中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 3 期: 424 ~ 433
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

一个简单的绿洲和荒漠共存时距平气候形成的动力理论

巢纪平[①②], 井宇[③*]

① 国家海洋环境预报中心, 北京 100081;
② 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;
③ 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000
* 联系人, E-mail: jingyu.1128@163.com

收稿日期: 2011-01-24; 接受日期: 2011-03-09
国家海洋局海洋领域海洋应对气候变化业务资助

摘要 发展了一个由辐射传输过程和大气边界层动力过程耦合的能量平衡模式, 分析了当绿洲和荒漠尺度不同时的区域气候态及气候态的季节变化. 结果表明, 在背景条件相同时, 只有大于一定尺度的绿洲得以维持; 在另一方面, 当绿洲尺度给定时, 在绿洲相对湿度较小时, 绿洲得以维持. 这些简单的理论结果可为更复杂的数值模拟模式提供参考, 为防治荒漠化提供一定的科学依据.

关键词
绿洲
荒漠
定常态
年际变化

全球变化已成为国际关注的焦点, 干旱化问题也是其中之一. 《联合国气候变化框架公约(UNFCCC)》、《联合国防治荒漠化公约(UNCCD)》和《联合国生物多样性公约(CBD)》等都对干旱区给予了很大的关注[1]. IPCC 第四次报告中专门提及全球变暖背景下干旱化问题的重要性和迫切性, 受干旱的影响将使得积雪减少、粮食减产、死亡和疾病的发生率增加等, 预计在未来干旱化面积会继续增大并提出了相应的适应策略.

干旱地区占有地球陆地面积的 1/4, 而中国荒漠化和沙漠有 128 万多平方千米, 西北干旱地区占有我国陆地面积的 1/3. 我国西北干旱地区绿洲的面积虽不到 4%~5%, 但却集中了该地区 95%以上的人口和财富. 绿洲是干旱和半干旱地区工农业生产和人们生活的基地, 也是该地区人们生存的生命线. 干旱区水资源消耗最大, 也是水利用效率最高的地域, 绿洲环境建设是干旱区生态环境建设的核心. 随着我国西部大开发的进程, 加强绿洲的研究和建设, 对该地区的经济可持续发展有着特殊的战略意义[2].

绿洲的发展对我们的环境起着至关重要的作用, 而荒漠化与绿洲的消亡密不可分, 进而使得我们的生存环境急剧恶化, 但是如果人类有序的发展绿洲, 是有可能使局地气候向有利于好的一面发展的. 因此这方面的研究既有理论意义又有实际价值. 很多学者对这方面的研究已早有注意. 如关于在副热带地区荒漠化形成的原因, 很早 Charney[3]曾从辐射平衡和地表反照率之间的耦合, 原创性的提出了沙漠化理论. 而对绿洲中植被的蒸腾、辐射等与大气有交互作用过程的研究有助于我们对绿洲的维持和衰亡有更进一步的认识. 在理论上研究植被的蒸腾和辐

英文引用格式: Chao J P, Jing Y. An simple dynamic theory of the formation of anomaly climate when the oasis and desert coexist (in Chinese). Sci Sin Terrae, 2012, 42: 424–433

射过程的是 Dickinson[4]和 Seller 等[5], 并已用到气候模式的陆面过程中.

一般情况下, 在荒漠带中也有植被即荒漠和绿洲是并存的, 由于它们对辐射的响应不同, 特别是潜热通量有很大差别, 由此造成的区域气候会有多样性. Pan 和 Chao[6]的研究表明, 在热力学的能量守恒下, 荒漠和绿洲并存时, 在给定的物理参数下当绿洲和荒漠区域比例达到一定时, 蒸发率的大小可出现分岔现象, 一个解向全区域荒漠化发展, 另一个解向区域绿洲化发展. 薛具奎和胡隐樵[7]等人的工作从动力学和非平衡态热力学角度分析了近地面绿洲与沙漠的相互作用特征, 揭示了绿洲蒸发率对绿洲湿度和绿洲尺度的依赖性, 指出绿洲的维持与发展存在一个最小临界尺度. 注意到这些研究都是在绿洲和沙漠间一些物理量的交换中进行的.

考虑到前面的学者或是在大尺度的背景场下分别研究荒漠化或植被与大气交互过程, 或是在小尺度背景场下分析的只是热力学问题, 或是在近地面从动力学和非平衡热力学角度来研究, 这些工作多数都未在一个大气动力学和热力学特别是辐射过程并存的模式中来分折绿洲和沙漠的格局对气候的影响, 在国内巢纪平和周德刚[8]曾开始用一个简单的大气边界层动力学和植被生态过程耦合模式求出中尺度环境中绿洲上空的运动形式, 刘飞和巢纪平[9]又用一个三维的动力学惯性模式分析了全球植被分布对陆面气温的影响. 为了研究这一有意思的结果, 巢纪平和李耀锟[10]应用更复杂的热力学模式, 在绿洲和荒漠并存区域中总能量守恒的约束下, 也得到物理量的多平衡态解, 并研究了沙漠的经向格局对全局气候的动力学和热力学影响. Wu 等[11]引入的绿洲和荒漠并存时的热力学模式, 在垂直平均条件下分析了绿洲和荒漠区占不同比例时对局地气温的影响. 但这些工作都是研究的定常态.

本文的目的在于发展一个在绿洲与荒漠共存的环境下, 构成一个简单大气边界层动力学和植被生态过程相互作用的非定常模式, 用以讨论绿洲和荒漠不同面积时对区域气候的影响和年际变化过程.

1 绿洲和荒漠共存时的动力系统

设在副热带的半干旱区有两条带, 一条带(–a, 0)中下垫面基本上被植被覆盖, 称为绿洲, 在其侧有另一条带(0, b)植被很少, 称为荒漠, 这两条带中能量的平衡和传输过程有差异, 但两条带是连通的, 即能量和热量可交换, 现从动力系统的观点来分析它们上空气候的演化.

1.1 贴地层能量平衡

从地面到株冠高度这一层称为贴地层, 在贴地层中的能量平衡如下.

(ⅰ) 绿洲

能量平衡方程为

$$(1-\alpha_0)Q-\varepsilon\sigma T_0^4=\frac{\rho_a c_p\left(T_0'-T'\right)}{r_E}+\frac{\rho_a L_v\left[q_{sat}\left(T_0\right)-r_0 q_{sat}\left(T\right)\right]}{\left(r_E+r_C\right)},\quad (1)$$

式中左端为向下的短波辐射和向上的长波辐射, α_0 为植被的平均反照率, T_0 为植被或绿洲的平均绝对温度, 右端第一项为感热通量, T_0', T' 分别是植被温度和空气温度对平均温度的距平值, r_E 为空气动力学阻力系数, ρ_a 为空气密度, c_p 为空气的定压比热; 右端第二项为潜热通量, 其中 r_C 为叶面的气孔阻力(stomata), L_v 为相变潜热系数, r_0 为绿洲空气的相对湿度, q_{sat} 为饱和比湿.

假定 $(T_0,T)=(\overline{T}_o,\overline{T})+(T_0',T')$, $T^4\approx\overline{T}^4+4\overline{T}^3T'$, T_0^4 同此. 另 $Q=\tilde{Q}+Q'$, $\tilde{Q}$ 为年平均值, Q' 为季节偏差, 并设

$$(1-\alpha_0)\tilde{Q}-\varepsilon\sigma\overline{T}_0^4\approx 0,$$

$$q_{sat}(T_0)\approx q_{sat}(\overline{T}_0)+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}T_0',$$

$$q_{sat}(T)\approx q_{sat}(\overline{T})+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}T',$$

而 $q_{sat}(\overline{T}_0)\approx q_{sat}(\overline{T})$, 将这些关系式代入方程(1), 得到

$$T_0'=\frac{C_0^{(1)}}{A_0}T'+\frac{C_0^{(2)}}{A_0},\quad (2)$$

其中

$$A_0=4\varepsilon\sigma\overline{T}_3+\frac{\rho_a c_p}{r_E}+\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat},\quad (3a)$$

$$C_0^{(1)}=\frac{\rho_a c_p}{r_E}+\frac{\rho_a L_v}{\left(r_E+r_C\right)}\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}r_0,\quad (3b)$$

$$C_0^{(2)}=(1-\alpha_0)Q'-\frac{\rho_a L_v(q_{sat}(\overline{T}_0)-r_0 q_{sat}(\overline{T}))}{(r_E+r_C)}. \quad (3c)$$

(ii) 荒漠

由于在荒漠带没有或只有极小量的植被覆盖, 因此叶面气孔的蒸腾效应对潜热通量已不重要, 为此采用公式:

$$\frac{\rho_a c_p(T_s'-T')}{r_E B_E},$$

式中 B_E 为 Bowen 比. 由此在荒漠带的能量平衡方程在距平形式下为

$$(1-\alpha_s)Q'-4\varepsilon\sigma\overline{T}^3T_s'=\frac{\rho_a c_p(T_s'-T')}{r_E}+\frac{\rho_a c_p(T_s'-T')}{r_E B_E}, \quad (4)$$

式中 α_s 为荒漠的平均反照率, T_s' 是荒漠温度距平值, 其他符号同(1)式. 由此得到:

$$T_s'=\frac{C_s^{(1)}}{A_s}T'+\frac{C_s^{(2)}}{A_s}, \quad (5)$$

式中

$$A_s=4\varepsilon\sigma\overline{T}^3+\rho_a c_p(1+B_E), \quad (6a)$$

$$C_s^{(1)}=\rho_a c_p(2+B_E), \quad (6b)$$

$$C_s^{(2)}=r_E B_E(1-\alpha_s)Q'. \quad (6c)$$

注意到(2)和(5)式通过贴地层的能量平衡将贴地层的绿洲温度和荒漠温度和邻近的大气温度联系起来了.

1.2 贴地层顶的热量平衡条件

在贴地层顶被植被覆盖的绿洲地区, 由感热通量、潜热通量和长、短波辐射通量相平衡的条件为

$$z=z_b\approx 0,$$

$$\rho_a c_p K_0\frac{\partial T'}{\partial z}=(1-\alpha_0)Q'-4\varepsilon\sigma\overline{T}^3T_0'-\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\times\left[(1-r_0)+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}(T_0'-r_0T')\right]. \quad (7)$$

将(2)式代入消去 T_0', 整理后给出

$$z=z_b\approx 0,$$

$$\rho_a c_p K_0\frac{\partial T'}{\partial z}=-\tilde{A}_0T'+\tilde{B}_0, \quad (8)$$

式中

$$\tilde{A}_0=\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\left(\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\frac{C_0^{(1)}}{A_0}-r_0\right),$$

$$\tilde{B}_0=(1-\alpha_0)Q'-4\varepsilon\sigma\overline{T}^3\frac{C_0^{(2)}}{A_0}-\frac{\rho_a L_v}{(r_E+r_C)}\left((1-\alpha_0)+\left(\frac{\partial q}{\partial T}\right)_{sat}\frac{C_0^{(2)}}{A_0}\right).$$

在贴地层高度的荒漠带区, 其热量平衡条件为

$$\rho_a c_p K_s\frac{\partial T'}{\partial z}=(1-\alpha_s)Q'-4\varepsilon\sigma\overline{T}^3T_s'-\frac{\rho_a c_p}{r_E B_e}(T_s'-T'). \quad (9)$$

应用(5)式消去上式中 T_s', 整理后得到

$$z=z_b\approx 0,$$

$$\rho_a c_p K_s\frac{\partial T'}{\partial z}=-\tilde{A}_sT'+\tilde{B}_s. \quad (10)$$

式中

$$\tilde{A}_s=-\left(4\varepsilon\sigma\overline{T}^3+\frac{\rho_a c_p}{r_E B_e}\right)\frac{C_s^{(1)}}{A_s}+\frac{\rho_a c_p}{r_E B_e},$$

$$\tilde{B}_s=(1-\alpha_s)Q'-\left(4\varepsilon\sigma\overline{T}^3+\frac{\rho_a c_p}{r_E B_e}\right)\frac{C_s^{(2)}}{A_s}.$$

现把研究区域的下界放在贴地层顶, 因此(7)和(9)式可作为问题求解时的下界条件.

1.3 辐射传输方程

根据 Kuo[12]及巢纪平和陈英仪[13], 加上内能在辐射能传输中的平衡作用, 并设这个过程是随时间缓慢变化的, 有

$$\tau\frac{\partial T}{\partial t}=k_l\frac{\partial^2T}{\partial x^2}+k_h\frac{\partial^2T}{\partial z^2}+\left(\frac{8\sigma r^{\bullet}\overline{T}^3}{\alpha_s'\rho_c}\right)\frac{\partial^2T}{\partial z^2}-2(1-r^{\bullet})\alpha_w'\sigma\rho_c T^4+\alpha''\rho_c Q-\left(N^2\frac{\overline{T}}{g}\right)w+C_0+C_1z=0, \quad (11)$$

式中 τ 是温度变化的张弛时间, $r^{\bullet}$ 表示在强吸收区中介质的辐射能量占总辐射能量的部分, N 为 Brunt-Väsälä 频率, k_l 为水平交换系数, k_h 为垂直交换系数, α_s', α_w' 分别为波长短的辐射区和波长长的辐射区中介质的平均吸收系数. α'' 为对太阳辐射的吸收系数, w 为垂直速度.

考虑到在无穷高处解有限, 因此 C_1=0, 可以这样定, 没大气的 C_0 平均温度为 $\tilde{T}$, 平均太阳辐射为 $\tilde{Q}$, 由此有

$$C_0=2(1-r^{\bullet})\alpha_w'\sigma\rho_c\tilde{T}^4-\alpha''\rho_c\tilde{Q}.$$

由于 C_0 与定常态相平均, 平衡时的这一太阳辐射可

称平衡状态下的太阳辐射. 于是方程(11)对扰动态写出为

$$\tau\frac{\partial T'}{\partial t}=k_l\frac{\partial^2 T'}{\partial x^2}+\left(k_h+\frac{8\sigma r^{\bullet}\overline{T}^3}{\alpha_s'\rho_c}\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial z^2}$$
$$-8\left(1-r^{\bullet}\right)\alpha_w'\sigma\rho_c\overline{T}^3T'+\alpha''\rho_cQ'-\left(N^2\frac{\overline{T}}{g}\right)w. \quad (12)$$

1.4　边界层大气运动

这类问题的着眼点在对流层下部, 因此只需用到边界层方程, 另外根据巢纪平等[14]的观点对长期过程而言, 是大气对温度场适应的, 而适应过程是很快的, 因此可认为大气运动方程是定常的. 由此有

$$fu=\mu\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (13)$$

$$f\frac{\partial v}{\partial z}=\frac{g}{\overline{T}}\frac{\partial T'}{\partial x}, \quad (14)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial w}{\partial z}=0, \quad (15)$$

其中 f 为科氏力, μ为湍流扩散系数. 由(15)式引进流函数ψ, 有

$$w=\frac{\partial\psi}{\partial x}, \quad u=-\frac{\partial\psi}{\partial z}. \quad (16)$$

将此式代入(13)式, 给出

$$f\frac{\partial\psi}{\partial z}=-\mu\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}. \quad (17)$$

假定

$$z\to\infty, \quad \psi\to 0, \quad \mu\frac{\partial v}{\partial z}\to 0. \quad (18)$$

于是有

$$f\psi=-\mu\frac{\partial v}{\partial z}. \quad (19)$$

将此式代入(14)式, 得到

$$f^2\psi=-\mu\frac{g}{\overline{T}}\frac{\partial T'}{\partial x}. \quad (20)$$

最后有

$$u=\mu\frac{g}{f^2\overline{T}}\frac{\partial^2 T'}{\partial x\partial z}, \quad (21)$$

$$w=-\mu\frac{g}{f^2\overline{T}}\frac{\partial^2 T'}{\partial x^2}. \quad (22)$$

1.5　温度变化的控制方程

将(22)式代入(12)式, 得到

$$\tau\frac{\partial T'}{\partial t}=\left(k_l+\frac{N^2}{f^2}\mu\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial x^2}+\left(k_h+\frac{8\sigma r^{\bullet}\overline{T}^3}{\alpha_s'\rho_c}\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial z^2}$$
$$-8\left(1-r^{\bullet}\right)\alpha_w'\sigma\rho_c\overline{T}^3T'+\alpha''\rho_cQ'. \quad (23)$$

这是辐射传输的热力学过程和运动的动力学过程耦合后的扰动温度变化的控制方程. 它是本工作研究的基础方程. 这即为巢纪平等[14]提出气候态的距平模式.

在这里时间变化项的引进是出自物理考虑, 温度场一般来讲总要向外源(在这是太阳辐射)适应[15], 其张弛系数的大小可通过气候模式的数值试验做出估值.

1.6　大气动力学场的计算

注意到, 虽然现在温度已解出, 但从(22)式不能直接算出垂直速度, 这是因为(22)式只在流体内部表明垂直运动和温度场的关系, 而垂直运动尚需受边界条件的约束, 为此可对(16)式求旋度, 将(21), (22)式代入, 得到

$$\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\psi}{\partial z^2}=-\frac{\mu g}{f^2\hat{T}}\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial z^2}\right)\frac{\partial T}{\partial x}, \quad (24)$$

改写成

$$\frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\Phi}{\partial z^2}=0, \quad (25)$$

式中 $\Phi=\psi+\dfrac{\mu g}{f^2\hat{T}}\dfrac{\partial T}{\partial x}$.

边界条件为

$$z=0, \quad \psi=0. \quad (26)$$

地面是一条流线, 确保垂直运动为零, 由此有

$$z=0, \quad \Phi=\frac{\mu g}{f^2\hat{T}}\frac{\partial T(x,0)}{\partial x}. \quad (27)$$

右端已知. 考虑到$z\to\infty$, $\psi\to 0$, $\partial T/\partial x\to 0$, 于是有

$$z\to\infty, \quad \Phi\to 0. \quad (28)$$

类似地考虑, 给出

$$x=-a, \quad \Phi=\frac{\mu g}{f^2\hat{T}}\frac{\partial T(-a,z)}{\partial x}.$$

$$x=b, \quad \Phi=\frac{\mu g}{f^2\hat{T}}\frac{\partial T(b,z)}{\partial x}. \quad (29)$$

当Φ算出后, $\psi=\Phi-\dfrac{\mu g}{f^2\hat{T}}\dfrac{\partial T}{\partial x}$; 当流函数求出后, 可以计算出 u 和 w.

1.7 模式的数学表达式

现把上面各种物理过程汇总成一个数学问题.

$$\tau\frac{\partial T'}{\partial t}=\left(k_l+\frac{N^2}{f^2}\mu\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial x^2}+\left(k_h+\frac{8\sigma r^{\bullet}\bar{T}^3}{\alpha_s'\rho_c}\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial z^2}$$
$$-8\left(1-r^{\bullet}\right)\alpha_w'\sigma\rho_c\bar{T}^3T'+\alpha''\rho_cQ'. \tag{30}$$

当下垫面为绿洲时, 下边界条件为(8)式; 当下垫面为荒漠时, 下边界条件为(10)式.

侧边界条件为

$$z=-a\ \&\ z=b,\quad T'=0. \tag{31}$$

上边界条件为

$$z=h,\quad T'=0. \tag{32}$$

2 定常距平气候态

当不考虑时间变化项时, 方程变为

$$0=\left(k_l+\frac{N^2}{f^2}\mu\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial x^2}+\left(k_h+\frac{8\sigma r^{\bullet}\bar{T}^3}{\alpha_s'\rho_c}\right)\frac{\partial^2 T'}{\partial z^2}$$
$$-8\left(1-r^{\bullet}\right)\alpha_w'\sigma\rho_c\bar{T}^3T'+\alpha''\rho_cQ', \tag{33}$$

边界条件同上.

太阳辐射的平衡值取334.59 W m^{-2}, 计算参见文献[16~18] , H=3×10^3 m, v=2.4 m s^{-1}, C_d=2.75 e^{-3}, C_d为空气的拖曳系数, σ = 5.673 e^{-8} J s^{-1} m^{-2} K^{-4}, ρ_a=1.293 kg m^{-3}, c_p=1004 J kg^{-1} K^{-1}, L_v=2.5 e^6 J kg^{-1}, r_c=150 s m^{-1}, $\alpha_l=0.3-0.1\times\sin\left(\dfrac{x}{a}\pi\right)$, $\alpha_s=0.3+0.1\times\sin\left(\dfrac{x-a}{b}\pi\right)$, ε = 0.95, r = 0.5, K_0 = 9.6, K_s = 4.1, $B_{\rm E}$ = 5, R = 0.5, k_l = 1.01 e^7 J m^{-1}, k_h = 2.3 e^4 J m^{-1}, α_s' =10 m^2 kg^{-1}, α_w' =0.125 m^2 kg^{-1}, α'' =0.025 m^2 kg^{-1}, $r_{\rm E}$ = 1/$C_d v$, ξ_0=0.4, f = 1×10^{-4} s^{-1}, g = 9.8 m s^{-2}, q_{sat}=0.622×6.11e^{-3}×10$^{7.45\,t/(237.3+t)}$, T = (273.15 + t) K, N=1.16 e^{-2} s^{-1}, ρ_c=6 e^{-3} kg m^{-3}, $r^{\bullet}$=0.5.

2.1 太阳辐射距平取平衡值的 1%

由于是气候态的距平模式, 若取太阳辐射的距平值为上述平衡值的 1%, 即$Q'=3.3459$ W m^{-2}, 则计算结果如下.

2.1.1 绿洲荒漠尺度不同的影响

考虑绿洲荒漠在水平方向上分布尺度不同, 例如水平范围共 200 km, 当绿洲尺度分别为 65, 100, 135 和 165 km 时温度场和动力学场的变化可参见图 1.

从图 1 可以看出, 在本模式中, 当绿洲尺度大于 100 km 时, 正温度距平区在大气低层, 并跨越绿洲和荒漠交界区, 中心在交界处附近, 使它们耦合成一个相互并存的整体. 从环流上看, 也是在交界处附近上升的一个整体环流, 且强度较弱, 两区之间的热量和水分(通过潜热)交换不强, 这是两区能并存的物理条件. 随着绿洲尺度的缩小, 荒漠区的负温度区扩大, 当绿洲面积小于65 km时, 正的温度距平只在绿洲上空, 环流发生明显的变化, 绿洲上空是上升运动, 荒漠区上空是下沉运动, 这样从绿洲尺度大时的两圈环流, 过渡到三圈环流. 特别注意到, 在低层从荒漠区向绿洲区的辐合环流加强, 这样必然有大量干冷空气从荒漠区流入绿洲区, 使绿洲消亡.

由此可见, 在一定的气候条件和物理条件(如植被不同、蒸腾率不同等)下, 绿洲若要维持, 其面积需达到一个临界尺度.

2.1.2 绿洲区相对湿度不同的影响

当绿洲取 100 km, 其他参数不变, 绿洲区的空气相对湿度取值不同时, 对整个区域的影响.

从图2可以看出, 在绿洲尺度为100 km时, 当绿洲湿度小于 50%时, 整个区域的低层为正温度距平, 低层气流辐合高层气流辐散, 但气流较弱, 温度高有利于植被的蒸发和蒸腾, 使低层大气处于暖湿状态, 而由于气流弱, 热量和水分不易流失, 如果有充足的土壤水分来支持蒸发和蒸腾, 绿洲可处在自我维持状态.

由此可见, 绿洲上空的空气太湿润并不是绿洲发展的好条件, 相反, 较为干燥的大气环境, 更有利绿洲的生存发展. 这是对我国西北干旱区中绿洲得以维持的一个理论说明.

当绿洲相对湿度大于 50%时, 荒漠区出现负温度距平区并随着绿洲相对湿度的增大负温度距平区迅速扩大, 绿洲和荒漠两区分别呈现正、负温度距平. 在荒漠区的低层流向绿洲区的气流加强, 大量干冷空气流向绿洲, 将不利绿洲的生存发展. 在环流结构上, 也从两圈环流过渡到三圈环流.

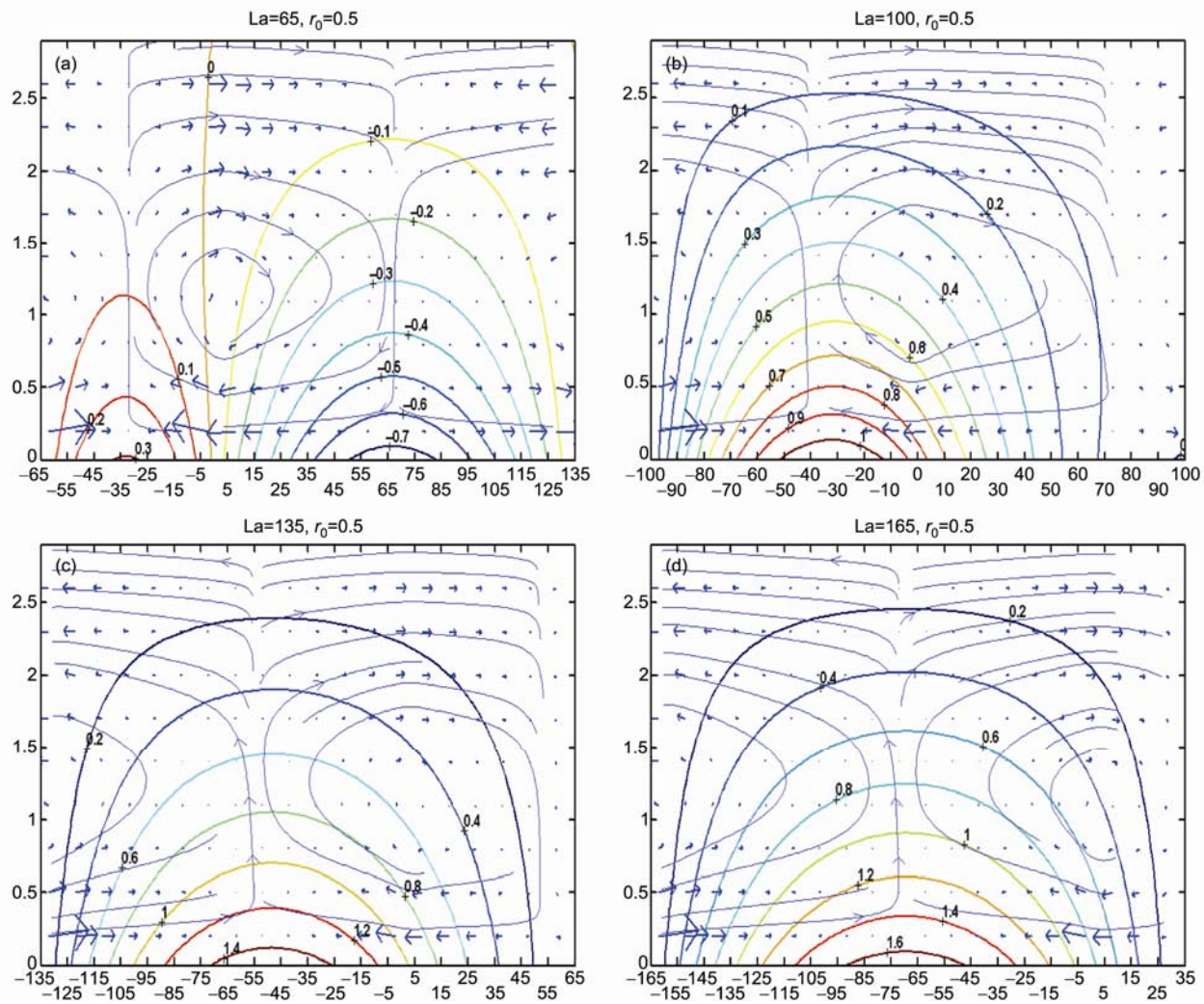

图 1　绿洲相对湿度不变尺度不同时的温度距平和动力学场

(a)~(d) 绿洲尺度分别为 65, 100, 135, 165 km. 图中 La 为绿洲尺度, r_0 为绿洲空气相对湿度, 水平方向和垂直方向单位为 km (下图同), 温度距平单位为℃, 图中垂直速度最大值为 0.17 m s^{-1}, 水平速度最大值为 0.64 m s^{-1}, 温度距平最大值为 1.68℃

2.2　达到准定常态的时间

当考虑时间项的变化时, 即方程(30). 时间张弛系数取 $\tau = 7.776\ \mathrm{e}^6$. 边界条件、其他参数与不考虑时间项时所取一样.

当方程中加入时间项后, 达到准定常态的距平气候与上面定常态(两个时次迭代的温度差达 10^{-6})的结果相比, 当绿洲相对湿度不变, 绿洲尺度变化时, 除了绿洲和荒漠交界处环流场稍弱外, 其他均接近定常态. 按上面取的张弛系数, 当绿洲尺度为 65, 100, 135, 165 km 时, 达到准定常态的时间分别约为 8.58, 10.1, 11.17, 11.58 年. 可见, 绿洲尺度越大, 达到准定常态的时间越长.

当绿洲尺度不变, 相对湿度变化时, 除了在绿洲和荒漠交界处环流场减弱外, 其他结果也接近定常态. 当绿洲湿度为 10%, 30%, 50%, 80%时, 达到准定常态的时间分别约为 13.25, 11.92, 10.1, 6.75 年. 可知绿洲相对湿度越大, 达到准定常态的时间越短.

从图 3(a)~(d)可以看出, 绿洲尺度为 100 km, 相对湿度为 50 时, 随着时间的增长, 整个区域的环流逐渐减弱, 有利于绿洲水汽的维持, 荒漠的干冷气流也更不易入侵到绿洲, 绿洲有维持的趋势. 当绿洲湿度不变, 绿洲尺度变化时其他尺度结果类同不加时间项时的分析.

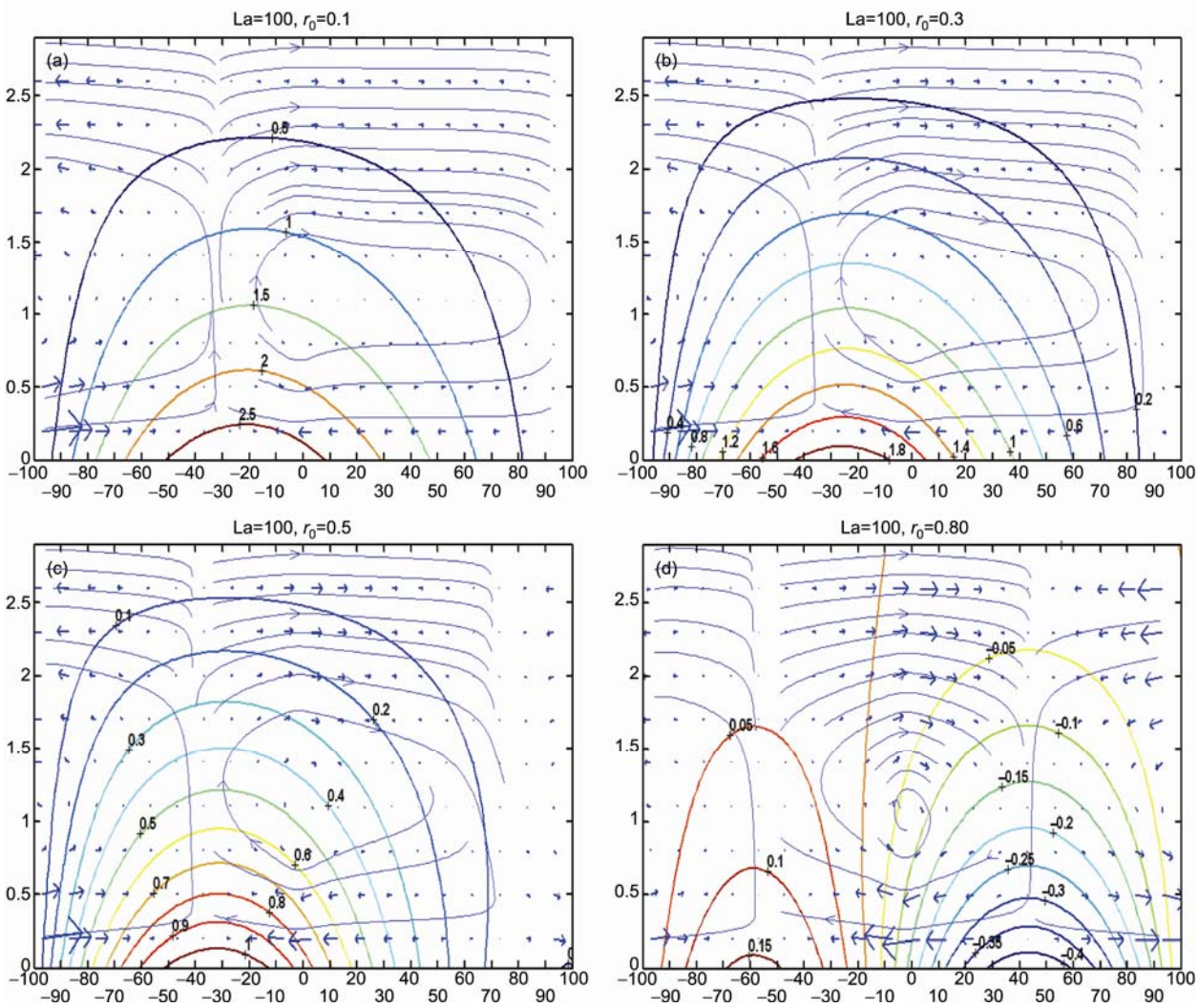

图 2 绿洲尺度不变相对湿度不同时的温度距平和动力学场

(a)~(d) 绿洲相对湿度分别为 10%, 30%, 50%, 80%. 图中垂直速度最大值为 0.38 m s^{-1}, 水平速度最大值为 1.38 m s^{-1}, 温度距平最大值为 2.9℃

从图 3(e)~(h)可以看出, 绿洲尺度为 100 km, 相对湿度为 80%时, 随着时间的增长, 只有绿洲区域的正温度距平区环流减弱, 而荒漠侧的负温度距平区环流并没有太大变化; 并在高空冷温度距平区逐渐由荒漠向交界处扩张, 不利于绿洲的维持发展. 当绿洲尺度不变, 相对湿度变化时, 在其他相对湿度条件下的结果也类同不加时间项时的分析.

3 结合实际

图 4 为 2006~2007 年全国的平均相对湿度分布图, 从这张图可以看出, 我国南部平均相对湿度要大于北部, 东部的平均相对湿度要大于西部.

由上面理论上相对湿度对绿洲的影响分析来看, 在黄河流域以南, 大部分地区相对湿度大于 50%, 由上面的分析可知湿度过大并不是很有利于绿洲发展, 但我们可以通过扩大绿绿洲面积超过临界尺度, 使得绿洲得以较好地维持; 而在黄河流域以北, 大部分地区相对湿度小于 50%, 在这样的湿度条件如果有充足的土壤水分来支持蒸发和蒸腾, 有利于绿洲维持. 所以在这些地区, 我们依然应该扩大绿洲面积保持水土, 另一方面可以对绿洲地区进行一定的灌溉,

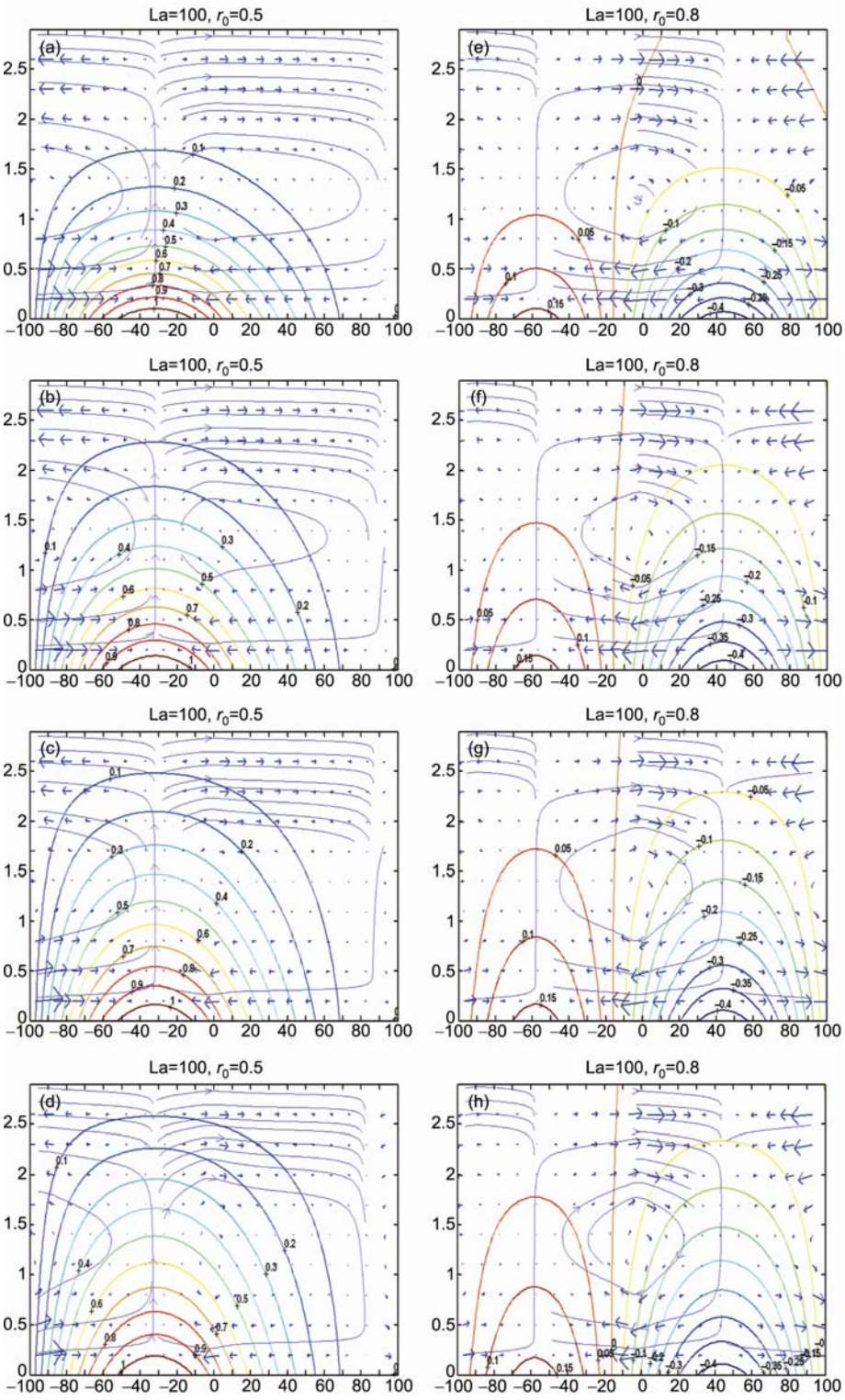

图 3　绿洲的温度距平和动力学场随时间演变

(a)~(d) 分别为绿洲尺度为 100 km, 相对湿度为 50%时随时间迭代到两年和准定常态时的图. (e)~(h) 分别为绿洲尺度为 100 km, 相对湿度为 80%时随时间迭代到两年和准定常态时的图. 图中垂直速度最大值为 0.13 m s^{-1}, 水平速度最大值为 0.40 m s^{-1}, 温度距平最大值为 1.1℃

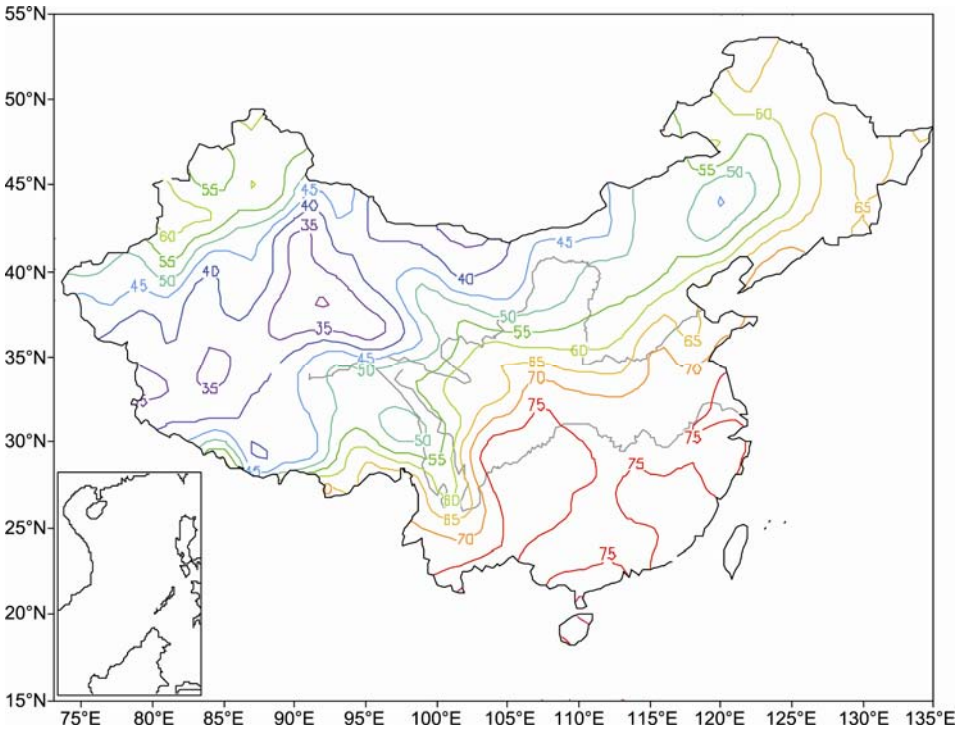

图 4　2006~2007 年全国的平均相对湿度分布

使得地面土壤有较充足的水分使得绿洲维持; 但是由上面的分析可知在黄河流域以北地区相对湿度较小, 一片绿洲达到准定常态需要更长的时间, 所以我们更应该加强对这些地区绿洲的防护, 否则一旦破坏, 将要我们付出很多年的努力来使它重新恢复平衡.

4　结论

本文在考虑了行星边界层大气中动力学过程和辐射传输过程后, 在绿洲和荒漠共存的环境里, 将边界层物理场与下垫面植被冠层中的热量平衡方程相耦合, 从而建立了一个简单的荒漠与绿洲共存时边界层大气运动和植被生态过程相耦合的理论模式. 用此分析了绿洲荒漠共存时热力学场和动力学场的变化. 分析结果表明: 一是绿洲尺度越大, 越有利于绿洲维持; 二是绿洲相对湿度不太高, 如果有充足的土壤水分来支持蒸发和蒸腾, 绿洲可处在自我维持状态, 而绿洲相对湿度太大反而不是绿洲维持的有利条件; 三是绿洲尺度越大, 达到准定常态需要的时间越长, 绿洲相对湿度越大, 达到准定常态需要的时间越短.

致谢　感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1　王涛. 干旱区绿洲化、荒漠化研究的进展与趋势. 中国沙漠, 2009, 29: 1–9
2　胡隐樵, 左洪超. 绿洲环境形成机制和干旱区生态环境建设对策. 高原气象, 2003, 22: 537–544
3　Charney J G. Dynamics of deserts an drought in the Sahel. Q J R Meteorol Soc, 1975, 101: 193–202
4　Dickinson R E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: Hansen J E, Takahashi T, eds. Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys Monogr Ser, 1984, 29: 58–72
5　Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A revised land surface parameterization(SiB) for use within GCMs. J Atmos Sci, 1986, 43: 505–531
6　Pan X L, Chao J P. The effects of climate on development of ecosystem in Oasis. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 42–52
7　薛具奎, 胡隐樵. 绿洲与沙漠相互作用的数值试验研究. 自然科学进展, 2001, 11: 514–517

8 巢纪平, 周德刚. 大气边界层动力学和植被生态过程耦合的一个简单解析理论. 大气科学, 2005, 1: 37–46
9 刘飞, 巢纪平. 全球植被分布对陆面气温影响的半解析分析. 科学通报, 2009, 54: 1761–1766
10 巢纪平, 李耀锟. 热力学和动力学耦合的二维能量平衡模式中荒漠化气候的演变. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2010, 40: 1060–1067
11 Wu L Y, Chao J P, Fu C B, et al. On a simple dynamics model of interaction between sasis and climate. Adv Atmos Sci, 2003, 5: 775–780
12 Kuo H L. On a simplified radiative-conductive heat transfer equation. Pure Appl Geophys, 1973, 109: 1870–1876
13 巢纪平, 陈英仪. 二维能量平衡模式中极冰–反照率的反馈对气候的影响. 中国科学 A 辑: 数学, 1979, 12: 1198–1207
14 巢纪平, 季劲钧, 何家骅, 等. 一种长期数值预报方法的物理基础. 中国科学 A 辑: 数学, 1977, 20: 162–172
15 许有丰. 二层线性模式长期气象过程的一些计算. 见: 顾震潮, 主编. 动力气象学论文集. 北京: 科学出版社, 1961. 90–95
16 王炳忠. 太阳辐射计算讲座第一讲太阳能中天文参数的计算. 太阳能, 1999, 2: 8–10
17 王炳忠. 太阳辐射计算讲座第二讲相对于斜面的太阳位置计算. 太阳能, 1999, 3: 8–9
18 王炳忠. 太阳辐射计算讲座第三讲地外水平面辐射量的计算. 太阳能, 1999, 4: 12–13