

文章编号: 1000-0534(2008)02-0422-08

祁连山海北高寒湿地微气象季节变化特征

李英年¹, 赵新全¹, 徐世晓¹, 赵亮¹,
张法伟¹⁻², 古松¹

(1. 中国科学院西北高原生物研究所, 青海 西宁 810001;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 对青海海北高寒湿地 2004 年的微气象观测资料分析表明: 海北高寒湿地地—气长短波辐射、地表反射率、能量通量各分量、动量通量、气温、地温、风速、CO₂ 交换量等季节变化明显。因受湿地下垫面性质影响, 地表反射率在 1~2 月明显大于其他季节, 7~10 月小, 表现出冬季高夏季低的“U”型变化特征。地面长波有效辐射无明显季节变化。分析还表明, 海北高寒湿地夏季及春、秋季均为明显的热源, 而在寒冷的冬季出现一定的“冷源”效应。海北高寒湿地地—气间 CO₂ 交换量季节变化明显, 年内 4 月和 10 月分别存在两个 CO₂ 释放高峰期, 夏季的 7~8 月为一个强吸收期。

关键词: 高寒湿地; 微气象; 季节变化; 辐射通量; CO₂ 交换量

中图分类号: P422 **文献标识码:** A

1 引言

因微气象条件的改变, 不同下垫面上土壤—植被—大气间物质交换和能量流动有很大的差异。正因如此, 研究者对各类下垫面微气象特征作了大量的观测和研究^[1-13]。高寒湿地是青藏高原特有的植被类型, 主要分布在土壤通透性差的河畔、湖滨、盆地, 以及坡麓潜水溢出和高山冰雪下缘等地带, 也多分布在岛状冻土的边缘地带^[14-15]。高寒湿地因所处的地理环境特殊, 放牧利用率低, 每年将有大量的植物以枯枝落叶的形态残留于土壤表面, 夏季又因温度不高, 土壤过湿而透气性差, 使残留的有机物体难以分解, 从而导致湿地发育有很厚的泥炭层。这些泥炭层在气候暖干化影响下, 将释放大量的温室气体, 进一步加剧气候温暖化。为此, 研究高寒湿地植被区近地层微气象特征, 对进一步研究高寒草甸生态系统的能量流动和物质循环规律等提供可靠的科学依据。

2 研究区概况及资料选取

2.1 研究区概况

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(37°37' N, 101°19' E, 海拔 3220 m), 具有明显的高原大陆性气候。年均气温 -1.7℃, 降水量约为 580 mm。最暖的 7 月平均气温 9.8℃, 最冷的 1 月平均气温 -14.8℃^[16]。夏季凉爽湿润, 冬季寒冷干燥。

湍度相关法观测塔设在海北站东南 1.5 km 处高寒湿地试验区, 试验样地地势平坦, 有足够大的“风浪区”。调查表明^[17], 植物以多年生草本植物为主, 群落外貌整齐、均匀, 植被的总盖度为 93%, 中央区植被高、种类组成少。边缘区植被高度低, 物种比中央丰富。群落主要由 25 种植物组成。草群高为 10~35 cm 不等。建群种的优势种有藏蒿草、帕米尔苔草, 次优势种和伴生种有华扁穗草、黑褐苔草、黄帚橐吾、杉叶藻、斑唇马先蒿、祁连獐芽菜等。在边缘带还有大量的星状风毛菊、青藏苔草, 约 300 m 以外为矮蒿草草甸植被类型。

2.2 资料选取及观测原理

气象观测数据取自湍度相关法和常规气象观测系统。安装在 2.5 m 高度处的三维超声风速温度仪(CSA T3, Campbell Scientific Ltd, USA)和快速响应红外 CO₂/H₂O 分析仪(IRGA, LI-7500, LI

收稿日期: 2006-06-12; 改回日期: 2007-09-10

基金项目: 中国科学院西部行动计划项目(KZCX2-XB2-06-01); 中日合作“温暖化影响的早期监测网络系统建设”项目共同资助

作者简介: 李英年(1962—), 男, 青海乐都人, 副研究员, 主要从事生物气象研究. E-mail: ynli@nwpb.ac.cn

- Cor Lnc., Lincoln, Nebraska, USA), 可直接由测定的三维风速、湿度和温度平均值和瞬时脉动值, 通过各观测量的协方差及订正得到动量通量 ($\overline{w'u}$)、潜热通量 (LE)、显热通量 (H), CO_2 通量 (F_c)^[18-19]:

$$\overline{w'u} = \overline{w'u} \quad (1)$$

$$LE = L \overline{w'q} \quad (2)$$

$$H = C_p \overline{w'T} \quad (3)$$

$$F_c = \overline{w's} \quad (4)$$

式中 w 为垂直风速, u 为水平风速, L 为水的汽化潜热, E 为垂直方向的水汽通量, q 为比湿, ρ 为空气密度, C_p 为空气的定压比热, T 为空气的温度, s 为物质属性, 这里指 CO_2 浓度, “ $'$ ”表示物理量的瞬时脉动量, “ $\overline{\quad}$ ”表示一定时间段内的平均。

架设在离地高度 1.5 m 处 4 个向上向下短波和长波辐射表 (CM11, Kipp & Zonen, USA) 独立测得太阳总辐射 (DR)、地表反射辐射 (UR)、地面长波辐射 (ULR) 和大气逆辐射 (DLR) 后, 由 CNR-1PRT-L210 辐射观测系统 (Kipp & Zonen, Netherlands, USA) 按四个分表计算给出净辐射通量 (R_n), 光合有效辐射 (PAR, LI-190Sb, Li-Cor Inc, USA) 在同高度, 单位为 $\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ 。土壤温度 (105T, Campbell, USA) 自上而下分 5, 10, 20, 40 和 60 cm 进行观测, 1.5 m 和 2.5 m 处分别架设空气温度和湿度 (HUMP45C, Vaisala, Helsinki, Finland)、风速和风向 (014A & 034a-L, CSI, USA) 等。其中通量原始数据采样频率为 10 Hz, 所有变量经系统处理后输出 30 min 平均值。由于湿地下垫面多有积水, 而且流动性较大, 未作土壤及水的热流观测。

文中应用到的资料为 2004 年全年观测数据。受停电等原因, 造成部分数据缺测, 采用线性内插方法查补订正。另外, 有降水或有露水产生时, CO_2/H_2O 分析仪采集探头易形成水珠, 对通量观测产生一定影响, 导致数据出现较大的“野点”, 故在统计时剔除了该类数据, 并用 WPL 法^[20]对通量值进行修正。

3 结果分析

3.1 高寒湿地微气象特征

3.1.1 DR 、 UR 、反射率 (A) 的季节变化特征

图 1 给出了海北高寒湿地的 DR 、 UR 、 A 的年内变化情况。从图 1a 看到, 2004 年海北高寒湿地 DR 在 4 月最高, 日均总量 $23.9 MJ \cdot m^{-2}$; 12 月最低, 日均总量 $10.2 MJ \cdot m^{-2}$ 。4, 5 月份和我国北方一样, 空气干燥, 大气干洁, 透明度大, 地表接受 DR 强; 6, 7 月份虽然受季风气候影响, 处于雨季, 天空云系多, 但太阳高度角在年内最高, DR 仍较高, 在 4~7 月 DR 日均总量达 $22.8 MJ \cdot m^{-2}$ 。依冬、春、夏、秋四季来看, DR 日均总量分别为 $12.1, 20.8, 21.4$ 和 $14.7 MJ \cdot m^{-2}$, 其中植物生长季的 5~9 月为 $3058.8 MJ \cdot m^{-2}$, 日均 $20.0 MJ \cdot m^{-2}$; 2004 年全年为 $6348.5 MJ \cdot m^{-2}$, 日均总量为 $17.3 MJ \cdot m^{-2}$ 。

由于高寒湿地地表长久积水, 植被茂密, 下垫面性质决定了 UR 较小, 且有一定的季节变化。从图 1a 可看到, UR 表现出在 1~2 月明显大于其他季节, 其他月份变化平稳。这是因为潮湿的土壤将降低 UR 。另外, 由于气候的季节变化, 使海北高寒湿地植被景观随季节变化改变明显。12 月~翌年 3 月, 下垫面被冰雪所覆盖, 其表面积雪及结冰

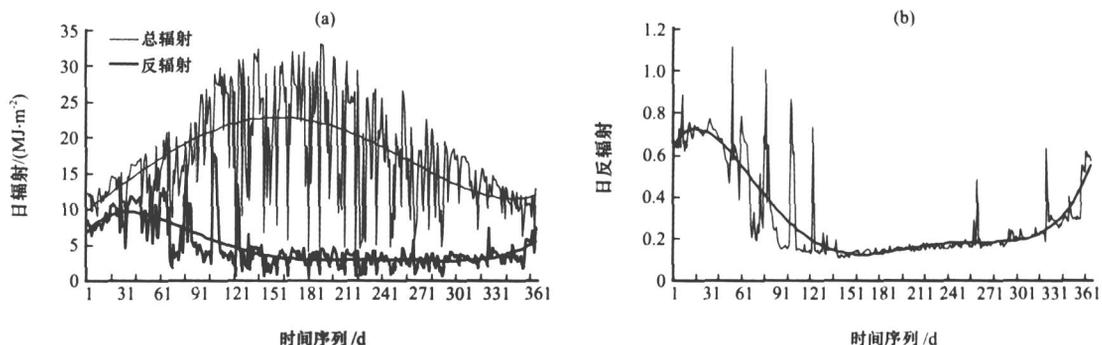


图 1 2004 年高寒湿地太阳总辐射和地面反射辐射 (a)、反射率 (b) 的年内变化

Fig. 1 The annual variations of total solar radiation and surface reflected radiation (a), the reflectivity (b) in alpine wetland in 2004

深厚,下垫面反射强烈,导致 UR 很大,日均总量 $6.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,其中 1~2 月日均总量 $9.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。4~5 月冰雪融化,消融水及时流走,外来水不能及时补给,同期降水少,使湿地处于年内相对干燥时期,虽然该期植物进入萌动发芽初期,但地表经冬季封冻影响,残留的枯黄植被较多,在枯黄植被下面才能见到刚返青的绿色幼苗,干燥的下垫面及枯黄植被影响, UR 仍较高,但比冬季明显降低。6~9 月,湿地积水增多,枯黄植被受水热条件影响,逐渐分解或倒伏沉积于积水下层,植物生长繁茂,下垫面为绿色植被所覆盖,叶面积最大,从而降低了 UR 。10 月以后,温度降低明显,日间清晨常出现低于 0 的环境温度,易发生霜冻,导致植物逐渐枯黄,从而加大了 UR 。海北高寒湿地 UR 年总量为 $1756.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,日均总量为 $4.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,其中植物生长季的 5~9 月为 $518.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。其 UR 值较同地区其他植被类型区低得多^[21]。

从图 1b 中看到,年内 A 具有明显的季节变化,表现出冬季高夏季低的“U”型变化。这种变化不仅与太阳高度角有很大的关系,在更大程度上与下垫面性质的改变有关。12 月~翌年 3 月受下垫面结冰的影响, A 的日平均达 0.49,其中 1~2 月达 0.68。4 月以后冰雪融化,随植物萌动发芽、返青,以及降水增多,地表积水加厚等影响, A 降低明显;5~8 月 A 日平均仅为 0.18。8 月以后,随植物生长成熟且随时间推移,天气转冷,出现霜冻等影响,植被冠面颜色变浅,部分叶稍枯黄, A 逐渐升高。全年来看 A 为 0.32,植物生长季的 5~9 月为 0.20,植物生长季的 A 与矮蒿草草甸相比较低^[21]。在 2~4 月、9~11 月,当有降水过程时往往因温度低产生降雪,积雪将短期内提高 A ,如 9 月 19~22 日日平均可由 0.29 突然提升到 0.49。

3.1.2 DLR 、 ULR 及地面长波有效辐射 (ELR) 的季节变化特征

观测表明(图 2),海北高寒湿地 DLR 、 ULR 在年内夏季高冬季低,各月日平均总量变化在 $15 \sim 33 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,年变化较 DR 和 UD 相对平稳,同时 ULR 日平均总量比 DLR 高 $3 \sim 5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。全年来看, DLR 、 ULR 分别为 8846.6 和 $9813.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,其中植物生长季的 5~9 月分别为 4515.7 和 $4954.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。 ELR 在年内其季节变化较 DLR 、 ULR 复杂,3~4 月低,12 月高,季节波动明显,全年总量为 $966.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,植物生长季为

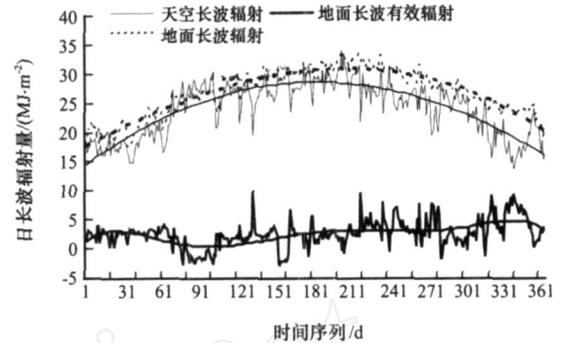


图 2 2004 年高寒湿地地面长波辐射、大气长波辐射及地面长波有效辐射的年变化

Fig. 2 The annual variations of the surface long-wave radiation, the atmospheric long-wave radiation and the surface long-wave effective radiation in alpine wetland in 2004

$439.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

3.1.3 R_n 、 H 、 LE 、以及地表热源强度的季节变化特征

R_n 在 5~6 月最大(图 3a),最高的 6 月日均总量为 $18.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,12 月和 1 月最小,12 月日均总量 $1.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。最高(低)同太阳高度角所在的最大(低)月一致,因 R_n 的分布是 DR 、 UR 、 DLR 、 ULR 的共同作用,5~6 月是相对干燥时期,高寒湿地也因天气回暖表面结冰融化后处于干燥时期,虽然增大了 UR 和 ULR , DLR 又不高,但干燥的气候条件和透明的大气,易使太阳光线到达地表,所增大的 DR 远远超过 UR 和 ULR 增大量,最终导致 R_n 的提高。在 12 和 1 月虽然 R_n 的月平均日总量在 $0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,但部分天气 R_n 日总量在 $0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下。全年来看 R_n 年总量达 $3789.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,日均总量为 $10.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。植物生长季总量为 $2343.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,日均 $11.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

H 和 LE 的季节变化也非常明显(图 3a), H 一般在 4~6 月和 8~10 月出现 2 个高值时期,而且前者比后者高。除冬季为明显的低值区外,在 7 月前后,植物蒸腾显著增大,蒸发耗热使活动面温度下降,结果使气温与活动面温度差缩小,进而造成 H 的下降。由于下垫面为积水或冬季的结冰面,高寒湿地的 LE 除寒冷的 1 月和 12 月与 H 基本一致外,其他任何时期表现出 $LE > H$,且在植物繁茂生长的夏季 LE 明显大于 H ,表现出在 6~7 月 LE 高,冬季低。全年来看, H 、 LE 的年总量分别为 576.1 和 $1772.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,日均总量分别为 1.6

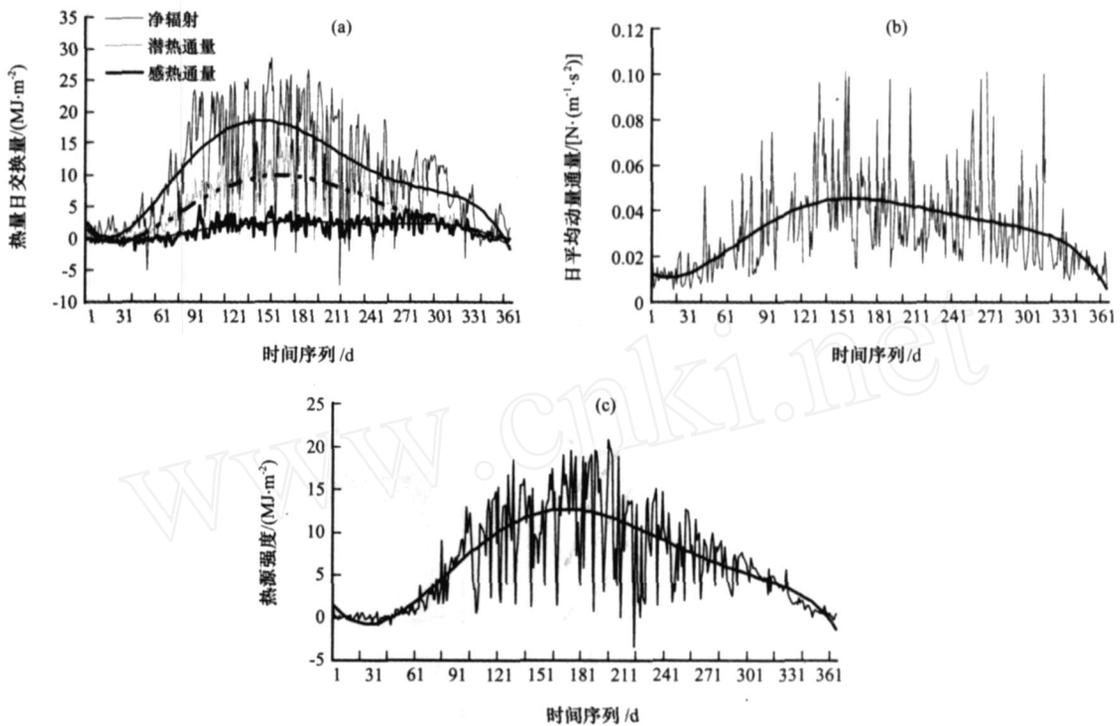


图 3 2004 年高寒湿地净辐射通量、感热通量、潜热通量(a)、动量通量(b)及地表热源强度(c)的年变化

Fig. 3 The annual variations of the net radiation flux, sensible heat flux, latent heat flux (a), moment flux (d) and heating source field in alpine wetland in 2004

和 $4.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。植物生长季分别为 396.3 和 $1327.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日均总量为 2.4 和 $8.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。年总量分别占 R_n 的 15% 和 47% 。受积水影响，我们没有观测土壤热通量，但可以认定在高寒湿地水层将有较大的热量贮存。反映了空气湍流运动状况，从图 3b 看出，在 5 月最大，日平均为 $0.075 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ ；冬季小，1 月日平均为 $0.016 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 。这种变化与年内的风速分布有关。年平均为 $0.038 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 。同时由图 3b 也可以看出，的日间差异较大，高的日平均可达 $1.00 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右，低的可在 $0.01 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下。

通常地面加热强度用 $R_n - G$ 或 $H + LE$ 来表示^[22]，由于湿地积水多而未进行土壤热通量的观测，但可从 $H + LE$ 的月变化情况得到海北高寒湿地下垫面对大气的加热效应。图 3c 列出 2004 年海北高寒湿地下垫面热源强度的季节变化。由图 3c 可见，湿地在寒冷的冬季出现一定的“冷源”效应，如 1 月热源强度日平均仅为 $0.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，月内在 $0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下的负值达 18 天左右，在 2 月热源强度 $< 0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 的也达 7~10 天。其他季节为明显的热源，热源强度最大在 5~7 月，日平均在 $12.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

3.1.4 高寒湿地地—气温度、湿度的季节变化

高寒湿地的气温同其他地区一样，具有冬季低夏季高的通常变化规律(图 4a)，只是因湿地特殊的环境，区域温度比距离相近的其他植被类型还要低，特别是冬季气温更低。如 1 月平均气温比同地区偏北 7 km ，海拔偏高 120 m 的金露梅灌丛草甸地区低 2 以上，7 月低 0.5 左右。另外，区域近地层空气湿度不仅季节变化明显，而且量值较大，夏季尤为明显(图 4b, c)，如在 5~9 月日均空气水汽压多在 5 hPa 以上。

从月际分布来看，海北高寒湿地 1 月平均气温、相对湿度、水汽压分别为 -18.1 、 64% 和 0.9 hPa ，而 7 月分别为 9.5 、 74% 和 8.5 hPa ；植物生长季的 5~9 月分别为 7.1 、 73% 和 7.5 hPa 。统计上述 3 要素的年平均分别为 -1.9 、 69% 和 4.4 hPa 。

从图 4d 可看出，高寒湿地近地表 5, 10, 20 和 40 cm 土壤温度年变化明显， 5 cm 和 10 cm 土壤温度最高出现在 8 月上旬，随土壤深度加大逐渐推迟， 40 cm 土壤最高温度出现在 9 月中旬。由于湿地夏季积水多，同时植物生长茂密，下层土壤温度相对较低。冬季土壤表层又出现较厚的水冻结层，

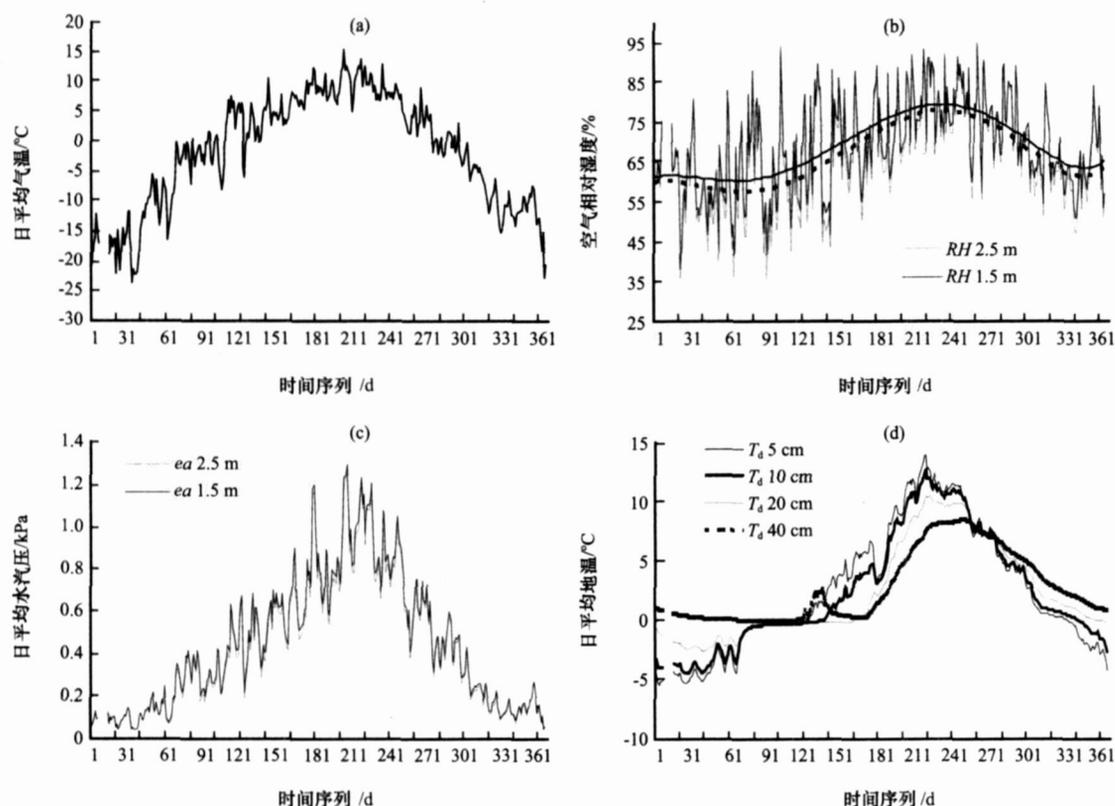


图4 2004年高寒湿地气温(a)、空气相对湿度(b)、水汽压(c)和土壤温度(d)的年变化

Fig. 4 The annual variations of air temperature (a), atmospheric relative humidity (b), vapor pressure (c) and soil temperature (d) in alpine wetland in 2004

虽然该期冰面气温极低,但结冰对土壤有保温效果,可以看到冬季5 cm和10 cm地温最低出现在1~2月,而温度在-5以上,20 cm也有相同的变化性质。40 cm地温只有在4月前后出现短促的<0温度,其他时间均在0以上,60 cm地温年内均>0,表明年内湿地土壤冻结深度基本保持在50 cm左右。从这点认为,在部分高寒湿地因较深层土壤并非冻结,而湿地植物根系发达,一定层结上的非冻结层对土壤微生物活动,土壤根系的发育和能量迁移在冬季仍可出现,这更进一步地涉及到土壤仍然发生或至少比同地区其他植被类型区有较强的土壤呼吸,从而可能在冬季产生较强的土壤CO₂等痕量气体的释放。高寒湿地具有自身的特殊性,也有可能更深处有土壤永久冻土带的存在,将有必要做深入的观测与研究。

海北高寒湿地5,10,20和40 cm地温在冬季1月平均分别为-5.2,-4.2,-1.9和0.6,随土壤加深而升高;7月分别为9.0,8.0,6.2和4.2,随土壤深度的增加温度下降;年平均温度从上层到40 cm层次则表现出由高到低,而后又升

高的变化过程,5,10,20和40 cm年平均分别为2.4,2.3,1.9和2.7。

3.1.5 高寒湿地风速的季节变化

海北站地区风速除受青藏高原大地形影响外,还明显受祁连山地形的影响,风场复杂。其风向总的趋势是夏季风易从大通河河谷溯源而上,以东南风为主,冬半年以偏西北风为多。由于冷季高空西风急流带南下,维持在32°N左右的上空,对海北站地区影响微弱,加之海北站地区在冬季地面受西伯利亚冷高压控制,反气旋环流作用,高空多为下沉气流,近地面辐散,风速较小。自3月开始,随着高空西风急流带北抬,加之下垫面热力分布不均,局地对流旺盛,地形风明显,风速逐渐加大,可维持到9月。从图5a可看到,3~6月月平均风速在2 m·s⁻¹以上,较秋、冬季大。副热带高压最强盛的7月末到8月初,虽然该系统不能直接影响到海北地区,但受大气环流的间接作用,可使风速降低,9月略有升高而后又逐渐降低。寒冷的1月月平均最小,为1.4 m·s⁻¹。从1.5 m和2.5 m两层风速来看,二者差异暖季大,冷季小,在夏季达

到 $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。统计表明, 海北高寒湿地近地层 1.5 m 和 2.5 m 两层次年平均风速分别为 $2.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其中春、夏季较大, 3~7 月平均为 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $2.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

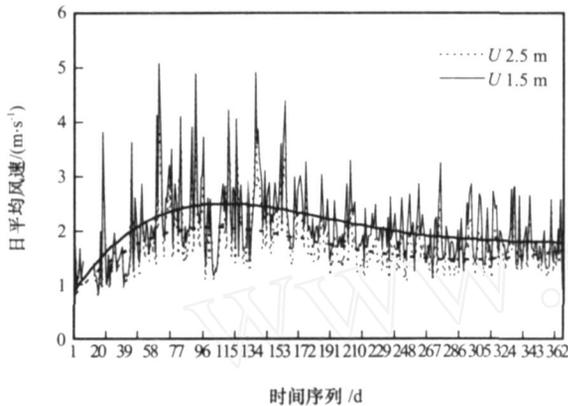


图 5 2004 年高寒湿地 1.5 m 和 2.5 m 处风速的年变化
Fig. 5 The annual variations of the wind speed at the heights of 2.5 m and 1.5 m in alpine wetland in 2004

3.2 高寒湿地近地层大气 CO_2 日交换量季节变化

海北高寒湿地地—气间 CO_2 日交换量季节变化明显(图 6), 年内 4 月和 10 月有两个 CO_2 释放高峰期, 夏季的 7~8 月为一强吸收期。1~4 月基本表现出日交换释放量逐渐加大, 4 月达年内第一个高释放期; 5 月释放量降低; 6 月上旬开始转为吸收, 7, 8 月达最大吸收; 9 月末出现由吸收转为释放, 且释放速率明显加大; 10 月进入年内第二个较强的 CO_2 释放期; 11 月以后 CO_2 释放量又降低, 且平稳变化至次年 3 月。

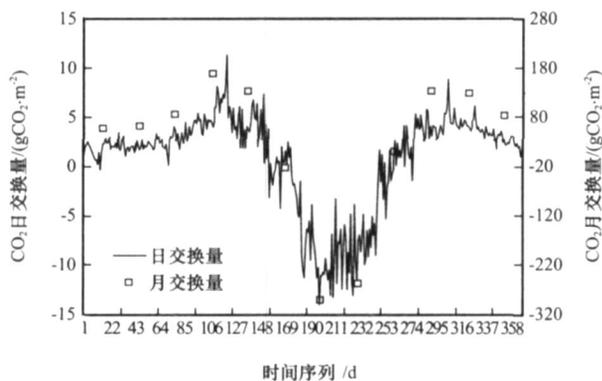


图 6 2004 年海北高寒湿地近地层大气 CO_2 日(月)交换量年变化

Fig. 6 The annual variation of daily (monthly) CO_2 exchange in alpine wetland in 2004

这些变化与环境温度影响、土壤冻结深厚、土

壤微生物活动弱与强等具有很大的关系。严寒的 11 月~翌年 3 月, 日平均气温 -10 , 湿地表面被冰层所覆盖, 土层冻结在 50 cm 范围。低温和冻土抑制了植物根系和土壤微生物的代谢活动, 土壤有机质分解缓慢, 植物根系呼吸微弱, 故为 CO_2 弱的释放时期。但由于湿地一定层次内处于非冻结状态, 植物根系生长发达且扎根较深至 1 m 左右, 非冻结层范围的植物根系仍可得物质能量的迁移和交换, 因而 CO_2 释放量比同期相近的其他植被类型区还要大^[23]。另外, 冷季虽然气候严寒, 但湿地岛状草丘大量的苔鲜仍处绿色, 说明仍有发生光合的可能。湿地又是区域下垫面潮湿, 日间和夜间水汽运动明显, 水分变化的物理过程或苔鲜作用有时产生微弱的 CO_2 吸收, 但被较强的 CO_2 释放过程所掩盖。4 月天气转暖, 日均气温上升, 土壤呼吸加快, 释放的 CO_2 明显, 导致在 4 月出现高的释放过程。以后随温度升高到 5 以上, 植物生长加快, CO_2 则逐渐从释放转为吸收, 在植物生长旺盛期的 7~8 月吸收量远远大于土壤释放而达最大。进入 9 月末, 植物生长逐渐停止, 但土壤温度高于大气温度, 且深层地温大于上层温度, 土壤呼吸释放量明显大于吸收。以后随土壤冻结及湿地表面结冰加厚, 释放量略有下降。

由于高寒湿地在年内 CO_2 释放时间明显高于吸收, 故 CO_2 的年净交换量明显高于相近地区的其他植被类型, 同地区的高寒矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸 CO_2 年净总交换量均为吸收, 2003 年分别为 269.2 和 $229.3 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ ^[23]。而湿地年净总交换量为释放过程, 2004 年为 $281.3 \text{ g} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{m}^{-2}$ 。如果说高寒草甸植被区的高寒矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸是碳循环汇的话, 那么在藏嵩草沼泽化草甸的高寒湿地则为一个巨大的碳源。

4 结语

海北高寒湿地 DR 、 UR 、 DLR 、 ULR 、 A 、 R_n 、 LE 、 H 、气温、地温、风速、 CO_2 交换量等气象要素季节变化明显。但因受高寒湿地地表长久积水, 植被茂密, 下垫面性质等影响, 各要素在年变化过程中稍有差异。 DR 、 DLR 、 ULR 、 R_n 、 H 、气温、地温、风速基本在暖季高, 冷季低。 UR 和 A 在 1~2 月明显大于其他季节, 7~10 月小。 ELR 则变化复杂, 无明显季节变化而言。2004 年 DR 、 UR 、 DLR 、 ULR 、 ELR 、 R_n 、 H 和 LE 等的年总量分别为 6362.5 , 1756.3 , 8846.6 , 9813.0 , 966.3 ,

3789.0, 576.1 和 1772.4 MJ · m⁻²。CO₂交换量年内 4 月和 10 月存在两个释放高峰期, 夏季的 7~8 月则为一个强吸收期, 年净交换量 281.3 g · CO₂ · m⁻², 表现为一明显的碳源。年内 A 表现出冬季高夏季低的“U”型变化特征。在 12 月~翌年 3 月日平均达 0.49, 5~9 月日平均仅为 0.20。H 在 4~6 月和 8~10 月出现 2 个高值期, 而且前者比后者高, 除冬季为明显的低值区外, 7 月 H 出现比前后月份稍低。LE 在 1 月低 7 月最高, 同时表现出 LE > H, H、LE 年总量分别占 R_n 的 15% 和 47%。海北高寒湿地夏季及春秋两季均为明显的热源, 而在寒冷的冬季出现一定的“冷源”效应。受地表积水的影响, 高寒湿地地温变化平稳, 冬季 5 m 和 10 cm 地温最低出现在 1~2 月。40 cm 地温只有在 4 月前后出现短促的 < 0 温度, 其他时间均在 0 以上, 年内土壤冻结浅薄。

参考文献

- [1] 钱泽雨, 胡泽勇, 杜萍, 等. 青藏高原北麓河地区近地层能量输送与微气象特征[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 43 - 48
- [2] 张强, 胡隐樵, 王喜红, 等. 黑河地区绿洲的微气候特征[J]. 高原气象, 1992, 11(4): 361 - 370
- [3] 李胜功, 原园芳信, 何宗颖, 等. 内蒙古奈曼麦田和沙丘微气候特性研究[J]. 高原气象, 1993, 12(4): 400 - 408
- [4] 马伟强, 马耀明, 胡泽勇, 等. 藏北高原地面辐射收支的初步分析[J]. 高原气象, 2004, 23(3): 348 - 352
- [5] 余锦华, 刘晶淼, 丁裕国. 青藏高原西部地表通量的年、日变化特征[J]. 高原气象, 2004, 23(3): 354 - 359
- [6] 马耀明, 塚本修, 吴晓鸣, 等. 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征[J]. 大气科学, 2000, 24(5): 715 - 722
- [7] 常杰, 潘晓东, 葛滢, 等. 青岗常绿阔叶林内的小气候特征[J]. 生态学报, 1999, 19(1): 68 - 75
- [8] 张强, 王胜. 绿洲与荒漠背景夏季近地层大气特征的对比分析[J]. 冰川冻土, 2005, 27(2): 290 - 296
- [9] 张宇, 吕世华, 陈世强, 等. 绿洲边缘夏季小气候特征及地表辐射与能量平衡特征分析[J]. 高原气象, 2005, 24(4): 527 - 533
- [10] 李英年, 师生波, 曹广民, 等. 祁连山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
- [11] 左洪超, 胡隐樵. 黑河地区绿洲和戈壁小气候特征的季节变化及其对比分析[J]. 高原气象, 1994, 13(3): 246 - 256
- [12] 王慧, 胡泽勇, 谷良雷, 等. 黑河下游鼎新戈壁近地层能量输送及微气象特征[J]. 高原气象, 2007, 26(5): 938 - 945
- [13] 李英年, 王勤学, 杜明远, 等. 祁连山北高寒湿地微气象日变化特征[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 193 - 201
- [14] 王启基, 周兴民, 沈振西, 等. 高寒藏嵩草沼泽化草甸群落结构及其利用[C]. 高寒草甸生态系统. 第 4 集. 北京: 科学出版社, 1995: 91 - 100
- [15] 陈桂琛, 黄志伟, 卢学峰, 等. 青海高原湿地特征及其保护[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 254 - 259
- [16] 李英年, 赵新全, 曹广民, 等. 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[J]. 高原气象, 2004, 23(4): 558 - 567
- [17] 李英年, 赵亮, 徐世晓, 等. 祁连山北高寒湿地植物群落结构及生态特征[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 76 - 84
- [18] Knohl A, A Schulze, O Kolle, et al. Large carbon uptake by an unmanaged 250-year-old deciduous forest in Central Germany[J]. Agric For Meteor, 2003, 95: 115 - 168
- [19] Pilegaard K, J P Hummelsh, N O Jensen, et al. Two years of continuous CO₂ eddy-flux measurements over a Danish beech forest[J]. Agric For Meteor, 2001, 107: 29 - 41
- [20] Webb E K, G I Pearman, R Leuning. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1980, 106: 85 - 100
- [21] 李英年. 海北高寒草甸植被在生长期辐射能量收支探讨[J]. 草地学报, 2001, 9(1): 58 - 63
- [22] 周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究[M]. 北京: 气象出版社, 2000: 79 - 99
- [23] 赵亮, 李英年, 赵新全, 等. 青藏高原 3 种植被类型净生态系统 CO₂交换量的比较[J]. 科学通报, 2005, 50(9): 926 - 932

The Seasonal Changes of Micro-Climate in Haibei Alpine Wetland in the Qilian Mountains

LI Ying-nian¹, ZHAO Xin-quan¹, XU Shi-xiao¹, ZHAO Liang¹,
ZHANG Fa-wei¹⁻², GU Song¹

(1. Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China;

2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract : The data of micro-meteorology were analyzed in Haibei alpine wetland of Qinghai in 2004, the results show that the surface-atmospheric long-wave/ short-wave radiation, earth's surface reflectivity (A), the components of energy flux, moment flux (ρ), air temperature, soil temperature, wind speed, friction velocity, CO_2 exchange, have obvious seasonal changes. Because of the special features of soil surface and plant vegetation in alpine wetland ecosystem, A was higher in January and February than other months, while lower from July to October, which was characterized by "U" sharp and bigger in winter while smaller in summer. The seasonal changes of surface long-wave effective radiation were not obvious. Meanwhile, the results suggested that it was an obvious heat source from spring to autumn, and a "cold island" in winter in Haibei alpine wetland. As to the seasonal variations of daily CO_2 exchange, it was evident, which there were two climaxes of CO_2 emission in April and October while strong CO_2 absorption in July and August.

Key words : Alpine wetland; Micro-meteorology; Seasonal changes; Radiation flux; CO_2 exchange