doi:10.11676/qxxb2017.034 气象学报

青藏高原湿地土壤冻结、融化期间的陆面过程特征*

张海宏 肖宏斌 祁栋林 李 甫
ZHANG Haihong XIAO Hongbin QI Donglin LI Fu

青海省气象科学研究所,西宁,810001
Qinghai Institute of Meteorological Science, *Xining* 810001, *China*
2016-10-26 收稿,2017-03-15 改回.

张海宏,肖宏斌,祁栋林,李甫. 2017. 青藏高原湿地土壤冻结、融化期间的陆面过程特征. 气象学报, 75(3):481-491
Zhang Haihong, Xiao Hongbin, Qi Donglin, Li Fu. 2017. Features of land surface process over wetland at Tibetan Plateau during soil freezing and thawing periods. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(3):481-491

Abstract Using observed data at Longbao wetland, Yushu from July 2015 to July 2016, features of soil temperature, soil moisture and surface energy budget were analyzed. The results show that the frozen period of soils lasts from preceding December to subsequent April. The soils at deeper depths freeze later than that near the surface. The thawing process is faster than the freezing process. The soil at 5－40 cm depth completely freezes within 51 d and thaws within 19 d. The magnitude of annual variability of soil water content is up to 0.6 m^3/m^3. 5－40 cm soil moisture decreases during the freezing period and 5－10 cm soil moisture increases during the thawing period. When the soil is frozen, sensible heat flux increases while latent heat flux decreases during the daytime, net radiation and soil heat flux both decrease, and the diurnal variation of soil heat flux becomes larger. After thawing, latent heat flux, net radiation and soil heat flux all increase during the daytime. Surface albedo, the Bowen ratio, and the thermal conductivity and diffusivity of soil increase after freezing and decrease after thawing. The soil thermal capacity decreases after freezing and increases after thawing.
Key words Tibetan Plateau, Wetland, Frozen soil, Land surface process

摘 要 利用青藏高原中部玉树隆宝湿地2015年7月—2016年7月的观测资料,分析了土壤冻结、融化前后土壤温、湿度和地表能量收支特征,结果表明:冻土持续时期为12月至次年4月,深层土壤的冻结较浅层土壤滞后,融化过程快于冻结过程,5—40 cm土壤全部冻结历时51 d,全部融化历时19 d。土壤体积含水量年变化幅度达0.6 m^3/m^3。冻结过程5—40 cm土壤体积含水量下降,融化过程5—10 cm土壤体积含水量升高。土壤冻结之后,感热通量白天的值升高,潜热通量白天的值降低,净辐射和土壤热通量均降低,土壤热通量日变化幅度增大。土壤融化之后,潜热通量、净辐射和土壤热通量白天的值升高。地表反照率、鲍恩比、土壤热导率和土壤热扩散率冻结后增大融化后减小,土壤热容量冻结后减小融化后增大。
关键词 青藏高原,湿地,冻土,陆面过程
中图法分类号 P404

1 引 言

青藏高原面积约为2.5×10^6 km^2,平均海拔超过4000 m,素有"世界屋脊"之称。由于高原所独有的地理和气候条件,冻土分布广泛(徐祥德等,2001)。冻土活动层夏季融化冬季冻结,土壤中水和冰的相变过程改变了土壤的物理性质和下垫面状况,导致地表能量和水分的再分配,极大地影响着地表与大气的物质和能量交换(马耀明等,2006)。陆-气能量和水分交换作用是陆面过程研究的核心问题,在不同气候背景和下垫面条件下的能量传送过程存在着很大差异。准确地获得地表的水、热通量

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41065007)、国家公益性行业(气象)科研专项(GYHY(QX)201506001)。
作者简介:张海宏,主要从事青藏高原气候变化影响研究。E-mail: pkuzhh@163.com

并清楚地认识水汽和能量在边界层内的输送过程，对理解气候及水分循环十分重要(孙菽芬,2005;王澄海等,2008;王少影等,2012;张强等,2017)。陆面水、热交换过程受局地环境(包括地形、地势、地理位置及下垫面性质等因素)的影响(王一博等,2011;文晶等,2013;吴灏等,2013)。多年冻土上限附近存在隔水层,会影响活动层内水分的迁移、土壤湿度的变化和地表蒸散过程 (赵林等,2000)。土壤的温度和湿度变化会对大气运动的总能量,也就是对气候变化起反馈作用(李娟等,2016;罗斯琼等,2009;刘火霖等,2015;尚大成等,2006;尚伦宇等,2010)。土壤湿度会直接影响地-气间的潜热通量，而且对辐射、大气的稳定度造成影响。土壤湿度偏低会使地面温度上升,射出长波辐射增多,同时导致地表反照率增大,地面吸收的太阳辐射减少,地面失去的热量较多,地面温度将降低。感热通量和潜热通量反映了大气和地表的水热交换,通过非绝热效应对大气加热,决定着地表能量平衡,对大气环流和局域气候有着重要影响,而其值的大小与下垫面的物理状态、植被状况和降水变化密切相关(杨梅学等,2002;张强等,2008;赵兴炳等,2011)。青藏高原下垫面类型多种多样,高原地区陆面过程变化特征十分复杂,土壤冻结和融化前后地-气相互作用特点尤其值得深入分析和研究。

青藏高原地区陆面过程变化特征一直是学者们研究的热点。陈海存等(2013)选择青藏高原玛多地区退化草地的观测数据,计算了土壤温度、湿度及热通量的季节变化和年变化特征,分析土壤温度和湿度及热通量的相互关系,发现青藏高原玛多地区土壤从 11 月开始冻结,次年 4 月开始解冻,土壤热通量在春季和夏季均为正值,热量由大气向土壤传递,冬季热量由土壤向大气传递,土壤温度和湿度及土壤热通量的关系成显著正相关。Yao 等(2011)通过分析唐古拉和西大滩的地表水热传输,发现两地的潜热通量在夏季和秋季大于感热通量,在冬季和春季小于感热通量,这种季节变化受冻土冻融过程的影响显著。葛骏等(2016)分析了北麓河站地表感热、潜热、土壤热通量和鲍恩比在不同冻融阶段的季节和日变化特征,发现鲍恩比和土壤热通量的季节变化受土壤冻融阶段转变的影响显著。陈渤黎(2013)利用玛曲站观测资料驱动通用陆面模式(Common Land Model)进行了敏感性试验,发现冻融过程中相变能量的释放和吸收增大了地-气间能量的传输,改变了能量在感热、潜热和土壤热通量间的分配。张乐乐等(2016)分析了唐古拉气象场的观测资料,发现土壤水分对地表反照率影响较大,土壤热参数也明显受到土壤水分变化的影响,土壤水分对土壤热导率的影响较为显著,而对土壤热扩散率的影响则不显著。Gu 等(2015)通过对比那曲季节冻土区和唐古拉多年冻土区的观测资料,发现相对于季节冻土区,冻融过程对多年冻土区地表感热和潜热通量分配的影响更大。李述训等(2002)研究认为,冻土冻融过程使地表与大气的能量交换强度大幅度增强,高原冻土冻融过程通过改变陆-气间的水热交换,还会进一步影响高原及其周围的大气环流形势,从而影响区域乃至全球的天气和气候。但由于青藏高原面积广袤,人烟稀少,很多地区尚缺乏详尽的观测资料,目前人们对于青藏高原陆面过程特征和地-气能量交换对天气气候变化影响的重要作用认识还不够深入,对于青藏高原高寒湿地下垫面陆面过程的研究较少。

玉树隆宝地区是青藏高原中部的一块高寒湿地,位于中国青海省玉树藏族自治州首府结古镇西北方向 60 km 处,湿地四周是连绵的群峰,中间密布江河湖水,该地区主要气候特点是高寒缺氧、日照时间长、紫外线强,一年基本上只有冷、暖两季,冷季长达七八个月,暖季只有四五个月,气候较为干燥。玉树隆宝湿地的观测资料对于研究青藏高原气候变化和生态环境有着重要意义。该地区冻土冻融过程中地表能量收支变化特征的研究成果较少,本文对于该地区陆面过程进行了一些相关的研究,以期获得对青藏高原高寒湿地土壤冻结和融化期间的地-气相互作用特征的认识。

2 观测站情况和数据处理

2.1 观测站情况

所采用的观测资料来自于青海省气象科学研究所国家自然科学基金项目“三江源典型湿地水平衡模型及生态需水研究”架设在青海省玉树州隆宝镇(33°10′N,96°34′E)境内的观测站点,海拔4167 m,

下垫面为高寒湿地区沼泽性草甸,图 1 给出了玉树隆宝观测站的位置及观测仪器。观测时间从 2011 年 10 月—2016 年 9 月,观测的物理量包括土壤温度、土壤湿度、土壤热通量、气温、空气湿度、风速、风向、气压、短波辐射、长波辐射、水汽和二氧化碳通量等。该站 2015 年新增的涡动相关系统主要包括三维超声风速仪,红外 CO_2/H_2O 气体分析仪等,各种观测仪器详情及安装高度见表 1。观测数据由数据采集器 CR5000 处理并存储,所有仪器由 6 块 35 W 的太阳能板和 2 个 120 Ah 的电瓶供电,除仪器拆装和天气原因造成供电短暂中断外,一直连续进行观测。

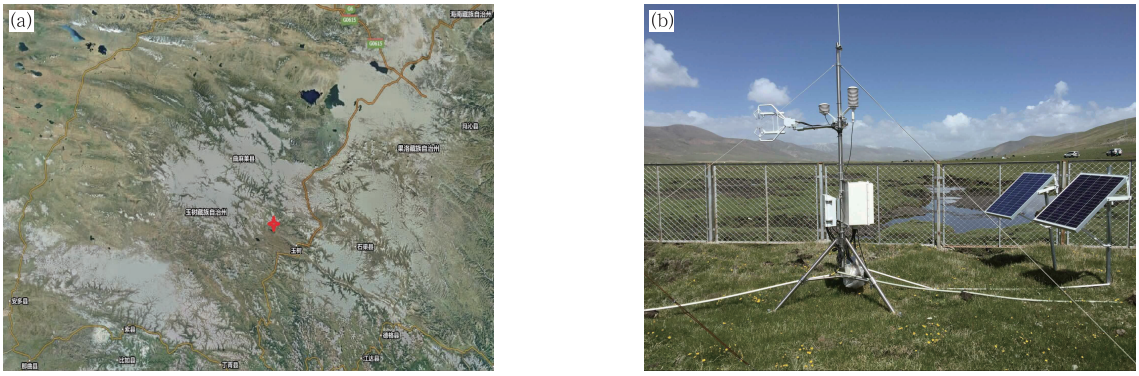


图 1 玉树隆宝观测站的位置(a)及观测仪器(b)

Fig. 1 Location (a) of Longbao observation site at Yushu and instruments used (b)

表 1 观测仪器及安装高度

Table 1 Observation instruments and mounting heights

观测物理量	仪器型号	仪器精度	安装高度(深度)
气温	HMP-45C,Vaisala	±0.5℃	1、2 m
空气湿度	HMP-45C,Vaisala	±3%	1、2 m
三维超声风速	CSAT3,Campbell	0.5 mm/s	2 m
超声虚温	CSAT3,Campbell	0.025℃	2 m
辐射四分量	CNR1,Kipp&Zonen	±10%	1 m
土壤温度	109L,Campbell	±0.6℃	0、-5、-10、-20、-30、-40 cm
土壤体积含水量	CS616,Campbell	±2.5%	-5、-10、-20、-30、-40 cm
土壤热通量	HFP01,Hukeflux	-15%—5%	-10、-30 cm
水汽、CO_2 通量	Li-7500A,LI-COR	±2%、±1%	2 m

2.2 数据处理

在对观测资料进行分析之前,进行了必要的质量控制,去除因仪器故障、天气原因等产生的野点并对涡动相关系统的原始通量数据进行计算和质量控制。数据处理的主要方法包括 WPL(Webb-Pearman-Leuning)校正密度对潜热和 CO_2 通量的影响(Webb, et al, 1980; Wilczak, et al, 2001)以及平面拟合校正(刘辉志等, 2006)。之后根据稳定性检验和湍流总体特征检验对 30 min 通量数据结果进行质量评价。对于质量较差的数据则舍弃不用。所用的资料为 2015 年 7 月 15 日—2016 年 7 月 15 日,通量数据的完整度为 92%。

3 结果与分析

3.1 土壤温、湿度的年变化

土壤温、湿度变化是陆面过程的基本特征,也是影响陆面水热交换的主要因素,分析土壤温、湿度的变化是全面认识和了解陆面特征的重要前提(杨健等,2012)。图 2 为玉树隆宝湿地 5—40 cm 土壤温度的年变化,其中 0℃ 土壤温度等值线单独标出。从土壤温度全年时空分布来看,浅层土壤温度年变化幅度大,5 cm 土壤温度年变化幅度达 16℃,深层

土壤温度年变化幅度小,40 cm 土壤温度年变化幅度仅有 8℃。冻土持续时期为 12 月至次年 4 月,土壤自上向下冻结,深层土壤的冻结较浅层土壤有一定的滞后,冻结深度达到 40 cm 以下,融化过程快于冻结过程,深层土壤的融化和浅层土壤几乎同步进行。

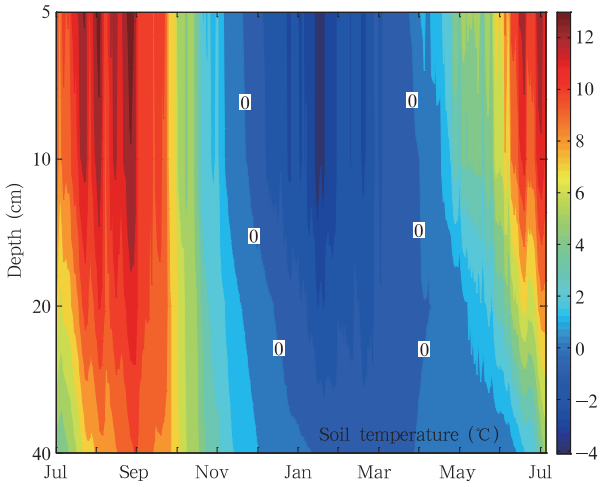


图 2 玉树隆宝 5—40 cm 土壤温度的年变化

Fig. 2 Annual variation of 5－40 cm soil temperature at Longbao, Yushu

一年当中冻土通常分为完全融化、完全冻结、融化过程和冻结过程 4 个阶段。采用 Guo 等(2011)的方法,即忽略土壤中盐对冰点的影响,根据土壤的日最高和最低温度将土壤的不同阶段分别定义为:(1)当土壤日最低温度高于 0℃时,土壤处于完全融化阶段;(2) 当土壤日最高温度低于 0℃时,土壤处于完全冻结阶段;(3)当土壤日最高温度高于 0℃并且日最低温度低于 0℃时,土壤处于融化过程或冻结过程阶段。表 2 给出了玉树隆宝地区 2015—2016 年 5—40 cm 土壤各冻、融阶段持续日数。玉树隆宝地区土壤冻结和融化过程持续日数只有 1—2 d,冻结过程和融化过程快于青藏高原纳木错地区(杨健等,2012),青藏高原面积广阔,下垫面类型多种多样,不同地区土壤冻结、融化阶段的持续日数亦有所不同。

图 3 为玉树隆宝湿地逐日降水量和 5—40 cm 土壤体积含水量的年变化。从土壤体积含水量全年分布来看,浅层土壤和深层土壤均存在丰水期和枯水期,土壤体积含水量较高的时期与降水较多的时期对应,但降水量并不是影响土壤湿度的唯一因子,玉树隆宝湿地的土壤体积含水量还与周围高山融雪和地表径流变化有关。玉树隆宝湿地土壤体积含水量年变化幅度很大,可达 0.6 m^3/m^3,深层土壤的枯水期比浅层土壤滞后,20 cm 深度存在一个土壤体积含水量较高的持水层,这一特点与藏东南地区(杨健等,2012)较为类似。

表 2 玉树隆宝地区 2015—2016 年 5—40 cm 土壤各层冻融阶段日数

Table 2 Number of days for 5－40 cm soil freezing/thawing at various stages at Longbao, Yushu

深度(cm)	完全融化(d)	冻结过程(d)	完全冻结(d)	融化过程(d)
5	286	1	77	1
10	285	1	76	1
20	291	2	71	1
40	296	2	66	2

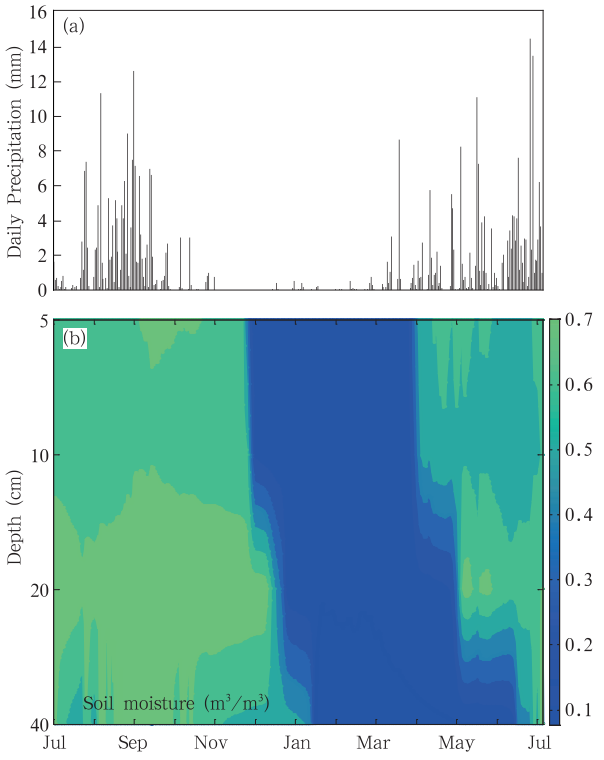


图 3 玉树隆宝逐日降水量(a)和 5—40 cm 土壤体积含水量(b)的年变化

Fig. 3 Annual variations of daily precipitation (a) and 5－40 cm volumetric soil water content (b) at Longbao, Yushu

3.2 冻结、融化期间基本气象要素的变化

图 4 为玉树隆宝湿地 5—40 cm 土壤冻结期间(12 月 2 日—次年 1 月 22 日)和融化期间(3 月 26 日—4 月 14 日)地面基本气象要素的变化,其中,气

温、风速和相对湿度为 2 m 高度的观测值。5—40 cm 土壤冻结期间,气温变化范围 -6—-12℃,风速变化范围 2—3 m/s,总辐射变化范围 120—160 W/m^2,相对湿度变化范围 40%—60%。5—40 cm土壤融化期间,气温变化范围 -5—3℃,风速变化范围 2—4 m/s,总辐射变化范围 200—260 W/m^2,相对湿度变化范围 50%—70%。冻结和融化期间没有极端天气过程发生,为分析土壤温、湿度和地表能量收支特征提供了稳定的天气条件。

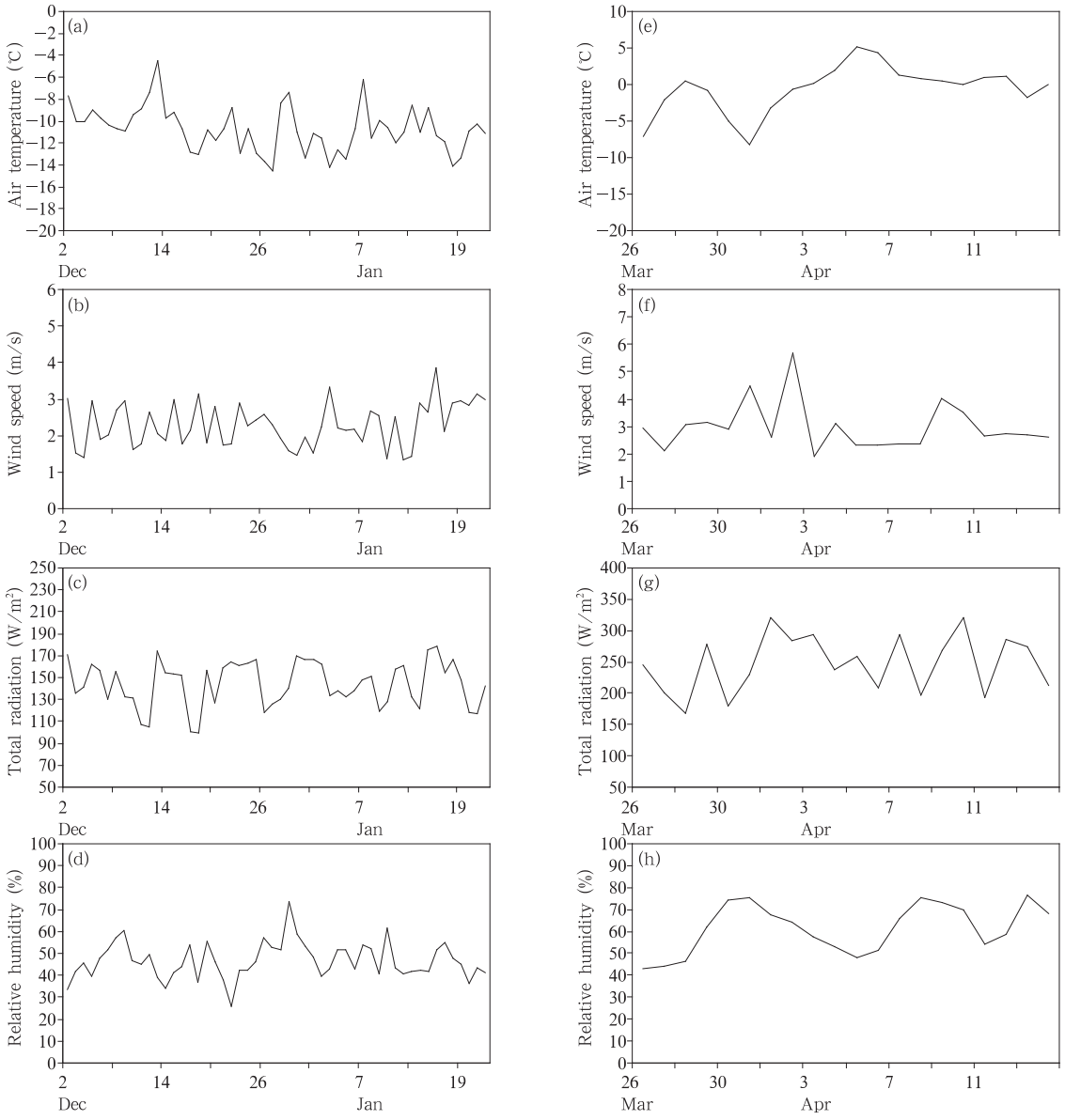


图 4 冻结(a—d)、融化(e—h)期间气温(a、e)、风速(b、f)、总辐射(c、g)和相对湿度(d、h)的变化

.4 Variations of air temperature (a,e), wind speed (b,f), total radiation (c,g) and relative humidity (d,h) during the freezing period (a-d) and thawing period (e-h)

3.3 冻结、融化期间土壤温、湿度的变化

从玉树隆宝湿地土壤冻结和融化期间 5、10、20、40 cm 土壤温度日平均值的变化(图 5)可见,在冻结过程中,5、10、20、40 cm 土壤温度依次下降到 0℃以下,在融化过程中,5、40、10、20 cm 土壤温度依次升高到 0℃以上。冻土冻结的时段定义为从土壤温度日最低值下降到 0℃至土壤温度日最高值下降到 0℃之间的时间差,冻土融化的时段定义为从

土壤温度日最高值上升到0℃至土壤温度日最低值上升到0℃之间的时间差(Guo, et al,2011)。表3给出了玉树隆宝湿地5、10、20、40 cm土壤冻结和融化的历时,从中可以看出,5 cm深度土壤冻结和融化历时最短,分别为9和6 h,其次为10和20 cm深度土壤,40 cm深度土壤冻结和融化历时最长,分别达35和28 h。5、10、20、40 cm土壤冻结历时均长于融化历时,这与青藏高原安多地区(杨梅学等,2000)较为类似。

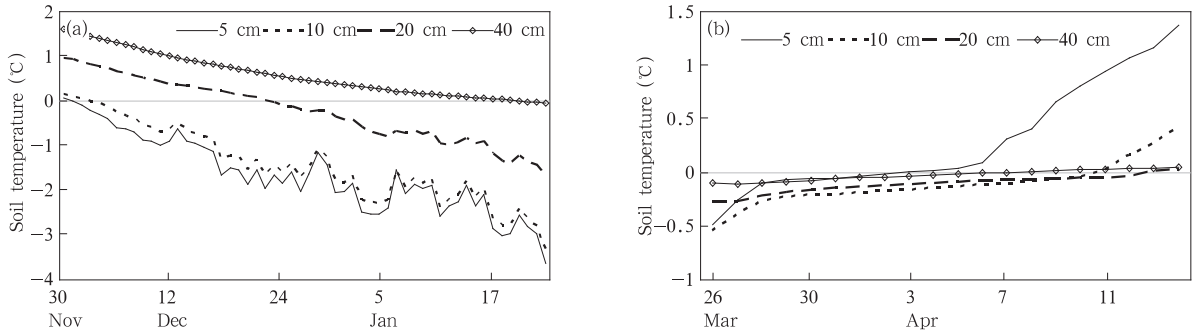


图5 冻结期间(a)和融化期间(b)各层土壤温度的变化

Fig. 5 Variations of soil temperature during the freezing period (a) and thawing period (b)

表3 各层土壤冻结和融化历时

Table 3 Duration of soil freezing and thawing

深度(cm)	冻结历时(h)	融化历时 (h)
5	9	6
10	12	7.5
20	28	19
40	35	28

从玉树隆宝湿地土壤冻结、融化期间5、10、20、40 cm土壤体积含水量的变化(图6)可见,在冻结过程中,5、10、20、40 cm土壤体积含水量均有明显下降,其中5、10 cm土壤体积含水量最先开始下降,从0.65—0.7 m^3/m^3 降至0.15—0.2 m^3/m^3,而后20 cm土壤体积含水量从0.8 m^3/m^3 降至0.15 m^3/m^3,40 cm土壤体积含水量最后开始下降,从0.55 m^3/m^3 降至0.15 m^3/m^3。在融化过程中,5、10 cm土壤体积含水量显著升高,从0.15—0.2 m^3/m^3升至0.5—0.55 m^3/m^3,而20、40 cm土壤体积含水量变化幅度不大,保持在0.08—0.12 m^3/m^3。

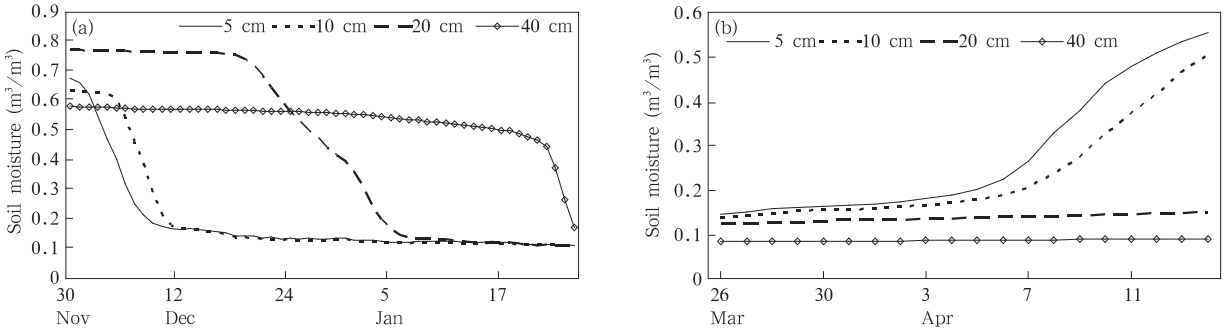


图6 冻结期间(a)和融化期间(b)各层土壤体积含水量的变化

Fig. 6 Variations of soil moisture during the freezing period (a) and thawing period (b)

3.4 冻结、融化前后地表能量收支特征

陆地和大气的热量交换是控制地面和大气升温的重要因素,研究地表能量收支对于量化和预测全球变暖对青藏高原地区的影响非常重要(唐恬等,2013)。图7为玉树隆宝湿地土壤冻结前、后地表能量通量的平均日变化,其中冻结前和冻结后各通量

的日变化分别为12月2日和1月22日前后5 d的平均日变化,所用数据为30 min一次。在土壤冻结之后,感热通量白天的值明显升高,日最高值从90 W/m^2 升至160 W/m^2,夜间的值略有降低,降幅约为15 W/m^2。潜热通量白天的值在土壤冻结之后明显降低,日最高值从170 W/m^2 降至85 W/m^2。土壤冻结之后净辐射白天和夜间的值均有所降低,且白天的降幅更加明显,净辐射日最高值从640 W/m^2 降至410 W/m^2,夜间普遍下降80 W/m^2。冻结前10和30 cm土壤热通量基本维持在-4—-5 W/m^2,且日变化幅度都很小,冻结后10和30 cm土壤热通量全天呈"S"形变化,日最低值出现在10时(北京时,下同)前后,10和30 cm土壤热通量日最低值分别为-28和-22 W/m^2,日最高值出现在18时前后,10和30 cm土壤热通量日最高值分别为5和-4 W/m^2。土壤冻结之后10和30 cm土壤热通量日变化均大幅度增大。

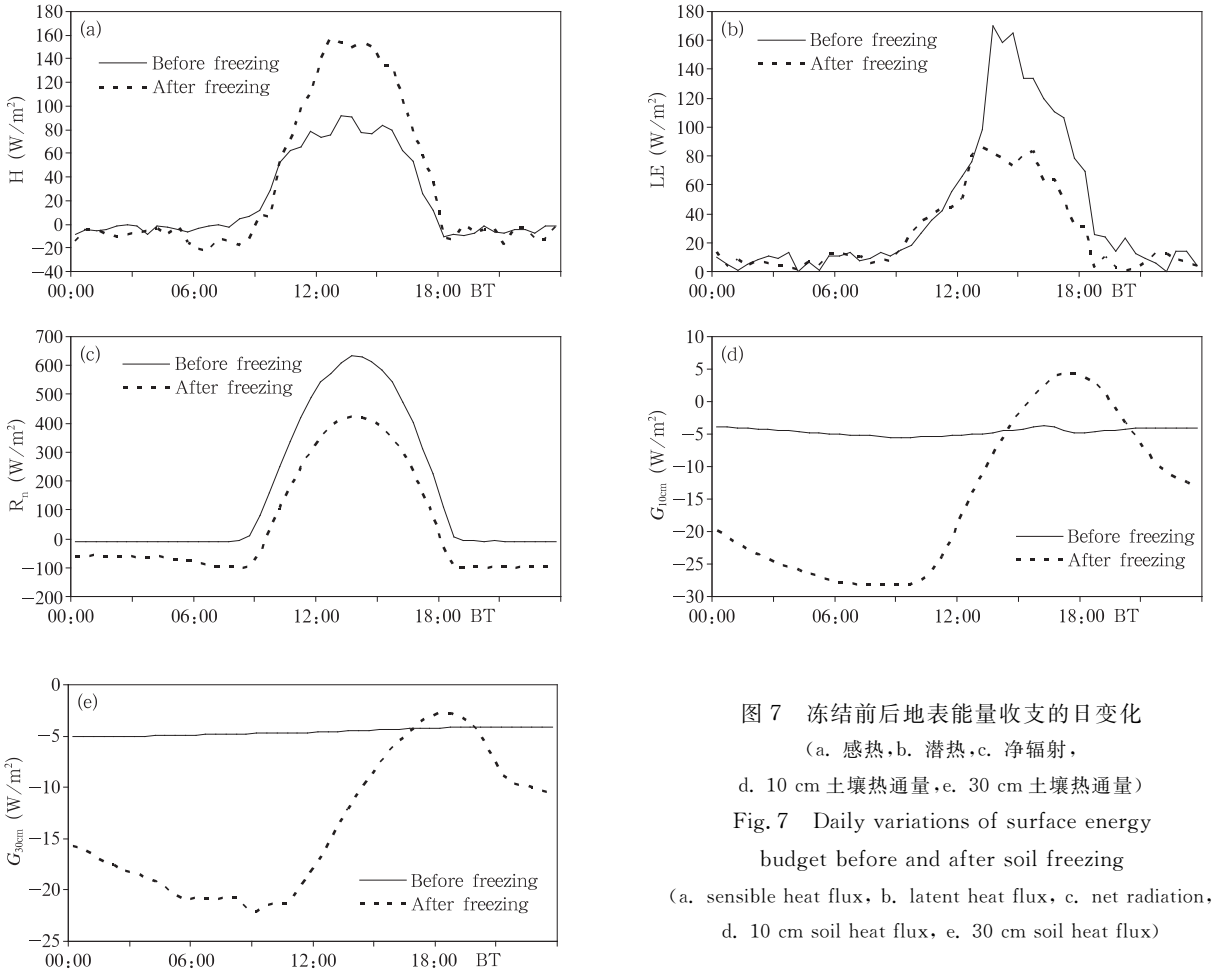


图7 冻结前后地表能量收支的日变化
(a. 感热,b. 潜热,c. 净辐射,
d. 10 cm土壤热通量,e. 30 cm土壤热通量)
Fig. 7 Daily variations of surface energy budget before and after soil freezing
(a. sensible heat flux, b. latent heat flux, c. net radiation, d. 10 cm soil heat flux, e. 30 cm soil heat flux)

图8为玉树隆宝湿地土壤融化前、后地表能量通量的平均日变化情况,其中融化前和融化后各通量的日变化情况分别为3月26日和4月14日前后5 d的平均日变化,所用数据为30 min一次。在土壤融化前后,感热通量未发生明显变化,日最高值维持在100 W/m^2 左右,日最低值维持在-20 W/m^2 左右。潜热通量白天的值在土壤融化之后显著升高,日最高值从70 W/m^2 升至270 W/m^2。土壤融化之后净辐射白天的值有所升高,日最高值从300 W/m^{2}升高至700 W/m^2。融化前10和30 cm土壤热通量基本维持在0—1 W/m^2,且日变化幅度都很小,融化后10和30 cm土壤热通量全天均呈"S"形变化,夜间为负值白天为正值,日变化大幅度增大,分别达到100和60 W/m^2,日最高值出现在16时前后。

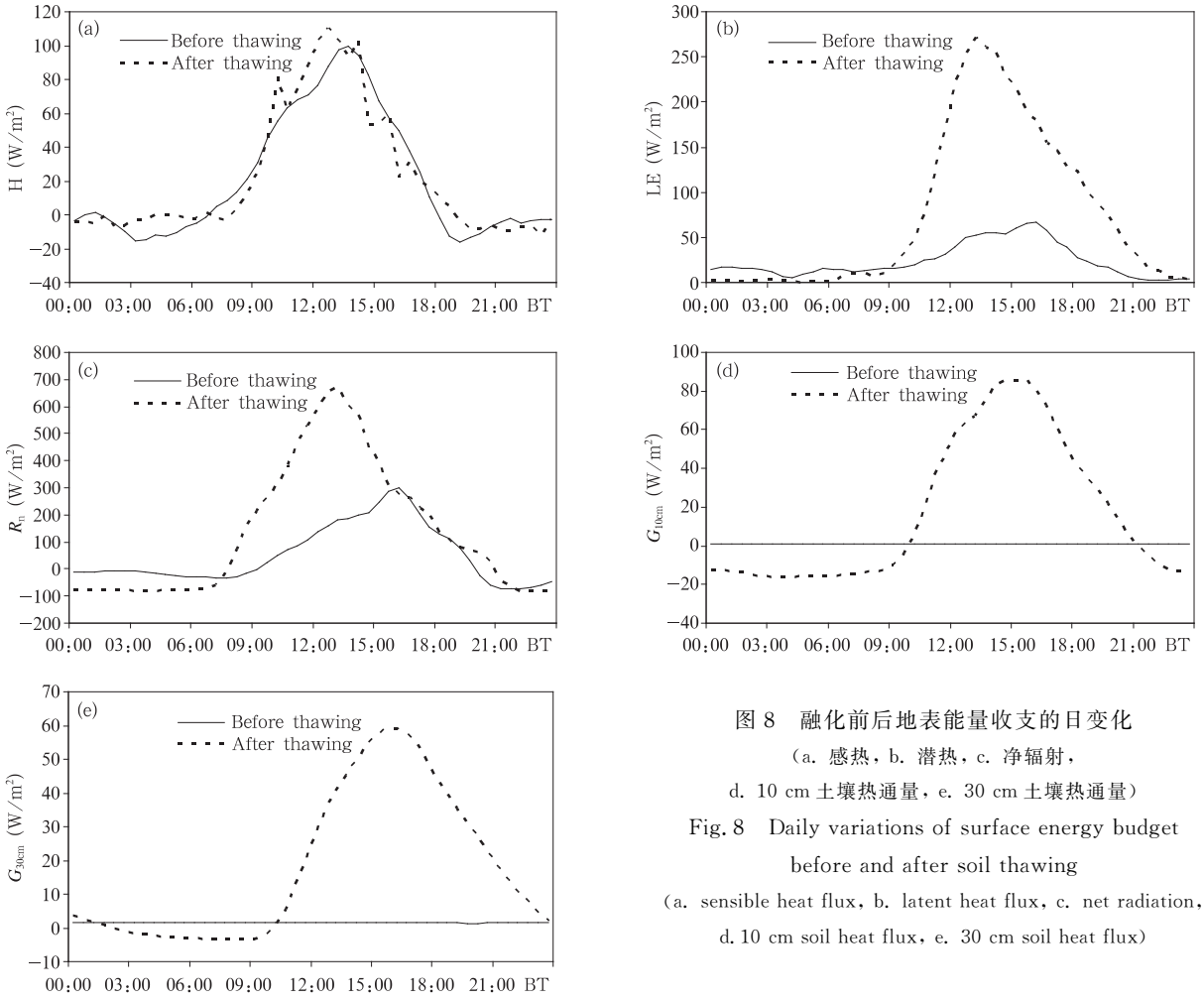


图 8 融化前后地表能量收支的日变化

(a. 感热, b. 潜热, c. 净辐射,
d. 10 cm 土壤热通量, e. 30 cm 土壤热通量)

Fig. 8 Daily variations of surface energy budget before and after soil thawing

(a. sensible heat flux, b. latent heat flux, c. net radiation, d. 10 cm soil heat flux, e. 30 cm soil heat flux)

地表能量通量变化在冻结、融化前后的一系列差异主要由于土壤体积含水量的变化所致,表层土壤体积含水量的降低会导致地表蒸发作用减弱,并引起热量传递方向的改变。表 4 给出了土壤冻结、融化前后陆面参数的比较,其中土壤热导率(λ)、土壤热容量(C)和土壤热扩散率(κ)采用张乐乐等(2016)计算唐古拉地区土壤热参数时的方法

$$\lambda = \frac{(G_{10\mathrm{cm}} + G_{30\mathrm{cm}})/2}{\Delta T/\Delta z} \tag{1}$$

$$C = \frac{(G_{10\mathrm{cm}} - G_{30\mathrm{cm}})/\Delta z}{\Delta T/\Delta t} \tag{2}$$

$$\kappa = \frac{\lambda}{C} \tag{3}$$

式中,$G_{10\mathrm{cm}}$、$G_{30\mathrm{cm}}$分别为 10 和 30 cm 深度的土壤热通量,$\Delta T/\Delta z$ 和 $\Delta T/\Delta t$ 分别为 10—30 cm 土壤温度梯度和 20 cm 土壤温度随时间变化率,冻结前和冻结后所用数据分别为 2015 年 12 月 2 日和 2016 年 1 月 22 日前后 5 d 的 30 min 一次数据,融化前和融化后所用数据分别为 2016 年 3 月 26 日和 4 月 14 日前后 5 d 的 30 min 一次数据。从表 4 可以看出,土壤冻结后,地表反照率、鲍恩比、土壤热导率和土壤热扩散率均有不同程度的增大,而土壤热容量减小;土壤融化后,地表反照率、鲍恩比、土壤热导率和土壤热扩散率均有不同程度的减小,而土壤热容量增大。其中变化最为显著的是土壤热容量和土壤热扩散率,在冻结、融化前后相差近 20 倍。

常规微气象观测中,土壤热通量板一般埋设于土层之中,测得的土壤热通量为土壤热通量板所在深度的土壤热通量。为研究地表能量平衡状况,需得到地表土壤热通量的变化情况。文中采用葛骏等(2016)分析青藏高原北麓河地区地表土壤热通量时的计算方法

$$G_0 = G_{30\mathrm{cm}} + \rho_s c_s \left(0.2\frac{\partial T_{0\mathrm{cm}}}{\partial t} + 0.1\frac{\partial T_{10\mathrm{cm}}}{\partial t}\right) \tag{4}$$

式中,G_0、G_{30cm}分别为地表和 30 cm 深度的土壤热通量,T_{0cm}、T_{10cm}分别为地表和 10 cm 深度的土壤温度,$\rho_s c_s$ 为土壤热容量,当土壤发生冻融循环时,不同阶段的土壤热容量可以采用 Yao 等(2011)提出的方法进行修正。

图 9 为玉树隆宝湿地土壤冻结、融化前后地表能量闭合状况,其中纵坐标为感热通量与潜热通量之和,横坐标为净辐射与经过计算的地表土壤热通量之差,回归直线的斜率代表了能量闭合状况。在土壤冻结之后和融化之后,能量闭合状况均略有升高。有研究(Yao, et al,2008)认为地表积雪在一定程度上影响能量闭合状况,当地表有积雪覆盖时,雪盖融化或升华时吸收的能量以及存储在雪盖中的部分能量会导致能量闭合状况偏小。玉树隆宝湿地 2015 年冬季降水稀少,地表无积雪覆盖,能量闭合状况较好。

表 4 土壤冻结、融化前后陆面参数

Table 4 Land surface parameters before and after soil freezing and thawing

	冻结前	冻结后	融化前	融化后
地表反照率	0.19	0.21	0.20	0.19
鲍恩比	0.98	2.05	2.43	0.67
土壤热导率(W/(m·K))	0.81	2.98	3.01	0.92
土壤热容量(10^6J/(m^3·K))	3.81	0.22	0.26	3.74
土壤热扩散率($10^{-6}m^2/s$)	0.21	14.9	11.5	0.24

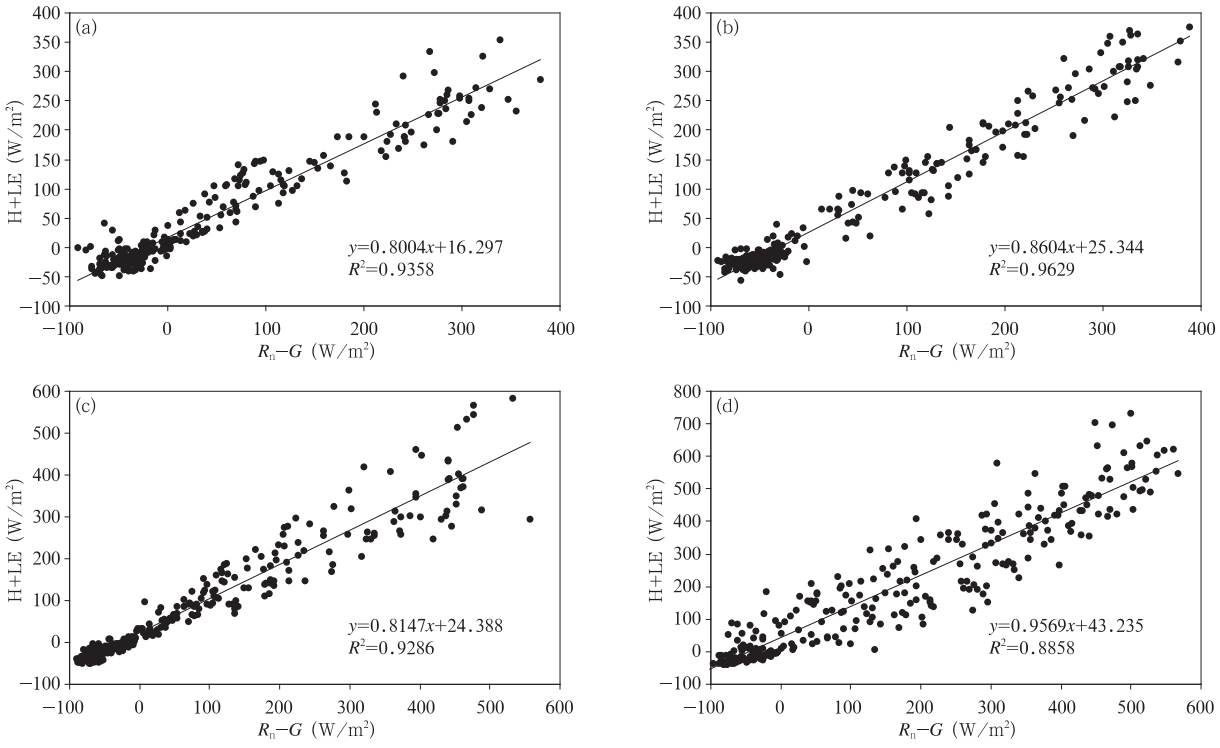


图 9 地表能量闭合状况(a. 冻结前,b. 冻结后,c. 融化前,d. 融化后)

Fig. 9 Surface energy closure

(a. before freezing, b. after freezing, c. before thawing, d. after thawing)

4 结论和讨论

利用玉树隆宝湿地 2015 年 7 月—2016 年 7 月微气象和涡动相关系统的观测资料,分析了青藏高原高寒湿地在土壤冻结、融化期间的土壤温、湿度和地表能量收支特征,主要结论有:

(1)玉树隆宝湿地冻土持续时期为 12 月至次年 4 月,深层土壤的冻结较浅层土壤有一定的滞后,冻结深度超过 40 cm,融化过程快于冻结过程,5—40 cm 土壤全部冻结历时 51 d,全部融化历时19 d。

(2)玉树隆宝湿地土壤体积含水量年变化幅度达 0.6 m^3/m^3。冻结过程中 5、10、20、40 cm 土壤体积含水量均有明显下降,融化过程中 5、10 cm 土壤体积含水量显著升高,而 20、40 cm 土壤体积含水量变化幅度不大。

(3)土壤冻结之后,感热通量白天的值明显升高,潜热通量白天的值明显降低,净辐射和土壤热通量白天和夜间的值均有所降低。土壤融化之后,潜热通量、净辐射和土壤热通量白天的值明显升高。土壤热通量日变化幅度在冻结和融化之后均增大。

(4)土壤冻结之后,地表反照率、鲍恩比、土壤热导率和土壤热扩散率均增大,而土壤热容量减小;土壤融化之后,地表反照率、鲍恩比、土壤热导率和土壤热扩散率均减小,而土壤热容量增大。

由于玉树隆宝湿地属于青藏高原无人地带,交通不便,观测资料获取不易。文中只用了最近 1 年的观测资料,样本代表性不强,相关结论具有一定的局限性。日后会考虑获取更长时间、更丰富的观测资料,建立青藏高原湿地下垫面气象观测资料的数据库,并结合陆面模式对湿地下垫面的陆面过程参数化方案进行改进,提升模式的模拟效果,以进一步深入研究青藏高原地区陆面过程特征。

参考文献

陈渤黎. 2013. 青藏高原土壤冻融过程陆面能水特征及区域气候效应研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 15-24. Chen B L. 2013. A study of land surface energy and water in soil freezing and thawing process and impact on regional climate of the Qinghai-Tibet Plateau[D]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, 15-24 (in Chinese)

陈海存, 李晓东, 李凤霞等. 2013. 黄河源玛多县退化草地土壤温湿度变化特征. 干旱区研究, 30(1): 35-40. Chen H C, Li X D, Li F X, et al. 2013. Change of soil temperature and soil moisture content in typical degenerated steppe in Maduo county in the headstream region of the Yellow River. Arid Zone Res, 30(1): 35-40 (in Chinese)

葛骏, 余晔, 李振朝等. 2016. 青藏高原多年冻土区土壤冻融过程对地表能量通量的影响研究. 高原气象, 35(3): 608-620. Ge J, Yu Y, Li Z C, et al. 2016. Impacts of freeze/thaw processes on land surface energy fluxes in the permafrost region of Qinghai-Xizang Plateau. Plateau Meteor, 35(3): 608-620 (in Chinese)

李娟, 李跃清, 蒋兴文等. 2016. 青藏高原东南部复杂地形区不同天气状况下陆气能量交换特征分析. 大气科学, 40(4): 777-791. Li J, Li Y Q, Jiang X W, et al. 2016. Characteristics of land-atmosphere energy exchanges over complex terrain area of southeastern Tibetan Plateau under different synoptic conditions. Chinese J Atmos Sci, 40(4): 777-791 (in Chinese)

李述训, 南卓铜, 赵林. 2002. 冻融作用对地气系统能量交换的影响分析. 冰川冻土, 24(5): 506-511. Li S X, Nan Z T, Zhao L. 2002. Impact of soil freezing and thawing process on thermal exchange between atmosphere and ground surface. J Glaciol Geocryol, 24(5): 506-511 (in Chinese)

刘辉志, 涂钢, 董文杰等. 2006. 半干旱地区地气界面水汽和二氧化碳通量的日变化及季节变化. 大气科学, 30(1): 108-118. Liu H Z, Tu G, Dong W J, et al. 2006. Seasonal and diurnal variations of the exchange of water vapor and CO_2 between the land surface and atmosphere in the semi-arid area. Chinese J Atmos Sci, 30(1): 108-118 (in Chinese)

刘火霖, 胡泽勇, 杨耀先等. 2015. 青藏高原那曲地区冻融过程的数值模拟研究. 高原气象, 34(3): 676-683. Liu H L, Hu Z Y, Yang Y X, et al. 2015. Simulation of the freezing-thawing processes at Nagqu area over Qinghai-Xizang Plateau. Plateau Meteor, 34(3): 676-683 (in Chinese)

罗斯琼, 吕世华, 张宇等. 2009. 青藏高原中部土壤热传导率参数化方案的确立及在数值模式中的应用. 地球物理学报, 52(4): 919-928. Luo S Q, Lv S H, Zhang Y, et al. 2009. Soil thermal conductivity parameterization establishment and application in numerical model of central Tibetan Plateau. Chin J Geophys, 52(4): 919-928 (in Chinese)

马耀明, 姚檀栋, 王介民. 2006. 青藏高原能量和水循环试验研究: GAME/Tibet 与 CAMP/Tibet 研究进展. 高原气象, 25(2): 344-351. Ma Y M, Yao T D, Wang J M. 2006. Experimental study of energy and water cycle in Tibetan Plateau: The progress introduction on the study of GAME/Tibet and CAMP/Tibet. Plateau Meteor, 25(2): 344-351 (in Chinese)

尚大成, 王澄海. 2006. 高原地表过程中冻融过程在东亚夏季风中的作用. 干旱气象, 24(3): 19-22. Shang D C, Wang C H. The effect of the frozen-thaw process in Tibetan Plateau on summer monsoon over eastern Asia. J Arid Meteor, 24(3): 19-22 (in Chinese)

尚伦宇, 吕世华, 张宇等. 2010. 青藏高原东部土壤冻融过程中地表粗糙度的确定. 高原气象, 29(1): 17-22. Shang L Y, Lü S H, Zhang Y, et al. 2010. Determination of surface roughness length during soil freezing and thawing season over eastern Qinghai-Xizang Plateau. Plateau Meteor, 29(1): 17-22 (in Chinese)

孙菽芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型. 北京: 气象出版社, 85-110. Sun S F. 2005. Physical, Biochemical Mechanism and Parametric Model of Land Surface Process. Beijing: China Meteorological Press, 85-110 (in Chinese)

唐恬, 王磊, 文小航. 2013. 黄河源鄂陵湖地区辐射收支和地表能量平衡特征研究. 冰川冻土, 35(6): 1462-1473. Tang T, Wang L, Wen X H. 2013. A study of the radiation and surface

energy balance around the Ngoring Lake in source regions of the Yellow River. J Glaciol Geocryol, 35(6): 1462-1473 (in Chinese)

王澄海，师锐，左洪超. 2008. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析. 高原气象，27(2)：239-248. Wang C H, Shi R, Zuo H C. 2008. Analysis on simulation of characteristic of land surface in western Qinghai-Xizang Plateau during frozen and thawing. Plateau Meteor, 27(2): 239-248 (in Chinese)

王少影，张宇，吕世华等. 2012. 玛曲高寒草甸地表辐射与能量收支的季节变化. 高原气象，31(3)：605-614. Wang S Y, Zhang Y, Lv S H, et al. 2012. Seasonal variation characteristics of radiation and energy budgets in alpine meadow ecosystem in Maqu grassland. Plateau Meteor, 31(3): 605-614 (in Chinese)

王一博，吴青柏，牛富俊. 2011. 长江源北麓河流域多年冻土区热融湖塘形成对高寒草甸土壤环境的影响. 冰川冻土，33(3)：659-667. Wang Y B, Wu Q B, Niu F J. 2011. The impact of thermokarst lake formation on soil environment of alpine meadow in permafrost regions in the Beiluhe basin of the Tibetan Plateau. J Glaciol Geocryol, 33(3): 659-667 (in Chinese)

文晶，王一博，高泽永等. 2013. 北麓河流域多年冻土区退化草甸的土壤水文特征分析. 冰川冻土，35(4)：929-937. Wen J, Wang Y B, Gao Z Y, et al. 2013. Soil hydrological characteristics of the degrading meadow in permafrost regions in the Beiluhe river basin. J Glaciol Geocryol, 35(4): 929-937 (in Chinese)

吴灏，叶柏生，吴锦奎等. 2013. 疏勒河上游高寒草甸下垫面湍流特征分析. 高原气象，32(2)：368-376. Wu H, Ye B S, Wu J K, et al. 2013. Analysis on turbulent feature of alpine meadow in the upper reach of Shule river. Plateau Meteor, 32(2): 368-376 (in Chinese)

徐祥德，周明煜，陈家宜等. 2001. 青藏高原地-气过程动力、热力结构综合物理图象. 中国科学(D辑)，31(5)：428-440. Xu X D, Zhou M Y, Chen J Y, et al. 2001. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang Plateau. Sci China Ser D Earth Sci, 45(7): 577-594

杨健，马耀明. 2012. 青藏高原典型下垫面的土壤温湿特征. 冰川冻土，34(4)：813-820. Yang J, Ma Y M. 2012. Soil temperature and moisture features of typical underlying surface in the Tibetan Plateau. J Glaciol Geocryol, 34(4): 813-820 (in Chinese)

杨梅学，姚檀栋，勾晓华. 2000. 青藏公路沿线土壤的冻融过程及水热分布特征. 自然科学进展，10(5)：443-450. Yang M X, Yao T D, Gou X H. 2000. Soil freezing/thawing process and moisture-heat features along Qinghai-Tibet Road. Nat Sci Prog, 10(5): 443-450 (in Chinese)

杨梅学，姚檀栋，何元庆等. 2002. 藏北高原地气之间的水分循环. 地理科学，22(1)：29-33. Yang M X, Yao T D, He Y Q, et al. 2002. The water cycles between land surface and atmosphere in northern part of Tibetan Plateau. Sci Geograph Sinica, 22(1): 29-33 (in Chinese)

张乐乐，赵林，李韧等. 2016. 青藏高原唐古拉地区暖季土壤水分对地表反照率及其土壤热参数的影响. 冰川冻土，38(2)：351-358. Zhang L L, Zhao L, Li R, et al. 2016. Investigating the influence of soil moisture on albedo and soil thermodynamic parameters during the warm season in Tanggula Range, Tibetan Plateau. J Glaciol Geocryol, 38(2): 351-358 (in Chinese)

张强，王胜. 2008. 西北干旱区夏季大气边界层结构及其陆面过程特征. 气象学报，66 (4)：599-608. Zhang Q, Wang S. 2008. A study on atmospheric boundary layer structure on a clear day in the arid region in northwest China. Acta Meteor Sinica , 66 (4) : 599-608 (in Chinese)

张强，王蓉，岳平等. 2017. 复杂条件陆-气相互作用研究领域有关科学问题探讨. 气象学报，75(1)：39-56. Zhang Q, Wang R, Yue P, et al. 2017. Several scientific issues about the land-atmosphere interaction under complicated conditions. Acta Meteorologica Sinica, 75(1): 39-56(in Chinese)

赵林，程国栋，李述训等. 2000. 青藏高原五道梁附近多年冻土活动层冻结和融化过程. 科学通报，45(11)：1205-1211. Zhao L, Cheng G D, Li S X, et al. 2000. Thawing and freezing processes of active layer in Wudaoliang region of Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 45(23): 2181-2187

赵兴炳，李跃清. 2011. 青藏高原东坡高原草甸近地层气象要素与能量输送季节变化分析. 高原山地气象研究，31(2)：12-17. Zhao X B, Li Y Q. 2011. Seasonal characteristics of turbulent flux and meteorology elements in the atmosphere surface layer over the alpine meadow on eastern slop of Tibetan Plateau. Plateau Mount Meteor Res, 31(2): 12-17 (in Chinese)

Gu L L, Yao J M, Hu Z Y, et al. 2015. Comparison of the surface energy budget between regions of seasonally frozen ground and permafrost on the Tibetan Plateau. Atmos Res, 153: 553-564

Guo D L, Yang M X, Wang H J. 2011. Sensible and latent heat flux response to diurnal variation in soil surface temperature and moisture under different freeze/thaw soil conditions in the seasonal frozen soil region of the central Tibetan Plateau. Environ Earth Sci, 63(1): 97-107

Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Quart J Roy Meteor Soc, 106(447): 85-100

Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. 2001. Sonic anemometer tilt correction algorithms. Bound Layer Meteor, 99(1): 127-150

Yao J M, Zhao L, Ding Y J, et al. 2008. The surface energy budget and evapotranspiration in the Tanggula region on the Tibetan Plateau. Cold Reg Sci Technol, 52(3): 326-340

Yao J M, Zhao L, Gu L L, et al. 2011. The surface energy budget in the permafrost region of the Tibetan Plateau. Atmos Res, 102(4): 394-407