

论文

夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估

竺夏英^{①②}, 刘屹岷^{①*}, 吴国雄^①

① 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

* 联系人, E-mail: lym@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2011-06-17; 接受日期: 2011-10-08

国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB950403)和国家自然科学基金(批准号: 40925015, 40875034)资助

摘要 基于现有的8种具有较长时间尺度的地表感热加热资料, 即5套再分析资料(美国环境预报中心 NCEP 提供的第一、第二套再分析资料 NCEPR1, NCEPR2 和气候预报系统再分析资料 CFSR, 欧洲中期天气预报中心 ECMWF 45 年再分析资料 ERA40 和日本气象厅提供的再分析资料 JRA), 2套陆面模式输出资料(美国国家航空航天局 NASA 提供的全球陆面数据同化系统 GLDAS 第二版本 Noah 陆面模式输出, 简称 G2_Noah 和阳坤等基于中国气象局 CMA 台站观测资料, 利用简单生物圈模型 SiB2 模拟的高原地表能量通量, 简称 YSiB2), 和作者基于 CMA 台站资料估算的感热通量(简称 ObCh), 对 1980~2006 年夏季青藏高原地表感热通量的平均状况、年际变化及线性趋势进行了比较分析. 结果表明, 由于输入场和计算方法的差异, 各种资料估算的感热场也存在明显的区别. 除 ERA40 和 JRA 两套资料中夏季高原感热水平分布较均一, 其余 6 套资料均表现为西部大于东部, 南北两侧大于中部的特征. 与 76 站的台站资料 ObCh 相比, 其他 7 种资料提供的高原(76 站)平均的气候平均夏季感热大小差异明显, 最大值与最小值相差 20 W m^{-2} 以上. 尽管如此, 他们的年际变化较一致, 并大都伴随显著的线性减弱趋势, 这主要与各套资料中风速一致减弱有关, 虽然各种资料的地-气温差趋势不一. 其中, YSiB2 地-气温差表现为显著的线性增强, 而 G2_Noah, NCEPR1 和 NCEPR2 则为显著的线性减弱, 其余 4 套资料线性趋势不显著. 各套资料中青藏高原表面感热通量的年际变化的一致性以及共同的显著线性减弱趋势表明了这些资料特定的可用性, 并且为相关的气候动力学研究提供了重要的信息.

关键词青藏高原
多种感热资料比较
年际变化
线性趋势

夏季, 高耸的青藏高原是一个强大的热源, 其地表感热加热使高原周围等熵面与地面相切, 在低层产生气旋式环流, 同时为高原上空气柱制造大量负涡度^[1,2]. 诸多研究表明, 夏季青藏高原感热加热对亚洲季风区的大气环流具有重要影响^[3-7]. 因此, 高

原地表感热通量分布及其变化的研究具有重要意义. 然而直接观测的感热通量资料较少, 并且在时间尺度和空间范围上都有很大的局限性, 再加上青藏高原地区地形复杂, 常规观测站点较少, 因此高原地表感热估算一直存在争议.

在利用整体输送法计算感热通量时, 热交换系数 C_H 的选取成为焦点之一. Cressman^[8] 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^[9] 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^[10] 根据地表能量平衡倒算出地表感热通量, 提出了旬平均 C_H 的经验公式(简称 Chen-Wong 方案), 该公式中 C_H 与风速成反比, 但没有考虑大气稳定度的影响. Chen 等^[11] 给定 TIPMEX 期间高原的平均风速, 采用该方案估算了平均 C_H 为 0.0036(简称 Chen 方案), 与章基嘉等^[12] 的结果 0.004~0.005 相当. Yang 等^[13] 同时考虑大气稳定性和热力粗糙度的影响, 基于微气象理论, 提出了新的参数化方案(简称 Yang 方案). 利用中国气象局(CMA)站点观测资料, 阳坤等^[14] 比较了以上三种不同的计算方法, 结果显示: Yang 方案计算的高原感热气候平均值比 Chen 方案($C_H=0.004$)和 Chen-Wong 方案大; Chen 方案和 Yang 方案计算的年均高原感热在 1984~2006 年具有显著的减弱趋势, 但前者减弱更明显, 而 Chen-Wong 方案却是微弱的增强趋势. 由此可知, 相同的输入场, 由于选取不同的参数及参数化方案, 估算的高原感热通量值会产生较大差异.

台站观测资料是诊断分析研究的基础, 但至今还存在诸多缺陷, 如站点少且分布不均, 缺测多等. 因此, 再分析或模式资料相对受到大家的青睐. 但他们与地面台站观测资料的差异如何呢? 从多年平均来看, 美国环境预报中心(NCEP)提供的第一、第二套再分析资料——NCEPR1^[15] 和 NCEPR2^[16] 在青藏高原上的温度和热通量基本能反映实际季节变化, 但其温度值系统性偏低, 其主要原因是模式地形高度与台站海拔高度存在差异^[17,18]. 从 1958~2000 年气候变化来看, 在青藏高原地区, NCEPR1 和欧洲中期天气预报中心(ECMWF)45 年再分析资料 ERA40^[19] 的地面气温没有明显的变化趋势, 而台站观测的地面气温具有明显的变暖趋势^[20,21]. 前人的研究大多关注温度的可靠性, 对感热的评估相对较少, 并且随着越来越多的新资料的出现, 很有必要对现有的多种感热资料进行评估分析. 据此, 本文首先介绍了多种具有较长时间尺度的感热加热资料, 然后比较了它们的计算方法, 最后对 1980~2006 年夏季青藏高原地表感热通量的平均状况、年际变化及趋势进行了分析研究.

1 资料

本文所用资料包括 5 种再分析资料, 2 种陆面模式输出结果和基于台站资料利用 Chen 方案估算的感热共 8 种资料.

再分析资料分别为 NCEPR1, NCEPR2, NCEP 最新发布的气候预报系统再分析 CFSR^[22], ERA40 和日本气象厅提供的再分析资料 JRA^[23]. 前三者的水平分辨率为 T62 高斯网格(192×94 个格点), 后两者为 T106(320×160 个格点). 感热通量均为 6 h 累积平均值; 地面温度和 2 m 气温除了 CFSR 和 JRA 为 6 h 累积平均, 其余为一天 4 次瞬时平均; 近地面 10m 风速均为一天 4 次瞬时平均. 此外, 由于资料限制, ERA40 近地面风速的水平分辨率为 2.5°×2.5°. 计算表明该资料与高水平分辨率(T106 高斯网格)资料提供的高原区域(25°~40°N, 80°~102.5°E)平均的月平均经向风和纬向风分量均相近(图略).

上述 5 套再分析资料集各有优缺点. NCEPR1 和 ERA40 具有较长的时间尺度, 特别是 NCEPR1, 从 1948 开始至今, 但它具有较多的人为错误, NCEPR2 改正了这些错误, 并且增加了对美国气候预测中心(CPC)全球综合分析降水(CMAP)的简单同化, 修改了数值模式中的一些物理过程和参数化方案, 改善了土壤湿度, 近地表温度和辐射通量等的模拟^[16], 但时间从 1979 年开始. ERA40 使用了改进的 3 维同化系统, 数值预报模式和同化技术相对更完善, 而且同化了更多的卫星和地表观测资料(如地表观测湿度和雪深)^[19]. JRA 同化的观测资料与 ERA40 类似, 但它还同化了中国区域的积雪资料^[23]. CFSR 是一套高分辨率(大气水平分辨率~38 km 垂直 64 层)海-陆-气-海冰耦合的全球再分析资料, 它采用半耦合的全球陆地资料同化系统 GLDAS/Noah 陆面模式^[24] 和美国国家航空航天局(NASA)陆地信息系统(LIS)^[25], 大气强迫场为 CFSR 大气资料同化输出场和观测降水. 与 NCEPR1 和 NCEPR2 相比, CFSR GLDAS/LIS 使用观测的全球降水分析场直接强迫陆面过程模式, 而传统的再分析方法则是使用同化的背景大气模式产生的降水(如 NCEPR1)或只是利用观测降水来订正土壤湿度(如 NCEPR2). 考虑到全球雨量计的分布和卫星反演降水的优缺点, 根据纬度的不同, 采用最优降水强迫方法: 热带地区主要为卫星反演的 CMAP 逐候降水, 中纬度地区用雨量计降水, 高纬度地区用模式

降水. 与之前大多数再分析资料相比, CFSR 有如下特点: (1) 猜测场为海-气耦合(包括海冰)预报系统生成的 6 h 预报场; (2) 大气水平分辨率高; (3) 在整个过程中利用格点统计插值方法同化了卫星辐射而非反演的温度和水汽场.

陆面模式资料为 NASA 提供的 GLDAS 第二版本 Noah 陆面模式输出(简称 G2_Noah, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 时间间隔 3 h)^[26]和 Yang 等^[27,28]利用简单生物圈模型(SiB2)^[29]模拟的高原感热通量(简称 YSiB2). G2_Noah 使用陆面模式气候态年循环的土壤湿度和其他状态量, 强迫场取自 Princeton 大学全球气象强迫数据集^[30], 地形高度采用水平分辨率约为 1 km 的 GTOPO30. 与 GLDAS 第一版本相比, G2_Noah 的强迫场更为稳定, 而前者强迫场有多次变换而造成不连续. YSiB2 输入场为 CMA 站点观测的近地面风速、气温和日降水量等常规观测资料. 考虑到 Monin-Obukhov 相似理论^[31]的应用前提是大气流动必须是水平均匀且近似稳态, 故将资料降尺度到半小时. 并且根据高原地表状况和高原试验结果, 改进了 SiB2 模型.

基于 CMA 站点观测的一天 4 次资料和 Chen 方案($C_H=0.004$), 作者计算了高原感热通量, 简称为 ObCh. 其中, 大气密度为气候态月平均值, 由理想气体状态方程算得. 经比较, YSiB2 与 ObCh 中作者选取了高原地区输入场缺测较少的 76 站来进行分析. 因 YSiB2 与 ObCh 均利用站点观测的近地面风速, 只是 YSiB2 还包括了日最大风速, 为统一比较和计算方便, 我们用与 ObCh 相同的一天 4 次平均风速来代表 YSiB2 地面风速, 因此两者的风速年际变化曲线相同.

若无特殊说明, 所用资料时间为 1980~2006 年(ERA40 为 1980~2001 年) 6~8 月平均.

2 感热通量计算方法

本文 8 种资料的感热通量的计算公式均采用整体输送法, 即

$$H = \rho c_p C_H V (T_s - T_a), \quad (1)$$

其中, H 是感热通量, ρ 是大气密度, c_p 为定压比热, V 为 10 m 风速, T_s 为地表温度, T_a 为 2 m 气温, C_H 是整体热交换系数. 该方程是 Monin-Obukhov 相似理论

的一个最重要的应用. 若热交换系数已知, 则感热通量可以直接由上式计算. 然而, 热交换系数是一个经验值, 需利用参数化方案得到.

热交换系数的参数化方案主要分两种^[32]: 一种是显式的关于整体 Richardson 数的一个较简单的公式^[33], 如 NCEPR1 和 R2^[34,35], JRA^[36], 此方案虽然精度不高, 但是计算快; 另一种是隐式的关于 Obukhov 长度的函数^[37], 如 ERA40^[38], CFSR 和 G2_Noah^[32]以及 YSiB2^[39], 其优点是不但可以根据观测资料确定经验公式, 更加方便地修改稳定度方程, 而且在选取地面动力、热力和水汽粗糙度时三者独立, 缺点是每一时间步都要用迭代法来计算, 计算慢.

由于以上这些陆面参数化方案均建立在 Monin-Obukhov 相似理论的基础之上, 因此在强迫场和热力粗糙度相同的情况下, 输出的地表热通量、地表温度和降水没有显著的区别, 而不同的热力粗糙度则会明显影响模式结果^[32]. 一维柱状模式敏感性试验证明, Zilitinkevich 方案^[40]能改进地表热通量和地表温度的模拟, NCEP 中尺度 Eta 模式进行的长时间尺度试验表明该方法还能够降低降水预报误差^[32], 因此 CFSR 和 G2_Noah 采用 Zilitinkevich 方程计算热力粗糙度^[32]. 而 Yang 等^[41]指出高原上热力粗糙度具有明显的日变化, 白天小, 晚上大, Zilitinkevich 方案高估了白天热力粗糙度, 使得感热通量偏大而地面温度偏低, 而用摩擦速度和摩擦温度来表示热力粗糙度^[39]则可以较好的模拟出其日变化, 从而可更好地估算感热通量.

值得注意的是, 这些资料的强迫场和参数化方案均有差异, 因此无法比较参数化方案的优劣. 而热交换系数的计算涉及到参数化方案, 但真实的热交换系数是否存在明显的年际及更长时间尺度的变化, 我们不得而知, 且目前很难用观测事实来验证. 因此本文将不着重考虑热交换系数的变化, 而重点讨论各种资料提供的夏季高原感热气候平均、年际变化和长期趋势的异同, 及其与地-气温差和近地面风速的关系, 为今后对青藏高原热力强迫的研究和模式模拟提供参考依据.

3 结果

3.1 夏季气候平均

如前所述, 地表感热通量是模式输出或估算结

果, 计算方法和输入场的差异可能造成感热通量的巨大差异. 图 1 给出了 8 种资料的气候平均夏季青藏高原地表感热分布. 从分布型来看, 除 ERA40 和 JRA, 其他资料均表现为高原西部大于东部, 南北两侧大于中部的特征, 这与地-气温差的水平分布(图略)基本一致. ERA40 与 JRA 的感热通量空间分布比较均一, 并且整体而言数值偏小. 这可能主要与以下两点有关: 首先, 两者所同化的观测资料较为类似; 其次, 他们的近地面大气强迫场的同化方法是 2 维最优插值, 而非 3 维同化, 因而未能利用较精确的高层大气信息对地面做修正^[23,42]. 与其他资料不同, NCEPR1 和 NCEPR2 在高原西部克什米尔地区的感热通量为明显的负值, 这可能与模式中积雪覆盖有关, 从而导致地-气温差为负值.

从站点较密集的高原中、东部来看, YSiB2 和 ObCh 的感热通量相近, 因它们输入了相同的 CMA 站点风速和大气温度. 但 YSiB2 将 6 h 资料降尺度到半小时, 并且使用了具有日变化的热交换系数, 理论上其值应该更接近于实际值, 但我们没有实际观测的半小时一次的感热通量来做比较. 两种方案得出类似的结果也从另一侧面说明 Chen 方案的适用性. 与上述两种资料相比, NCEPR2 的感热分布明显优于 NCEPR1. NCEPR2 改正了 NCEPR1 中的一些人为错误, 比如 1974~1994 年的积雪数据和地面风速为 0 m s⁻¹ 时感热通量为 0 W m⁻² 而造成的失真地面温度等问题^[16]. 虽然 CFSR 与 G2_Noah 都使用了相同的 Noah 陆面模式, 但两者的感热通量仍有较大差异. 一方面是他们的水平分辨率不同, 另一方面是大气

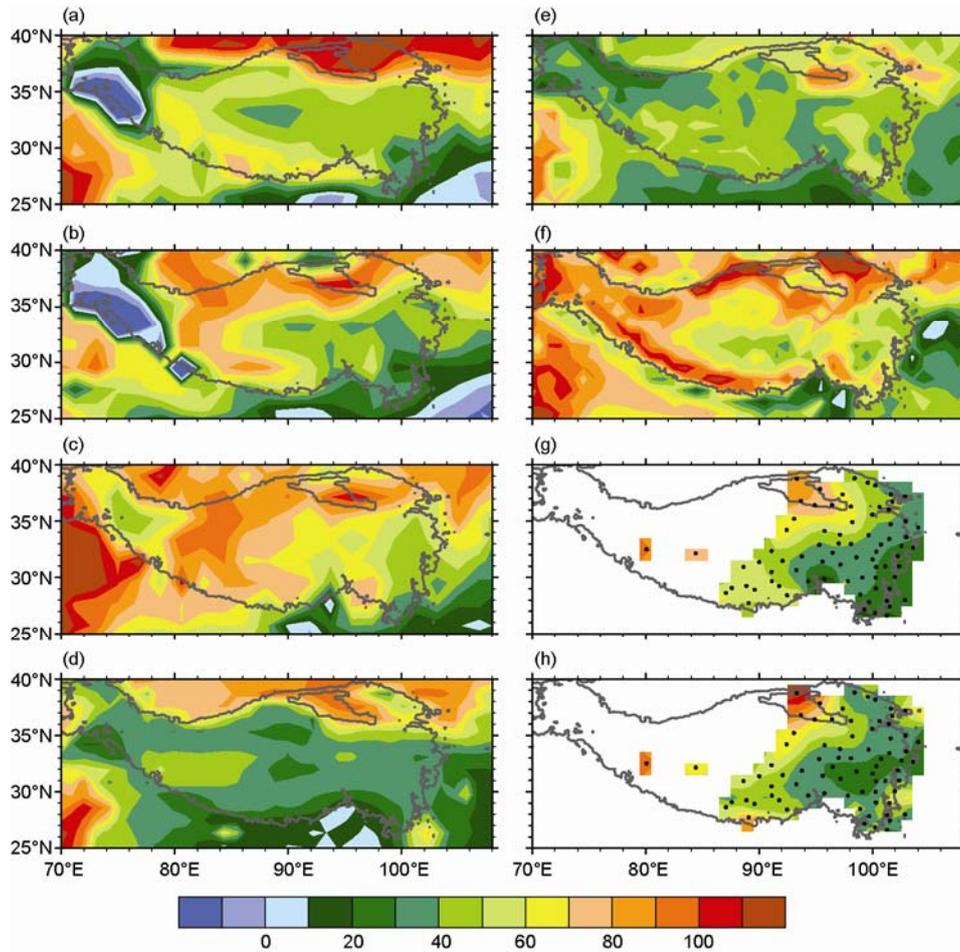


图 1 从不同资料源中得到的气候平均夏季(6~8 月)青藏高原地表感热通量水平分布

(a) NCEPR1; (b) NCEPR2; (c) CFSR; (d) ERA40; (e) JRA; (f) G2_Noah; (g) YSiB2; (h) ObCh. 灰色实线为 3000 m 高度, 黑色圆点代表站点. 单位: W m⁻²

强迫场不同. CFSR 中陆地同化系统和再分析场半耦合, 即相互作用时间间隔为一天, 陆面过程的大气强迫场为 CFSR 大气资料同化输出和观测降水; 而 G2_Noah 为纯粹的陆面模式, 未与大气过程耦合, 大气强迫场是给定的.

由以上分析可知, 由于强迫场和模式(分辨率、同化方法和参数化方案等)的不同, 夏季青藏高原感热通量的多年平均的水平分布值也各不相同, 它们在年际和长期变化上的异同又如何呢?

3.2 年际变化和长期趋势

为定量比较 8 种资料的时间变化特征, 利用双线性插值法将格点资料插值到高原各站上. 图 2(a)给出了夏季青藏高原(76 站)平均的感热通量逐年变化曲线. 显然, 8 种资料年际变化曲线各不吻合. 整体而言, G2_Noah 感热通量最强, 平均值高达 64 W m^{-2} (表 1), CFSR 次之, 而 ERA40, YSiB2 和 ObCh 三者比较接近, 且明显小于其他资料, 平均值约为 42 W m^{-2} , 比 G2_Noah 小 20 W m^{-2} 以上, 这与图 1 中感热通量的水平分布相一致. 由于 CFSR 中 1980 和 1981 年感热值异常偏小, 与最强年(1986 年)相差近 30 W m^{-2} , 因此 CFSR 年际变化明显大于其他资料, 其标准差约为 6 W m^{-2} . YSiB2 感热通量的年际变化最小, 标准差约 3 W m^{-2} , 只有 CFSR 的一半.

虽然各种资料之间年际变化曲线各不相同, 但与 ObCh 的相关系数均超过 95% 置信度水平 t 检验(表 1), 其中相关系数最高的是 YSiB2, 超过 0.8, 这可能

主要是因为两者用了相同的 CMA 站点近地面风速和气温. 再分析资料中 JRA 和 ERA40 与 ObCh 的相关系数较高, 而 CFSR 由于 1980~1981 年感热值异常偏小, 改变了 1980~2006 年期间的线性趋势符号, 降低了与 ObCh 的相关系数. NCEPR1 和 NCEPR2 在去除线性趋势后, 与 ObCh 的相关关系变得不显著.

从长期变化趋势来看, 除 CFSR 由于 1980~1981 年感热值远小于其他年份使其在 1980 年代初迅速上升, 但之后为下降趋势, 其余资料均表现为线性减弱的趋势. 其中, G2_Noah 减弱最明显, 约每 10 年减少 4 W m^{-2} , 而 YSiB2 的减弱趋势最小, 低于 $2 \text{ W m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$, JRA 减弱趋势与 ObCh 最接近, 为 $2\sim3 \text{ W m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$. 从以上分析可以看出, 若从 20 世纪 1980 年代中期开始, 各种资料提供的高原感热通量均有减弱的线性趋势.

因近地面风速和地-气温差是感热通量计算的两个要素, 所以本文还分析了高原平均地-气温差和地面风速的年际及长期变化趋势(图 2(b)和(c)). 总的来说, 8 种资料的地-气温差均大于 0, 表明夏季高原地面温度大于气温, 但是各种资料间差异明显. 其中 ObCh 使用的站点观测的地-气温差最大, 约 5 K, 其次为 YSiB2, 地-气温差约 4 K. 其他 6 种资料的地-气温差都在 2 K 以下, ERA40 最小, 约 0.6 K. 尽管地-气温差值的大小相去甚远, 但 YSiB2, ERA40 和 CFSR 与站点观测年际变化有显著相关关系, 相关系数达 0.5 以上. 从线性趋势来看, YSiB2 具有显著的线性增强趋势, G2_Noah, NCEPR1 和 NCEPR2 则与之

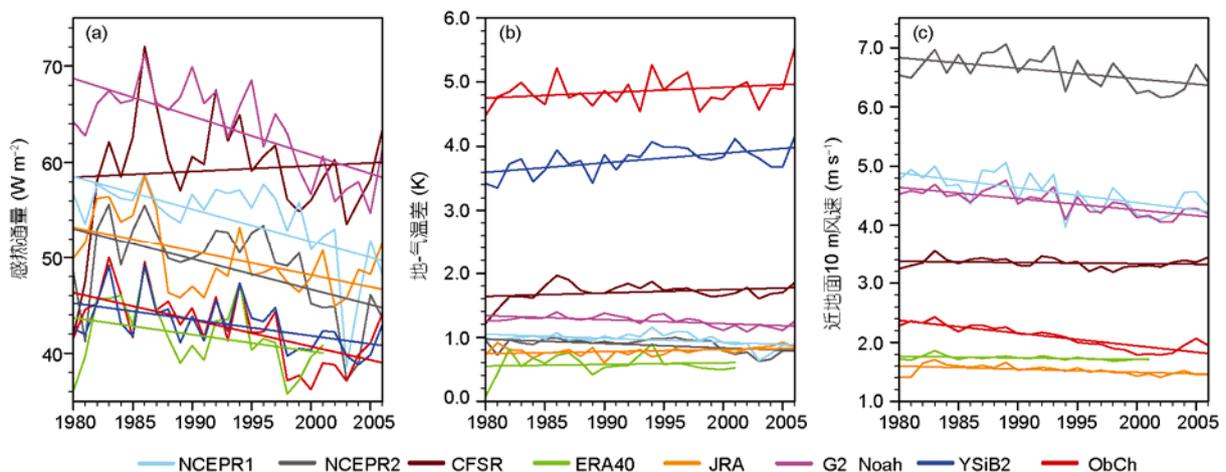


图 2 青藏高原(76 站)平均感热通量(a)、地-气温差(b)和近地面 10 m 风速(c)的逐年变化曲线及其线性趋势

相反,即表现为显著的线性减弱趋势,其他4种资料的线性趋势不显著(表1).

再分析资料中虽然同化了观测的近地面风场,但模式间的差异对再分析地面风速的影响不可忽视^[15].图2(c)表明各种资料之间地面风速的大小具有明显差异.NCEPR2的风速最大,达6.6 m s⁻¹,JRA最小,平均1.5 m s⁻¹左右.与YSiB2和ObCh所使用的站点风速(约2 m s⁻¹)相比,JRA和ERA40的风速略偏小.而CFSR,G2_Noah,NCEPR1和NCEPR2均明显偏大.尽管如此,它们都与站点风速年际变化具有显著的相关关系,相关系数均超过了95%置信度水平.也就是说,各种资料提供的风速的年际变化比较一致,虽然年际变化的幅度各不相同,即NCEPR1和NCEPR2的年际变化最大,ERA40最小.除CFSR长期变化趋势不明显,其他资料的地面风速均表现为显著的线性减弱趋势,NCEPR1与站点资料的减弱趋势最强,约每10年减小0.2 m s⁻¹,ERA40和JRA相对较弱.

3.3 资料内部的一致性

感热通量是一个非线性项,并且它和地-气温差及风速都具有明显的日变化,因此简单地用日平均风速和地-气温差来计算感热可能会产生较大误差.综合图2所示的地表感热、近地面风速和地-气温差,可以看出,ERA40所提供的这三个变量的值均较小,而同样含有与之相近的平均风速和地-气温差的JRA,其感热通量却比ERA40大得多,表明JRA资料中夏

季平均感热通量的瞬变项可能具有重要贡献.对于地-气温差最大的站点观测资料,因伴随着较小的近地面风速,所以ObCh的平均感热通量较小.而近地面风速最大的NCEPR2配合较小的地-气温差,其感热值在8种资料中并非最大或最小.这表明不同资料夏季平均感热通量的数值大小取决于不同的因子.同理,他们的时间变化也并非单纯的取决于某个要素(表2).对长期趋势而言,除CFSR,地表感热和风速均为显著的线性减弱,而各资料的地-气温差趋势表现不一.在去除线性趋势后,除JRA,其余资料中感热与地-气温差具有显著的相关关系,而与风速的相关性则相对较差.由此可知,不同资料给出的夏季平均的感热通量与风速及地-气温差的相关关系具有明显差异,这很可能与各资料对气象场的日变化的描述不同有关.

4 讨论和结论

由于强迫场和参数化方案的不同,各种资料提供的夏季青藏高原感热通量的气候态和年际及长期变化趋势也各有差异.

对夏季气候平均而言,高原感热西部大于东部,这与以往的研究相一致^[14,43].夏季高原东部潮湿多雨而西部干旱少雨^[44],因此西部感热大,东部感热小.我们还发现,南北两侧的感热明显大于中部地区,这很可能主要与植被类型^[26]有关.高原北侧为裸地,蒸

表1 青藏高原(76站)平均夏季地表感热、地-气温差和近地面风速的平均值、标准差和线性趋势(每10年变化)及与ObCh的相关系数^{a)}

		NCEPR1	NCEPR2	CFSR	ERA40	JRA	G2_Noah	YSiB2	ObCh
感热(W m ⁻²)	平均	54.10	48.91	59.24	41.87	49.95	63.58	43.02	42.68
	标准差	4.33	4.75	5.88	3.54	3.78	4.39	2.68	3.65
	趋势	-3.40	-3.20	0.60	-1.75	-2.51	-3.95	-1.70	-2.81
	相关系数	0.56	0.55	0.49	0.77	0.66	0.74	0.87	1
	数	(0.28)	(0.33)	(0.68)	(0.75)	(0.51)	(0.55)	(0.83)	1
地-气温差(K)	平均	0.97	0.88	1.71	0.58	0.79	1.26	3.79	4.86
	标准差	0.11	0.11	0.15	0.16	0.07	0.08	0.21	0.24
	趋势	-0.06	-0.07	0.05	0.03	0.03	-0.06	0.15	0.08
	相关系数	0.26	0.02	0.54	0.51	-0.04	0.15	0.65	1
	数	(0.46)	(0.20)	(0.50)	(0.50)	(-0.15)	(0.43)	(0.62)	1
风速(m s ⁻¹)	平均	4.56	6.60	3.35	1.73	1.53	4.39	2.09	2.09
	标准差	0.31	0.27	0.08	0.04	0.08	0.20	0.19	0.19
	趋势	-0.25	-0.18	-0.02	-0.03	-0.05	-0.19	-0.22	-0.22
	相关系数	0.75	0.65	0.48	0.59	0.62	0.81	1	1
	数	(0.51)	(0.48)	(0.69)	(0.50)	(0.41)	(0.47)	1	1

a) 粗体超过95%置信度水平t显著性检验;括号内数据为去除线性趋势后的相关系数

表 2 同一资料中青藏高原平均夏季感热通量分别与地-气温差和近地面风速的相关系数(r_t 和 r_v)^{a)}

	NCEPR1	NCEPR2	CFSR	ERA40	JRA	G2_Noah	YSiB2	ObCh
r_t	0.93 (0.92)	0.92 (0.89)	0.94 (0.96)	0.77 (0.85)	-0.09 (0.12)	0.96 (0.95)	0.31 (0.84)	0.49 (0.87)
r_v	0.26 (-0.23)	0.64 (0.50)	0.47 (0.49)	0.50 (0.42)	0.45 (0.24)	0.58 (0.09)	0.55 (0.25)	0.78 (0.67)

a) 粗体超过 95%置信度水平 t 显著性检验; 括号内数据为去除线性趋势后的相关系数

发和热力粗糙度都很小, 地-气温差大, 感热加热强. 高原南侧紧邻 3000 m 以上的狭长带为稀疏的灌木所覆盖, 相对于中东部密集的灌木, 高原南侧热力粗糙度较小, 边界层热力混合偏弱, 使得地-气温差偏高, 感热加热偏强. G2_Noah 南北两侧狭窄的感热加热最明显, 这很可能是因为它为陆面模式输出结果, 因此能更好地反映陆面过程. 高原 76 站平均而言, G2_Noah 的感热最强, CFSR 次之, ERA40, YSiB2 与 ObCh 的感热值相当且小于其他 5 种资料. 相应地, ERA40 的地-气温差和风速也较小, 而 ObCh 的地-气温差明显大于其他资料, 这是因为 CMA 地温资料基本上反映的是裸地表面的温度, 但实际上高原中部和东部地区是有植被覆盖的, 这将会导致估计的地-气温差比该区域的实际平均值高; YSiB2 中的地温由陆面模式计算得到, 其中已经考虑到下垫面类型对它的影响, 因此地-气温差比 CMA 台站观测值小^[14]. 而这 2 套站点资料的地-气温差均明显大于其他 6 套格点资料, 无论是有植被的高原中东部还是裸露的西部(图略), 表明这些格点资料在高原地区的地-气温差整体偏小.

除 NCEPR1 和 NCEPR2, 其余 6 种资料的夏季高原平均感热通量的年际变化较一致, 但年际变化大小仍存在明显的差异, CFSR 年际变化最强, YSiB2 最弱. ObCh 的感热通量及近地面风速与其余资料在年际变化上均具有显著的相关关系, 而其地-气温差与其他资料的相关性不一致. 在再分析和陆面模式中, 地表温度由能量平衡关系所得, 虽然同化了部分观测资料, 但更多地依赖于模式的参数化方案及输入场. 实际上, 就单独的地表温度或地面气温, 本文 7 种模式结果与站点观测资料虽然数值的大小差别明

显, 但在逐年变化上较一致(图略). 而两者相减(即地面温度减去地表气温)之后, 差异得以累加, 因此模式结果与站点观测资料的地-气温差的差别增大.

除 CFSR, 高原平均地面感热和风速都具有明显的线性减弱趋势, 而地-气温差趋势不一. YSiB2 地-气温差表现为显著的线性增强, 相反地, G2_Noah, NCEPR1 和 NCEPR2 为显著的线性减弱, 其余资料线性趋势不显著. 各资料中地-气温差线性趋势的不一致性与各自使用的强迫资料和热力参数化方案有关. 如果辐射强迫不变, 气温不变, 而风速减小, 感热通量随之减小, 同时为保持地表能量平衡, 地-气温差必然会增加.

YSiB2 的感热通量不仅在年代际减弱趋势上弱于 ObCh, 而且其年际变化的离散度也小于 ObCh. 这是因为前者的热交换系数随风速和地-气温差的变化而变化, 风速越小, 地-气温差越大, 大气越不稳定, 热交换系数越大^[14]. 换言之, YSiB2 中热交换系数的变化与风速相反, 将部分抵消风速减弱而引起的感热通量的减小速度, 而 ObCh 中热交换系数固定不变. 因此, ObCh 的感热变化总是要大于 YSiB2.

本研究揭示的有关夏季青藏高原感热加热的分布、其区域平均、年际变化和趋势的共性和差异, 对进一步研究青藏高原夏季加热对气候的影响提供了重要的信息. 本文的目的是评估这些分析产品中感热通量的共同性以及其间的差异, 并与 ObCh 进行比对, 为他人使用提供参照. 至于导致这些差异的原因有多种, 如再分析方案, 数值模式(尤其是陆面过程)的参数化方案及输入场等. 由于受已公开的资料及模式介绍方面的限制, 本文尚未对此进行分析, 其影响有待于今后进一步研究.

致谢 衷心感谢阳坤教授提供青藏高原模式输出数据, 感谢中国气象局国家气象信息中心、NCEP、ECMWF、日本气象厅、NASA 提供相关数据, 感谢几位审稿专家提出宝贵意见和建议.

参考文献

- 1 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. 大气科学, 2005, 29: 47–56
- 2 李伟平, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 青藏高原表面过程对夏季青藏高原的影响——数值试验. 大气科学, 2001, 25: 809–816
- 3 胡江林, 朱乾根. 青藏高原感热加热对7月份大气环流和亚洲夏季风影响的数值试验. 热带气象学报, 1993, 9: 78–84
- 4 朱乾根, 管兆勇. 青藏高原感热加热异常与夏季低频环流的数值研究. 南京气象学院学报, 1997, 20: 186–192
- 5 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
- 6 吴国雄, 刘新, 张琼, 等. 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展. 气候与环境研究, 2002, 7: 184–201
- 7 Zuo Z, Zhang R, Zhao P. The relation of vegetation over the Tibetan Plateau to rainfall in China during the boreal summer. *Clim Dyn*, 2010, 36: 1207–1219
- 8 Cressman G P. Improved terrain effects in barotropic forecasts. *Mon Weather Rev*, 1960, 88: 327–342
- 9 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
- 10 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. 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(二). 北京: 科学出版社 1984. 35–45
- 11 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
- 12 章基嘉, 朱抱真, 朱福康. 青藏高原气象学进展: 青藏高原气象科学实验(1979)和研究. 北京: 科学出版社, 1988. 268
- 13 Yang K, Qin J, Guo X, et al. Method development for estimating sensible heat flux over the Tibetan Plateau from CMA data. *J Appl Meteorol Climatol*, 2009, 48: 2474–2486
- 14 阳坤, 郭晓峰, 武炳义. 青藏高原地表感热通量的近期变化趋势. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2010, 40: 923–932
- 15 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437–471
- 16 Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteorol Soc*, 2002, 83: 1631–1643
- 17 魏丽, 李栋梁. 青藏高原地区 NCEP 新再分析地面通量资料的检验. 高原气象, 2003, 22: 478–487
- 18 苏志侠, 吕世华, 罗四维. 美国 NCEP/NCAR 全球再分析资料及其初步分析. 高原气象, 1999, 18: 209–218
- 19 Uppala S M, KÅllberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc*, 2005, 131: 2961–3012
- 20 李川, 张廷军, 陈静. 近 40 年青藏高原地区的气候变化——NCEP 和 ECMWF 地面气温及降水再分析和实测资料对比分析. 高原气象, 2004, 23(增刊): 97–103
- 21 Frauenfeld O W. Climate change and variability using European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis (ERA-40) temperatures on the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2005, 110: D02101, doi: 10.1029/2004jd005230
- 22 Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2010, 91: 1015–1057
- 23 Onogi K, Tsutsui J, Koide H, et al. The JRA-25 reanalysis. *J Meteorol Soc Jpn*, 2007, 85: 369–432
- 24 Ek M, Mitchell K, Lin Y, et al. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J Geophys Res*, 2003, 108: 8851
- 25 Peters-Lidard C, Houser P, Tian Y, et al. High-performance Earth system modeling with NASA/GSFC's Land Information System. *Innovations Syst Software Engineering*, 2007, 3: 157–165
- 26 Rodell M, Houser P, Jambor U, et al. The global land data assimilation system. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2004, 85: 381–394
- 27 Yang K, Guo X, He J, et al. On the climatology and trend of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: An experiments-supported revisit. *J Clim*, 2011, 24: 1525–1541
- 28 Yang K, Chen Y, Qin J. Some practical notes on the land surface modeling in the Tibetan Plateau. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2009, 13: 687–701
- 29 Sellers P, Randall D, Collatz G, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J Clim*, 1996, 9: 676–705
- 30 Sheffield J, Goteti G, Wood E F. Development of a 50-yr high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *J Clim*, 2006, 19: 3088–3111
- 31 Monin A, Obukhov A. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr Akad Nauk SSSR Geophys Inst*, 1954, 24: 163–187
- 32 Chen F, Janji Z, Mitchell K. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. *Bound-Layer Meteorol*, 1997, 85: 391–421
- 33 Louis J F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteorol*, 1979, 17: 187–202
- 34 Long P J. Derivation and Suggested Method of Application of Simplified Relations for Surface Fluxes in the Medium-Range Forecast Model: Unstable Case. Office Note 356, US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National

- Weather Service, National Meteorological Center, 1990
- 35 Long P J. An Economical and Compatible Scheme for Parameterizing the Stable Surface Layer in the Medium-Range Forecast Model. Office Note 321, US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Meteorological Center, 1986
 - 36 Mellor G L, Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys*, 1982, 20: 851–875
 - 37 Paulson C. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J Appl Meteorol*, 1970, 9: 857–861
 - 38 Beljaars A C M, Viterbo P. The sensitivity of winter evaporation to the formulation of aerodynamic resistance in the ECMWF model. *Bound-Layer Meteorol*, 1994, 71: 135–149
 - 39 Yang K, Watanabe T, Koike T, et al. Auto-calibration system developed to assimilate AMSR-E data into a land surface model for estimating soil moisture and the surface energy Budget. *J Meteorol Soc Jpn*, 2007, 85: 229–242
 - 40 Zilitinkevich S. Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. *Air Pollution III*, 1995, 1: 53–60
 - 41 Yang K, Ma Y, Koike T, et al. Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: Characteristics and parameterization. *J Appl Meteorol Climatol*, 2008, 47: 276–290
 - 42 Smith S R, Hughes P J, Bourassa M A. A comparison of nine monthly air-sea flux products. *Int J Climatol*, 2011, 31: 1002–1027
 - 43 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
 - 44 Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 305–323