

1998 年长江流域洪涝灾害的气候 背景和大尺度环流条件^{*}

陶诗言 张庆云 张顺利

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 分析 1998 年夏季长江中游严重洪涝灾害前期以及洪水出现期的和大尺度环流的作用。厄尔尼诺事件为这次长江流域夏季洪涝提供了气候背景。在梅雨前期江南出现 7 个月的多雨期, 这使得梅雨开始时暴雨区的土壤水分接近饱和, 江河湖的水位很高。梅雨期出现强降水后, 大量雨水只能涌向河流, 使得江河泛滥; 土壤水分饱和也使得暴雨区的水分内循环增强。研究表明: 1998 年梅雨期降水强度较大, 这期间有来自南海南部的两次大气低频振荡, 输送大量不稳定的湿空气到暴雨区。7 月下旬出现二度梅以及 8 月长江上游出现 5 次洪峰都与当时西风带南部静止波列的调整有关。

关键词 长江流域 洪涝灾害 气候背景 大尺度环流

1 引言

1998 年 6~8 月中旬长江流域出现本世纪以来第 3 次持续性严重洪涝灾害, 洪涝最严重的地区是湖南、江西和湖北 3 省。图 1 是该年 6~8 月总降水量和降水距平百分率分布图。

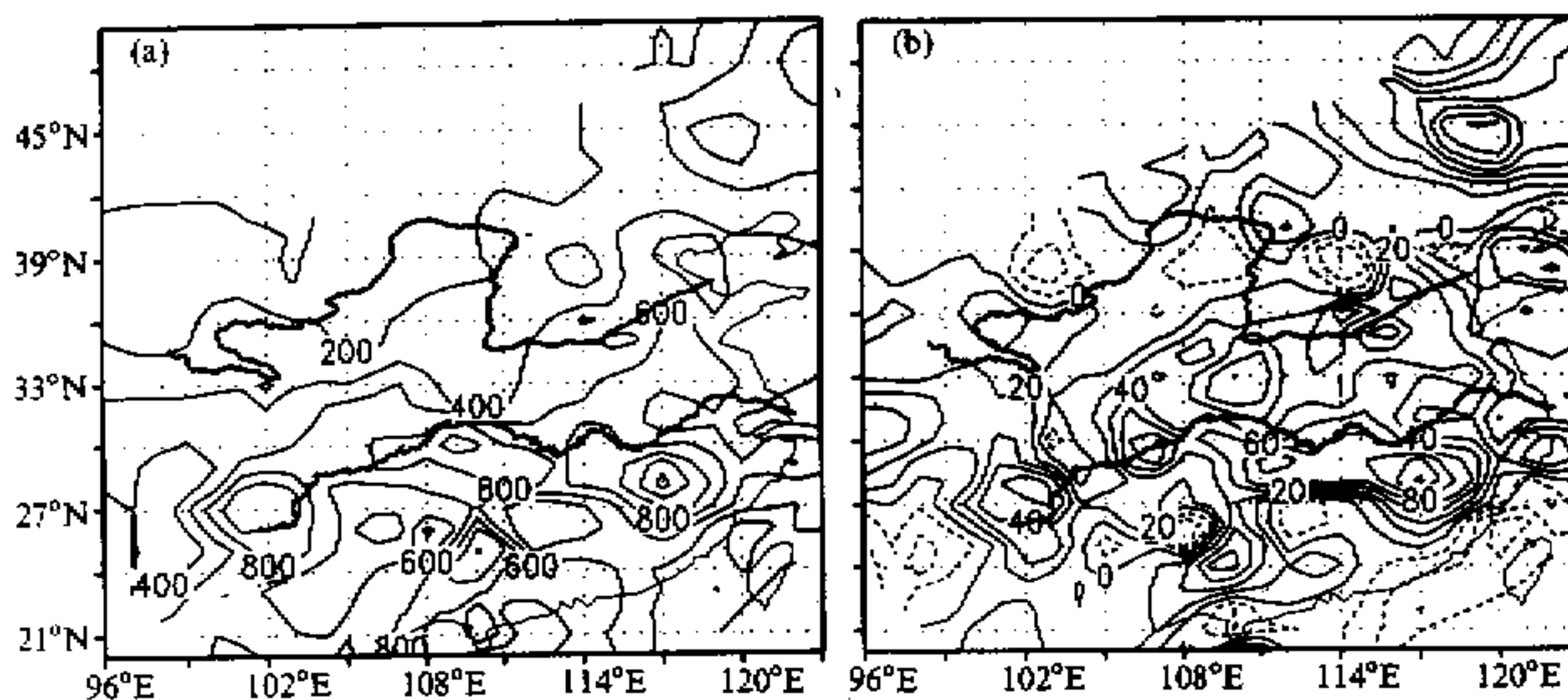


图 1 1998 年 6~8 月总降水量 (a, 单位: mm) 和降水距平百分率 (b, %) 分布图
实线为正距平, 虚线为负距平

1998-11-11 收到

^{*} 国家攀登项目“气候动力学和气候预测理论的研究”资助

上述 3 省的降水量超出 700 mm, 降水距平百分率超出 50%, 个别地区距平百分率达到 100%。从降水量和其距平百分率看, 1998 年夏季降水量并不十分异常严重。该年梅雨期也只有 1 个月, 而且梅雨分成两段: 第 1 段是 6 月 12~28 日, 第 2 段是 7 月 20~30 日, 中间有 20 天是中断期, 但是长江中游却出现了严重洪涝。形成特大洪涝灾害原因往往不是单个因子引起的, 而是多个因子协同作用的结果。分析这次洪涝的成因, 应该从大气外部的强迫(厄尔尼诺的影响和地-气相互作用)以及大气内部的动力学因子考虑。本文初步分析这次洪涝的气候背景(外部强迫)和大尺度大气环流的条件(内部动力学作用)。

2 气候背景

1997~1998 年冬季是本世纪最强的一次厄尔尼诺事件盛期, 这次洪涝与 1997~1998 年的强厄尔尼诺事件有关系, 厄尔尼诺事件为这次长江流域洪水提供了有利的气候背景。东亚季风区冬季和夏季的降水对厄尔尼诺事件有显著的响应。图 2 为 6 个厄尔尼诺事件(1957~1958、1965~1966、1972~1973、1982~1983、1987~1988、1991~1992) 冬季(12~2 月) 以及其后夏季(6~8 月) 中国降水量的距平百分率分布图。

厄尔尼诺年的冬季(12~2 月), 长江以南到青藏高原是一条多降水带(图 2a), 而在其后的夏季长江流域是多雨带(图 2b)。那么, 1997~1998 年的厄尔尼诺事件通过怎样的物理过程影响中国冬季和夏季的降水? 在这次最强的厄尔尼诺事件盛期的冬季 500 hPa 高度距平图上(图 3a), 东亚中纬度沿海地区为正距平, 这表示东亚沿海岸的高空东亚大槽势力比常年弱, 寒潮活动不活跃, 东亚冬季风偏弱^[1]; 另外, 在对流层上部 200 hPa 风的距平图上(图 3b), 青藏高原南侧地区出现强西风距平, 这表示冬季南支西风势力强, 南支西风带中瞬变扰动活跃, 造成长江以南地区以及青藏高原上出现大片降水或降雪。

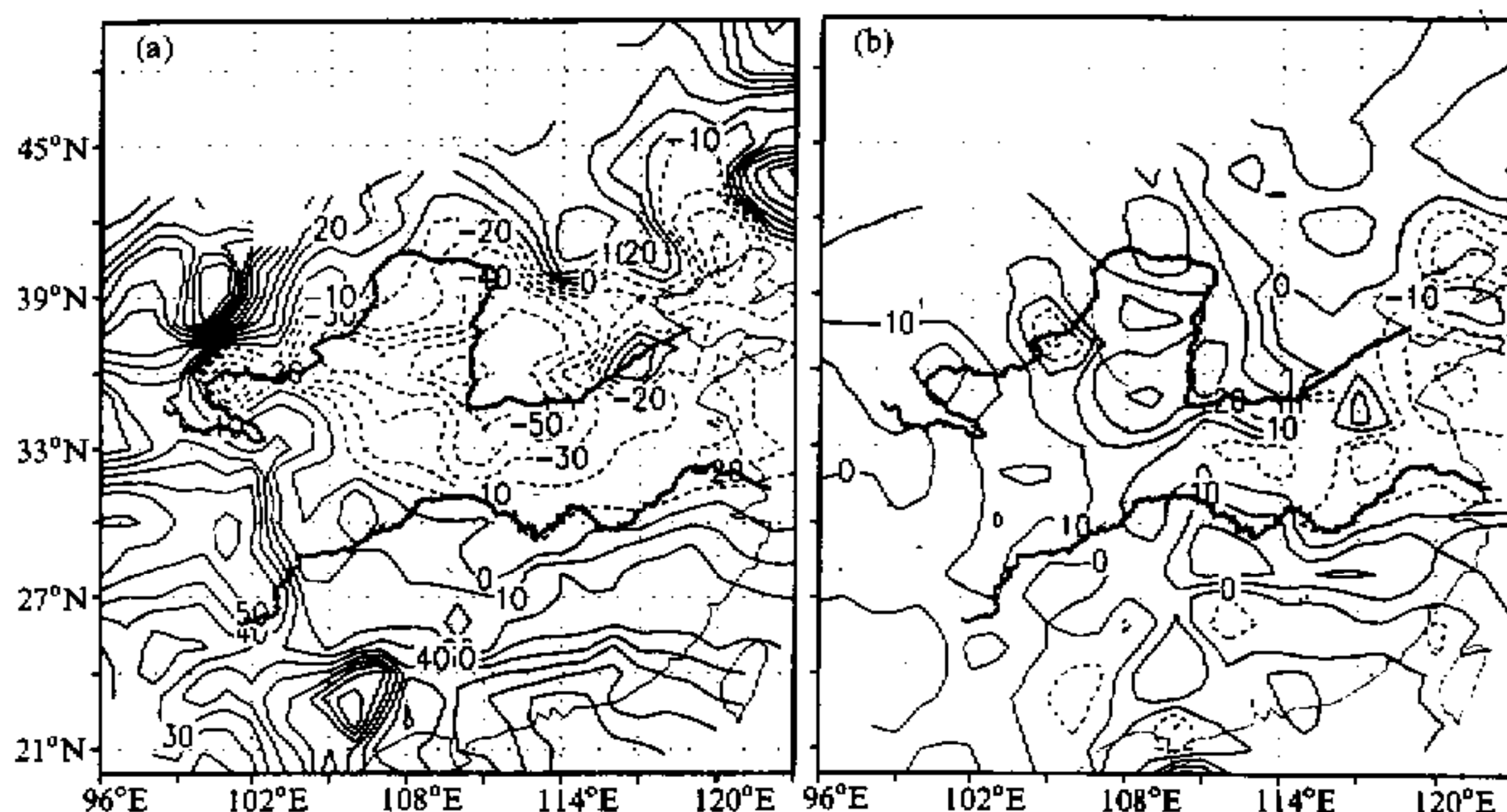


图 2 6 个厄尔尼诺冬季 (a) 以及其后夏季 (b) 中国降水量的距平百分率 (%) 分布图
实线为正距平, 虚线为负距平

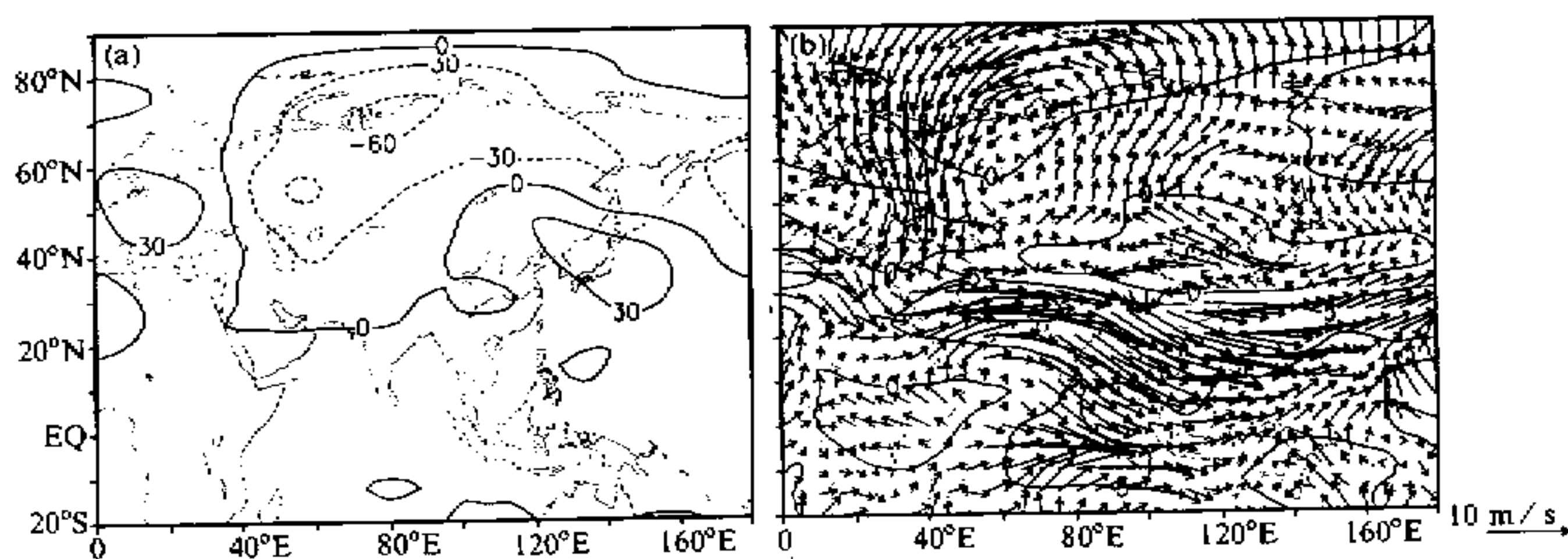


图3 500 hPa 高度距平 (a, 单位: gpm) 和 200 hPa 西风风速的距平 (b) 图

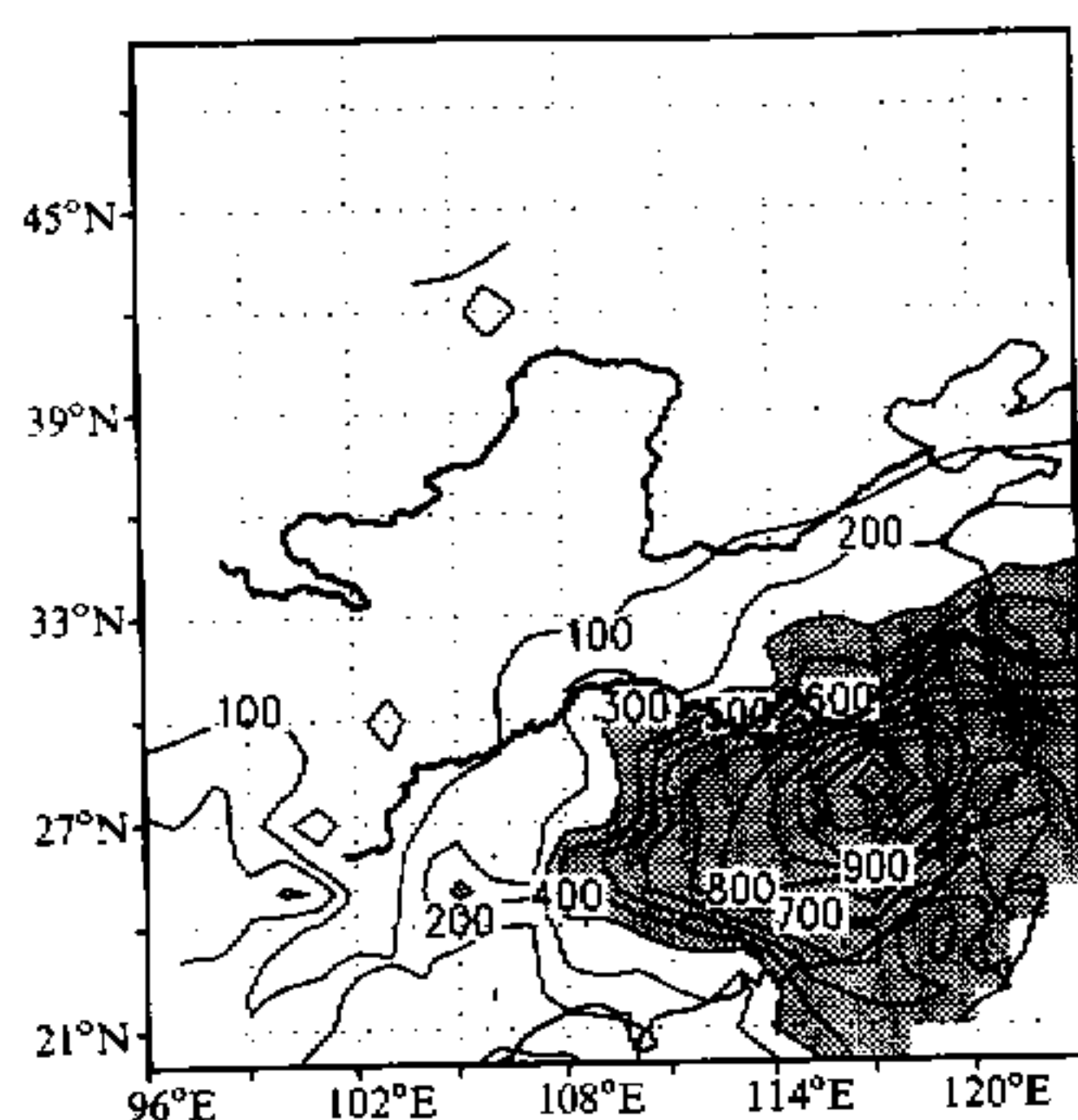


图4 1997年11月~1998年3月中国降水量图
单位: mm

距平达 120% 以上。由于长江流域冬春季降水偏多, 湘江、赣江、闽江和广东北江干流 3 月发生洪水, 汉口水文站 3 月 16 日水位达到 21.33 m, 为有记录以来同时最高值。这几条江河的春汛比常年提前 1 个月。江南出现持续性阴雨天气, 部分农田出现渍涝。这些情况说明在 1998 年梅雨期开始前, 江南的土壤含水量接近饱和, 江河和水库的水位已经很高。冬春季土壤含水量接近饱和以及江河水库水位很高的后果有 3 方面: (1) 在 6、7 月梅雨期强降水期, 土壤和江河不能再容纳大量

图 4 给出 1997 年 11 月~1998 年 3 月中国降水量分布图。在江南地区降水量一般达 300~600 mm, 部分地区 700~900 mm, 比常年偏多 1~1.5 倍, 不少地区的强降水量为近 40 年来同期降水的最大值。

图 5 给出长江流域 22 个站 (南京、杭州、上海、合肥、安庆、屯溪、九江、钟祥、岳阳、宜昌、常德、武汉、贵溪、南昌、广昌、吉安、赣州、长沙、衡阳、郴县、零陵和芷江) 1997 年 11 月~1998 年 8 月各月区域平均降水量距平百分率随时间 (月份) 的分布图。

从 11 月到次年 5 月长江流域地区各月降水量为正距平, 尤其是冬季其降水量

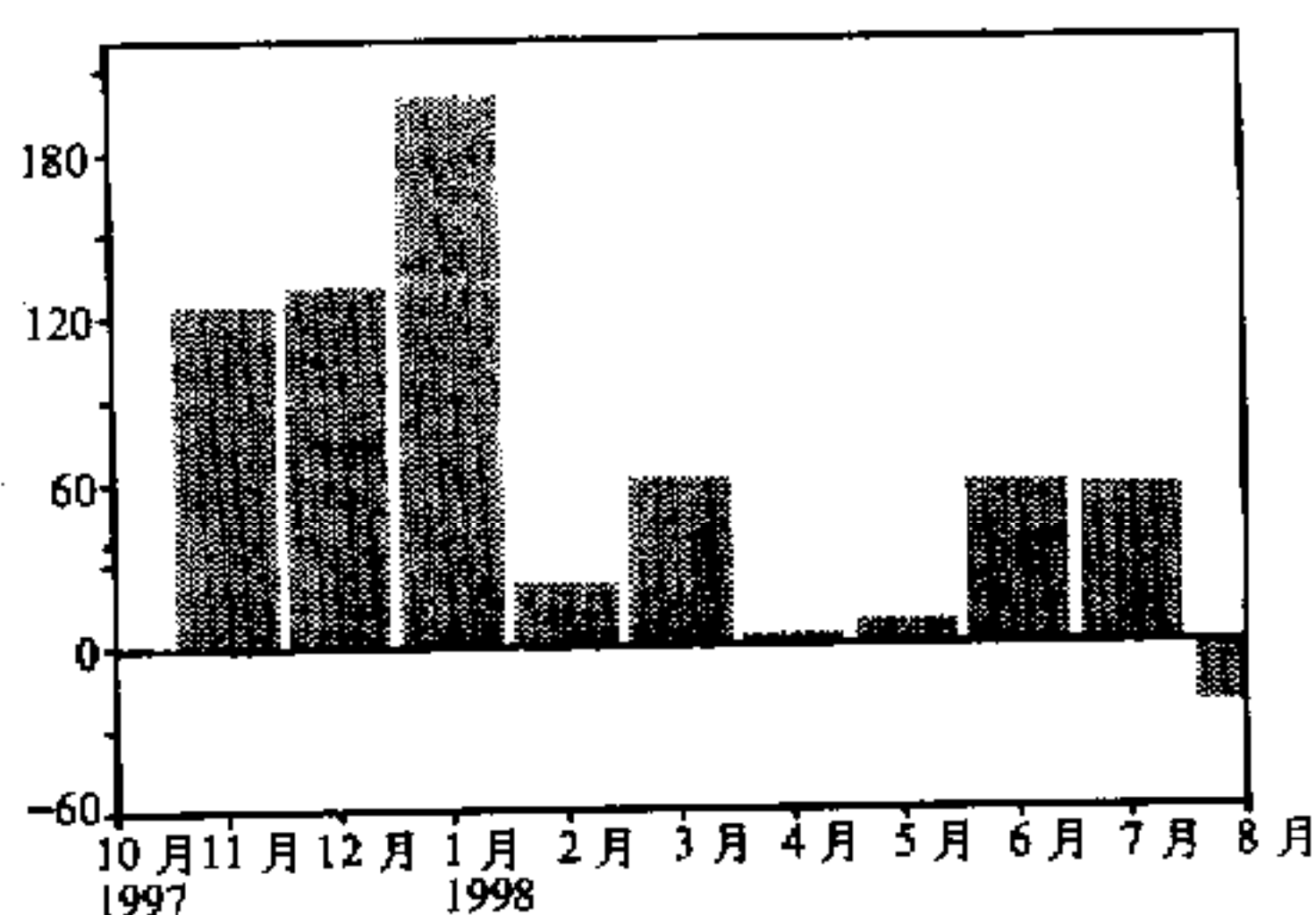


图5 1997年11月~1998年8月长江流域各月区域平均降水量距平百分率 (%) 时间 (月份) 分布图

水分, 必然造成地表面大量强径流, 引起江河泛滥; (2) 在 6、7 月的强降水区蒸发量加大, 使得暴雨区水分的内循环加大, 促使降水量加大和强降水持续。长江流域水分的内循环可达到 10%^[2]; (3) 由于长江流域连续 9 个月的多雨, 长江大堤土壤水分接近饱和, 土壤变稀疏, 大堤长期受洪水浸泡, 在 8 月 5 次洪峰经过时, 大堤多次出现渗漏、管涌、滑坡、溃口等险情。

青藏高原从 11 月到 1 月出现大范围降雪 (图略), 到了 1998 年春季 (3~5 月), 500 hPa 和 200 hPa 环流形势与冬季完全一样 (图略)。长江流域春季降水仍为距平 (见图 5), 4 月高原仍有大片积雪 (图略)。进入 1998 年初夏东亚大陆的加热有一大部分消耗在蒸发和融雪上, 这使得在夏季南亚大陆与其南面的海洋之间海陆的热力对比比较正常年份要小, 造成东亚夏季风比正常年份偏弱。

图 6 给出了夏季 (6~8 月) 对流层低层 850 hPa 和对流层上部 200 hPa 风场的距平。在图 6a 中, 对流层低层南亚地区出现东风距平, 而在对流层上部出现西风距平 (图 6b), 这表示南亚地区夏季风偏弱。当夏季风偏弱时, 夏季风不能长驱直入到黄河流域和华北, 并使得夏季风与来自北方的冷空气长期在长江流域交锋, 1998 年夏季雨带维持在长江流域 (见图 1)。因此可以说, 1997~1998 年的厄尔尼诺事件从盛期演变到衰亡期为夏季长江流域洪水提供了气候背景。本世纪另外两次长江流域的持续性严重洪涝 (1931 和 1954 年) 也是出现在厄尔尼诺事件从盛期演变到衰亡期的阶段。

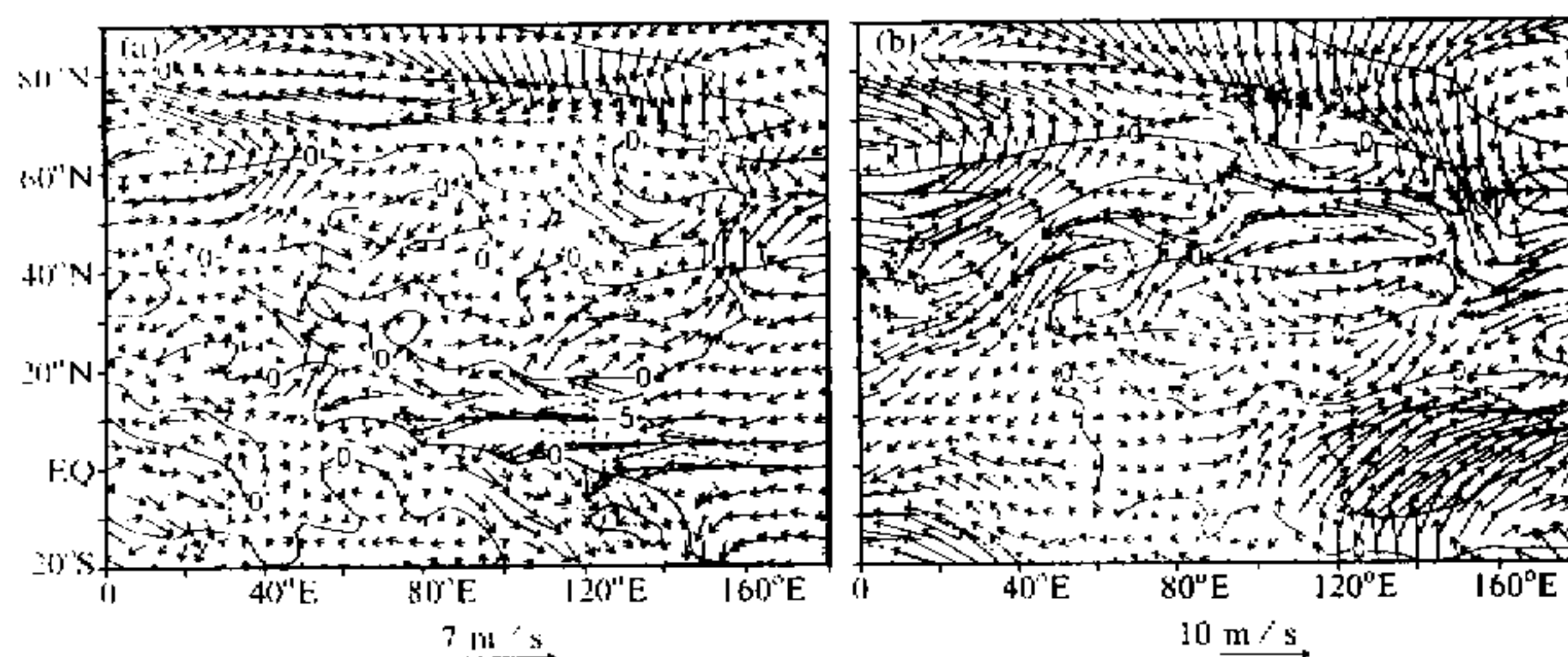


图 6 1998 年夏季 (6~8) 月对流层低层 850 hPa 和对流层上部 200 hPa 风场的距平

3 大尺度环流条件 (大气内部动力学作用)

造成这次洪涝的大尺度环流条件是: (1) 两段梅雨期的降水强度较大; (2) 第 2 段梅雨期出现在不应该出现的时候; (3) 7、8 月长江上游频繁出现暴雨, 导致 8 次洪峰从上游向中、下游推进。

图 7 分别是 1998 年 6 月 11~20 日、6 月 21~30 日、7 月 1~10 日、7 月 21~31 日东亚地区海平面等压线分布和日本同步卫星观测的高云分布图^[3,4]。图中所说的高云是指云顶高度超过 6 km 以上的云。图 7a、b 是第 1 段梅雨期, 6 月 11~20 日梅雨锋位于长江以南, 主要的降水区位于江西、安徽南部、浙江和福建省, 6 月 21~30 日梅雨

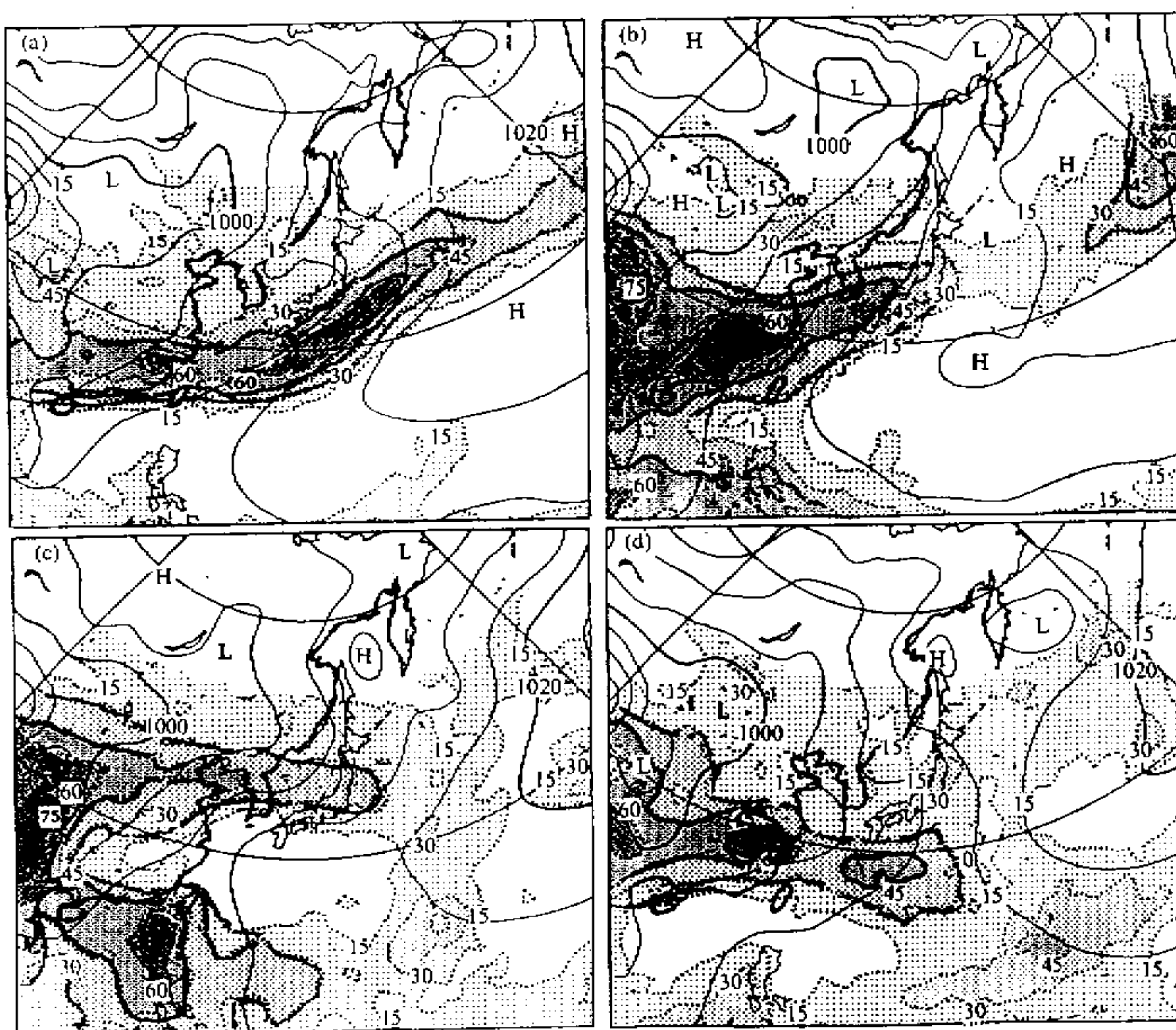


图7 1998年东亚地区海平面等压线分布和日本同步卫星观测的高云分布图
(a) 6月11~20日; (b) 6月21~30日; (c) 7月1~10日; (d) 7月21~31日

锋移到长江附近, 梅雨锋强度增强 (指 $>60\%$ 的区域增大), 主要降水区位于湖南和江西。7月1~10日西太平洋副热带高压伸入长江流域, 梅雨中断, 梅雨锋位于淮河 (图7c), 7月21~31日长江流域出现第2次梅雨锋 (图7d)。

表1和表2分别给出1998第一段和第二段梅雨期降水量与同期常年平均降水量和历史同时最大值比较^[5]。

第1段梅雨期降水总量一般有200~500 mm, 在江西、浙江、安徽、福建和广东北部部分地区降水量达600~900 mm。如果将其与常年同期比较, 一般偏多达1~2倍, 有许多个别地区出现近几十年来同期的最大值。第1场强梅雨锋降水造成江南各江、河、湖以及水库水位迅速上涨, 有些江河出现历史最高水位。第2段梅雨期, 长江流域的降水量一般达100~300 mm, 湖北、江西、湖南省部分地区降水量达300~500 mm, 局地有超出900 mm。在第1段梅雨后, 许多江河的水位已超过警戒水位, 再来一场第2次梅雨期强降水, 这使得洞庭湖和鄱阳湖水系的水位猛涨, 出现大洪水。

对应1998年夏的两段梅雨期, 南海南部出现两次自南向北传播的30~50天低频振

表 1 1998 年 6 月中下旬降水量与历史同期最大值比较

mm

站名		1998 年 6 月中下旬降水量	历史最大值及年份	常年平均降水量
江西	南 昌	531	726 (1973)	208
	景德镇	621	633 (1955)	213
	贵 溪	946	624 (1995)	241
	上 饶	914	530 (1995)	210
	九 江	379	394 (1954)	162
	南 城	612	499 (1967)	206
	宜 春	500	394 (1995)	157
	修 水	531	655 (1954)	204
湖南	长 沙	553	411 (1969)	153
	常 德	403	423 (1954)	146
福建	蒲 城	783	528 (1954)	275
广西	桂 林	705	584 (1994)	224
	蒙 山	550	431 (1957)	202

表 2 1998 年 7 月下旬降水量与历史同期最大值比较

mm

站名		1998 年 7 月下旬降水量	历史最大值及年份	常年平均降水量
湖北	武 汉	567	314 (1954)	35
	黄 石	792	501 (1969)	41
	英 山	221	260 (1954)	53
	孝 感	141	206 (1954)	30
湖南	岳 阳	282	183 (1987)	30
	桑 植	462	391 (1993)	46
	常 德	270	162 (1954)	41
	芷 江	158	156 (1956)	43
江西	南 昌	396	140 (1954)	26
	婺源	911	230 (1993)	57
	铜 鼓	624	176 (1981)	49
	修 水	448	198 (1964)	41
	景德镇	298	198 (1954)	37
	九 江	272	142 (1972)	32
安徽	安 庆	227	194 (1954)	46
	屯 溪	272	219 (1954)	38
贵州	凯 里	282	147 (1964)	57

荡。图 8 给出 1998 年 5~8 月, $100\sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围内平均大气整层水输送通量以及 200 hPa 垂直速度的纬度-时间剖面图。从图中可见, 在 5 月底从南海赤道附近有大量暖湿空气向北输送到 $30\sim 35^{\circ}\text{N}$ (图中阴影区), 6 月底第 2 次在南海赤道附近又有大量暖湿空气向北输送到 $30\sim 35^{\circ}\text{N}$ (图中阴影区), 两次振荡相隔 1 个月。在 $80\sim 100^{\circ}\text{E}$ 的印度季风区, 6~7 月也有两次从赤道向北传播的低频振荡 (图略), 但出现的时间比南海的振荡迟 5 天, 这表明这种低频振荡是自东向西传播的。

图 9a、b 分别给出两段梅雨期大气整层水汽通量的距平。在两段梅雨期长江以南地区都出现了大的正距平, 表示在两段梅雨期来自海上的水汽是丰沛的。由于 1998 年



图8 1998年5~8月, 100~120°E范围内平均大气整层水输送通量 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}$) 以及 200 hPa 垂直速度 ($10 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 的纬度-时间剖面图

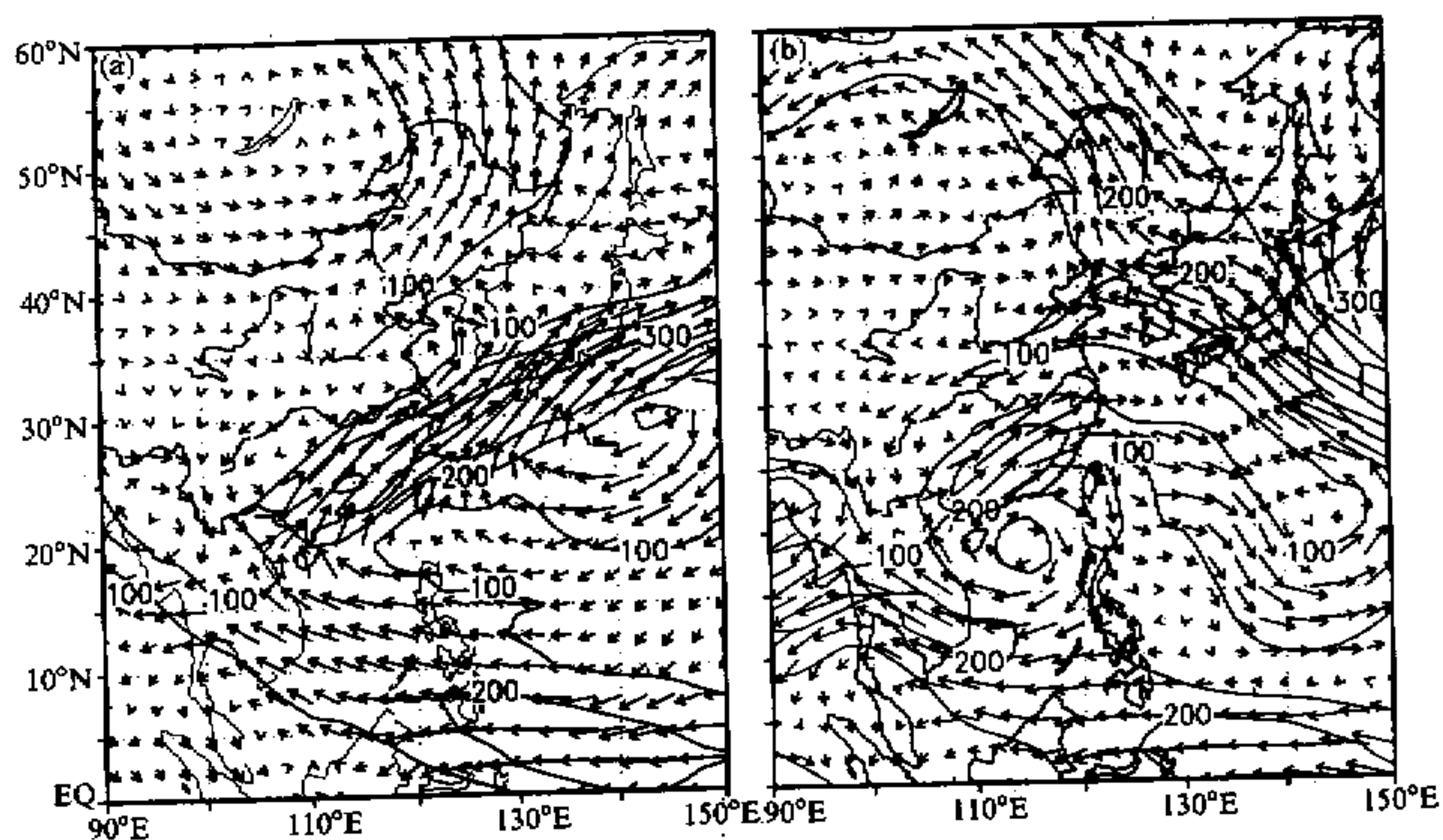


图9 两段梅雨期大气整层水汽通量距平矢量分布
单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}$. (a) 6月12~28日; (b) 7月20~31日

梅雨期有来自南海的两次低频振荡所引起异常强的水汽输送, 这对静止锋上中尺度对流系统的发生发展起着重要作用, 关于中尺度对流系统的发生发展不是本文研究的范围。

中国夏季的降水有两个特点: 一是从初夏到盛夏雨带阶段性地从华南向华北推进; 二是长江流域降水是先东后西。长江中下游在6月中旬到7月上旬出现梅雨期降水, 而长江上游的降水则出现在7、8月, 两个降水期正好岔开。1998年长江中游第2场梅雨

下在不该下的时候。洞庭湖和鄱阳湖水系的第 2 次梅雨期的洪水大量涌向长江正好与来自长江上游的多次洪峰在长江中游遭遇, 两股洪水相顶托, 造成长江中游长时期高水位不退, 也造成洞庭湖、鄱阳湖的各支流以及长江干流出现洪水泛滥或溃口。这从气象卫星观测到的 8 月下旬长江中游洪水泛滥图 (图略) 清楚看出。

为了解释为什么在 7 月 1~20 日梅雨中断后, 在 7 月下旬会出现二度梅, 我们将 6、7、8 月 300 hPa 流场分解成低频 (周期 > 30 天) 和高频 (周期 < 10 天) 两部分。低频部分抓住慢变系统的活动 (如副热带高压的活动)。这是用 30 天低通滤波器^[6]对每天一次的 300 hPa 高度距平进行分解得到的。高频部分抓住高空短波槽脊的活动, 这是用高频滤波器得到的。图 10a 是经过 30 天低通滤波后 1998 年 6~8 月 35°N, 300 hPa 高度距平值的时间剖面图, 图 10b 是高频滤波。在高频波图上, 数字 1~8 表示引起上游暴雨和洪峰的低压槽。1998 年 6~8 月, 亚洲中纬度 (35°N) 低频环流形势经历 4 次调整 (图 10a)。第 1 段梅雨期对应稳定的准静止 Rossby 波列, 在青藏高原西侧为槽, 高原上为脊, 中国东部为槽。在 7 月上中旬梅雨中断时, 准静止 Rossby 波列经历一次调整, 这使得在高原西侧出现高压脊, 高原上空出现槽, 大陆东部为副热带高压控制。7 月下旬出现二度梅时, 波列调整到第 1 段梅雨期的位置, 位于中国东部的副热带高压突然南撤。进入 8 月, 波列又一次调整, 高原东侧 100°E 处出现一个静止槽, 这是四川多暴雨期。从图 10a 中还可见, 在西太平洋和东亚地区的低频距平系统随着时间有自东向西推进的趋势, 每次向西推进过程相隔 1 个月。7 月初和 8 月初, 西太平洋副热带高压两次伸向长江流域, 正是出现在低频正距平向西伸的时期, 这个现象值得根据其它年资料进行深入研究。在高频环流图 (图 10b) 上, 可以看到有一一次次短波低压槽沿河西走廊和高原北部向东传播, 在第 1 段梅雨期有 3 个短波槽移到中国东部, 经过梅雨锋; 第 2 段梅雨期也有 3 个短波槽经过梅雨锋。8 月份有 5 个低槽东移, 并对应 8 月长江上游的 5 次暴雨和洪峰。由于在梅雨锋北侧有一个接一个的短波槽经过, 在梅雨锋南侧则出现来自南海的强水汽输送, 这使得这两次梅雨锋的势力均甚强, 并造成梅雨锋的强降水。

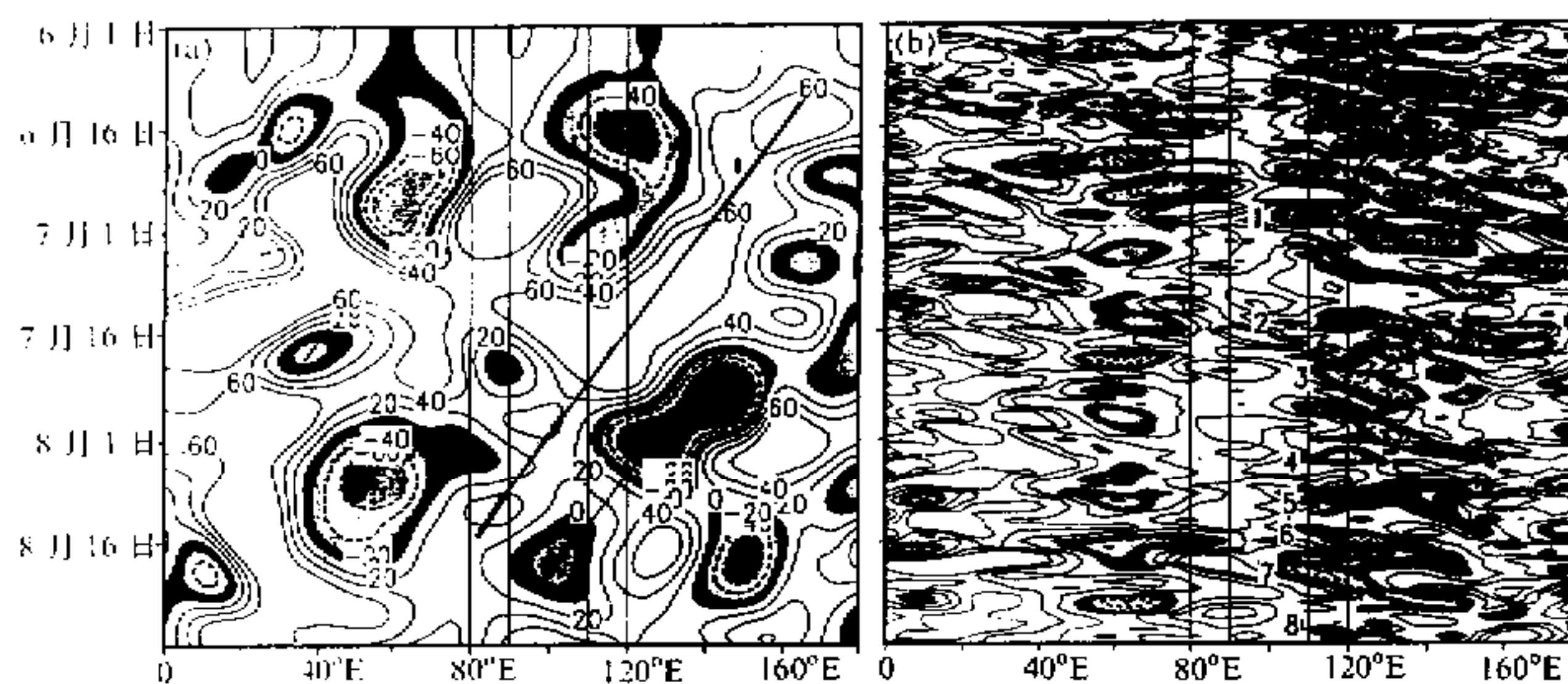


图 10 1998 年 6~8 月 35°N, 300 hPa 高度距平值的时间剖面图
(a) 30 天低通滤波; (b) 高频滤波。阴影区为负距平

进入 8 月, 长江中游梅雨期结束, 但在高原东侧出现一个静止的低压槽, 而长江中下游受稳定的副热带高压系统控制。在这个稳定的东高西低气压场下, 不断有水汽从海上输送到四川省, 使四川省多次出现暴雨, 先后形成长江上游 5 次洪峰并向中、下游推进, 造成长江中游多次出现险情。

4 结论

本文分析了 1998 年 6~8 月长江中游洪涝前期以及洪涝出现期间的气候背景和大尺度大气环流作用。洪涝的发生以及持续与大气外部的强迫和大气内部的动力学过程有关系。大气外部的强迫包括厄尔尼诺事件, 使得前期土壤水分接近饱和, 江河的底水位很高。大气内部的动力学过程包括, 两段梅雨期降水强度大, 第 2 段梅雨期出现在不该出现的时期, 8 月梅雨期结束后四川西部维持一个静止高空低压槽, 造成长江上游出现多次洪峰。

厄尔尼诺现象的演变为这次长江流域夏季洪涝提供气候背景。在洪水的前期, 长江以南出现 7 个月的多雨时段, 这使得在梅雨开始时, 暴雨区的土壤水分接近饱和, 江河湖泊的水位很高。后期出现强降水后, 大量雨水只能涌向河流, 使江、河、湖水位猛涨, 造成泛滥。同时, 这也使得暴雨区水分的内循环增强, 造成强降水。

这两段梅雨期降水强度很强, 是由于从南海南部有两次低频波向北输送水汽, 两次低频振荡把大量暖湿空气输送到梅雨锋上, 使得梅雨锋上发展出多个中尺度对流系统, 引起多个暴雨系统。同时, 在梅雨锋北侧每段梅雨期都有 3 个短波槽从高原东侧移到梅雨锋上, 这使得梅雨锋不断增强和持续。

7 月下旬第 2 次梅雨的出现以及 8 月长江上游多暴雨并造成多次洪峰, 这与亚洲中纬度南部静止的 Rossby 波波列的调整有关系, 静止波列的波长约为 60 个经度。当青藏高原西侧发展出一个低槽时, 中国东部也是静止槽所在地, 这时正是梅雨锋活跃时期; 而当青藏高原西侧发展出一个伊朗高气压时, 中国东部为副热带高压控制^[7], 梅雨锋向北移到淮河或黄河流域。

本文只是根据手头所掌握的资料, 对长江流域 1998 年洪涝灾害做一个快览, 在获得充足的资料后, 作者拟做进一步研究。

参 考 文 献

- 1 陶诗言、张庆云, 1998, 亚洲冬夏季风对 ENSO 现象的响应, 大气科学, 22(4), 399-407.
- 2 伊兰、陶诗言, 1997, 一个降水再循环模型的建立及分析, 水科学进展, 8(3), 1~7.
- 3 Japan Meteorological Agency, 1998, *Month Report on Climate System*, June 1998, p5.
- 4 Japan Meteorological Agency, 1998, *Month Report on Climate System*, July 1998, p5.
- 5 中国气象局国家气候中心, 1998, '98 中国大洪水与气候异常, 北京: 气象出版社, 10~15.
- 6 Roberts, J. and J. D. Roberts, 1978, Use of the low-pass butterworth low-pass filter for oceanographic data, *J. Geophys. Res.*, 83, 5510~5514.
- 7 陶诗言, 1963, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 北京: 科学出版社.

The Great Floods in the Changjiang River Valley in 1998

Tao Shiyan, Zhang Qingyun and Zhang Shunli

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

Abstract A preliminary study on the climatic background and the large-scale atmospheric circulation prior to and during the great floods in the Changjiang River valley in 1998 is presented in this paper. The El Niño event in 1997~1998 offered the climatic background for the floods. The floods developed and persisted in association with three factors, none of which alone would have produced such an intense and prolonged flooding. First, prior to the onset of the flood there had been a long period of above normal precipitation in the Changjiang River valley for seven months. Second, the occurrence of the second period of the Meiyu rainfall was highly abnormally in the season that it offered a change for meeting of high-stage waters from the upper reaches of the Changjiang River and from the Dongting and Boyang lakes. Third, in August there was a persistent upper-level trough at the eastern slope of the Tibetan Plateau bringing about numerous heavy rainfalls in the upper reaches and 5 flood peaks in the middle reaches of the Changjiang River.

Key words Changjiang River valley flood climatic background large-scale atmospheric circulation