



论文

青藏高原地表感热通量的近期变化趋势

阳坤^{①*}, 郭晓峰^①, 武炳义^②^① 中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境变化与地表过程实验室, 北京 100085;^② 中国气象局气象科学研究所, 北京 100081

* E-mail: yangk@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2010-03-18; 接受日期: 2010-05-05

国家自然科学基金(批准号: 40875009, 40810059006)、中国科学院知识创新工程重要方向项目群项目(编号: KZCX2-YW-Q11-01)和中国科学院百人计划项目资助

摘要 最近 30 年, 青藏高原气温明显上升, 风速明显减弱. 青藏高原的地表和大气热源强度在如何变化成为季风研究中备受关注的问题. 本文应用青藏高原 1984~2006 年期间的常规气象观测资料, 对比分析了两类计算方法获得的青藏高原地表感热通量的变化趋势. 一类是基于微气象基本理论和野外观测资料发展起来的物理方法, 考虑了大气稳定度和地表热力粗糙度对热交换系数的影响; 另一类是气候学研究常用的经验方法, 即设定热交换系数为常数或风速的函数. 结果表明: 由物理方法估计的年均感热通量以每 10 年 2% 的速率在减弱; 各季节的感热通量除冬季外, 有约每 10 年 2%~4% 的减弱趋势. 由两种经验方法估计的感热通量的气候平均值比较接近, 但变化趋势却具有较大不确定性, 即: 当热交换系数设定为常数时, 估计的年均感热通量以每 10 年约 7% 的速率减弱; 当热交换系数与风速负相关时, 感热通量则没有显著的变化趋势. 因此, 过去计算感热通量的经验方法不能很好地反映感热的变化趋势.

关键词
青藏高原
稳定度
通量参数化
感热趋势

青藏高原是北半球大陆同纬度的一个强大热源^[1,2], 其热力作用强化了亚洲季风并影响到中国降水^[3~10]. 地表感热作为高原热源的主要分量之一, 其估算在近 30 年一直受到重视. 随着全球变暖, 青藏高原升温比周边地区更快^[11,12], 风速减小也很显著. 青藏高原的能量和水循环在如何变化以及亚洲季风的相应变化成为备受关注的科学问题. Duan 和 Wu^[13]提出高原的感热通量在减弱, 但其感热通量计算采用了传统的经验方法, 没有考虑大气稳定度对地气热交换系数的影响, 其结论的可靠性和不确定性尚待澄清. 本文将基于微气象学理论讨论其所使用感热通量计算方法的局限性, 并量化青藏高原感热

通量的变化趋势.

1 青藏高原气象数据和气候变化趋势

中国气象局(CMA)的常规气象观测数据是本研究的数据来源. 图 1 显示了在青藏高原地区台站的分布. 这些台站建站时间不同, 且早期的观测数据有较多缺失. 根据统计, 在 1961~2006 年期间仅有 21 个台站有较完整的观测数据(即每年有数据的日数超过 300 天), 但在 1984~2006 年期间, 这样的台站数增加至 78 个. 为得到有代表性的结果, 本文选择 1984~2006 年作为分析期间. 如图 1 所示, 多年平均降水从

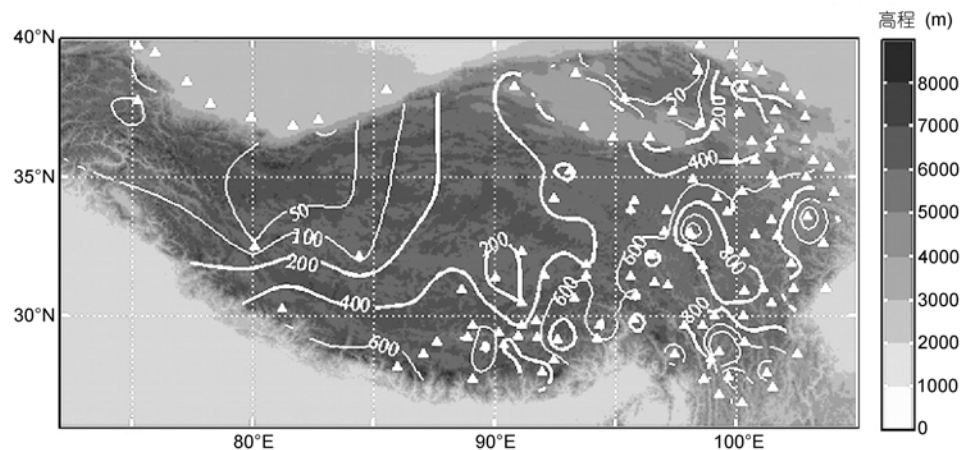


图1 青藏高原地区常规气象观测站的分布和站点高程

等值线为 1984~2006 年的平均年降水量分布, 单位: mm, 其中降水量的观测误差已经过 Ye 等^[14]的方法修正

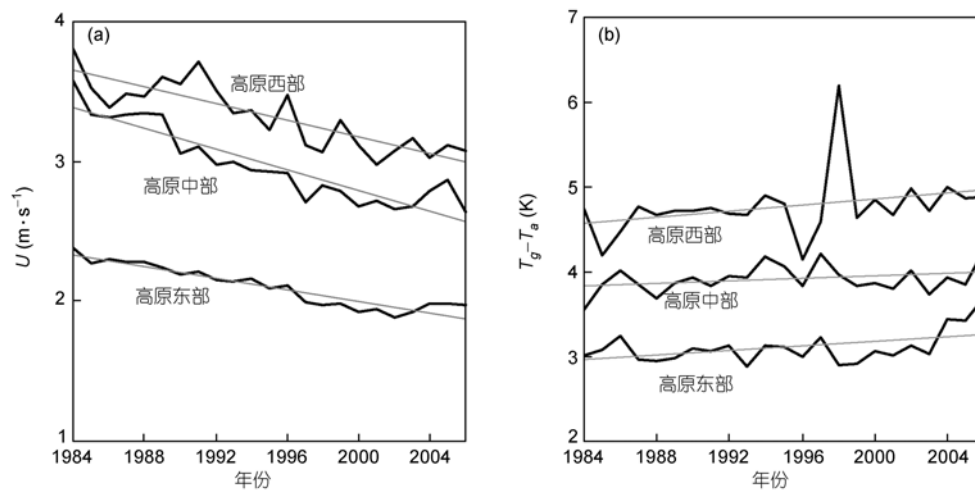


图2 青藏高原西部、中部和东部地区 CMA 观测站的年均风速(a)和年均地气温差(b)的变化趋势

高原西部到东部呈明显的增加趋势, 可见高原覆盖了不同的气候带. 为此, 本文将高原分为西部(85°E 以西)、中部(85°~95°E 之间)和东部(95°E 以东)三个区域, 分别加以讨论.

地表感热通量主要取决于风速和地气温差(地表温度和气温之差, 即 $T_g - T_a$). 一般地, 风速和地气温差越大, 感热通量越大. 图 2 显示 1984~2006 年期间青藏高原西部、中部和东部的年平均风速显著减小, 而地气温差出现了上升的趋势. 如图 3 所示, 高原年平均风速与地气温差呈负相关. 因此, 地表感热通量将如何变化并非一目了然. 本文将讨论感热通量变化与气候变化的关系.

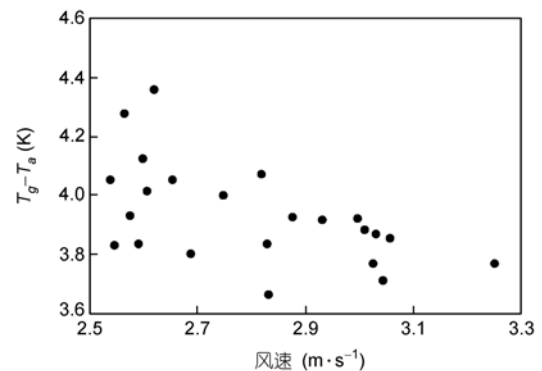


图3 1984~2006 年期间高原整体平均的年均风速和年均地气温差的关系

线性相关系数为-0.55, $P < 0.05$

2 感热通量计算方法

已知风速和地气温差, 感热通量可由以下整体输送法计算:

$$H = \rho c_p C_H u (T_g - T_a), \quad (1)$$

其中 ρ 是空气密度, c_p 是定压比热, u 是参考高度(观测高度)的风速, T_g 是地表温度, T_a 是参考高度的气温, C_H 是热交换系数.

方程(1)中的 C_H 必须通过参数化方案得到. 本文比较两类参数化方案对感热通量变化趋势的估计, 即气候学中常用的经验方法和基于微气象理论和观测资料发展而来的物理方法.

2.1 经验方法计算感热通量

在利用 CMA 常规气象站资料分析青藏高原感热通量的研究中, 多以日均观测值作为输入. 日均感热通量 ($\bar{H}$) 的计算公式如下:

$$\bar{H} = \rho c_p \bar{C}_H \bar{u} (\bar{T}_g - \bar{T}_a), \quad (2)$$

其中 $\bar{u}$, $\bar{T}_g$, $\bar{T}_a$ 和 $\bar{C}_H$ 代表相应参数的日均值.

青藏高原 $\bar{C}_H$ 的研究有较长的历史. Cressman^[15]考虑到地表的形状阻力, 认为高山地区的地表动量交换系数约为 0.005~0.009. 叶笃正等^[2]据此取地表热交换系数为 0.008. 利用第一次青藏高原大气科学实验(TIPMEX)的数据, 陈万隆和翁笃鸣^[16]假设干旱时段蒸发等于降水, 利用观测的地表辐射平衡和地中热流量, 根据地表能量平衡倒算出地表感热通量, 提出了旬平均的 $\bar{C}_H$ 参数化方案(以后称 Chen-Wong 方案). 在海拔 2800 m 以上,

$$\bar{C}_H = 0.00112 + 0.01/\bar{u}. \quad (3)$$

Chen 等^[9]给定 TIPMEX 期间高原的平均风速, 采用方程(3)估计了 $\bar{C}_H$ 为 0.0036, 约为早期取值^[2]的一半. 利用类似的资料, 章基嘉等^[17]得到 $\bar{C}_H$ 约为 0.004~0.005. 本文取

$$\bar{C}_H = 0.004 \quad (4)$$

作为计算感热的经验公式之一, 简称 Chen 方案.

在 20 世纪 90 年代, 通过中日合作亚洲季风试验和青藏高原第二次科学实验(TIPEX), 获取了大量高分辨率的风速、温度和湿度梯度资料. 采用梯度-通量关系, 李国平等^[18]和 Li 等^[19]分别确定了高原西

部两个站的 $\bar{C}_H$ 约为 0.0048, 高原中东部 4 个站的 $\bar{C}_H$ 约为 0.006~0.0064. 在此基础上, Zhao 和 Chen^[20]利用月均 $\bar{C}_H$ 值, 发展了一个多参数拟合的 $\bar{C}_H$ 参数化方案, 并拓展到其他站上.

需要指出的是, 以上方案依据的感热通量数据并非由涡动相关测量得到. 尽管文献[18, 19]使用近地层相似理论得到了高分辨率的感热通量, 但并没有区分该理论中动力粗糙度和热力粗糙度的定量差异. 根据全球能量和水平衡试验之亚洲季风青藏高原试验(GAME-Tibet)的高时间分辨率感热通量测量数据, Ma 等^[21]和 Yang 等^[22]指出, 热力粗糙度在白天远比动力粗糙度小且前者在青藏高原具有较大的日变化; 该日变化对感热通量的参数化计算结果影响很大.

由此可见, 这些方案具有经验性, 但由于缺乏有效的 $\bar{C}_H$ 参数化方案, 以上公式直到最近仍然被广泛使用(如李栋梁等^[23], Ye 和 Wu^[24], Duan 和 Wu^[13]等). Yang 等^[25]指出, 由于它们没有考虑热交换的日变化, 在计算日均感热通量时有较大误差. 本文将采用方程(3)和(4), 通过与下面的物理方法对比, 分析它们在计算感热通量趋势方面的局限性.

2.2 微气象学方法计算感热通量

Yang 等^[25]基于微气象学的相似理论和湍流试验观测资料, 发展了应用 CMA 台站资料计算感热通量的物理方法(或称为 Yang 方案). 日均感热通量计算方法如下:

$$\bar{H} = \rho c_p \bar{C}_H \bar{u} (\bar{T}_g - \bar{T}_a). \quad (5)$$

方程中风速和地气温差的时间分辨率为半小时, 由常规气象站观测资料降尺度得到(见 2.2.2 节). 相应地, C_H 为半小时平均的热交换系数, 以考虑具有明显日变化的大气稳定度和地表热力粗糙度的影响. 每半小时的感热通量计算完成后再做日平均, 得到日均感热通量值. 尽管在 Yang 等^[25]中已经详尽介绍了该方法的发展, 本文仍给出主要公式, 供读者参考.

2.2.1 C_H 的计算

给定大气状态参数、地表动力粗糙度(z_{0m})和热力粗糙度(z_{0h})等, 热交换系数(C_H)可表示为

$$C_H = \frac{k^2}{Pr_0} \left[\ln \left(\frac{z_m}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L}, \frac{z_m}{L} \right) \right]^{-1} \times \left[\ln \left(\frac{z_h}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L}, \frac{z_h}{L} \right) \right]^{-1}, \quad (6)$$

其中 k 是 von Karman 常数, 取 0.4; Pr_0 是 Prandtl 数 ($Pr_0 = 1$, 当 $z/L \geq 0$; $Pr_0 = 0.95$, 当 $z/L < 0$); $L \equiv -u_*^3 / [k(g/T_a)(H/\rho c_p)]$ 是 Obukhov 长度; $g = 9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$; z_m 和 z_h 分别为风速和气温的测量高度; ψ_m 和 ψ_h 是对风速和温度廓线的稳定度校正项。

根据 Paulson^[26] 的数学积分公式和 Höglström^[27] 的普适函数, 稳定边界层的稳定度校正项可表示为

$$\psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L}, \frac{z_m}{L} \right) = -5.3(z_m - z_{0m})/L, \quad (7a)$$

$$\psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L}, \frac{z_h}{L} \right) = -8.0(z_h - z_{0h})/L. \quad (7b)$$

对不稳定边界层, 稳定度校正项可表示为

$$\psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L}, \frac{z_m}{L} \right) = 2 \ln \left(\frac{1+x}{1+x_0} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{1+x_0^2} \right) - 2 \tan^{-1} x + 2 \tan^{-1} x_0, \quad (8a)$$

$$\psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L}, \frac{z_h}{L} \right) = 2 \ln \left(\frac{1+y}{1+y_0} \right), \quad (8b)$$

其中 $x = (1 - 19z_m/L)^{1/4}$, $x_0 = (1 - 19z_{0m}/L)^{1/4}$, $y = (1 - 11.6z_h/L)^{1/2}$, $y_0 = (1 - 11.6z_{0h}/L)^{1/2}$ 。

根据大量试验结果, 青藏高原裸地或低矮植被的动力粗糙度(z_{0m})介于 1~10 mm 之间; 在本文中取对数平均值, 约为 3 mm。青藏高原的热力粗糙度(z_{0h})有显著的日变化^[21,22], 比低海拔地区明显^[28], 在感热通量计算中必须考虑。Yang 等^[28]推荐了以下公式计算 z_{0h} 的日变化:

$$z_{0h} = \frac{70\nu}{u_*} \exp(-\beta u_*^{1/2} |T_*|^{1/4}), \quad (9)$$

其中 ν 是空气运动黏性系数, 取 1.328×10^{-5}

$$\left(\frac{P_0}{P} \right) \left(\frac{T}{T_0} \right)^{1.754} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}, P_0 = 1.013 \times 10^5 \text{ Pa}, T_0 = 273.15 \text{ K},$$

$P(\text{Pa})$ 为地表气压, $T(\text{K})$ 为气温; $\beta = 7.2 \text{ s}^{1/2} \cdot \text{m}^{-1/2} \cdot \text{K}^{-1/4}$; u_* 为地表摩擦风速; T_* 为温度的尺度, 定义为 $T_* \equiv -H/\rho c_p u_*$ 。

方程(1)和(6)~(9)需要数值迭代求解, 因为 H 是

z_{0h} 的函数, 而方程(9)中包含了 T_* , 后者的计算又依赖于 H 。迭代算法如下:

(1) 假设 $z_{0h} = z_{0m}$ 。

(2) 给定 z_{0m} , z_{0h} , z_m , z_h , T_a , T_g 和 u , Obukhov 长度 L 可由以下方程求解得到:

$$\frac{\left(\frac{z_m}{L} - \frac{z_{0m}}{L} \right) \left[\ln \left(\frac{z_h}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L}, \frac{z_h}{L} \right) \right]}{\left[\ln \left(\frac{z_m}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L}, \frac{z_m}{L} \right) \right]^2} = \frac{g(z_m - z_{0m})(T_a - T_g)}{u^2 T_a Pr_0}. \quad (10)$$

方程(10)是从风速和气温的廓线方程推导而来, ψ_m 与 ψ_h 的形式见方程(7)和(8)。 L 是其中的未知数, 可由 Yang 等^[29]求得方程(10)的解析解。

(3) 由方程(6)计算 C_H , 再由方程(1)求得 H 。

(4) 由 $L \equiv -u_*^3 / [k(g/T_a)(H/\rho c_p)]$ 计算 u_* 和由 $T_* \equiv -H/\rho c_p u_*$ 计算 T_* 。

(5) 由方程(9)计算新的 z_{0h} 。

(6) 重复(2)~(5)步, 直至计算的感热通量值收敛。

上述迭代算法效率高, 一般迭代 3 次后即可收敛。

2.2.2 气象资料的降尺度

因为热交换系数的日变化, 计算日均感热通量需要高时间分辨率的气象资料。Yang 等^[25]根据青藏高原高时间分辨率试验资料, 针对各气象输入参数建立了统计降尺度方法。输入 CMA 资料包括: 1) 一日 4 次(02, 08, 14 和 20 BST; BST 指北京标准时间)的地表温度、风速和压力; 2) 日平均、最高和最低气温; 3) 10 min 最大风速。由于局地的压力变化一般不会对感热通量计算的精度, 方程(5)中的压力可由一日 4 次的观测资料线性或样条插值得到, 但气温、地温和风速的降尺度需小心处理。

气温的降尺度用到了日平均、最高和最低气温。由高原高时间分辨率试验资料的统计显示这些气温发生的时间可用当地时表示为

$$t_{a,\min} = 0.842t_{\text{rise}} + 0.71, \quad (11a)$$

$$t_{a,\max} = 14.59, \quad (11b)$$

$$t_{a,\text{am}} = 8.4, \quad (11c)$$

$$t_{a,\text{pm}} = 19.7, \quad (11d)$$

其中 t_{rise} 是日出时间, $t_{a,\min}$ 是最低气温($T_{a,\min}$)发生时间, $t_{a,\max}$ 是最高气温($T_{a,\max}$)发生时间, $t_{a,\text{am}}$ 是上午到达日平均气温的时间, $t_{a,\text{pm}}$ 是午后到达日平均气温的时间.

考虑到一般升温过程快而降温过程慢的特点, 可将气温的降尺度分为两个阶段.

在升温阶段(从 $T_{a,\min}$ 到 $T_{a,\max}$), 气温与时间的关系可假设为

$$T_{a,i} = a_0 + a_1 t_i + a_2 t_i^2 + a_3 t_i^3, \quad (12)$$

其中 $a_0 \sim a_3$ 为待定系数, $T_{a,i}$ 为第 t_i 时刻(当地时)的气温. 系数 $a_0 \sim a_3$ 由方程(11a)~(11c)和以下 $t_{a,\max}$ 时刻的导数条件决定:

$$a_1 + 2a_2 t_{a,\max} + 3a_3 t_{a,\max}^2 = 0. \quad (13)$$

在降温阶段(从 $T_{a,\max}$ 到 $T_{a,\min}$), 气温与时间的关系可假设为

$$T_{a,i} = b_0 + b_1 / [1 + b_2 (t_i - t_{a,\max})^2], \quad (14)$$

其中系数 $b_0 \sim b_2$ 由方程式(11a), (11b)和(11d)确定. 注意方程(14)自动满足 $t_{a,\max}$ 时刻导数为 0 的条件.

地表温度的降尺度用到一日 4 次的观测. 统计显示最低地温($T_{g,\min}$)通常发生在早晨而最高地温($T_{g,\max}$)比较接近正午, 可以表示为

$$t_{g,\min} = 0.885 t_{\text{rise}} + 0.35, \quad (15a)$$

$$t_{g,\max} = 12.2. \quad (15b)$$

尽管最低地温和最高地温没有观测, 但它们在青藏高原发生的时间($t_{g,\min}$ 和 $t_{g,\max}$)靠近常规观测时间(08 和 14 BST). $T_{g,\min}$ 可由 08 和 14 BST 的观测低温线性插值得到. $T_{g,\max}$ 由二次曲线插值得到, 该曲线通过 08 和 14 BST 的观测值且满足 $t_{g,\max}$ 时刻导数为 0 的条件. 最后, 地表温度的日变化由三次样条函数插值得到, 该函数通过 4 个时刻的观测值、最高地温和最低地温.

风速的降尺度用到一日 4 次的观测和最大风速观测. 统计显示最大风速在 15.5 时(地方时)发生频率最高. 同样地, 风速的日变化由三次样条函数插值得到, 该函数通过 4 个时次的观测值和最大风速观测值.

综上所述, Yang 方案的物理方法考虑了传热的日变化, 首先通过统计降尺度得到了高时间分辨率的气象输入数据, 然后考虑大气稳定性和热力粗糙度的日变化求解传热系数, 最后求得每个时次的通量, 通过方程(5)求得日均感热通量. 该方法的可靠性在 Yang 等^[25]中已得到验证, 不再赘述. 本文的目的是以此方法为基准, 估计高原感热通量的变化趋势, 并讨论过去常用公式的误差.

3 结果分析

图 4 显示了高原多年平均感热通量在西部、中

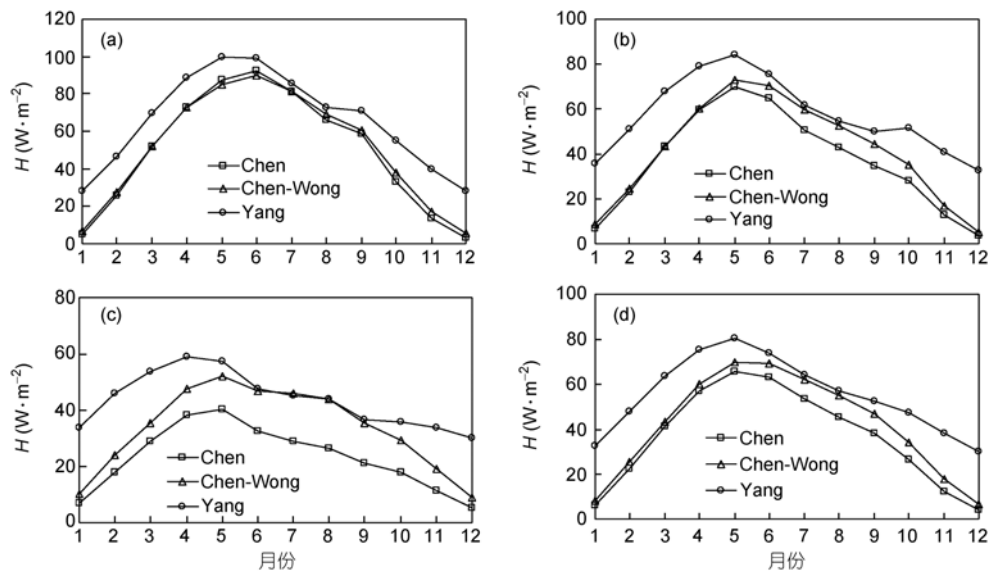


图 4 1984~2006 年期间高原西部(a)、中部(b)、东部(c)以及高原整体(d)的月均感热通量的季节变化

部、东部以及高原整体平均的季节变化. 本文中每个子区域的平均指该子区域所有观测站上的平均, 而高原整体平均指的是三个子区域平均值的平均. 三种方案均显示高原西部的感热通量比东部的大, 夏季的感热通量比冬季的强, 季风前的感热通量比季风期间的强, 但不论在西部、中部、东部, 还是高原整体平均, **Yang** 方案的估计值均与过去方案的估计值有所不同. 特别地, **Yang** 方案对冬季的感热通量估计大于过去的经验方案, 原因是 **Yang** 方案考虑了地气湍流交换效率的日变化. 湍流交换在白天效率高, 夜间效率低, 所以白天从地表传入大气的感热通量远大于夜间从大气传向地表的感热通量, 导致冬季日均感热一般也是由地表向大气传输. 这正是 **Ma** 等^[30]观测到的结果.

必须注意的是, 所有的方案均无法克服常规气象观测资料的固有问题所带来的误差, 因而不能将

这些估计值当做青藏高原感热通量的真值. 首先, **CMA** 台站在高原分布相当不均, 中东部较密集, 西部很少; 低海拔地区台站较多, 高海拔地区台站很少, 超过 4800 m 的台站没有. 其次, **CMA** 地温资料基本上反映的是裸地表面的温度, 但在有植被覆盖的中部和东部地区, 将会导致估计的感热通量比该区域的实际平均值高, 代表性并不强. 最后, 部分台站在冬季可能被积雪覆盖, 温度计位于雪面下; 由于积雪的隔热作用, 可能使得观测到的地表温度高于雪面温度, 导致计算的感热通量高于真实值. 尽管如此, 观测地温、气温和风速在趋势上应当可信, 因此以上因素对感热通量趋势的估计不会造成本质上的影响. 以下只讨论三种方案得到的感热趋势.

图 5(a)~(d)所示为三种方案估计的高原三个区域和高原整体的感热通量年均值. 相应地, 表 1 显示了

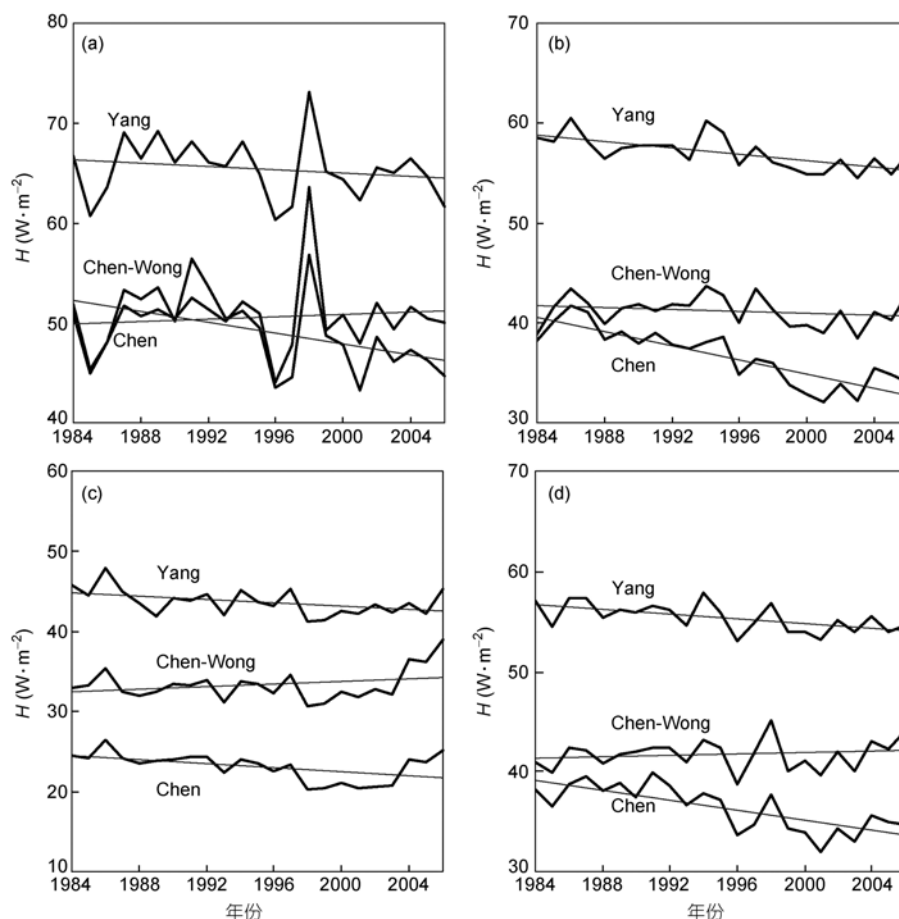


图 5 1984~2006 年期间高原西部(a)、中部(b)、东部(c)以及高原整体(d)的年均感热通量趋势
直线为线性趋势

表 1 青藏高原三个区域和高原整体平均在 1984~2006 年期间年均感热通量的线性变化趋势

区域	Chen			Chen-Wong			Yang		
	变化趋势		R^2	变化趋势		R^2	变化趋势		R^2
	每 10 年数值 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	百分比(%)		每 10 年数值 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	百分比(%)		每 10 年数值 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	百分比(%)	
高原西部	-2.7	-5.5	0.22	0.6	1.2	0.11	-0.8	-1.2	0.04
高原中部	-3.5	-9.5	0.74	-0.4	-1.0	0.19	-1.6	-2.8	0.44
高原东部	-1.3	-5.5	0.25	0.8	2.4	0.29	-1.1	-2.5	0.21
高原整体平均	-2.5	-6.9	0.57	0.3	0.7	0.15	-1.1	-2.0	0.33

a) 字体加粗的数据表明相关系数通过 $P<0.05$ 的 t 显著性检验

各方案感热通量变化的线性趋势及其相关系数. 可以看出, Chen 方案, 即 Duan 和 Wu^[13]所用方案, 显示了很强的感热通量减弱趋势, 在不同区域的变化约为每 10 年 5%~10%, 高原平均则为 7%左右. Chen-Wong 方案虽然考虑了风速对热交换系数的影响, 但没有考虑大气稳定度对热交换的影响, 仍然是一种经验方案. 该方案估计的感热通量在高原中部有微弱的减小趋势, 而在其他区域有略微上升的趋势, 但都通不过 $P<0.05$ 的显著性检验. 由此可见, 这两种经验方案计算的感热通量趋势互相矛盾, 不确定性非常大. Yang 的物理方案在感热通量趋势的符号上与 Chen 方案(即 Duan 和 Wu^[13]的研究)一致, 但强度要弱得多. 不同区域的变化在每 10 年 1%~3%之间, 中部和东部强于西部, 高原平均则为 2%左右. 由于 Yang 方案在理论上比较完善, 也经实际观测资料验证, 因此得到的感热通量趋势应该比较合理.

图 6 显示了每个季节高原整体的感热通量平均值(包括年均值曲线和三年移动平滑曲线)的变化趋势; 表 2 显示了相应的线性变化趋势和相关系数. 很明显, 三年移动平滑后, 除冬季(DJF)的感热通量有微弱的增加趋势外, 其他季节均有显著的减小趋势. 春季(MAM, 即季风前)的趋势约为每 10 年-2%; 夏季(JJA, 即季风期间)的趋势最强, 约为每 10 年-4%; 秋季(SON)的趋势也较强, 约为每 10 年-3%.

4 讨论

为什么不同的计算方法会导致不同的感热通量变化趋势呢? 特别是 Chen 和 Chen-Wong 方案得到的通量在气候值上差别较小, 为什么获得的感热通量变化趋势却相反呢? 下面分析原因.

方程(1)是 Monin-Obukhov 相似理论^[31]的一个直

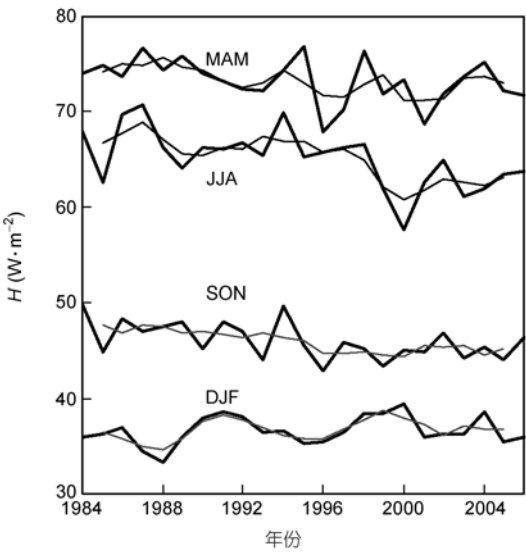


图 6 由 Yang 方案估计的高原整体各季节平均感热通量在 1984~2006 年期间的变化趋势

粗线表示年均值, 细线表示 3 年滑动平均值

表 2 由 Yang 方案计算获得的青藏高原在 1984~2006 年期间季节平均感热通量的线性变化趋势

季节	变化趋势		R_1^2	R_3^2
	每 10 年数值 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)	百分比(%)		
春季	-1.3	-1.8	0.14	0.38
夏季	-2.6	-4.1	0.34	0.67
秋季	-1.5	-3.2	0.27	0.72
冬季	0.5	1.3	0.05	0.15

a) 粗体数据表明通过 $P<0.05$ 的显著性 t 检验; R_1^2 是年均值趋势的决定系数, R_3^2 是三年移动平均值趋势的决定系数

接应用. 该理论的应用前提是大气流动必须是水平均匀且近似稳态^[32]. 这个条件在比较短的时间尺度上(比如 30 min)近似满足, 热交换系数 C_H 可以视为常数. 该常数依赖于大气稳定度, 如方程(6)所示. 大

气稳定度取决于风速和地气温差. 风速越小, 地气温差越大, 大气则越不稳定, C_H 则越大.

Chen 方案取热交换系数为常数, 因此感热通量的变化趋势完全取决于风速和地气温差乘积的变化趋势. 在过去几十年, 由于高原风速的变化比地气温差更明显, 所以 Duan 和 Wu^[13]认为风速是感热通量减弱的原因. 然而, 高原风速减弱和地气温差上升会影响热交换系数的变化趋势. 图 7 显示青藏高原各季节的整体 Richardson 数有明显的减小趋势, 即近地层大气不稳定性有增加的趋势. 由于热交换系数取决于大气稳定度状况和地表粗糙度(见方程(6)), 在地表粗糙度变化不大的情况下, Richardson 数的减小必然导致热交换系数增加, 从而在一定程度上减缓了风速减弱对感热通量变化趋势的影响. Duan 和 Wu^[13]应用了 Chen 方案, 忽略了这一影响, 导致了估计的感热通量减弱趋势过强.

Chen-Wong 方案虽然考虑了风速的影响, 但并非基于微气象学的基本理论建立热交换系数与风速的关系, 致使热交换系数严重依赖于风速. 当风速减弱时, 热交换系数增加过快, 以至于感热通量只有微弱减小甚至出现增强的趋势(图 3). 在 Yang 方案中, C_H 的确定完全依赖于微气象的基础理论和观测事实.

为了更加明确三种方案的差别, 我们基于传热阻力做进一步讨论. 传热阻力定义如下:

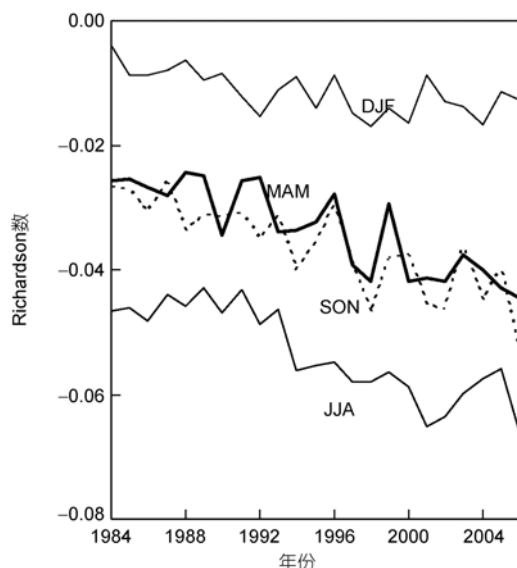


图 7 由高原整体的年均地气温差和风速计算所得整体 Richardson 数在 1984~2006 年期间的变化趋势

$$r_H = 1/C_H u. \quad (16)$$

因此感热通量公式(1)可变换为

$$H = \rho c_p (T_g - T_a) / r_H. \quad (17)$$

图 8(a)~(c)分别显示了三种方案中热交换系数、传热阻力和感热通量随风速的变化曲线. 计算给定条件为地温 300 K, 气温 290 K, 气压 580 hPa, 风速和温度的参考高度为 2 m, 地表动力粗糙度 3 mm. 由图 8 可见, 随风速减弱, Chen-Wong 方案给出的 C_H 增加最明显, 致使其阻力随风速减弱而增加最少, 传热变化最慢. 与之相反, Chen 方案中 C_H 不随风速变化, 因而其阻力随风速减弱增加最多, 传热减弱最快. Yang 方案给出的 C_H 和阻力的变化居于两种经验方案

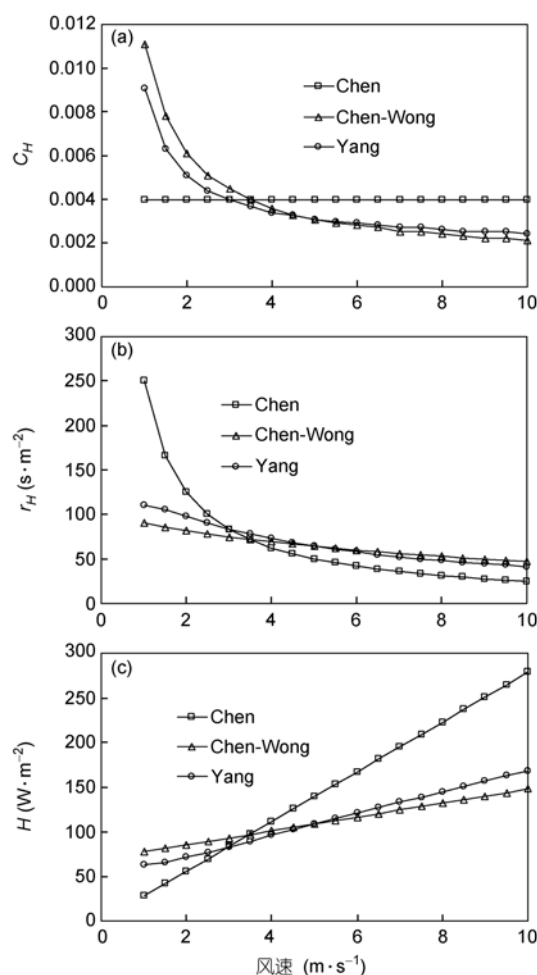


图 8 三种参数化方案中热交换系数(a)、热传输阻力(b)和感热通量(c)对风速的依赖关系

其中计算所使用条件: $T_g=300$ K, $T_a=290$ K, $P=580$ hPa, $z_m=z_0=2$ m, $z_{0m}=3$ mm

之间. 相应地, Yang 的物理方案给出的感热通量随风速的变化也居于二者之间, 如图 8(c)所示.

5 结论

过去 30 年, 青藏高原升温较快, 已经对冰冻圈和水圈造成很大的影响. 作为亚洲季风的主要驱动力之一的青藏高原热源将如何变化是近年来关注的焦点. Duan 和 Wu^[13]的最新研究表明该地区地表感热通量正在减弱. 本研究证实了这一结论, 不同之处在于本研究得到的感热通量减弱幅度约为每 10 年 2%, 只有 Duan 和 Wu^[13]所估计减弱强度的 1/3. 后者高估感热通量减弱强度的原因是其所用的感热通量计算

方案设定热交换系数为常数, 而没有考虑到其与大气稳定度的关系. 事实上, 高原风速减弱直接增加了传热阻力, 但风速减弱和地气温差增加又削弱了大气的稳定度, 从而减弱了传热阻力. 后者一定程度上抵消了前者, 减缓了传热能力的变化. 本研究所使用的 Yang 方案基于微气象理论和观测资料, 考虑了这些参量之间的依赖关系, 结果应更接近实际.

本研究也表明, 在气候变化研究中如果采用经验的计算方案(即使应用很广的方案), 结果的偏差和不确定性可能非常大, 甚至可能与实际完全相反. 这进一步凸显了野外观测和数据分析的必要性; 特别地, 发展可靠的参数化方案可以有效减小气候变化研究的不确定性.

致谢 衷心感谢中国气象局国家气象信息中心提供台站数据、审稿人提出修改意见. 郭晓峰感谢香港王宽诚基金会的支持.

参考文献

- 1 Flohn H. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. *J Meteorol Soc Jpn*, 1957, 35: 180—186
- 2 叶笃正, 高由禧, 周明煜, 等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 278
- 3 He H, McGinnis J W, Song Z, et al. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of Tibetan Plateau. *Mon Weather Rev*, 1987, 115: 1966—1994
- 4 Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 1992, 70: 319—351
- 5 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and timing of the monsoon onset over South Asia and South China Sea. *Mon Weather Rev*, 1998, 126: 913—927
- 6 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 327—332
- 7 Qian Y, Zhang Y, Huang Y, et al. The effects of the thermal anomalies over the Tibetan Plateau and its vicinities on climate variability in China. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21: 369—381
- 8 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 997—1004
- 9 Chen L, Reiter E R, Feng Z. The atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: May—August 1979. *Mon Weather Rev*, 1985, 113: 1771—1790
- 10 Feng Z, Reiter R E, Chen L. The atmospheric heat budget over the western part of the Tibetan Plateau during MONEX, 1979. *Adv Atmos Sci*, 1985, 2: 454—468
- 11 Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Int J Climatol*, 2000, 20: 1729—1742
- 12 Qin J, Yang K, Liang S L, et al. The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. *Clim Change*, 2009, 97: 321—327
- 13 Duan A, Wu G. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations. *J Clim*, 2008, 21: 3149—3164
- 14 Ye B, Yang D, Ding Y, et al. A bias-corrected precipitation climatology for China. *J Hydrometeorol*, 2004, 5: 1147—1160
- 15 Cressman G P. Improved terrain effects in barotropic forecasts. *Mon Weather Rev*, 1960, 88: 327—342
- 16 陈万隆, 翁笃鸣. 关于青藏高原感热和潜热旬总量计算方法的初步研究. 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 1984. 35—45
- 17 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社, 1988. 262
- 18 李国平, 段廷扬, 巩远发. 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量. *科学通报*, 2000, 45: 865—869

- 19 Li G, Duan T, Gong Y, et al. Estimates of the bulk transfer coefficients and surface fluxes over the Tibetan Plateau using AWS data. *J Meteorol Soc Jpn*, 2001, 79: 625—635
- 20 Zhao P, Chen L. Study on climatic features of surface turbulent heat exchange coefficients and surface thermal sources over the Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Meteorol Sin*, 2000, 14: 13—29
- 21 Ma Y, Tsukamoto O, Wang J, et al. Analysis of aerodynamic and thermodynamic parameters on the grassy marshland surface of Tibetan Plateau. *Prog Nat Sci*, 2002, 12: 36—40
- 22 Yang K, Koike T, Yang D. Surface flux parameterization in the Tibetan Plateau. *Bound-Layer Meteorol*, 2003, 116: 245—262
- 23 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
- 24 Ye D Z, Wu G X. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorol Atmos Phys*, 1998, 67: 181—198
- 25 Yang K, Qin J, Guo X F et al. Method development for estimating sensible heat flux over the Tibetan Plateau from CMA data. *J Appl Meteorol Clim*, 2009, 48: 2474—2486
- 26 Paulson C A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J Appl Meteorol*, 1970, 9: 857—861
- 27 Högström U L F. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Bound-Layer Meteorol*, 1996, 78: 215—246
- 28 Yang K, Koike T, Ishikawa H, et al. Turbulent flux transfer over bare soil surfaces: Characteristics and parameterization. *J Appl Meteorol Clim*, 2008, 40: 276—290
- 29 Yang K, Tamai N, Koike T. Analytical solution of surface layer similarity equations. *J Appl Meteorol*, 2001, 40: 1647—1653
- 30 Ma Y, Fan S, Ishikawa H, et al. Diurnal and inter-monthly variation of land surface heat fluxes over the central Tibetan Plateau area. *Theor Appl Climatol*, 2005, 80: 259—273
- 31 Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Tr Akad Nauk SSSR Geofiz Inst*, 1954, 24: 163—187
- 32 Arya S P. *Introduction to Micrometeorology*. London: Academic Press, 1988. 307