

黄土高原区域气候暖干化对地表能量交换特征的影响*

张强^{1)2)†} 黄菁³⁾¹⁾ 张良¹⁾⁴⁾ 张立阳⁴⁾

1) (中国气象局兰州干旱气象研究所/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室/中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州 730020)

2) (甘肃省气象局, 兰州 730020)

3) (温州市永嘉县气象局, 永嘉 325100)

4) (兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

(2013年1月14日收到; 2013年2月18日收到修改稿)

本文将观测试验资料与陆面过程模式模拟资料相结合, 对目前 4 个流行的陆面过程模式的模拟资料进行了验证分析, 发现通用陆面模式 (CLM) 模式的模拟资料在黄土高原地区比较可靠. 在此基础上, 利用近几十年 CLM 模式模拟资料和气象站观测资料, 分析了黄土高原地区的区域气候和地表能量交换特征的变化规律, 研究了该地区地表能量交换对降水和温度变化的响应特征, 讨论了该地区气候变化对地表能量交换特征的影响机理. 研究发现, 近几十年来黄土高原区域气候表现为明显的暖干化趋势, 从而引起太阳总辐射、地表反射辐射和地表长波向上辐射的增加及地表长波向下辐射的减小, 并由此造成地表净辐射通量减少. 与之相对应, 不仅地表潜热通量呈减小趋势, 而且地表感热通量和土壤热通量也呈减小趋势, 但地表热量分量的分配比例基本不变. 并且发现, 地表感热通量的年变化主要由太阳辐射控制, 而潜热通量的年变化则受太阳辐射和降水共同影响; 地表热量分量的年际变化均对降水变化响应很敏感, 而对温度变化响应不太敏感, 气候干旱化对地表能量平衡的影响比气温变暖的影响更突出.

关键词: 黄土高原, 区域气候暖干化, 陆面过程模拟, 陆面能量交换

PACS: 92.60.Fm, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.62.139202

1 引言

中国黄土高原是全球独特的地理区域, 地处北纬 34° — 40° 和东经 103° — 114° , 西自日月山, 东至太行山, 南接秦岭北抵阴山, 位于我国中部偏北^[1]. 其东西长约 1000 km, 南北宽约 700 km, 海拔高度在 500—2700 m 范围, 总面积达 64×10^4 km², 约占世界黄土分布的 70%, 是全球面积最大的黄土沉积区. 由于该区域地域广阔、环境特殊, 其地表能量交换过程对我国甚至东亚天气气候具有重要意义^[2,3].

黄土高原地区不仅是内陆干旱气候区向季风

气候区的过渡带, 也是我国冬季风环流和夏季风环流的主要耦合区, 其区域气候的短期波动和长期变化均十分明显. 事实上, 自黄土高原形成以来, 其区域气候就不断进行着干、湿交替过程, 生态环境也不断经历着“干草原—湿润草原—干草原”的循环演替过程. 相比较而言, 在黄土高原气候环境的演化过程中, 东亚夏季风的影响占主导地位, 而南亚夏季风的影响处于相对次要地位. 由于黄土高原气候环境的临界性和生态的脆弱性, 其对气候变化的响应更加敏感, 受气候变化的影响更加显著. 从历史上讲, 由于北极冰盖的形成与发展, 冬季风环流逐渐加强, 夏季风环流逐渐减弱, 导致黄土高原地区干旱化不断发展^[4]. 并且, 自秦汉开始, 随着黄

* 国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2013CB430206) 和国家自然科学基金重点项目 (批准号: 40830597) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; qzhang@ns.lzb.ac.cn

土高原地区农业生产空前发展, 农耕区不断向西北部推进, 草原植被逐步为耕地所取代, 致使黄土高原自然环境也进一步恶化 [5,6]. 尤其, 近 50 年来, 在黄土高原及其周边地区一直维持着一个带状干旱区域 [7]. 该区域不仅干旱严重, 而且还呈现出干旱历时增长、强度增大、范围增加的显著干旱化趋势, 特别是自 20 世纪 90 年代中期以来干旱连年发生, 旱情更为严重. 黄土高原地区既是全国干旱灾害最频繁和荒漠化发展最严重的地区, 也是气候变化对地表能量交换过程影响最明显的区域, 其陆面过程特征变异将更加突出, 地表能量交换过程变化规律将更加复杂.

虽然, 已有人对黄土高原地区地表能量交换特征开展了一些观测试验研究 [8-14], 并且也取得了一些初步的研究结果 [15-17]. 但以往研究工作主要通过观测试验资料分析和数值模拟对黄土高原典型天气背景下陆面物理过程的日和年变化特征取得了一定的认识 [18-20], 并且对特定气候条件下的

空间分布特征进行了初步分析 [21,22]. 然而, 到目前为止, 由于受观测试验资料时间序列长度的限制和数值模式资料可靠性的影响, 对黄土高原地区陆面辐射收支和能量平衡的气候变化规律并没有做过系统分析, 对黄土高原地区陆面水、热输送过程受区域短期气候波动和长期气候变化的影响研究也十分有限, 对陆面物理过程与气候相互作用机理的认识更加缺乏. 这不仅影响了对黄土高原地区地表能量交换特征气候学意义的深入理解 [23], 也影响了对陆面能量过程特征及其参数化的客观、准确认识, 限制了该方面研究对大气数值模式的陆面过程参数化的改进. 所以, 本文尝试利用国际上比较公认的陆面过程模式近 30 年时间序列的模拟资料, 系统分析黄土高原地区地表能量交换特征的变化规律及其对气候变化的响应特征, 深入研究黄土高原地区地表能量交换与气候相互作用的关系, 为该地区气候预测和气候变化评估提供科学参考.

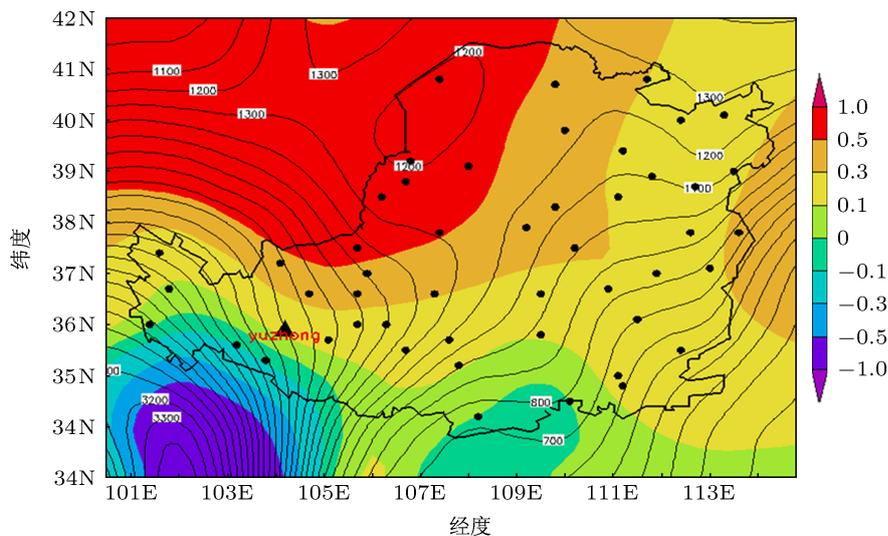


图 1 黄土高原的干湿指数、海拔高度和观测站点分布 (黑粗线表示黄土高原边界线, 黑点代表气象站, 等值线表示海拔高度 (m), 填色表示干湿指数 I_m , $I_m < -0.5$ 表示湿润气候; $-0.5 < I_m < 0$ 表示半湿润气候; $0 < I_m < 0.5$ 表示半干旱气候; $I_m > 0.5$ 干旱气候)

2 研究区域和研究资料

2.1 研究区气候环境

黄土高原地区属于典型大陆性季风气候, 冬春季主要受极地干冷气流影响, 气候冷干多风; 夏秋季主要受西太平洋副热带高压和印度洋低压影响, 炎热多雨 [24]. 如图 1 所示, 其干湿指数 I_m 基本在 -0.5 以上. 其中, 东南部 $-0.5 < I_m < 0$, 为半湿润区;

中部 $0 < I_m < 0.5$, 为半干旱区; 西北部 $I_m > 0.5$, 为干旱区. 区域年平均降水量约 466 mm, 但空间变化明显, 从东南向西北逐渐递减. 平均海拔高度大约在 1000 m 左右, 由西北向东南降低, 高差最大达 2000 m 左右. 植被分布具有明显的地带性 [25], 自东南向西北由森林向草原过渡. 大部分地区覆盖着 60—200 m 厚的黄土, 土质疏松, 土壤颗粒细微, 孔隙度高, 孔隙细密. 平坦耕地一般不到 1/10, 大部分地面被分割得比较破碎, 形成沟壑交错的塬峁地形.

2.2 陆面过程模拟资料

通用陆面模式 (CLM)、Noah 和 Mosaic 陆面模式以及澳大利亚联邦科学与工业研究组织的大气-生物交换模式 (CABLE) 是目前几个比较有代表性的陆面过程模式. 其中, CLM (Community-developed land surface model) 模式^[26]是在综合了美国国家大气研究中心 (NCAR) 陆面模式 (LSM)^[27]、生物-大气传输方案 (BATS)^[28]和中国科学院大气物理研究所的陆面模式 (IAP94)^[29]优点的基础上建立的新一代陆面过程模式,它的基本结构为 1 层植被、5 层积雪和 10 层土壤,土壤温度的计算采用土壤热传导方程,土壤湿度采用达西 (Darcy) 定理,数值积分采用有限差分空间分裂法和全隐式时间积分方案,模式中的物理参数化和数值方案均经过了检验. Mosaic 模式^[30]是一个物理过程和表面通量计算方法与简单生物圈模式 (SiB)^[31]接近的陆面过程模式,它的基本结构为 1 层植被和 3 层土壤,它将一个网格点分成许多次网格,每一个次网格拥有一个单一的地表覆盖类型,明确考虑了陆面次网格不均匀性,并已被“陆面过程参数化方案比较计划” (PILPS) 和“全球土壤湿度计划” (GSWP) 试验所验证. Noah 模式^[32]是由美国几家研究单位合作开发的一维单点陆面过程模式,它的基本结构为 1 层植被和 4 层土壤,土壤温度计算采用土壤热传导方程,土壤湿度采用理查德 (Richard) 方程,径流计算采用简单的水量平衡法,数值积分采用有限差分的空间分裂法和克兰克-尼科尔森 (Crank-Nicholson) 时间积分方案. CABLE 模式^[33]是由澳大利亚联邦科学与工业研究组织 (CSIRO) 发展的大气、生物和陆面交换模式,由冠层模型、土壤/雪模型和碳库动力学/土壤呼吸模型三个子模型组成,它的基本结构为 3 层积雪和 6 层土壤,土壤温度的计算采用土壤热传导方程,土壤湿度采用 Richard 方程;采用了双大叶冠层模型,可分别计算喜阴和喜阳植物的叶面温度、光合作用和气孔阻抗^[34];还采用了植物湍流模型^[35],可计算冠层内空气温度和湿度. Mosaic 模式和 Noah 模式基本属于二代陆面模式,仅考虑了土壤和植被过程;而 CLM 和 CABLE 可以算做第三代陆面模式,它们还考虑了碳和氮在调整能量和水分通量中的作用.

陆面过程模式的运行需要有大气强迫资料来驱动,大气强迫资料包括向下短波辐射、向下长波辐射、降水、气温、比湿、风速和气压等要素.文中所用的模拟资料中,除 CABLE 以外,其他模式结

果均由全球资料同化系统 (GLDAS) 的数据资料驱动非耦合的 CLM, Mosaic 和 Noah 模式得到,其空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间步长为 3 h,月平均值由每 3 h 模拟结果平均得到,资料年限为 1979 年至今,其模拟结果可从美国国家航空航天局 (NASA) 网站直接获取 (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings>); CABLE 模式的结果由 NCC^[36] (NCEP Corrected by CRU) 资料驱动模拟得到, NCC 资料空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间步长为 6 h,资料长度为 1948 年至今,月平均值由每 6 h 模拟结果得到.在模拟过程中,用 1948—1952 年前 5 年的强迫资料驱动模式作 spin-up. 为了便于比较不同模式的结果,下文中 4 个模拟资料的时间年限取为 1979—2009 年.

2.3 观测资料

观测资料包括野外科学观测试验资料和气象站常规观测资料. 地表能量通量资料采用兰州大学半干旱气候与环境榆中观测站 (SACOL) 站的野外科学观测试验资料,该站是一个典型的半干旱气候环境区综合科学试验观测站^[10],也是黄土高原陆面过程观测试验研究 (LOPEX) 的主要观测站之一^[11]. 该站从 2006 年 4 月开始一直观测至今,不仅坚持了较长的观测时段,而且还采取了比较严格的资料质量控制. 对涡动相关法观测的地表能量通量数据首先使用 EdiRe 软件去除野点,然后再进行坐标旋转、湍流平稳性计算以及 H_2O 和 CO_2 滞后修正等处理. 观测试验仪器的主要技术指标已有文献说明^[10,37],以往一些研究工作^[16,38]也表明了该观测资料质量的可靠性. 另外,还使用了近 50 年来黄土高原地区 (北纬 34° — 40° ,东经 103° — 114°) 常规气象观测站的大气温度和降水观测资料来分析气候变化特征,这些资料都经过国家气象信息中心严格的资料质量控制.

3 模拟资料的观测试验验证

为了说明 4 个陆面过程模式模拟资料的可靠性,用野外科学试验观测资料对模拟资料进行验证和检验是十分必要的. 本文用 2007—2010 年共 5 年在陇东黄土高原榆中 SACOL 站的观测资料与陆面过程模式同期的模拟资料进行对比验证. 考虑到一般涡旋相关法观测的地表能量通量普遍存在能量不平衡现象,在对比分析前首先对地表能量通

量进行了垂直感热平流和土壤热通量订正 [39], 订正后的地表能量闭合度能够达到 0.94. 表 1 给出的地表热通量模拟值与观测值的统计比较结果表明, 4 种陆面过程模式对地表热量通量均具有一定的模拟能力, 相关系数基本在 0.6 以上, 均方差基本在 26 W/m^2 以内, 且均通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性水平检验. 陆面模式对地表辐射通量的模拟能力也相当不错, 模拟值与观测值也比较接近 (表略). 不过, 不同模式对不同地表热量通量的模拟效果并不一样, 比如 Noah 模式模拟的感热通量的均方差比较小, 但模拟的潜热通量的均方差却比较大; 而 CABLE 模式却正好相反. 不过, 总体来看 CLM 模式对各地表热通量分量模拟效果均比较好, 相关系数均在 0.81 以上, 均方差均在 19 W/m^2 以内, 在这 4 个陆面过程模式中对黄土高原地区地表热通量的综合模拟能力是最好的. 所以, 本文选用 CLM 模式模拟的近 30 年资料来分析陆面能量通量变化规律及其对气候变化的响应特征.

表 1 地表热通量的模拟值与观测值的比较统计量

| 净辐射 | CLM | Mosaic | Noah | CABLE |
|-------------------------|--------|--------|--------|--------|
| r | 0.97** | 0.97** | 0.98** | 0.95** |
| RMSE/(W/m^2) | 19.5 | 26.2 | 26.4 | 12.6 |
| 感热 | CLM | Mosaic | Noah | CABLE |
| r | 0.82** | 0.70** | 0.71** | 0.59** |
| RMSE/(W/m^2) | 12.0 | 13.3 | 14.1 | 21.9 |
| 潜热 | CLM | Mosaic | Noah | CABLE |
| r | 0.86** | 0.87** | 0.83** | 0.84** |
| RMSE/(W/m^2) | 15.2 | 25.0 | 24.4 | 10.6 |
| 土壤热通量 | CLM | Mosaic | Noah | CABLE |
| r | 0.90** | 0.82** | 0.94** | 0.79** |
| RMSE/(W/m^2) | 4.4 | 6.6 | 3.10 | 23.8 |

注: r 表示模拟值与观测值的相关系数, RMSE 表示模拟值与观测值的均方根误差, “**” 表示通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验.

为了进一步认识 CLM 模式对地表能量通量的模拟能力, 图 2 还给出了 CLM 模式模拟的地表净辐射、感热通量、潜热通量和土壤热通量的逐月平均值变化过程与野外观测值的比较. 从图中可

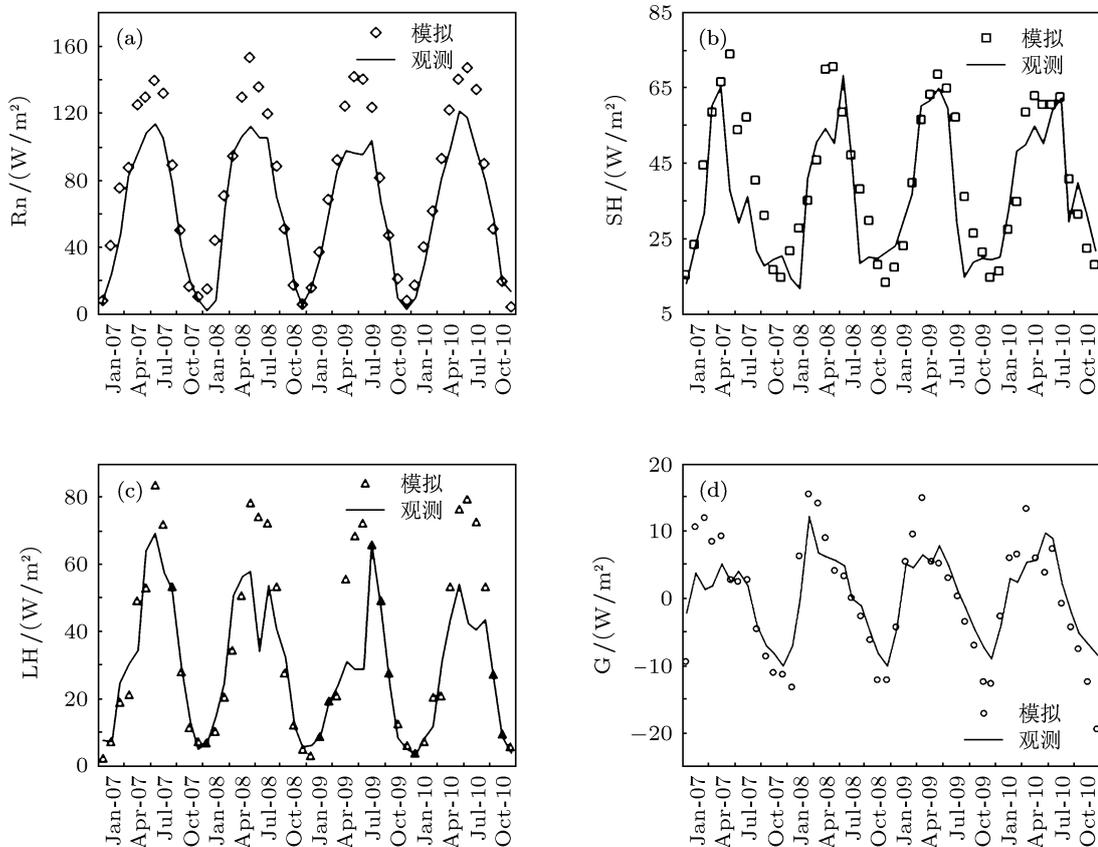


图 2 模式模拟与野外观测的地表净辐射 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 和 (d) 土壤热通量逐月平均值变化过程的比较

以看出, 无论是地表净辐射通量, 还是感热通量、潜热通量和土壤热通量, 虽然有时候模拟的峰值要比观测值小一些, 但总体上模拟值的变化趋势与观测值很一致, 而且它们之间的差异也比较小. 相比较而言, 对地表感热通量和土壤热通量的模拟效果更好, 而对地表净辐射通量和潜热通量的模拟要差一些.

4 研究结果分析

4.1 区域气候环境变化特征

黄土高原地区绝大部分处在干旱半干旱地区, 土壤干燥, 生态环境脆弱, 对全球气候变化的响应会十分敏感^[40]. 图3给出的是近50年黄土高原区域平均气温的年际和年代际变化特征. 从图中很容易看出, 近50年来黄土高原地区平均气温呈现波动式增加趋势, 波动周期一般在3—5年左右. 不过, 相比较而言, 上世纪60—80年代大气温度增加并

不太显著, 而从上世纪90年代开始到新世纪的10年, 增温变得非常显著, 每个年代增温幅度都可达 0.5° 左右. 过去50年总增温幅度大约为 1.5° , 增温在气候变化中占据主导地位.

大气增温必然会引起大气物理过程和大气环流的改变或调整, 从而造成降水时空格局变化, 图4是近50年来黄土高原平均降水的年际和年代际变化特征. 很显然, 与气温变化正好相反, 年降水量总体呈现波动式下降趋势, 波动周期也大约为3—5年左右. 近50年来, 年平均降水总量大约从455 mm减少到了395 mm, 减少了60 mm, 减少幅度达13%以上. 不过, 从年代际变化来看, 上世纪每个年代的年降水都要减少15 mm左右, 而新世纪第1个年代的年降水却减少甚微.

从对近50年来黄土高原地区气温和降水的变化趋势的综合分析看出, 黄土高原地区气候总体呈现显著的暖干化趋势. 但从它们之间的年际或年代际关系来看, 气温增加与年降水量减少未必存在很必然的对应关系.

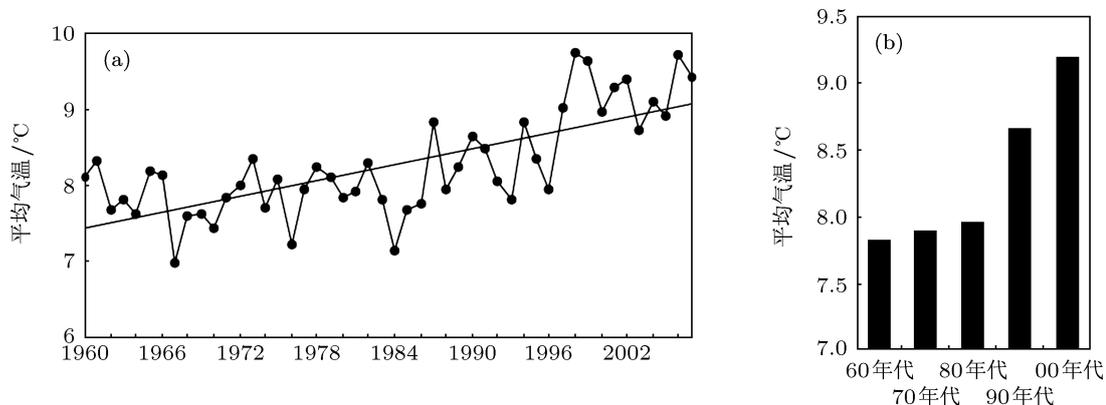


图3 实测的近50年黄土高原地区平均气温的年际(a)和年代际(b)变化

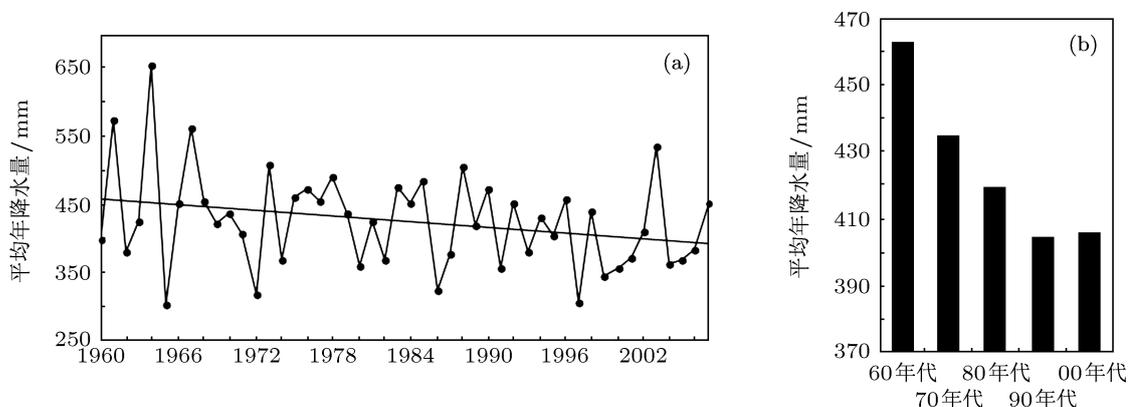


图4 实测的近50年黄土高原地区平均年降水的年际(a)和年代际(b)变化

气候暖干化无疑会引起土壤温度和湿度等土壤特性变化,图5给出了近30年来5 cm土壤温度和湿度的年际和年代际变化特征.很显然,随着该地区气候暖干化趋势发展,土壤也具有显著的暖干化响应特征,并且也存在3—5年周期波动.每10年5 cm土壤温度增加约 0.16° ,土壤湿度减少约 $0.17 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.从年代际变化来看,土壤温度在上世纪90年代最高,土壤湿度则在上世纪90年代最小,这种

对应关系似乎比较符合理论认识.但土壤温度和湿度变化并不分别完全与大气温度和降水的变化相呼应,而基本反映了大气温度和降水对它们的综合影响及大气降水的累积效应.因为土壤湿度变化不仅与同期降水量有关,还会受由温度控制的地表蒸发及前期累积降水影响^[40];土壤温度不只受地表接收的能量控制,还与受降水影响的土壤和植被性质有关^[36].

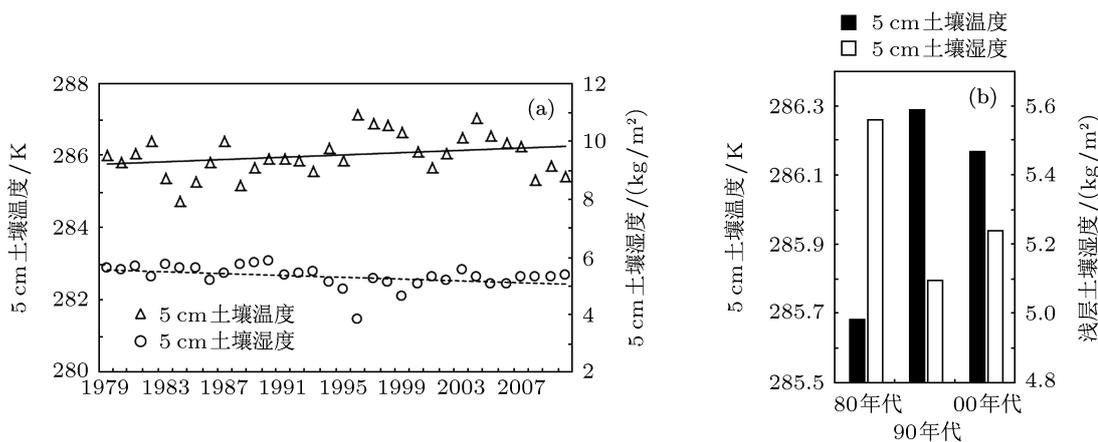


图5 模拟的近30年5 cm土壤温度与土壤湿度的年际变化(a)和年代际变化(b)特征

4.2 地表能量通量变化特征

区域气候和土壤环境的暖干化均能牵动地表辐射平衡分量的改变,图6是地表辐射收支分量的年际和年代际变化特征.从图中能够看出,向下短波辐射显著增加,大约每10年就能增加 $18 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$;而向下的长波辐射显著减少,大约每10年减少12

$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.这反映了该地区气候暖干化趋势造成的大气增温和少云天气对大气辐射的影响特征.地表反射辐射即向上短波辐射呈现比较明显的增加趋势,每10年就可增加 $6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上;而向上长波辐射仅表现出轻微的增加趋势,每10年大约只增加 $0.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,它们都反映了土壤干旱化和植被退化的影响特征.

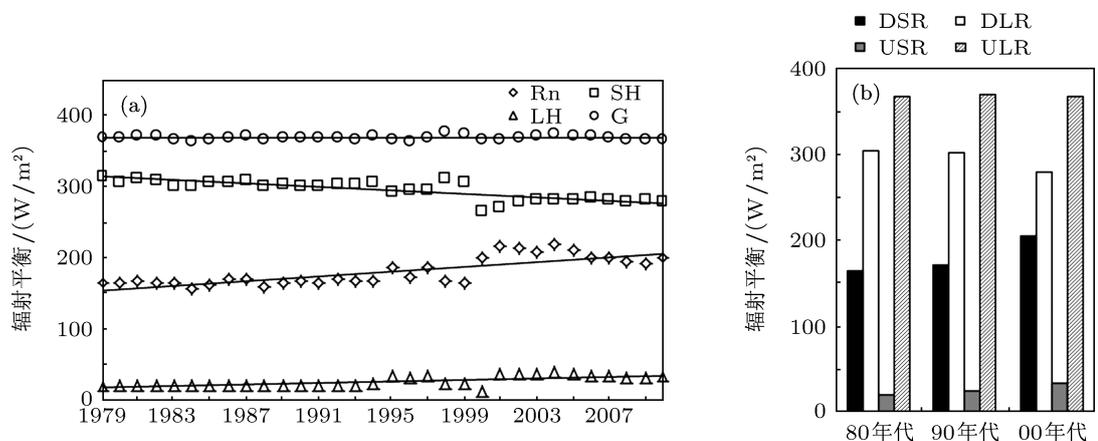


图6 模拟的近30年地表辐射收支分量的年际(a)和年代际(b)变化

地表辐射收支的改变及土壤环境暖干化对土壤和植被特性的改变能够共同影响地表热量平衡特征. 从图 7 给出的地表热通量年际和年代际变化特征可看出, 无论地表净辐射, 还是地表感热、潜热和土壤热通量, 近 30 年来均呈现出一定的下降趋势, 并且也具有 3—5 年周期的波动特征. 地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量每 10 年的下降幅度分别为 $0.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $0.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $0.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $0.0002 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 从年代际特征来看, 地表潜热通量在上世纪 90 年代较高, 在上世纪 80 年代和本世纪

10 年相对较低; 而地表净辐射、感热和土壤热通量正好相反, 在上世纪 90 年代较低, 而在上世纪 80 年代和本世纪 10 年相对较高. 可见, 地表热通量分量并不是简单地依赖温度或降水变化, 而是通过陆-气相互作用过程来调整和响应.

就地表能量分配而言, 尽管近 30 年来地表热量分量均有一定变化, 但它们占地表净辐射的比例并没有太大变化, 地表感热通量和潜热通量分别占净辐射的 71.3% 和 28.7%, 而土壤热通量所占比例非常小, 基本可以忽略不计.

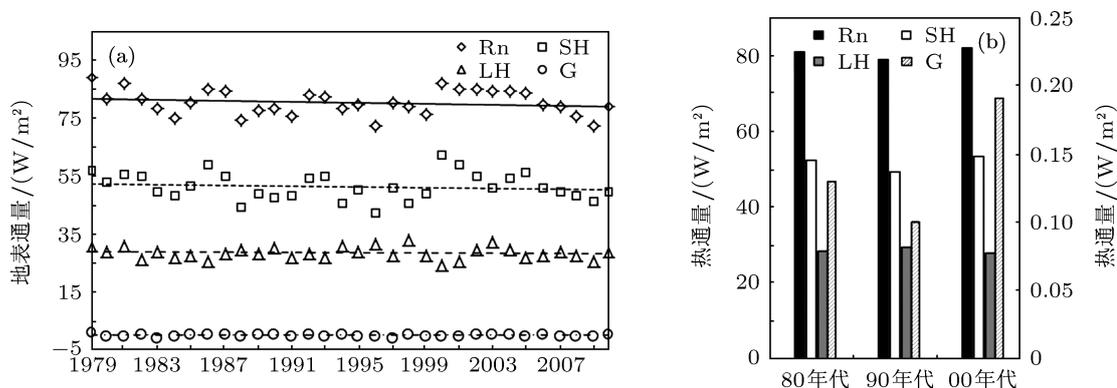


图 7 模拟的近 30 年地表热通量的年际 (a) 和年代际 (b) 变化

4.3 地表能量通量年变化特征

在黄土高原地区, 不仅由于特殊的气候条件造就了其独特的地表能量通量年变化特征, 而且还会由于其显著的气候变化趋势造成地表能量通量年变化特征的年代际显著差异. 图 8 给出了黄土高原地区 30 年的平均地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量的年变化特征及其年际变化幅度. 该图表明, 地表净辐射通量在 6 月份最高, 12 月份最低, 与太阳辐射变化保持一致, 也与以往在干旱区典型年的研究结果比较接近 [41]; 地表感热通量也在 6 月份最高, 12 月份最低, 与净辐射通量保持了一致的变化趋势; 而潜热通量在 7 月份最高, 1 月份最低, 与净辐射和感热通量不太一致, 这反映了降水变化的影响; 土壤热通量在 2—8 月份为正即由大气向土壤输送热量, 而在 9—1 月份为负即由土壤向大气输送热量. 这说明感热通量年变化主要受太阳辐射控制, 而潜热通量和土壤热通量则由太阳辐射和降水共同控制.

地表净辐射和感热通量年变化的年际变幅在

全年比较稳定, 分别在 $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右. 不过, 净辐射通量的年际变幅在 12 月份最大, 10 月份最小, 分别为 $74 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $43 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 感热通量的年际变幅在 12 月份最大, 10 月份最小, 分别为 $61 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $26 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 这说明冬季更加显著的增温造成了净辐射和感热通量更大的年际变幅. 而潜热通量和土壤热通量的年际变幅一年之中差异较大, 其中地表潜热通量在 4—9 月较大, 可以达到 $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右. 这说明黄土高原地处夏季风边缘地带, 季风期降水的年际波动较大, 从而引起较大的潜热通量年际变化幅度 [21,42]. 而土壤热通量则在夏冬季的年际变化幅度较大, 12 月份最大, 可以达到 $33 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 而春秋季节较小, 最小出现在 9 月份, 不到 $11 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 这与秋季气候不如夏冬季稳定有关. 另外, 全年土壤热通量均可能出现正负转变, 即由从大气向土壤输送能量转为从土壤向大气输送能量或者由土壤向大气输送能量转为由大气向土壤输送能量, 这正好反映黄土高原地区剧烈的气候波动对土壤热通量影响的显著性.

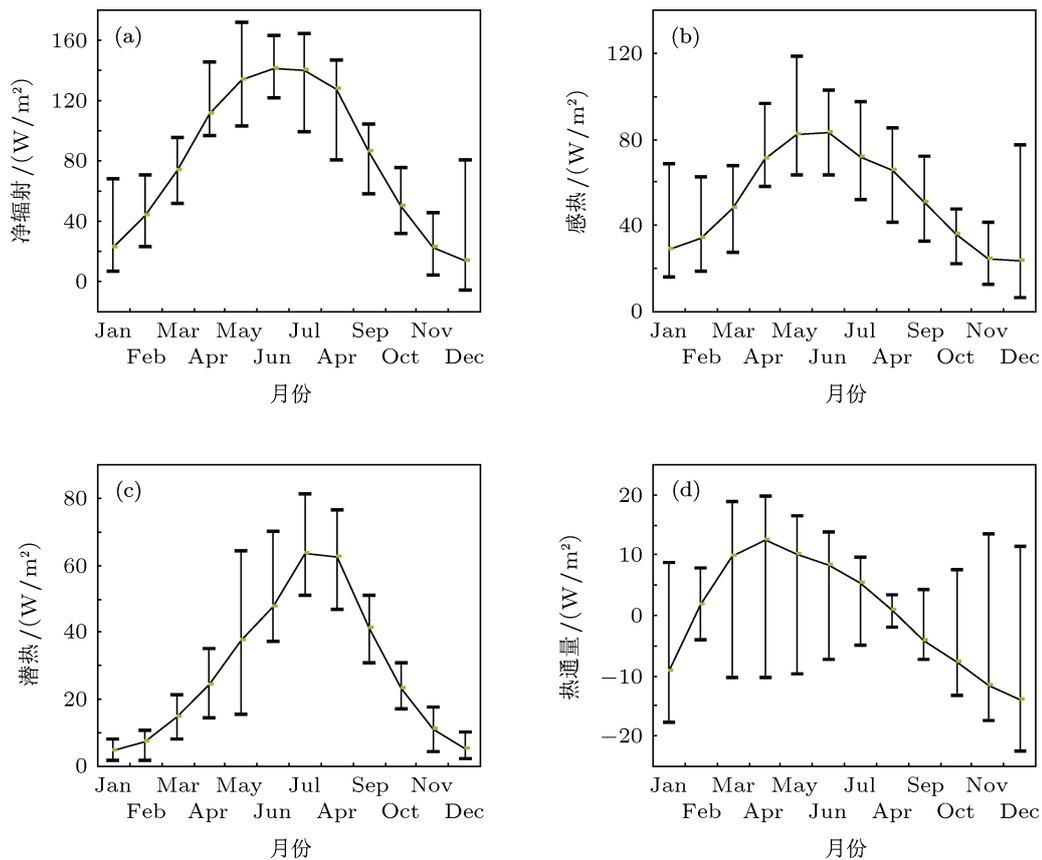


图8 模拟的地表净辐射 (a)、感热 (b)、潜热 (c) 和土壤热通量 (d) 的年变化特征及其年际变化幅度

4.4 地表能量通量对气候要素的响应特征

无论是土壤温度和湿度等土壤特性的变化, 还是地表辐射收支分量和热量平衡分量的变化均是对大气温度和降水等气候要素变化的响应, 而且它们对大气温度和降水变化的响应机理也有所不同. 从图 9 给出的年平均地表净辐射 (a)、感热通量 (b)、潜热通量 (c) 和土壤热通量 (d) 与降水量的相关图可以发现, 各地表热通量分量与降水量均有较好的相关性, 其中地表净辐射和感热通量随降水量的增加而减少, 净辐射通量可从 300 mm 降水时的 $83 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右减少到 500 mm 降水时的 $79 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右, 感热通量可从 300 mm 降水时的 $56 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右减少到 500 mm 降水时的 $45 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右; 而地表潜热通量和土壤热通量则随降水量的增加而增加, 潜热通量可从 300 mm 降水时的 $26 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右增加到 500 mm 降水时的 $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右, 土壤热通量可从 300 mm 降水时的 $-0.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右增加到 500 mm 降水时的 $0.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右.

相比较而言, 降水量与地表感热通量和潜热通

量的相关性要更好一些, 相关系数分别能够达到 0.48 和 0.61, 都通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性水平检验, 响应也要更敏感一些; 而与地表净辐射和土壤热通量的相关性要差一些, 离散也更大一些, 相关系数在 0.25 左右, 响应幅度也不是很大.

从图 10 给出的年平均地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量与平均气温的相关图表明, 虽然地表热通量分量都表现出与气温一定的相关性, 并且均随气温升高而增加. 但很显然, 与降水相比, 气温与地表热通量分量的相关性均较弱, 相关系数不超过 0.2, 未通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平检验. 而且, 敏感性也较弱, 气温从 7° 升高到 10° , 各地表热通量升高幅度均不超过 $1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 这说明地表热通量对气温的响应程度远不如降水强, 这种特征正好反映了受季风降水变化影响比较显著的黄土高原半干旱区的特点. 这意味着在黄土高原地区气候干旱化对地表热能量平衡的影响比较显著, 而气温变暖对地表能量平衡的影响不如我们想象的明显, 它更多应该是间接影响.

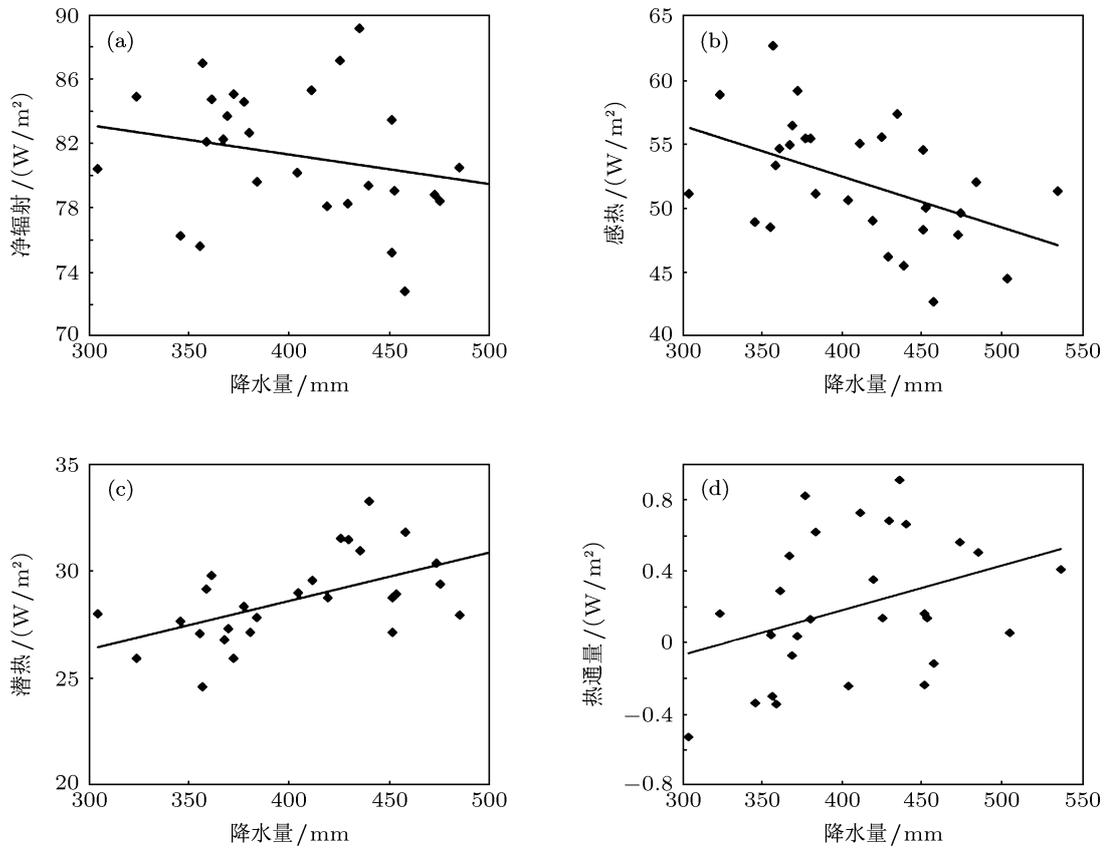


图9 模拟的年平均地表净辐射(a)、感热(b)、潜热(c)和土壤热通量(d)与降水量的相关

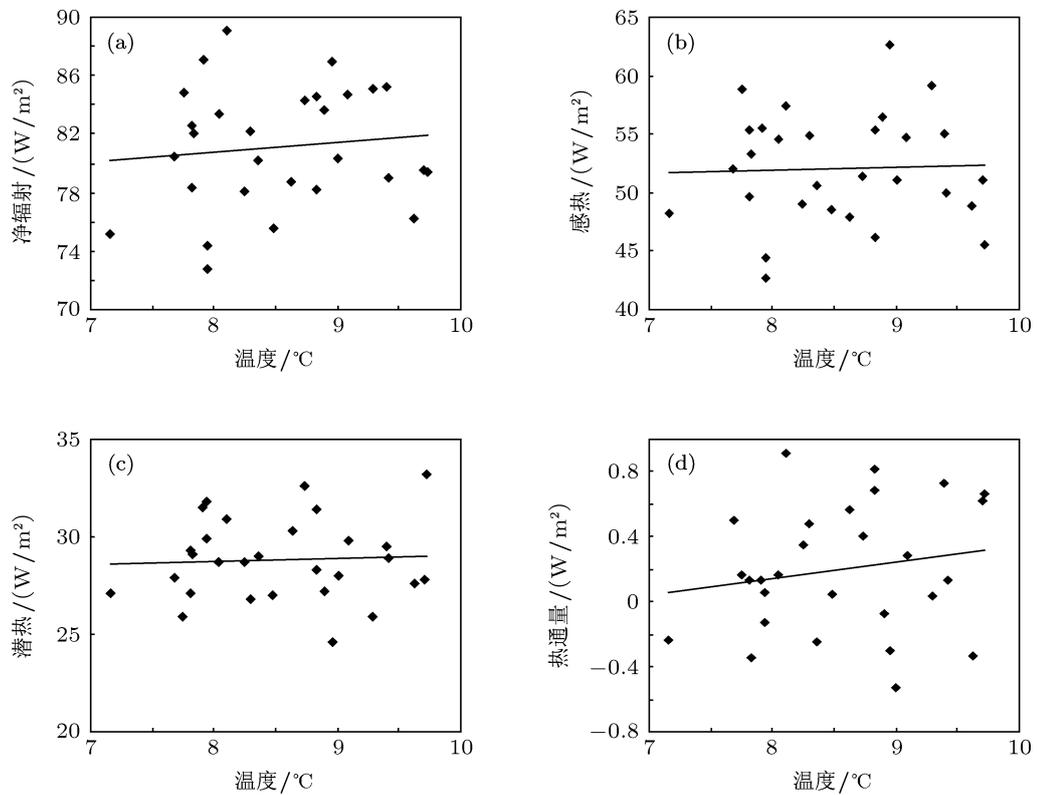


图10 模拟的年平均地表净辐射(a)、感热(b)、潜热(c)和土壤热通量(d)与气温的相关

5 结论与讨论

用观测试验资料检验表明, CLM 模式能够较好地模拟黄土高原地区陆面能量通量特征, 其模拟的近 30 年地表能量通量资料可以满足对该地区地表通量变化规律分析的技术要求。

黄土高原地区近几十年来不仅气候总体表现为暖干化趋势, 而且其浅层土壤温度和湿度对这种气候变化趋势具有显著的响应, 致使近 30 年土壤环境也呈现出显著的暖干化趋势, 但由于土壤温度和湿度均分别受气温和降水的共同作用, 其变化的细节并不完全与气温和降水的变化简单呼应。

近 30 年来, 黄土高原地区地表辐射收支分量和热量平衡分量均具有明显的变化, 总辐射和地表反射辐射均显著增加, 而向下和向上长波辐射及地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量均呈现下降趋势, 这种变化规律比较符合该区域气候暖干化的影响特征。不过, 地表热量平衡分量占净辐射的比例基本维持稳定, 这说明气候变暖干化造成的地表热量平衡分量的变化具有同步性的特点。

该地区地表热量通量的年变化也比较明显, 在 6—7 月份最高, 12—1 月份最低, 地表感热通量的年变化主要由太阳辐射控制, 而潜热通量的年变化则受太阳辐射和降水共同影响。而且, 其年际变幅也比较大, 变幅在全年不同时节也明显不同。地表净辐射、感热、潜热和土壤热通量的年较差分别能达到 $120 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 20

$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右, 年际变幅也分别可达到 $74 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $61 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $33 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右。

黄土高原地区地表热量通量对降水变化的响应要更敏感一些。随降水减少, 地表净辐射和感热通量增加, 而潜热通量和土壤热通量减少。而对气温变化的响应远不如降水变化敏感。虽然地表热通量分量均随温度增加而增加, 但不仅相关性较弱, 而且增加幅度也不太明显, 这说明气候干旱化对地表能量平衡的影响要远比气候变暖的影响突出。

虽然该文利用陆面过程模拟资料和观测资料比较系统地分析了黄土高原地区地表能量通量的变化特征及其对区域气候暖干化的响应规律, 对该地区地表能量通量与气候变化的相互作用机理有了新的认识。但由于该地区陆面能量通量的长期观测站点很少, 只能在单站对模拟资料进行比较, 缺乏对模拟资料的系统性检验。而且, 所用的陆面过程模式也缺乏针对黄土高原地区陆面过程参数的本地化改进, 所以模拟资料的精度也有一定局限, 会在一定程度上影响分析结果的客观性。这都需要未来开展进一步的工作不断完善。

本文研究过程中, 美国航空航天局戈达德空间飞行中心与美国海洋和大气局国家环境预报中心联合发展的全球陆面数据同化系统提供了陆面过程模拟资料, 兰州大学大气科学学院 SACOL 站为本文提供了陆面过程观测资料, 在此表示感谢。

- [1] Wang Y R, Zhang Q, Jiang S B 2011 *Adv. Meteorol. Sci. Technol.* **1** 38 (in Chinese) [王毅荣, 张强, 江少波 2011 气象科技进展 **1** 38]
- [2] Li B, Zhang J T 2003 *Acta Ecol. Sin.* **23** 82 (in Chinese) [李斌, 张金屯 2003 生态学报 **23** 82]
- [3] Zhang Q, Wang S 2008 *Adv. Earth Sci.* **23** 167 (in Chinese) [张强, 王胜 2008 地球科学进展 **23** 167]
- [4] Guo Z T, William F. Ruddiman, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, Liu T S 2002 *Nature* **416** 159
- [5] Li X Q, An Z S, Zhou J, Gao H J, Zhao H L 2003 *Mar. Geol. Quat. Geol.* **23** 109 (in Chinese) [李小强, 安芷生, 周杰, 高会军, 赵宏丽 2003 海洋地质与第四纪地质 **23** 109]
- [6] Lv H Y, Liu D S, Guo Z T 2003 *Chin. Sci. Bull.* **48** 2 (in Chinese) [吕厚远, 刘东生, 郭正堂 2003 科学通报 **48** 2]
- [7] Lu G H, Yan G X, Wu Z Y 2010 *Water Resour. Hydropower Eng.* **41** 78 (in Chinese) [陆桂华, 闫桂霞, 吴志勇 2010 水利水电技术 **41** 78]
- [8] Yang X G, Zhang Q, Yang Q G, Wang R Y, Liu H Y, Ma P L 2010 *Plateau Meteor.* **29** 44 (in Chinese) [杨兴国, 张强, 杨启国, 王润元, 刘宏谊, 马鹏里 2010 高原气象 **29** 44]
- [9] Liu Y Y, Wen J, Wei Z G 2007 *Plateau Meteor.* **26** 928 (in Chinese) [刘远永, 文军, 韦志刚 2007 高原气象 **26** 928]
- [10] Huang J P 2008 *Adv. Atmos. Sci.* **25** 906
- [11] Zhang Q, Hu X J, Wang S, Liu H Y, Zhang J, Wang R Y 2009 *Adv. Earth Sci.* **24** 363 (in Chinese) [张强, 胡向军, 王胜, 刘宏谊, 张杰, 王润元 2009 地球科学进展 **24** 363]
- [12] Zhang Q, Li H Y, Zhang L Y, Yue P, Shi J S 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 19201 (in Chinese) [张强, 李宏宇, 张立阳, 岳平, 史晋森 2013 物理学报 **62** 19201]
- [13] Li H Y, Zhang Q, Wang C L, Yang F L, Zhao J H 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 159201 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王春玲, 阳伏林, 赵建华 2013 物理学报 **62** 159201]
- [14] Wang S, Zhang Q 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 59203 (in Chinese) [王胜, 张强 2011 物理学报 **60** 59203]
- [15] Li Y S 1983 *Acta Ecol. Sin.* **3** 91 (in Chinese) [李玉山 1983 生态学报 **3** 91]
- [16] Zhang Q, Li H Y 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 5888 (in Chinese) [张强, 李宏宇 2010 物理学报 **59** 5888]
- [17] Sun Z X, Zhang Q 2011 *J. Desert Res.* **31** 1302 (in Chinese) [孙昭萱, 张强 2011 中国沙漠 **31** 1302]
- [18] Zhang Q, Sun Z X, Wang S 2011 *Chin. J. Geophysics* **54** 1727 (in Chinese) [张强, 孙昭萱, 王胜 2011 地球物理学报 **54** 1727]

- [19] Reiji Kimura, Fan J, Zhang X C, Naru Takayama, Makio Kamichika, Nobuhiro Matsuoka 2006 *Acta Oecol.* **29** 45
- [20] Li H Y, Zhang Q, Wang S 2010 *Adv. Earth Sci.* **25** 1070 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王胜 2010 地球科学进展 **25** 1070]
- [21] Zeng J, Shen J, Zhang Q 2010 *Sciences in Cold and Arid Regions* **2** 288
- [22] Zhang J, Zhang Q, Huang J P 2010 *Plateau Meteor.* **29** 855 (in Chinese) [张杰, 张强, 黄建平 2010 高原气象 **29** 855]
- [23] Huang R H, Chen W, Zhang Q 2011 *Interaction of land-atmosphere in northwest China and its Effect on East Asian Climate Change* (Beijing Meteorology Press) p356 (in Chinese) [黄荣辉, 陈文, 张强 2011 中国西北干旱区陆-气相互作用及其对东亚气候变化的影响 (北京: 气象出版社) 第 356 页]
- [24] Li Z C, Wei Z G, Wen J, Fu R 2008 *J. Arid Land Resour. Environ.* **22** 57 (in Chinese) [李振朝, 韦志刚, 文军, 符睿 2008 干旱区资源与环境 **22** 57]
- [25] Yu W D, Min Q W, Li X G 2002 *Resour. Sci.* **24** 55 (in Chinese) [余卫东, 闵庆文, 李湘阁 2002 资源科学 **24** 55]
- [26] Dai Y J, Zeng X B, Robert E. Dickinson, Ian Baker, Gordon B. Bonan, Michael G. Bosilovich, A. Scott Denning, Paul A. Dirmeyer, Paul R. Houser, Niu G Y, Keith W. Oleson, C. Adam Schlosser, Yang Z L 2003 *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **84** 1013
- [27] Bonan G B 1998 *J. Clim.* **11** 1307
- [28] Dickinson K J M, Mark A F, Dawkins B 1993 *J. Biogeogr.* **20** 687
- [29] Dai Y J, Zeng Q C 1997 *Adv. Atmos. Sci.* **14** 433
- [30] Koster R D, Suarez M 1996 *NASA Tech. Memo.* 104606 **9** p59
- [31] Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, Dalcher A 1986 *J. Atmos. Sci.* **43** 505
- [32] Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, Rogers E, Grunmann P, Koren V, Gayno G, Tarpley J D 2003 *J. Geophys. Res.* **108** 8851
- [33] Wang Y P, Kowalczyk E, Leuning R, Abramowitz G, Raupach M R, Pak B, van Gorsel E, Luhr A 2011 *J. Geophys. Res.* **116** 1034
- [34] Wang Y P, Leuning R 1998 *Agric. For. Meteor.* **91** 89
- [35] Raupach M R, Finnigan J J, Brunet Y 1989 *Proc. Fourth Australasian Conf. on Heat and Mass Transfer*, Christchurch, New Zealand, 9-12, May 1989 p75
- [36] Ngo-Duc T, Polcher J, Laval K 2005 *J. Geophys. Res.* **110** 6116
- [37] Liu Y, Huang J, Shi G, Takamura T, Khatri P, Bi J, Shi J, Wang T, Wang X, Zhang B 2011 *Atmos. Chem. Phys.* **11** 11455
- [38] Zuo J Q, Huang J P, Wang J M, Zhang W, Bi J R, Wang G Y, Li W J, Fu P J 2009 *Adv. Atmos. Sci.* **26** 679
- [39] Zhang Q, Li H Y, Zhao J H 2012 *Sci. China Earth Sci.* **55** 580
- [40] Huang J, Guan X, Ji F 2012 *Enhanced cold-season warming in semi-arid regions Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **12** 4627
- [41] Zhang Q, Wang S 2007 *Prog. Nat. Sci.* **17** 211 (in Chinese) [张强, 王胜 2007 自然科学进展 **17** 211]
- [42] Zhang Q, Zeng J, Zhang L Y 2012 *Sci. China Earth Sci.* **55** 1872

Warming and drying climate over Loess plateau area in China and its effect on land surface energy exchange*

Zhang Qiang^{1)2)†} Huang Jing¹⁾³⁾ Zhang Liang¹⁾⁴⁾ Zhang Li-Yang⁴⁾

1) (Institute of Arid Meteorology, CMA, Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province;

Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020, China)

2) (Gansu Provincial Meteorological Bureau, Lanzhou 730020, China)

3) (Meteorological Bureau of YongJia, Wenzhou 325100, China)

4) (College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

(Received 14 January 2013; revised manuscript received 18 February 2013)

Abstract

China's Loess plateau, as one of the areas in the world, is vulnerable to ecological environment and sensitive to climate change. The characteristic of land surface process has been changing in this area, and it affects the formation and evolution of regional weather and climate. However, limited by observational land surface data, exchange process variation of the surface energy of the Loess plateau and its mechanism of response to climate change is limited. In this study, we combine the observed experimental data with the land surface model simulated data, test the previous four land surface models. It shows the CLM is reliable in Loess plateau. Then we use the observed data and model simulated data to analyze the variation of regional climate and the characteristics of land surface energy exchange, and discuss the effect of climate change on land surface energy exchange. It shows that Loess plateau is warming and drying in recent decades. It induces the increase in solar radiation, surface reflected radiation and surface longwave upward radiation. This makes the net radiation decrease. Correspondingly, surface latent heat flux, sensible heat flux and soil heat flux all have a decreasing trend. But the distribution ratio of components of surface heat flux is basically unchanged. In addition, the annual variation of sensible heat flux is controlled by solar radiation, and latent heat flux is controlled by solar radiation and precipitation. The annual variation of each component of surface heat flux is sensitive to precipitation, not sensitive to temperature. The climate acidification affected surface energy balance far more than temperature rise.

Keywords: Loess Plateau, regional climate warming and drying, land process simulation, land surface energy exchange

PACS: 92.60.Fm, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.62.139202

* Project supported by the the National Basic Research Program of China (Grant No. 2013CB430206), and the Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40830957).

† Corresponding author. E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; qzhang@ns.lzb.ac.cn