

青藏高原植被下垫面对东亚大气环流影响的数值试验^{*}

周锁铨 陈万隆

(南京气象学院应用气象学系, 南京 210044)

摘要 采用 J. W. Deardorff^[1] 地表植被参数化方案, 利用 $P-\sigma$ 原始方程 5 层模式^[2], 分析了青藏高原有植被和无植被两种不同下垫面情况下的大气响应, 结果表明有植被下垫面通过增加向大气输送潜热通量, 加强了高原上空的热低压, 增强了高原北部的热成风, 加强了高原南侧的季风环流, 使青藏高原及我国东南地区的降水增多。

关键词 植被, 青藏高原, 大气环流, 数值试验

分类号 P463.22

近年来人们普遍关注下垫面状况对大气的影晌程度。数值模拟, 尤其是涉及到较长时间尺度的模拟表明: 下垫面的作用越来越明显。青藏高原是一种特殊的下垫面, 其平均高度在 4000m 以上, 高原自身的热效应受到普遍的重视, 而植被下垫面无疑对这种热效应有着重大的影响, 所以如果不考虑高原的植被作用, 势必减弱这种热力作用。何家骅^[3]、沈如金^[4]等用数值方法研究过高原加热作用对环流的影响, 罗四维^[5]指出高原地区反射率的变化可以使东亚地区夏季的大气环流有明显变化, 刘晓东^[6]研究了高原地区地表热状况在夏季东亚大气环流中的作用, 认为高原地区反射率、拖曳系数、蒸发系数以及土壤湿度等的变化对大气环流及降水影响较大。J. G. Charney^[7]的研究表明, 陆地表面反照率的变化, 对大尺度降水产生较大的影响, J. Shukla^[8]认为改变土壤湿度对大陆气候也产生较大的影响。因此, 下垫面特性如植被状况的变化, 影响到反射率和土壤湿度的改变, 对大尺度环流及天气气候产生重要的作用。

在青藏高原热效应的研究中, 并没有涉及到具体植被的物理过程, 而是作为一些物理量的改变来讨论高原大气热源强迫下的扰动问题, 为了更合理地在高原上考虑下垫面的作用, 引入植被参数化方案很有必要。本文利用 $P-\sigma$ 5 层原始方程模式, 考虑植被条件下的陆面过程, 以青藏高原及其周围地区为试验区, 计算和分析夏季东亚环流在高原有植被和没有植被覆盖两种情形下的不同效应, 讨论高原上的植被对夏季东亚环流的影响。

1 模式介绍

模式的动力学框架和各种物理过程是以钱永甫的有地形条件下 $P-\sigma$ 混合坐标原始方程模式为基础, 陆面过程加入 J. W. Deardorff 的植被参数化方案, 并参考了刘晓东^[9]的工作。这个陆面过程模式用宏观方法描写了植被的生物物理特性和土壤中的水、热平衡及其与大气之间的湍流交换, 以下对陆面过程的方程组及有关物理量作简要介绍, 有关 $P-\sigma$ 5 层原始方程模式

• 国家自然科学基金 49375248 项目资助

收稿日期: 1994-11-09; 改回日期: 1995-02-01

的内容,可参见文献[2]。

1.1 模式土壤温度的预报方程

$$\frac{dT_g}{dt} = -\frac{C_1 H_A}{\rho_s c_s d_1} - \frac{C_2}{\tau_1} (T_g - T_{gl}) \quad (1)$$

$$\frac{dT_{gl}}{dt} = -C_3 \left[\frac{T_{gl} - T_g}{\tau} + C_4 (T_{gl} - T_{gB}) \right] \quad (2)$$

其中, T_g 为土壤表层的温度; T_{gl} 为具有日变化的土壤层温度; $C_1 = 2\sqrt{\pi}$; $C_2 = 2\pi$; $C_3 = 0.2$; $C_4 = 0$; 日周期 $\tau = 8.64 \times 10^4$ s; T_{gB} 为固定的年平均深层土壤温度; ρ_s 为土壤密度; c_s 为土壤质量比热容; $d_1 = \sqrt{k_s \tau}$, k_s 为土壤导温率 (ρ_s, c_s, k_s 均为土壤湿度的函数, k_s 还与土质有关); H_A 为地表土壤热量通量。利用 J. W. Deardorff 的方案对 ρ_s, c_s 进行参数化, 由于 ρ_s, c_s 与土壤湿度有关, 以上层和整层土壤湿度为代表, 得到

$$(\rho c)_g = 0.27 + W_g \quad (3)$$

$$(\rho c)_2 = 0.27 + W_2 \quad (4)$$

W_g 为上层土壤湿度, 为单位土壤深度中含有水的深度 (单位: mm)。令 $\lambda = \rho_s c_s k_s$, $d_1 = \sqrt{k_s \tau}$, 对 λ 和 d_1 参数化

$$\lambda_g = 0.001 + 0.004 (W_g)^{1/3} \quad (5)$$

$$\lambda_2 = 0.001 + 0.004 (W_2)^{1/3} \quad (6)$$

$$d_{1g} = [\tau \lambda_g / (\rho c)_g]^{1/2} \quad (7)$$

$$d_{2g} = [\tau \lambda_2 / (\rho c)_2]^{1/2} \quad (8)$$

W_2 为整层土壤湿度, 当上层和整层土壤的物理性质差别明显时, 取

$$r' = 0.30 + 0.05 W_g / W_2 \quad 0.3 < r' \leq 1 \quad (9)$$

$$\rho_s c_s d_1 = r' (\rho c)_g d_{1g} + (1 - r') (\rho c)_2 d_{12} \quad (10)$$

土壤热量通量 H_A 由下式计算

$$H_A = \sigma_{SB} T_s^4 + SH + LE_g - (1 - \sigma_f) (\Delta S_g + G_s) \quad (11)$$

这里 σ_f 是计算区域内植被的覆盖率, 则无植被的裸地面所占比率为 $1 - \sigma_f$; ΔS_g 为地表吸收太阳短波入射总量; G_s 为大气向下的长波辐射; $\sigma_{SB} T_s^4$ 是地面发射的长波辐射, σ_{SB} 是 Stefan-Boltzmann 常数; SH 是地面向大气的感热通量; LE_g 是地面向大气的潜热通量。 $\Delta S_g = S_0 (1 - \alpha_g)$, S_0 为大气到达地表面的太阳辐射通量, 地表面反射率 α_g 由下式确定

$$\alpha_g = 0.31 - 0.17 W_g / W_k \quad W_g \leq W_k \quad (12)$$

$$\alpha_g = 0.14 \quad W_g > W_k \quad (13)$$

W_k 为土壤表面饱和湿度。

由于冠内层空气热容量不计, 则植被叶从及地面输送的热通量 SH_f , SH 应与到达大气的热通量 SH_a 相平衡

$$SH_a = SH + SH_f \quad (14)$$

$$SH_a = C_p C_D V_5^* \rho_a (T_{af} - T_a) \quad (15)$$

$$SH = C_p C_D \rho_a [(1 - \sigma_f) V_5^* + \sigma_f U_{af}] (T_g - T_{af}) \quad (16)$$

$$SH_f = C_p \sigma_f L_{SA} T_a^{-1} \rho_a (T_f - T_{af}) \quad (17)$$

其中, $V_5^* = \sqrt{u_5^2 + v_5^2 + 1.0}$, 为第 5 层的风速; T_{af} 为叶冠层的温度; T_f 为叶面温度; L_{SA} 为叶茎面

指数; $U_{af}=V_5^* \sqrt{C_D}$;其他为常用物理量。

1.2 模式的土壤湿度方程

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = - \frac{C_1}{d_1' \rho_w} (E_g - P(1 - \sigma_f) + R_s - D_r) - \frac{C_2}{\tau} (W_g - W_2) \tag{18}$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = - \frac{1}{\rho_w d_2'} (E_g + R_s - (1 - \sigma_f)P_r - D_r) \tag{19}$$

式中, d_1' 为有温度日变化的土壤深度,这里取 $d_1'=10\text{cm}$; d_2' 为湿度通量为0的土壤深度,取 $d_2'=50\text{cm}$;

$$C_1 = \begin{cases} 0.5 & W_g/W_{\max} \geq 0.75 \\ 14 - 22.5[(W_g/W_{\max}) - 0.15] & 0.15 \leq W_g/W_{\max} < 0.75 \\ 14 & W_g/W_{\max} \leq 0.15 \end{cases}$$

C_2 取0.9; P_r 为大气降水率; D_r 是冠层截留的雨又落到地面的量

$$D_r = \begin{cases} P_r \sigma_f & P_r > 5\text{mm} \\ 0 & P_r \leq 5\text{mm} \end{cases}$$

地表径流

$$R_s = \begin{cases} (\rho_w/\rho_{ws})^4/GC & T_{gt} \geq 0^\circ\text{C} \\ (\rho_w/\rho_{ws})/GC & T_{gt} < 0^\circ\text{C} \end{cases}$$

其中, ρ_w 和 ρ_{ws} 分别为土壤平均和最大持水量; $GC=P_r(1-\sigma_f)+D_r-E_g$ 为到达地面的净水量, E_g 为蒸发量

$$E_g = C_D \rho_a [(1 - \sigma_f)V_5^* + \sigma_f U_{af}] f_g (q_{gs} - q_{af}) \tag{20}$$

式中, f_g 为湿度因子; q_{gs} 为地面饱和比湿; q_{af} 叶冠内空气的比湿。

1.3 试验方案

为了详细研究青藏高原植被对大气环流的影响程度,我们讨论了高原上有植被覆盖和没有植被覆盖两种不同的状况,进行对比试验。初始场采用欧洲中心7月多年平均资料,并作了经向平均。初始场包括高度场和湿度场,分别取1000,700,500,300和100hPa 5个层次,模式计算范围为 $0\sim 360^\circ\text{E}$ 。 $30^\circ\text{S}\sim 70^\circ\text{N}$ 的球带区域,网格格距为 $5^\circ\times 5^\circ$,边界条件为:南北边界采用固定边界,东西边界采用周期边界,时间积分步长为15min,陆面过程模式的时间积分步长为1h,模式运行5d达准稳定态,最后模式积分720h后,求得平均状况,比较高原在没有植被和有植被覆盖条件下大气响应的差异。

2 结果分析

考虑到青藏高原地形拔海高度一般都在4000m以上,即使在夏季高原上仍有一些地区出现永久性的积雪,根据有关植被覆盖率的材料^[10],夏季高原上植被覆盖率取为 $\sigma_f=0.30$,我们计算了不同状况下温压分布、环流状况及其他物理量。

2.1 温压场的差异

在高原地表没有考虑植被覆盖的情况下,青藏高原上存在着一个低压,低压中心位于(90°E , 35°N),地面中心最低气压值达988hPa,这就是通常意义上的南亚热低压,它基本上控制着我国大陆及东南亚的广大地区,在高原南部的等压线北侧密集,说明南侧的地转风较大。而高原有植被覆盖的情况,在高原及其附近地区,地面也存在一热低压,其中心位置也在

(90°E, 30°N)附近,气压分布形势与没有考虑植被覆盖的情况一致。图 1 为有植被情况下的地面气压与没有植被覆盖情况下的地面气压差。很明显,在有植被覆盖情况下,高原地区地面气压明显降低,最大达 6hPa,显然这是由于高原地表植被的影响造成的。无植被覆盖情况下的 700hPa 高度场,306 位势什米的等高线经我国新疆西部折向青藏高原的西部,绕过高原,再向北经河套地区折向东。在青藏高原地区,形成一个倒Ω 的形势,高原上空为相对低值区。而在高原上有植被覆盖 700hPa 高度场上,312,309,300 及 303 的等高线分布与无植被的情形一致,306 的等高线在青藏高原的位置略偏南。此外,高原上空出现了 306 线的闭合中心,其平均高度场要低 1.0~3.0 位势什米。在 500hPa 的高度场上,有植被和没有植被覆盖的高度场分布相差并不十分显著,仅仅是 576 和 579 等高线在青藏高原地区出现气旋性弯曲较强,且在有植被的情况下,两者的距离较大,576 线偏南(图略)。在 700hPa 的温度场上,没有植被覆盖的高原上空为一暖中心,中心温度为 289K;有植被覆盖的高原上空的暖中心,中心温度为 292K,其暖中心的位置与地面气压场和 700hPa 高度场的低压中心一致,同时北部的温度梯度也得到了加强。在 500hPa 温度场上,没有植被覆盖的高原上的暖中心,位于高原南侧,这是季风环流引起的;而有植被覆盖的高原上空,该暖中心范围明显扩大,且形成了 268K 线的闭合中心,同时高原北部的温度梯度也明显加强。这表现,没有考虑植被的情况实际上就是减弱了高原北侧热成风对西风气流的贡献。

2.2 环流的差异

在 $\sigma=0.25$ 的面上,有植被和没有植被的环流差异不太明显,只是在(30°N, 90°E)附近,有植被的流场偏北气流加强了,这支偏北气流在 $\sigma=0.25$ 面上可以影响到我国四川、黄河上游及黄淮地区(图 2)。青藏高原南支气流的波动明显加强,槽脊系统活跃,这一形势十分有利于夏季我国华南、华中及华东地区的降水。在 $\sigma=0.75$ 面上,没有植被覆盖的高原,高原上有弱气旋生成,而有植被覆盖时,这一弱气旋得到了加强,该气旋东南侧,经由印度洋、中南半岛、孟加拉湾至青藏高原的东侧北上的暖湿气流得到了加强,南支西风气流明显增强。在近地面流场图上,植被对大气影响造成的流场差异就要显著得多。在无植被情形下的地面流场,高原的南北两侧,出现绕流,这表明高原的动力作用对环流的作用较强,热力作用不太明显。在图 2 上,青藏高原的热力

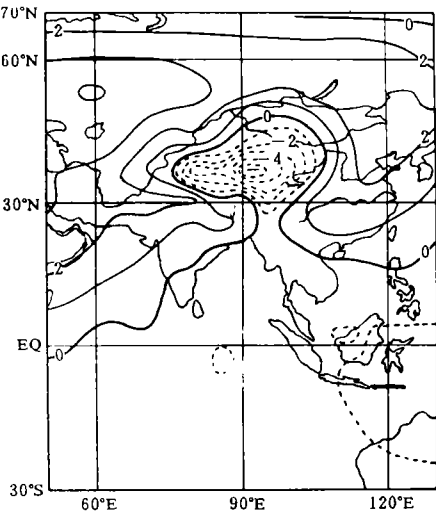


图 1 不同下垫面状况下地面气压差值场
Fig. 1 Tibetan surface pressure difference between cases of vegetation and nonvegetation

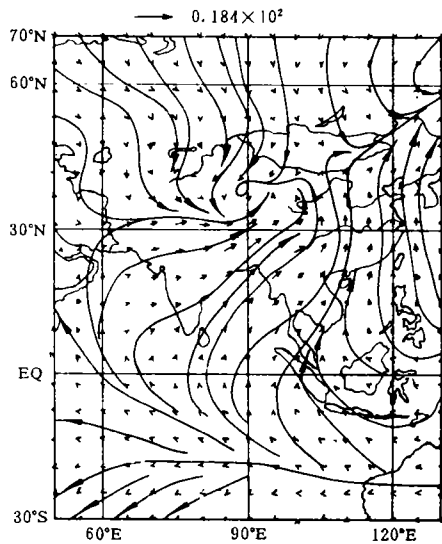


图 2 高原有植被覆盖状况下近地面层流场
Fig. 2 Near-surface flowfield with vegetation available over the Highland

作用明显得到加强,出现了较大范围的气旋性环流,其周围的空气向高原地区辐合。在印度洋及东亚地区,南半球副热带高压带的辐散气流越过赤道形成越赤道气流,一部分向高原底部辐合,也即季风环流的下支辐合气流,另一支流经孟加拉湾,进入我国华南及长江中下游地区。在我国的东部地区受到副热带高压的影响,形成了分别由南海和东海流入我国大陆的潮湿气流,极锋(冷暖气流辐合带)的平均位置位于华北及东北一带。可见考虑植被后海平面流场与实况更为一致^{〔11,12〕}。

为了分析有植被覆盖的高原环流的结构,沿 90°E 做了纬向环流剖面图。对无植被覆盖的情况,在 30°N 的高原上气流上升,并很快在 25°N 处下沉,在 500hPa 的高度上形成一小型环流,另一部分上升的气流在赤道附近下沉,与近地面向高原的辐合气流形成季风环流;而在图 3 上,高原上空的上升气流明显加强,同时加强了赤道地区的下沉气流,而 25°N 附近 500hPa 处的下沉气流却有所减弱,这说明,如不考虑高原上植被的影响,季风环流圈有所削弱,并更多地表现为高原附近地方性环流。

2.3 物理量的差异

为了比较方便,我们将青藏高原上有植被覆盖的物理量减去没有植被覆盖的物理量。在 300hPa 上的垂直速度差,青藏高原地区为明显的正值区,即地面植被的覆盖有利于上升气流的加强,最大值达 $2.0 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而其他地区的垂直速度差为零或接近为零。在 500hPa 上垂直速度差的分布(图 4)也有类似的情形,而且高原上空垂直速度差更大,达 $2.4 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700hPa 垂直速度差的情况也是一致的,高原上空为明显的正值区。潜热通量差值(图 5),在高原及高原西部,有两个很强的潜热通量中心,两个中心分别位于高原西部及高原中部,最大中心位于高原西部,达 $16.72 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,而其他地区的潜热通量则很小,这是由于我们在模式中考虑了土壤湿度的作用。而感热通量差在高原和其他地区则没有明显的差异。见图 6,在有植被的影响下,在高原上、我国南方、海南及越南一带以及台湾以东洋面上降水较多,其中高原及高原东部地区降水增多明显,这可能与有植被覆盖的高

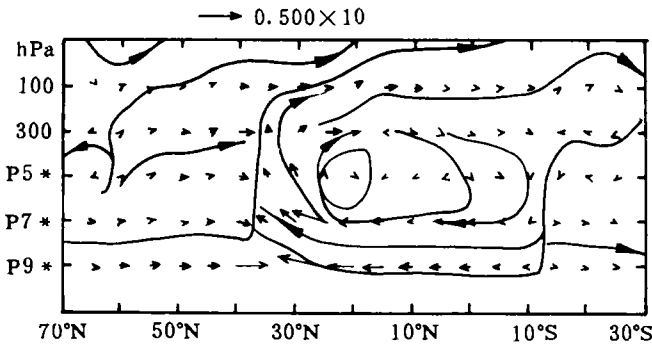


图 3 高原有植被覆盖状况下沿 90°E 剖面的环流结构
Fig. 3 Circulation structure on the 90°E section
for the project region with vegetation present

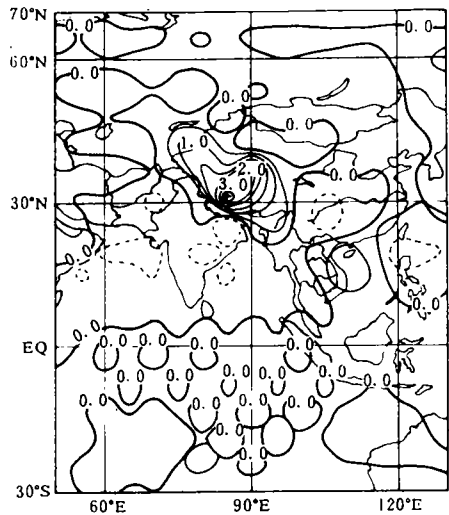


图 4 不同下垫面状况下 500hPa 垂直速度差值场
(单位: $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 Difference in 500 hPa vertical velocity
for the highland with vegetation available and
without. Units: $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

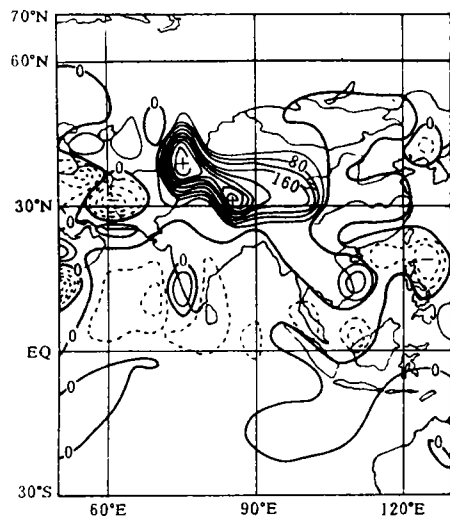


图 5 不同下垫面状况下潜热通量差值场
(图中数值已放大 10^6 倍;单位: $4.18\times10^{-2}\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
Fig. 5 Difference in latent heat flux in the two cases of vegetation. Units: $4.8\times10^{-2}\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$

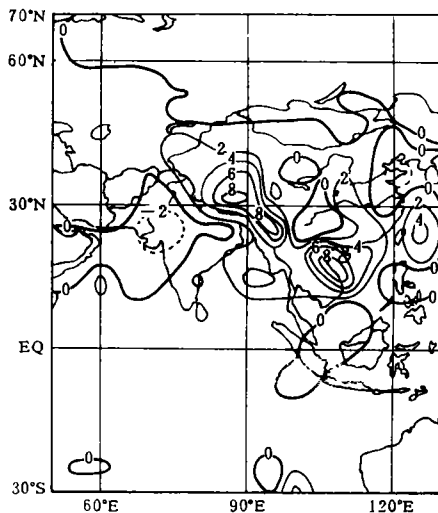


图 6 不同下垫面状况下降水量差值
(单位:mm)
Fig. 6 As in Fig. 5 but for rainfall (mm)

原,加强了从孟加拉湾向我国南部输送水汽有关。

3 结 论

- (1)考虑了青藏高原植被影响后,大气环流大范围的结构基本状态变化不很明显,主要是局地环流和系统的强弱有所改变。
- (2)青藏高原植被下垫面通过增加向大气输送潜热通量而加强了对大气的加热作用。
- (3)高原上有植被下垫面比无植被下垫面,垂直上升气流明显加强。
- (4)青藏高原植被下垫面的作用主要是加强了高原上 500hPa 以下的热低压,对 500hPa 以上的垂直气流影响较小。
- (5)由于高原热低压的加强,引起了高原南侧季风环流加强,且加强了由印度洋和孟加拉湾及南海向我国东南乃至长江中下游地区的水汽输送,增强了我国的夏季风。
- (6)青藏高原植被下垫面,通过热成风的作用,加强了高原北侧西风急流,有利于西风带的北移。

参 考 文 献

- 1 Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. J Geophys Res.1978,83(C4):1889~1903
- 2 Qian Yongfu. A five-layer primitive equation model with topograph. 高原气象,1985, 4(2)增刊:1~28
- 3 何家骅,陈隆勋,李维亮. 大气热源和青藏高原对季风环流形成的数值试验的初步结果.《青藏高原气象科学实验文集》编辑组编. 青藏高原气象科学实验文集(一). 北京:科学出版社,1984. 324~332
- 4 沈如金,纪立人,陈于湘. 夏季青藏高原热力影响的数值试验.《青藏高原气象科学实验文集》编辑组编. 青藏高原气象科学实验文集(三). 北京:科学出版社,1987. 181~190

- 5 罗四维,李维京,汤筑强. 青藏高原及其邻近地区反射率变化对5月东亚环流影响的数值对比分析. 高原气象, 1986, 5(3):236~244
- 6 刘晓东,罗四维,钱永甫. 青藏高原地表热状况对夏季东亚大气环流影响的数值试验. 高原气象, 1989, 8(3):189~194
- 7 Charney J G. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. J Atmos Sci, 1977, 34(1): 1366~1385
- 8 Shukla J. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate. Science, 1982, 215(3): 1498~1501
- 9 刘晓东. 一个适用于气候研究的陆面过程模式. 气象科学, 1993, 13(1):56~63
- 10 中国自然地理图集编委会. 中国自然地理图集. 北京:地图出版社, 1984. 93
- 11 Kuo H L, Qian Yongfu. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. Mon Wea Rev, 1982, 110(12): 1879~1898
- 12 高国栋,陆渝蓉. 气候学. 北京:气象出版社, 1988. 153~154

NUMERICAL EXPERIMENTS WITH EFFECT OF TIBETAN VEGETATION ON EAST ASIAN ATMOSPHERIC CIRCULATIONS

Zhou Suoquan Chen Wanlong

(Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract The P - σ five-level primitive equation model is adopted in connection with a vegetation parameterization scheme to investigate atmospheric response to Tibetan heat source with vegetation available and without. Evidence suggests that with vegetation present, latent heat flux is strengthened into the air, thus enhancing the thermal depression over the highland, thermal wind in the north and monsoon circulation on the south side, thereby causing increased rainfall in SE China.

Keywords vegetation, Tibetan highland, atmospheric circulation, numerical study