

# 东北半干旱地区辐射收支与地表能量分析

——以锦州地区为例<sup>①</sup>

邓世雅<sup>1</sup>, 赵磊<sup>1</sup>, 李得勤<sup>2</sup>, 钟若崑<sup>1</sup>, 文小航<sup>1</sup>

1. 成都信息工程大学 电子实验中心, 成都 610225; 2. 沈阳市气象台, 沈阳 110168

**摘要:** 本研究利用 2015 年锦州通量观测站实测资料, 对东北半干旱地区的地表辐射收支、能量平衡、地表反照率和能量闭合度等方面进行分析, 得出以下结论: 锦州地区向下短波辐射、地面向上短波辐射和地面向上长波辐射有明显的日变化特征, 而大气向下长波辐射没有。该地区 8 月午后易产生对流云, 致使向下短波辐射日变化在午后有明显波动。净辐射平均积分值 8 月为  $12.7 \text{ MJ/m}^2$ , 12 月为  $-0.9 \text{ MJ/m}^2$ , 冬季全天均由土壤向地表传递能量, 所以夏季盈余的能量可能储存到深层土壤, 在冬季释放。感热和潜热随净辐射有相同的增减趋势, 日变化并不平滑, 有多个峰值。平均地表反照率 12 月(0.21)明显高于 8 月(0.18)。受不同天气条件影响, 在不同季节, 各辐射分量的日变化特征不同。降水通过改变土壤湿度会对感热、潜热和地表反照率产生影响。采用过原点和有截距两种不同的拟合方法来评估锦州冬夏的能量闭合度, 对比结果发现, 冬季能量闭合度均远低于夏季。

**关键词:** 半干旱区; 辐射收支; 能量平衡; 能量闭合度

**中图分类号:** P422.4

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1000-5471(2020)09-0095-11

地表辐射收支和能量平衡过程, 作为陆面过程重要分支, 是地面能量来源及物质、能量交换的基础, 集中反映地—气耦合过程中的能量纽带作用<sup>[1]</sup>。开展辐射及其地表能量特征的研究, 对解释气候变化的许多现象及其机理有非常重要的作用, 是全球气候变化及异常研究中关注的重要方面<sup>[2]</sup>。东北地区是全球变化最为敏感的区域之一。由于气候变化的影响, 该地区的能量水分循环过程和局地气候效应发生了显著变化<sup>[3]</sup>。近 30 多年, 中国北方的季节性干旱化严重威胁这些地区的生存环境, 导致当地水资源匮乏、生态环境退化和荒漠化等一系列环境问题。对于该地区环境问题的成因、变化、预测及其对策受环境科学、地球科学等领域的高度关注。

以往大多数陆气相互作用及辐射能量收支的研究针对的是稀疏植被下垫面、受人类活动影响较小的荒漠戈壁西北干旱区、黄土高原和青藏高原地区<sup>[4]</sup>。例如: 黑河流域遥感试验<sup>[5]</sup>、西北干旱区陆气相互作用野外观测试验<sup>[6]</sup>、第三次青藏高原大气科学试验<sup>[7]</sup>。近年来, 我国在东北半干旱地区吉林通榆也建立了观测试验站, 开展“干旱化和有序人类活动”长期的观测<sup>[8]</sup>, 对陆气通量交换过程中一年四季连续的日、月及季节变化规律做出探讨。兰州大学也在西北半干旱区建立了“半干旱气候与环境”(SACOL)观测站, 对中国北方半干旱地区的能量平衡、水分循环和物质交换状况进行长期观测<sup>[9]</sup>。

锦州通量观测站位于我国东北半湿润和半干旱的交界地带, 代表了我国东北半干旱区环渤海区域的下

① 收稿日期: 2019-11-13

基金项目: 中国气象局沈阳大气环境研究所开放基金项目(2016SYIAE16); 第二次青藏高原科学考察研究项目(2019QZKK0103)。

作者简介: 邓世雅(1998—), 女, 硕士研究生, 主要从事辐射气候研究。

通信作者: 赵磊, 助理实验师。

垫面状况. 本研究利用 2015 年锦州通量观测站实测资料和中国地面气候资料日值数据集(V3.0)资料, 对锦州通量观测站地表辐射收支、能量平衡、地表反照率和能量闭合度等方面进行分析和讨论, 分析研究锦州地区地表辐射和能量变化特征, 可以填补对我国东北半干旱区下垫面能量辐射收支研究的不足, 有助于认识和了解该地区辐射收支对于干旱区气候变化的响应过程.

## 1 研究区域和资料介绍

### 1.1 研究区域

锦州市位于辽宁省的西南部, “辽西走廊”东部, 是连接华北和东北两大区域的交通枢纽, 境内山脉连绵起伏, 地势西北高, 东南低, 由西北向东南依次为低山区、丘陵区、平原区. 全市土地结构大体是“五山一水四分田”. 锦州市地处欧亚大陆东部, 属暖温带半湿润气候, 春季温和多风, 夏季高温多雨, 秋季温凉晴朗, 冬季寒冷干燥, 降水集中, 风力较大. 据数据统计, 锦州年平均气温为  $7.8\sim 9.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 自南向北降低, 年极端最低气温为  $-31.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 年极端最高气温为  $41.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 年无霜期  $144\sim 180\text{ d}$ . 年平均降水量为  $567\text{ mm}$ , 降水四季分布不均,  $60\%\sim 70\%$ 集中在夏季<sup>[10-11]</sup>. 本研究数据取自锦州通量观测站, 站点地处  $41.14\text{ }^{\circ}\text{N}$ ,  $121.20\text{ }^{\circ}\text{E}$ , 海拔  $22\text{ m}$ , 面积  $0.5\text{ km}^2$ , 仪器观测高度  $3.3\text{ m}$ . 锦州通量站周围地表环境如图 1 所示.

### 1.2 数据资料概况

本文选取无缺测、质量较高的 2015 年 8 月和 12 月连续通量观测站实测资料. 包括每半小时一次的净辐射  $R_n$ 、向下短波辐射  $S_d$ 、向上短波辐射  $S_u$ 、向下长波辐射  $L_d$ 、向上长波辐射  $L_u$ 、感热通量  $H$ 、潜热通量  $LE$ 、5 cm 和 10 cm 土壤湿度、2 m 气温和相对湿度数据, 以及中国地面气候资料日值数据集(V3.0)中的每日降水量数据. 本研究利用以上资料对锦州地区冬夏两季的辐射传输各分量、地表能量通量和地表能量平衡状况进行对比分析.

锦州通量观测站所使用的仪器和型号为<sup>[12]</sup>: 空气温湿度计(HMP45C)、水汽和  $\text{CO}_2$  分析仪

(Li-Cor, Li7500)、土壤湿度计(Campbell, CS616)、土壤热通量板(REBS, HFT-3 和 HFP01probe)、辐射计为 Kipp & Zonen, CNR-1. CNR-1 净辐射传感器是由 KIPP & ZONEN 公司生产的一款研究级的净辐射传感器, 由一对 CM3 短波辐射传感器和一对 CG3 长波辐射传感器组成. 4 个传感器分别用于测量向下、向上短波辐射和向下、向上长波辐射, 4 个探头的灵敏度系数相同. 辐射仪器的响应光谱为  $305\sim 2\,800\text{ nm}$  (短波),  $5\,000\sim 50\,000\text{ nm}$  (长波), 响应时间为  $18\text{ s}$ , 额定灵敏度为  $7\sim 15\text{ }\mu\text{V}/(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ , 短波灵敏度为  $10\sim 35\text{ }\mu\text{V}/(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ , 长波灵敏度  $5\sim 35\text{ }\mu\text{V}/(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ .



图 1 锦州农田通量观测站周围环境

## 2 结果分析

### 2.1 地表辐射传输特征分析

地表接收的辐射分为太阳向下短波辐射和大气向下长波辐射. 太阳辐射经由大气层时受气体分子及气溶胶粒子等的吸收和散射, 到达地表的总辐射较大气上界有所削弱. 太阳高度角越大, 地表单位面积所获得的太阳能量越强. 因此, 到达地表的太阳短波辐射主要由太阳高度角和大气透明度共同决定. 由图 2 可以看出, 锦州 8 月(图 2a)和 12 月(图 2b)到达地表的向下短波辐射均有明显的日变化特征, 大气向下长波辐射日较差较小. 从日出开始, 向下短波辐射逐渐增大, 达峰值后逐渐降低, 直至日落达最小. 向下短波辐射与太阳高度角的日变化特征基本一致, 早晚最小, 中午时最大. 8 月在  $11:30$  (北京时间, 下同)达最大, 为  $826.5\text{ W}/\text{m}^2$  (图 2a), 12 月较 8 月滞后  $1\text{ h}$ , 峰值仅有  $350.4\text{ W}/\text{m}^2$  (图 2b). 8 月和 12 月向下短波辐射日

积分总量分别为  $21.6 \text{ MJ/m}^2$  和  $6.7 \text{ MJ/m}^2$ , 与同期黄河源区高寒湿地观测结果<sup>[13]</sup>相比, 锦州地区夏季积分值略高, 而冬季仅为其一半左右. 由图 2a 可见, 8 月向下短波辐射呈“单峰”形式, 在午后有明显波动. 由于锦州地区的汛期为 6—9 月, 降水较为集中, 其中 7、8 两月的降水量约占全年的一半(图略), 本研究时段正处于降水比较充沛的 8 月, 近地层湿度较大. 经过太阳短波辐射加热, 位势不稳定能量积累, 易形成不稳定层结, 午后易形成对流云. 经过云体的反射、吸收、散射等过程, 削弱了到达地面的太阳短波辐射. 而 12 月向下短波辐射日变化较为平缓, 说明冬季午后受云雨天气影响较小.

大气对光谱吸收有显著的选择性, 大气向下长波辐射主要受大气状况、气溶胶浓度以及云况等因素的影响. 8 月大气向下长波辐射(图 2a), 没有明显的日变化特征, 峰值出现在 15:00 左右, 日变化范围介于  $387.3 \sim 423.5 \text{ W/m}^2$  之间, 日积分值为  $34.7 \text{ MJ/m}^2$ . 12 月(图 2b)向下长波辐射日变化呈波动状, 峰值出现在 15:00 左右, 日变化范围介于  $229.8 \sim 247.3 \text{ W/m}^2$  之间, 与黄河源区高寒湿地年平均日变化相当<sup>[13]</sup>, 日积分值为  $20.7 \text{ MJ/m}^2$ . 冬夏两季锦州地区大气向下长波辐射日总量均高于同期黄河源区高寒湿地<sup>[5]</sup>, 也比西北干旱区夏季绿洲系统的向下长波日总量略高  $5 \sim 7 \text{ MJ/m}^2$  左右<sup>[14]</sup>.

地表在吸收辐射的同时也反射短波辐射和发射长波辐射. 8 月地面向上长波辐射在中午 11:30 达到峰值, 约为  $500 \text{ W/m}^2$  左右(图 2a). 其峰值出现时间与向下短波辐射基本重合, 比大气向下长波辐射早 3 h. 而冬季太阳短波辐射和地表温度日变化特征一致性不如夏季(图 2b). 冬季地面向上长波辐射峰值为  $340 \text{ W/m}^2$ , 出现在 14:30 左右, 滞后于太阳短波辐射, 与大气向下长波辐射最大值出现的时间基本重合. 这说明, 在夏季, 该地区向下短波辐射对地面的加热起最主要作用; 而在冬季向下短波辐射和大气向下长波辐射对地表的加热作用都不容忽视. 夏季地面向上长波辐射平均日累积总量达  $40 \text{ MJ/m}^2$ , 冬季为  $27 \text{ MJ/m}^2$ , 两季统计值均高于同期黄河源区高寒湿地<sup>[6]</sup>, 也比西北干旱区夏季绿洲下垫面的积分值略高  $2 \text{ MJ/m}^2$ , 但比戈壁地区低  $3 \text{ MJ/m}^2$ . 说明锦州雨养农田下垫面要比干旱区灌溉农田更容易出现地表能量亏损<sup>[14]</sup>.

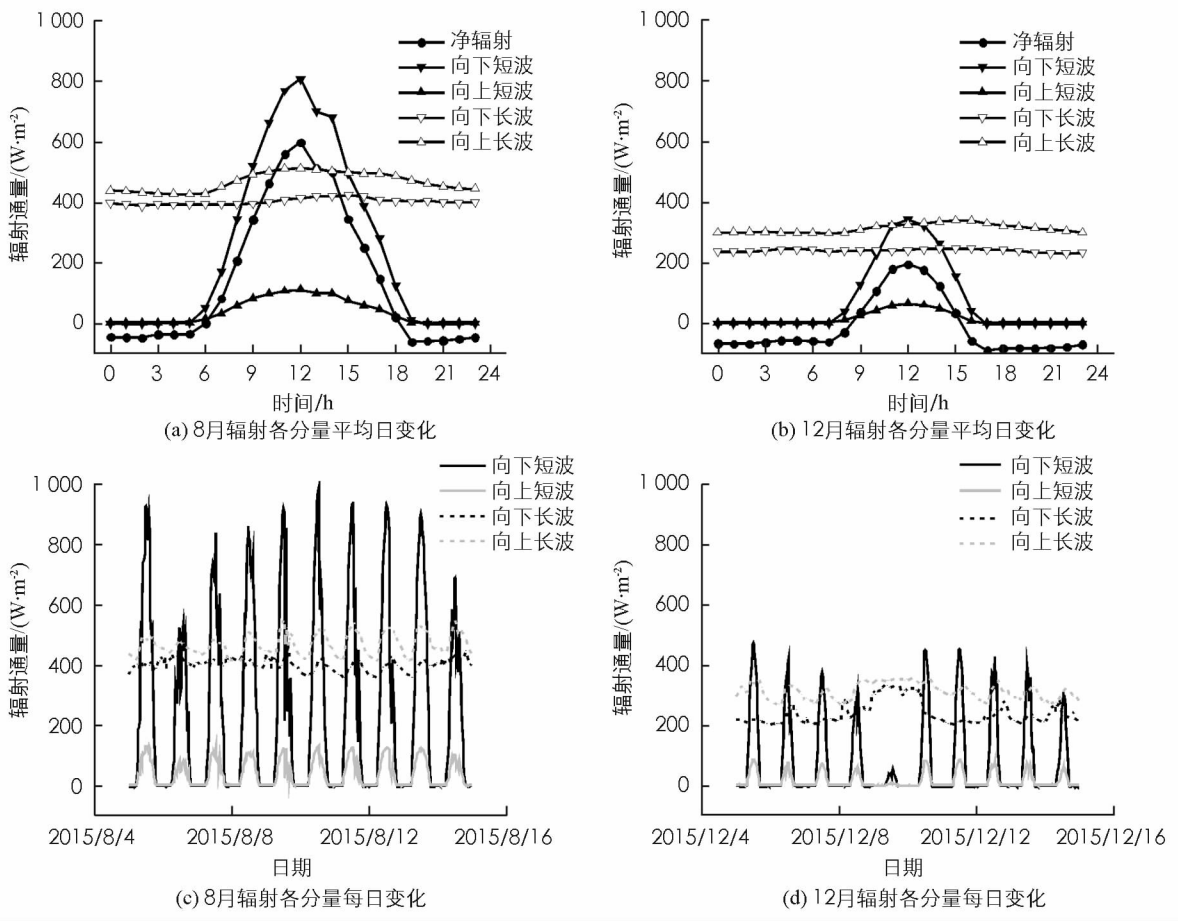


图 2 2015 年 8 月和 12 月锦州通量站辐射各分量变化特征

由图 2a,b 均可看出, 由于地表的昼夜温差, 夜间地表温度较低, 地面向上的长波辐射明显低于白天. 由于地表一直向外辐射能量, 即使有大气向下长波辐射的保温作用, 地表仍处于热量损失状态. 因此在日出前地表温度达最低, 地面长波辐射也最小.

到达地面的短波辐射, 一部分被地表吸收, 另一部分被反射. 由图 2 可知, 地面向上短波辐射日出后逐渐增大, 8 月在 11:30 达到最大值  $110 \text{ W/m}^2$ , 12 月在 12:30 达最大值  $65 \text{ W/m}^2$ , 冬季约为夏季的一半左右. 8 月午后存在明显波动, 12 月变化较平滑. 日落后至翌日日出前, 由于夜间无向下短波辐射, 地面向上短波辐射也为 0. 8 月和 12 月向上短波辐射日积分值分别为  $3.2 \text{ MJ/m}^2$  和  $1.3 \text{ MJ/m}^2$ , 分别占向下短波辐射的 15% 和 19%. 一般来说, 向下短波辐射约有 4/5 被地表吸收, 只有少部分被直接反射回大气. 锦州地区地表吸收比例高于黄河源区高寒湿地(3/4)<sup>[13]</sup>. 比西北干旱区绿洲生态系统值小约  $2 \text{ MJ/m}^2$ , 地面向上短波辐射日总量的季节变化, 以及日变化特征都与向下太阳短波辐射一致.

图 2c 为 8 月 5—14 日连续 10 天观测的辐射分量, 期间以云雨天气为主, 只有少数几天为晴天, 晴天时向下短波辐射呈完美弧形. 向下短波辐射峰值平均为  $850 \text{ W/m}^2$  左右, 晴天峰值可达  $950 \text{ W/m}^2$  左右, 与西北干旱区金塔绿洲相差不大<sup>[14]</sup>, 但明显低于青藏高原地区的玛曲高寒草甸( $1200 \text{ W/m}^2$ )<sup>[15]</sup> 和那曲地区( $1210 \text{ W/m}^2$ )<sup>[16]</sup>. 由于云和水汽的影响, 阴天时太阳向下短波辐射较晴天低且呈波动状. 向上短波辐射和向上长波辐射有明显“单峰型”日变化特征, 晴天时变化曲线平滑, 云雨天气多波动. 向下长波辐射仅在晴天时有一定的日变化特征, 并且只有在连续几天晴好天气后才会与白天向下短波辐射表现出一致的变化趋势. 图 2d 为 12 月 5—14 日各辐射分量的连续观测变化. 向下短波辐射峰值平均为  $376 \text{ W/m}^2$ , 晴天峰值可达  $405 \text{ W/m}^2$  左右. 与夏季不同的是, 无论晴天还是阴天向下长波辐射都没有明显的日变化特征, 此时向上长波辐射与向下短波辐射的日变化出现较大波动. 12 月 9 日, 向下太阳短波辐射异常减小, 而向下和向上长波辐射偏高. 这是由于 12 月 9 日近地面 2m 处相对湿度由 30% 迅速升高到 85% 左右. 已有研究表明, 随着云量和水汽的增加, 向下短波辐射减小, 向下长波辐射增大<sup>[13,17]</sup>.

## 2.2 地表能量收支特征分析

地表净辐射  $R_n$  是各辐射分量相互平衡的结果, 是气候变化的重要驱动力, 可表示为:

$$R_n = (S_d - S_u) + (L_d - L_u) \quad (1)$$

式中:  $S_d$  为向下短波;  $S_u$  为向上短波;  $L_d$  为向下长波;  $L_u$  为向上长波;  $R_n$  为正值时表示地表净盈余能量, 反之表示地表净亏损能量. 由图 3a,b 可知, 锦州地区净辐射日变化特征与向下短波辐射较为一致. 8 月和 12 月地表净辐射的变化范围分别为  $-67.6 \sim 610.9 \text{ W/m}^2$  和  $-90.9 \sim 198.5 \text{ W/m}^2$ . 8 月白天净辐射为正, 且变化范围较大, 说明地表接收大量来自大气和太阳的能量; 而夜间地表净辐射为负值, 且负值变化范围相对较小. 相对而言, 冬季白天净辐射正值变化范围小, 夜间负值变化范围大. 太阳初升和日落前, 由于太阳辐射较弱, 地表向上的长波辐射也较小, 地表处于失热状态, 净辐射为负值. 日出后 1h 净辐射开始转为正值, 夏季正值时间持续 12 h, 冬季仅维持 7h. 8 月净辐射平均日积分值达  $12.73 \text{ MJ/m}^2$ , 而冬季为  $-0.94 \text{ MJ/m}^2$ . 说明地表能量在夏季盈余, 冬季亏损.

土壤湿度决定了净辐射在感热和潜热通量上的分配, 地面接收的净辐射热通量要先消耗一部分用于土壤水分蒸发, 剩余部分用来加热地面, 形成地气温差, 转变成感热通量. 由图 3 可知, 锦州 8 月和 12 月感热和潜热随净辐射有相同的增减趋势, 由于风、温、湿等因素日变化的影响, 它们的变化并不平滑, 有多个峰值. 8 月感热和潜热峰值分别为  $144.6 \text{ W/m}^2$  和  $220.7 \text{ W/m}^2$ , 平均值分别为  $31.4 \text{ W/m}^2$  和  $79.3 \text{ W/m}^2$ ; 12 月感热和潜热峰值分别为  $70.7 \text{ W/m}^2$  和  $15.6 \text{ W/m}^2$ , 平均值分别为  $3.4 \text{ W/m}^2$  和  $5.0 \text{ W/m}^2$ . 夏季潜热通量显著高于感热通量, 说明该地区夏季陆—气间能量交换以潜热为主. 8 月夜间感热基本为负值, 平均值为  $-11.6 \text{ W/m}^2$ , 表明夜间能量由大气向陆地传输, 这也与西北干旱区的研究结果相一致<sup>[14]</sup>. 由于冬季相对干燥, 土壤含水量远小于夏季(图 4a,c), 植被蒸腾作用较夏季弱, 白天感热通量明显高于潜热通量, 并且均为正; 夜间地面强烈辐射降温, 使地表温度低于大气, 感热通量呈负值, 最低可达  $-23.8 \text{ W/m}^2$ , 平

均值为 $-10.9\text{ W/m}^2$ , 此时潜热通量也有少数时次为负值. 说明该地区冬季陆—气间能量交换, 白天感热加热大气, 夜间地面吸收大气感热.

由于地表热通量难以直接测得, 本研究通过土壤温度、土壤体积含水量和 $5\text{ cm}$  深度的土壤热通量计算得到, 计算公式如下<sup>[18]</sup>:

$$G = G_z + \int_0^z C_s \frac{\partial T}{\partial t} dz \tag{2}$$

$$C_s = (1 - \eta_{sat}) \rho_d C_d + \eta_w \rho_w C_w \tag{3}$$

式(2)中:  $G$  为地表( $0\text{ cm}$ )热通量;  $G_z$  为 $5\text{ cm}$  土壤热通量;  $C_s$  为土壤体积热容量;  $T$  为 $0\sim 5\text{ cm}$  土壤平均温度;  $z$  为土壤深度 $5\text{ cm}$ . 式(3)中:  $(1 - \eta_{sat}) \rho_d C_d$  为干土壤体积热容量, 锦州土壤质地为黏土壤<sup>[12]</sup>, 根据参考文献<sup>[18]</sup>取值为 $1.23\text{ MJ}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$ ;  $\eta_w$  为 $5\text{ cm}$  土壤体积含水量;  $\rho_w$  为液态水密度 ( $1.0 \times 10^3\text{ kg/m}^3$ );  $C_w$  为液态水的比热容, 即  $4.18 \times 10^3\text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ .

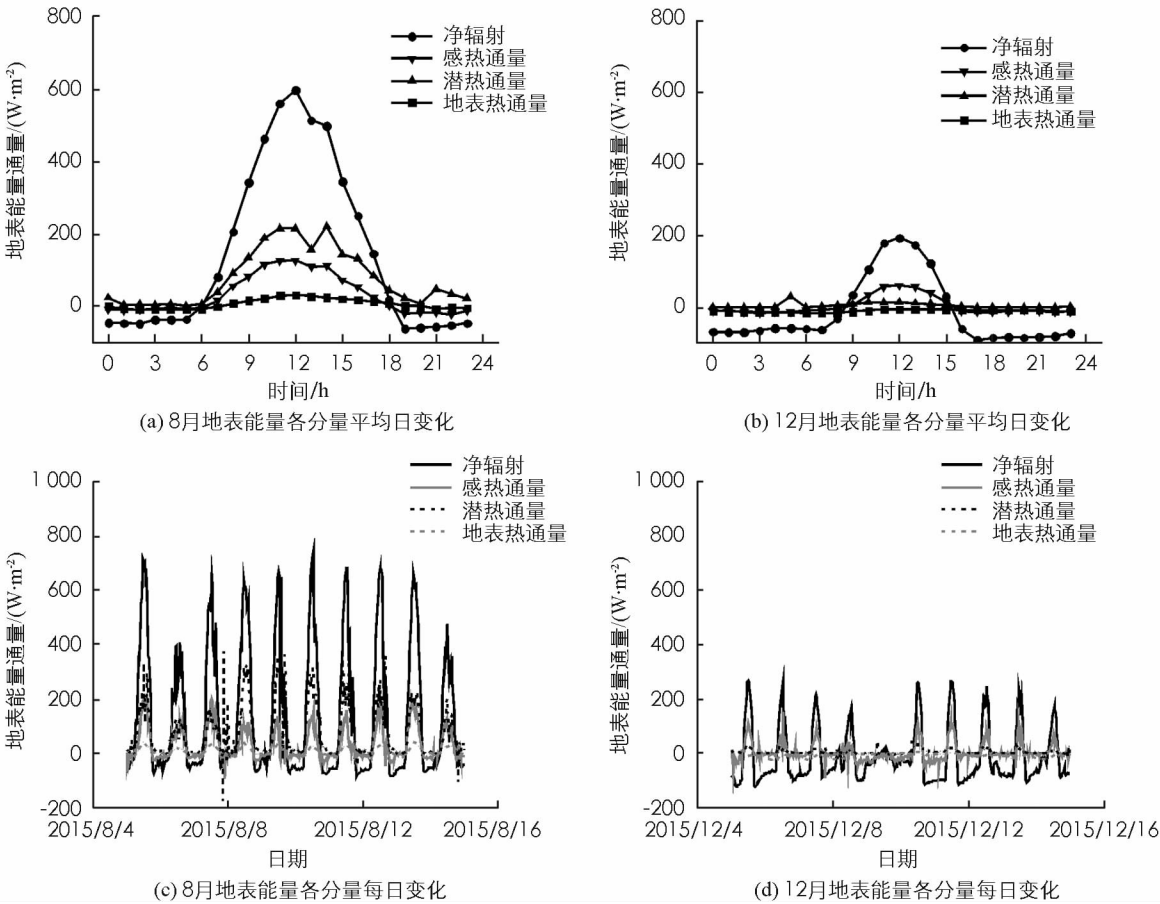


图 3 2015 年 8 月和 12 月锦州通量站地表能量各分量变化特征

由图 3c,d 可以看出, 地表热通量的量值远小于感热和潜热. 8 月和 12 月地表热通量日变化范围分别为 $-10.6\sim 32\text{ W/m}^2$  和 $-15.8\sim -4.9\text{ W/m}^2$ , 并且最小值出现在日出前. 地表热通量夏季白天为正, 夜间为负值, 表示白天地表向土壤传递热量, 夜间相反. 而冬季地表全天均由土壤向地表传递热量<sup>[4]</sup>. 上文分析表明, 地表能量在夏季盈余, 冬季亏损, 所以夏季地表盈余的能量被存储到深层土壤, 在冬季释放, 补充冬季的能量亏损.

对比图 3c 和图 4a, 虽然平均而言夏季潜热通量大于感热通量, 但在 8 月 5—7 日由于土壤含水量下降, 对应的潜热通量不断降低, 到 8 月 7 日, 感热通量大于潜热通量. 8 月 8 日降水后土壤湿度升高, 潜热随之升高, 感热随之降低. 潜热峰值与土壤含水量呈相同变化趋势, 感热峰值与之相反. 晴天净辐射最大可达 $746.3\text{ W/m}^2$ , 平均峰值为 $698.8\text{ W/m}^2$ . 由图 3d 可以看出, 12 月份地表热通量基本处于零值以下, 潜热通

量与净辐射变化特征一致,量值明显低于感热. 12 月晴天净辐射峰值为  $253.7\text{ W/m}^2$ , 只有 8 月份的 36%.

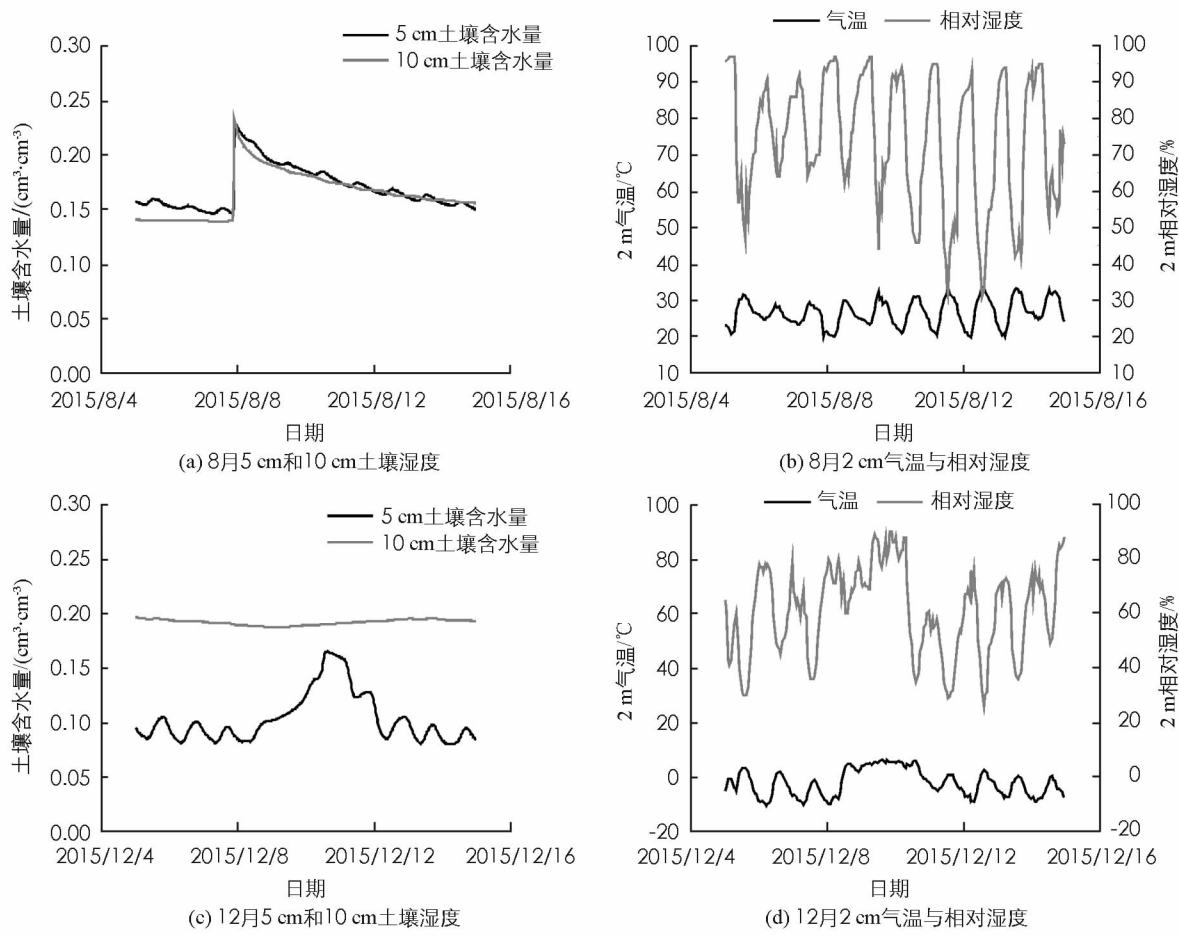


图 4 2015 年 8 月和 12 月锦州通量站地表气象要素变化特征

2.3 地表反照率变化特征

地表反照率是影响陆—气之间辐射能量分配和局地大气环流的重要因素,对全球气候变化有重要影响.反照率主要受土壤颜色、湿度、粗糙度、植被覆盖等下垫面物理属性,太阳高度角,天气状况等影响.图 5 为锦州通量站 8 月和 12 月地表反照率日变化曲线.地表反照率对浅层土壤湿度十分敏感,8 月 7 日晚发生降水后,8 日土壤含水量急剧升高(图 4a),同时地表反照率明显降低(图 5a),随后几天土壤含水量逐渐降低,反照率逐渐回升.12 月 5 日至 8 日,土壤含水量逐渐降低(图 4c),反照率随之升高(图 5b);12 月 9 日土壤含水量明显升高,反照率急剧下降.根据 Fujimaki 等、Liu 等和 Gu 等的研究<sup>[19-22]</sup>,地表反照率和土壤湿度的关系曲线上存在一个临界值,当土壤湿度值低于临界值时,地表反照率随土壤湿度的增加而减小;当土壤湿度高于临界值时,地表反照率随土壤湿度增加而增加. Liu 等<sup>[20]</sup>发现此临界值约在土壤湿度为  $0.15\sim0.40\text{ cm}^3/\text{cm}^3$  的范围内,并且受土壤水动力学特性影响.由图 4d 看出,12 月 9 日 2 m 高度处气温由负值转为正值,同时相对湿度降低.陈向红<sup>[23]</sup>指出,当气温低于  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  时,反照率随气温的升高而降低,两者近于负指数关系;当气温高于  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  时,反照率随气温的变化不明显或基本不随气温变化.锦州地区夏季晴天地表反照率的平均值为 0.17,低于冬季晴天的地表反照率(0.22),与同期理塘(0.17)接近,小于藏北那曲地区(0.19)、海北高寒草甸(0.19)、鄂陵湖湖滨高寒草甸(0.21),远小于敦煌绿洲稀疏植被站(0.23)<sup>[24-26]</sup>.

图 5c 为 8 月和 12 月反照率平均日变化特征曲线.总体可以看出,清晨和傍晚太阳高度角较小,反照率偏高,当太阳高度角增大到一定值后反照率基本不变.锦州 12 月的平均地表反照率(0.21)明显高于 8 月(0.18).其原因可能是:① 8 月和 12 月分别对应作物生长期和非生长期,夏季地面植被覆盖度高,农作物

叶面肥硕，对太阳辐射吸收率高；到了冬季作物枯萎，叶面枯黄甚至露出裸露地面，吸收的太阳辐射偏少。  
② 锦州地区夏季水分充沛，土壤湿度较冬季明显偏高，导致反照率降低；③ 冬季锦州平均温度低，地表可能有雪覆盖也是造成冬季地表反照率偏高的一个原因。

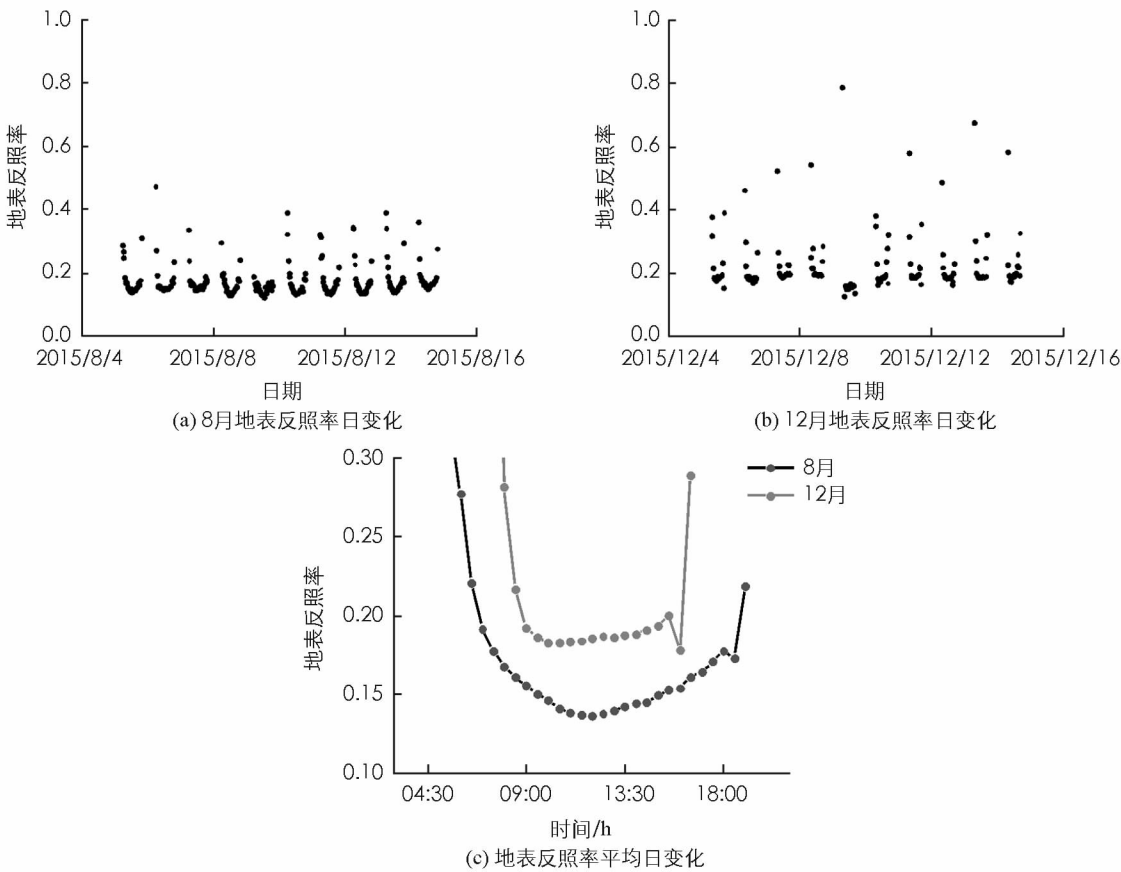


图 5 2015 年锦州通量站地表反照率日变化

2.4 能量闭合度分析

观测试验中的地表能量不闭合问题普遍存在，资料分析中经常发现能量不平衡现象<sup>[27]</sup>。由于数值模式都建立在地表能量平衡的基础之上，过多的闭合度偏差是不能接受的。利用观测陆面参数来改善数值模式陆面过程方案和模拟结果，对能量闭合与能量分配状况的评估很有必要。

地表热量平衡为如下形式：

$$H + LE = R_n - G - S - Q \tag{4}$$

式中： $H$  和  $LE$  分别为感热通量和潜热通量； $R_n$  为净辐射； $G$  为地表热通量； $S$  为地面与涡动相关系统传感器高度之间空气中或植被冠层热储量，由于半干旱区植被稀疏且冠层高度较低，可以忽略不计； $Q$  为其他形式的热储量，较净辐射为小项，通常忽略不计。

图 6 中采用了两种不同的拟合方法来评估锦州站冬夏的能量闭合度，为更好地评估能量闭合度，已经剔除降水和数据质量较差的时次，相关系数  $R^2$  代表线性拟合的程度。对比两种拟合方法在不同月份得到的闭合度的大小(斜率)和相关系数  $R^2$ ，夏季 8 月  $y=kx$  得到的闭合度高且相关性好；冬季两种拟合方式得到的闭合度一致， $y=kx$  拟合的相关性稍差。对比结果发现，无论哪种拟合方法，冬季能量闭合度都远低于夏季，这与 SACOL 站<sup>[28]</sup>的观测结果一致。利用有截距线性拟合法求得 8 月和 12 月的能量闭合度分别为 0.59 和 0.34，截距分别为 24.61 和 9.13，闭合度均低于同期 SACOL 站<sup>[28]</sup>。12 月能量闭合度偏低的原因可能是，冬季边界层较稳定，湍流通量计算值存在较大偏差，另外在东北环渤海地区，土壤温度较低，土壤的传导和扩散变化的差异较大。

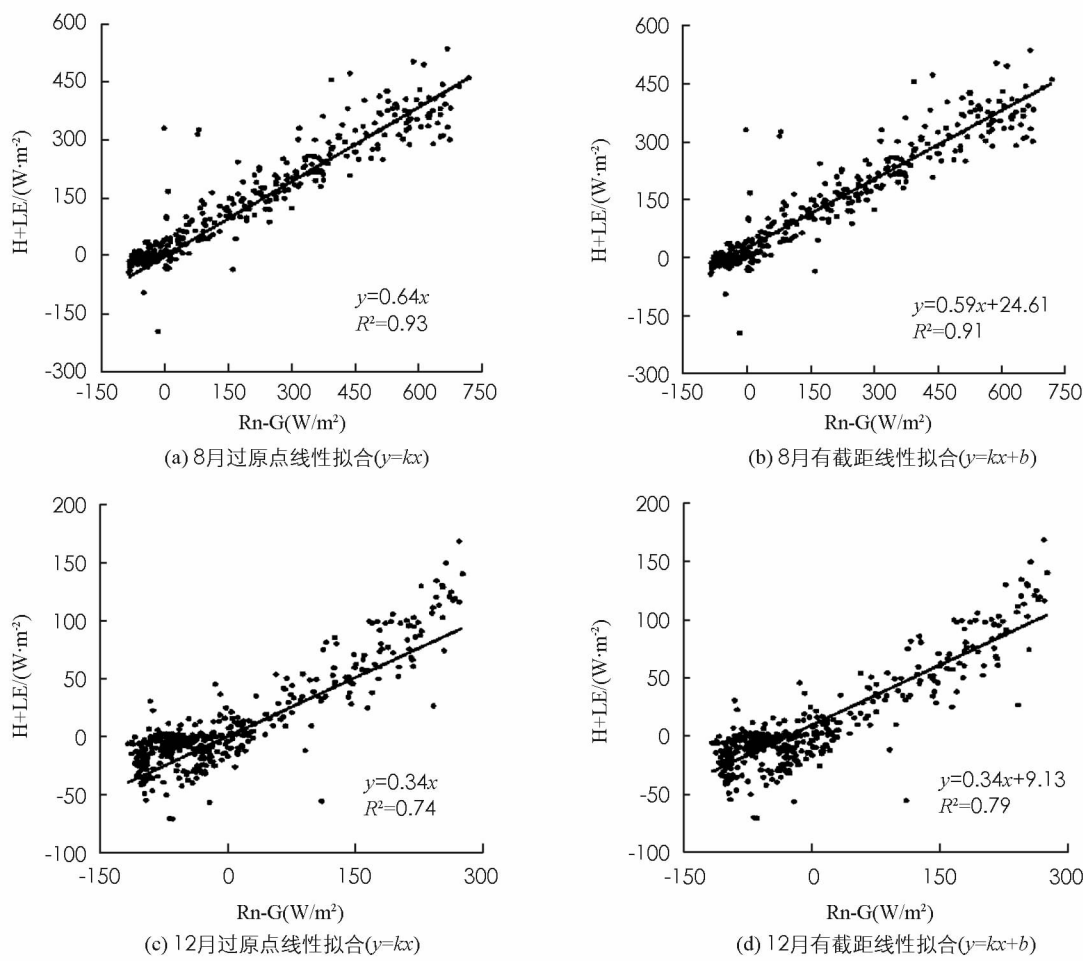


图 6 两种不同线性拟合方法对能量闭合度评估结果

表 1 给出了土壤热储量对能量闭合度的影响. 不考虑土壤热储量时, 即直接用 5 cm 观测的土壤热通量, 不考虑观测层以上损失的能量; 考虑土壤热储量时, 用地表热通量  $G$ , 即用  $Rn-G$  作为有效能量. 考虑土壤热储量后闭合度均提高了 3% 左右, 且线性拟合效果均有所提高. 以上表明能量在 5 cm 以上土壤中传输时会损失, 说明无论夏季还是冬季, 在计算能量平衡时土壤热储量都不可被忽略.

表 1 土壤热储量对拟合结果的影响

|      | 考虑土壤热储量( $Rn-G$ ) |       | 不考虑土壤热储量( $Rn-G_{0.05}$ ) |       |
|------|-------------------|-------|---------------------------|-------|
|      | 斜率                | $R^2$ | 斜率                        | $R^2$ |
| 8 月  | 0.64              | 0.93  | 0.62                      | 0.92  |
| 12 月 | 0.34              | 0.74  | 0.33                      | 0.73  |

表 2 对比分析了在考虑土壤热储量情况下, 白天、夜间和全天能量闭合度. 把短波辐射零分界时刻作为划分白天和夜晚的依据, 8 月白天为 06:00—18:00 时, 夜间为 19:00—05:00 时; 12 月白天为 08:00—16:00 时, 夜间为 17:00—07:00 时. 结果发现, 只考虑白天得到的能量闭合度比综合全天所得到的能量闭合度分别高 2% 和 17%. 夜间数据所得到的能量闭合度低于 20%, 且  $R^2$  也较低. 夏季夜间的影响并不是很大, 在考虑能量平衡时可以忽略夜间数据. 而冬季夜间的数据影响较大, 不可忽视.

表 2 白天和夜间对拟合结果的影响

|    | 夏 季  |       | 冬 季  |       |
|----|------|-------|------|-------|
|    | 斜率   | $R^2$ | 斜率   | $R^2$ |
| 全天 | 0.64 | 0.93  | 0.34 | 0.74  |
| 白天 | 0.65 | 0.95  | 0.41 | 0.88  |
| 夜间 | 0.13 | 0.16  | 0.17 | 0.41  |

在实际观测中,能量不平衡现象普遍存在<sup>[29-31]</sup>,国外观测试验也有类似结果.加拿大萨斯喀彻温省北方森林白天的能量闭合度约为0.87<sup>[32]</sup>,印度西部塔尔沙漠的能量闭合度约为0.71<sup>[33]</sup>.造成能量不闭合的原因有很多,如仪器的观测精度、测量误差、不同观测仪器观测源区的差异、土壤热储量的估算值和湍流通量的计算误差、植被冠层到观测高度间的能量储存以及能量的源汇项被忽略、低频中尺度对流<sup>[34]</sup>、复杂地形或非均匀下垫面产生的平流误差<sup>[35]</sup>等.

### 3 结 论

1) 锦州地区向下短波辐射8月和12月日积分总量分别为21.6 MJ/m<sup>2</sup>和6.7 MJ/m<sup>2</sup>.向下短波辐射最大值可达826.5 W/m<sup>2</sup>.8月近地层湿度较大,位势不稳定能量积累,在午后易影响到达地表的短波辐射.地表长波辐射平均日积分总量8月达40.4 MJ/m<sup>2</sup>,12月为27.0 MJ/m<sup>2</sup>.净辐射平均日积分值夏季达12.7 MJ/m<sup>2</sup>,而12月为-0.94 MJ/m<sup>2</sup>,说明地表能量在夏季盈余,冬季亏损.夏季白天地表向土壤传递热量,夜间相反.而冬季地表全天均由土壤向地表传递热量.所以,夏季盈余的能量存储到深层土壤中,在冬季时释放.

2) 锦州地区8月感热和潜热峰值分别为144.6 W/m<sup>2</sup>和220.7 W/m<sup>2</sup>,12月感热和潜热峰值分别为70.7 W/m<sup>2</sup>和15.6 W/m<sup>2</sup>.夏季潜热通量显著高于感热通量,说明锦州夏季陆一气间能量交换以潜热为主,冬季以感热为主.

3) 锦州地区8月晴天地表反照率平均值为0.17,低于12月晴天的地表反照率(0.22).夏季和冬季反照率平均日变化特征曲线均呈不规则的“U”型特征.锦州冬季的地表反照率明显高于夏季,原因有以下几点:①8月和12月分别对应作物生长期和非生长期,夏季作物叶面积较大,被植被覆盖度较高,对太阳辐射吸收率高;②到了冬季作物枯萎,叶面枯黄甚至露出裸露地面,吸收的太阳辐射偏少;③夏季土壤湿度较高也导致反照率低,冬季地面有冰雪覆盖造成冬季地表反照率偏高.

4) 锦州地区冬季能量闭合率远低于夏季.原因可能是,冬季边界层较稳定,湍流发展条件不够充分,湍流通量计算值存在较大偏差.不考虑土壤热储量时夏季和冬季能量闭合度分别为0.62和0.33,考虑土壤热储量后闭合度在两季提高了2%~4%,且线性拟合效果均有所提高.在计算地表能量平衡时,夏季夜间数据可以忽略,而冬季夜间的数据影响较大,不可忽视.

### 参考文献:

- [1] WILD M. Towards Global Estimates of the Surface Energy Budget [J]. Current Climate Change Reports, 2017, 3(1): 87-97.
- [2] CUXART J, WRENGER B, MARTÍNEZ-VILLAGRASA D, et al. Estimation of the Advection Effects Induced by Surface Heterogeneities in the Surface Energy Budget [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2016, 16(14): 9489-9504.
- [3] 符淙斌,马柱国.全球变化与区域干旱化[J].大气科学,2008,32(4):752-760.
- [4] 文小航,董文杰,廖小罕.WRF模式对东北半干旱区夏季辐射收支与能量平衡的模拟研究[J].太阳能学报,2015,36(9):2196-2203.
- [5] LI X, CHENG G D, LIU S M, et al. Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research (HiWATER): Scientific Objectives and Experimental Design [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94(8): 1145-1160.
- [6] 黄荣辉,周德刚,陈文,等.关于中国西北干旱区陆一气相互作用及其对气候影响研究的最近进展[J].大气科学,2013,37(2):189-210.
- [7] 赵平,李跃清,郭学良,等.青藏高原地气耦合系统及其天气气候效应:第三次青藏高原大气科学试验[J].气象学报,2018,76(6):833-860.
- [8] 刘辉志,董文杰,符淙斌,等.半干旱地区吉林通榆“干旱化和有序人类活动”长期观测实验[J].气候与环境研究,2004,9(2):378-389.
- [9] HUANG J P, ZHANG W, ZUO J Q, et al. An Overview of the Semi-arid Climate and Environment Research Observa-

- tory over the Loess Plateau [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(6): 906-921.
- [10] 周广胜, 何奇瑾. 生态系统响应全球变化的陆地样带研究 [J]. *地球科学进展*, 2012, 27(5): 563-572.
- [11] LIANG T, CHEN M. Analysis of Characteristics of Climate Change from 1951 to 2009 at Jinzhou City [J]. *Meteorological and Environmental Research*, 2010, 1(9): 53-56.
- [12] WEN X H, LIAO X H, YUAN W P, et al. Assimilation simulation of energy and water cycle in semi-arid area of north-east China [J]. *Chinese Science: Earth Science*, 2014, 57, 2340-2356.
- [13] 谢 琰, 文 军, 刘 蓉, 等. 黄河源区高寒湿地近地面辐射收支特征初步分析 [J]. *太阳能学报*, 2019, 40(1): 1-10.
- [14] 文小航, 吕世华, 尚伦宇, 等. WRF 模式对金塔绿洲一戈壁辐射收支的模拟研究 [J]. *太阳能学报*, 2011, 32(3): 346-353.
- [15] 张 懿, 文小航, 王少影, 等. 玛曲高寒草甸夏季近地层微气象和 CO<sub>2</sub> 通量特征分析 [J]. *冰川冻土*, 2019(1): 54-63.
- [16] 马伟强, 马耀明, 胡泽勇, 等. 藏北高原地区辐射收支和季节变化与卫星遥感的对比分析 [J]. *干旱区资源与环境*, 2005, 19(1): 109-115.
- [17] 陈世强, 文莉娟, 吕世华, 等. 金塔绿洲不同下垫面辐射特征对比分析 [J]. *太阳能学报*, 2006, 27(7): 713-718.
- [18] TANAKA K, ISHIKAWA H, HAYASHI T, et al. Surface Energy Budget at Amdo on the Tibetan Plateau Using GAME/Tibet IOP98 Data [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2001, 79(1B): 505-517.
- [19] FUJIMAKI H, SHIOZAWA S, INOUE M. Effect of Salty Crust on Soil Albedo [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2003, 118(1/2): 125-135.
- [20] LIU W D, BARET F, GU X F, et al. Relating Soil Surface Moisture to Reflectance [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 81(2/3): 238-246.
- [21] GU S, OTSUKI K, KAMICHIKA M. Albedo Characteristics of Tottori Sand Dune [J]. *Journal of Agricultural Meteorology*, 2000, 56(3): 217-225.
- [22] GU S, OTSUKI K, KAMICHIKA M. Estimation of Daily Albedo on Tottori Sand Surface [J]. *Journal of Agricultural Meteorology*, 2001, 57(1): 1-10.
- [23] 陈向红. 地面反射率与若干气象因子关系的初步 [J]. *成都气象学院学报*, 1999(3): 233-238.
- [24] 李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 鄂陵湖湖滨地区夏季近地层微气象特征与碳通量变化分析 [J]. *地理科学进展*, 2012, 31(5): 602-608.
- [25] 陈多, 马伟强, 扎西顿珠. 藏北那曲地区地面与 MODIS 反演的地表反照率对比分析 [J]. *遥感技术与应用*, 2015, 30(5): 908-916.
- [26] 赵兴炳, 彭斌, 秦宁生, 等. 青藏高原不同地区夏季近地层能量输送与微气象特征比较分析 [J]. *高原山地气象研究*, 2011, 31(1): 6-11.
- [27] GAO Z Q, BIAN L G, ZHOU X J. Measurements of Turbulent Transfer in the Near-surface Layer over a Rice Paddy in China [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D13): 1-13.
- [28] 王国印. 半干旱区陆气相互作用的观测与研究 [D]. 兰州: 兰州大学, 2013.
- [29] 汤大清. 四川省太阳辐射能量支出状况的研究 [J]. *西南师范大学学报(自然科学版)*, 1991, 16(4): 494-501.
- [30] 邱道持. 试论地表辐射平衡机制 [J]. *西南师范大学学报(自然科学版)*, 1990, 15(1): 100-104.
- [31] 刘长运. 城市热岛与热量平衡 [J]. *西南师范大学学报(自然科学版)*, 1993, 18(2): 194-198.
- [32] RAJA P, BHATTACHARYA B K, SINGH N, et al. Surface Energy Balance and Its Closure in Arid Grassland Ecosystems: a Case Study over Thar Desert [J]. *Journal of Agrometeorology*, 2013, 15(1): 94-99.
- [33] BARR A G, MORGENSTERN K, BLACK T A, et al. Surface Energy Balance Closure by the Eddy-covariance Method above Three Boreal Forest Stands and Implications for the Measurement of the CO<sub>2</sub> Flux [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2006, 140(1-4): 322-337.
- [34] KATUL G G, FINNIGAN J J, POGGI D, et al. The Influence of Hilly Terrain on Canopy-Atmosphere Carbon Dioxide Exchange [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, 118(1): 189-216.
- [35] FOKEN T. The Energy Balance Closure Problem: an Overview [J]. *Ecological Applications*, 2008, 18(6): 1351-1367.

# On Analysis of Radiation Budget and Surface Energy Balance in Semi-Arid Jinzhou Area of Northeast China ——Take Jinzhou for Example

DENG Shi-ya<sup>1</sup>, ZHAO Lei<sup>1</sup>,  
LI De-qin<sup>2</sup>, ZHONG Ruo-mei<sup>1</sup>, WEN Xiao-hang<sup>1</sup>

1. Electronic Experimental Center, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;

2. Shenyang Meteorological Service, Shenyang 110168, China

**Abstract:** In this paper, the measured data of Jinzhou Flux Observatory in 2015 has been used to analyze the surface radiation budget, energy balance, surface albedo and energy closure in the semi-arid area of Northeast China. The following conclusions are drawn: the downward short wave radiation, the upward short wave radiation and the upward long wave radiation in Jinzhou area have obvious daily variation characteristics, while the downward long wave radiation of the atmosphere does not. The region is prone to convective clouds in the afternoon in August, which causes the diurnal variation of downward shortwave radiation to fluctuate significantly in the afternoon. The average integral value of net radiation is  $12.7 \text{ MJ/m}^2$  in August and  $-0.9 \text{ MJ/m}^2$  in December. The energy is transferred from soil to the surface throughout the winter, so the energy of summer surplus may be stored in deep soil and released in winter. The sensible heat and latent heat flux have the same increase and decrease trend with the net radiation, the daily change is not smooth, and there are multiple peaks. The average surface albedo was significantly higher in December (0.21) than in August (0.18). Affected by different weather conditions, the daily variation characteristics of each radiation component are different in different seasons. Precipitation affects sensible heat, latent heat, and surface albedo by changing soil moisture. The energy closure of winter and summer in Jinzhou was evaluated by two different fitting methods: cross-origin and intercept. The results showed that the energy closure in winter is much lower than that in summer.

**Key words:** semi-arid area; radiation budget; energy balance; energy closure rate

责任编辑 包 颖