第2卷 第2期
1997 年 6 月

气 候 与 环 境 研 究
Climatic and Environmental Research

Vol. 2, No. 2
June 1997

1 月和 7 月月平均气候的模拟与 IAP GCM 模式效能检证

薛 峰 曾庆存

（中国科学院大气物理研究所，北京 100080）

摘 要 利用 IAP GCM 25 年的积分结果，系统分析了模式的 1、7 月月平均气候，并与观测资料、OSU GCM 和其它大气环流模式的模拟结果作了比较，所比较的变量包括大气基本变量即海平面气压、表面气温和降水以及与流场、加热场和水汽场有关的诸多变量。结果表明，模式成功地模拟出各种大气变量的分布特征，大多数变量的模拟结果要优于 OSU GCM，从而证实模式对 1、7 月月平均气候有较好的模拟能力，特别是由于 IAP GCM 与 OSU GCM 两模式物理过程十分相似，这一结果还进一步证实了 IAP GCM 动力框架和计算方案的优良性能。模拟的主要误差包括南极槽偏浅、冰雪区表面气温偏高以及主要降雨区雨量偏大等，同时还分析了模拟误差的可能原因，提出了改进模式的一些设想。此外，计算并比较分析了模式中动量、感热和水汽的经向输送。

关键词 大气环流模式 模拟 观测

1 引言

在研究气候及其变化的各种方法中，利用大气环流模式进行数值模拟试验是一种十分有效的手段，其客观的数值解提供了在各种不同条件下检验过去、现在和未来气候状态的机会，如古气候和当代气候平均态的模拟，CO_2 倍增条件下引起的气候变化及短期气候预测等。然而，任何一个大气环流模式，无论设计得如何完美，都只可能是实际气候系统某种程度上的近似，或者说模式气候与实际气候总存在一定的偏差。因此，在利用大气环流模式做气候变化和气候预测试验时，为保证试验的可靠性，必须用已有的资料对模式本身的可靠性进行检验，以便发现模式的误差尤其是系统性误差，这就是模式的效能检验或检证。在估计未来气候变化时，必须将这种误差考虑进来。此外，这种检验为进一步完善模式，提高模式的模拟能力提供了必要的基础依据，因而是十分重要的。

目前国际上普遍采用的检验模式方法有 2 种，一种是模式模拟结果与观测的比较，即将模式多年积分结果与长期平均的观测资料进行比较并发现模式的误差尤其是其中的系统性误差；另一种是模式与模式之间的相互比较，以发现各种不同模式之间的差异特别是其中的共同误差和各存在的共同问题，其中最基本的方法就是检验模式对 1、7 月（或冬、夏季）平均气候状态的模拟能力。传统的做法是将一个大气环流模式的模拟结果与观测气候（或其它模式的模拟结果）的对应变量以相同的形式（如全球或区域地理

1995-06-22 收到，1995-10-31 收到修改稿

分布、纬带平均等）进行一一比较。该方法简单直观，但有一定的主观性，不过限于当前大气环流模式的模拟水平，模拟与观测的偏差还是可以从这种直接比较中明显看出的，因而这种“可视比较”并不会对检验结果有实质性的影响。但需要强调的是，可靠的观测资料是检验模式效能的前提条件。但在很多区域如海洋、极地等的观测资料并不十分可靠，我们在利用这些资料检验模式时，隐含地假定了这些资料是可靠的，或者是模拟与观测之间的偏差远大于观测资料本身的误差。这种假定在大多数情况下是正确的，但在某些情况下，也要考虑观测资料的不确定性带来的影响，这是模式效能检验中需要注意的一个问题。

梁信忠[1]初步分析了中国科学院大气物理研究所2层大气环流模式（IAP GCM）3年的积分结果，证实模式对气候平均态有较好的模拟能力。但一般认为检验模式性能所定义的平均量需要10年以上的积分[2]。有鉴于此，本文利用IAP GCM 25年的积分结果，对模式气候做更加细致、深入的分析和比较。所比较的变量包括模式的绝大多数预报量和诊断量，此外还计算了模式中动量、感热和水汽的经向输送，并与OSU GCM的模拟结果做了对比分析。由于OSU GCM和IAP GCM两模式的物理过程十分相似，因而这种比较还有助于检验IAP GCM动力框架的基本性能及各种变量对动力框架的敏感程度。本文还将模式模拟的基本大气变量与国际上新一代大气环流模式的模拟结果做了比较，以便发现IAP GCM与这些模式的差距，旨在全面检验模式的模拟能力，为模式的进一步改进和完善提供必要的基础依据。

2 IAP GCM与模拟、观测资料简介

IAP GCM是曾庆存及其合作者在长期从事地球流体力学计算方法和模式设计研究的基础之上发展起来的[3]。与国际上一些模式相比，该模式在动力学框架和计算格式方面的主要特色是：

（1）引入一个“标准大气”，把气象变量与该“标准大气”的偏差作为模式的预报量。这样自动消除了在陡峭地形区域较大的截断误差，提高了模式的计算精度。

（2）模式使用混合α坐标，将不规则的地面变成坐标平面。同时引入一套变量替换使能量方程具有紧凑形式，也有利于消除能量时间积分过程中的截断误差。

（3）计算格式简单灵活。

（4）模式的方程组中引入一套“灵活性系数”和一套“灵活性替代”场，可以用来对模式进行某些经验校正和构造多时间尺度系统的加速收敛算法。

现行的IAP GCM是一个对流层大气的有限差分模式。模式顶取在200 hPa；垂直方向采用归一化的压力坐标，分为质量相等的两个层次；水平方向上采用余纬经度坐标，水平分辨率为$4°\times5°$；变量按C-网格呈交错分布。主要的预报量包括地面气压、温度、水平风速、水汽含量、土壤温度和湿度以及雪量；诊断量则有垂直速度、位势高度、密度、云和地面反照率等。物理过程中的大部分参数化方案与OSU GCM大体相同，但对于大尺度水汽输送过程，则采用“反扩散”型有限差分格式以排除过分的水汽辐散现象。此外，还考虑了参数化的水平涡旋扩散过程。

本文所用的观测资料和OSU GCM的模拟结果大部分引自文献[4]，其它模式的模

拟结果引自文献[2]，IAP GCM 的模拟结果为 25 年积分的平均值。

3　基本大气变量的模拟

本节中我们考察一些基本大气变量即海平面气压、表面气温和降水的模拟状况，其中海平面气压是描述大气环流基本特征的一个重要物理量，而表面气温和降水则是衡量气候变化的最重要因子。这 3 个变量的成功模拟是模式再现观测气候和反映气候变化的先决条件，所对应的观测资料也比较完备，因而它们在模式效能检验中占有极为重要的地位。考虑到篇幅的限制，文中略去这些变量纬带平均的图，但给出比较结果。

3.1　海平面气压

图 1 和图 2 分别为 1、7 月模拟和观测的海平面气压，比较后发现 IAP GCM 模拟出几乎所有的气压系统，而 OSU GCM 未能模拟出某些系统，如 1 月北美冷高和 7 月北美低压等，尤其是副高的模拟效果很差，很多副高如北太平洋和印度洋副高等未能模拟出来。对一些主要系统的模拟，IAP GCM 也明显优于 OSU GCM，如西伯利亚冷高和亚洲季风低压等，但在南半球高纬，IAP GCM 则不如 OSU GCM，主要是平直等压线束与环南极低压带位置过于偏北，气压值系统性偏高。此外，IAP GCM 模拟的赤道辐合带较 OSU GCM 稍差。另一方面，两模式也存在一些共同偏差，如阿留申和冰岛低压偏深，冰岛低压的轴线走向与实际情况相差较大，西伯利亚冷高位置过于偏南。将 IAP GCM 的纬带平均结果与国际上新一代大气环流模式比较后发现[5]，同 IAP GCM 类似，分辨率较低的模式（如 UKLO GCM、GFLO GCM）模拟的南极槽都偏浅，而对应的高分辨率模式则有显著改进，可见南极槽的模拟与模式分辨率有很大关系，这与 Gates 等[2]的分析结果相同。另外，大多数模式模拟的副高脊偏强，位置亦有一定偏差（IAP GCM 同样如此），还有不少模式包括 IAP GCM 和 OSU GCM 模拟的 1 月 60 °N 附近的槽过深，这主要因为阿留申和冰岛低压偏深，而 7 月北半球高纬的气压值系统性偏高。总体上看，IAP GCM 的模拟结果好于一般的低分辨率模式（如 UKLO GCM、GFLO GCM、GISS GCM），甚至好于个别高分辨率模式（如 GFHI GCM），但比另一些高分辨率模式要差一些（如 UKHI GCM）。

总之，模式模拟出的海平面气压系统，总体水平达到或超过国际上同等分辨率的模式。除南半球高纬以南地区外，模拟结果比 OSU GCM 有显著改进。这说明海平面气压的模拟与动力框架的配置有密切关系。主要问题是模拟的南极槽偏浅，这有赖于提高模式分辨率加以改进。

3.2　表面气温

如图 3 和图 4 所示，模式模拟出表面气温的大尺度分布型式，如 1 月大西洋的温度脊及东亚、北美的温度槽等，同时模拟出观测图上主要的高低温中心，如 1 月东亚高纬的低温中心和澳洲的高温中心以及 7 月北非到印度一带几个高温中心和青藏高原的地形低温中心等。IAP GCM 在模拟的整体分布上较 OSU GCM 有较大改进，如 1 月南美和非洲大陆，7 月美洲和非洲的副热带地区，这主要体现在 OSU GCM 模拟出不少虚假的低温中心。由于采用观测的 SST 作为边界条件，海洋上的模拟结果与观测相近。主要偏差为模拟值系统性偏高，如 1 月东亚高纬的低温中心过暖，1 月非洲大陆等地形

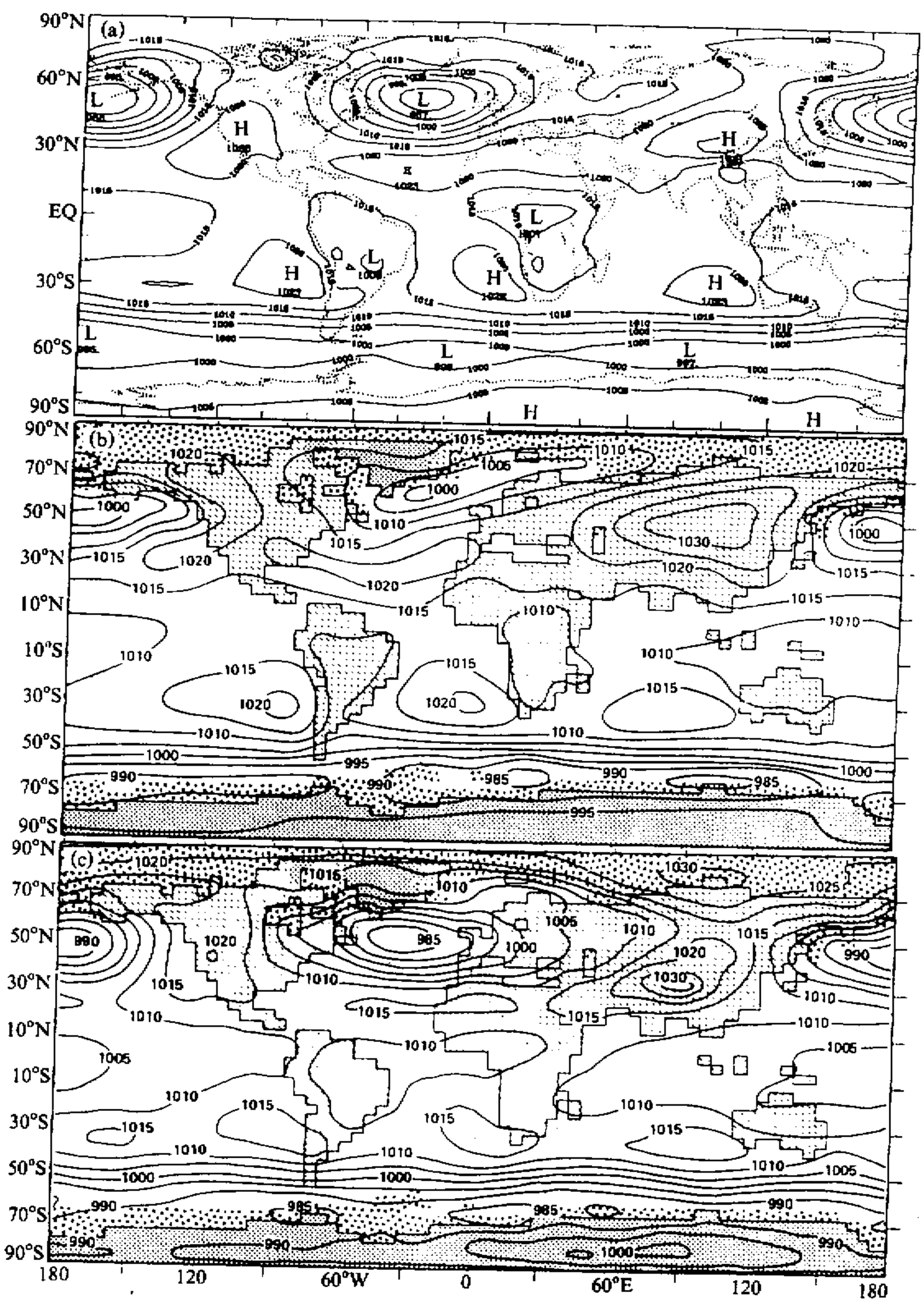

图1 1月海平面气压的地理分布（单位：hPa）。(a) IAP GCM，(b) 观测，(c) OSU GCM

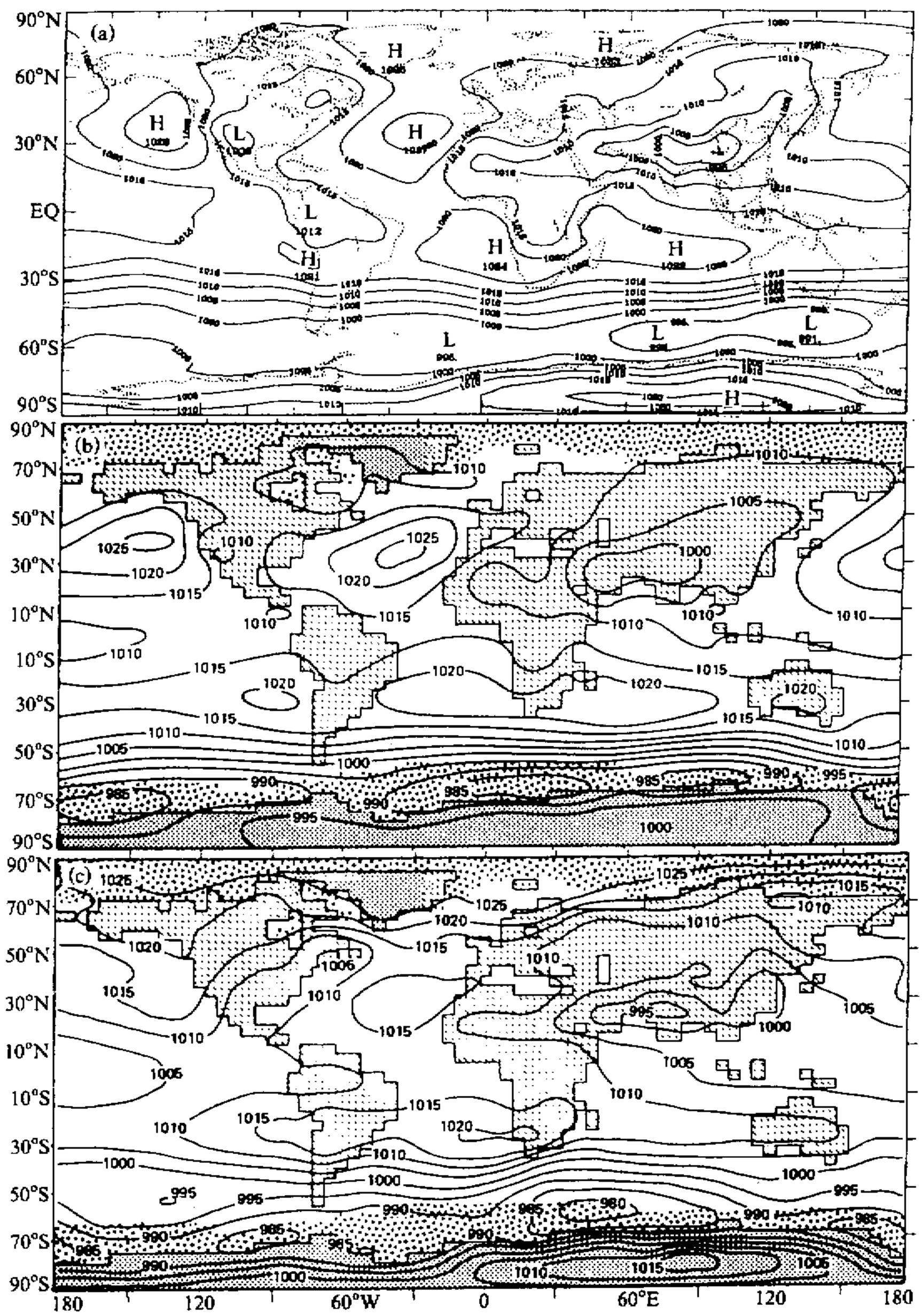

图 2　7 月海平面气压的地理分布。其余同图 1

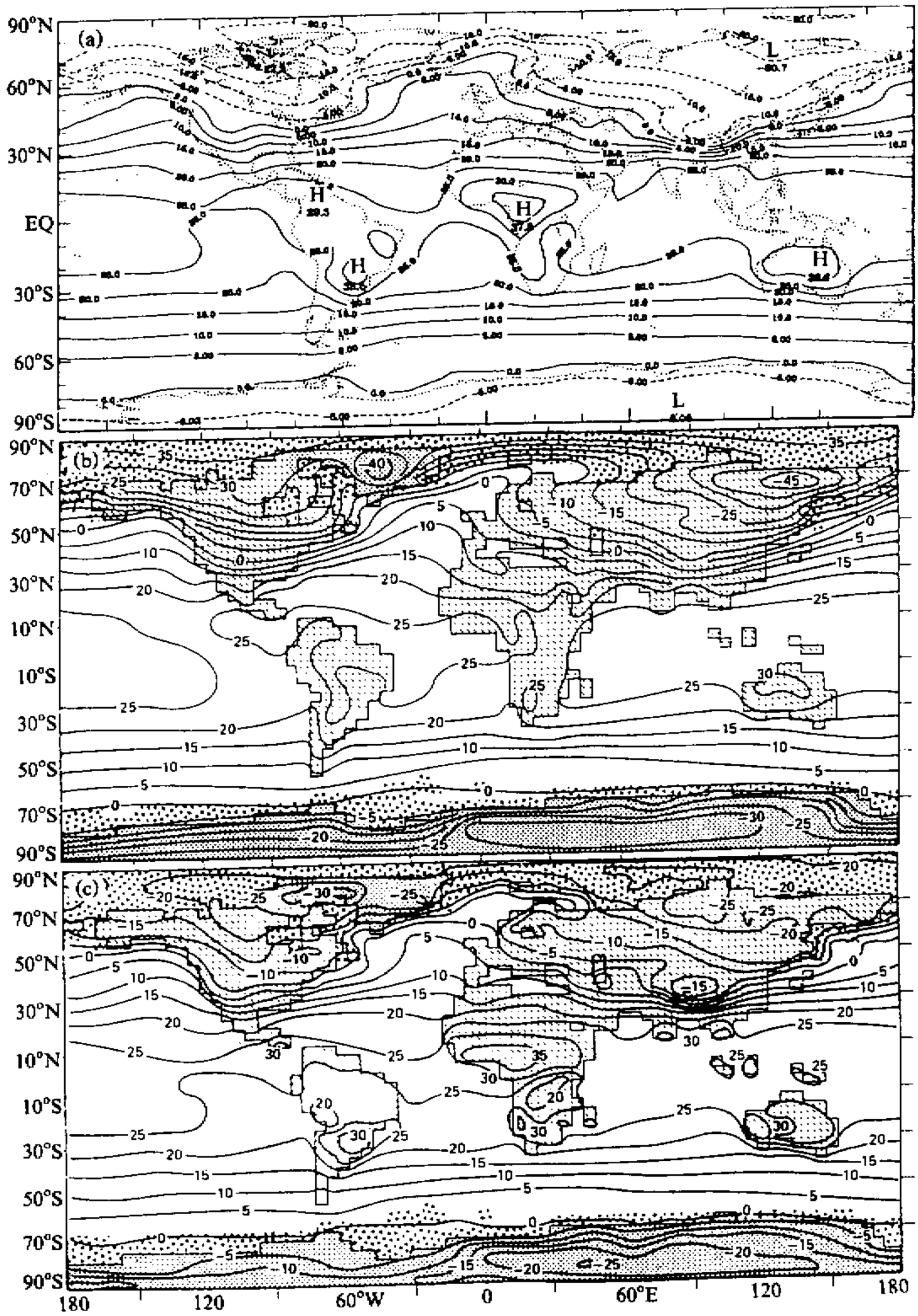

图3 1月表面气温的地理分布（单位：℃）。(a) IAP GCM，(b) 观测，(c) OSU GCM

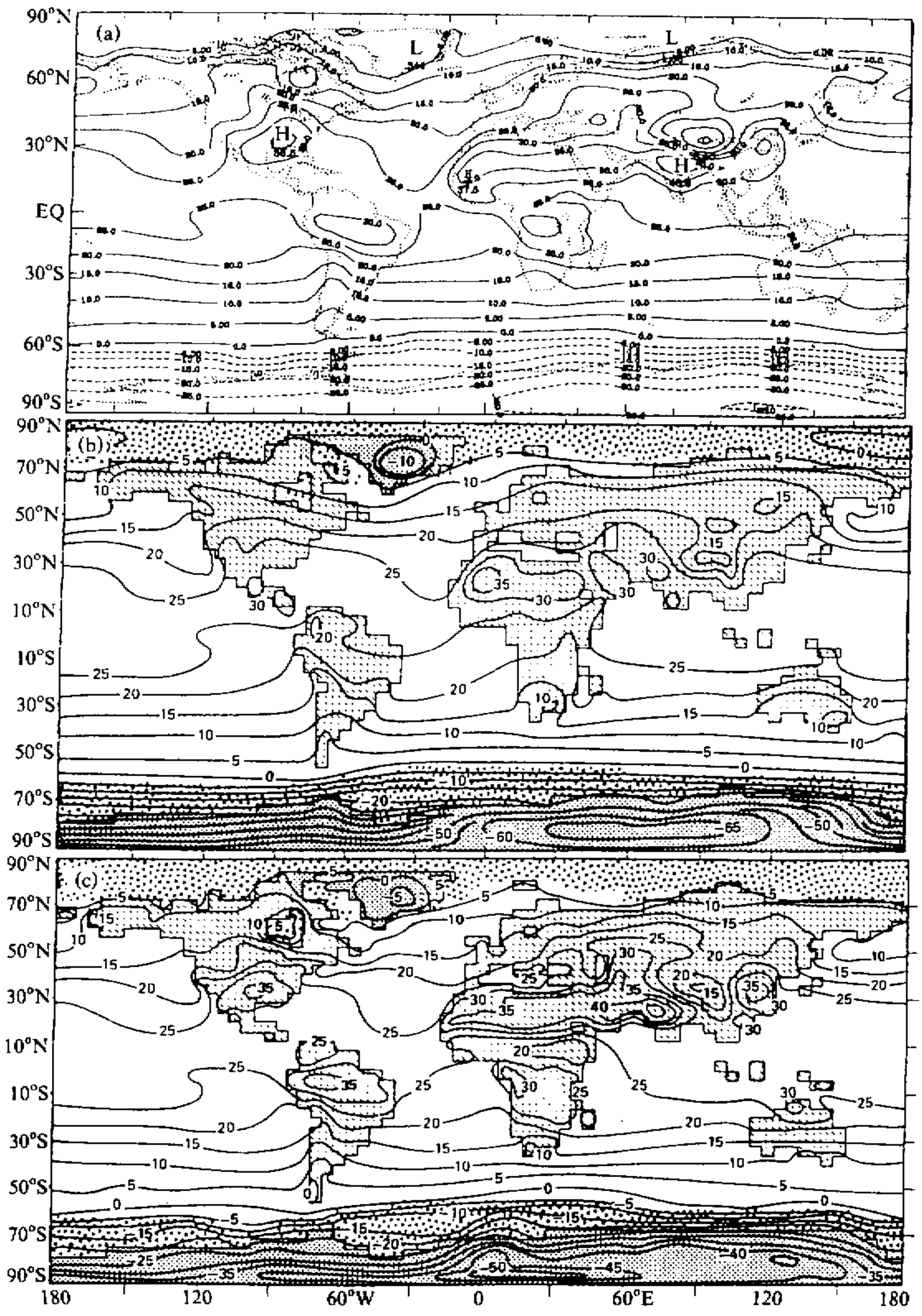

图 4　7 月表面气温的地理分布。其余同图 3

成一些虚假的高温中心，差别最大的是南极和1月的北极，其中以IAP GCM尤为显著。

比较纬带平均的结果可以发现，IAP GCM和国际上其它模式都能模拟出观测表面气温的基本分布特征，但在大部分纬带内，IAP GCM系统性偏高，而大多数模式则系统性偏低（南极除外）。在南极和1月的北极，IAP GCM的模拟值偏高甚大，且观测气温越低，偏高越大，这与全球地理分布的结果相同。而大多数模式则偏差不大。因此，IAP GCM有关冰雪区表面气温的模拟水平与国际上新一代大气环流模式尚有较大差距。

总之，IAP GCM模拟出表面气温的大尺度分布型式，海洋上与观测分布基本相同，这显示SST对海表气温有决定性影响。陆地大部分区域都有不同程度的偏高，尤其是南极和1月北极地区。OSU GCM也同样如此。这说明两模式在模拟冰雪区浅薄表层气温上存在共同的困难，或者说模式都错误地表示或直接忽略了冰雪区的某种物理过程，因而需要参照国际上新一代大气环流模式的相关部分加以改正或改进。除南北两极外，IAP GCM的模拟结果比OSU GCM有较大改进，但不如海平面气压明显。这说明表面气温的模拟不仅与动力框架有关，还在很大程度上受物理过程尤其是其中的地表过程参数化的影响，对冰雪区影响可能更大。因此，改进其相关部分物理过程的参数化对表面气温的模拟是十分重要的。

3.3 降水

图5和图6分别为1、7月模拟和观测的降水地理分布。对比可知模式模拟出观测的主要降雨区，如ITCZ的降雨带以及1月北美西岸、北大西洋和7月东南亚等地的降雨中心。地面副高所在位置和北非等地的干旱少雨区在模拟图上也有明显反映。主要偏差是各降雨中心雨量偏大，但IAP GCM较OSU GCM有较大改进。另外由于模式分辨较低而未能处理好青藏高原这类高大地形[1]，致使7月季风雨带北进不够。而在更小的尺度上，个别区域存在严重误差，如在南非南部和新疆模拟出虚假的降雨中心。总体上看，7月的模拟结果不如1月理想。

IAP GCM及国际上其它模式都能模拟出观测纬带平均的降水分布型，即赤道带的降雨最大值和中高纬的极大值区以及副热带和两极的干旱少雨区。但各降雨带、干旱带的降雨量和位置都有不少偏差，高分辨率模式也不例外，如UKHI GCM在冬季的赤道地区模拟出一个虚假的降雨极小值区等。就模式间比较结果看，IAP GCM的模拟效果是相当不错的。

总之，IAP GCM的模拟结果较OSU GCM有显著改进，主要的降雨中心和干旱区分布更趋合理，某些降雨中心雨量虽偏大，但误差比OSU GCM小。这一方面是因为IAP GCM的水汽方案设计更完善，另一方面对海平面气压系统尤其是副高的模拟也明显好于OSU GCM。这对降水的模拟有很大影响，因而动力框架与降水的模拟水平也有很大关系。

4 其它大气变量的模拟

本节我们考察与流场、加热场和水汽场有关的其它一些大气变量的模拟状况，并与

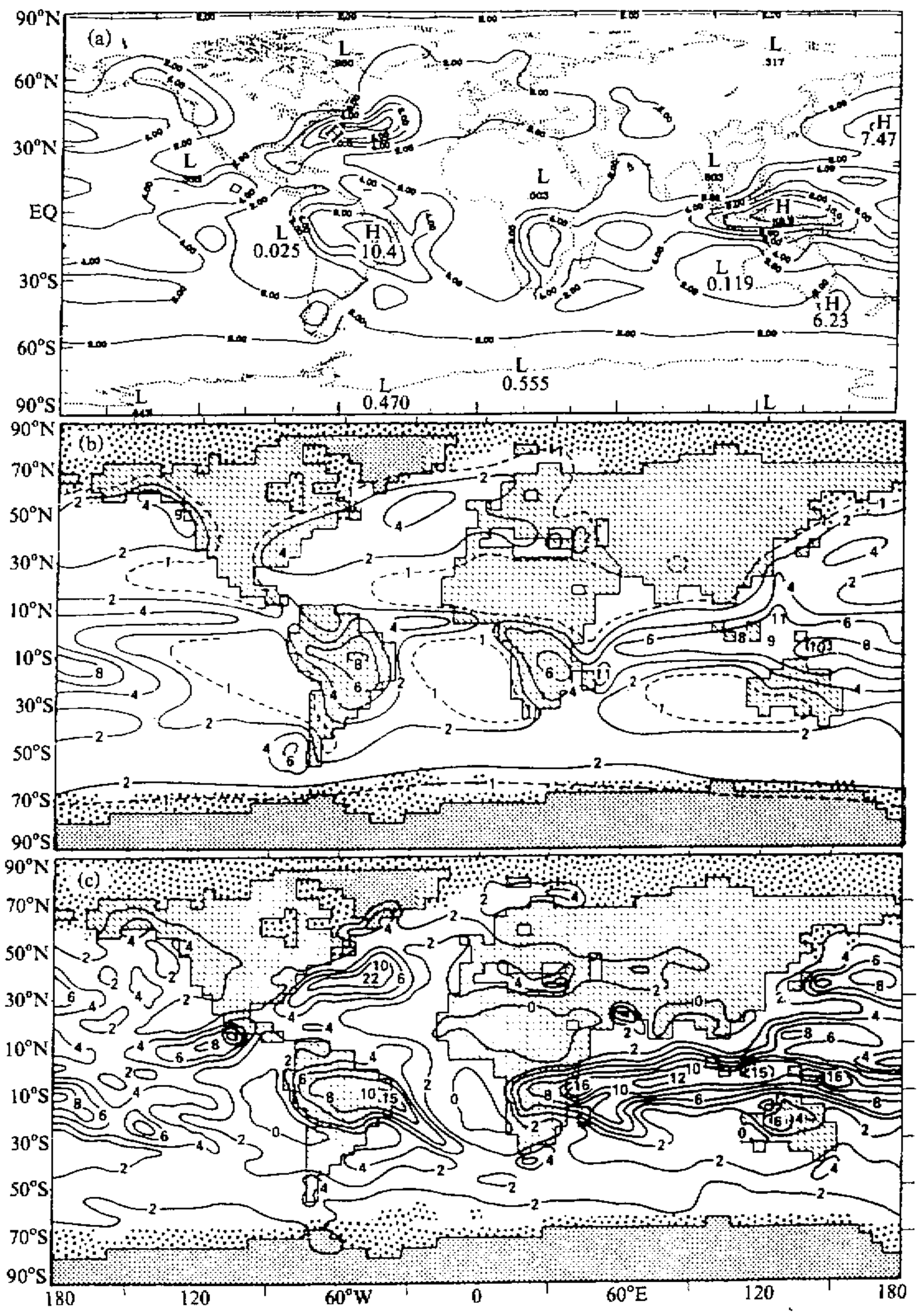

图 5　1 月降水的地理分布（单位：mm / d）。(a) IAP GCM，(B) 观测，(c) OSU GCM

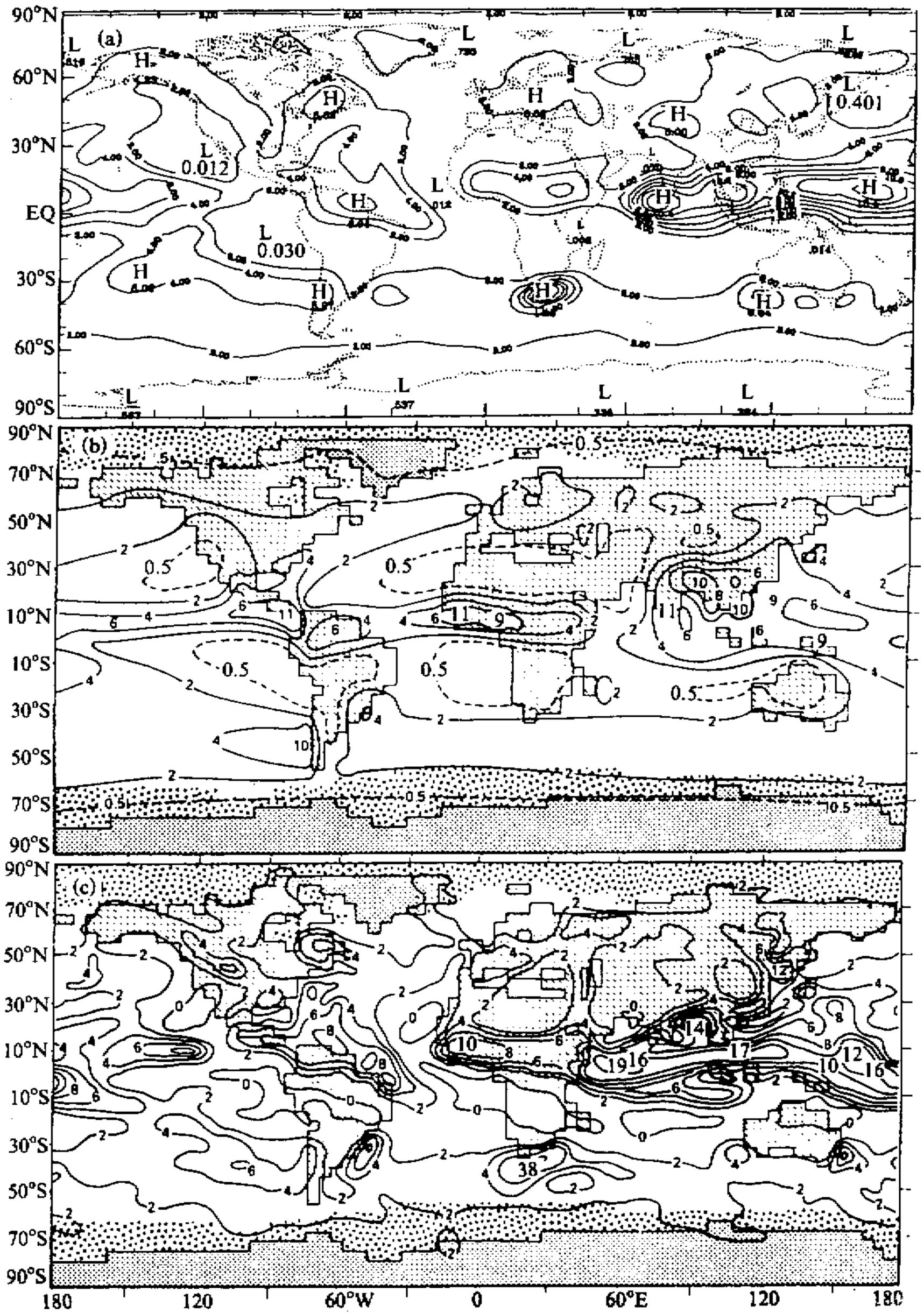

图6 7月降水的地理分布。其余同图5

OSU GCM 的模拟结果作比较，以检验这些变量对动力框架的敏感程度。

4.1 纬带风

图 7 为地面、800 hPa 和 400 hPa 纬带平均的纬带风。400 hPa 层上，观测南北半球副热带为较强的西风急流，且冬半球比夏半球强，赤道附近为较弱的东风带。模式模拟出上述观测分布型，但西风急流明显偏强，急流中心最大偏差可达 20 m／s 以上。模拟的西风急流位置，1 月与观测对应较好，但 7 月明显偏向赤道，OSU GCM 比 IAP GCM 偏离更大。另外还模拟出赤道东风带及其季节变化。

800 hPa 层上纬带风的分布同 400 hPa 类似，不同之处是西风急流的强度明显减弱，赤道东风带的南北范围也明显扩大。模拟结果再现了上述分布特征，但不如 400 hPa 好，除西风急流偏强外，位置也明显偏向赤道一侧，尤以 7 月 OSU GCM 最显著。另外，模拟的赤道东风带范围偏窄。

与高层相比，表面西风强度大为减弱，低纬东风带扩展到副热带。这些在模拟图上均有反映，但东风强度偏强，西风最大值的位置仍偏向赤道，IAP GCM 偏离比 OSU GCM 小。

总之，无论在高层还是低层，IAP GCM 的模拟结果都比 OSU GCM 有明显改进，如西风急流的位置和强度都更接近观测。由此可见，动力框架对纬带风的模拟还是有较大影响的。

4.2 水汽含量

图 8 给出表面、800 hPa 和 400 hPa 纬带平均的水汽混合比。观测的主要特征为赤道附近的表面为最大值，向两极方向以及随高度增加都迅速减小（注意南半球大部分纬带无观测值）。模拟结果在大部分纬带都接近观测，但 400 hPa 和 800 hPa 系统性偏大，1 月表面赤道附近和 7 月表面的模拟值偏小，不过 IAP GCM 的偏差比 OSU

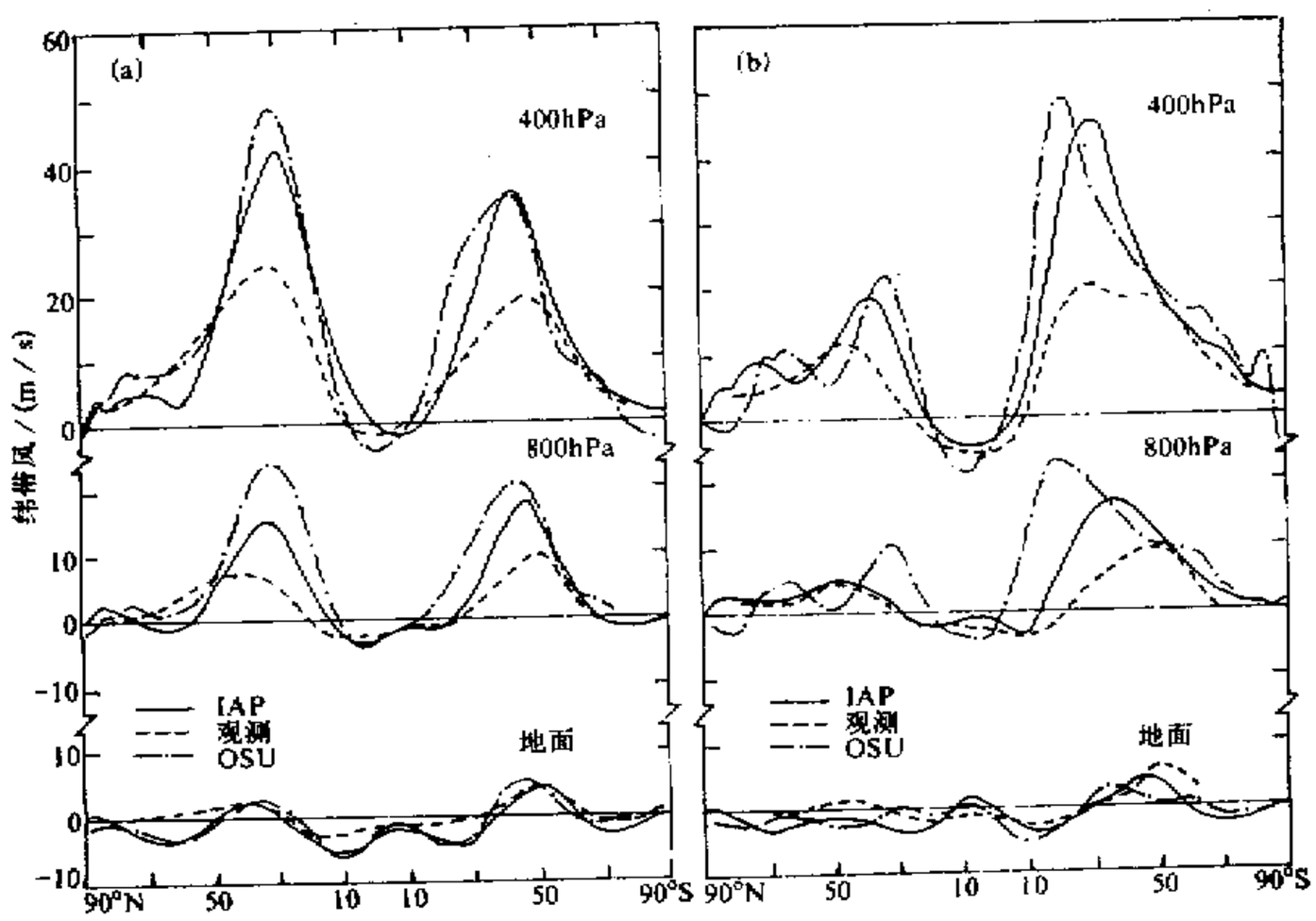

图 7　地面、800 hPa 和 400 hPa 纬带平均的纬带风（单位：m／s）。(a) 1 月，(b) 7 月

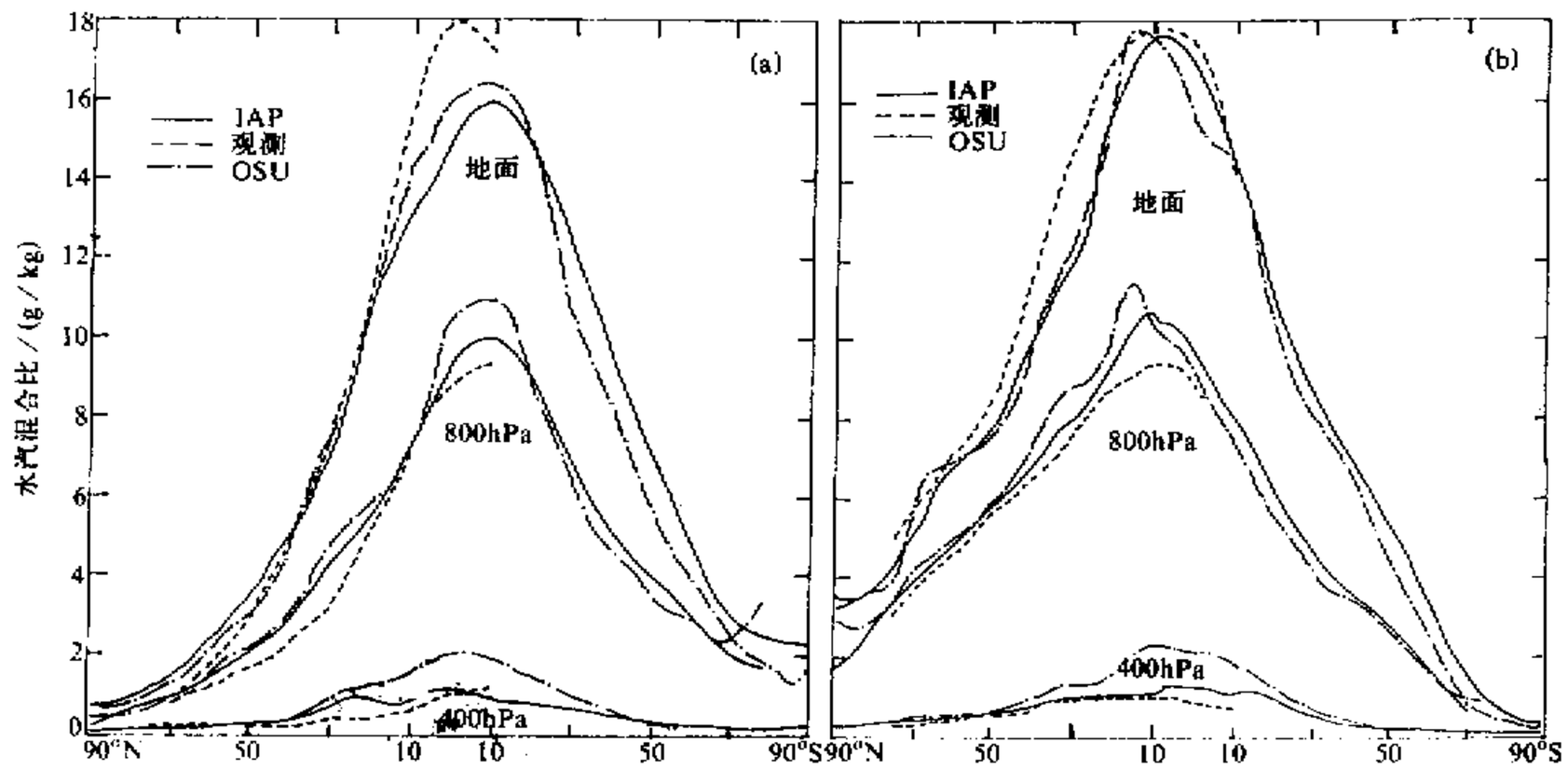

图 8 表面、800 hPa 和 400 hPa 纬带平均的水汽混合比（单位：g/kg）。(a) 1 月，(b) 7 月

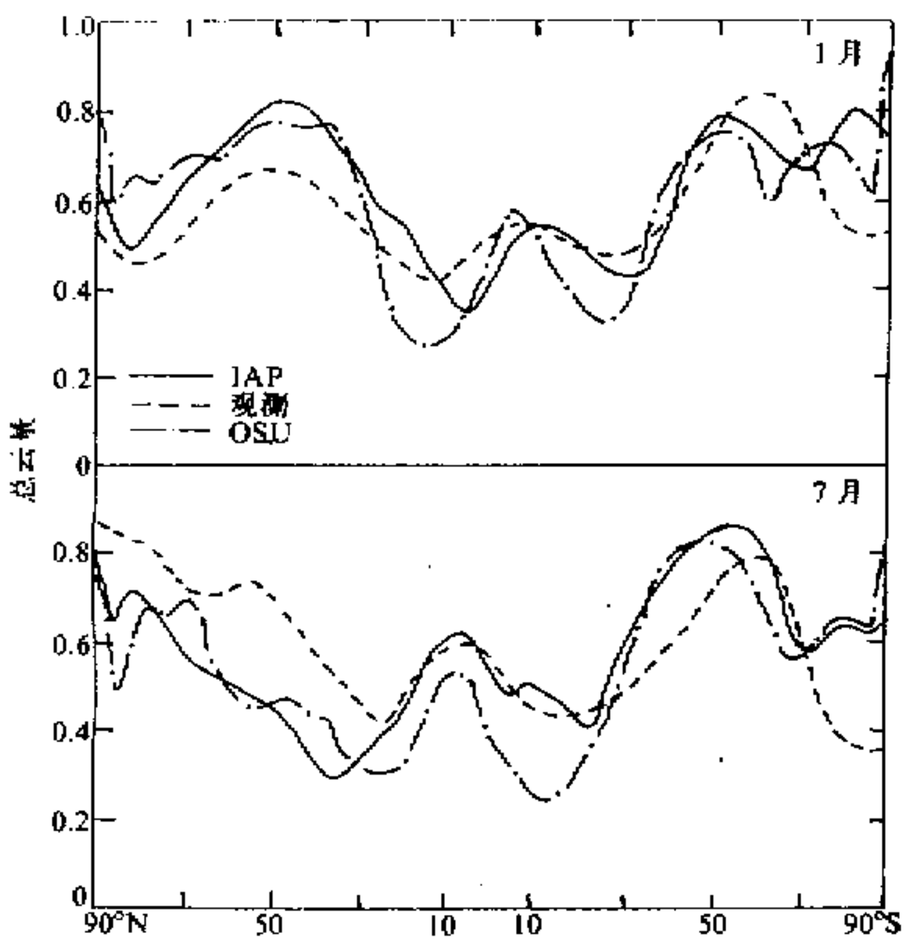

图 9 1 月和 7 月纬带平均的总云量

GCM 要小，尤其 400 hPa 有很大改进，这可能主要是由于 IAP GCM 水汽计算方案的改进。

4.3 云量

如图 9 所示，观测纬带平均云量的主要特征为中高纬度和赤道附近为高值区，南北半球副热带及南极为低值区。另外，北半球高纬到北极还显示很大的季节变化，7 月比 1 月云量多 30%～40%，其余纬带季节变化不大。模式在一定程度上模拟出上述观测特征，但误差也不小，北半球 1 月系统性偏大而 7 月系统性偏小，模拟的季节变化不如观测显著，南半球 60 °S 附近云量最大值的位置偏北，南极附近的云量明显偏大，副热带云量的极小值偏小。总之，云量的模拟尚未达到令人满意的水平。另一方面，由于云量分布较为散乱，观测上有较大的不确定性，这对检验模拟结果也有一定的影响。就模拟的总体水平看，IAP GCM 略好。

4.4 大气顶净辐射

在 IAP GCM 中，大气顶净辐射N_0即为模式顶（200 hPa）的净向下辐射，由下式给出：

$$N_0 = S_0 - R_0,$$

其中，S_0 为入射太阳辐射，R_0 为模式顶净向上长波辐射。

图 10 中的观测数据为大气顶净辐射 N_∞，因为 $N_\infty - N_0$ 一般不为零，所以我们并不能严格比较模拟的 N_0 和观测的 N_∞，但作定性的比较还是有意义的。N_∞ 的主要特征冬半球为负，夏半球为正，其中最大辐射能量收入在夏半球的副热带；最大辐射能量损失在冬半球的次极地纬度带。两模式都成功模拟出这种分布特征，模式之间的差别一般不大。

4.5 表面净辐射

模式中表面净辐射 N_s 由下式给出：

$$N_s = S_4 - R_4,$$

其中 S_4 为表面吸收的太阳辐射，R_4 为表面向上放射的长波辐射。

图 11 中观测 N_s 的主要特征为冬半球高纬为负，其余纬度带为正，1、7 月基本相反，在冬半球极地达到最小值，夏半球副热带达到最大值，模式成功再现了上述观测分布特征，最大误差在 7 月北半球高纬地区，这主要是该地区模拟云量过低所致，其余纬度带误差并不太大。同时两模式之间的差别也不太显著。

4.6 表面感热通量

图 12 为 1、7 月纬带平均的感热通量。模式模拟出观测中纬度的极大值和赤道的极小值，但 IAP GCM 的极大值明显偏大，而 OSU GCM 则系统性偏小，模式间的差别还是较为明显的。模拟与观测的最大差别在 1 月份北半球高纬，该纬带观测为正而模拟为负，产生这种差别的原因之一可能是模拟的表面气温过高。另外，还必须注意到，图中的观测资料几乎未包括海洋，而模拟则包括陆地和海洋，因而并不能得到该处模拟和

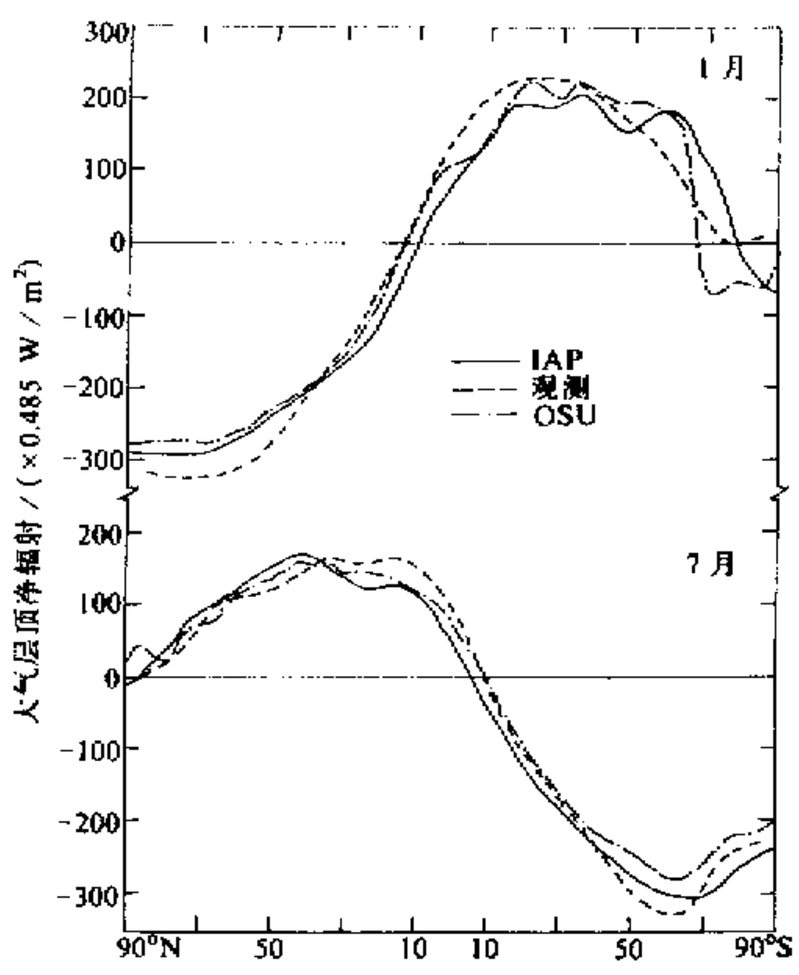

图 10　1 月和 7 月纬带平均的大气顶净辐射 N_0
单位：0.485 W / m²

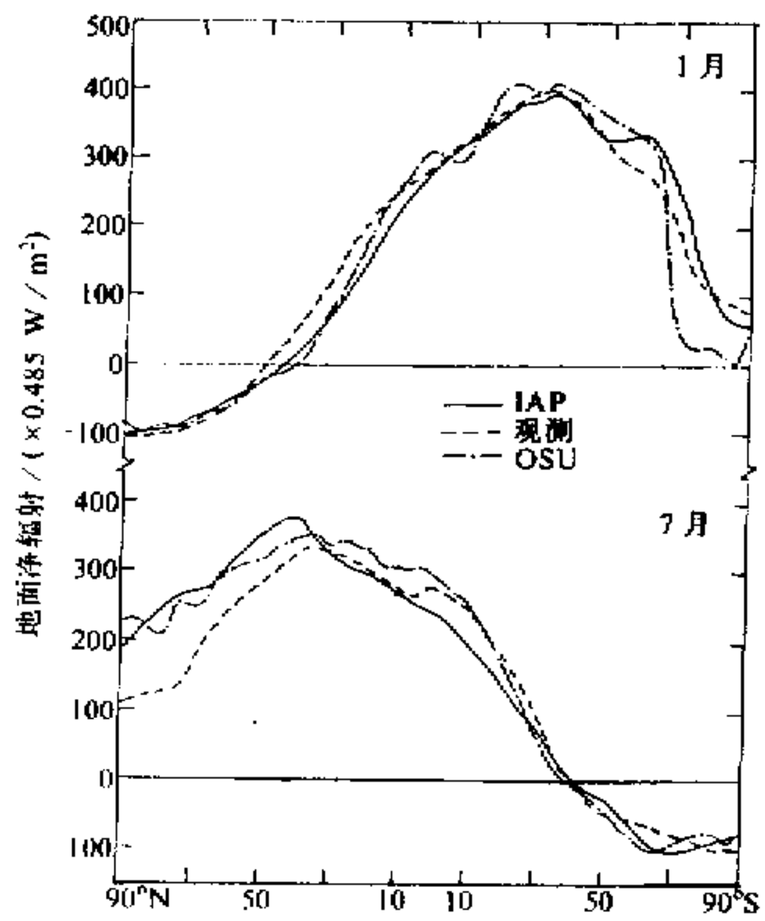

图 11　1 月和 7 月纬带平均的表面净辐射 N_s
单位：0.485 W / m²

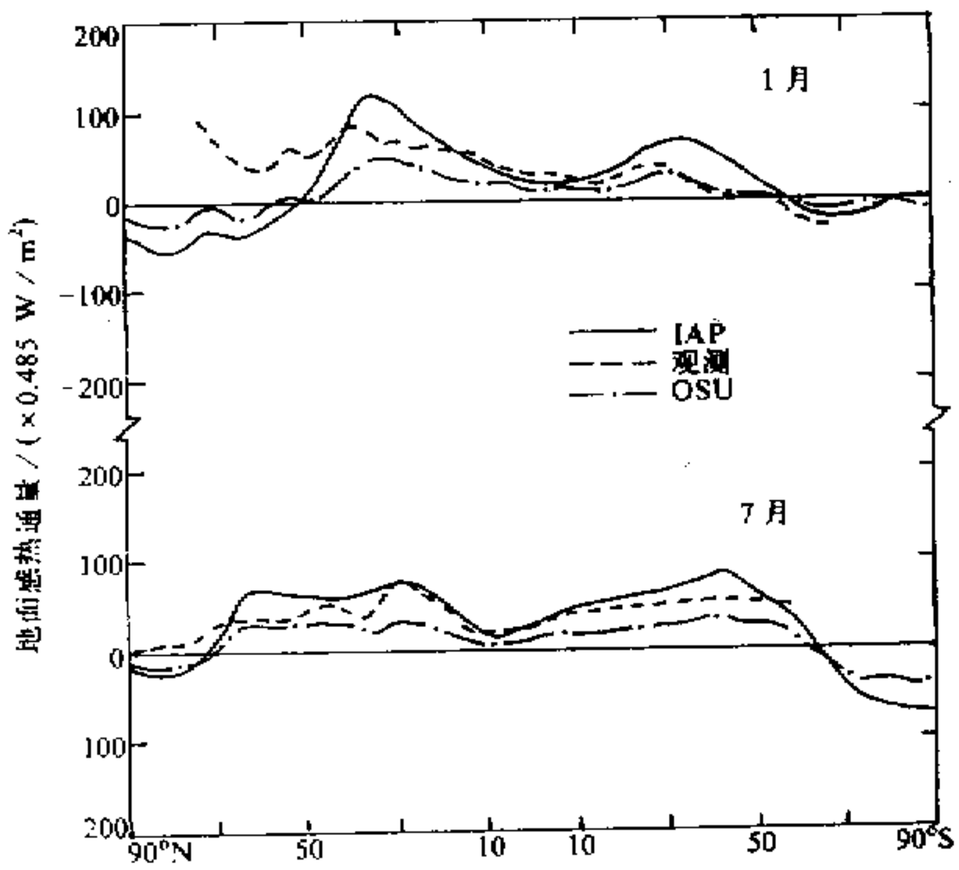

图12 1月和7月纬带平均的表面感热通量
单位：0.485 W/m²

观测相反的结论，很有可能是模拟的向下感热通量数值过大。

4.7 表面净加热

模式中表面净加热B_s按下式计算：

$$B_s = N_s - LE_s - Q_d - H_s,$$

式中，N_s为表面净辐射，L为凝结潜热常数，E_s为表面蒸发率，H_s为表面感热通量，Q_d为冰面传导热通量。

如图13所示，模式再现了观测表面净加热的主要特征，即冬半球为负，夏半球为正。在冬、夏半球的中纬度分别达到极小和极小值，但数值偏大。另外在1月高纬地区，低估了冷却作用，这是大的向下感热通量造成的。

4.8 大气净加热

模式中大气净加热B_a的表达式为

$$B_a = N_0 - N_s + H_s + LP,$$

式中，P为降水率，其余符号同前。

图14中模拟的大气净加热再现了观测经向变化的基本趋势，但模拟结果系统性偏

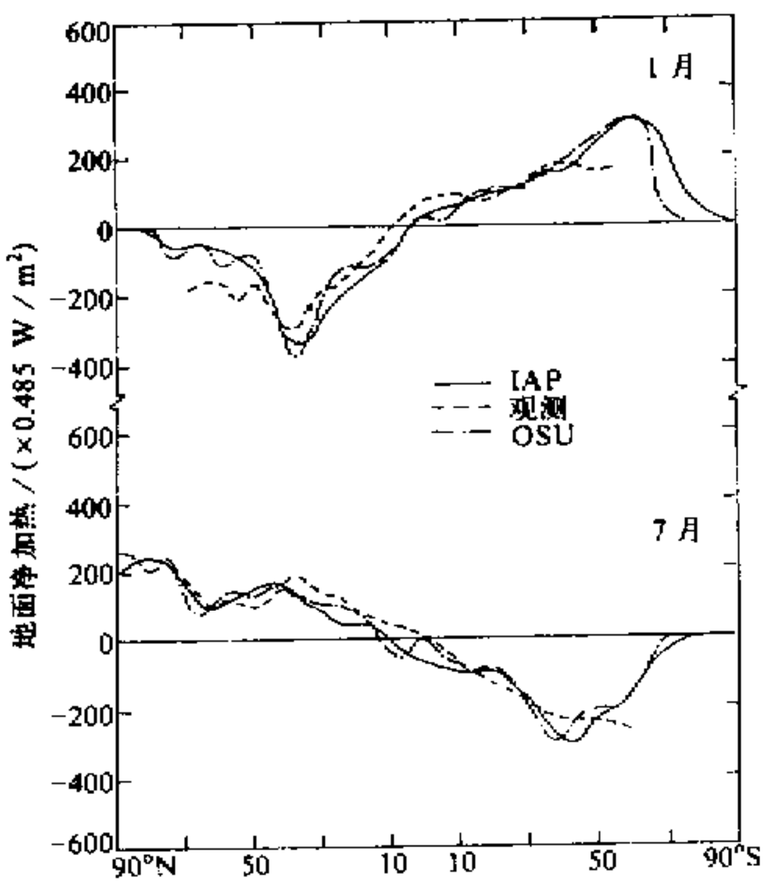

图13 1月和7月纬带平均的表面净加热B_s
单位：0.485 W/m²

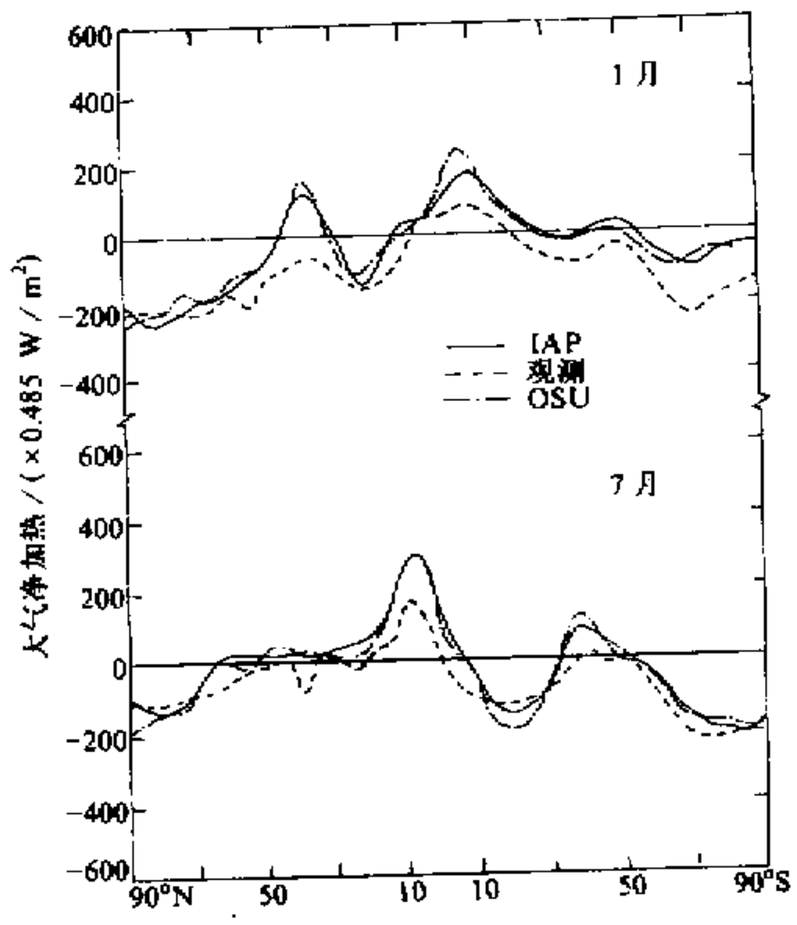

图14 1月和7月纬带平均的大气净加热B_a
单位：0.485 W/m²

大，1 月更显著。两模式间的差别相对来说并不大。上述分析表明，N_0、N_s和H_s均不可能是造成这种系统性偏大的根本原因，所以可能是模拟的降水率偏大，凝结潜热释放过多造成的。

4.9 地气系统净加热

将大气净加热B_a、表面净加热B_s和冰面传导Q_d相加，可得地气系统净加热B_{ea}：

$$B_{ea} = B_a + N_s + Q_d$$
$$\equiv N_0 + L(P - E_s).$$

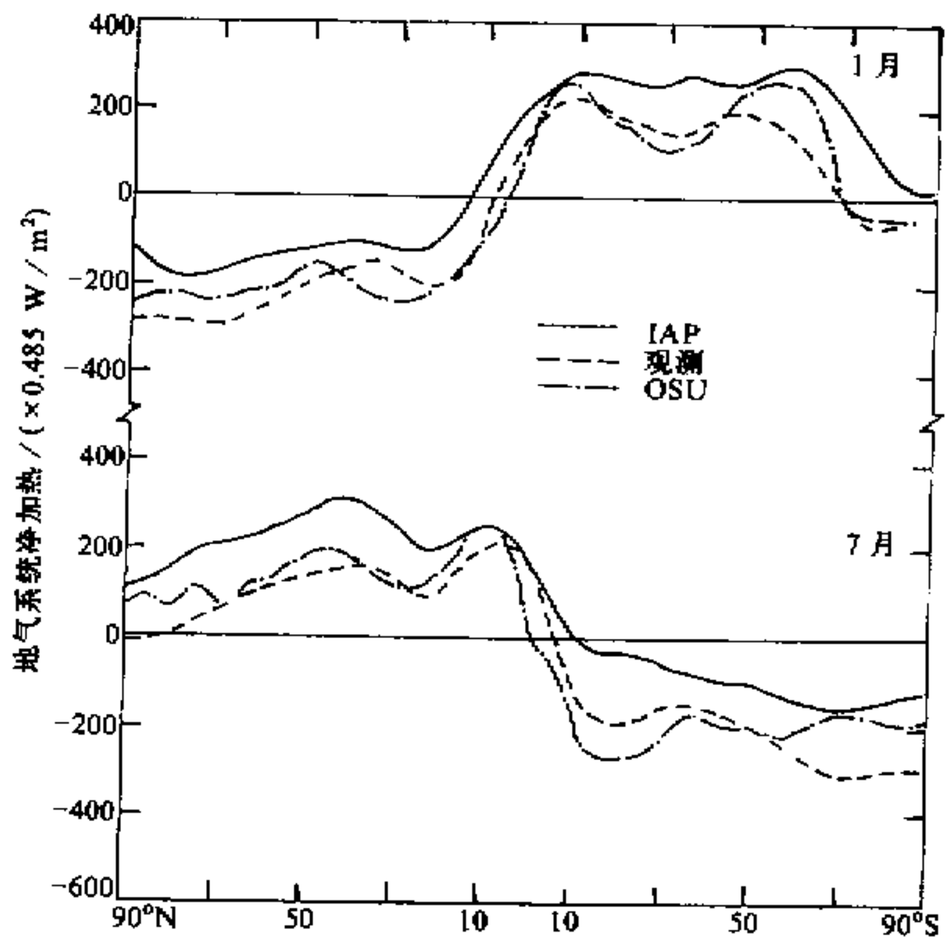

图 15　1 月和 7 月纬带平均的地气系统净加热B_{ea}
单位：0.485 W / m²

由图 15 可见，模式模拟出观测经向变化的基本特征，即夏半球为正，冬半球为负。在夏半球热带和中纬度带、冬半球次极地带分别达到极大和极小值，IAP GCM 系统性偏大，OSU GCM 则较接近观测。注意到模式间N_0和P的差异并不很大，按上式推知这可能是 IAP GCM 模拟的E_s偏小造成的，但由于模拟原始资料中未包括E_s，无法进一步计算证实。

5　纬带动量、感热和水汽经向输送的模拟

本节中我们利用模式的输出结果，计算模式大气中平均经向环流、定常扰动和时变扰动对动量、感热和水汽的经向输送。由于模式在垂直方向上只有 2 层，这里以 400 hPa 和 800 hPa 层上的算术平均作为其垂直平均。若令v表示经向风，A表示某一变量（具体指纬带风u、气温T或水汽混合比q），“[ ]”、“–”、“〈 〉”分别表示纬带、时间和垂直平均，而“ * ”、“′”、“″”分别表示对上述三者的偏差，则平均经圈环流、定常扰动和时变扰动对A的经向输送可分别表示为$\langle[\bar{v}]'''[\bar{A}]'''\rangle$、$\langle\overline{[v^* A^*]}\rangle$、$\langle\overline{v'A'}\rangle$。应该注意的是，这里的平均经圈环流输送不同于总的经圈环流输送即$\langle\bar{v}\,\bar{A}\rangle$，后者表示由穿越经圈的质量净流动引起的经向输送，一般很小。

5.1 纬带动量的经向输送

如图 16 所示，IAP GCM 模拟的时变扰动对纬带动量输送$\langle\overline{v'u'}\rangle$在 7 月北半球的极大值与观测一致，1 月则差一些。OSU GCM 则基本上反号。IAP GCM 模拟的南半球中纬极小值的数值明显偏小，OSU GCM 稍好但偏大。两模式都模拟出南半球高纬另一极大值。

IAP GCM 较好地模拟出定常扰动对纬带动量输送$\langle\bar{v}^*\bar{v}^*\rangle$在 1 月北半球高纬的极小值，而 OSU GCM 则明显偏南。两模式都高估了 1 月北半球中纬的极大值，而 7 月的数值明显偏大，其中 IAP GCM 更明显。

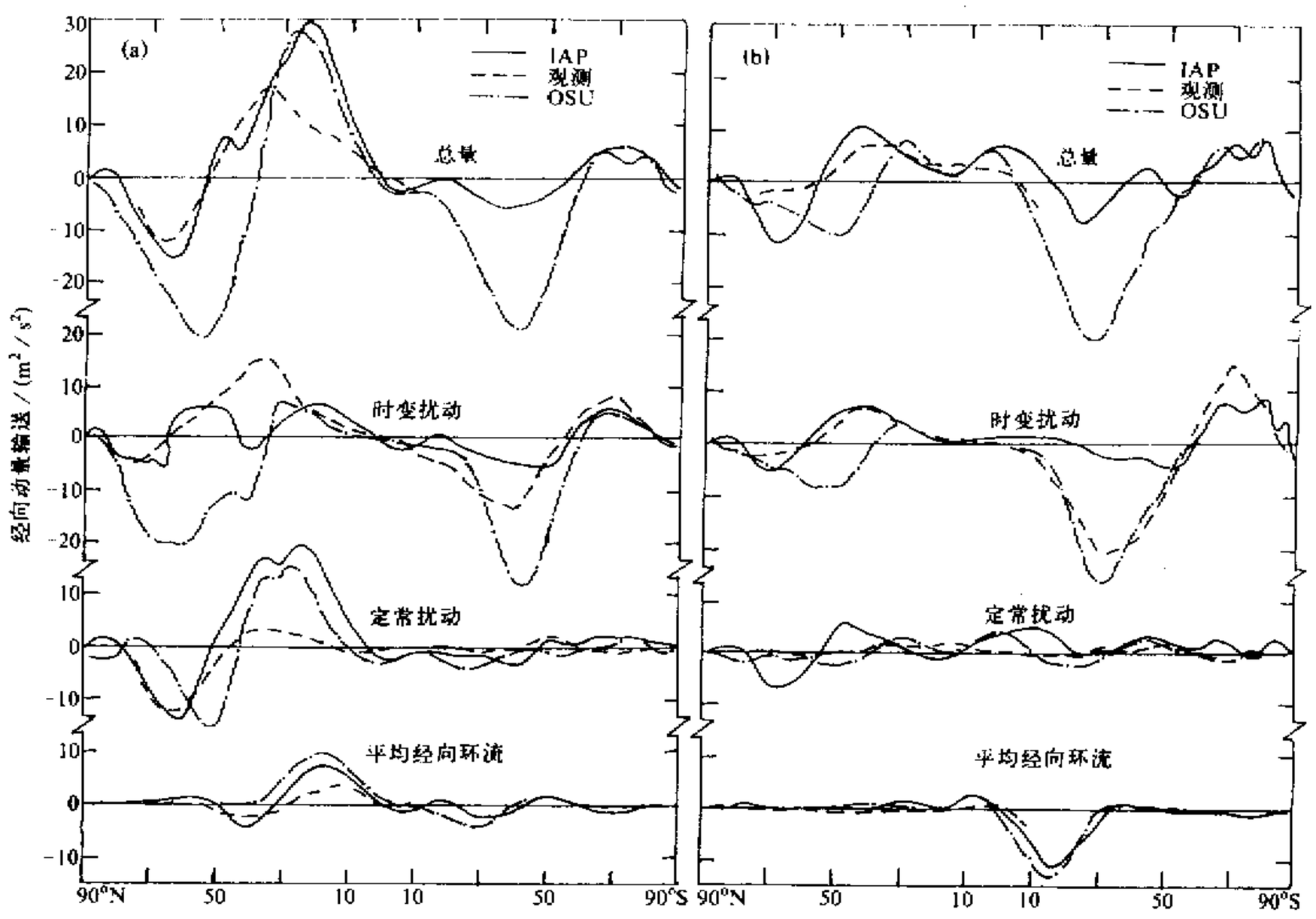

图 16 纬带动量的经向输送（单位：m^2/s^2）。(a) 1 月，(b) 7 月

模式还模拟出平均经圈环流对纬带动量经向输送$\langle[\bar{v}]'[\bar{u}]'\rangle$在 1 月北半球副热带的极大值和 7 月南半球副热带的极小值，但数值偏大，IAP GCM 比 OSU GCM 略好。

总之，模式能模拟出纬带动量经向输送的基本特征，总体上 IAP GCM 好于 OSU GCM，但在个别纬带仍有较大偏差，模拟的定常扰动输送显著偏大，致使上述各分量输送之和偏大。

5.2 感热的经向输送

图 17 为 1、7 月感热的经向输送。两模式都模拟出时变扰动输送$\langle\overline{v'T'}\rangle$在北半球中高纬的极大值，IAP GCM 较观测和 OSU GCM 略小。另外，模拟结果还显示在南半球高纬有一极小值，IAP GCM 亦较 OSU GCM 偏小。

模式模拟出定常扰动输送$\langle[\bar{v}'\bar{T}']\rangle$在 1 月北半球中纬的极大值，但数值偏大，其它纬度带和 7 月数值很小。模拟比观测略大，两模式间无显著差别。

模式还模拟出平均经圈环流输送$\langle[\bar{v}]'[\bar{T}]'>$在赤道附近 1 月的极小值和 7 月的极大值，IAP GCM 较 OSU GCM 数值偏小。另外 IAP GCM 还模拟出 1 月北半球中纬度另一极大值，而 OSU GCM 基本上未能。

因此，模式能够模拟出感热经向输送的基本特征，IAP GCM 稍差一些，但总体上模拟水平相差不大。一个共同的偏差是模拟的北半球 1 月定常扰动输送偏大，这与纬带动量类似，反映模式趋于高估冬季定常扰动的经向输送。另外，模拟各分量之和接近观

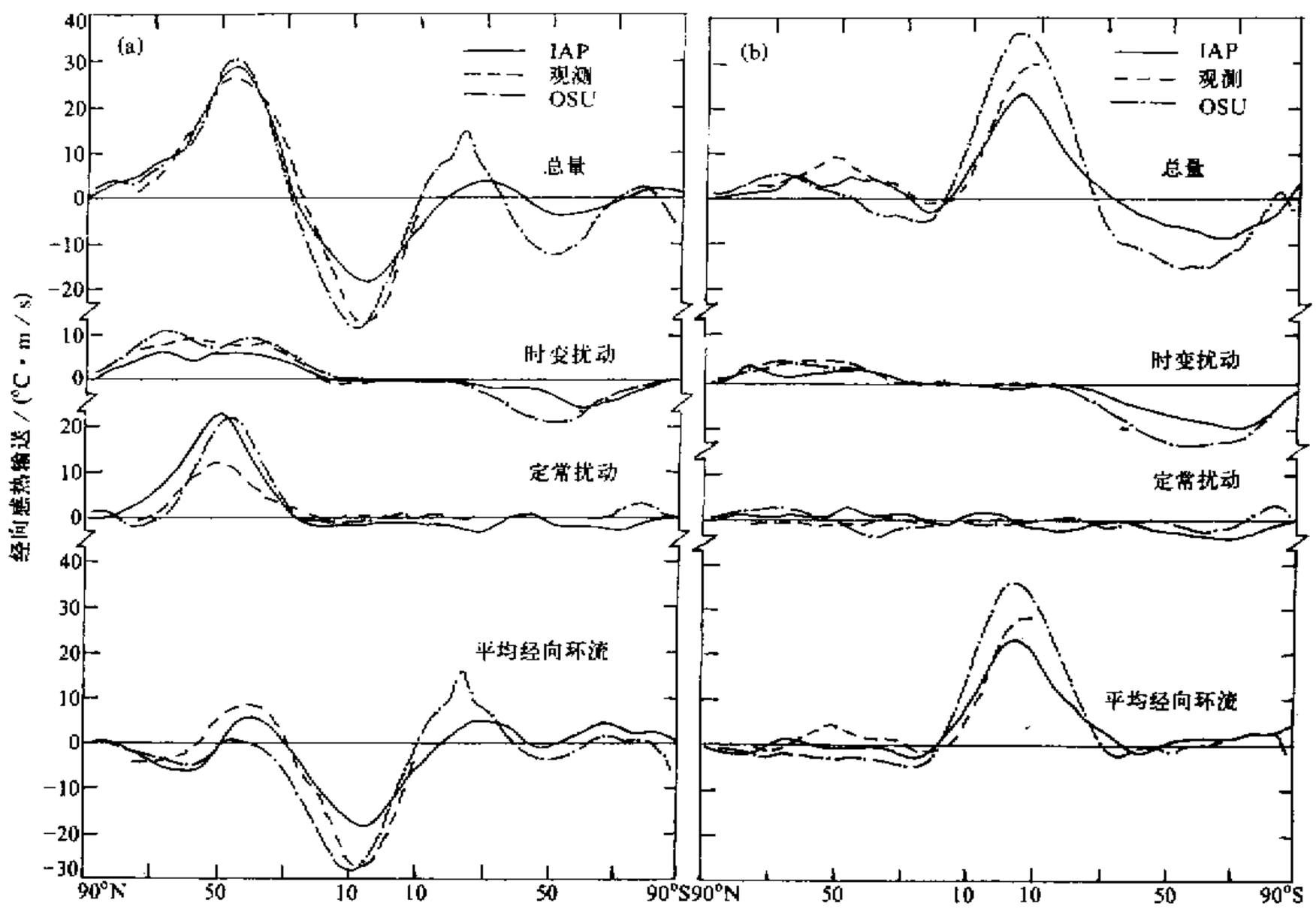

图 17　感热的经向输送（单位：°C · m / s）。(a) 1 月，(b) 7 月

测，但这只是各分量相互补偿的结果。

5.3　水汽的经向输送

图 18 为 1、7 月水汽的经向输送。将图 18 和图 17 各对应部分对比，我们发现水汽与感热的经向输送十分相似。这是毫不奇怪的，因水汽和气温随经向、高度的变化是相似的，这就是赤道最大，向两极方向减小，表面最大，随高度减小。唯一较明显的差别就是 7 月北半球中纬度水汽的时变扰动输送有一极大值，而图 17 的对应部分则没有，模拟与观测亦十分接近。除此之外，水汽与感热的经向输送相同。

6　小结

本文中我们将 IAP GCM 25 年平均的 1、7 月月平均变量与观测资料、OSU GCM 和国际上新一代大气环流模式的模拟结果进行了详细的分析比较，所比较的变量包括大气基本变量即海平面气压、表面气温和降水以及其它与流场、加热场和水汽场有关的诸多变量。另外还计算并比较分析了纬带动量、感热和水汽的经向输送。结果表明，IAP GCM 对 1、7 月月平均气候状态有较好的模拟能力，绝大多数变量的模拟结果要优于 OSU GCM，基本大气变量的模拟水平接近或达到国际上新一代大气环流模式，从而证实了 IAP GCM 动力框架的优良性能及其在气候模拟上的巨大潜力。由于

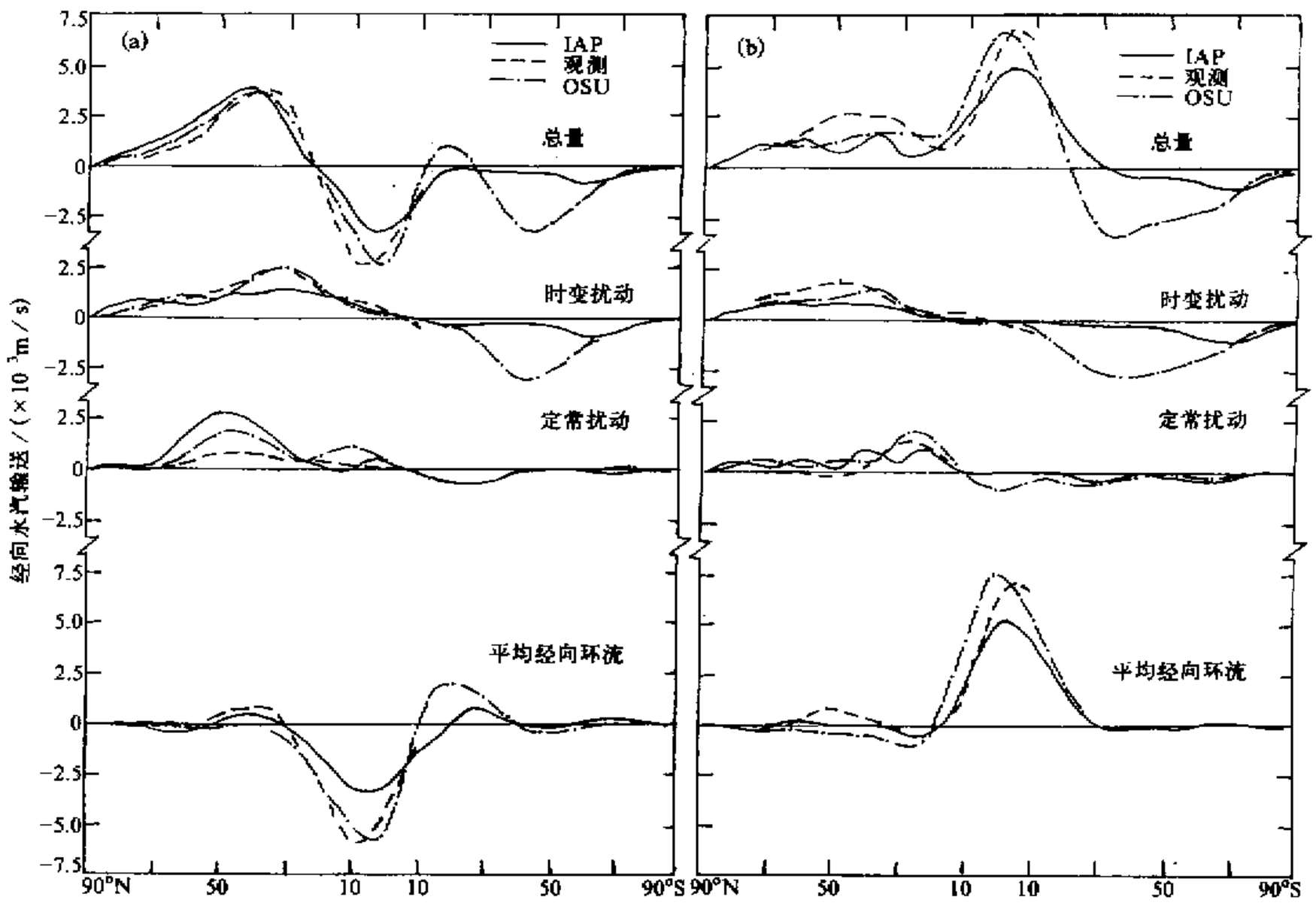

图 18 水汽的经向输送（单位：10^{-3} m / s)。(a) 1 月，(b) 7 月

IAP GCM 和 OSU GCM 两模式物理过程十分相似，这种比较还有助于发现不同大气变量对动力框架不同的敏感程度。我们还分析了模拟误差产生的可能原因，提出了改进和完善模式的设想。现将主要结果小结如下：

(1) IAP GCM 模拟的海平面气压明显优于 OSU GCM，主要海平面气压系统尤其是副高的模拟有显著改进，主要偏差是南极槽偏浅，这需要通过增大模式的分辨率加以改进。模拟的表面气温比 OSU GCM 有一定改进，不足之处是冰雪区气温过高，这主要与模式中未能正确描述冰雪区表面的相关物理过程有关。降水的模拟比 OSU GCM 更趋合理，总体上达到一般高分辨率模式的模拟水平，但某些降水中心的雨量明显偏大。

(2) 模式模拟出纬带风高度变化和经向分布的基本特征，西风急流的位置和强度较 OSU GCM 更近于观测，但强度明显偏强，位置亦有一定偏差。

(3) 模拟的水汽时空分布比 OSU GCM 更趋合理，高层有较大改进；云量的模拟略好于 OSU GCM，但误差仍然较大，尤其是北半球高纬和南极地区。

(4) 模式成功模拟出与辐射和加热有关的各种变量的分布特征，包括大气顶净辐射、表面净辐射、大气净加热、表面净加热、地气系统净加热和表面感热通量。大多数变量的模拟差别一般不大，因而这些变量的模拟主要受物理过程参数化方案的影响，动力框架的作用一般可能不大。

（5）模式还较好地模拟出定常扰动、时变扰动和平均经圈环流对纬带动量、感热和水汽的经向输送过程，但在个别纬带仍有较大偏差，两个模式的一个共同误差是高估了冬季定常扰动经向输送的大小。

参 考 文 献

1 梁信忠，1986，IAP GCM 的设计与气候数值模拟，中国科学院大气物理所博士论文，250p.

2 Gates, W.L., P.R. Rowntree and Zeng Qingcun, 1990, Validation of climate models, *Climate Change, the IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton eds., Cambridge University Press, 97～130.

3 Zeng Qingcun et al., 1989, Documentation of IAP two-level atmospheric general circulation model, TRO-44, DOE / ER / 60341-HI.

4 Schlesinger M.E. and W.L. Gates, 1980, The January and July performance of the OSU GCM two-level atmospheric general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1914～1943.

5 薛峰，1992，IAP GCM 气候模拟的统计分析与模式效能研究，中国科学院大气物理研究所博士论文，173p.

Simulation of January and July Mean Climate and Validation of IAP GCM

Xue Feng　and　Zeng Qingcun

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100080)

Abstract　The January and July monthly mean climate of 25 years simulation results by the IAP GCM are analysed and compared with the observational data and the simulation results by the OSU GCM and many other GCMs. The compared atmospheric variables include sea-level pressure, surface air temperature and precipitation and many other variables related to wind, heating and moisture fields. It is shown that the IAP GCM can simulate the most of features of the large-scale distributions more accurately than the OSU GCM, and therefore, the model has a good ability to simulate the January and July climate. Particularly, due to similarities of physical processes between the two models, the above result further demonstrates the superiority of dynamical frame and computational scheme of the IAP GCM to those of the OSU GCM. On the other hand, the model simulates a more shallow Antarctic trough, a higher temperature in the region covered by ices and snows and a higher precipitation rate in some regions with precipitation centers. Besides, some ideas about the simulation discrepancies and improvements of the model are also mentioned. Finally, the meridional transports of zonal momentum, heat and water vapor in the model are analysed.

Key words　general circulation model　simulation　observation