

# 现代沙漠对气候变化的响应与反馈:以古尔班通古特沙漠为例

魏文寿

(中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011; 中国科学院兰州冰川冻土研究所冰芯开放实验室, 兰州 730000, Email: weiwsh@ms.xjb.ac.cn)

**摘要** 现代沙漠对气候变化的响应与反馈作用是全球气候变化研究中不可缺少的重要组成部分。沙漠对气候变化作出响应, 同时在响应过程中又以特殊环境的反馈作用影响气候。国内外学者对沙漠气候的研究做过许多工作, 但对于干旱区现代固定、半固定沙地和流动沙漠对气候变化的响应与反馈关系的研究甚少, 特别是干旱沙漠区对气候响应与反馈作用因子、参数量级变化关系如何一直是研究中的难题之一。根据古尔班通古特沙漠区近 40 年气候变化序列以及沙漠表层的气象物理特征变量关系, 测量分析了干旱沙漠区对气候变化的响应与反馈的作用, 获得了一些水热交换过程中的变量参数, 并建立了沙漠化的数值模式。

**关键词** 古尔班通古特沙漠 气候变化 响应与反馈 数值模式

沙漠对气候变化的响应与反馈使在特殊条件下形成的地-气过程表现出了特殊下垫面的变化特征。国内外对沙漠气候的研究已进行得较深入, 尤其是在干湿周期的自然变率与人类活动影响以及撒哈拉地区的沙漠化过程与模拟中, 都做出了突出成绩, 提出了沙漠气候系统的相互影响变化参数与模拟等问题。在区域气候变化研究中即是现在发展中的 RegCM2 模式, 虽然对边界层参数、陆面过程、辐射传输等进行改造与修正, 但是对沙漠气候的模拟仍需要提出一些相对定量化的参数。因此, 深入地研究沙漠对气候变化的响应与反馈, 确定干湿过程对沙漠正逆发展过程的作用以及建立数值模式, 是解决区域气候以及全球气候变化中不同下垫面(包括极地、冰雪面、沙漠、水域等)差异的重要问题。特别是由于全球气候变暖使响应敏感的沙漠区面积扩大所引起的反馈作用, 更加剧了气候干旱。本文通过对古尔班通古特沙漠区对气候变化的响应与反馈参数的测量分析, 为全球气候变化研究提供了区域气候变化的科学依据。

## 1 资料与研究方法

沙漠对气候变化的响应是根据北疆地区 87 个气象、水文站的观测资料, 采用 Jones 等人<sup>[1]</sup>建立的温度与降水时间序列统计方程和国际通用的 Thornthwaite<sup>[2]</sup>湿润指数经验公式, 对 1950 年~1990 年间的实测资料进行了时间序列和空间分布特征分析;同时根据干湿周期(1975 年和 1992 年)的沙漠化状况作了卫星图象的对比分析以及观测时期以来沙尘暴对沙漠正逆发展过程的响应分析。沙漠对区域气候变化的反馈作用研究是根据古尔班通古特沙漠不同类型沙漠下垫面的环境与物质条件, 采用 EKO(日本产)系列辐射仪, 在沙漠区进行了反馈作用参数(短波辐射、长波辐射、反射率、太阳光度、热流量等)的采集测量, 并且与黑河地区的观测结果进行了区域比较, 分析了干旱沙漠区的热量反馈传输过程和参数变量关系。

沙漠化过程数值模式是依据热量平衡方程与 Thornthwaite 估价降水效率的关系而建立的。根据沙漠环境演变预测了现代气候变化趋势, 探讨了沙漠环境在气候变化中的动力作用。

2 结果与分析

2.1 沙漠对气候变化的响应

沙漠对气候变化的响应,具体表现为气候的干湿冷暖变化.根据北疆地区的气候要素统计结果,50 年代以来有一个弱的冷暖波动,并且从 1969 年开始气温一直为上升趋势.在 40 年代气候序列过程中气温的振幅不明显,但是在沙漠区,升温降温现象则非常显著(图 1),北疆降水序列特征(图 2)表现为 50 年代至 70 年代初为减少期,70 年代中期以后的降水逐渐增加,平均 10 年增加量约为 1 mm.但是温度的升幅(平均 10 年升高了 0.3℃)远大于降水增加的幅度.依据 Thornthwaite 湿润指数模式计算结果,北疆的湿润指数显示其气候向变干趋势发展.根据一次线性回归分析,其湿润指数 40 年中减小了 0.3,到 90 年代北疆地区的湿润指数仅为 1.9.自 50 年代以来,北疆的气候虽有波动,但总趋势是向干旱化方向发展<sup>[3]</sup>.由于大气湿润指数减小,荒漠边缘流沙区面积明显扩大,干旱草原区的植物量也明显减少<sup>[4]</sup>.因此,沙漠化对气候变化的响应也非常明显,根据卫星影像图分析结果,在古尔班通古特沙漠 1975 年~1992 年之间,流动沙区面积以每年 0.003 8‰的速度递增,17 年间流动沙区面积扩大了 3 060 km<sup>2</sup>,新增流动沙区面积占沙漠总面积的 0.64‰.流动沙区面积的扩大,不仅发生在沙漠南缘的人类活动区,而且在人类活动极少的乌仑古河以南以及在 3 个泉北部等多处都产生了流动沙化.这些沙漠化程度明显增大的现象,是气候变干的直接反映.如 1987 年虽然处在升温期,但由于该年度相对丰富的降水(沙漠站最大年降水量达 260 mm),短命植物迅速增多,植被覆盖度扩大,沙漠化过程得到了抑制.通过沙漠边缘 4 个气象观测站的大风和沙尘暴日数统计(多年平均分别为 22 和 8 d),沙尘暴平均日数也与气候的干湿波动密切相关.如 1982 年气候干旱,平均年降水量仅为 92 mm,而大风和沙尘暴日数则分别增加到 29 和 18 d;1987 年降水量增加到 260 mm,相应的大风和沙尘暴日数则分别减少到 11 和 4 d.并且在一些湿润年份,虽然大风日多,由于荒漠植被和沙地结皮的保护作用,沙尘暴日数也明显减少.因此沙漠既是全球气候变化过程中的产物,又是气候干湿、冷暖变化的敏感响应区,其响应变化表征着气候波动与生态环境的演变过程.

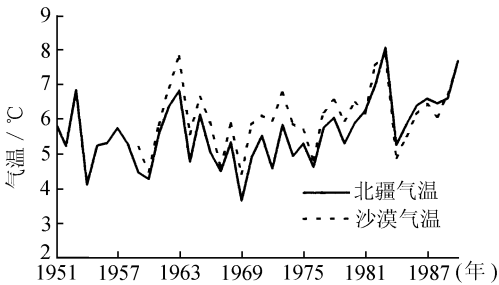


图 1 北疆与沙漠区年平均气温比较

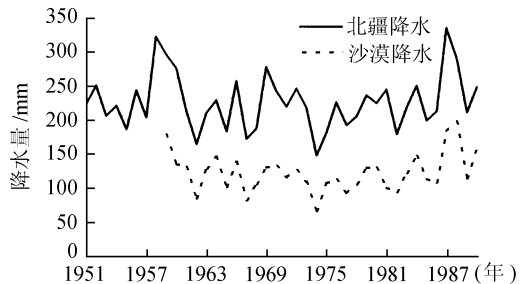


图 2 北疆与沙漠区年降水量比较

2.2 沙漠对气候的反馈作用

沙漠区对气候变化响应越敏感,则反馈作用就越强,其反馈作用主要是通过辐射热量平衡实现的.沙漠对太阳辐射和长波辐射的反馈作用非常显著,从图 3 中的月辐射通量可看出,虽然地处干旱区的乌鲁木齐的纬度较拉萨和珠峰附近观测点高约 16°,且其海拔也比此两地

分别低约 2 250 和 4 100 m, 但其夏季最大辐射通量则与此两地相近<sup>[5]</sup>. 在古尔班通古特沙漠的流动、固定沙区和干旱草原区的太阳总辐射最大值均约为 820 W/m<sup>2</sup>, 时间在 14 时左右, 而 3 种不同下垫面的入射分量分别为 610, 680 和 695 W/m<sup>2</sup>, 长波有效辐射能量为 170, 160 和 155 W/m<sup>2</sup>, 出现时间均在太阳辐射值最大时. 随着地表沙土粒径的减小和含水率增大以及植物量的增加, 有效辐射最低值的出现时间则随之提前. 测量结果表明<sup>[6]</sup>, 沙漠区有效辐射明显高于绿洲区. 由图 4 看出, 干燥沙地显热和潜热的昼夜交换, 夜间地表沙层热量向大气以长波形式迅速反馈, 所以越干旱的沙漠区有效辐射值越大, 反馈作用也越强. 反射辐射是地表向大气反馈的直接能量. 反射辐射参数的大小主要取决于地表状态和地表性质(表 1), 因此, 从空间上影响反射率的因素是下垫面的植被、颜色、湿度和粗糙度, 从时间上影响反射率的因素是太阳高度角和大气状况. 古尔班通古特沙漠, 由于沙层水分含量少, 地表湿度小, 特别是早晨地表水气凝结少, 沙粒折射较强. 随着太阳高度角增加, 反射率由大迅速减小. 因此古尔班通古特沙漠反射率的“U”型日变化非常明显, 并且日变化曲率和反射率值也明显大于黑河沙漠

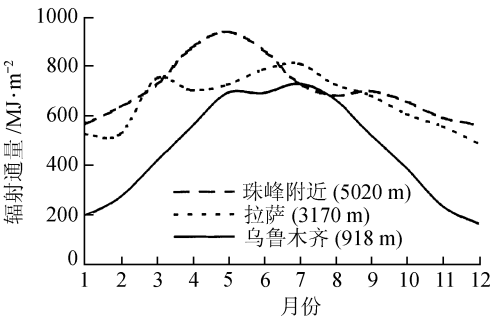


图 3 不同海拔高度太阳辐射通量月变化

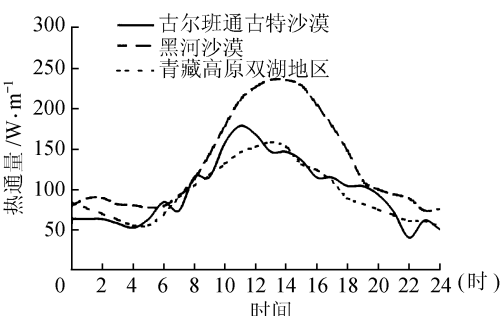


图 4 不同地区有效辐射比较

区<sup>[7, 8]</sup>.

表 1 自然表面反射率

| 自然表面 | 反射率/% | 自然表面 | 反射率/% |
|------|-------|------|-------|
| 干燥草原 | 15~25 | 固定沙漠 | 20~30 |
| 干燥土地 | 12~19 | 流动沙漠 | 25~40 |
| 湿润土地 | 5~9   | 雪 面  | 50~95 |
| 盐碱地  | 20~35 | 冰 面  | 48~90 |

根据古尔班通古特沙漠的彩南流动沙区和阜北固定沙区 7 月份辐射平衡的观测比较, 越是干旱流动的沙漠区, 日间正辐射平衡值越小; 但是夜间负辐射平衡值越大. 如流动沙区的昼夜最大与最小辐射平衡值分别为 465 和-95 W/m<sup>2</sup>, 固定沙漠区分别为 520 和-74 W/m<sup>2</sup>, 干旱草原区分别为 560 和-70 W/m<sup>2</sup>. 因此, 越干旱的沙漠区湍流越强, 传输越快. 在夏季的白天沙漠是一个热源区, 而在冬季的夜间沙漠则成为冷源区.

综上所述, 荒漠区的反馈作用首先是区域蒸散的水汽少, 远距离输送的水汽甚微, 从而使得荒漠区的大气干燥, 使直接辐射到达地面的辐射通量增大. 其次是干旱荒漠下垫面的反射率大, 从而导致紫外线辐射增强, 使到达地面的散射辐射通量增大. 如古尔班通古特沙漠平均入射量为 200 W/m<sup>2</sup>左右, 在流动沙丘区的入射量达到了 219 W/m<sup>2</sup>, 量值几乎接近撒哈拉沙漠<sup>[9]</sup>. 三是越是荒漠化程度高的流沙区, 辐射平衡值越小, 对近地层的湍流输送也就越强, 造

成温度日较差和温度年较差变大. 因此高温与干旱是形成荒漠区对气候变化的敏感响应与突出反馈作用的重要原因.

### 3 模拟与讨论

许多研究都已证明, 气候变化的基本因素受温度升高或降低与降水增加或减少所制约. 干旱气候变化中热量过程与湿润条件则更为重要, 因此, 依据以上响应与反馈的物理气候与地理环境间的相关参数, 对干旱区气候的水热变化进行了数值模拟. 根据感热交换和潜热蒸散都与温度呈线性关系<sup>[10]</sup>, 因此由热量平衡方程得

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = BT' + S_m \cdot \cos w t, \quad (1)$$

其中

$$B = B_R + H + E, \\ B_R = \frac{\partial R \uparrow}{\partial T_s}, \quad H = C_p r_0 C_D |V_0|, \quad E = \frac{\partial L_a}{\partial T},$$

式中  $C_s$  为下垫面的沙土比热( $W/(g \cdot K)$ );  $T_s$  为地面温度的偏差值;  $S_m$  为地-气系统接受太阳辐射的振幅;  $w$  为振动频率(日变化中  $w = 7.3 \times 10^{-5} s^{-1}$ , 年变化中  $w = 2 \times 10^{-7} s^{-1}$ );  $C_p$  为空气比热;  $C_D$  为阻曳系数;  $|V_0|$  为地面风速 ( $m/s$ );  $E$  为蒸发率;  $L_a$  为潜热蒸发常数.

(1) 式中的诸项因素表明, 地面温度亦随太阳辐射的日、年周期振动而波动. 经过对(1)式整理可得温度振幅较差参数( $T_s$ ):

$$T_s = \frac{S_m}{[B^2 + (w \cdot Q)^2]^{1/2}} \quad (2)$$

其中

$$Q = \frac{C_p \bar{r}_a (2K_a)^{1/2}}{w} + \frac{C_s \bar{r}_s (2K_s)^{1/2}}{w}, \quad (3)$$

式中  $K_a$  和  $K_s$  分别为空气和下垫面的热传导率, 其参数分别为  $1.2 \times 10^4$  和  $2 \times 10^3 cm/s$  与  $1.2 \times 10^{-3}$  和  $1.7 \times 10^{-3} cm/s$ ;  $r_a$  和  $r_s$  分别为大气和下垫面密度;  $C_s$  为沙土比热;  $Q$  为热通量. 如果假定地-气系统的热量变化是先由地表吸热再分别向上和向下传导, (3)式则可用来计算地-气传输热量.

以上模拟分析和实测比较表明, 荒漠地区的温度较差无论日、年变化都极大, 所以, 在荒漠下垫面条件下, 由于温度变化极快, 由此引起的荒漠区湍流变化也剧烈. 沙漠区日温差主要取决于沙地受太阳辐射的振幅, 不同下垫面接受的太阳辐射振幅有明显的差异, 同时影响到了温度的日变化.

根据(2)和(3)式, 将荒漠下垫面各参数代入模拟, 可得出不同荒漠下垫面的温度日变化. 如固定沙区当  $S_m > 300$ ,  $B_R = 2$ ,  $H = 12$ ,  $E = 1$  时, 模拟值为  $39^\circ C$ , 与实测相同; 在流动沙区以上参数相同时, 模拟值为  $48^\circ C$ , 实测值为  $46^\circ C$ . 若根据模拟区环境对参数的影响而对其进行调整后, 则模拟值与实测值基本相同.

荒漠区的降水量直接影响植物生长. 粗糙的地表对地面风具有抑制作用. 当风的切应力超过了裸露地表的抗蚀力时, 风蚀就会产生, 从而导致了地表径流损失量和潜在蒸散的增加, 更多的能量被用于地表升温或大气升温, 此时的 Bowen 比率明显升高<sup>[11]</sup>, 同时意味着荒漠化

过程的正向发展.

干旱不仅受温度和降水的影响,而且风蚀作用也非常重要.因此,在影响降水模拟中,风速也是一个重要因子<sup>[12]</sup>.根据气候变化与风速的关系,即

$$C = K \frac{U^3}{(W)^2}, \quad (4)$$

式中  $U$  为风速;  $W$  为 Thornthwaite 指数;  $K$  为区域条件常数.为了能够更确切地评价温度和降水的作用,运用降水效率的指数关系式:

$$W = 0.316 \left( \frac{P}{1.8T_s + 22} \right)^{10/9}, \quad (5)$$

式中  $P$  为月平均降水量(mm);  $T_s$  为地面温度( $^{\circ}\text{C}$ ).各月值相加即得年值.为避免出现小数再乘以 10, (5)式成为

$$W = 3.160 \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{P_i}{1.8T_{si} + 22} \right)^{10/9}. \quad (6)$$

将(6)式代入(4)式,得出降水与风蚀和温度相关的荒漠化过程气候因子模拟式,即

$$C = KU^3 \left/ \left[ 3.16 \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{P_i}{1.8T_{si} + 22} \right)^{10/9} \right]^2 \right. \quad (7)$$

从(7)式中的各项分析可知,当降水接近零时(极端干旱区),  $W$  指数也趋于零;在风速不变的情况下,当温度明显升高,  $W$  指数就相应减小,气候因子( $C$ )随之增大;当  $W$  趋于零时,  $C$  将趋于无穷大,即该区将趋于荒漠.

干旱区降水量变化的高度敏感性说明,降水量在干旱区流动、固定和半固定沙漠以及干旱草原区是非常重要的气候因子.如果降水减少,  $W$  指数减小,高温和强风蚀便随之加强;当降水增加时则反之.将在古尔班通古特沙漠获得的降水与温度等各因子参数代入(7)式计算,如果按照气候因子划分法,将最低降水量临界值的气候因子数定为 1 000,最小月降水量下限确定在 12 mm,常数项( $K$ )则为 396,取平均温度为  $6.0^{\circ}\text{C}$ ,风速为 3 m/s 时,即达到该沙漠的平衡发展.若降水增加或者温度降低,沙地表面风蚀将减弱.如果降水每月从 12 mm 增加到 25 mm,气候因子数降低到 200,沙漠向逆过程发展;若月降水减少至 6 mm,气候因子数将增加到 4 669,比临界值增大近 5 倍,由此将导致温度升高,风速增大,沙漠向正过程发展.所以在干旱区降水增加对沙漠逆过程发展的作用是缓慢的,但是降水略有减少对沙漠正过程发展的作用则是明显而迅速的.

致谢 感谢董光荣、张林源先生提出宝贵意见和刘明哲、李卫红、姜逢清等人在野外测量以及资料整理中给予的大力帮助.本工作为国家自然科学基金(批准号:49871004)资助项目、国家重点基础研究发展规划项目和国家自然科学基金(批准号:39990492)重大资助项目.

## 参 考 文 献

- 1 Jones P D, Hulme M. Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations.

International J Cli, 1996, 16: 361~377

- 2 Courel M F, Kande R S, Rasool S I. Surface albedo and Sahel drought. *Nature*, 1984, 307: 528~531
- 3 董光荣, 申建友, 金 炯. 试论全球气候变化与沙漠化的关系. *第四纪研究*, 1990, (1): 91~98
- 4 陈昌笃. 古尔班通古特沙漠的沙地植物群落区系及其分布的基本特征. *植物生态与地植物学丛刊*, 1983, 7(2): 89~98
- 5 翁笃鸣, 陈万隆, 陈留华. 拉萨河谷的太阳辐射特征研究. 见:《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. 北京: 科学出版社, 1984. 70~81
- 6 魏文寿. 沙漠表层粒度与水热变化的环境效应分析——以古尔班通古特沙漠为例. *沉积学报*, 1998, 16(1):152~155
- 7 魏文寿, 董光荣. 古尔班通古特沙漠表层的辐射热量变化分析. *中国沙漠*, 1997, 17(3): 1~6
- 8 Zou Jiling, Hou Xuhong, Ji Guoling. Preliminary study of surface radiation properties in HEIFE area in late summer. In: Mitsuta Y, ed. *Advance in HEIFE Research*. 北京: 气象出版社, 1994. 70~77
- 9 Jackson R D, Idso S B. Surface albedo and desertification. *Science*, 1975, 189: 1012~1013
- 10 Ei-shal A O, Mayhoub A B. Estimating solar radiation as a function of air temperature using Fourier series. *Theor Appl Climatol*, 1986, 54: 153~159
- 11 Bryant N A. Measuring the effect of overgrazing in the Sonoran Desert. *Climate Change*, 1990, 17: 243~246
- 12 Idso S B. The climatological significance of a doubling of earth's atmospheric carbon dioxide concentration. *Science*, 1980, 207: 1462

(1999-06-24 收稿, 1999-11-08 收修改稿)