

文章编号: 1007-0435(2003)04-0289-07

海北高寒草甸地区能量平衡特征

李英年¹, 赵亮¹, 古松², 杜明远³, 于贵瑞⁴,
唐艳鸿², 加藤知道⁵, 王勤学², 赵新全¹

(1. 中国科学院西北高原生物研究所, 青海 西宁 810001; 2. 日本国立环境研究所, 日本 筑波 3050053;
3. 日本农业环境技术研究所; 4. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101; 5. 日本筑波大学, 日本 筑波 3050053)

摘要: 以微气候观测为基础, 研究晴天状况下海北高寒草甸地区净辐射通量、土壤热通量、感热通量和潜热通量变化等特征。结果表明: (1) 该地区总辐射的水平较高, 2000年4~10月达 $4227.049 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 地表反射率在4~10月平均为0.23, 在植物生长盛期的5~9月为0.22。 (2) 正向净辐射约占天空总辐射的56%左右; 一日间土壤热通量、感热通量和潜热通量所占净辐射通量的比例在不同季节变化差异较大, 在所选择的6月到9月的4个晴天个例状况平均分别所占的比例为28.6%、68.0%和3.4%, 表现出潜热通量在净辐射能量的分配中所占比例较大, 感热通量次之, 土壤热通量则很小。 (3) 各通量所通过零点的时间基本一致, 一般在日出后的7:00和日落前的19:00。

关键词: 草原学; 高寒草甸; 微气候特征; 能量平衡

中图分类号: S161.1 文献标识码: A

Energy-Balance Features of the Alpine Meadows on the Haibei Area(Northern Shores of the Qinghai Lake)

LI Ying-nian¹, ZHAO Liang¹, GU Song², DU Ming-yuan³, YU Gui-rui⁴,
TANG Yan-hong², WANG Qin-xue², Tomomichi Kato⁵, ZHAO Xin-quan¹

(1. Institute of Biology of the Northwest Plateau, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai Province 810001, China;
2. National Institute for Environmental Studies, Tsukuba, 3050053, Japan; 3. National Institute of Agro-environmental sciences, Tsukuba, 3050053, Japan; 4. Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 5. Doctoral Program in Biological Sciences, University of Tsukuba, 3058577, Japan)

Abstract: Based on a microclimate observation, a study on fine days of the net radiation flux, soil heat flux, sensible heat flux, and latent heat flux on the alpine meadows of Haibei Area was conducted. The result shows: 1. Being an area of high sunradiation, Haibei boasted a radiation level of $4227.049 \text{ W} \cdot \text{M}^{-2}$ from April until October 2000, an average monthly rate of surface reflection of 0.23, and a rate of surface reflection of 0.22 during the plant flourishing May to September. 2. The net direct solar radiation of the alpine meadow area accounted for 56% of the total radiation. The daily ratio of soil heat flux, sensible heat flux, and latent heat flux changed radically with the alternation of seasons. In the four sunny days chosen from June through September 2000, the ratio of the above-mentioned averaged 3.4%, 28.6%, and 68.0% respectively in one day. The latent heat flux occupied a bigger proportion of the net radiation flux, followed by sensible heat flux, and then the soil heat flux. 3. The various fluxes dropped to zero at approximately the same time, generally at 7:00 after sunrise and 19:00 before sunset.

Key words: Grassland science; Alpine meadow; Microclimate character; Energy balance

收稿日期: 2002-12-24; 修回日期: 2003-05-22

基金项目: 中科院知识创新工程项目 (KZCX1-SW-01-01A); 中国生态系统网络监测研究, 中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站基金项目; 日本“温带高山草原生态系统碳素动态和温暖化影响的研究”课题资助

作者简介: 李英年(1962-), 男, 青海乐都人, 高级工程师, 主要从事生物气象研究。E-mail: ynli@mail.nwipb.ac.cn

号称地球第三极的青藏高原是亚洲季风气候形成的主要强迫源,它的存在对亚洲乃至全球的气候变化有着极为明显的作用。加之该地区生物多样性,植物区系分异明显,生态系统脆弱,一直引起不同学科研究者的重视。矮嵩草(*Kobresia tibetica*)草甸是青藏高原寒冷高湿环境下形成的特殊植被类型,约占青藏高原总面积的 40%,草质优良,牲畜喜食,支撑着青藏高原地区的畜牧业发展,多分布于黄河、长江发源地,在北部祁连山地亦有分布。合理利用和保护该类草地,将起到涵养水源,有效控制水土流失,防止土地荒漠化,为我国工农业可持续发展提供保证。而研究该类区域的能量交换过程,不仅为研究青藏高原热力状况提供资料,而且为了解高寒矮嵩草草甸生命与非生命系统间的关系,揭示系统间能量流动及其物质循环规律,解释嵩草草甸植被类型区气候及水分循环等奠定基础。

近地层辐射平衡表征了大气和土壤间湍流交换的强弱,在土壤—植被—大气连续体的能量转换过程中有着重要的作用,是决定小气候形成的最基本的因素。只有清楚认识其能量流动的分配过程,找出局地小气候形成的机制及其分布规律,发挥其交叉学科的研究功能,才能更好地深入研究生态系统中物质流动和能量循环过程。因此不同学科的研究者,在这方面作了大量的研究工作^[1~6]。但条件限制,较少涉及矮嵩草草甸地区。本文根据定位观测资料,利用波文比—能量平衡法计算分析了矮嵩草草甸地区能量平衡的分布特征。以期揭示高寒草甸生态系统中下垫面热量平衡各项分配的差异,了解系统中小气候的作用,为深入研究高寒草甸生态系统物质流动和能量循环提供依据。

1 材料和方法

1.1 自然概况

本研究在中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站(海北站)进行,海北站地处青藏高原东北隅,祁连山北支冷龙岭东段南麓的大通河谷地区,地理位置为 37°37' N、101°19' E,海拔 3200 m。区域年平均气温为 -1.7℃,最暖月(7月)平均气温 9.8℃,最冷月(1月)平均气温 -14.8℃;年降水量约为 580 mm 左右,降水主要分布于暖季的 5~9 月,占年降水量的 80%。

1.2 观测内容及仪器

于 2000 年植物生长期进行。测定内容为距植物活动面高度 0.5、1.0、2.0 和 4.0 m 的气温、空气湿度;距地面 1.5 m 高度处的辐射量;地表 0.01 m 深处的土壤热通量。所用仪器均由长春气象仪器研究所提供,前一年末由大气物理所统一进行标定,观测系自动采集数据,每 1h 输出正点前后 10 min 平均值及小时累积值。

1.3 观测时间

观测采用北京时间,日界以国家气象站为标准。选择植物主要生长物候期内的少云天为代表日,分别为 4 月 21 日(返青初期),5 月 19 日(生长初期),6 月 19 日(生长盛期),7 月 14 日(开花盛期),8 月 22 日(种子成熟初期),9 月 15 日(枯黄初期),10 月 17 日(枯黄期)。以上 7 个物候日期部分时间在中午 12:00 开始,西及西北方有少量高云分布。日平均云量分别为 1.3、2.7、1.0、0.3、3.0、1.7 和 4.0 成。

1.4 计算

除部分要素可直接测定外,感热和潜热通量由所测温湿度的垂直梯度,采用波文比—能量平衡法方案计算^[11~13]:

下垫面能量平衡方程、感热和潜热通量的垂直输送方程:

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

$$H = C_p K_H \partial_T / \partial_z \quad (2)$$

$$LE = - / PK_w \partial_e / \partial_z \quad (3)$$

式中: R_n 、 G 、 H 和 LE 分别为净辐射通量、土壤热通量、感热通量和潜热通量 ($W \cdot m^{-2}$, 其中 E 为蒸发量); ρ 为大气密度 ($kg \cdot m^{-3}$); C_p 为空气定压比热 ($1004 J \cdot (kg \cdot K)^{-1}$); L 为水的汽化潜热 ($2.5 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$); $\rho_w / \rho_a = 0.622$; P 为大气压力 (hPa); K_H 和 K_w 分别为热量和水汽垂直输送交换系数 ($m^2 \cdot s^{-1}$); ∂_T / ∂_z 和 ∂_e / ∂_z 分别为空气温度和水汽压的梯度。

波文比为感热通量与潜热通量的比值^[11]。可有:

$$= H / LE = C_p \cdot P / \rho \cdot \partial_T / \partial_e \quad (4)$$

观测地点地势平坦,地形开阔,具有一定尺度的“风浪区”。假设 $K_H = K_w$ 。由(1)~(4)式得:

$$H = (R_n - G) \cdot / (1 +) \quad (5)$$

$$LE = (R_n - G) / (1 + \gamma) \quad (6)$$

式中, R_n 、 G 是实测值; 可由空气温度及湿度的梯度来计算。因而依(5)和(6)式便可计算出相应的感热通量(H)与潜热通量(LE)值。

2 结果与分析

2.1 2000年暖季4~10月气候及植被背景特征

对2000年4~10月有关气象要素观测表明(表1),2000年4~10月平均气温5.5℃,比多年平均偏高0.5℃,气温在4、8、10月偏低,5、6、7月偏高明显,特别是7月最为明显,在7月中下旬连续出现了该地区少有的高温天气。以致于使7月降水量较多年平均偏少39%,日照时间则偏高近60h。气候的这种分布,使该地2000年的地表能量分配与多年平均略有差异。

由于2000年度对植被的有关生物量、叶面积指数等没进行季节动态变化的测定,仅做了植被生物量达最高时的生产量测定,为了说明海北高寒草甸

植被的生长发育过程,在这引用2001年观测值作参考解释。观测证实,其干物质积累在植物生长期内表现出缓慢积累—快速增加—相对稳定—折损减少等4个不同阶段,当4月下旬初日均气温0℃开始植物萌动发芽,此时植物生长微弱,地表看不见绿色,4月20日左右叶面积指数为0.0;5月中旬日均气温3℃牧草返青,地表有生物量积累,5月20日左右叶面积指数0.4;6月下旬到8月中旬,日均气温5℃,太阳辐射强烈,气温高,降水丰富,植物蒸腾蒸散明显加剧,有利的水热条件,促使植物进入强度生长期,生物量积累最迅速,6月10日、7月10日、8月10日、8月20日左右叶面积指数分别约为0.8、2.8、3.0、3.2。8月底到9月初植物成熟,生物量达年内最高,并保持相对平稳,9月15日左右叶面积指数3.3;9月中旬以后,天气开始转冷,降水减少,生物量不再积累,叶面积指数逐渐减小,并受外界恶劣环境因素的影响,生物量逐渐降低,至翌年4月受冬春牧事活动及其它环境因素的干扰,叶面积指数达最低。

表1 海北站2000年有关气象观测值与多年平均值

Table 1 Meteorological monitoring values of 2000 and previous years mean in Haibei alpine meadow area

		4月 Apr.	5月 May	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sep.	10月 Oct.	平均或合计 Mean or sum
平均气温(℃)	2000年 2000 year	-1.0	5.1	8.3	12.2	8.2	5.0	0.8	5.5
Average temperature	多年平均 Previous years mean	-0.3	4.3	7.8	10.1	9.0	5.0	-0.9	5.0
降水量(mm)	2000年 2000 year	19.6	44.7	125.8	66.8	101.1	116.1	16.1	490.2
Precipitation	多年平均 Previous years mean	35.0	59.4	93.7	109.0	110.2	71.3	28.4	507.0
日照时间(h)	2000年 2000 year	209.9	245.4	198.5	268.5	250.6	169.0	199.4	1541.3
Sunshine duration	多年平均 Previous years mean	210.7	217.6	196.7	210.6	215.4	182.8	203.0	1436.8

2.2 植物生长期太阳总辐射(E_g)、地表反射辐射(E_r)情况

对海北站 E_g 、 E_r 的观测表明,由于海北矮嵩草草甸地区海拔高,大气中的水汽、气溶胶等含量明显较少,空气清洁,大气透明系数大,太阳总辐射较低海拔平原地区强而丰富,瞬时最大仅比太阳常数($1360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)小 $136 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,出现时间一般在午后的 13:00~14:00,6月22日瞬时最大有 $1233 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。较大值常出现在天空有一定中云存在,且未遮蔽太阳的天气状况下,致使辐射仪不仅

接受太阳的直接照射,而且也易接受云较大的散射辐射作用。日间呈现单峰式的曲线变化过程^[14],上午日出后随太阳照射的时间推移急剧升高,下午依太阳高度角降低急剧下降。但在植物生长期内的不同时期,所表现的日变化略有不同。

就植物生长期及前后的4月到10月实际(包括云雨天)观测情况来看,海北矮嵩草草甸地区,太阳总辐射随季节时间进程表现出为一单峰式的变化过程,2000年由于7月较为干旱,最高则出现在7月,达 $747.783 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (表2),期间总的辐射量为 $4227.049 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,占该期间理想总辐射的56%。

表2 太阳总辐射(E_g)、反射辐射(E_r)、地表反射率(A)及净辐射(R_n)的月变化Table 2 The monthly variation of global radiation(E_g), reflect radiation(E_r), reflect rate of soil surface(A) and net radiation(R_n)

	4月 Apr.	5月 May	6月 Jun.	7月 Jul.	8月 Aug.	9月 Sep.	10月 Oct.	合计 sum.
E_g	598.343	708.725	613.246	747.783	654.527	456.934	449.791	4227.049
E_r	179.374	174.051	128.293	157.927	142.433	95.324	96.154	973.556
A	0.30	0.25	0.21	0.21	0.22	0.21	0.21	0.23
R_n^+	268.251	364.000	355.346	463.691	405.809	282.851	234.297	2374.245
R_n^-	58.405	53.799	37.836	45.872	37.368	28.034	58.7513	20.065

由于矮嵩草草甸分布区,植被分布较为均匀,植被盖度大,地区多属湿润或半湿润环境,其地表 E_r 比荒漠半荒漠地区低,日瞬时最大可达 $200\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右,主要发生在牧草返青前期,该期植被受冬季牧事活动及劲风作用,地表近似裸露,气候亦较干燥,如4月21日13:00瞬时最大达 $238\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,5月19日瞬时最大达 $232\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。而在植物生长良好,植被盖度较大,气候湿润的6~10月间, E_r 较低。其日变化与 E_g 日变化趋势一致。 E_r 不仅有明显的日变化,其季节性变化也甚为明显,随季节时间进程,表现与 E_g 有相同的变化规律。统计实际天气状况下的反射辐射,自4月到10月,2000年 E_r 总量为 $973.556\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

研究时段内反射辐射在一日间所占太阳总辐射的比例(地表反射率 A),表现早晚高,中午前后低,如6月22日,早晚为0.35,而中午为0.19。季节变化的4月到10月,反射率在0.21~0.30之间变化,平均约为0.23;在降水相对丰富,太阳高度角高,土壤湿度大,草甸植被旺盛生长且盖度大的5~9月,平均为0.22,它可基本表征了海北矮嵩草草甸植被在植物生长期内的平均反射率。海北站地区的反射率比五道梁地区低^[15],比黑河地区的绿洲高而比沙漠地区低^[16]。

2.3 植物生长期间土壤—植被—大气有关能量平衡的日变化

2.3.1 净辐射日变化

图1列出了植物生长期内矮嵩草草甸净辐射通量(R_n)、感热通量(H)、潜热通量(LE)和土壤热通量(G)的季节日变化情况。可以看到 R_n 作为土壤—植被—大气系统的外部驱动能量,主要以感热通量(H)、潜热通量(LE)的形式加热大气边界层底部,也以部分能量以土壤热通量(G)的形式进入土壤,以作为土壤增温的强迫能量。同时植被层部分能量的储存也来自 R_n 能量,但这部分能量极小(一般小于占 R_n 的5%)而常被

忽略。从而可构成下垫面热量平衡方程有:

$$R_n - H - LE - G = 0 \quad (7)$$

在矮嵩草草甸植物生长期内,观测到的 R_n 通量有较高的水平,日变化也明显,白天为正值,瞬时最高可达 $775\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (6月19日12:00),表现出在植物生长期内,白天下垫面达到的净辐射能量较高。夜间为负值,属净损失能量,且变化平稳,负值最大可为 $74\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,但出现时间极不一致,如4月21日出现于21:00,6月19日最低出现于03:00等。

植物生长期内的代表日, R_n 日总量也较大(图1),如7月14日正向(R_n^+)为 $19.884\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,反向(R_n^-)为 $2.806\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。 R_n 在一日中两次通过零点的时间分别在早晨日出后的半小时左右和傍晚日落前的半小时左右。植物生长期内来看(表1), R_n 在7月高,其它时间低。4月~10月总 R_n^+ 为 $2374.245\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,总 R_n^- 为 $320.065\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,期间总 R_n^+ 明显大于总 R_n^- 。4~10月 R_n 占期间 E_g 的56%。

2.3.2 感热通量日变化

依2000年观测资料(图1)发现(其中4、5、10月由于有结冰现象,无法计算有关参数而未列出其有关湍流交换量),矮嵩草草甸植被区的 H ,其变化与常见情况一样,在上午逐渐增大,中午13:00左右达到最大,如9月15日达 $323\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,午后随 E_g 的减弱逐渐减小,到晚上 H 向下,转为负值。表现出白天地表向大气输送热量,夜间转变为由大气向地表输送热量,日间 H 变化基本在 $-28\text{ W}\cdot\text{m}^{-2} \sim 320\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间波动。

就6、7、8、9月的4个代表日的平均情况来看,8:00~18:00向上的 H 较高,并表现出早晨所占 R_n 的比例高于下午,如4天平均在8:00 H 所占 R_n 的比例约为35%左右,傍晚18:00为20%左右,而在中午的12:00是25%左右。4个代表日的全天平均来看,一日间 H 占 R_n 的比例约为28.6%左右。

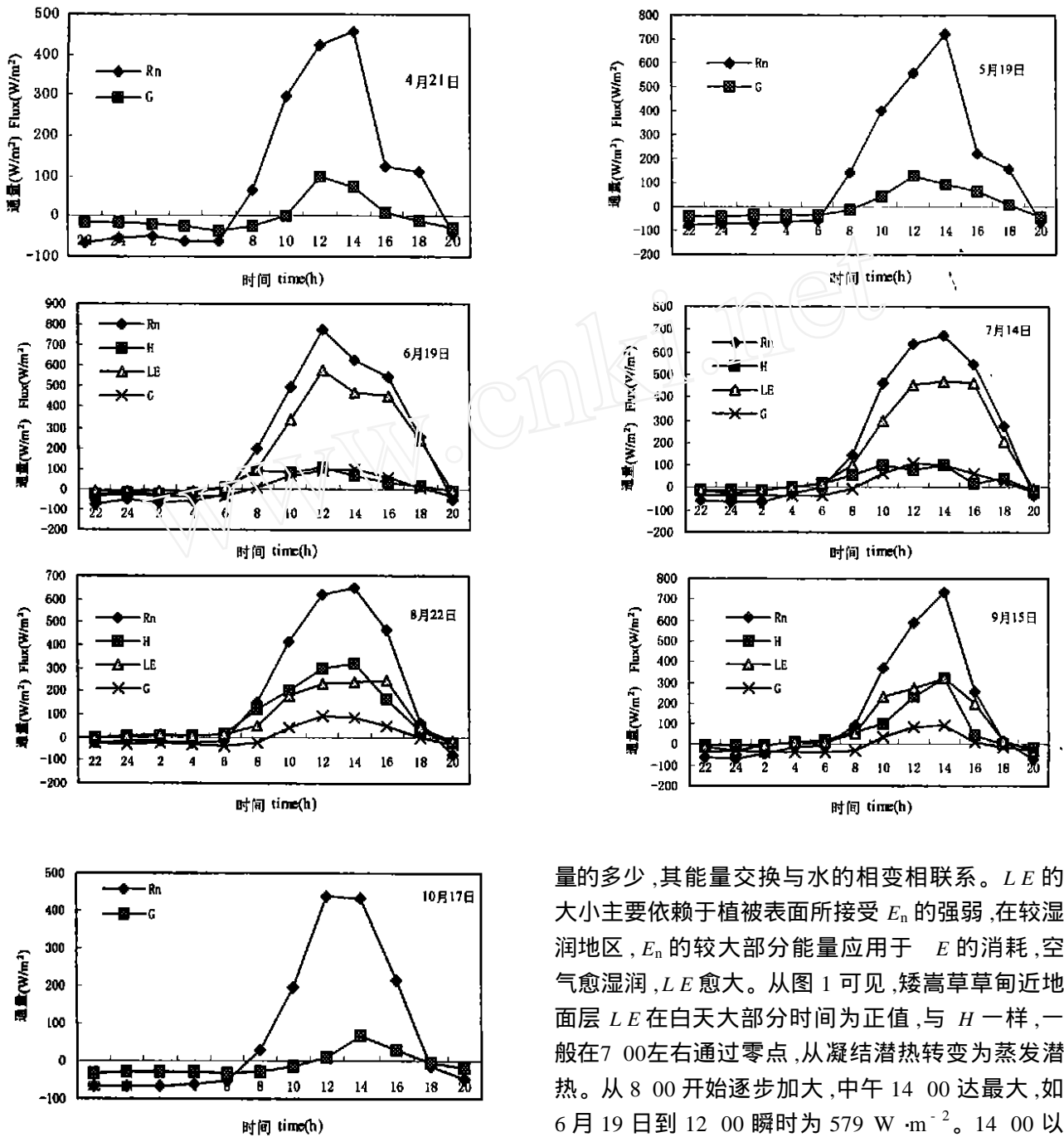


图 1 生长期矮高草草甸净辐射通量 (R_n)、感热通量 (H)、潜热通量 (LE) 和土壤热通量 (G) 的季节日变化

Fig. 1 The seasonal daily variations of net radiation flux ($W \cdot m^{-2}$), sensible heat flux ($W \cdot m^{-2}$), latent heat flux ($W \cdot m^{-2}$) and soil heat flux ($W \cdot m^{-2}$) of *Kobresia humilis* meadow during plant growing period

2.3.3 潜热通量日变化 LE 主要是由地面蒸发和大气凝结潜热所致, 它表征了地表植被水分蒸散

量的多少, 其能量交换与水的相变相联系。 LE 的大小主要依赖于植被表面所接受 E_n 的强弱, 在较湿润地区, E_n 的较大部分能量应用于 E 的消耗, 空气愈湿润, LE 愈大。从图 1 可见, 矮高草草甸近地面层 LE 在白天大部分时间为正值, 与 H 一样, 一般在 7 00 左右通过零点, 从凝结潜热转变为蒸发潜热。从 8 00 开始逐步加大, 中午 14 00 达最大, 如 6 月 19 日到 12 00 瞬时为 $579 W \cdot m^{-2}$ 。14 00 以后, LE 又逐渐下降, 到傍晚 19 00 左右通过零点, 成为负值。同时还表现出, 随太阳高度角加大, 天空总辐射达最大时的中午 LE 最大。在夜间变化则较为平稳, 量值最大也仅是 $32 W \cdot m^{-2}$ (9 月 15 日 20 00) 以内, 夜间多数时间处于凝结过程。白天与夜间 LE 的不同分布, 表示了海北矮高草草甸地区日间 8 00 ~ 19 00 左右, 植被表层水分低层向空气散失, 而在夜间的 20 00 ~ 次日 7 00 左右, 土壤—植被表层蒸散发生微弱, 存在有自空气向地表层植被凝结水分现象。就 6、7、8、9 月的 4 个代表日的

平均情况来看,一日间 LE 占 R_n 的比例约为 68.0% 左右。所产生的潜热通量较感热通量对净辐射通量的比例高出 39 个百分点左右。

LE 在夜间趋势平稳,日间变化较大,这可能与白天风速切变大,土壤表面直接受太阳辐射强烈,温度高,致使植被冠层及土壤表层更容易产生蒸腾蒸发现象有关。在夜间, LE 接近于零,这是由于高海拔地区的海北高寒矮嵩草草甸地区,夜间温度低,湍流微弱,在傍晚的 20:00 到次日 11:00 左右还出现一定的逆温现象^[17],大气层结趋于稳定。同时,夜间植物叶面气孔近乎处在关闭状态,造成土壤和植被的蒸发和蒸腾减小,使 LE 在夜间出现负值,即有向下的潜热输送,易造成地表及植物活动面出现结露、霜冻等现象。同时也表明在一定的高程范围内出现逆湿现象,而逆湿现象有待进一步观测证实。

海北矮嵩草草甸地区 LE 的日变化也较干旱地区明显^[11],数值也较大。这是因为,青藏高原高寒矮嵩草草甸分布区,降水较为丰富,年降水量一般在 450~700 mm,地区处在湿润半湿润地带,空气湿度较高寒荒漠、高寒草原等均要高,同时空气湿度的日变化也较上述地区变化相对平稳。虽然植被分布均匀,外貌整齐,地表粗糙度相对较小,一定植被盖度的影响,土壤比较湿润,发达的植物根系具有较强的持水能力,但该类地区土层浅薄,一般为 60 cm,土壤内部水分迁移迅速,水汽运动变化较为急剧,致使 LE 的日变化强烈。

2.3.4 土壤热通量日变化 在海北矮嵩草草甸地区,受高原气候的影响,白天土壤地表接受太阳照射强烈,温度升高很快,夜间长波辐射冷却也极为剧烈,土壤导热率低,温度变化主要发生于地表,同时由于嵩草植物的根系活根死根扭结在一起,在土壤中形成厚达 0~20 cm 的根系,坚实而具有弹性,有着良好的隔热作用,减缓热量传递。因而所表现的土壤热通量变化也较小。

G 在白天变化较夜间幅度较大,日间的 8:00~18:00,变化幅度较大,如 5 月 19 日达 $172 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (最低为 $-46 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,出现在 22:00;最高为 $90 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,出现在 12:00)。一般 G 变化与地表温度的变化有关,在上午 8:00 开始为正值,热量由地表向土壤深层输送,到 14:00 达最大,至下午 19:00 左右变为负值,由地下向地表释放热量,日间变化与 R_n 一致(图 1)。夜间虽然为负值,但变化平稳,量值也较低。表明土壤深层吸收的热量并不高。就 6、7、8、9 月的 4 个代表日日间 G 所占 E_n 的比例平均为

3.4% 左右。

2.3.5 植物生长期感热通量 (H)、潜热通量 (LE) 和土壤热通量 (G) 占净辐射通量 (R_n) 百分比的季节变化 由于在土壤至植被层的一定范围内,温度变化急剧,白天地表受热迅速,温度很快得以提高,大气层结极不稳定,温度垂直递减率大,对流天气易发展,近地层水汽也易扩散。夜间地表长波辐射冷却强烈,形成一定的大气逆温层结,水汽在地面(包括植被层)易保持,从而在白天水热的传输最为活跃,不论是 H 和 LE ,还是 G ,其日变化均呈现有剧烈的变化。同时在植物生长期,随季节变化及天气变化也有明显的不同(图 2)。

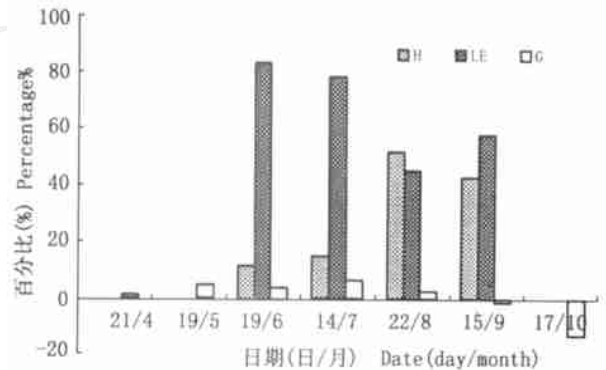


图 2 矮嵩草草甸生长期感热通量 (H)、潜热通量 (LE) 和土壤热通量 (G) 占净辐射通量 (R_n) 百分比的季节变化

Fig. 2 The seasonal variations of the percentage of sensible heat flux (H), latent heat flux (LE) and soil heat flux (G) to net radiation flux (R_n), of *Kobresia humilis* meadow during plant growing period

可以看到,在 6 月由于土壤下层冻结仍然维持,自然降水丰富,湿度较高, LE 所占 R_n 的比例明显较高, H 较小;但在植物生长中后期,降水相对减少,加之 7 月在该地区出现少有的降水偏少情景,土壤极其干燥,虽然后期降水有所增加,但远远弥补不了由于干旱所造成的影响,加之高寒草甸土层浅薄,一般为 60 cm 厚,底层又多为砾石结构,土壤水下渗明显,致使土壤显得较前期干燥,导致 H 占 R_n 的比例增大。

土壤热通量 (G) 所占 R_n 的比例随不同月份变化也较为明显,植物生长的中前期高,后期低,在 9 月和 10 月出现负值,表明在植物生长初期开始,受太阳辐射影响,地表温度升高,土壤出现加热现象;在植物生长后期,太阳辐射虽仍然较强,但植被开始枯黄,生产量在年内达最高,植被层厚,将阻隔太阳

辐射直接到达地表,温度开始下降,土壤自上而下散失热量,到10月17日,土壤热通量为 $-117\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,占 R_n 的12.6%。

3 结语

通过2000年植物生长期小气候观测计算表明,海北高寒草甸地区的净辐射通量、土壤热通量、感热通量和潜热通量有以下几点特征:

3.1 海北高寒草甸地区总辐射有较高的水平,4~10月达 $4227.049\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,地表反射率在4~10月平均为0.23,植物生长旺盛且植被盖度大的5~9月为0.22。

3.2 晴天状况下海北高寒草甸地区 R_n 、 G 、 H 和 LE 均存在有一高一低的日变化规律,白天正向通量变化幅度较大,以14:00左右为最高,而在夜间其反向通量变化较为平稳,最低出现时间也不一致。

3.3 比较发现,正向 E_n 约占 E_g 的56%左右;日间 G 、 H 和 LE 所占 E_n 的比例分别为3.4%、28.6%和68.0%。表明潜热通量在净辐射能量的分配中占有较大的比例,感热通量次之,土壤热通量所占比例则显得很小。

3.4 E_n 、 G 、 H 和 LE 通过零点的时间基本一致,一般在日出后的7:00左右和日落前的19:00~20:00之间。表明在7:00~20:00左右之间,热量由地表向土壤深层输送,植被表面热量湍流输送明显,随太阳高度角加大,天空总辐射达最大时, LE 也最大,表示了海北高寒草甸地区日间8:00~19:00左右,植被表层以蒸散为主;而在夜间的20:00~次日7:00左右,则产生由土壤深层向地表输送热量,空气湍流现象微弱,土壤—植被表层发生水分凝结现象。

3.5 由于在土壤至植被层的一定范围内,温度变化急剧,白天地表受热快,温度升高迅速,大气层结极不稳定,温度垂直递减率大,对流天气易发展,近地层水汽也易扩散,夜间地表长波辐射冷却强烈,形成一定的大气逆温层结,水汽在地面(包括植被层)易

保持,从而在白天水热的传输最为活跃, H 、 LE 和 G 日变化剧烈。

参考文献

- [1] 王树森,朱治林,孙晓敏,陈发祖. 拉萨地区农田能量物质交换特征[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):359~364
- [2] 王介民. 近地层辐射及湍流通量的估算[J]. 高原气象,1987,6(1):9~18
- [3] 姚德良,谢正桐,李家春. 禹城地区陆气相互作用耦合模式和观测研究[J]. 生态学报,2000,20(6):1076~1082
- [4] 祁永强,介民,贾立,刘巍,马耀明,任燕霞. 青藏高原五道梁地区湍流输送特征的研究[J]. 高原气象,1996,15(2):172~177
- [5] 牛国跃,孙淑芬,洪钟祥. 沙漠土壤和大气边界层中水热交换和传输的数值模拟研究[J]. 气象学报,1997,55(4):398~407
- [6] 李家伦,洪钟祥,罗卫东,李爱国,赵翼浚. 青藏高原改则地区近地层通量观测研究[J]. 大气科学,1999,23(2):142~151
- [7] 李英年,赵新全,曹广民,赵亮,王勤学. 海北高寒草甸生态系统定位站气候、植被生产力背景的分析. 高原气象,2003,22(将发表)
- [8] 李英年,鲍新奎,曹广民. 青藏高原正常有机土与草毡寒冻锥形土地温观测的比较研究[J]. 土壤学报,2001,38(2):145~151
- [9] 周兴民,李建华. 海北高寒草甸生态系统定位站的主要植被类型及地理分布规律. 高寒草甸生态系统,第1集[M]. 甘肃人民出版社,1982.9~10
- [10] 乐炎舟,左克成,张金霞,赵宝莲,王在模,李建华. 海北高寒草甸生态系统定位站的土壤类型及基本特点. 高寒草甸生态系统,第1集[M]. 甘肃人民出版社,1982.19~33
- [11] 刘树华,辛国君,冯金朝,刘元波,刘立超. 沙坡头人工植被和流沙丘热量平衡的观测研究. 中国科学院沙坡头沙漠实验研究站年报[M]. 兰州:甘肃科学技术出版社,1993.172~182
- [12] 翁笃鸣,陈万隆,沈觉成,高家表. 小气候和农田小气候[M]. 农业出版社,1979.59~90
- [13] Dyer A J, Hicks B B. Flux-profile relationships in constant flux layer[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1970, 96: 715~721
- [14] 李英年,赵新全,曹广民,师生波. 海北高寒草甸地区太阳总辐射、植被反射辐射的有关特征. 草地学报,2002,10(1):34~39
- [15] 江灏,季国良. 五道梁地区的辐射特征[J]. 高原气象,1988,7(2):145~155
- [16] 季国良,邹基玲. 干旱地区绿洲和沙漠辐射收支的季节变化[J]. 高原气象,1994,13(3):324~329
- [17] 李英年,师生波,曹广民,杨勇刚,沈振西. 祁连山海北高寒草甸地区微气候特征的观测研究[J]. 高原气象,2000,19(4):512~519