

青藏高原大气-植被相互作用的模拟试验

I. 物理通量和参数

吕建华 季劲钧

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

P4 A

摘 要 在原大气-植被相互作用模式 AVIM 的基础上作了改进, 包括对植被生理过程, 如 (1) 光合作用; (2) 呼吸; (3) 分配和 (4) 物候等新的描述方法。对青藏高原上 30 个站点进行模拟计算, 给出了高原上地表辐射及水热物理通量以及地表拖曳系数和地面反照率的分布特征。模拟结果表明净辐射和感热通量由东南向西北增加, 高原西北部地表反照率较高, 东南部地表反照率较低。

关键词: 大气-植被相互作用; 青藏高原; 陆面物理过程

1 引言

青藏高原及其表面的能量平衡过程对大尺度气候 (如季风) 有重要的影响^[1~3]。值得指出的是, 青藏高原并非不毛之地。尽管高原的西北部地面主要以荒漠为主, 但高原上还是广泛分布着草原、草甸、作物和森林。据估计^[4], 青藏高原上植被年净初级生产力在 2 t/hm^2 以上的面积超过高原总面积的 50%, 而超过 10 t/hm^2 的植被可占总面积的 15%。因此, 青藏高原的植被分布是不容忽视的。

由于这一地区气候分布复杂多样和具有高原气候固有的特点 (如高太阳辐射等), 因此植被分布也有着极为显著的地带特征。这一地区的大气-植被相互作用有何特点? 这种植被和大气之间的相互作用对青藏高原的能量平衡有何影响? 本文将对以上问题作初步的探索。

与此同时, 必须提到开展这样的研究现在仍面临缺乏观测资料的困难, 具体表现在以下 3 个方面:

(1) 对地表面边界层的观测非常稀少, 加上辐射观测也比较少, 使得较为准确定量的估算陆面上的能量交换过程比较困难。

(2) 对青藏高原的植被分布已经有了很详细的描述^[5~7], 但对这一地区植被净初级生产力的观测还是比较少见^[8], 连续的动态的观测更是难以得到。

(3) 基于将大气和植被作为相互作用的整体观点而进行的有针对性的观测, 至今尚未出现。

由于以上困难的存在, 本文对发生在青藏高原的大气-植被相互作用的模拟带有相

2000-05-12 收到, 2001-01-10 收到再改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1999043400 和国家自然科学基金资助项目 40005005 共同资助

当的试验性质,得到的结论也是初步的。这里先将本模拟所用的资料作一介绍。

(1) 作为模式的输入,逐日气象资料包括日平均气温、最高温度、最低温度、日平均湿度、日平均云量、日降水总量和日平均风速,从 1991 至 1993 年共 3 年;

(2) 太阳短波辐射的计算参考了 1979 年 5~8 月青藏高原气象科学实验的成果^[9,10]。模式得到的辐射平衡的部分结果将和由 1979 年 6 个热源站得到的结果作定性的比较;

(3) 植被的分布、类型来自文献[5]、[11];

(4) 土壤质地的分布,取自文献[12]、[13];

(5) 模式得到的净初级生产力,将和罗天祥(1996)所搜集的资料及其由年平均气温和年降水量估计的植被生产力分布^[14]作比较,同时,也和 1991~1993 年间的 NDVI 资料作定性的对比;

(6) 植被的覆盖度主要来自于文献[6,7]对模式计算的站点所在地区的草原、森林的描述,有些台站的覆盖度则是根据其周围 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 范围内 13 个点 1991~1993 年间逐旬 NDVI 的动态特征进行估计的(NDVI 资料的分辨率为 $5' \times 5'$)。

2 AVIM 模式简介

大气-植被相互作用模式 AVIM^[14]主要由两个模块组成:一个是描述植被-大气-土壤之间辐射、水、热交换过程的陆面物理过程模块(PHY);另一个是基于植被生态生理过程(如光合、呼吸、光合同化物的分配、物候等)的植被生理生长模块(VEG)。在 AVIM 模式中,陆表物理过程和植被的生理过程形成不可分割的整体,大气和植被间的相互作用建立在完全动态、内部协调的互动过程基础之上。重要的是,在 AVIM 模式中,植被的季节变化不是人为给定的,而是模式中一系列生理过程的结果,从而和其他模式如 LSM^[15]和 SiB2^[16]不同。最近, BATS 模式也采取了和 AVIM 类似的方法^[17]。

本文在原模式的基础上作了改进。其中,陆面物理过程模块和原模式基本相同,包含了近地层大气、植被和土壤之间水分、热量的交换等物理过程,并给出对陆地表面包括大气、植被和土壤的温湿状态及其变化的描述,是一典型的土壤-植被-大气传输(SVATs)模型,对这一模块的介绍可参考文献[18,19],这里就不再赘述。对冠层气孔阻抗描述的修改将在下面给出。对植被生理生长模块作了较大的调整,这里给予详细的说明。

2.1 光合作用过程

在原来的 AVIM 模式^[14]中,光合作用采用 Michalis-Menton 形式,现在考虑了详细的生物化学过程^[20~24],作了改进。

叶子的光合速率可以写成

$$A = \min(w_c, w_j), \quad (1)$$

其中, w_c 为 Rubisco 限制下的羧化率; w_j 是 RuBP 再生限制下的羧化率。

为了避免取最小值带来实际并不存在的解的不光滑, A 用下式计算:

$$\theta A^2 - A(w_c + w_j) + w_c w_j = 0, \quad (2)$$

本文取 $\theta = 0.9$ 。

Rubisco 限制下的羧化率由下式给定^[21,25]:

$$w_c = V_{c,\max} \frac{C_i - \Gamma^*}{C_i + K_c(1 + O_i/K_o)}, \quad (3)$$

其中, $V_{c,\max}$ 是在 RuBP 和 O_2 处于饱和状态下 Rubisco 的最大羧化率; C_i 是叶子内部 CO_2 的浓度; Γ^* 是 CO_2 补偿点; O_i 是叶子内部 O_2 浓度; K_c 、 K_o 分别是 CO_2 和 O_2 的 Michaelis-Menton 常数。

当光合电子输送限制 RUBP 再生时, 光合羧化率为

$$w_j = \frac{J}{4} \frac{C_i - \Gamma^*}{C_i + 2\Gamma^*}. \quad (4)$$

对于 J 的取法, 有不同的选择^[15,16,25], 本文采用如下形式:

$$J = \alpha Q = 4.6\alpha P_{ar}, \quad (5)$$

其中, α 是电子传递的量子产额, $\alpha = 0.06$; Q 是被吸收的光量子通量 (单位: $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$); P_{ar} 是光合有效辐射, 为叶面太阳辐射总量的一半。

上面各式中, $V_{c,\max}$ 、 K_c 、 K_o 等参数都和环境因子有关, 只能经验地给定, 各种经验表达式之间有着相当大的差异。

最大羧化率是温度、叶氮含量和土壤水分的函数:

$$V_{c,\max} = V_{c,\max25} Q_{10}^{T_c - 25/10} f(N)f(w_s), \quad (6)$$

式中 $V_{c,\max25}$ 是 $V_{c,\max}$ 在 25°C 的值 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), 取值介于 LSM 模式和 SiB2 模式之间: 草原、草甸和灌丛为 50, 作物为 60, 森林 (常绿针叶) 为 70。 Q_{10} 是表征温度增加 10°C 导致生化反应率加快的系数^[26], 这里取 $Q_{10} = 2.1$ 。 $f(N)$ 反映叶氮浓度对最大羧化率的影响; $f(w_s)$ 表征土壤湿度对最大羧化率的影响。

叶子内 CO_2 和 O_2 的 Michaelis-Menton 常数分别如下:

$$K_c = K_{c25} Q_{c10}^{T_c - 25/10}, \quad (7)$$

$$K_o = K_{o25} Q_{o10}^{T_c - 25/10}, \quad (8)$$

其中, $K_{c25} = 30\text{Pa}$, $K_{o25} = 3\,000\text{Pa}$, $Q_{c10} = 2.1$, $Q_{o10} = 1.2$ 。 T_c 为冠层温度。

以上给出了叶片水平上光合作用的机理模式, 需要将之扩展到冠层水平。假设光合有效辐射 (P_{ar}) 和叶氮浓度 (N) 在冠层中垂直分布相同, 那么 w_c 和 w_j 冠层中也将以相同的垂直衰减率 K (模式中取为 0.4) 向下减小, 因此冠层总的光合作用率就可以由冠层顶的光合作用率和对 e^{-KL} 的积分相乘得到:

$$A_c = \int_0^{L_{ai}} A(L) dL = \int_0^{L_{ai}} A_0 e^{-KL} dL = \frac{1 - e^{-K \cdot L_{ai}}}{K} A_0, \quad (9)$$

A_0 为冠层顶的光合作用率。这和 SiB2^[16] 的做法相类似。理论分析认为光合有效辐射和叶氮浓度的这种垂直分布实际是使冠层光合达到最大的一种最优分布^[27]。

关于冠层气孔阻抗, 本文取 Jacobs 等^[28] 的方法, 引入参数 (叶子内外 CO_2 浓度比) $f \equiv (C_i - \Gamma^*) / (C_s - \Gamma^*)$, 且 $f = f_0 (1 - D_s / D_{s,\max})$, 其中, f_0 取为 0.916^[28], D_s 为叶面比湿亏缺: $D_s = q_s(T_f) - q_{af}$, $q_s(T_f)$ 是与叶温 (T_f) 对应的饱和比湿, q_{af} 是叶面比湿, $q_s(T_f)$ 、 q_{af} 是模式物理过程模块 PHY 的输出量。 $D_{s,\max}$ 是叶孔完全闭合时的 D_s 值, 取为 0.058 2^[28], 由 $g_s = 1.6 A_c / (C_s - C_i)$ 可以得到:

$$g_s = \frac{1}{r_f} = \frac{1.6 A_c}{(C_s - \Gamma^*)(1 - f)}. \quad (10)$$

2.2 呼吸过程

植物的呼吸可分生长呼吸和维持呼吸。维持呼吸 (R_m) 是植物为维持自身代谢活动所需的呼吸消耗, 生长呼吸 (R_g) 则是指为提供植物生长所需能量而进行的呼吸活动。维持呼吸和生物量成正比, 且明显受到温度的调节作用, 而生长呼吸则和植物生物量的增长速率成正比, 受温度调节作用不明显^[29]:

$$R_t = R_m + R_g = a \cdot M_{\text{bio}} + b \frac{dM_{\text{bio}}}{dt}, \quad (11)$$

其中 M_{bio} 为植物生物量 (具有生理活性的部分), 为植物叶部、细根和其他部分生物量之和, b 取 0.2。

维持呼吸在叶、根、茎各部分具有不同的速率, 分别由下式表示:

$$\begin{cases} R_{mf} = R_{mf25} q_{10}^{T_f - 25/10} \cdot M_f, \\ R_{mr} = R_{mr25} q_{10}^{T_r - 25/10} \cdot M_r, \\ R_{ms} = R_{ms25} q_{10}^{T_c - 25/10} \cdot M_s, \end{cases} \quad (12)$$

其中 R_{mf25} 、 R_{mr25} 、 R_{ms25} 分别为叶部、细根和其他部分在 25℃ 时的呼吸系数, 分别取为 0.001 8、0.000 36 和 0.000 36; T_c 、 T_f 分别为叶部 (冠层) 和根部温度; M_f 、 M_r 、 M_s 分别为叶部、细根和其他部分的生物量:

$$M_{\text{bio}} = M_f + M_r + M_s. \quad (13)$$

由总的光合作用量 A_c 减去呼吸消耗就得到了植被的净初级生产力 (N_{PP}):

$$N_{\text{PP}} = A_c - R_m - R_g. \quad (14)$$

其中 $R_m = R_{mf} + R_{ms} + R_{mr}$ 为植物各部分维持呼吸之和。

2.3 分配

分配是指光合同化物在植物各个部分之间重新分布的过程。在植物的生长过程中, 除了叶子具有主动吸收 CO_2 和细根主动吸收营养及水分以外, 其他部分在某种意义上说都是被动的接受者。基于此, 本文将植被分为叶子、细根和其他部分 (包括支持、贮藏、生殖 (果实)) 3 个组分。由于除叶部以外的部分本身不具备合成有机物的能力, 它们的生长主要依赖于分配过程, 如下式所示:

$$\begin{cases} (1+b)\frac{dM_f}{dt} = \alpha_f(A_c - R_m) - \mu_f M_f, \\ (1+b)\frac{dM_r}{dt} = \alpha_r(A_c - R_m) - \mu_r M_r, \\ (1+b)\frac{dM_s}{dt} = \alpha_s(A_c - R_m) - \mu_s M_s, \end{cases} \quad (15)$$

其中, α_f 、 α_r 、 α_s 分别为叶、细根及其他部分的分配系数, $\alpha_f + \alpha_r + \alpha_s = 1$, μ_f 、 μ_r 、 μ_s 分别为叶部、细根部和其他部分的凋落率。

至今对生物量在植被根、茎、叶等组分分配的机理性过程仍缺乏定量了解^[30]。基于植物不同部分之间的功能平衡^[31,32], 假设:

(1) 在植物季节性增长的初期, 由于叶子总量较小, 光合同化物尽可能地分配给叶子, 使叶子的质量和叶面积快速增长, 以最大可能地吸收 CO_2 ;

(2) 随着叶质量和叶面积指数的增长, 植物同化 CO_2 的速率加快, 光合同化物增加对植物根部的分配比例, 以利于根部增长和吸收充足的营养和水分;

(3) 光合同化物的分配过程还要受到物候的调节, 即到一定阶段, 光合同化物还要向植物的茎、干部以及果实、种子内输送。这一过程使叶部不可能无限增长, 也是作物收获的来源和植物延续其生命的方式。

在原 AVIM 模式^[14]中, 对光合同化物的分配系数是作为根与叶生物量之比的函数, 现假设分配系数直接与叶面积指数相联系, 取如下的形式:

$$\begin{cases} \alpha_f = e^{-c(L_{ai}/L_{ac})^2}, \\ \alpha_s = p_{\text{heno}}(1 - \alpha_f), \\ \alpha_r = (1 - p_{\text{heno}})(1 - \alpha_f), \end{cases} \quad (16)$$

其中 L_{ac} 为特征叶面积指数, 依植物群落种类不同而不同, 对草原取为 3, 作物为 5, 森林取为 7; c 是经验常数, 取为 2.5; p_{heno} 则表示物候决定对茎干及储存部分的分配。

2.4 物候

植物在生长过程中, 能对包括太阳辐射、昼长、温度和降水的季节性变化作出调整, 使植物生长节律和自然周期相协调, 如春季植物开始生长, 夏季开花结实, 秋末、冬季植物落叶进入休眠状态。这就是植物生长的物候特征。

但对控制物候的生物学过程知之甚少, 而且物候和气候因子之间的关系也没有一般普适的形式, 但是可以结合卫星遥感资料和地面气象观测资料对物候作描述。本文的做法是: 由卫星资料推演出的 NDVI (归一化植被指数) 的动态变化决定植被开始季节性增长和落叶的日期, 从地面气象观测资料计算对应日期的 5°C 以上积温, 在模式中就得到积温值作为物候期的判据。对本文计算的青藏高原地区, 取积温 70°C 为光合开始的日期, 而落叶期的积温不同地点变化幅度较大, 在 180°C 和 2500°C (林芝) 之间 (见表 1), 一般是高度越高, 落叶期积温越低。

2.5 陆面物理过程和植被生理过程的耦合

上面介绍了 AVIM 模式植被生理生长模块 (VEG) 中的有关过程, 它和物理过程

模块 PHY 的相互作用表现如下:

一方面, 在植被的生长过程中, 光合、呼吸和物候直接受到空气、土壤的温度、湿度和辐射条件的限制, 而这些水热限制条件又无一不是陆面物理交换过程的结果; 另一方面, 植被的生长除了引起生物量的变化, 同时也使植被的形态特征发生变化, 如下式所示:

$$L_{ai} = M_r \cdot S_{la}, \quad (17)$$

式中, S_{la} 为比叶面积 (specific leaf area), 即单位质量叶子对应的叶面积。而叶面积指数的变化又会导致粗糙长度、零平面位移和冠层反照率的相应变化, 从而影响陆面物理过程的特征。同时, 光合作用的变化也能够通过冠层气孔阻抗影响陆面物理过程。 S_{la} 的取值可见文献[27]。

这样, 植被的生理生长过程和陆面物理过程就成为相互影响、动态调整的两个方面。它们的相互作用构成了我们的大气-植被相互作用模式 AVIM。

表 1 各站点的经纬度、海拔高度及植被、土壤状况

站 名	经度(E)	纬度(N)	海拔高度 / m	植被类型	植被覆盖度	土壤质地	落叶期积温 / °C
定 日	87°05'	28°38'	4300	高寒草原	0.2	壤土	1200
隆 子	92°28'	28°25'	3860	高寒草原	0.2	壤土	1500
日喀则	88°53'	29°15'	3836	作物	0.4	砂土	1500
拉 萨	91°08'	29°40'	3648.7	作物	0.8	砂土	2400
林 芝	94°20'	29°40'	2991.8	云杉林	0.9	砂壤土	2500
申 扎	88°38'	30°57'	4672	高寒草原	0.4	砂土	800
那 曲	92°04'	31°29'	4507	高寒草甸	0.4	壤土	760
昌 都	97°10'	31°09'	3306	灌丛、高寒草甸	0.8	砂土	2300
狮泉河	80°05'	32°30'	4278	荒漠草原	0.1	砂土	1000
改 则	84°25'	32°09'	4414.9	高寒草原	0.2	壤土	1000
班 戈	90°01'	31°23'	4700	高寒草原	0.4	壤土	750
索 县	93°47'	31°53'	4022.8	灌丛	0.8	粘壤土	1150
丁 青	95°36'	31°25'	3873.1	高寒草甸	0.8	壤土	1350
德 格	98°34'	31°44'	3201.2	高寒草甸	0.9	壤土	1800
甘 孜	100°00'	31°37'	3393.5	高寒草甸	0.9	壤土	1600
托托河	92°26'	34°13'	4533.1	稀疏植被	0.1	砂土	460
杂 多	95°18'	32°54'	4066.4	高寒草甸	0.7	砂粉土	1000
玉 树	97°01'	33°01'	3681.2	高寒草甸	0.8	砂粉土	1400
曲麻莱	95°47'	34°08'	4175	高寒草甸	0.8	砂粉土	660
玛 多	98°13'	34°55'	4272.3	高寒草原	0.2	砂粉土	440
达 日	99°39'	33°45'	3967.5	高寒草甸	0.8	壤土	660
五道梁	93°05'	35°13'	4612	稀疏植被	0.1	壤土	180
格尔木	94°54'	36°25'	2807.6	稀疏植被	0.1	砾石	2100
都 兰	98°06'	36°18'	3191.1	高寒草原	0.2	壤土	2000
大柴旦	95°22'	37°51'	3137.2	荒漠	0.1	砂壤土	1450
冷 湖	93°23'	38°50'	2733	荒漠	0.1	砂粉土	1800
同 德	100°39'	35°16'	3289.4	草寒高甸	0.6	粉土	1150
德令哈	97°22'	37°22'	2891.5	草原	0.2	壤土	1600
共 和	100°37'	36°16'	2835	高寒草原	0.2	壤土	1600
刚 察	100°08'	37°20'	3301.5	高寒草甸	0.7	壤土	950

模式的 PHY 模块采用半隐式计算方案, 积分步长为 30 min; VEG 模块采用显式方案, 光合作用和呼吸作用每 30 min 计算一次, 其他生理量如生物量、NPP 和叶面积指数的积分步长为 1 d, 和物候有关的光合产物分配, 凋落过程每天计算一次。

3 青藏高原气候、植被、土壤分布简介

这里仅将和我们模拟有关的气候和植被分布作一简要的介绍。

西藏年平均气温分布^[33]表明藏东南、三江和雅鲁藏布河谷为明显的暖区, 气温从东南向西北递减。在高原西侧改则-狮泉河一带年平均气温超过 0℃的暖舌和当地夏季干旱少雨、强辐射形成的暖区有关。

西藏年降水量分布^[33]也是从东南向西北减少的, 藏东南靠近边境地带, 年降水量超过 3000 mm, 这种分布特征主要是由于高原地形的作用。

地面总辐射由西北向东南逐渐减少, 西北部干旱少云, 总辐射较强, 西藏东南和滇西北阴云多雨, 总辐射较小, 雨季开始后, 地面总辐射减少, 高值区移到高原西部(图略, 参考文献[10])。

和以上气候分布趋势相适应, 西藏植被的分布表现出了明显的水平地带分布规律, 从东南往西北依次为山地森林-山地灌丛草原-高山草甸-高寒草原, 直至高寒荒漠, 同时, 伴随着地势的变化, 植被分布也存在着明显的垂直地带分布。水平分布和垂直地带分布彼此结合, 使植被分布呈复杂多样性^[5]。

本文选取了青藏高原上 30 个台站, 利用各站 1991~1993 年间的逐日地面气象常规资料作为模式的输入进行模拟。各站点的经纬度、海拔高度及植被、土壤的分布情况见表 1。由于模式的积分步长为 30 min, 将逐日资料内插到各计算时刻, 其中降水率, 云量, 风速和空气相对湿度均取日平均值, 日内各时刻空气温度有日周期变化, 变幅由日最高和最低温度决定。

4 陆面物理交换过程特征

图 1 是模式中 6~9 月到达地面的太阳总辐射通量, 6 月份总辐射的高值区主要在高原的西部(狮泉河站达 334.6 W m^{-2})和北部(冷湖站达 291 W m^{-2}), 由西北向东南逐渐减小, 在西藏东南部明显有一个沿河谷向西北伸展的舌状低辐射区。这和此时西藏东南区的阴云多雨天气和高原西北部的干旱天气是相对应的, 7 月以后, 低值区不如 6 月明显, 但整个高原的总辐射明显减小, 这和夏季风活动和云量的增加相联系, 整个 6~9 月, 总辐射呈一致的东南向西北递增的趋势, 和文献[10]给出的分布是比较一致的。由于没有各站的逐日太阳辐射资料, 模式中的值由天文辐射和云量校正间接计算得到, 这样做不可避免地会给模拟带来一定的误差, 比较表明这种误差在可以接受的范围之内。

图 2 给出了模拟的 6 到 9 月各月的辐射平衡分布, 在高原的西北部净辐射要高于高原的东南部, 6 到 7 月, 高原西北部的净辐射大多在 150 W m^{-2} 左右, 而东南部净辐射多在 120 W m^{-2} 以下, 其中, 改则-申扎-班戈-那曲-曲麻莱一线以北及东北部青海刚

察、共和、同德诸站的净辐射以 7 月为最高, 8 月以后渐次减少, 其余东南诸站从 7 月就开始逐渐减少。尽管如图 1 所示太阳总辐射在高原上东西差异可超过 100 W m^{-2} , 净辐射的变化幅度要小得多, 东西差异小于 50 W m^{-2} , 这主要是由于地面有效辐射的作用, 西部干旱少雨, 地面温度高, 因而地面有效辐射明显大于湿润多雨的东南部。

图 3 是模拟的感热通量在高原上的分布。很明显, 感热从高原的西北向高原的东南逐步减少, 在高原西北部, 6 月感热通量多在 100 W m^{-2} 以上, 其中冷湖、狮泉河、格尔木诸站超过 130 W m^{-2} ; 在高原东南部, 6 月的感热通量大都小于 80 W m^{-2} 。7

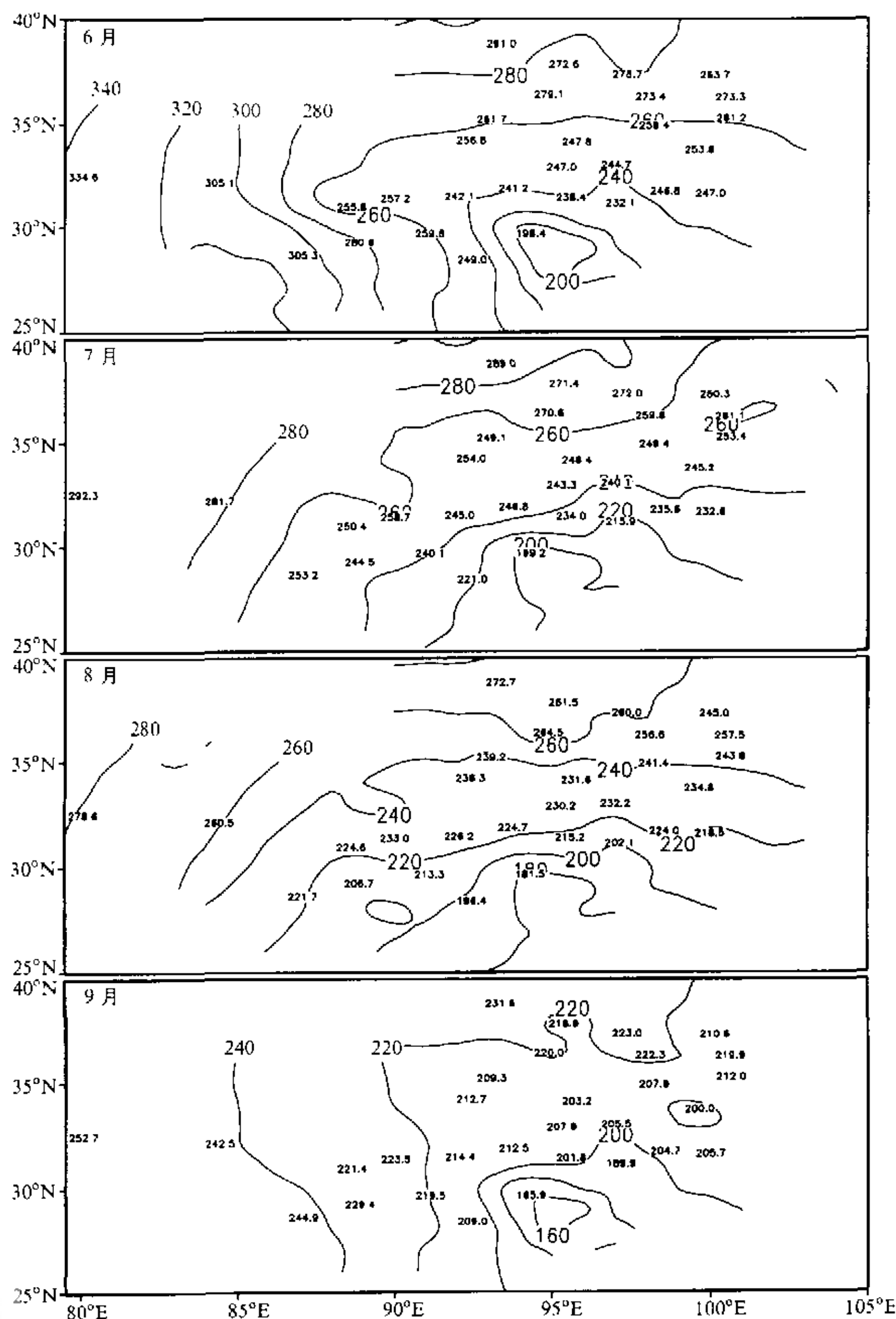


图 1 模式计算的 6~9 月到达地面的太阳总辐射通量

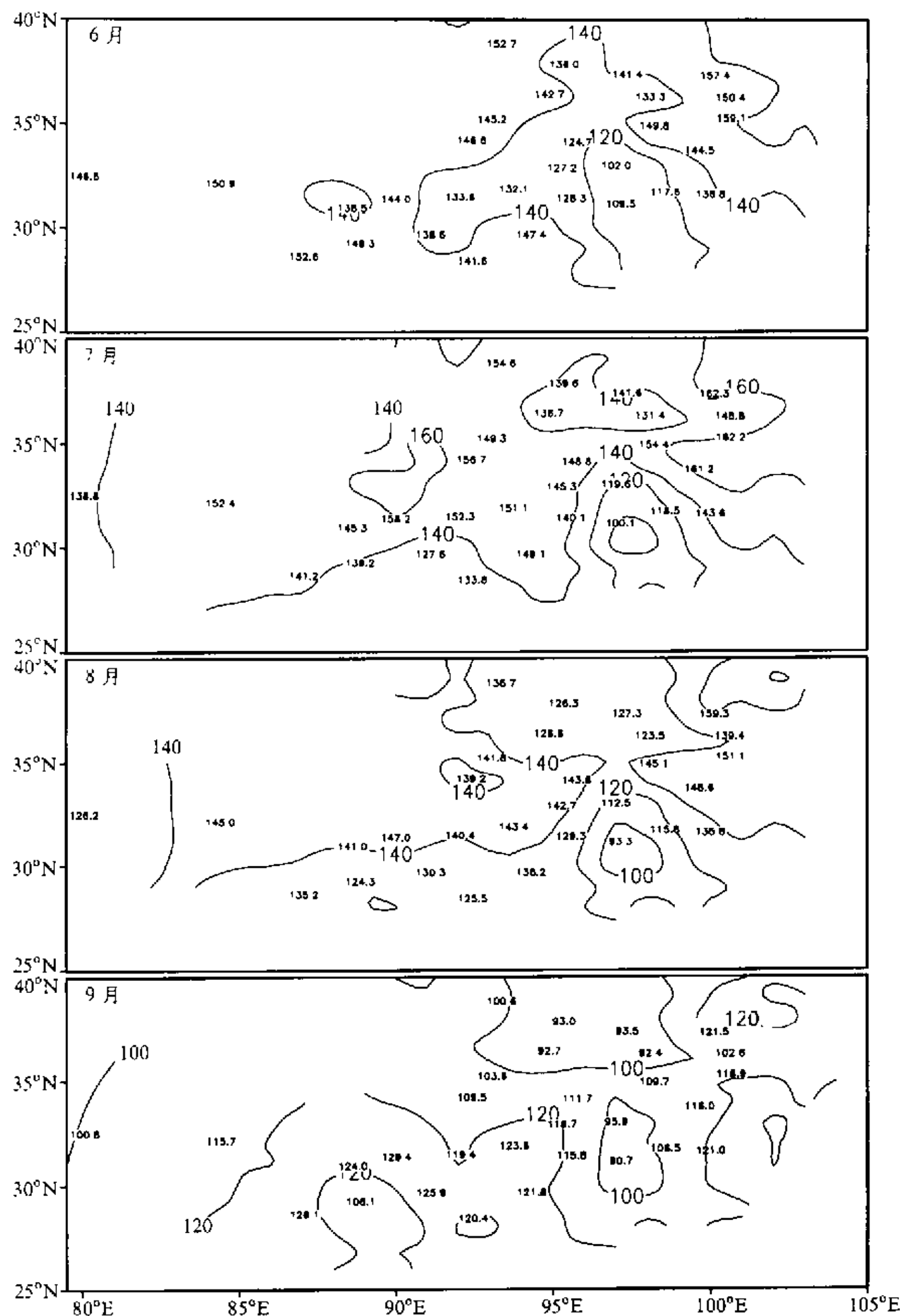


图2 模拟的6~9月辐射平衡分布

~9月, 感热通量在青藏高原上的分布形势和6月大致相同, 但通量值明显减小。和由多年平均气候得到的感热^[34]相比较, 分布形势很接近, 高原东南部的值也相近, 但高原西北部模拟的感热值要高 $30 \sim 40 \text{ W m}^{-2}$ 。这和对地面拖曳系数 C_D 的不同算法有关。叶笃正等^[2]取 C_D 为 8×10^{-3} , 而用和测站 10 m 高度风速成反比的经验公式^[9,34]得到的 C_D 在高原西部大多小于 5×10^{-3} 。在 AVIM 模式中, 拖曳系数 C_D 是以下式计算的:

$$C_D = k^2 \left[\sigma_c \left(\ln \frac{z_r - d}{z_{0c}} \right)^{-2} + (1 - \sigma_c) \left(\ln \frac{z_r}{z_{0g}} \right)^{-2} \right], \quad (18)$$

其中, k 为卡门常数, z_r 为观测高度, z_{0g} , z_{0c} 分别是裸土和冠层的粗糙长度, d 为冠层的零平面位移, σ_c 为植被覆盖度。 z_{0c} 和 d 随叶面积指数 (即单位地表面上植冠叶子垂直投影到地表的总面积) 的变化而变化^[5], 因此我们计算的 C_D 已将植被的影响考虑进去, 结果 (图 4) 表明 C_D 多在 $6 \times 10^{-3} \sim 7 \times 10^{-3}$ 之间, 其中林芝植被为森林, 且

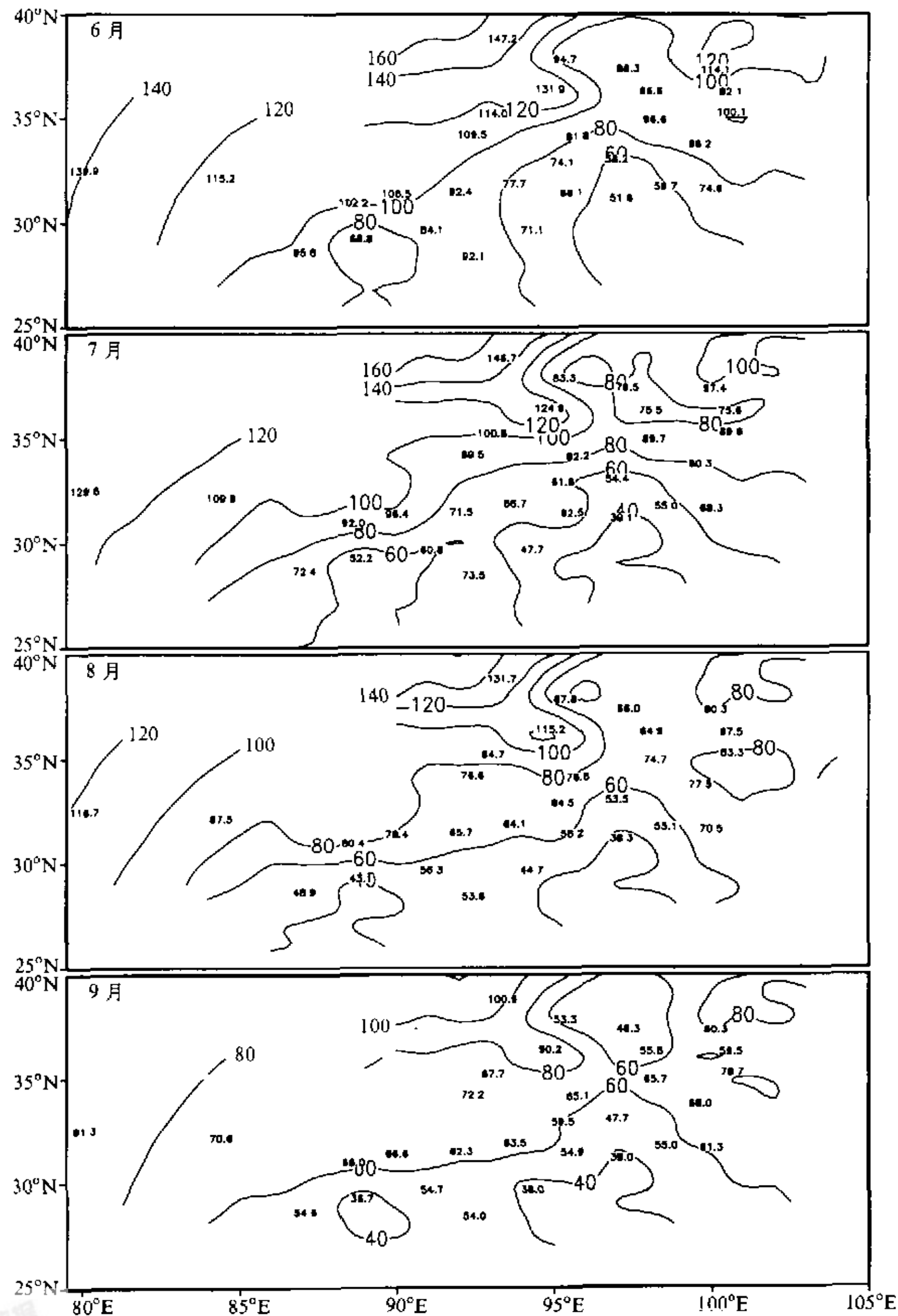


图 3 模拟的 6~9 月感热通量 (W m^{-2})

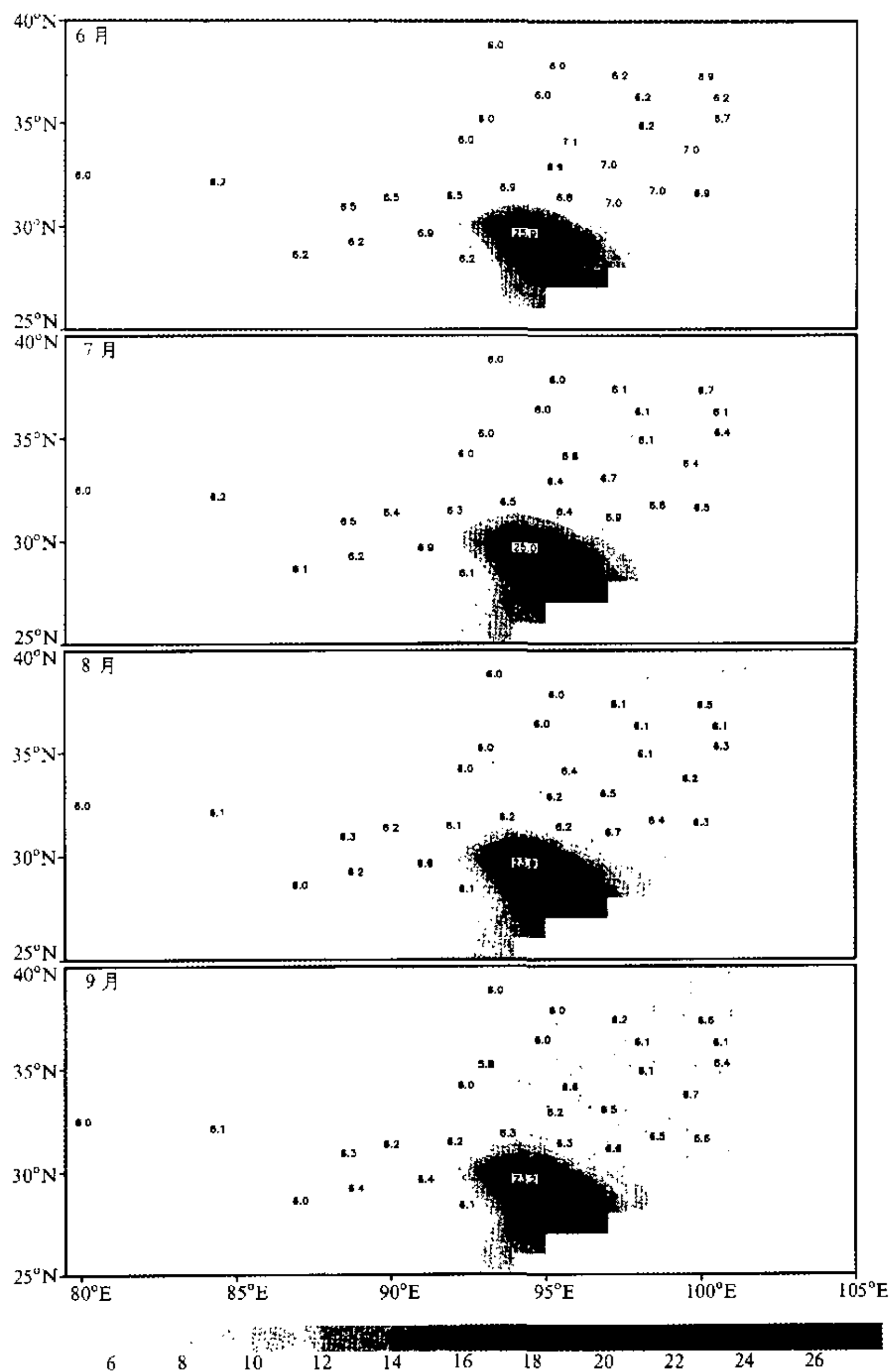


图4 模拟的6~9月拖曳系数(C_D)分布

覆盖度高, C_D 超过 2×10^{-2} , 这 and 经验的取值有很大差异。可以看到, 对地面拖曳系数的估计有较大的歧异, 以往的经验方法不考虑植被的影响是有缺陷的, 但从机理出发的计算需要更多的观测做基础, 因而我们的结果也只是初步的。

陆地表面的辐射平衡受地面反照率的影响很大。在青藏高原上由于植被分布和水分条件的差异,地面反照率也同样存在地域的差异(图5)。1979年青藏高原气象实验期间得到的5月和7月地面反照率的分布^[10]表明反照率由东南向西北逐渐增大,呈现出有规律的地带性分布特征:东南部地面反照率小于0.2,而且从5月到7月(植被快速生长的阶段)地面反照率明显减小,其幅度约为当地地面反照率的10%;在高原西北部

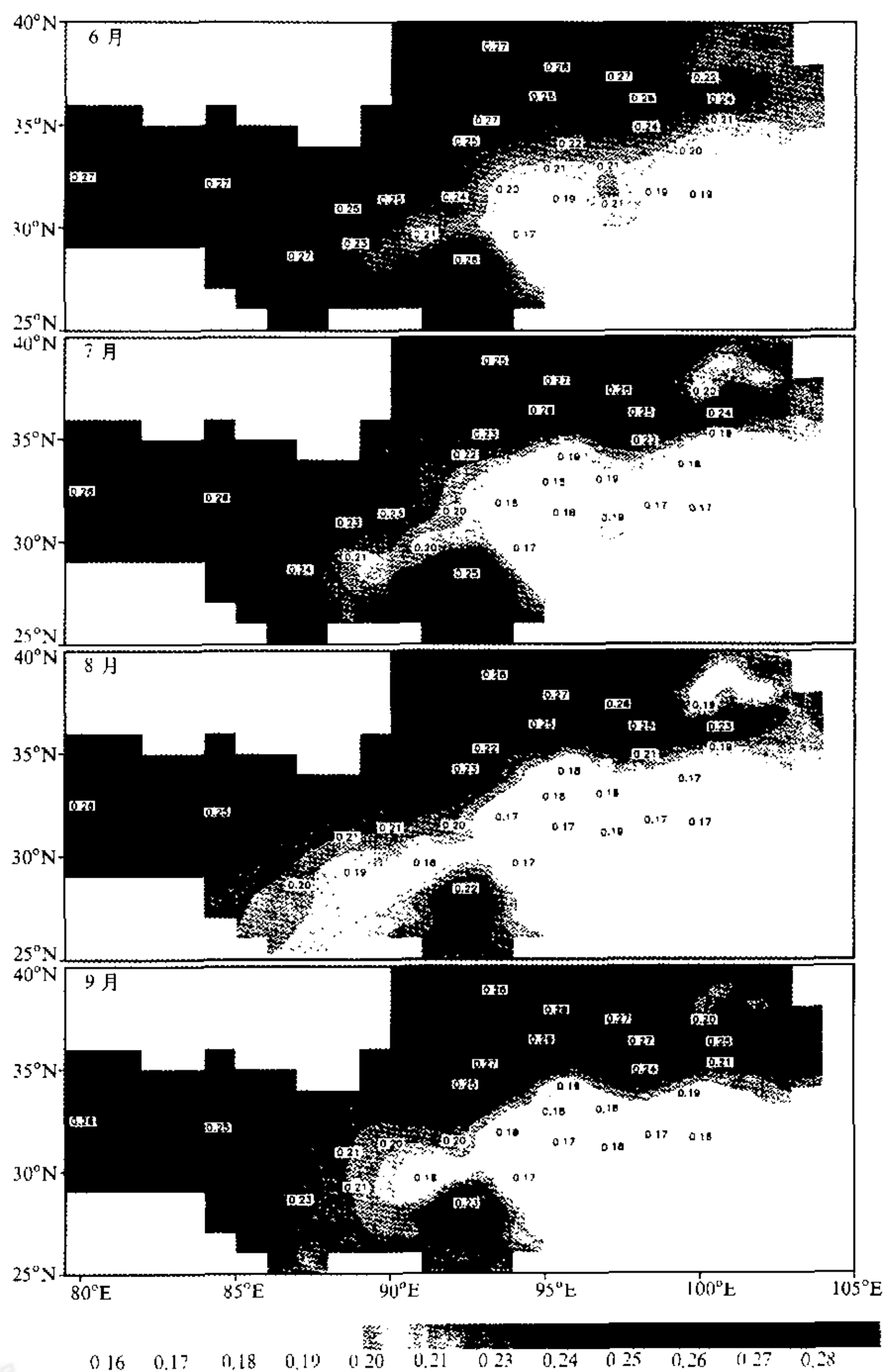


图5 模拟的6~9月地面反照率分布

反照率大多在 0.24 以上, 最大超过 0.3, 而且 5 月和 7 月差异甚小, 这和这一地区植被覆盖较少, 地面以荒漠为主有关。

在 AVIM 模式中, 地面反照率是叶面积指数的函数^[35]:

$$\alpha_c = \alpha_0 - (\alpha_0 - \alpha_g) e^{-2k_a L_{ai}} \quad (19)$$

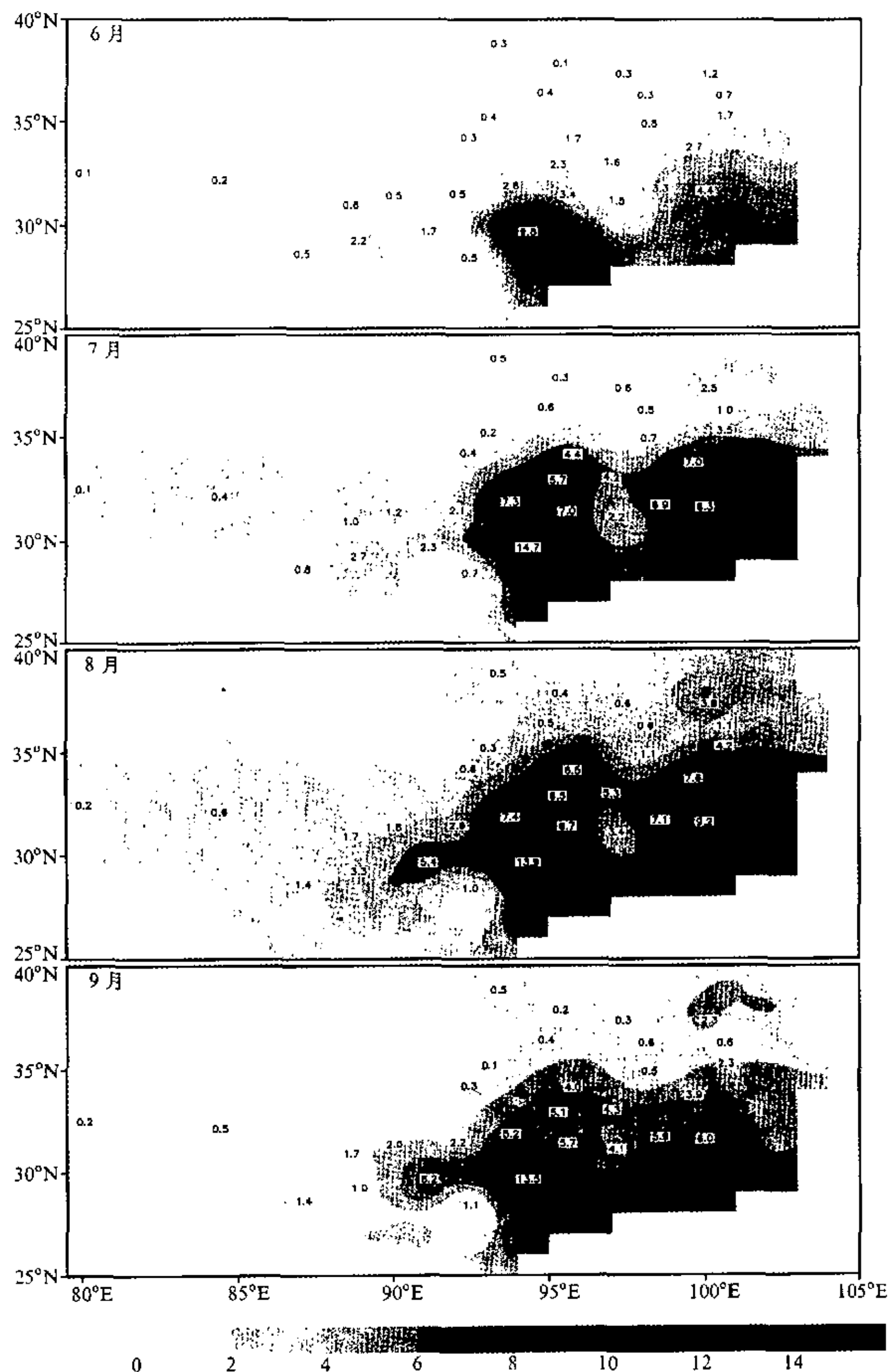


图6 模拟的6~9月蒸腾潜热通量 ($W m^{-2}$) 分布

式中 α_g 是裸土的反照率,取值为0.3, α 是叶面积指数很大时,叶丛无光线透射情形下的反照率,取值为0.16, L_{ai} 为冠层叶面积指数。模式模拟得到的地面反照率分布见图5,可以看到在高原的西北部,由于植被稀少,地面反照率较高,大多在0.24以上,而且各月之间的变化很小,说明植被对地面反照率的影响甚微;在高原的东南部,地面反照率一般都小于0.2,而且从6月到8月,可以看到反照率随着植被的季节性生长而减小,表明高原东南部植被及其变化对地面反照率的季节变化起重要作用。

在陆地表面的辐射和能量平衡中,植被的作用一方面反映在地表反照率的分布上,如藏东南和中部的的高寒草甸地区,植被覆盖度较高,因而地面反照率很大程度上指的就是植被的反照率,另一方面则反映在植被的蒸腾作用上,图6给出了高原上由于冠层蒸腾引起的潜热通量分布。可以看到,林芝站(植被类型为常绿针叶林)蒸腾潜热最大,通量由东南向西北递减的规律和植被分布及降水分布的趋势是一致的。

5 小结和讨论

本文介绍了对大气-植被相互作用模式 AVIM 中植被生理过程,如光合作用、呼吸、分配和物候等新的描述方法,并以青藏高原上30个气象台站的逐日资料为输入,利用 AVIM 模式模拟了青藏高原陆面物理通量及有关物理参数的分布特征,指出:

(1) 模式能够模拟出高原陆面辐射和热量通量的分布特征。净辐射和感热通量由东南向西北增加,而植被蒸腾引起的潜热通量从东南向西北呈减小趋势。

(2) 模式得到的地面反照率分布特点是:高原东南部由于植被的覆盖度大,降水较多,地面反照率较低;西北部植被覆盖率低,气候干旱,土壤湿度小,地面反照率较高。随着植被生长,地面反照率减小。

(3) 模式计算得到的地表拖曳系数 C_D 大部分在 6×10^{-3} 左右,林芝站的值为 2×10^{-2} 。

本文所说的大气-植被相互作用中,大气指的是直接和植被、土壤发生接触的近地面大气,但大气和植被之间的相互作用并不仅仅指这种近地面直接的相互影响,也包括近地层以上的大气和气候与植被之间的相互作用,这个意义上的大气-植被相互作用需要将 AVIM 模式与区域或全球尺度的大气环流模式耦合起来。

致谢: 本文得到叶笃正先生的指导,温刚博士提供了NDVI资料,审稿人对初稿提出了很好的修改意见,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 Yeh, T.-C. and Staff Members of Academia Sinica, On the general circulation over the eastern Asia (II), *Tellus*, 1958, 10, 58~75.
- 2 叶笃正,高由禧等,青藏高原气象学,北京:科学出版社,1979.
- 3 叶笃正,罗四维,朱抱真,青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡,气象学报,1957, 28, 108~121.
- 4 罗大祥,中国主要森林类型生物生产力格局及其数学模型,中国科学院自然资源综合考察委员会博士学位论

- 文, 北京, 1996.
- 5 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏植被, 北京: 科学出版社, 1988.
 - 6 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏森林, 北京: 科学出版社, 1985.
 - 7 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏草原, 北京: 科学出版社, 1992.
 - 8 徐凤翔, 西藏高原森林生态研究, 沈阳: 辽宁大学出版社, 1995, pp.308.
 - 9 青藏高原气象科学实验第一课题组, 青藏高原地面辐射平衡和热量平衡图集 (1979年5~8月), 北京: 气象出版社, 1984.
 - 10 沈志宝, 翁笃鸣, 潘守文等, 1979年5~8月青藏高原地面辐射平衡时空分布特征, 青藏高原气象科学实验文集 (二), 北京: 气象出版社, 1987.
 - 11 吴征镒主编, 中国植被, 北京: 科学出版社, 1980.
 - 12 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏土壤, 北京: 科学出版社, 1985.
 - 13 中国科学院南京土壤研究所, 中国土壤图集, 北京: 地图出版社, 1986.
 - 14 Ji, J-J, A climate-vegetation interaction model: simulating physical and biological processes at the surface, *Journal of Biogeography*, 1995, **22**, 445~451.
 - 15 Bonan, G. B., A Land surface Model for the ecological, hydrological and atmospheric studies, NCAR Technical Note TN / 417, Boulder, Co., U.S.A, 1996.
 - 16 Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz et al., A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model Formulation, *J. Climate*, 1996, **9**, 676~705.
 - 17 Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant et al., Interactive canopies for a climate model, *J. Climate*, 1998, **11**, 2823~2836.
 - 18 Ji Jinjun and Hu Yuchun, A simple land surface process model for use in climate study, *Acta Meteor. Sinica*, 1989, **3**, 344~353.
 - 19 吕建华, 区域性季节和年际尺度大气-植被相互作用的模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 北京, 1999.
 - 20 Farquhar, G. D., S. von Caemmerer and J. A. Berry, A biochemical model of photosynthetic CO_2 assimilation in leaves of C_3 species, *Planta*, 1980, **149**, 79~90.
 - 21 Collatz, G. J., M. Ribas-Carbo and J. A. Ball, Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C_4 plants, *Aust. J. Plant Physiol.*, 1992, **19**, 519~538.
 - 22 Harley, P. C., T. D. Sharkey, An improved model of C_3 photosynthesis at high CO_2 : Reversed O_2 sensitivity explained by lack of glycerate re-entry into the chloroplast, *Photosyn. Res.*, 1991, **27**, 169~178.
 - 23 Leuning, R., A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C_3 plants, *Plant, Cell and Environment*, 1995, **18**, 339~357.
 - 24 Caemmerer S. von and G. D. Farquhar, Some relationships between the biochemistry of photosynthesis and the gas exchange of leaves, *Planta*, 1981, **153**, 376~387.
 - 25 Woodward, F. I., T. M. Smith and W. R. Emanuel, A global land primary productivity and phytogeography model, *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, **9**, 471~490.
 - 26 Larcher, W., *Physiological Plant Ecology*, 3rd Ed., Germany: Springer-Verlag, 1995.
 - 27 Schulze, E.-Detlef, F. M. Kelliher, C. Korner et al., Relationships among maximum stomatal conductance, ecosystem surface conductance, carbon assimilation rate, and plant nitrogen nutrition: a global ecology scaling exercise, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 1994, **25**, 629~660.
 - 28 Jacobs, C. M. J., B. J. J. M. van den Hurk and H. A. R. de Bruin, Stomatal behavior and photo synthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions, *Agricultural and Forest Meteorology*, 1996, **80**, 111~134.
 - 29 Kozlowski, T. T., Carbohydrate sources and sinks in woody plants, *The Botanical Review*, 1992, **58**, 107~222.
 - 30 Cannell, M. G. R. and R. C. Dewar, Carbon allocation in trees: a review of concepts for modelling, *Advances in Ecological Research*, 1994, **25**, 59~104.
 - 31 Brouwer, R., Distribution of dry matter in the plant, *Neth. J. Agric. Sci.*, 1962, **10**, 361~376.
 - 32 Davidson, R. L., Effect of root / leaf temperature differentials on root / shoot ratios in some pasture grasses and clover, *Ann. Bot.*, 1969, **33**, 561~569.
 - 33 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 西藏气候, 北京: 科学出版社, 1984.
 - 34 李栋梁, 章基嘉, 吴洪宝, 夏季青藏高原下垫面感热异常的诊断研究, 高原气象, 1997, **16**, 367~375.
 - 35 Russell, G., P. G. Jarvis and J. L. Monteith, Absorption of radiation by canopy and stand growth, in: *Plant*

Canopy: the Growth Form and Function (G. Russell et al. eds.), 1989, 21~40.

A Simulation Study of Atmosphere–Vegetation Interactions over the Tibetan Plateau Part I: Physical Fluxes and Parameters

Lu Jianhua and Ji Jinjun

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

Abstract A revised version of the Atmosphere–Vegetation Interaction Model AVIM is given. The physiological processes of this model, such as photosynthesis, respiration, allocation and phenology are described in detail in this paper. It also presents the way of the interactions between the physical processes and the physiological processes in the AVIM model. The simulated distributions of land surface physical fluxes, such as net radiation, sensible heat fluxes, and some dynamical parameters, such as surface drag coefficient (C_D) and albedo on the Tibetan Plateau by the atmosphere–vegetation interaction model (AVIM) are presented in this part of the paper. The results show that the net radiation and sensible heat fluxes increase from the southeast to the northwest of the plateau, and the same apply for the latent heat flux by transpiration. The simulated distribution of albedo is close to the observed distribution, and since it is shown that vegetation plays an important rule in it.

Key words: atmosphere–vegetation interaction; Tibetan Plateau; land surface physical process