

## 高寒草甸地区感热通量及潜热通量的初步分析\*

李英年 沈振西 师生波 曹广民 杨勇刚

(中国科学院西北高原生物研究所, 西宁, 810001)

### 摘要

以微气候观测为基础,分析了晴天状况下,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特征。表明:(1)高寒草甸地区正向净辐射约占天空总辐射的64%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分别为20%、38%和42%,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较小。(2)各通量所通过零点的时间基本一致,一般在日出后的7时和日落前的19时左右,白天热量由地表向土壤深层输送,植被表面热量湍流输送明显,潜热通量大,植被表层以蒸散为主;而在夜间,则产生由地下向地表释放热量,土壤-植被表层发生水分凝结现象。

**关键词:** 高寒草甸; 微气候特征; 波文比能量平衡法

近地层辐射平衡及热流量的分配,表征了大气与地面间的湍流交换强弱,在土壤-植被-大气连续体(SPAC)的能量转换过程中占据有重要的作用,是决定小气候形成的最基本的因素。它与一地的植被状况和土壤物理性态等有关。只有清楚认识其内部能量的分配过程,找出局地小气候形成的机制,及其内部分布规律,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。因此气象学家、生态学家、地理学家等不同学科的研究者,一直在这方面作了大量的研究工作(Dyer A J. 等,1970;苏从先等,1987;Norman,1974;刘树华等,1992)。受条件限制,这些工作中很少涉及到高寒草甸地区。本文根据定位观测资料,利用波文比能量平衡法分别计算了高寒草甸地区感热和潜热通量的日变化特征。目的在于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。

\* 国家基础研究规划项目(1998040800)、中国科学院知识创新工程项目(KS(X)-1-07)、中科院海北高寒草甸生态系统定位站基金资助。

## 研究地点及资料

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,有关该地的自然环境、植被、土壤等状况详见文献(李英年,1998a;李英年等,1998b;周兴民等,1982;乐炎舟等,1982)。

研究以1998年6月18日~20日为个例,以该站小气候梯度观测资料为依据。观测项目较多,鉴于本文需要只列出有:气温、空气湿度,净辐射,土壤热通量。观测层次有:气温、空气湿度为0.5、1.0、2.0和4.0m;净辐射为离地表1.5m处的观测值;土壤热通量板埋在地表0.01m深处。所用仪器均由长春气象仪器研究所提供。观测系自动采集数据,每1小时打印一次,同时输出小时内的净辐射通量、土壤热通量累积值。

本文采用时间均为北京时。观测的3天天气基本为晴天,午后12时以后,西及西北方有少量云分布,其中19日下午14时开始,天空西北方有积雨云发展,至20时云量增至8成。3天日平均云量分别为1.0、3.0成和1.3成。

## 计算方案

目前对于近地面层感热和潜热通量的计算方法很多,但波文比—能量平衡法为常用,能量平衡法的理论基础是能量守恒定理(翁笃鸣等,1979),再者此方法中有关参数容易观测。所以本文采用该方法。其计算方案如下:

下垫面能量平衡方程、感热和潜热通量的垂直输送方程有:

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (1)$$

$$H = \rho C_p K_H \partial T / \partial z \quad (2)$$

$$\lambda E = \rho \lambda \epsilon / P K_w \partial e / \partial z \quad (3)$$

式中: $R_n$ 、 $G$ 、 $H$ 和 $\lambda E$ 分别为净辐射通量、土壤热通量、感热通量和潜热通量( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,其中 $E$ 为蒸发量); $\rho$ 为大气密度( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ),可由海北站实时气象数据计算; $C_p$ 为空气定压比热( $1004 \text{J} \cdot (\text{kg} \cdot \text{K})^{-1}$ ); $\lambda$ 为水的汽化潜热( $2.5 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ); $\epsilon$ 为水汽分子与干空气分子的重量比( $M_w/M_a=0.622$ ); $P$ 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( $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ); $\partial T / \partial z$ 和 $\partial e / \partial z$ 分别为空气温度和水汽压的梯度。

引用波文比概念,波文比是感热通量与潜热通量的比值(刘树华等,1992)。可由(2)和(3)进行相除求得:

$$\beta = H / \lambda E = C_p \cdot P / \epsilon \lambda \cdot \partial T / \partial e \quad (4)$$

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:

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

$$\lambda E = (R_n - G) / (1 + \beta) \quad (6)$$

以上各式中,  $R_n$ 、 $G$  是实测值;  $\beta$  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( $\lambda E$ )值。

## 结果分析

地表吸收太阳短波辐射,并以长波辐射形式向外传输能量。到达地表面的太阳辐射能,除被反射掉一部分外均被地表所吸收,期间将产生向大气输送感热、潜热和长波辐射(包括从地表向上和向下)的热量。净辐射又是土壤热通量、感热通量与潜热通量的总和。

本文主要讨论海北高寒草甸生态系统定位站净辐射通量、土壤热通量、感热通量与潜热通量的变化情况及在净辐射通量中所占的比例。对于海北站净辐射通量、土壤热通量、感热通量与潜热通量 1998 年 6 月 18 日~20 日的日变化状况绘成图 1。为了便于比较分析通量变化间所占的比例状况,对 18 日和 20 日平均状况列表 1(其中 19 日由于下午云系较多未列入)。同时对以上 4 种不同通量分述如下。

### 1. 净辐射通量

净辐射是指地表面辐射收支的剩余量。晴天状况下,在白天它基本依太阳总辐射变化而变化,净辐射基本处于正净辐射通量,而在夜间为负净辐射通量。高寒草甸地区,由于海拔高,空气透明,净辐射变化较为强烈(图 1)。在一日间净辐射的差值达  $712\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。白天的 7~20 时,正向净辐射通量变化最为剧烈,6 月 18 日~20 日 3 天最高分别为  $637\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $662\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  和  $670\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (均出现于中午的 14 时);夜间负向净辐射通量变化较为平稳,最低分别为  $-69\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $-72\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  和  $-73\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,但出现时间极不一致,如 18 日最低出现于 3 时,19 日出现于 22 时,而 20 日则出现于 01 时。净辐射日总量也较大,如 20 日正向净辐射为  $18.86\text{WJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ,占总辐射 58%;反向净辐射为  $-2.04\text{WJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ;

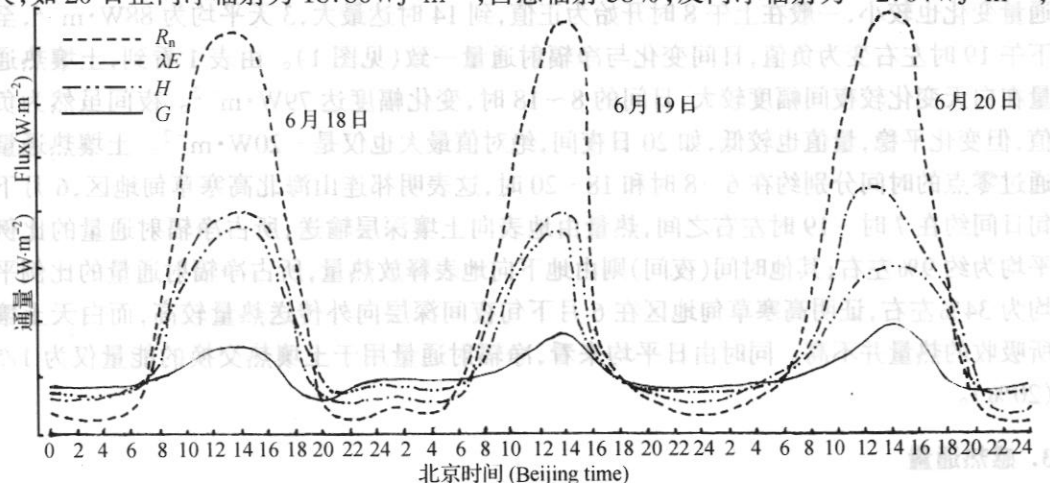


图 1 海北高寒草甸区净辐射通量( $R_n$ )、土壤热通量( $G$ )、感热通量( $H$ )与潜热通量( $\lambda E$ )的日变化 (1998 年 6 月 18 日~20 日)

Fig. 1 The diurnal variation of net radiation( $R_n$ ), heat flux in soil( $G$ ), sensible heat flux ( $H$ ) and latent heat flux ( $\lambda E$ ) in Haibei alpine regions (18~20 June, 1998)

净辐射通过零点的时间在日出后的 7 时左右和日落前的 19~20 时之间。

表 1 海北高寒草甸区净辐射通量、土壤热通量、感热通量与潜热通量( $W \cdot m^{-2}$ )  
日平均变化及所占的比例(1998 年 6 月 18 日、20 日)

Table 1 The proportion of heat flux in soil; sensible heat flux and latent heat flux to net radiation flux and their variation in Haibei alpine regions during (18 and 20 June, 1998)

时间 time	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
R	0	0	3	335	631	992	1040	850	486	39	0	0
$R_n$	-66	-50	-36	120	419	608	654	546	259	-52	-68	-61
G	-16	-15	-16	2	43	70	81	54	21	-16	-15	-14
$G/R_n \times 100\%$	24	30	45	2	10	12	12	10	8	31	22	23
H	-23.5	-17.2	-10.3	61.1	171.1	210.9	238.4	242.0	116.8	-20.4	-25.7	-25.6
$H/R_n \times 100\%$	36	35	29	51	41	35	37	44	45	40	38	42
$\lambda E$	-27.1	-17.4	-9.8	56.9	204.0	327.6	334.2	250.0	120.7	-15.7	-24.8	-21.5
$\lambda E/R_n \times 100\%$	41	35	28	48	49	54	51	46	47	31	37	35

注 Note:

R:总辐射 The total solar radiation ( $W \cdot m^{-2}$ );  $R_n$ :净辐射通量 Net radiation flux ( $W \cdot m^{-2}$ );

G:土壤热通量 Heat flux in soil ( $W \cdot m^{-2}$ ); H:感热通量 Sensible heat flux ( $W \cdot m^{-2}$ );

$\lambda E$ :潜热通量 Latent heat flux ( $W \cdot m^{-2}$ )。

## 2. 土壤热通量

由于受高原气候的影响,白天土壤地表接受太阳照射强烈,温度升高很快,但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,因而所表现的土壤热通量变化也较小,一般在上午 8 时开始为正值,到 14 时达最大,3 天平均为  $88W \cdot m^{-2}$ ,至下午 19 时左右变为负值,日间变化与净辐射通量一致(见图 1)。由表 1 看到,土壤热通量在白天变化较夜间幅度较大,日间的 8~18 时,变化幅度达  $79W \cdot m^{-2}$ 。夜间虽然为负值,但变化平稳,量值也较低,如 20 日夜间,绝对值最大也仅是  $-20W \cdot m^{-2}$ 。土壤热通量通过零点的时间分别约在 6~8 时和 18~20 时,这表明祁连山海北高寒草甸地区,6 月下旬日间约在 7 时~19 时左右之间,热量由地表向土壤深层输送,所占净辐射通量的比例平均为约 9% 左右;其他时间(夜间)则由地下向地表释放热量,所占净辐射通量的比例平均为 34% 左右,证明高寒草甸地区在 6 月下旬夜间深层向外传送热量较高,而白天土壤所吸收的热量并不高。同时由日平均来看,净辐射通量用于土壤热交换的能量仅为 1/5 (20%)。

## 3. 感热通量

感热通量是地表面(包括植被)和其上大气温度差异所造成的热量输送状况。它主要通过分子传导(贴近地表层的 0.05m 内)、热量交换和对流来完成。由此可知,感热通量一般是白天由地表指向大气,夜间则由大气指向地表。1998 年 6 月 18 日~20 日观测计算表明(图 1),一日间海北高寒草甸地区感热通量变化基本在  $-32W \cdot m^{-2} \sim 274W \cdot m^{-2}$

之间波动。一般于上午7时左右由向下的感热通量转变为向上,并逐渐增大,到中午14时达最大,如18日、19日和20日14时分别为 $274.14\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $268.57\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $202.56\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ;自14时以后又开始下降,19时左右感热通量转为负值,表示由白天地表向大气输送热量转变为向地表输送热量,在12小时左右的时间内,量值不大,变化平稳,3天时间最大量值也仅是 $32.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。就18日和19日2天平均来看(表1),8~18时向上的感热通量要占净辐射通量的43%左右,期间早晨和下午所占的比例略高些,如2天平均在8时为51%,傍晚18时为45%,而在中午的12时只是35%。在夜晚的20时到次日06时,负感热通量平均占净辐射通量为37%,最高约为42%(24时),最低只有29%(06时)。就全天平均来看,一日间感热通量占净辐射的38%,表明海北高寒草甸地区用于湍流交换的能量要占净辐射通量的2/5略弱些。

#### 4. 潜热通量

潜热通量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。从图1看到,高寒草甸近地面层潜热通量在白天大部分时间为正值,与感热通量一样,一般在7时左右通过零点,从凝结潜热转变为蒸发潜热。从8时开始逐步加大,中午14时达最大,18日到20日3日分别为 $305.86\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $301.43\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $362.44\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。14时以后,潜热通量又逐渐下降,到傍晚19时左右通过零点,期间蒸发潜热所消耗的热量约占净辐射通量的50%(见表1)。同时还表明,随太阳高度角加大,天空总辐射达最大时的中午12~14时,潜热通量最大,18日和20日平均占净辐射通量的53%左右。在夜间变化则较为平稳,量值最大也仅是 $30.49\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (18日02时),夜间多数时间处于凝结过程,其凝结潜热通量约占净辐射通量的35%。白天与夜间潜热通量的不同分布,表示了海北高寒草甸地区日间8~19时左右,植被表层以蒸散为主,而在夜间的20时~次日7时左右,土壤-植被表层发生水分凝结现象。就一日来看,潜热通量在净辐射通量中所占的比例约为42%,比感热通量对净辐射通量的比例高出4%左右。可以看出,潜热通量的大小主要依赖于植被表面所接受太阳净辐射的强弱,太阳净辐射的较大部分能量应用于潜热通量的消耗,空气愈干燥,潜热通量愈大。从潜热的日变化来看,高寒草甸地区植被蒸散量在日间由地表向空气散失,时间约在上午8时开始,可持续到下午19时,而在其他时间蒸散发生微弱,夜间相反存在有自空气向地表层植被凝结水分。

## 结 论

通过个例——1998年6月18日到20日小气候及辐射观测与计算分析,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结论:

(1) 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时为最高,分别达 $654\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $81\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $238\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $334\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,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。

(2) 通过比较发现,正向净辐射约占天空总辐射的64%左右;白天土壤热通量、感热

通量和潜热通量所占净辐射通量的比例分别为 9%、43% 和 50%，夜间所占净辐射的比例分别为 34%、37% 和 35%。就全日平均来看，土壤热通量、感热通量和潜热通量在净辐射通量中所占的比例分别为 20%、38% 和 42%。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较小。

(3) 净辐射通量、土壤热通量、感热通量和潜热通量通过零点的时间基本一致，一般在日出后的 7 时左右和日落前的 19~20 时之间。表明 6 月下旬在 7 时~20 时左右之间，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，潜热通量也最大，表示了海北高寒草甸地区日间 8~19 时左右，植被表层以蒸散为主；而在夜间的 20 时~次日 7 时左右，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。

### 参 考 文 献

- 乐炎舟,左克成,张金霞,赵宝莲,王在模,李建华,1982. 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,甘肃人民出版社,19~33.
- 苏从先,胡隐樵,张永丰,卫国安,1987. 河西地区绿洲的小气候特征和“冷岛效应”. 大气科学,11(4):390~396.
- 李英年,1998a. 中国科学院海北高寒草甸生态系统定位站气候概述,资源生态环境网络研究动态.9(3):30~33.
- 李英年,王启基,周兴民,曹广民,1998b. 高寒草甸植物群落的环境特征分析,干旱区研究,15(1):54~58.
- 刘树华,辛国君,冯金朝,刘元波,刘立超,1993. 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. 兰州:甘肃科学技术出版社,172~182.
- 周兴民,李建华,1982. 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,甘肃人民出版社,9~10.
- 翁笃鸣,陈万隆,沈觉成,高家表,1979. 小气候和农田小气候,农业出版社,59~90.
- Dyer A J. and B. B., Hicks, 1970. Flux-profile relationships in constant flux layer, Quart J. Roy. Meteor. Soc, 96: 715~721.
- Norman, J. Rosenberg (何章起,施鲁怀译). 1982, 微气候—生物环境. 科学出版社,172~223.

## ANALYSIS OF SENSIBLE AND LATENT HEAT FLUX IN ALPINE MEADOW REGIONS

Li Yingnian Shen Zhenxi Shi Shengbo Cao Guangmin Yang Yonggang

(Northwest Plateau Institute of Biology, the Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008)

### Abstract

Based on the observation of microclimate, we analyzed the variation characteristics of net radiation flux and heat flux, sensible heat flux and latent heat flux of soil in Haibai Research Station regions under the clear days. The results indicated: (1) The ratio of positive net radiation to total solar radiation was about 64%. The ratio of heat flux, sensible heat flux and latent heat flux of soil to net radiation flux was 20%, 38% and 42%, respectively. The proportion of latent heat flux to net radiation was higher than sensible heat flux, and the heat flux of soil was the lowest among three. (2) At the day time of about 7:00 to 19:00, the energy was transferred from soil surface to deeper soil, the turbulence of plants surface was obviously, and the

evapotranspiration of vegetation surface was large. However, during the night, the heat energy was transferred from deeper soil to the surface soil, and the water condensation was formed at soil – vegetation surface.

**Key words:** Alpine meadow; Microclimate Characteristics; The method of Bowen's ration in energy balance