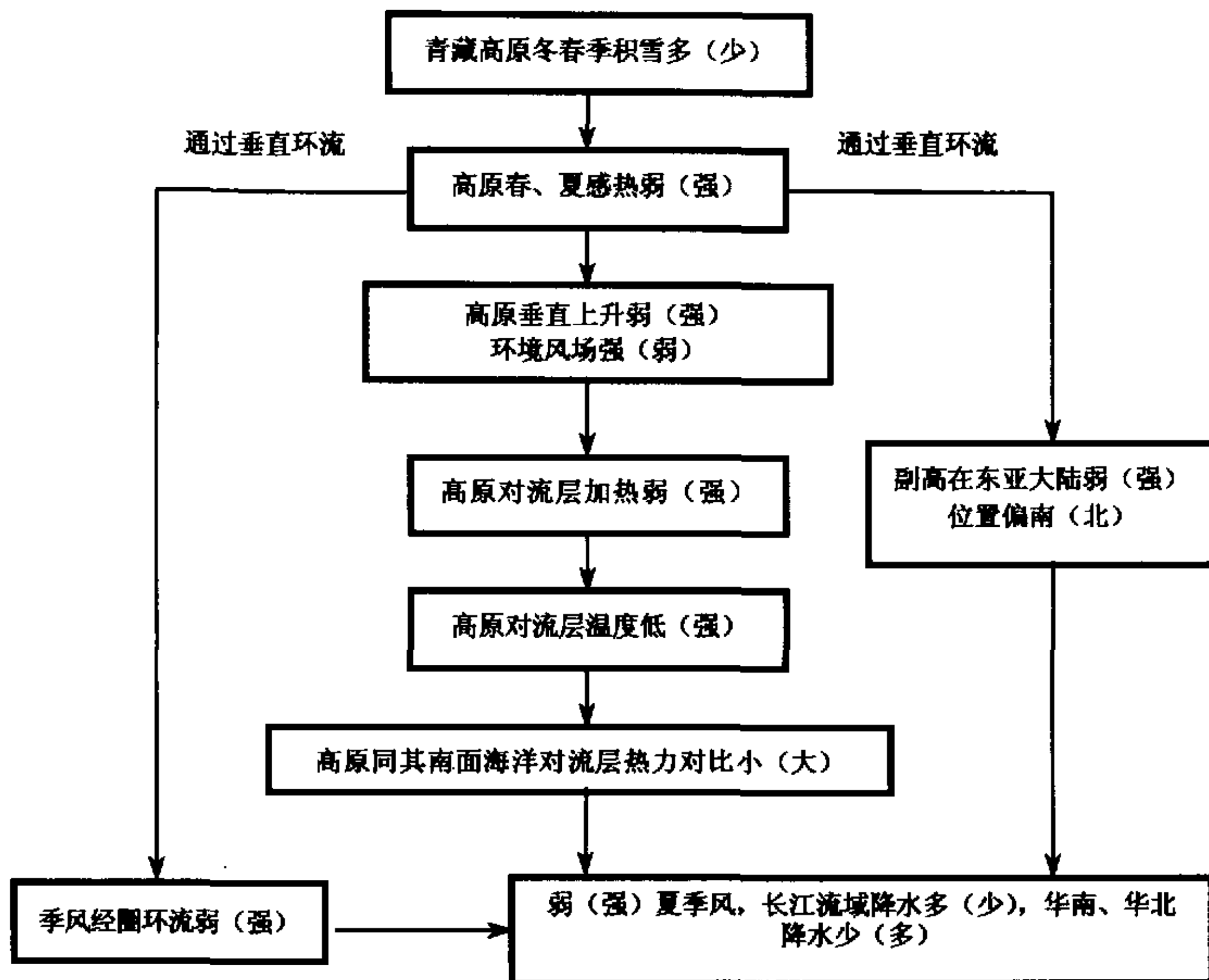


图 13 高原积雪影响亚洲大气环流的物理过程

格点雪量较 CON 减少 50%。MSN 试验、LSN 试验继续积分至 8 月 31 日。

8.2 青藏高原积雪对春季大气环流的影响

图 14 是 500 hPa 春季多雪、少雪试验同控制试验风场差。可以看出, 青藏高原积雪多, 亚洲副热带地区为西风差值, 说明西风强; 青藏高原积雪少, 亚洲副热带为带状的东风差值, 说明西风弱。200 hPa (图略) 风场差异同 500 hPa 相似, 青藏高原冬春季积雪多, 亚洲季风区西风强; 积雪少, 亚洲季风区西风弱。

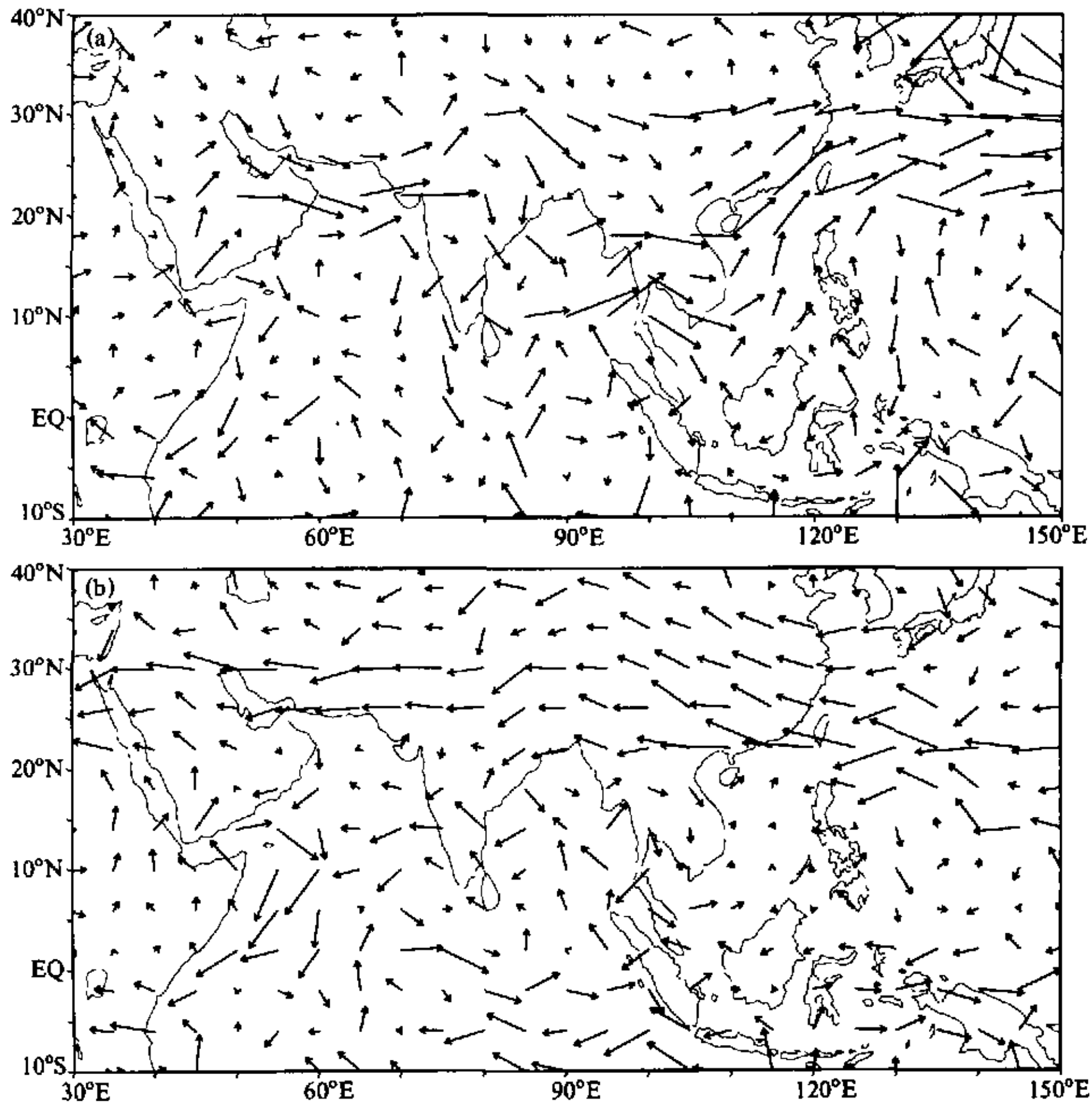


图 14 春季多雪试验和控制试验 (a)、少雪试验和控制试验 (b) 500 hPa 风场差 (单位: m/s)

数值试验也表明: 当高原冬春季多 (少) 雪时, 亚洲大陆春季温度低 (高), 高原春季表面感热通量弱 (强), 高原从地表到对流层高层大气温度偏低 (高), 不利 (有利) 于春末夏初高原南侧经向温度梯度的转向, 不利 (有利) 于亚洲夏季风的爆发 (图略)。

8.3 青藏高原积雪对亚洲夏季风和中国东部降水的影响

从夏季 850 hPa 流场差值 (MSN-LSN) (图 15) 可以看出, 它同前面所讨论的多

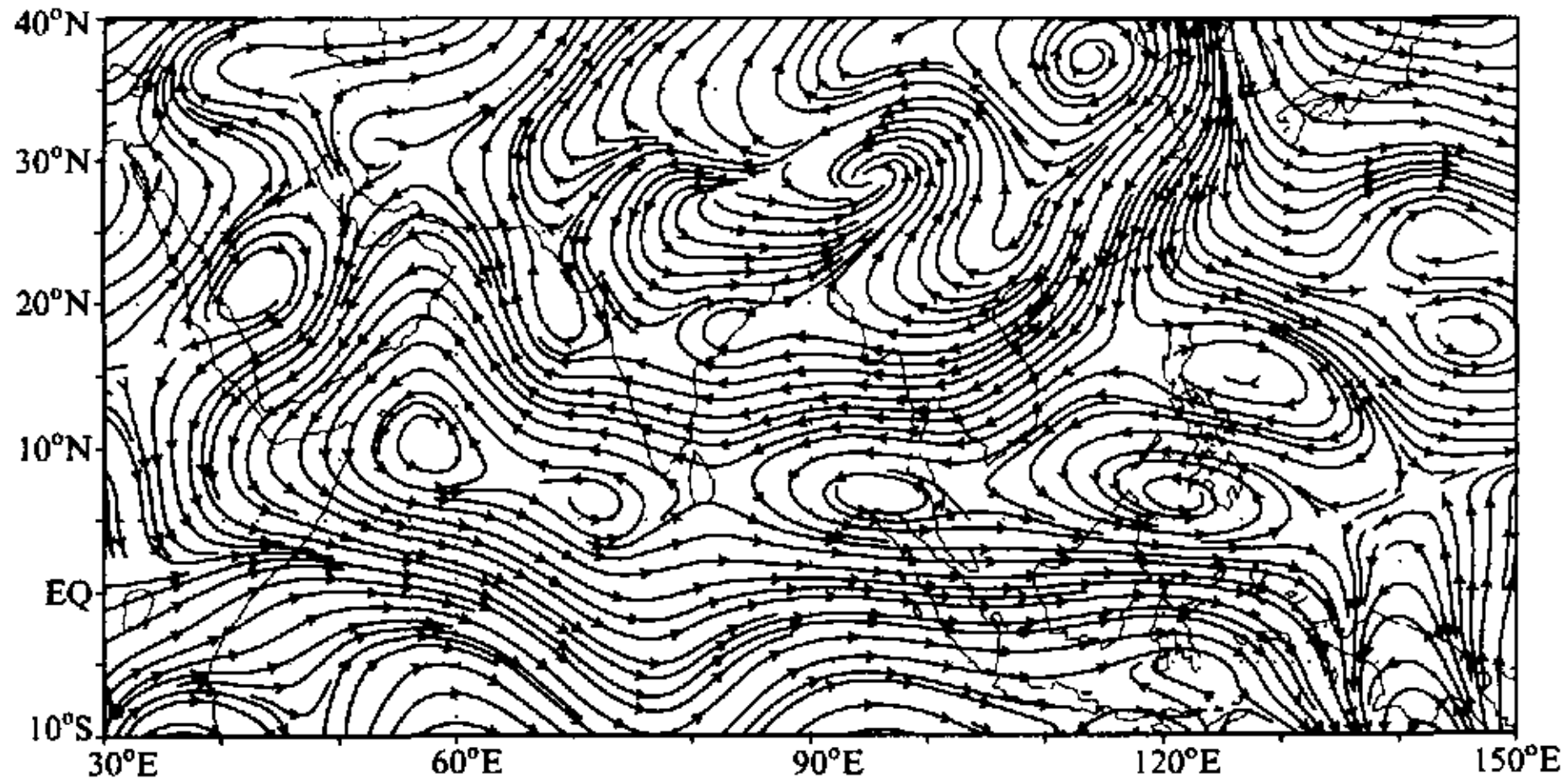


图 15 7~8 月多雪试验和少雪试验风场差流线

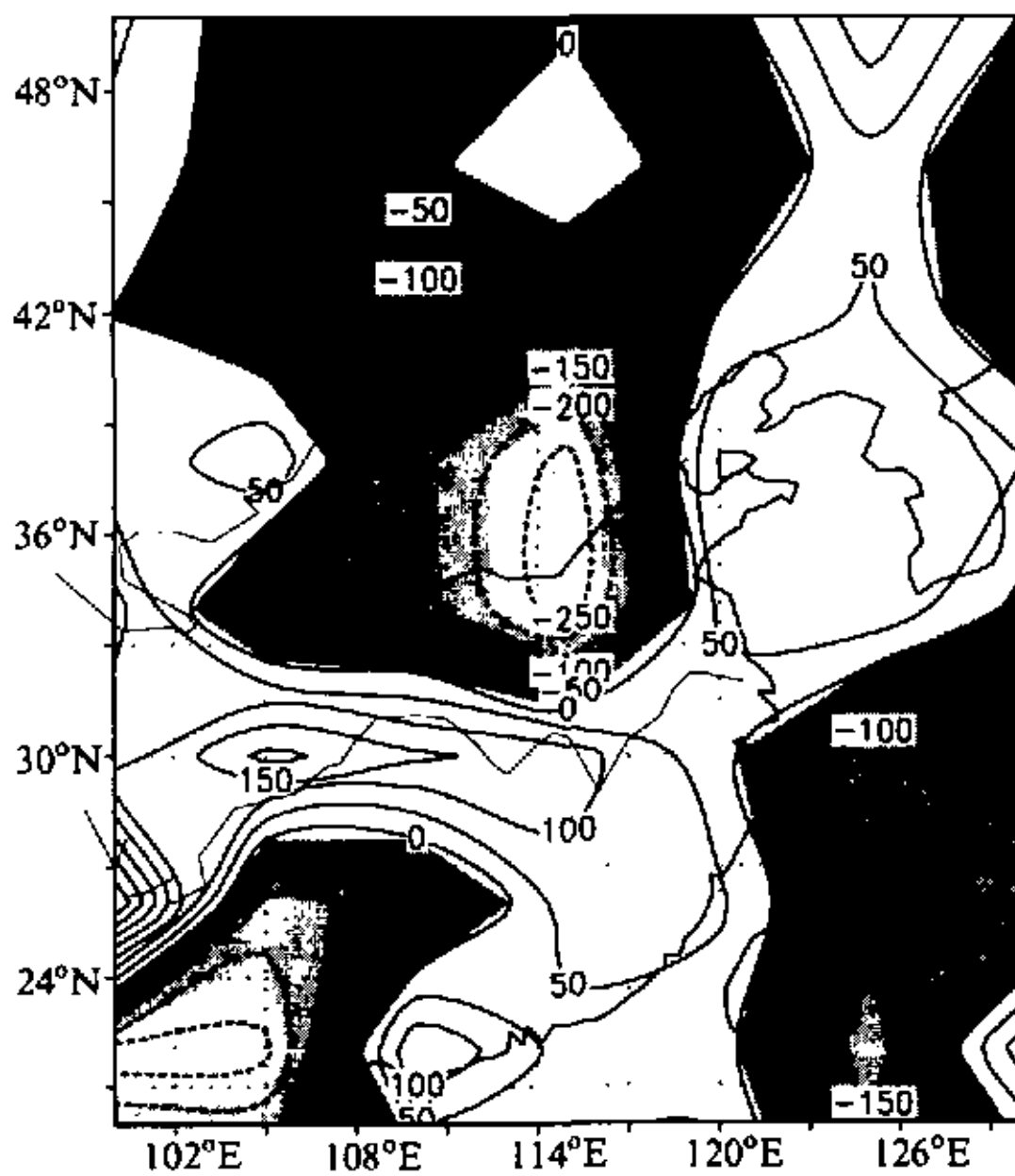


图 16 夏季多雪试验和少雪试验降水量差
(单位: mm)

雪年 850 hPa 流场距平 (图 10a) 很相似。阿拉伯海—孟加拉湾—南海一带为东风差值, 说明亚洲季风区多雪年与少雪年相比较, 对流层低层夏季西南季风弱。

图 15 同图 10a 还有二处很相似。一是印度西北的反气旋差值, 说明在多雪年中, 夏季印度的季风低压比较弱。另一个是菲律宾附近为反气旋偏差, 表明西太平洋副热带高压位置偏南, 主要位于 30°N 以南, 冷暖空气容易在长江流域交汇。

图 16 是 MSN 和 LSN 夏季降水差。青藏高原冬春季雪多, 对应夏季长江流域降水多, 华北、河套一带降水少。这同合成分析的结果是很一致的 (图 11a)。不过华南降水模式研究和合成分析有一定的差异, 可能与模式的性能等有关。

9 结论

通过对高原积雪多雪、少雪的合成分析和数值试验, 讨论了青藏高原对亚洲夏季风和中国东部气候的影响, 主要结论如下。

(1) 青藏高原积雪造成亚洲地区大气环流较大的年际变化。冬春季多(少)雪, 亚洲副热带地区对流层西风强(弱)、温度低(高)、位势高度负(正)距平。

(2) 青藏高原积雪改变了高原春、夏季陆面的热状况。冬、春季高原多(少)雪, 高原感热弱(强), 推后(提前)20天左右感热达到最大值, 高原季节变化推后(提前)。

(3) 高原积雪影响着亚洲地区的季节变化。高原冬、春季积雪多(少), 亚洲季风爆发迟(早)20天左右。

(4) 高原冬春季积雪对亚洲夏季风和中国东部气候异常有直接的影响。高原积雪多(少), 亚洲季风环流弱(强), 亚洲夏季风弱(强); 副热带高压弱(强), 副高位置偏南(北), 长江流域降水多(少), 华南、华北降水少(多)。

(5) 高原积雪影响亚洲夏季风的物理过程: 高原积雪多(少) → 高原春、夏季的感热弱(强) → 感热加热引起的上升运动弱(强), 高原强(弱)环境风场 → 不利(有利)于高原感热通量向上输送 → 高原上空对流层加热弱(强) → 高原对流层温度低(高) → 高原南侧温度对比弱(强) → 造成亚洲夏季风弱(强) → 我国长江流域易涝(旱)。

参 考 文 献

- 1 赵滨, 欧亚积雪与东亚季风, 气象, 1984, 7, 21~27.
- 2 章少卿, 冬春季欧亚大陆雪盖与我国东部气温降水的统计关系, 科学通报, 1985, 15, 1167~1170.
- 3 刘晓东, 罗四维, 亚欧大陆北部与青藏高原雪盖特征及其与我国气温和降水的统计分析, 高原气象, 1990, 9, 320~326.
- 4 李培基, 中国季节积雪资源初步评价, 地理学报, 1988, 43, 108~119.
- 5 李培基, 近30年来我国雪量变化的初步探讨, 气象学报, 1990, 48, 433~437.
- 6 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, 62~67.
- 7 Blanford, H. F., On the connexion of the Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India, *Proc. Roy. Soc.*, 1884, 37, 3~22.
- 8 Walker, G. T., Correlation in seasonal variation of weather (II), *Mem. Indian, Meteor. Dep.*, 1910, 21, 22~45.
- 9 陈烈庭, 阎志新, 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响, 1978年水文气象预报讨论会文集(第一集), 北京: 水利电力出版社, 1978, 185~194.
- 10 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, 青藏高原气象会议论文集, 北京: 科学出版社, 1979, 151~161.
- 11 陈烈庭等, 青藏高原雪盖与中国季风雨年际变化和年代际变化的关系, 东亚季风和中国暴雨, 北京: 气象出版社, 1998a, 230~239.
- 12 陈烈庭, 青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用, 应用气象学报, 1998b, 9, 1~7.
- 13 叶愈源, 冬季亚欧大陆雪盖与湖南汛期降水, 高原气象, 1986, 5, 271~273.
- 14 韦志刚, 罗四维, 董文杰, 李培基, 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系, 应用气象学报, 1998, 9, 39~46.
- 15 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, 12, 347~354.
- 16 Webster, P. J. and Yang Song, Monsoon and ENSO, selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, 118, 877~926.
- 17 Krishnamurti T. N. and M. Mujumdar, Remotely and regionally forced precursory signals of the Indian summer monsoon, Abstract of the Paper for the First WMO international workshop on monsoon studies, 24-28, Feb, 1997, 123~127.
- 18 Yang Song, Lau K. M. and M. Sankar-Rao, Precursory signals associated with the interannual variability of the

- Asian summer monsoon, *J. Climate*, 1996, 9, 949~964.
- 19 Nitta, T., Observational study of heat source over eastern Tibet Plateau during the summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1983, 61, 590~605.
- 20 陈隆勋等, 1979年夏季青藏高原上空大气热源的变化及能量收支特征, *气象学报*, 1985, 43, 1~11.
- 21 李国平、段廷扬、巩远发, 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量, *科学通报*, 2000, 45, 865~869.
- 22 赵平, 青藏高原热源状况及其与海气关系的研究, 中国气象科学研究院博士学位论文, 1999.
- 23 叶笃正、陶诗言、李麦村, 在6月和10月大气环流的突变现象, *气象学报*, 1959, 29, 249~263.
- 24 Flohn, H., Large-scale aspects of the "Summer Monsoon" in South and East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1957, 35, 180~186.
- 25 吴国雄、李伟平等, 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风, 赵九章诞辰九十周年纪念文集, 北京: 科学出版社, 1997, 116~120.
- 26 叶笃正、高由禧, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 1~279.
- 27 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试验, *中国科学*, 1974, 3, 301~320.
- 28 毕训强、曾庆存, IAP九层大气环流模式的初步结果, 灾害性气候的模拟和预测(3), 北京: 气象出版社, 1996, 118~127.
- 29 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.

Influences of Snow Cover over the Tibetan Plateau on Asian Summer Monsoon

Zhang Shunli and Tao Shiyan

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

Abstract The influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon are studied by composed analyses and conducting numerical experiments. The main conclusions are as follows: the snow cover over the Tibetan Plateau changes the characteristics of surface heating and directly influences on the Asian summer monsoon and climate of the eastern China. The possible mechanism linking snow cover over the Tibetan Plateau and anomalous Asian summer monsoon is that more (less) snow cover over the Tibetan Plateau → weak (strong) surface heating in spring and summer → weak (strong) upward motion and strong (weak) environmental wind → unfavorable (favorable) condition for transporting surface sensible heating from near-surface layers to upper layers → weak (strong) tropospheric heating → low (high) tropospheric temperature surrounding the Tibetan Plateau → weak (strong) tropospheric temperature contrast south of the Tibetan Plateau in spring and summer → weak (strong) Asian summer monsoon.

Key words: Tibetan Plateau; snow cover; Asian summer monsoon; climatic anomaly