

华北和北京的酷暑天气

II. 模拟试验和机理分析

孙建华 陈 红 赵思雄 曾庆存

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

谢 庄 崔继良 刘海涛

(北京市气象局, 北京 100089)

摘 要 利用 Penn/NCAR 的 MM5 中尺度模式对 1999 年 6、7 月华北的两段高温过程进行了模拟研究, 并利用模拟输出量对高温形成的机理进行了一些探讨。结果表明, 在利用了 Nudging 同化以后, 中尺度模式能对整个过程作较长时间的模拟, 对高压的移动过程、强度和维持能较好的复制出来。分析结果表明, 大陆副热带高压中的下沉增温和辐射增温是造成此高温酷暑天气的主要原因。

关键词 酷暑天气 大陆副热带高压 下沉压缩 超绝热梯度

1 引言

1999 年夏季华北地区出现了持续的高温酷暑天气, 其中日最高温度超过 35°C 的持续高温有两段: 第一段为 6 月 24 日~7 月 2 日, 7 月 2 日的日最高气温达 39.3°C ; 第二段为 7 月 23 日~29 日, 其中 24 日的最高气温为 42.2°C , 这段时间的日平均气温均超过 30°C 。为什么会出现如此长时间的高温酷暑天气是一个值得研究的有重要实际意义的问题。对于华北和北京酷暑天气, 已有过一些历史统计和天气学的研究^[1,2]。本研究的第一部分^[1]从天气学的分析指出, 谢义炳等^[3]提出的大陆副热带高压是主要的环流系统, 正是处于其下及边缘地带的下沉气流造成的增温起了主要作用。

近年来, 中尺度数值模式的发展逐渐完善, 成功地进行了中尺度对流系统及其产生的暴雨过程的模拟, 其中 Penn/NCAR 发展的 MM5 非静力中尺度数值模式系统^[4]包含有较多的物理过程, 为进行天气过程的诊断提供了有利条件。过去一段时间, 有人利用该模式较成功地进行了一些中尺度系统的模拟工作: Dudhia^[4]模拟了大西洋的气旋和锋面; Doyle 和 Warner^[5]模拟了海岸涡旋和锋生现象; Liu 等^[6]成功地模拟了 Andrew 飓风。但是, 对于高压控制下的天气系统, 模拟试验尚不太多。还有, 鉴于我国现有的数值模式的垂直分辨率不很高, 物理过程也相对来说不够精细, 而我们又希望在动力学上尽可能详细地探索造成异常的酷暑天气的形成机理, 因此, 本文采用 MM5 模式模拟 1999 年夏季东亚大陆高压和高温的发展和维持过程, 并利用模拟输出量对高温酷暑形成的机理进行分析。

2 模式简介

本研究的模拟采用 Penn/NCAR 的 MM5^[4]版本 2, 采用非静力方案, 格距为 50 km。我们对发生于 1999 年 6~7 月的两个个例 (个例 1: 6 月 24 日~7 月 2 日; 个例 2: 7 月 22~29 日) 进行了模拟。模拟个例 1 时, 模拟区域取以 120°E, 40°N 为中心的 5000 km×5000 km 的范围, 而模拟个例 2 时, 区域中心在 110°E, 40°N, 因为这个个例的高压中心在蒙古地区, 华北和北京在大陆高压的偏东部位。垂直分 24 层, 其 σ 各层为: 1.00、0.99、0.98、0.96、0.93、0.89、0.85、0.80、0.75、0.70、0.65、0.60、0.55、0.50、0.45、0.40、0.35、0.30、0.25、0.20、0.15、0.10、0.05、0.00, 即在 700 hPa 下有 10 层, 能够较细致地描述低空的较复杂的结构。物理过程采用 Grell 积云参数化方案, Blackadar 高分辨行星边界层方案、混合冰相过程、云辐射方案 (考虑与显式云有关的长波、短波辐射, 提供地面辐射通量)。应该指出, 酷暑天气少云或者无云, 云的计算不重要, 但垂直速度造成的压缩效应及直接或间接 (来自地面的辐射) 的太阳辐射效应以及边界层感热传送 (尤其近地表层强超绝热梯度) 效应比较重要, 因而, 需要尽可能高的垂直分辨率, 较好的辐射计算方案和较精细的边界层模式。对于这些要求, MM5 尚可满足。

初值采用 NCEP 的再分析 1°×1° 格点资料, 为了进行较长时间的模拟, 在模拟过程中每隔 12 小时输入进行四维资料同化的再分析格点资料。同化的方案如下: 在预报方程 (风、温度和水汽方程) 加入牛顿张弛项, 使模式的模拟状态向观测状态调整, 非静力框架中预报方程为

$$\frac{\partial p^* \alpha}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G_\alpha W_\alpha \varepsilon_\alpha(x) p^* (\alpha_0 - \alpha),$$

其中, F 代表同化前的原动力方程所有项, p^* 为地面标准气压, 右端第 2 项为考虑同化引入的牛顿张弛项, $G_\alpha \leq 1/\Delta t$, 一般为 $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, G_α 太大会使模拟太接近于实况, $W_\alpha = w_{xy} w_\sigma w_t$ 为水平、垂直和时间的权重系数, ε 为质量控制因子, α_0 为实况的格点值。

个例 1 和个例 2 在不少方面有着共同的特点, 但是其差异也是明显的。虽然个例 1 的高温过程持续时间长, 但 42.2℃ 的日最高温度出现在个例 2 中, 且个例 2 的日平均气温也较高, 超过 30℃, 其中 24 日达 34.3℃。因此, 主要对个例 2 的模拟与分析结果作较多的论述, 而以个例 1 的内容作为必要的补充。

3 酷暑天气个例的平均环流及天气系统

为了模拟这两个酷暑天气个例, 首先, 我们必须确认基本的事实, 即弄清它们的环流及具体的天气过程。因此, 我们采取了分别对上述两个过程求平均的做法。下面将对平均环流和高压系统作简要叙述。如不作特殊说明, 文中所用时间均为世界时。

个例 1: 本例取 6 月 24 日~7 月 2 日共 9 天的资料作平均。500 hPa (图 1a) 的特

点是中高纬度(约 60°N)乌拉尔山脉以西的欧洲大陆为一较强的脊所控制,而俄罗斯亚洲沿岸也为一脊,其间西伯利亚为一宽槽。在中纬度(约 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)里海至巴尔喀什湖为一槽,而在朝鲜半岛至日本为另一槽,在上述二槽之间我国北方地区及蒙古为高压脊所控制,粗看,此高压脊甚至向东北远伸至外兴安岭,其实后者是西风带的脊,与前面讲的高压及高压脊是两个系统,这从 700 hPa 图(图1b)上更能看得清楚。 700 hPa 上的情况与 500 hPa 上的情况大体相似,说明这时系统在垂直方向上的伸展较为深厚,但是,值得注意的是,在 700 hPa 上,渤海至我国华北地区为一大陆高压所控制,此大陆高压位于日本海槽的槽后,此槽将大陆高压与外兴安岭的西风带高压脊明显地分隔了起来,也把大陆高压与西太平洋副高分隔开,它们是三个系统。正是这一大陆高压与华北及北京的酷暑天气有联系。

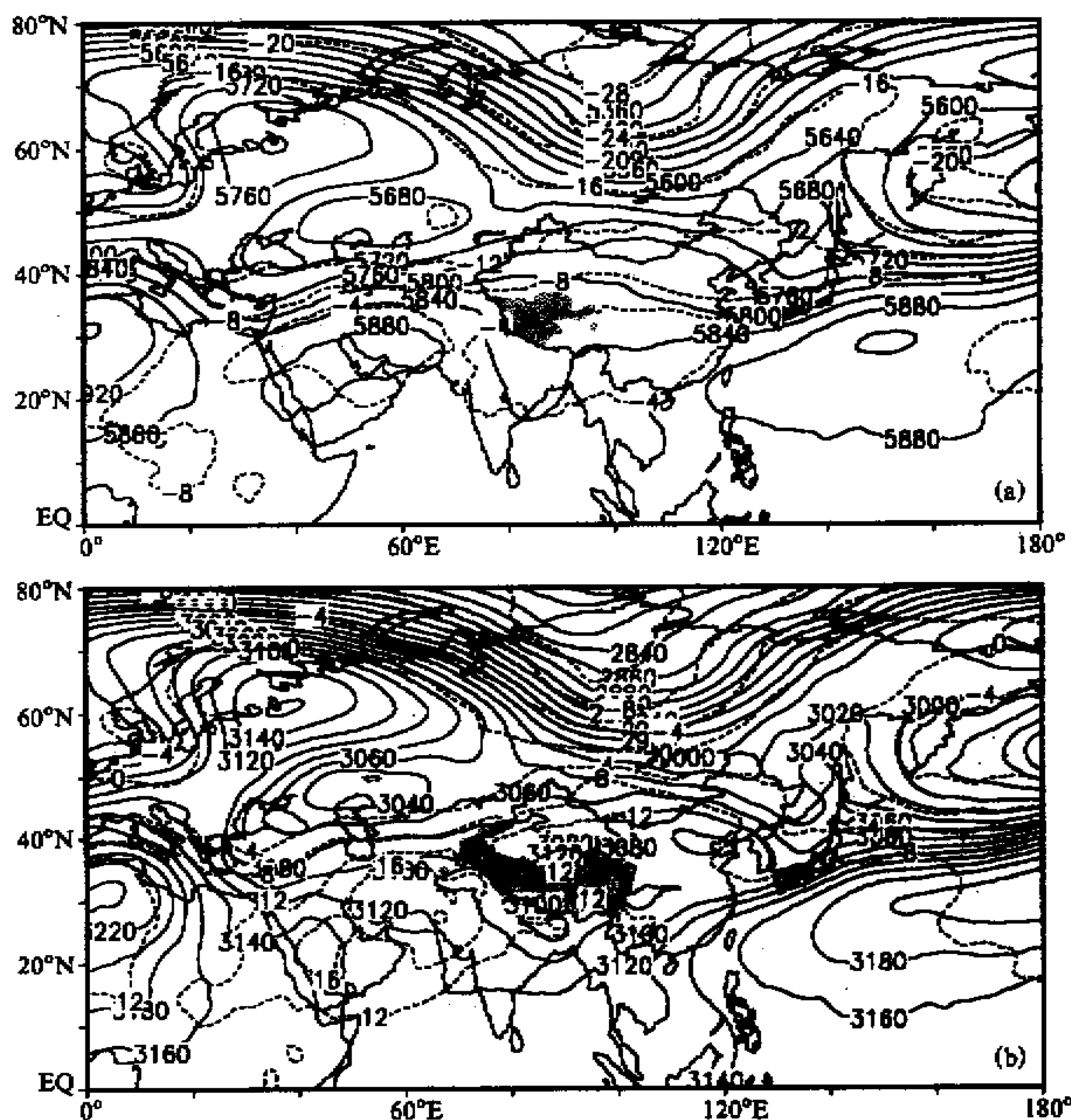


图1 1999年6月24日~7月2日(个例1)观测的平均环流形势
(a) 500 hPa (阴影: 地形高度大于 5000 m); (b) 700 hPa (阴影: 地形高度大于 3000 m)
实线: 高度场; 虚线: 温度场

个例 2: 本例取 7 月 23 日~29 日共 7 天的资料作平均。500 hPa (图 2a) 上, 在中高纬度 (约 60°N) 为两槽一脊型, 欧洲为一宽槽, 而俄罗斯亚洲沿岸也为一槽区, 在二槽之间西伯利亚为一脊区。而在中纬度地区 (约 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$), 乌拉尔地区为一脊, 但是比个例 1 的欧洲脊要弱, 似乎未达到阻塞的程度, 而在其东边, 我国北方地区与蒙古一带有明显的脊区。在 500 hPa 上, 我国北方甚至有 5880 等高线围成的闭合高压中心, 显然它与其北的西风带脊不是一个系统, 而是属于副热带大陆热高压 (这从 700 hPa 更能清楚看出)。在此高压东侧, 在朝鲜半岛处为一槽, 槽前为西太平洋副热带高压。所以, 大陆高压与西太平洋副高, 很清楚为两个系统。700 hPa 的情况 (图 2b) 与 500 hPa 相近, 值得注意的是也有一个闭合的大陆高压在中蒙边境, 中心达到 3140, 不过比个例 1 的位置更偏西些, 强度更大些。

上述两例表明, 无论中高纬地区是否有很强的阻塞高压在乌拉尔地区出现, 即使西

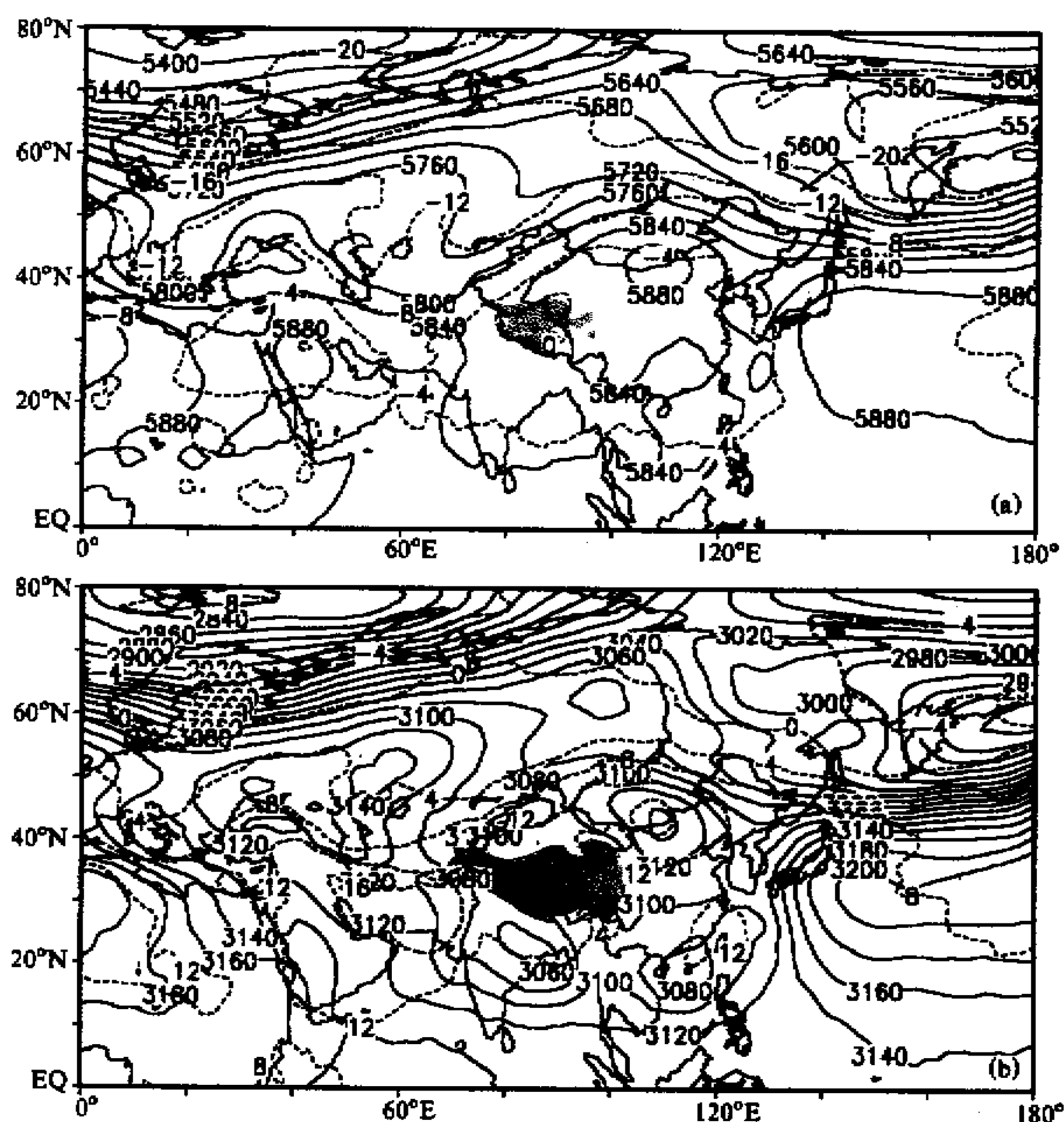


图 2 1999 年 7 月 23~29 日 (个例 2) 观测的平均环流形势
其余同图 1

太平洋副热带高压仍在海上, 只要形势相对稳定, 副热带大陆高压就可能东北伸而控制华北, 出现高温酷暑天气。

由于模拟采用 50 km 格距, 已有较高的分辨率, 目前的计算条件下, 只能选取东亚地区等有限区域进行研究。因而, 在逐日的模拟中, 本文尚不能涉及中高纬 (约 60°N 及阻塞高压等系统, 而主要目标只能集中在我国北方及蒙古的大陆副热带高压。

4 数值模拟试验结果

4.1 个例 2 的模拟

下面介绍个例 2 的模拟结果。此个例从 7 月 22 日开始模拟, 一直到 30 日, 连续积分 8 天。模拟的 23~29 日的平均环流 (图 3) 和实况的平均环流 (图 2) 十分相似。高压中心都位于中蒙边境, 500 hPa 的高压中心强度均为 5880 位势米, 与观测值的强度相当, 只是高压范围偏小 (图 2a), 700 hPa 的高压中心强度为 3120 位势米, 较实况弱 20 位势米 (图 2b)。

初始时刻 22 日 (即第 1 天), 在蒙古中部地区, 500 hPa 的高压中心强度为 5900 位势米, 700 hPa 的高压中心强度为 3160 位势米, 暖中心达 16°C , 而在 850 hPa 上, 蒙古地区温度已高达 24°C 以上。23 日, 500 hPa 实况的高压中心强度增强到 5920, 且强于 5880 的高压中心的范围增大, 850 hPa 上的温度在蒙古地区达 28°C 以上, 中层的高压中心的范围不断扩大, 逐渐向内蒙古、华北地区伸展。24 日, 高压中心的强度较 23 日有所减弱, 500 hPa 的中心强度仍为 5900 位势米 (图 4b), 但是, 就在这一天华北地区 850 hPa 上出现 28°C 以上的高温中心 (图 4a)。模拟的高压位置与实况基本一致, 高压中心强度较实况偏弱 20 位势米左右。图 5 是模拟的 24 日的形势图, 850 hPa 上高压中心的高温达 28°C 以上, 与实况一致, 500 hPa 上的高压中心强度达 5880 位势米, 而实况有 5900 位势米, 强度稍偏弱。

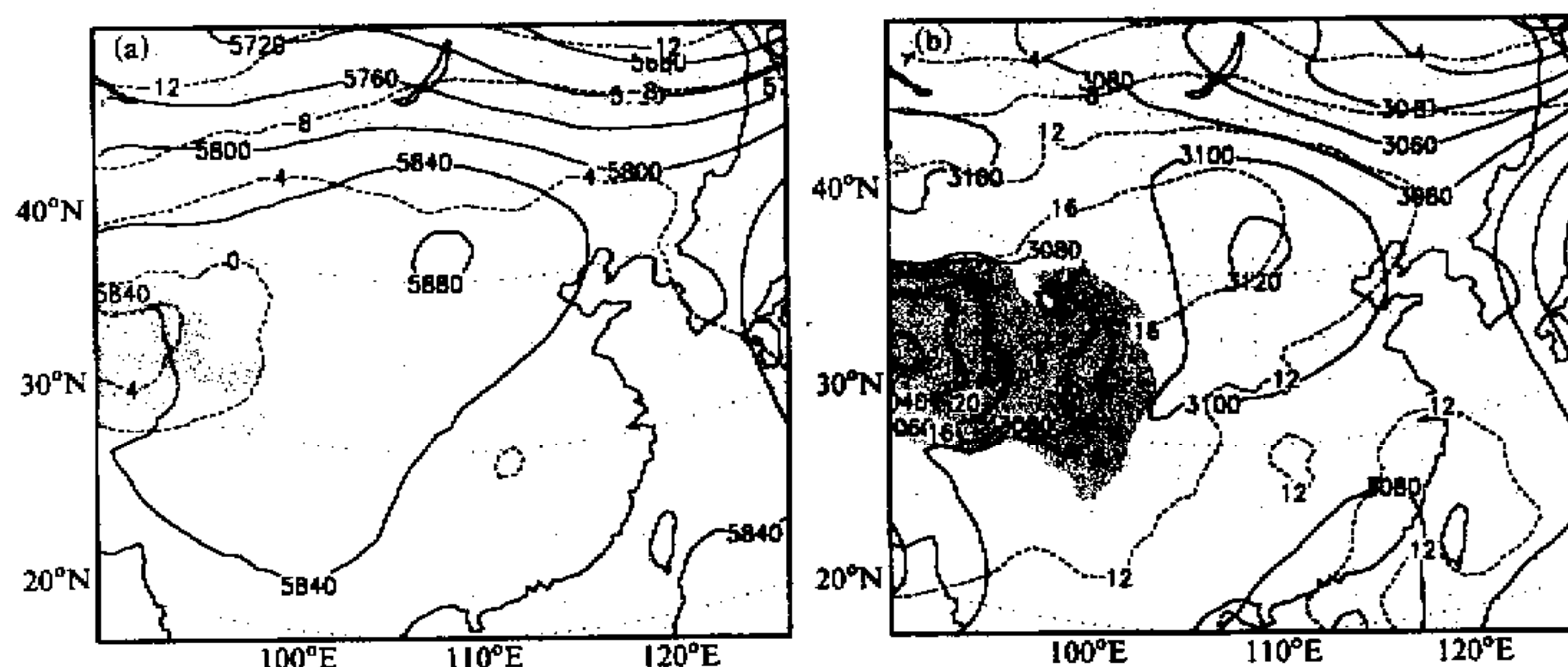


图 3 1999 年 7 月 23~29 日 (个例 2) 模拟的平均环流形势
其余同图 1

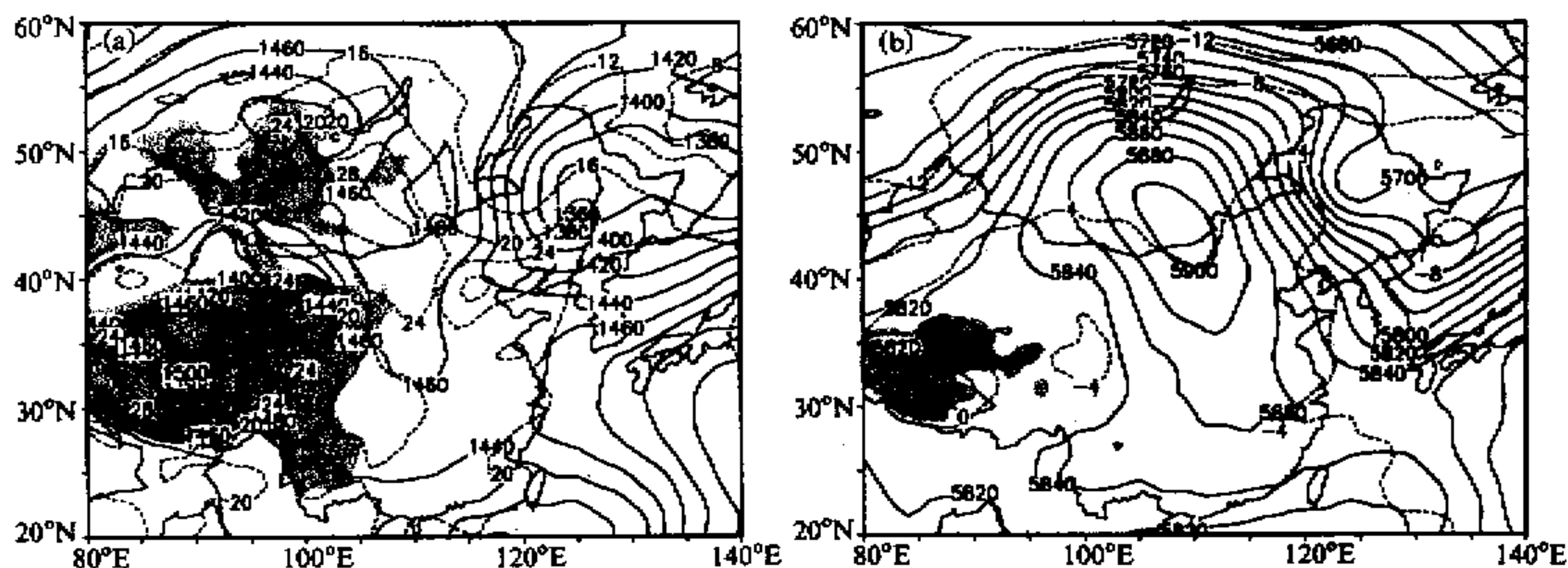


图4 1999年7月24日00时的实况环流形势

(a) 850 hPa (阴影: 地形高度大于 1500 m); (b) 500 hPa (阴影: 地形高度大于 5000 m)

实线: 高度场; 虚线: 温度场

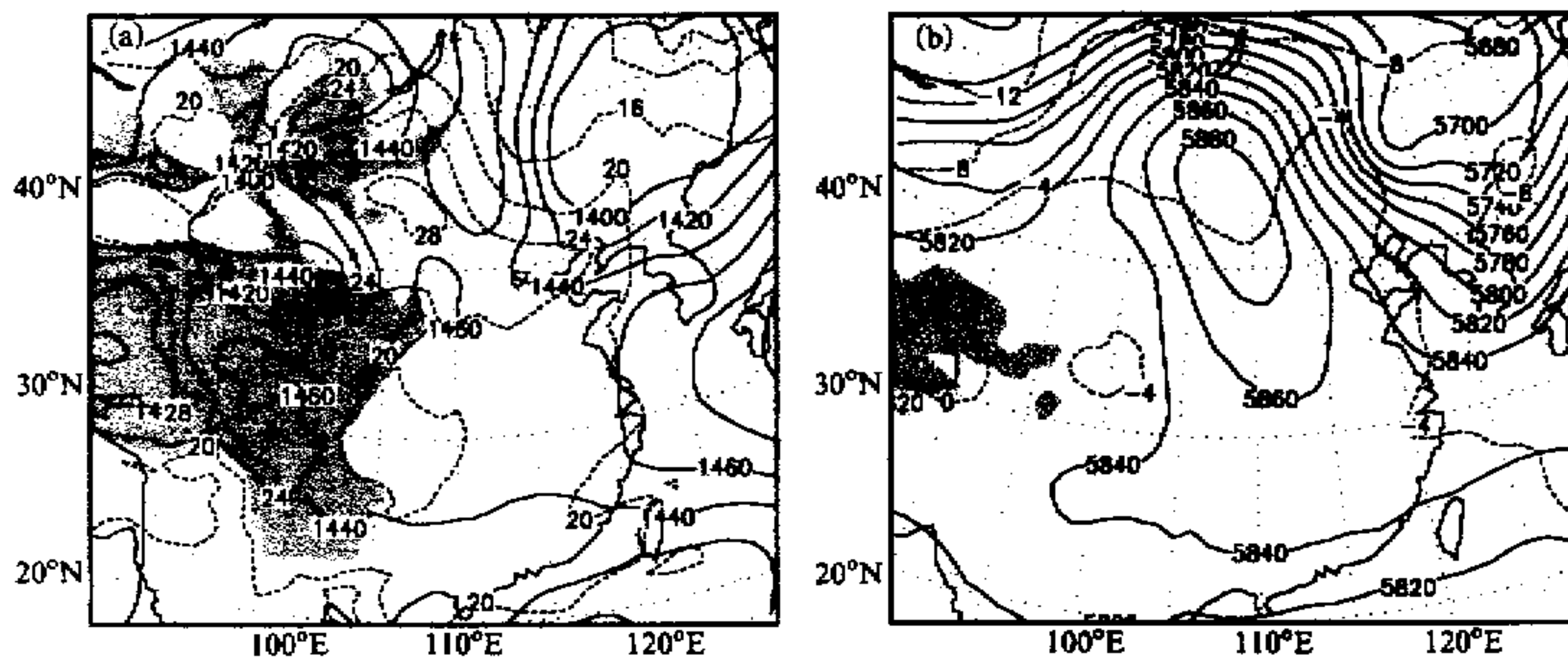


图5 1999年7月24日00时模拟的环流形势

其余同图4

下面介绍增温过程的模拟情况, 模拟的对流层中低层 24 小时温度变化作了分析, 22~24 日两天中低层的增温十分明显, 22~23 日 850 hPa 上增温 4℃ 以上, 中层增温 2℃ 左右 (图略)。23~24 日中低层增温也较明显, 850 hPa 华北地区大部分增温在 2℃ 以上, 而北京附近仍有一个 4℃ 以上的增温区 (图 6)。25 日由于有弱冷空气南下, 温度有所下降。下面讨论一下地面温度的情况, 在模式中, 模拟的地面温度 (取地面以上 10 m 的温度), 主要看世界时 06 时 (北京时 14 时) 的温度, 由文献[1]已知, 夏季的增温可持续到 08 时 (即北京时 16 时), 因此, 世界时 06 时的温度只是接近最高温度。22 日华北地区温度在 32℃ 以上, 而蒙古地区的温度达 40℃ (图略), 24 日华北地区的温度都在 36℃ 以上。实况, 北京 7 月 22、23、24 日的最高温度分别为 33.3℃、37.8℃、42.2℃, 增温在 4℃ 以上, 日平均气温分别为 27.9℃、31.3℃、34.3℃, 增加 3℃ 以上。

22~24 日的增温过程十分明显。经过资料同化, 模式较好地描写了这一增温过程。

4.2 个例 1 的模拟情况

对于 6 月底的高温过程, 模拟从 6 月 24 日~7 月 2 日, 连续积分共 9 天, 也较好地模拟了低层的高压中心和中层的高压脊的形成和维持过程。图 7 是 6 月 24~7 月 2 日模拟的平均环流形势, 700 hPa 的高压中心的位置和强度以及 500 hPa 的高压脊的位置和强度和实况 (图 1) 是基本一致的。

对于增温过程的模拟也较成功。实况中, 从 6 月 24~26 日有一个明显的升温过程, 虽然最高温度是 25 日最高, 为 38.4℃, 26 日只有 37.1℃, 但 24 日、25 日、26 日的平均温度分别为 27.6℃、30.1℃、31.4℃, 升高 4℃。模拟中, 这两天中低层的增

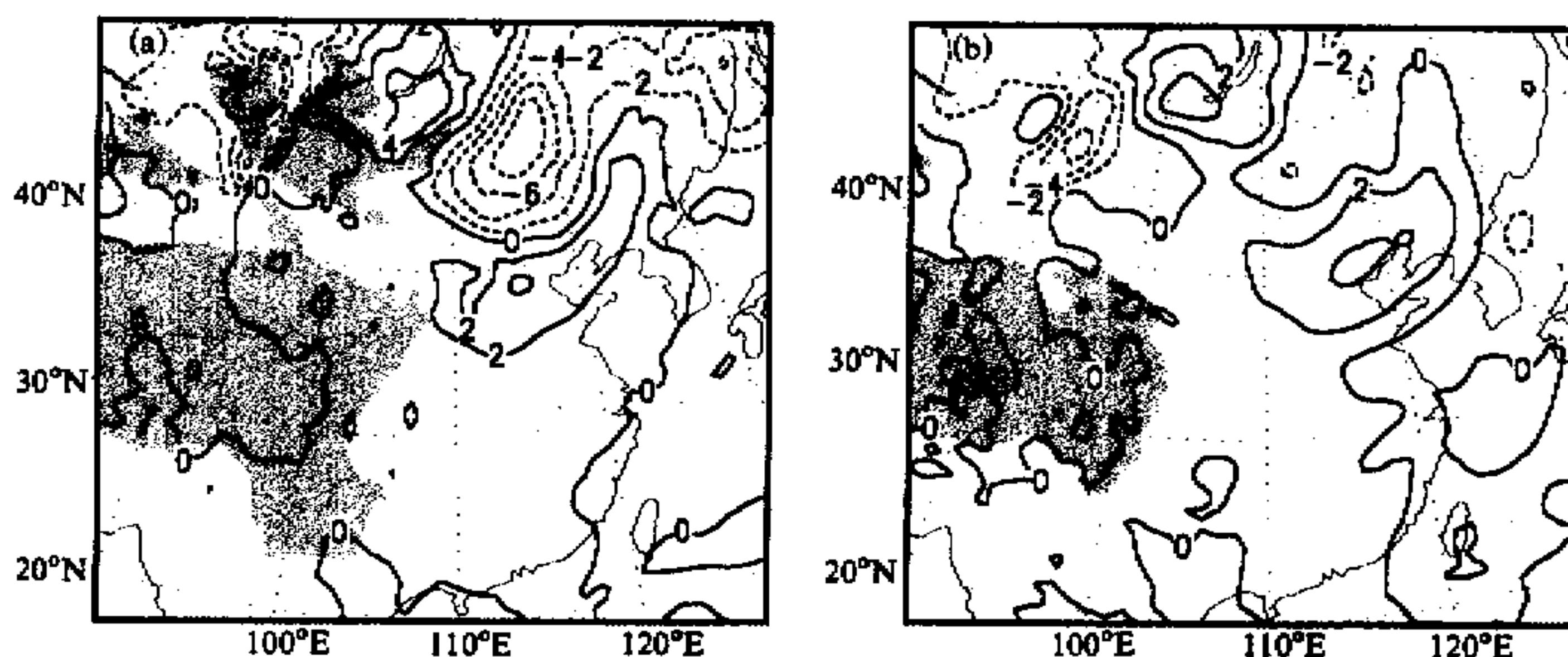


图 6 模拟的 1999 年 7 月 23 日 00 时~24 日 00 时的 24 小时增温 (单位: ℃)
(a) 850 hPa (阴影: 地形高度大于 1500 m); (b) 500 hPa (阴影: 地形高度大于 5000 m)

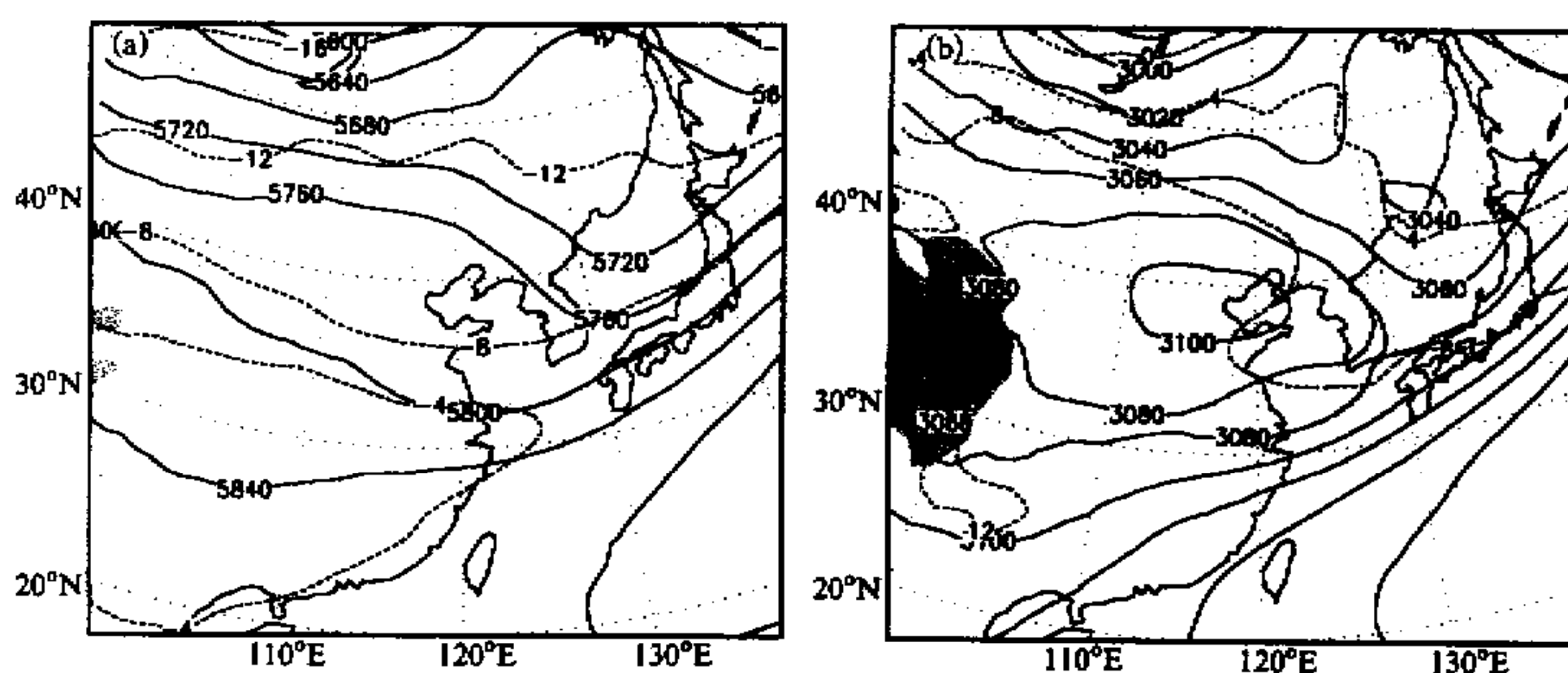


图 7 1999 年 6 月 24 日~7 月 2 日 (个例 1) 模拟的平均环流形势
(a) 700 hPa (阴影: 地形高度大于 3000 m); (b) 500 hPa (阴影: 地形高度大于 5000 m)
实线: 高度场; 虚线: 温度场

温过程也十分明显, 24~25 日 850 hPa 和 700 hPa 华北地区的增温都为 4℃ (图 8a、b), 而 24~25 日华北地区 850 hPa 的增温为 2℃, 700 hPa 增温在 4℃ (图 8c、d)。

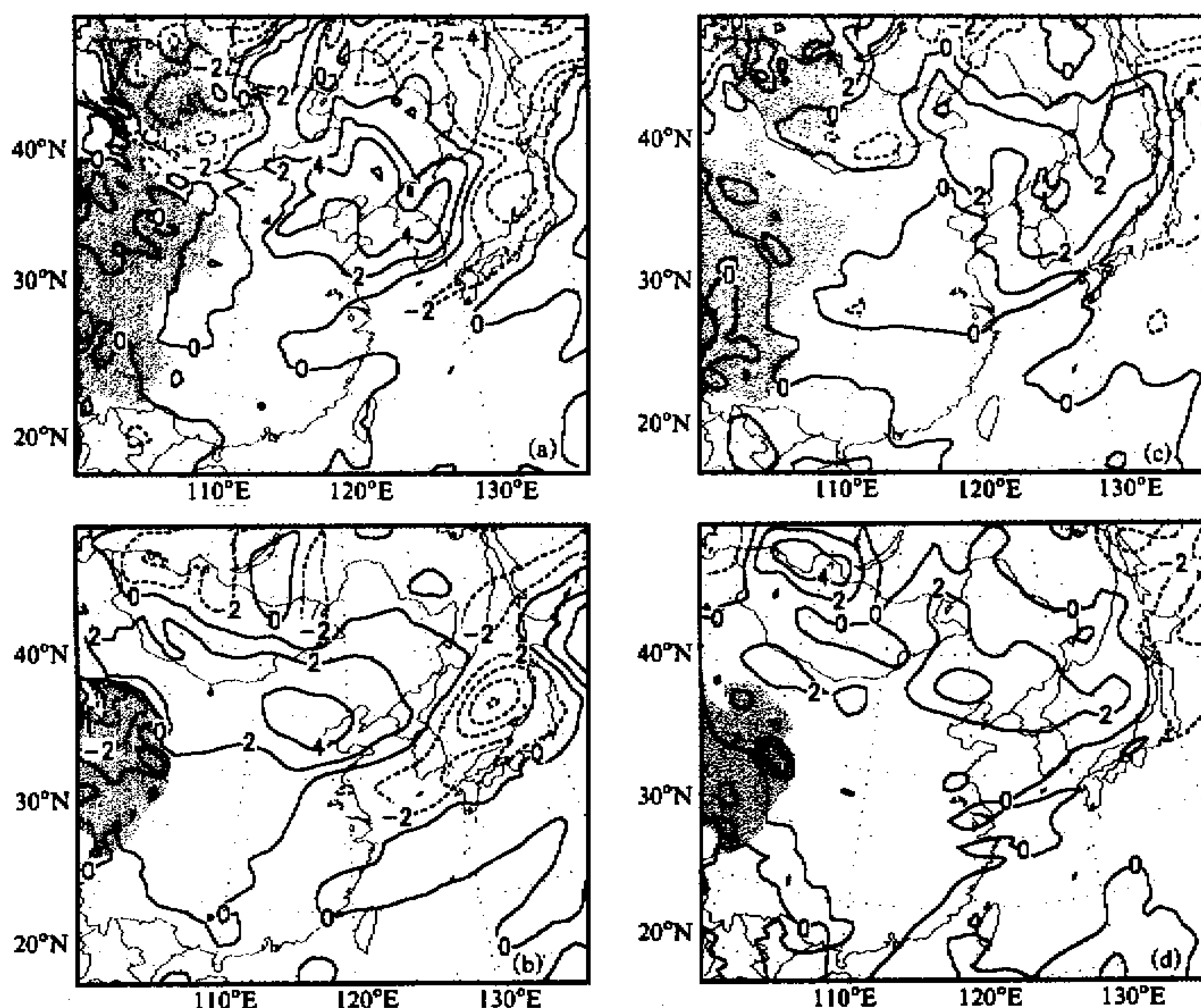


图 8 1999 年 6 月 24 日 00 时~25 日 00 时和 25 日 00 时~26 日 00 时模拟的 24 小时增温 (单位: ℃)

- (a) 24 日 00 时~25 日 00 时 850 hPa 的增温 (阴影为地形高度大于 1500 m);
- (b) 24 日 00 时~25 日 00 时 700 hPa 的增温 (阴影为地形高度大于 3000 m);
- (c) 25 日 00 时~26 日 00 时 850 hPa 的增温 (阴影为地形高度大于 1500 m);
- (d) 25 日 00 时~26 日 00 时 700 hPa 的增温 (阴影为地形高度大于 3000 m)

通过以上的模拟结果与实况的对比发现, 模式较真实地模拟了高压的发展、维持过程以及对流层中低层的增温过程, 从而有可能对华北和北京的高温酷暑天气的形成提供必要的解释。

5 高温形成的可能原因解释

选择 1999 年 7 月 24 日出现的最高温度为例, 分析高温形成的可能原因。如上所述, 1999 年 7 月 24 日 00 时模拟的 850 hPa 的高压中心附近的温度为 28℃, 如取大气

的温度分布为绝热直减率, 即约为 $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, 则地面温度约为 43°C , 但实际探空曲线表明在暖中心边缘的北京为超绝热梯度^[1], 日最高气温为 42.2°C , 则高压中心地表气温当高于 42.2°C 。而模拟的地面温度为 44°C 以上, 与实况比较一致。那么, 形成接近甚至超绝热温度梯度以及如此大的地表增温的原因是什么呢?

我们先对垂直运动场的分布作一分析。从大陆高压区内的垂直气流分布来看, 中低层是以下沉气流为主, 强度较强。图 9 是模拟的 24 日 00 时的 850、700 hPa 的垂直运动分布图, 高压区内一般为下沉运动, 最强的下沉运动分布在华北北部地区。23 日 850

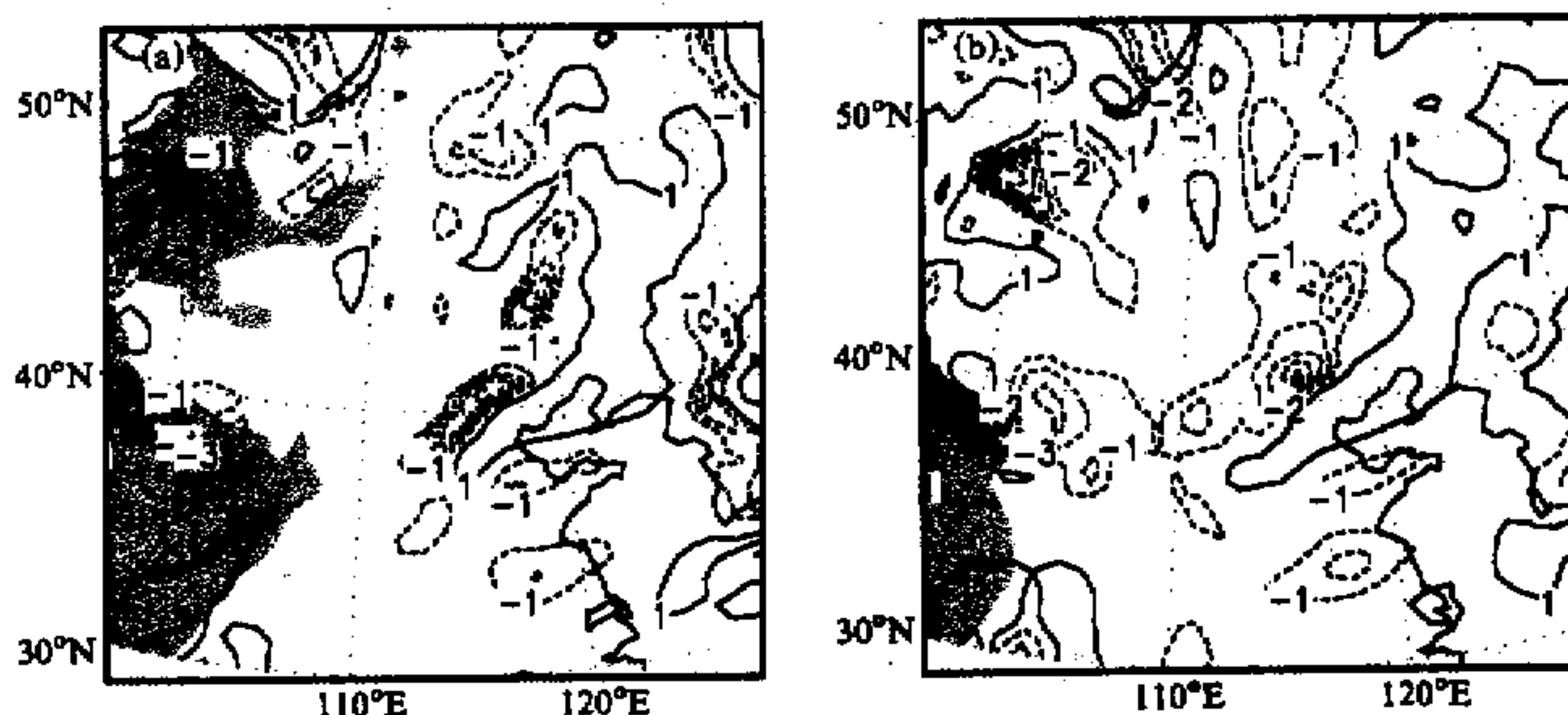


图 9 模拟的 1999 年 7 月 24 日 00 时的垂直速度 (单位: cm/s)
(a) 850 hPa (阴影: 地形高度大于 1500 m); (b) 500 hPa (阴影: 地形高度大于 5000 m)

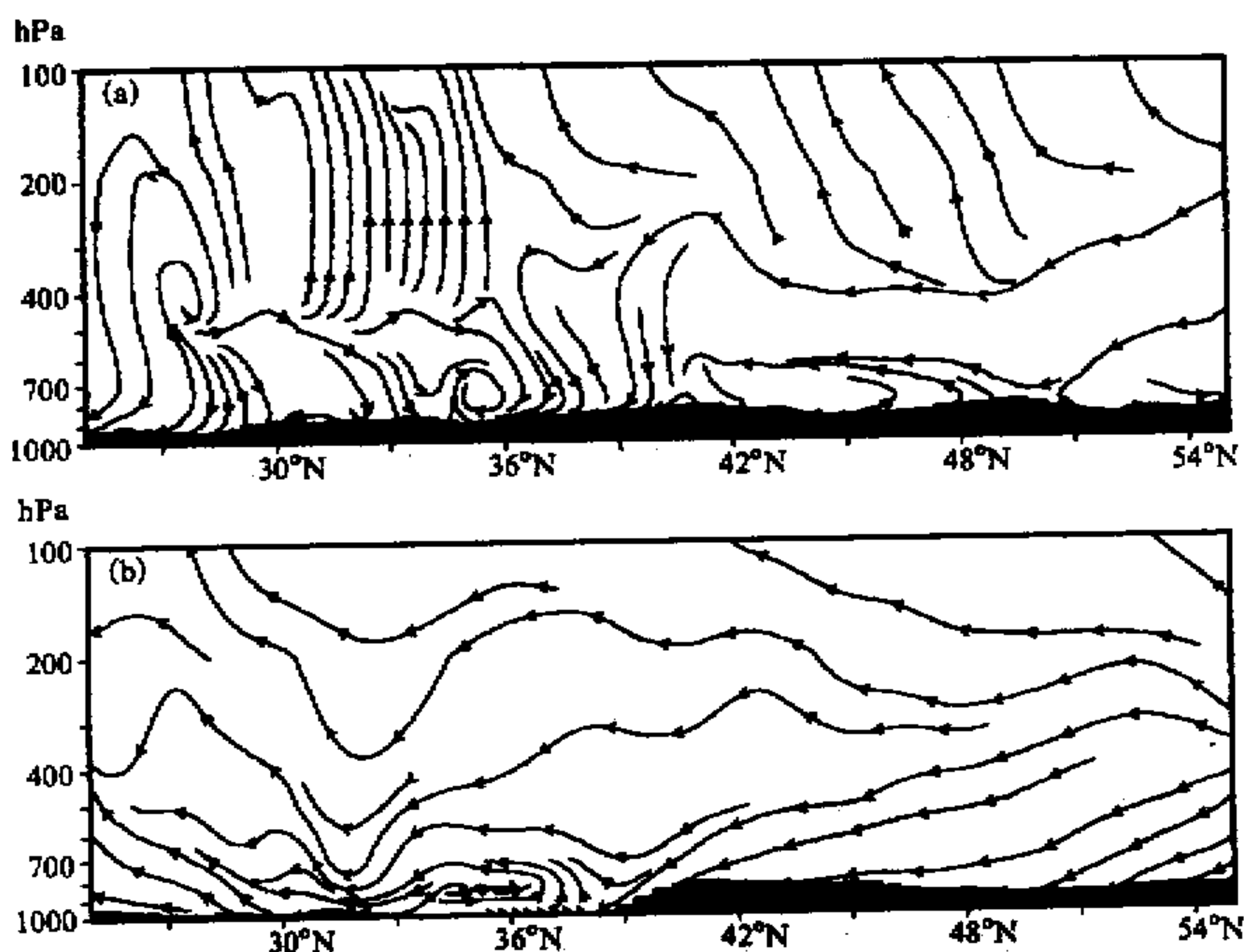


图 10 模拟的 1999 年 7 月 24 日 00 时的垂直剖面 (阴影为地形) (a) 110°E ; (b) 115°E

hPa 上的下沉气流达 3 cm/s (图略), 而 24 日则达 5 cm/s , 可见低层的下沉运动是比较强的。图 10 为模拟的 24 日 00 时沿 110°E 、 115°E 的垂直速度分布, 在两个剖面图上, 在相当于我国华北地区的纬度范围内均为下沉运动区, 尤其以西边的一个剖面 (即沿 110°E) 下沉运动更强, 范围也更为宽阔, 这可能与高压中心位于北京的西边 (即中蒙边界) 有关, 也正好与高温区有较好的对应关系。高压区内存在非常明显的下沉气流, 天空又无云, 下沉气流也不利于湍流混合, 所以这种下沉运动导致绝热压缩而增温。至于超绝热梯度及更多的增温则可能来自太阳辐射对地表增温效果的影响。

现在, 我们来分析太阳辐射对地表及近地面层大气的温度变化的影响。先分析太阳长短波辐射对增温的影响。由于短波辐射只存在于白天, 且中午短波辐射最强, 因此, 这里以世界时 06 时 (即北京时 14 时) 的短波辐射强度作分析, 模拟得到的高压区的短波辐射大于 800 W/m^2 , 大大超过长江流域及江南地区, 并且从 7 月 22~30 日一直维持此种强度。图 11 是模拟的 24 日 06 时的短波辐射, 从蒙古到内蒙古以及华北的大部分地区强度都在 800 W/m^2 。再从向下的长波辐射演变来看, 高温期间高压区东部模拟的辐射强度为 $400\sim 500 \text{ W/m}^2$ (图 12), 并且没有明显的

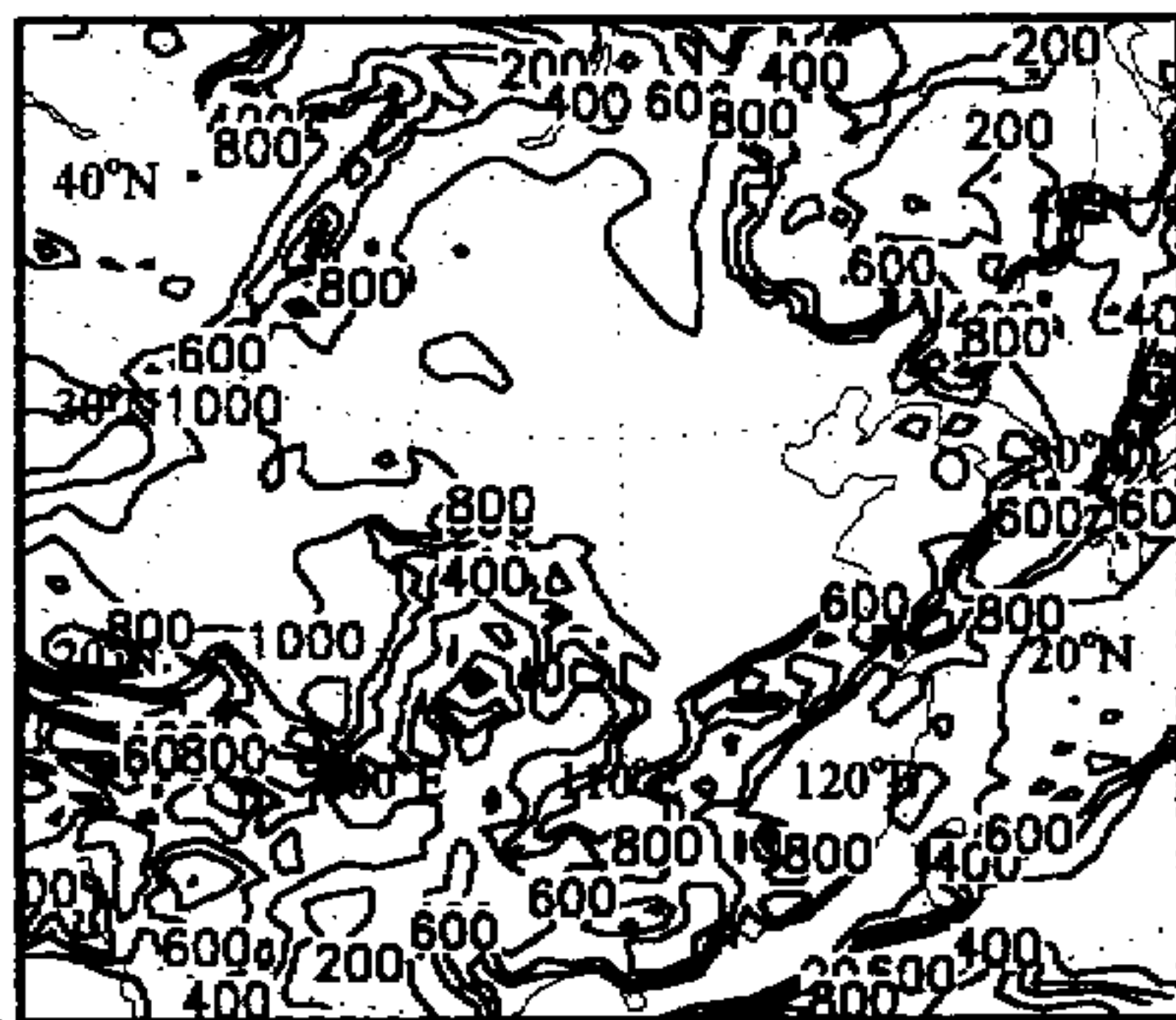


图 11 模拟的 1999 年 7 月 24 日 06 时的向下的短波辐射 (单位: W/m^2)

的日变化, 华北地区在 7 月 23~24 日的长波辐射强度达到 500 W/m^2 以上, 一般来说整层加热, 则 1°C/d 约合 107 W/m^2 , 即华北地区向下的长波辐射增温在 4°C/d 。如果减掉向上的长波辐射的降温, 再加上向下的短波辐射的增温, 则辐射的增温可在 $3\sim 4^\circ\text{C/d}$ 。另外, 文献[1]指出, 7 月 23~24 日北京的城郊日平均温差为 2.2°C , 因此城市热岛效应对城市高温的形成也有一定的贡献。

6 小结

本文采用非静力数值模式, 利用 Nudging 资料同化方案, 对 1999 年 6 月 24 日~7 月 2 日和 7 月 22~29 日两段时间内发生于华北和北京地区的酷暑天气过程进行了连续的模拟和诊断, 结果表明:

(1) 上述两次过程的平均环流状况和逐日的天气演变过程, 特别是华北地区的大陆副热带高压系统的发展、维持、强度及其所在的地区的大体范围, 是可以通过较细致的天气动力学模式模拟得到的。

(2) 在大陆副热带高压区域有很明显的下沉运动, 尤其是在高压中心所在的经度

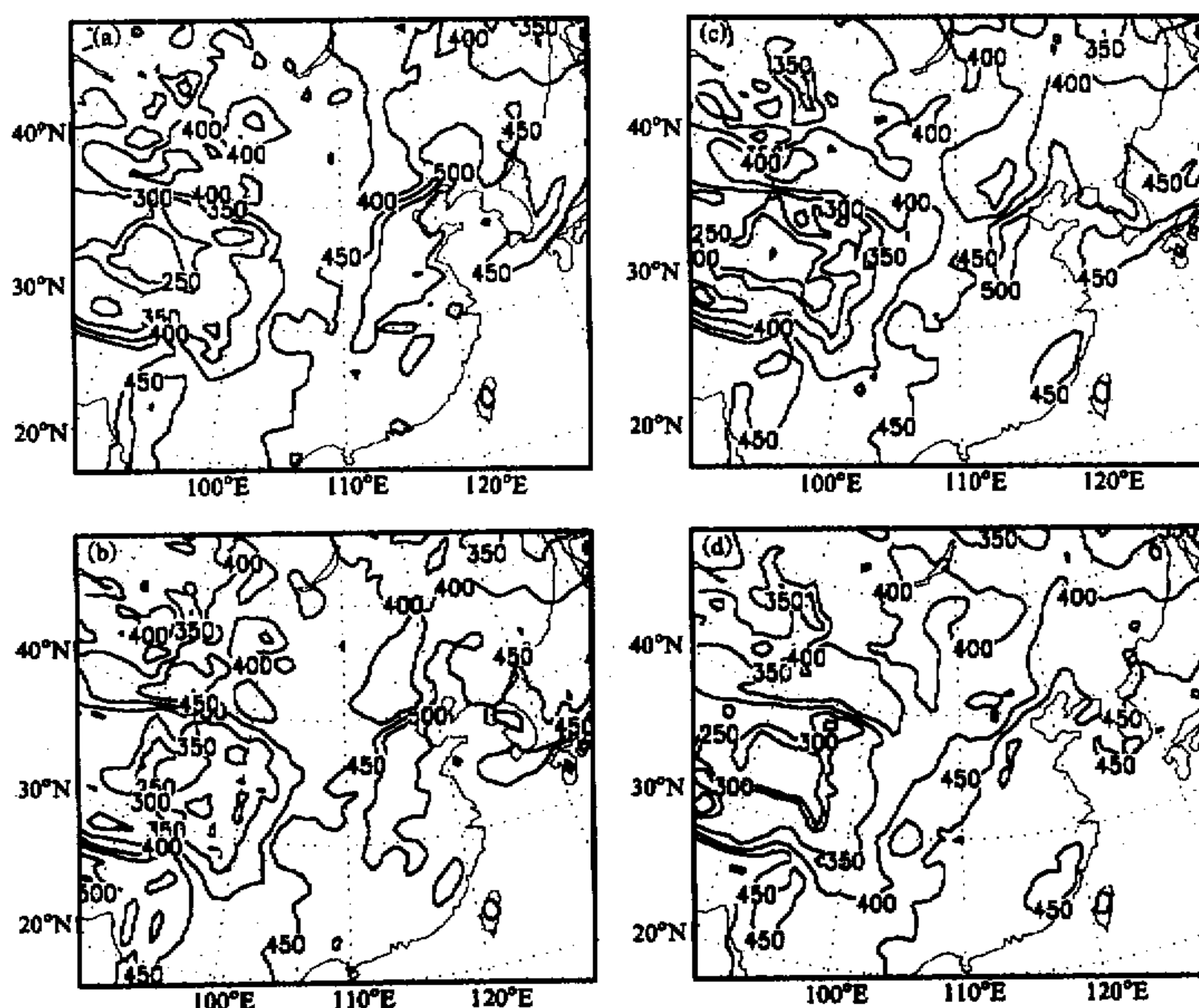


图 12 模拟的 1999 年 7 月 24 日 06 时的向下的长波辐射 (单位: W/m^2)

(a) 7 月 24 日 06 时; (b) 7 月 24 日 12 时; (c) 7 月 24 日 18 时; (d) 7 月 25 日 00 时

(110°E) 及其东侧和高压所在的纬度 ($36\sim42^\circ\text{N}$) 更加显著。

(3) 模拟出在对流层中低层, 24 小时内有明显的增温, 一般为 $2\sim4^\circ\text{C}/\text{d}$, 而在 850 hPa 和地面 (10 m 左右) 之间, 温度在垂直方向有明显的绝热垂直梯度分布, 这可能与下沉运动引起的压缩增温直接相关, 至于超绝热梯度则可能与太阳辐射对地表及近地层大气的增温作用有关, 本模式尚难于对此作精确分析。

(4) 模拟所得大陆副热带高压与西太平洋副热带高压为两个独立的闭合单体, 尤其值得注意的是, 由于大陆副热带高压的阻挡, 弱冷空气及低压槽稳定在西亚上空少动。这一高压的存在及其维持是这次北京及华北酷暑天气形成的主要原因。

本文的模拟结果进一步证实了由本研究第一部分的环流和天气系统分析所得结果, 即由于副热带大陆高压系统的长期持续稳定使高温天气持续稳定, 高压中的下沉增温和辐射增温是高温形成的主要原因, 下沉增温和辐射增温的强度相当, 大约在 $4^\circ\text{C}/\text{d}$ 左右。

参 考 文 献

- 1 谢庄、崔继良、刘海涛、赵恩雄、孙建华、陈红、曾庆存, 1999, 华北和北京的酷暑天气 I. 历史概况及个例分析, 气候与环境研究, 4(4), 323~333.
- 2 谢庄, 1996, 北京最高和最低气温的非对称变化, 气象学报, 54(4), 501~507.
- 3 谢义炳等, 1997, 盛夏亚洲和西太平洋大型天气和中国降水, 谢义炳文集, 北京大学出版社, 170~179.
- 4 Dudhia, J., 1993, A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493~1513.
- 5 Doyle, J.D. and T.T. Warner, 1993, Nonhydrostatic simulation of coastal mesobeta-scale vortices and frontogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3371~3392.
- 6 Liu, Y.B., D.-L. Zhang and M.K. Yau, 1997, A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3073~3092.

A Study on the Severe Hot Weather in Beijing and North China Part II. Simulation and Analysis

Sun Jianhua, Chen Hong, Zhao Sixiong and Zeng Qingcun

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

Xie Zhuang, Cui Jiliang and Liu Haitao

(*Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089*)

Abstract In Part I of this study, the circulation and weather systems of two severe hot weather cases that occurred in June and July 1999 have been analyzed. In this paper (Part II), mesoscale model (MM5) developed by Penn/NCAR was used to simulate the two cases. Simulation results were used to analyze the physical mechanism of the severe hot weather. The results showed that the model can simulate the land subtropical-over high of two cases and its moving, intensity and coverage for a long time successfully if nudging assimilation was used. The main reasons of forming severe hot weather were the downdraft of land subtropical-over high and solar radiation.

Key words severe hot weather continental subtropical high descending compression
superadiabatic gradient