

分类号:

密 级:

学 号: 1076201014471

单位代码: 10762

新疆师范大学

2013 届硕士学位论文

塔克拉玛干沙漠北缘地表能量收支研究

Research on surface energy budget in the north margin of Taklimakan Desert

研究生姓名: 王延慧

学 科 专 业: 自然地理学

研 究 方 向: 干旱区环境演变与灾害防治

院 系 年 级: 地理科学与旅游学院 2010 级

指 导 教 师: 史玉光 何清 研究员

新疆师范大学

2013 年 6 月 4 日

中文摘要

利用塔克拉玛干沙漠北缘 2011 年 1~12 月辐射收支和地面气象观测数据, 2009 年 8~10 月能量收支和地面气象观测数据, 分析了肖塘地区地表辐射和能量收支的特征, 重点分析了典型天气型收支的差异性, 揭示了沙漠绿洲过渡带陆-气相互作用的情况。

主要结论如下:

(1) 分析辐射收支各项的年、日变化规律。辐射收支平衡中, 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射的年总量分别为: 5441.3, 1446.3, 7432.3, 9596.8 和 1766.9MJ.m⁻²。辐射收支各项的月总量除净辐射和长波辐射于 6 月达到最大值外, 其余均在 7 月达到最大值, 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射依次为 671.76, 172.7, 974.5, 1243.3, 224.6MJ.m⁻²。一年中总辐射瞬时最大值均未超过太阳常数, 最大值为 1329.6W.m⁻², 出现在 6 月 18 日 12 时。

(2) 利用涡动相关法计算了肖塘地区的湍流通量, 分析了湍流通量、土壤热通量的日变化。在能量收支平衡中, 8 月的感热、潜热、土壤热通量、净辐射的平均日总量分别为 4.2, 0.7, 0.1, 5.9MJ.m⁻².d⁻¹。8 月白天, 净辐射的分配情况为: 感热通量 52%, 潜热通量 6%, 土壤热通量 16%, 能量不平衡率为 26%; 8 月夜间, 净辐射的分配情况为: 感热通量 53%, 潜热通量 3%, 土壤热通量 6%, 能量不平衡率为 38%。

(3) 典型天气下的能量收支中, 晴天时, 感热、潜热、土壤热通量和净辐射峰值分别为 244.2, 44.9, 122.6, 414.2W.m⁻²; 阴天时, 感热、潜热、土壤热通量和净辐射日较差分别比晴天减少了 7%, 18%, 38%, 6%; 扬沙时, 感热通量、潜热通量、土壤热通量、净辐射日总量依次比晴天减少了 30%, 45%, 90%, 38%。沙尘暴时, 感热、潜热、土壤热通量和净辐射的日较差分别是晴天的 90%, 81%, 87%, 83%。

(4) 8 月肖塘的总体输送系数 C_D 平均值为 4.5×10⁻³, C_H 为 2.2×10⁻³。10 月 C_D、C_H 平均值分别为 4.2×10⁻³、1.6×10⁻³, C_D、C_H 季节变化和日变化显著, 都是夏季大于秋季, 白天大, 夜间小。

(5) 肖塘地区地表反照率冬季较大, 夏季较小, 反照率年平均值为 0.27, 比塔克拉玛干沙漠腹地 (0.3) 仅低 10%, 远高于绿洲。有、无积雪覆盖的地表反照率分别在 0.25~0.56 和 0.22~0.30 之间变化。反照率随着太阳高度角增加而减小, 并且当太阳高度角大于 15°时地表反照率基本上趋于不变。

关键词: 塔克拉玛干沙漠北缘; 辐射收支; 能量收支

Abstract

Based on the latest January to December 2011 datas of radiation budget and surface meteorological observation, and August to October 2009 datas of energy budget and surface meteorological observation in the north margin of Taklimakan Desert, It is analyzed the characteristics of radition budget and energy budget, stressed the otherness of budget in the different types of synoptic conditions, revealed the interaction between land and atmosphere in the desert and oasis transition zone.

The major conclusions are given as follows:

1.The annual and diurnal variation characteristics of radiation budget are analyzed.The total yearly of global radiation, reflect radiation, atmospheric long wave radiation, surface long wave radiation and net radiation are separately 5441.3,1446.3,7432.3,9596.8 and 1766.9MJ.m⁻².The maximum monthly total of radiation budget components occur in June except net radiation and long wave radiation,others emerge in July. The total monthly of global radiation, reflect radiation, atmospheric long wave radiation, surface long wave radiation and net radiation are separately 671.8,172.7, 974.5, 1243.3and 224.6MJ.m⁻². And annual peak instantaneous global radiation (1329.6W.m⁻²) emerges on June 18,12PM.

2. Turbulent flux is calculated by eddy-covariance technique.The diurnal variation of turbulent flux and soil heat fiux are analyzed. In energy budget balance In August, average daily total of sense heat,latent heat and soil heat flux,net radiation are separately 4.2,0.7,0.1,5.9MJ.m⁻².d⁻¹.With 52%,6%,16% (53%,3%,6%) of net radiation into sense heat, latent heat and soil heat flux separately the daytime(nighttime) of In August.The rate of energy imbalance is 26% (38%).

3.The energy budget under the typical weather, The peak of sense heat,latent heat and soil heat fiux,net radiation are separately 244.2,44.9,122.6,414.2W.m⁻² in sunshine;Diurnal range of sense heat,latent heat and soil heat fiux,net radiation separately reduce by 7%,18%, 38%, 6% than the sunshine in cloudy; The daily total of sense heat,latent heat and soil heat fiux,net radiation separately reduce by 30%,45%, 90%, 38% than the sunshine in sand biowing;Diurnal range of sense heat,latent heat and soil heat fiux,net radiation separately are 90%,81%, 87%, 83% of the sunshine in sand storm.

4. The average value of the bulk transport coefficients, C_D (C_H), respectively is

4.5×10^{-3} (2.2×10^{-3}) In August, and C_D (C_H), respectively is 4.2×10^{-3} (1.6×10^{-3}) In October. C_D and C_H have remarkable diurnal and seasonal variation characteristic. It is larger in summer than in winter. The value is large (small) at daytime (night).

5. The surface albedo is relatively larger (smaller) in winter (summer). The annual average surface albedo is 0.27 which is lower 10% than Taklimakan desert hinterland (0.3), but higher far oasis. The surface albedo which is (isn't) covered with snow varies between 0.25 and 0.56 (0.22 and 0.30). The surface albedo becomes smaller with the increase of solar elevation angle. When the solar elevation angle is greater than 15° , the surface albedo changes very little and tends to be a constant.

Key words: The north margin of Taklimakan Desert, radiation budget, energy budget

目录

1 引言	1
1.1 选题依据.....	1
1.2 研究意义.....	1
1.3 国内外研究进展	2
1.3.1 国外研究进展	3
1.3.2 国内研究进展	5
2 研究区概况.....	8
2.1 塔克拉玛干沙漠概况	8
2.2 肖塘基本概况及气候特征.....	8
2.2.1 肖塘概况.....	8
2.2.2 肖塘地面气象要素基本情况	9
3 研究资料与方法	11
3.1 研究资料.....	11
3.1.1 地表能量收支资料	11
3.1.2 地面气象观测资料	11
3.2 研究方法.....	11
3.2.1 仪器设置.....	11
3.2.2 数据采集.....	15
3.2.3 数据处理.....	15
4 地表辐射收支各要素的基本特征	18
4.1 引言	18
4.1.1 太阳与地球辐射	18
4.1.2 辐射测量单位及概念.....	18
4.2 短波辐射.....	18
4.2.1 总辐射.....	18
4.2.2 反照率.....	20
4.3 长波辐射.....	24
4.3.1 长波辐射平均日变化.....	24
4.3.2 有效辐射平均日变化.....	25
4.4 净辐射.....	26
4.4.1 净辐射平均日变化	26
4.4.2 净辐射极值变化	27
4.5 地表辐射收支.....	28
4.5.1 晴天天气下地表辐射收支平均日变化.....	28
4.5.2 典型天气下地表辐射收支的日变化	29
4.5.3 地表辐射收支各项的年总量比较	32
4.5.4 辐射收支各项的年变化.....	33
5 肖塘地区地表能量的收支特征.....	35
5.1 引言	35
5.2 肖塘地区能量收支各项通量的计算方法.....	35
5.2.1 湍流热通量的计算	35

5.2.2 土壤热通量的计算	35
5.3 陆面水热特征	36
5.3.1 土壤温度的平均日变化	36
5.3.2 土壤湿度的平均日变化	38
5.4 肖塘地表能量收支各项变化特征	39
5.4.1 肖塘地区地表能量收支平衡状况	39
5.4.2 夏、秋季节晴天天气下能量收支的日变化	40
5.4.3 晴天天气的平均日变化	41
5.4.4 总体输送系数的平均日变化	42
5.4.5 肖塘地表能量收支的分配特征	44
5.5 典型天气下能量收支的日变化特征	46
5.5.1 资料方法	46
5.5.2 典型天气下的能量收支	46
5.5.3 典型天气型土壤温度的日变化	48
6 结论与展望	50
6.1 结论	50
6.2 展望与不足	52
参考文献	53
在读期间发表的论文	58
后记	59

1 引言

1.1 选题依据

选自导师何清研究员的项目—“自然科学基金项目(40775017):西北沙漠地表沙粒运移特性及动力热力参数研究”;导师史玉光研究员的项目—“新疆维吾尔自治区自然科学基金(200821176):新疆面雨量和空中水汽时空分布及变化规律研究”;艾力副研究员的项目—“公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306066):沙漠陆面过程观测实验及参数化方案研究;国家自然科学基金项目(41175140):塔克拉玛干沙漠CO₂通量及土壤碳呼吸观测研究;新疆维吾尔自治区绿洲生态重点实验室开放课题(XJDX0206-2010-02)联合资助”;杨青研究员的项目—“全球变化研究国家重大科学研究计划(2010CB951001)”。

1.2 研究意义

一般所说的陆面过程(LSP),是指形成于地表以及土壤中对地气之间热量、动量和水分交换的过程,这些过程能够对地球气候的变化产生影响。主要是地球表面上的热力交换过程(包括辐射和热交换过程)、动量交换(摩擦和植被的阻挡等)、大气和地表之间的物质交换、水文过程、地表下层土壤的热传导过程以及发生在气隙中的热量输送和地下水的循环过程等。

大气风场的变化受陆面控制,并且利用大气边界层之中的摩擦效应来实现,由动量的湍流输送所造成;影响着大气的热量平衡与温度场的变化,经过长、短波辐射的传输与感热和潜热的湍流热量垂直输送。地面主要吸收太阳短波辐射,地面吸收完能量以后,再转变成感热与潜热,并放射出长波辐射干扰大气。而大气直接吸收的部分占的比例非常小。大气与陆地表面之间的热交换不但依赖于大气的状态,而且也取决于地球地表的特性,如土壤湿度、地球表面的温度和反照率等。陆面同时也影响着大气,主要通过和大气之间的物质交换来完成,由H₂O, CO₂, N₂O等组成了这种物质之间的交换,最重要的是水分之间的交换,这些物质输送影响大气的水分平衡和热量平衡。

人们一直生存的大气和陆面之间的种种物理过程,是陆面过程的主要研究对象。它不仅同人类的生态环境与社会活动息息相关,而且象征着区域的气候问题,关键是改善大气间环流模式的预报效果。目前对于半干旱与湿润地区的陆面过程,人们有一些认识。但是人们对于干旱地区,特别是植被覆盖率较小的沙漠地区,却相对缺乏陆面过程的研究。与其他下垫面相比,生态不稳定的

干旱半干旱下垫面对气候有着更大的影响。因此，研究我国西北干旱区的陆气相互作用，无论是对认识其气候的形成与变化，还是对预测未来西部开发中的生态环境，还是合理利用当地的自然资源，都具有非常重要的意义。

塔克拉玛干沙漠是世界第二大流动沙漠，面积达 $33.76 \times 10^4 \text{km}^2$ ，也是我国沙尘暴的主要起源地之一，地理环境复杂严酷，对我国西北干旱区的气候变化和生态环境有着重要影响。而肖塘实验站，位于距离沙漠公路肖塘 1 号井 1000m 的沙漠中，地处塔克拉玛干沙漠北部边缘、古河床的南岸，距离塔里木河约 40km，是典型的沙漠腹地-荒漠-绿洲过渡带。塔克拉玛干沙漠北缘过渡带地表的基本气候及能量与水分循环独特特征，对我国西北干旱区气候变化和生态环境有着重要影响，有利于探讨干旱区的干旱机理及沙漠地区的气候异常变化，合理开发利用气候资源和自然资源，促进沙漠周边地区农业的可持续发展。

目前，对于沙漠腹地-荒漠-绿洲过渡带的辐射收支、能量平衡等方面的研究较少，沙漠绿洲过渡带的地-气相互作用物理过程认识不够。同时，研究沙漠绿洲过渡带的陆气相互作用及地表与大气间能量与物质的输送特征，不仅有助于大气环流模式的发展，认识干旱半干旱地区气候的形成与变化，而且对预测未来我国西部开发中的生态环境，都有着非常重要的意义。本次研究开展于塔克拉玛干沙漠北缘-肖塘实验站，主要分析肖塘地区的地表能量收支状况，有助于进一步加深对沙漠北缘陆面过程的理解，对我国大气科学和地理科学中的沙漠环境问题有着不可取代的作用。

1.3 国内外研究进展

陆面过程，指进行于制约着地球表面和大气之间热量、动量和水分交换的过程，有地球表面的水文过程、生物过程以及热力过程。地下土壤中的水热输送与热量传导的过程，以及大气和地球表面之间的物质与能量的交换等。时间尺度介于 0.1s 和几年之间，处于从几厘米至全球范围内的空间尺度。

研究陆面过程从 20 世纪 60 年代开始，主要标志是 GCM 的敏感性的实验^[1,2]。自从 20 世纪 70 年代，人们逐渐认识到陆面过程的重要性^[3,4]，世界气象组织（WMO）和国际科联（ISCU）公布的世界气候研究计划（WCRP）中，又对陆气相互作用及陆面过程的研究的重要性进行了强调^[5]。通过陆面过程的深入研究，开始逐渐重视和发展现场的观测试验的研究。自 20 世纪 80 年代开始，LUCC、IGBP、GEWEX 等部分大规模的全国范围内的核心研究计划予以实施。国际范围内相继开展了多于 50 个的一系列的陆面过程试验研究，这些实验都在比较典型性的主要生态和气候区。其中有比较具有代表意义的包括：FIFE、LBA、HAPEX/MOBILMY、EFEDA、BOREAS、NOPEX、GAME 等计划。同时，

我国也相继开展了以 HEIFE 和 TIPEX 为代表的多个试验研究。实验项目把气候的基础理论研究提高到一个新的层次, 从而大气科学的研究也转向从水圈、气圈、冰雪圈、生物圈、和岩石圈的相互作用, 来理解全球气候的变化。由于陆面构成的复杂性和不均匀性, 致使该领域的研究成为地球气候系统科学领域内比较困难的一种挑战, 也是国际上竞相研究的前沿焦点学科之一。

1.3.1 国外研究进展

(1) 陆面过程观测试验

Deardorff 于 1978 提出, 在陆面过程中植被和土壤所起的重要作用意义, 为后来的陆面过程参数化的可行方案提供了重要的参考。随后许多研究者利用陆面关于参数化的方案, 如大气圈-生物圈传输的方案 BATS(Dickinson et al.1986)、植被-大气-土壤耦合模型的 CAPS(Chang and Ek,1996)、陆地和大气地表的参数化方案 LAPS(Mihailovic and Kallos,1997)、植被-土壤-大气传输方案 SVAT(Franks et al.1997)等, 越来越重视对地表潜热和感热通量进行敏感性研究。

同时, 上世纪八十年代开始, 实施了一系列综合陆面过程实验, 相继开展了具有代表性的 LBA、NOPEX、FIFE、EFEDA、HAPEX/MOBILMY、BOREAS、GAME 等计划。最初有在法国西南部湿润地区开展的 HAPEX/MOBILMY 计划^[6], 针对森林、农田、草原等复杂植被下的下垫面情况, 在陆面过程的小、中、大三种尺度特征研究方面取得了很大成果, 对陆面过程参数化工作也有很大贡献。有学者关于沙漠化威胁地区的有关试验(EFEDA)^[7,8] 在西班牙东南部开展。加拿大的北部森林做了有关 BOREAS 的试验^[9], 研究其与气候变化的关系以及和大气间的互相影响, 使遥感数据资料在相关模式中的应用得以加强。瑞典的北半球高纬度森林区开展了相关 NOPEX 试验, 使水热碳的参数化方案得到了很大的提高。另外, 还有特别适用地表能量不平衡性进行的 EBEX-2000 试验^[7] 与东亚季风区的相关试验(GAME)等试验计划。利用对这些局地陆-气之间互相作用过程取得的试验研究综合观测资料, 得到了长时间段的相当丰富的观测数据, 而且通过数值模拟与卫星遥感的手段, 比较科学地解析了参数化方案和陆面过程特征。最后, 将在某一区域得到的陆面过程参数化方案应用到大尺度的区域气候模式当中去作为不断探索的对象。总而言之, 陆面过程在国际范围领域内的研究进展, 通过这些大规模的陆面过程观测试验, 得到了大大推动和提高。

“第一次国际卫星陆面气候计划试验”(FIFE)^[10]是国际上第一批实施的陆面的过程试验项目之一, 这项实验是于 1987 至 1989 年美国航空航天局在堪萨斯州的中部地区(39°N,96°W)面积为 $15 \times 15 \text{ km}^2$ 的牧场上开展的一项为期分别

为 75d 和 20d 的野外综合性陆面过程试验, 获取了 3a 的 AVHRR、Landsat、SPOT 和 GOES 卫星资料, 16 个自动气象站资料, 测量了土壤湿度、热量、水汽、动量和 CO_2 通量, 得出地表能量平衡的观测值: 潜热通量占净辐射(Rn)通量年变化比例的范围为 0.22-0.83。牧草生长旺盛时期的潜热通量, 最大可达 $460\text{W}\cdot\text{m}^{-2}(0.83\text{Rn})$, 其同加拿大草原的结果 (0.5Rn) 基本相一致。在陆面过程的研究方法和机理方面有着相当重要的作用和地位。此外, 还通过试验结果验证了模拟能量空间变化、水分的植被-土壤-大气传输方案, 使欧洲中心的中尺度天气预报模式(ECMWF)的陆面过程参数化方案得到改进和发展; 用大气边界层模式与陆气交换, 对观测结果的动力学特性有了更深层次的了解; 突破性进展表现在: 利用遥感数据, 得到土壤湿度、地表能量收支平衡与地表和大气之间的通量、大气的特性以及植被参数等方面。1996-2003 年巴西发起了“亚马逊流域大尺度大气-生物圈试验”(LBA)^[11]国际研究计划, LBA 在研究区域和内容方面均比 FIFE 丰富, 而且下垫面也更复杂。用涡度相关法和微气象法得到的各能量项表明, 无论是湿季还是干季, 净辐射主要消耗于潜热日总量达到 $6.6 \pm 1.8\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$, 森林(28~30m)与林草过渡带的潜热占净辐射的(50%-90%)。

由于荒漠化过程与沙漠干旱区及其他半干旱地区紧密关联, 国际上在沙漠地区进行一系列的野外观测实验, 对沙漠地区的研究奠定了良好的基础。在 20 世纪 70 年代, 以 Charney^[12]为代表的一批科学家开始对撒哈拉沙漠和萨赫勒地区的反射率、热量平衡等干旱气候形成动力学机制方面做了大量研究, 发现高反照率使沙漠形成热汇和空气下沉, 从而导致降水减少; 反之, 则降水增加。同时, Charney^[12] (1975)还指出, 总的来说, 低纬度地区大气层顶的入射太阳辐射年总量比向外的射出红外辐射年总量要多, 这样导致了一个来自辐射的净收入。高纬度地区则相反, 是负平衡。但是他也给出了卫星估算的沙漠大气层顶净辐射的一个实例, 在撒哈拉沙漠和阿拉伯沙漠是负平衡(亏损)。自 20 世纪 80 年代开始, 在 WCRP 与 IGBP 的协调组织下, 世界各国开展了一系列大型的陆面过程实验, 科学家们越来越关注沙漠陆面过程的研究。从 20 世纪 90 年代到现在的近 20 年里, 各个国家在不同地方进行多项关于沙漠边界层的重大实验。这些实验都直接关注着干旱、半干旱地区上水、热交换过程的特点, 对干旱区沙漠下垫面陆面过程的发展起了极大的推动作用。

(2) 陆面过程数值模拟

早在 20 世纪 50 年代就出现了陆面过程的模型研究, Budyko(1956)提出了简单地参数化大气和陆面相互作用的陆面方案。自六十年代起, 气候和各种陆面过程才开始真正相联系, 彼此之间的的相互作用开始被关注和探讨。至六十年代末期, 出现第一代的 GCM, 比较精度的叙述以上交换的重要性, 才得以转向科学研究的重点。近十年前, GCM 一直把陆面过程表达为一个子分量, 以便

GCM 模型的水分与能量守恒^[13] 得到保障。在 60 年代末到 70 年代, 提出了仅考虑空气动力学对水分与能量的传输影响的 Bucket 模式, 用空气动力学总体输送公式和几个均匀的陆地表面参数简单地参数化土壤水的蒸发和地表径流。20 世纪 80 年代以来, 陆面过程模式的发展进入第二个阶段, 这个阶段的陆面过程模式以生物圈-大气传输方案(BATS)^[14]、简单生物圈模式(SIB)^[15]等为代表。再到 90 年代, 陆面过程模式改进了对地表能量和水循环的模拟, 如陆面模式(LSM)^[16]和改进的简单生物圈模式(SIB2)^[17]等。这些陆面过程模式的广泛应用, 较大程度改进了 GCM、CCM、RegCM 等数值模式的模拟能力。

除了上述大型的试验和模拟外, 国外还有许多学者投入到陆面过程的研究中。Stearns^[12] (1967)研究了秘鲁沙漠地区地表能量收支日变化计算; Wang 和 Mitsuta^[12] (1990, 1992)分析了戈壁沙漠北缘大约 2km 远的下坡处的绿洲通量。Braud^[12] (1993)等对西班牙干旱地区地表能量收支日变化计算的研究。Unland HE, Houser PR (1996)^[18]等在索诺兰沙漠进行了为期 13 个月的观测, 取得了连续的气象资料和间断的能量通量、CO₂ 通量、涡动等地表通量资料, 并通过观测结果校准与验证了地表能量收支平衡的模拟方案。Malek,E.等(1997)^[19] 研究了不同类沙漠的能量与辐射平衡各项。Garratt JR (1993~2002)^[20-21]通过卫星数据与气候模型评估了全球地表的辐射收支, 并将实测资料与 GCM 模拟结果进行比较分析, 得出一般实测资料比 GCM 模拟结果微低。Oke TR(2003)等^[22]关于欧洲城市的辐射收支和能量平衡收支进行研究分析, 并确定了其特征参数。

1.3.2 国内研究进展

我国对干旱地区大气湍流和能量平衡过程的研究是从二十世纪八十年代才逐渐开始的, 但关于干旱地区能量平衡过程与大气湍流为主的陆面过程实验的真正研究是“HEIFE”实验, 它是中日于 20 世纪 80 年代末期至 90 年代初期在甘肃黑河流域实施的共同合作, 干旱区陆面过程观测实验是国际上首次真正的实验, 此次实验成为干旱区陆面过程研究的里程碑, 主要分析了干旱区沙漠、绿洲等不同下垫面陆面特征以及绿洲、沙漠的相互作用过程。黑河实验对干旱区地表的能量平衡特征进行了研究, 给出了荒漠地表典型晴天的热量平衡和辐射能量平衡以及土壤温、湿度特征^[23-25], 并且对干旱区陆面过程也提出了一些新认识。同时, 相继开展完成了 QXPME X、DHEX 和金塔绿洲能量与水分循环过程观测实验等科学试验。相关学者将“内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用”(IMGRASS)观测试验^[26]结合有关草原生态-气候参数的长期监测, 发展卫星遥感陆地和大气相互作用有关参数的原理和方法, 用以支持模式的发展、应用和验证。

另外,在陆面数值模拟方面,关于中日之间合作 GAME/Tibet 与 TIPEX 的“青藏高原陆面物理过程研究-全球水分能量循环亚洲季风实验”主要是在典型性的地点开展的大气边界层比较特殊的观测实验,使人们理解青藏高原地气相互作用的定量意义,并且利用同步收集的卫星遥感资料应用于周边地区和的高原气象资料同化方案中,以便用于更大的空间尺度来发展陆面过程模式与方法^[27]。在西北干旱区进行的国家“973”项目-“西北干旱区陆气互相作用野外观测试验研究(NWC-ALIEX)”^[28],深入观测了极端干旱区陆面过程的参数化,主要观测研究内容为地表能量辐射平衡及水热特征^[29]。通过近十多年的发展,地面观测“真值”和用 NOAA 卫星 AVHRR、LANDSAT TM 资料相接合,在估算地表特征参数、地表能量通量以及地表粗糙度等方面取得了显著的进展,基于地面观测与卫星遥感相结合提出了参数化方案,并在 HEIFE 和 DLSPFE 试验区得到了应用^[30-31]。

为了加深认识典型干旱区陆气之间的相互作用,又进行了“我国西北干旱区陆气互相作用野外观测实验”(简称敦煌实验),此实验开展于 2000 年,在甘肃敦煌荒漠戈壁完成,使黑河实验在陆面过程参数化方面的不足得到弥补,同时使干旱区陆面过程参数化的发展得到了极大的推动。

在陆面试验和陆面的数值模式发展的过程中,国内一些科学家对陆面过程也有一些研究成果。张强^[32]等,利用“我国西北干旱区陆气互相作用试验”加强期(IOP)在甘肃省敦煌绿洲观测的资料,系统地分析了夏季典型晴天敦煌地表辐射收支和地表能量平衡特征及小气候特征。王慧^[33]等计算并分析了鼎新戈壁下垫面地表辐射平衡、地表能量平衡、地表空气动力学粗糙度、地表反射率以及动量、热量总体输送系数等物理量的变化特征,得到了鼎新戈壁下垫面近地层能量输送及微气象特征。黄宝霞^[34]等分析了内蒙古奈曼流动沙丘地表能量收支各项的日变化、总体输送系数日变化及其与稳定度的关系;比较了涡旋相关法、波文比-能量平衡法所得到的感热通量。艾力·买买提明^[35]等,分析了塔克拉玛干沙漠腹地能量平衡各分量的日变化特征,比较了涡动相关法、波文比法和空气动力学法计算得到的湍流热通量。肖瑶^[36]等计算了藏北高原多年冻土区 2 种不同植被下垫面的能量收支各分量,并对其季节变化特征和主要影响因素进行了分析。

近期,岳平^[37]等分析了黄土高原半干旱草地地表能量通量的日变化、季节变化及能量分配特征及闭合率。张晓慧^[38]等指出夏季那曲近地层感热通量对地表阻抗系数 C_2 更为敏感,而潜热通量则对冠层阻抗系数 C_1 较为敏感;感热通量随 C_1 增加而增大,随 C_2 增加而减小,而潜热通量则随 C_1 或 C_2 的增加而减小。杨启东^[39]等利用观测和修正的湍流通量,建立了能量不闭合和闭合情形下的湍流参数化方案,借助陆面过程模式 SHAW,通过数值模拟和对比分析方法,

考察近地层能量闭合度对陆面过程模式的影响，研究结果表明近地层能量闭合对陆面过程模式有显著的影响。

2 研究区概况

2.1 塔克拉玛干沙漠概况

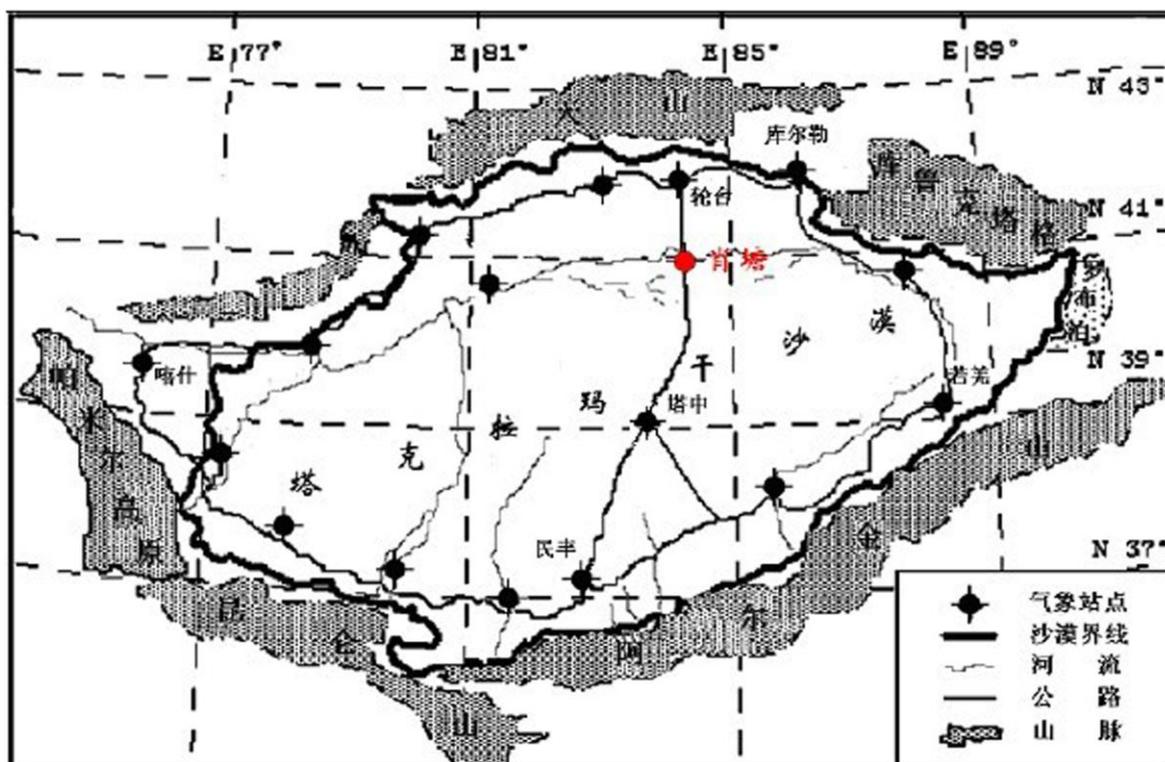


图 2-1 塔克拉玛干沙漠分布图

Fig.2-1 Distribution map of Taklimakan Desert

塔克拉玛干沙漠（图 2-1）位于新疆维吾尔自治区南部的塔里木盆地中心。起于东经 $77^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 、北纬 $37^{\circ}\sim 41^{\circ}$ ，东西长约 1000km，南北宽约 400km，其面积为 33.76 万 km^2 ，是我国面积最大的沙漠，约占全国沙质沙漠面积的一半，也是仅次于阿拉伯半岛鲁卜哈利沙漠（56 万 km^2 ）的世界第二大流动沙漠。有着最复杂的沙丘类型。

塔里木盆地位于欧亚大陆腹地，温带大陆性气候。有着光热充足，干燥少雨，日照强烈，温差变化大和多风沙天气等特征。

2.2 肖塘基本概况及气候特征

2.2.1 肖塘概况

肖塘地区位于塔克拉玛干沙漠北缘，塔里木河以南，属于内陆暖温带荒漠

气候, 气候极端干旱, 潜在蒸发大。肖塘试验点的下垫面为平坦沙地, 部分地区有风蚀裸露古河床, 无植被。试验点向北距离胡杨林约 500~600m, 胡杨林之间分布有沙丘, 为塔里木河南冲积-淤积平原; 向南距离流动沙丘大约 200~300m, 主要为新月形沙丘与复合型新月形沙丘链, 沙丘下伏地貌属于古塔里木河冲积-泛滥平原。其中, 复合型沙丘单体走向为 NW-SE, 其间广泛分布着风蚀残丘、淤土平地等地貌类型。而新月形沙丘多分布于淤土平地上, 处于发育的初期或中期, 一般宽 6~15m, 高 1~10m。

其中观测点的东北、西北及西南方向 3~10m 处有高度 80cm 左右的沙包堆积。地表土壤粒度组成以细砂 (125~250 μm)、极细砂 (62.5~125 μm) 为主, 占 78.5% ; 中砂 (250~500 μm) 占 14.3%, 粉砂 (3.9~62.5 μm) 占 6.1%, 不含粗砂, 黏土 (0.02~3.9 μm) 含量在 0.5%~0.8%, 这些黏土应该来自于旁边的古河床。

辐射和涡动观测试验点位于肖塘 (40°48.126'N、84°18.211'E, 海拔 912m), 距离沙漠公路肖塘 1 号井 1000m 的流动沙漠中。地处塔克拉玛干沙漠北部边缘、古河床的南岸, 距离塔里木河大约 40km, 是典型的沙漠腹地-荒漠-绿洲过渡带。

2.2.2 肖塘地面气象要素基本情况

由肖塘一年的地面气象要素值可知: 2009、2011 年年平均气温分别为 13.8 $^{\circ}\text{C}$, 11.5 $^{\circ}\text{C}$, 2009 与 2011 年相比, 年平均气温偏高。

从表 2-1 可以看出: 2009 年肖塘地区 1 月份出现 2 次浮尘, 月降水量为 0.0mm。仅出现一次降雪, 最大冻土深度为 77cm; 4 月份出现了 6 次沙尘暴、8 次扬沙、6 次浮尘, 无降水; 8 月份, 沙尘暴出现 9 次, 扬沙出现 7 次, 浮尘出现 1 次。月降水量为 0.5mm; 10 月份, 沙尘暴、扬沙、浮尘各出现 1 次, 无降水, 日照时数达 278.8 个小时。

由表 2-2 可以看出: 2011 年肖塘地区 1 月份, 从 1 日开始有降雪, 1 日-24 日有积雪, 雪深均为 1cm, 月最大冻土深度为 98cm, 出现了 2 天; 4 月份, 出现了 4 次沙尘暴、2 次扬沙、3 次浮尘, 总降水量为 0.5mm; 7 月份, 出现沙尘暴 6 次, 扬沙 3 次, 降水量为 6.8mm; 10 月份, 出现 1 次沙尘暴, 降水量为 0.0mm。

1 月, 2009 年平均气温高于 2011 年, 十分钟平均风速也大于 2011 年, 而平均相对湿度却低于 2011 年。主要是因为 2011 年肖塘 1 月连续 24 天有积雪覆盖, 而 2009 年却仅出现一次降雪的原因; 4 月, 2009 年的平均气温、十分钟平均风速、平均相对湿度均高于或大于 2011 年。2009 年 8 月平均气温、十分钟平均风速、平均相对湿度均低于 2011 年 7 月; 10 月, 2009 年比 2011 年平均气温仅升高了 0.1 $^{\circ}\text{C}$, 比 2011 年十分钟平均风速和平均相对湿度分别减小了 0.9m/s,

9%。

肖塘 1、4、7、10 月地面气象要素基本情况见表 2.1 和 2.2

表 2-1 2009 年肖塘一年四季地面气象要素值

Tab 2-1 The ground meteorological element value in XiaoTang in in spring and summer, 2009

月份	气 象 要 素				
	最高气温 (°C)	最低气温 (°C)	平均气温 (°C)	10 min 平均风速 (m • s ⁻¹)	平均相对 湿度 (%)
1 月	5.6	-21.7	8.8	2.1	51
4 月	30.5	4.2	18.8	3.6	25
8 月	39.9	13.1	26.8	2.7	27
10 月	31.5	-5.5	13.0	1.7	30

表 2-2 2011 年肖塘一年四季地面气象要素值

Tab 2-2 The ground meteorological element value in XiaoTang in in spring and summer, 2011

月份	气 象 要 素				
	最高气温 (°C)	最低气温 (°C)	平均气温 (°C)	10 min 平均风速 (m • s ⁻¹)	平均相对 湿度 (%)
1 月	-2.0	-29.0	-16.3	1.9	73
4 月	37.6	-1.3	17.8	3.5	24
7 月	42.3	11.6	28.6	3.8	32
10 月	28.5	-1.3	12.9	2.6	39

3 研究资料与方法

3.1 研究资料

本论文根据 2011 年 1 月~12月和2009年8月~10月塔克拉玛干沙漠北缘塔里木沙漠公路 1 公里处的沙漠肖塘气象站(40°50'N , 84°10'E, 海拔高度944m)观测的基本气候要素和 2 公里处自然流动平缓沙丘的肖塘自动站10m探测系统的辐射和土壤湿度、土壤温度数据及肖塘自动站涡动塔上的涡动数据, 分析沙漠北缘过渡带地表辐射及能量收支特征。选用的2011年1月7日08: 25 (地方时, 下同)至2011年12月31日16: 41辐射系统探测的辐射资料中, 3月7日3:07-3月29日15:34, 10月22日1:06-11月18日15:37为缺测数据。

3.1.1 地表能量收支资料

本文利用塔克拉玛干沙漠北缘肖塘自动站 10m 梯度探测系统直接探测的 2011 年的辐射、土壤热通量和 2009 年的开路涡动相关探测系统探测的涡动数据, 包括短波辐射、长波辐射、紫外辐射、净辐射、土壤湿度、土壤温度、土壤热通量, CO₂、H₂O 和三维风速的资料。

3.1.2 地面气象观测资料

本文利用塔克拉玛干沙漠北缘肖塘气象站直接探测的 2009 年、2011 年的气象资料。中国气象局气象观测规范规定的常规地面气象要素采用北京时, 由计算可知, 肖塘与北京的时差为 2h23min19s, 将气象要素数据校正为地方时。

3.2 研究方法

3.2.1 仪器设置

这次试验中的仪器设置主要包括: 地表辐射收支探测系统, OPEC 开路涡度相关探测系统和梯度气象要素标校自动气象站三部分。采用美国 Campbell 公司, 型号为 CR1000 的数据采集仪器。通量探测仪器采用国际公认的 CSAT3/Li-cor7500 型涡动相关系统。辐射观测仪器采用美国 Campbell、芬兰 VAISALA 以及荷兰 Kipp&Zonen 公司的仪器。具体如表 3-1 所示。

表 3-1 肖塘实验仪器

Table3-1 The instrument of the experimentation in XiaoTang

观测项目	传感器型号	产地厂家	主要技术指标	采集频率	安装高、深度	输出数据
辐射分量(总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射)	CNR-1	荷兰 Kipp&Zonen	CM3: 光谱范围: 350-1500nm; 灵敏度:10-35 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$;响应时间:18 秒达到 95%;方向误差: $D'' 25\text{Wm}^{-2}$ at $\text{W.m}^{-2}1000$. CG3: 光谱范围: 5.000-50.000nm;灵敏度: <5-35 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$;加热漂移: $\leq 25\text{Wm}^{-2}$ (1000 W.m^{-2});操作温度:-40-80 $^{\circ}\text{C}$;响应时间:18 秒达到 95%.	1s	1.5m	1s,1min 30min, 1hour
紫外辐射	CUV3	荷兰 Kipp&Zonen	光谱范围: 290nm-400nm (nominal),宽频波段;响应时间:<1 秒;方向误差: $\nabla < 10\%$	1s	1.5m	1s,1min 30min, 1hour
土壤热通量	HFP01	Hukseflux	标称灵敏度 50 $\mu\text{V}.\text{(w.m}^{-2})^{-1}$ 精度:对一般土壤 5%-15%	10s	-2,-8 cm	
土壤温度	109L	美国 campbell	在 0-70 $^{\circ}\text{C}$, $< \pm 0.2^{\circ}\text{C}$; 在 -50 $^{\circ}\text{C}$ 时, $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$		0,-10, -20,- 40cm	
土壤湿度	CS616	美国 campbell	干燥土壤: $\pm 0.5\%$ 典型饱和土壤: $\pm 1.5\%$		-2.5, -10, -20,- 40cm	
风向	010C	美国			0.5,1,	1s,1mi,
风速	020C	campbell		1s	2,4, 10m	30min, 1hour
空气湿度	HMP45C	芬兰 VAISALA	量程 :0%-100%; 误差 (20 $^{\circ}\text{C}$ 时):当湿度为 0%-90% 时,为 $\pm 2\%$;当湿度为 90%-100% 时,为 $\pm 3\%$	10s	0.5,1, 2,4, 10m	
水热通量	CSAT3/Li -cor7500	美国 campbell	分辨率: U_x 、 U_y :4.0 cm.s^{-1} , U_2 : $< \pm 2.0 \text{cm.s}^{-1}$	10 Hz	3m	Ts data flux

(1) 肖塘站 10m 梯度探测系统

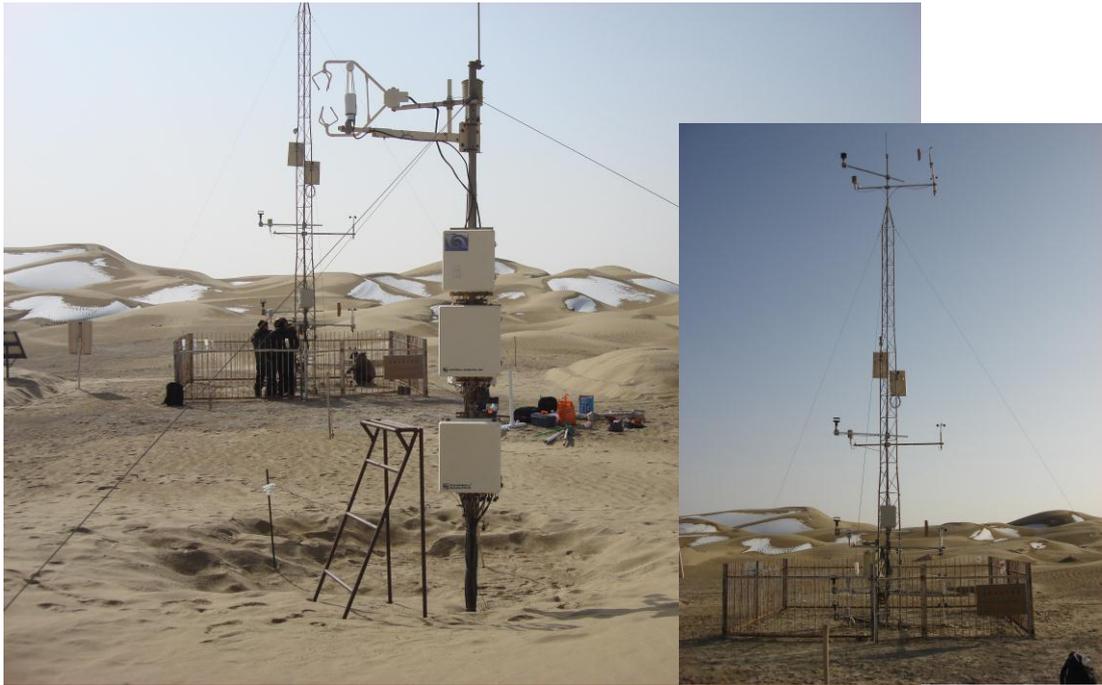


图 3-1 肖塘自动气象站

Fig 3-1 Auto weather station of XiaoTang

肖塘 10m 梯度探测系统 (40°48'N, 84°18'E, 海拔高度为 912m) 建于 2006 年 12 月 31 日, 位于距离肖塘气象站 2km 的自然沙面上 (平缓流动沙丘), 是塔克拉玛干沙漠中大气环境观测试验站的重要组成部分 (如图 3-1)。塔上共有

表 3-2 仪器参数表

Tab 3-2 instrument parameter

测量要素	测量范围	单位	分辨率	精度
气温	-40~+60	°C	0.1	0.1
相对湿度	0~100	%	1	1
气压	500~1100	hpa	0.1	0.1
风向	0~360	°	2.8	3
风速	0~60	m s ⁻¹	0.1	0.1
土壤热流量	-2000~+2000	μV/W.m ⁻²	50	0.1

5 个层次观测平台, 高度分别为 0.5m, 1m, 2m, 4m, 10m, 其中风速、温度、湿度 5 层, 2m 和 10m 安装有风向仪。地表以下安装有 4 层测量地温的仪器, 与地面距离分别为 0cm、10cm、20cm、40m, 并且安装有 4 层测量土壤湿度的仪器, 与地面距离分别为 2.5cm、10cm、20cm、40m。地表下 8cm 出安装有土壤热流板测量土壤热通量, 具体参数见表 3-2。

(2) 地表辐射收支探测系统

辐射探测仪器均（如图 3-2）采用国际公认的先进探测传感器，所测项目包括：短波辐射、长波辐射、紫外辐射。肖塘自动站 10m 梯度探测系统的辐射观测架上安装有 CNR-1 型净辐射表（含 2 个 CM3 型短波辐射仪和 2 个 CG3 型长波辐射仪。数据采集器使用美国 Campbell 公司的 CR1000 型数据采集器。

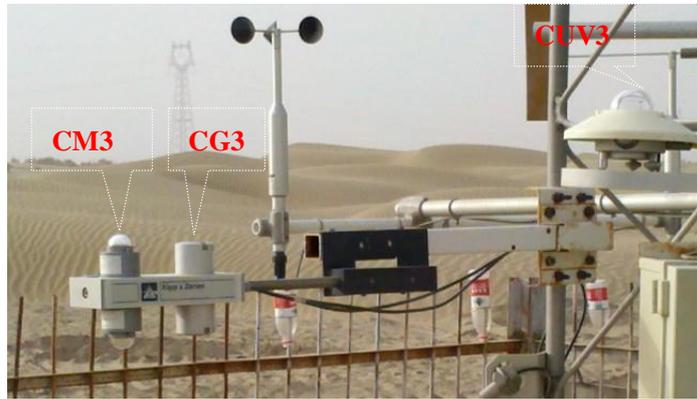


图 3-2 辐射相关探测系统

Fig 3-2 Radiation correlation detection system of XiaoTang

(3) OPEC 开路涡动相关探测系统

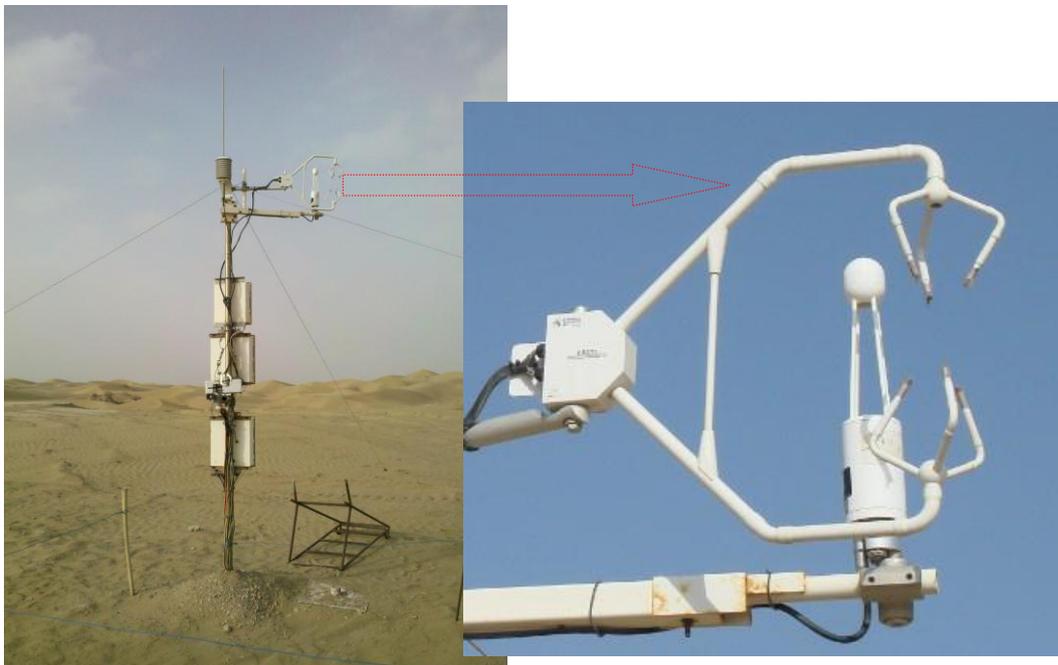


图 3-3 涡动相关探测系统

Fig 3-3 Eddy correlation detection system of XiaoTang

开路涡动相关探测系统（如图 3-3）探测上，设置三维超声风速仪和二氧化碳水分脉动探测仪，利用工业数控机实时监测 CO_2 、 H_2O 、三维超声风速和脉

动温度变化，从而计算感热、潜热通量。

3.2.2 数据采集

10m 梯度探测系统测得的数据为地方时。数据采集器间隔为 1s，输出数据为 1s, 10s, 1min, 5min, 30min，本文使用的是分钟数据，仪器输出的数据包括 Ta_Avg（平均温度）、RH_Avg（相对湿度）、Pvapor_Avg（水汽压）、WS_Avg（风速）、WVc（风向）、Press_Avg（大气压）、Soil_Temp_Avg（土壤温度）、hfp01sc_Avg（土壤热通量）、Soil_moist_Avg（土壤湿度）、DLR_Tot（大气长波 1min 内累计）、DR_Tot（大气总辐射 1min 内累计）、ULR_Tot（地面长波 1min 内累计）、UR_Tot（地面反射辐射 1min 内累计）、Rn_Tot（净辐射 1min 内累计）、UV_Tot（紫外辐射 1min 内累计）。

开路梯度相关探测系统测得的数据包括瞬时数据、分钟平均数据和小时（整点）平均数据。数据自动采集频率为每秒 20 个数据。本文使用的是分钟数据。

3.2.3 数据处理

（1）辐射通量数据的处理

在原始资料中，由仪器的系统误差所造成的仪器发生故障，仪器传输和记录过程中的一些原因，会出现有一些虚假数据出现，必须对这些数据进行订正和剔除，否则会造成下文理论分析中很多错误结果的出现，影响结果的可靠性。

1) 数据的校正

在试验的初始阶段，将所监测的数据与理论值进行对比，并与其它沙漠和戈壁的变化规律进行了比较，从而校正了许多人为误差。

2) 数据的剔除

(a) 通量数值输出为：NAN，予以剔除；

(b) 当前时间符合在日出后日落前时，才能采集短波辐射，剔除由于辐射仪器的灵敏度较高而输出的日出前日落后的数值；

(c) 输出的总辐射的最大辐照度不超过 $2000\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日总辐射曝辐量不超过可能的日总辐射曝辐量，若不符合，被剔除。

3) 数据的插补

在缺失数据的时间不超过 2 个小时的情况下，利用缺失时段前后的数据，采用线性内插法进行插补；

总之，在数据使用前，对数据进行了全方面的预处理，还包括对一些漂移数据的校正等。由于数据量大，以及校正过程很难仅仅通过程序来进行，所以付出了大量人工进行数据的质量控制。

(2) 涡度相关通量数据的处理

涡度相关技术具有坚实的理论基础和灵敏精确的测定仪器，是目前通量测定最直接和比较准确的方法，但由于多方面的因素的影响，如超声风速传感器的倾斜、天气状况等引起的误差，在利用涡度相关通量数据进行分析之前，对肖塘过渡带的涡度相关通量数据进行了二次坐标旋转校正。

2) 数据的剔除

(a) 剔除夜间低于临界摩擦风速 ($0.15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 时的通量观测数据。

(b) 剔除明显的异常数据。

研究表明，FLUXNET 通量观测站缺失和不合理数据在 17%~50% (Falge et al., 2001b); ChinaFLUX 各通量站缺失的数据白天在 15.8%~37.2%，夜间高达 48.9%~98.2% (于贵瑞和孙晓敏, 2008); 本研究的肖塘过渡带通量数据有效比例与其他通量站相比，有效数据比例居于中等。

(3) 通量的计算方法

陆气相互作用研究的主要内容是计算地表湍流通量。目前计算地表湍流热通量的方法有很多，即有直接进行测量的，也有利用大气资料间接计算的，直接法常见的有涡动相关法(EC)，间接方法有波文比-能量平衡法(BREB)、空气动力学方法、组合法和变分法等。

涡动相关技术是通过测定和计算物理量（如温度、 CO_2 和 H_2O 等）的脉动与垂直风速脉动的协方差 (Covariance) 求算湍流输送通量的方法，是现今唯一能直接测量大气间与生物圈物质交换和能量通量的标准方法^[40]。本文利用 EddyPro 4.4.1 软件计算湍流通量。其在观测和求算通量的过程中基本无假设，有着扎实的理论基础，适用范围比较广泛。其中，计算感热 (H) 和潜热 (LE) 通量的公式如下：

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (3-1)$$

$$LE = \rho \lambda \overline{w'q'} \quad (3-2)$$

式中， ρ 为空气密度； w' 为垂直风速脉动； T' 为温度脉动； q' 为比湿脉动； C_p 定压比热，一般取值为 $1004.67\text{J}\cdot\text{Kg}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ ； λ 为水的汽化潜热，一般取值为 $2.5 \times 10^6\text{J}\cdot\text{Kg}^{-1}$ 。因此，只要能够观测得到各物理属性的脉动量，即可计算出该物理属性的垂直输送通量密度。

波文比-能量平衡法是通量计算中应用较为广泛的方法之一^[41]。其公式如下：

$$H = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \beta \quad (3-3)$$

$$H = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (3-4)$$

根据上述公式，只要实际测定 Rn 、 G 、两层 T 和 q 就可以计算出 LE 和 H 。

空气动力学方法是以相似理论为基础，根据物理量的垂直梯度和通量关系来计算通量。依据该理论，风速、温度、湿度梯度可表示为：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u^*}{kz} \Phi_m(\xi) \quad (3-5)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = \frac{T^*}{kz} \Phi_h(\xi) \quad (3-6)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \frac{q^*}{kz} \Phi_w(\xi) \quad (3-7)$$

式中， u^* 是摩擦速度， T^* 是湍流温度尺度， q^* 湍流湿度尺度； k 为 Karman 常数，一般取 0.4； z 为高度； Φ_m ， Φ_h ， Φ_w 是稳定度参数 z/L (以 ξ 来表示) 的普适函数。

4 地表辐射收支各要素的基本特征

4.1 引言

4.1.1 太阳与地球辐射

辐射，包括地球辐射和太阳辐射两部分。地球上的辐射能源来源于太阳，太阳辐射能量的 99.9% 集中在 0.2~10 μm 的波段，其中波长短于 0.4 μm 的称为紫外辐射，0.4~0.76 μm 的称为可见光辐射，而长于 0.76 μm 的称为红外辐射。此外，太阳光谱在 0.29~3.0 μm 范围，称为短波辐射。

地球辐射是地球表面、大气、气溶胶和云层所发射的长波辐射，波长范围 3~100 μm 。地球平均温度约为 300K。地球辐射能量的 99% 波长大于 5 μm 。

4.1.2 辐射测量单位及概念

辐照度 E ：单位时间内，投射到单位面积上的辐射能，即观测的瞬时值 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)，取整数；曝辐量 H ：指一段时间(如 1 天) 辐照度的总量或称累计量 ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$)，取 2 位小数。

4.2 短波辐射

太阳短波辐射有：直射辐射 (S_L)、散射辐射 ($E_d\downarrow$)、总辐射 ($S_d\downarrow$)、反射辐射 ($S_u\uparrow$)，其中 $E_g\downarrow = S_L + E_d\downarrow$ ；下垫面的反射本领以它的反射比 E_k 表示，则

$$E_k = S_u\uparrow / S_d\downarrow \quad (4-1)$$

太阳常数 (S_0)：在日地平均距离处，地球大气外界垂直与太阳光束方向上接收到的太阳辐照度。1981 年世界气象组织(WMO)推荐了太阳常数的最佳值是：

$$S_0 = 1367 \pm 7 \text{W}\cdot\text{m}^{-2} \quad (4-2)$$

4.2.1 总辐射

(1) 肖塘总辐射瞬时最大值变化

图 4-1 为肖塘一年中逐月总辐射瞬时最大值。从图中可以看出，6 月的最大，5 月与其相差不大；12 月最低，仅比 1 月低了 78.6 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，比 6 月减小了 59%。且从 1 月~6 月整体呈递增趋势，一年中总辐射瞬时最大值均未超过太阳常数，最大值为 1329.6 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，出现在 6 月 18 日 12 时 18 分（地方时），比太阳常数小 44.4 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。此时天空有积云，但未遮蔽日面，直接辐射很大，因为“云附加效

应”，散射辐射也相当大，可见云可以造成太阳辐射的再分配，在特定天气条件下有可能导致地面总辐射值较高^[42-44]。

陆龙骅等根据我国 85 个测站的实测瞬时最大总辐射与海拔高度数据，得出海拔高度在 500m 以上地区二者之间的关系为：

$$G_{\max}=157.346\ln(Z)+274.548 \quad (4-3)$$

据此计算的最大总辐射是 $1347.018\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，计算值比此实测值偏高 $17.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

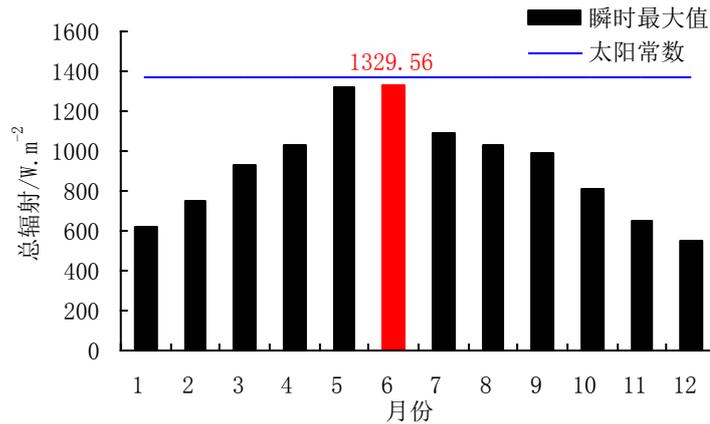


图 4-1 肖塘地区总辐射逐月瞬时最大值

Fig.4-1 Monthly variations of the largest instantaneous global radiation in XiaoTang

(2) 肖塘总辐射平均日变化

从肖塘地区 2011 年的辐射资料中，选取 1 月 2、4、6、7、8、9、10、12、13、14、20、21、24、25、26、27 日，4 月 7、8、9、13、14、15、23 日，7 月 2、12、13、14、18、21、22、24 日，10 月 2、10、13、18 日晴天的资料作为春、夏、秋、冬四个季节的代表月来分析肖塘地区辐射的季节特征。

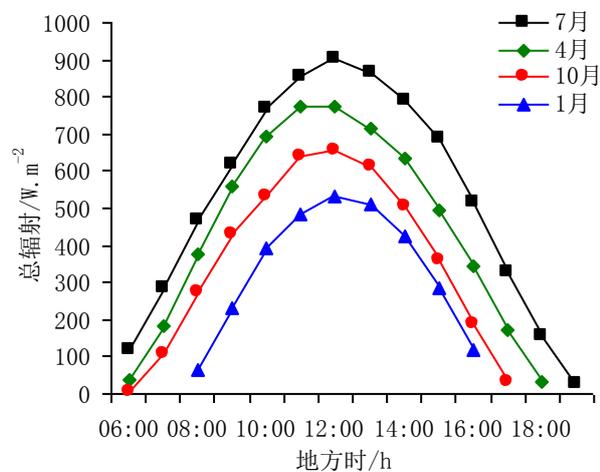


图 4-2 晴天天气下肖塘总辐射的平均日变化

Fig.4-2 Daily average variations of global radiation in clear days in XiaoTang

由图 4-2 可以看到晴天天气下，总辐射四个季节的平均日变化规律基本相同，但也有其自身的特点。1、4、7、10 月的平均日变化曲线均呈正态分布，为上下午近似对称的倒 U 型，即早晚辐射通量小，正午 12 时左右达到最大值。总辐射在日出后日落前的一段时间里变化剧烈，中午变化相对平缓，这主要是因为早晚太阳高度较低，因大气质量数变化快，总辐射通量变化大；而在正午 11:00-14:00（地方时）大气质量数相对稳定，总辐射随太阳高度角变化小，对应这段曲线变化也较平缓。太阳高度角最大的 7 月，总辐射日变化最大，4 月与其相差不大，而太阳高度最低的 1 月日变化最小。1、4、7、10 月，总辐射皆于 12 时达到峰值，分别为 531.3，774.7，901.3 和 657.0W.m⁻²，7 月是 1 月的 1.7 倍。1、4、7、10 月，总辐射日均值分别为 338.2，446.0，527.2 和 362.2W.m⁻²。1、4、7、10 月总辐射的日总量分别为 9.8，19.1，21.7 和 15.1MJ.m⁻².d⁻¹。4 月和 7 月仅相差 2.6MJ.m⁻².d⁻¹。

4.2.2 反照率

(1) 地表反照率的年变化

对肖塘地区 2011 年的辐射资料进行处理后得到了反照率的年变化。

1) 肖塘地区地表反照率的日均值变化

由图 4-3 可见，肖塘地区反照率年变化整体有先减小，后增大的趋势。其中冬季明显偏高，大于夏季，但其他月份起伏相对不大。反照率日平均最大值出现在 1 月 10 日，为 0.43；反照率日平均最小值为 0.24，出现在 8 月 19 日，比日均最大值减少了 44%。这是因为 1 月 10 地表有积雪覆盖。

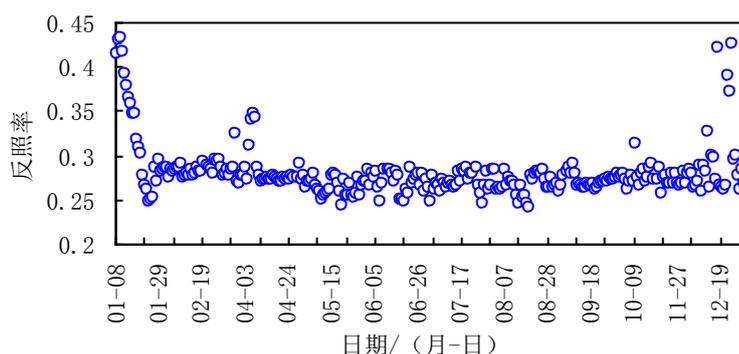


图 4-3 肖塘地区日均地表反照率的变化

Fig.4-3 The change of daily average surface albedo in XiaoTang

2) 肖塘地区地表反照率的月均值变化

从表 4-1 可知，肖塘过渡带反照率一年当中，上半年反照率逐月递减，至 5、6 月 (0.25) 达最低，主要是由于肖塘沙漠绿洲过渡带在该季节沙层中水分较多，

水汽从沙层向大气输送；下半年月平均反照率则逐月递增，至冬季 12 月、1 月（0.31）达到最高，这是因为 12 月 16 日、17 日、25 日、26 日和 1 月 1 日~24 日连续 24 天地表有积雪覆盖。

利用肖塘月平均变化分别统计不同下垫面沙漠、绿洲逐月的月平均地表反照率，结果如表 4-1，可以看到：作为荒漠绿洲过渡带的肖塘，其年平均反照率为 0.27，介于塔中沙漠^[45]、巴丹吉林沙漠^[45]和 HEIFE 绿洲^[45]之间，年均值比绿洲^[45]约高出 0.08，比塔中沙漠^[45]和巴丹吉林沙漠^[45]分别仅低了 10%，9%；肖塘过渡带一年中的最大值比塔中沙漠^[45]最大值低了 0.18，比 HEIFE 绿洲^[45]最大值高了 2%，一年中的最小值与塔中沙漠^[45]最小值、巴丹吉林沙漠^[45]最小值相差不大。

表 4-1 不同下垫面反照率对比

Table.4-1 Comparison of surface albedo in different underlying surfaces

月份	肖塘过渡带	塔中沙漠 ^[45]	巴丹吉林沙漠 ^[45]	HEIFE 绿洲 ^[45]
1	0.305	0.481	0.339	0.299
2	0.280	0.466	0.309	/
3	0.273	0.27	0.288	0.185
4	0.272	0.267	0.269	0.162
5	0.255	0.267	0.268	0.174
6	0.254	0.255	0.255	0.163
7	0.257	0.255	0.256	0.144
8	0.256	0.26	0.257	0.133
9	0.264	0.263	0.279	0.182
10	0.268	0.267	0.327	0.175
11	0.267	0.271	0.369	0.15
12	0.286	0.279	0.339	0.277
年平均	0.27	0.3	0.296	0.186

3) 肖塘地区地表反照率的瞬时最大、最小值变化

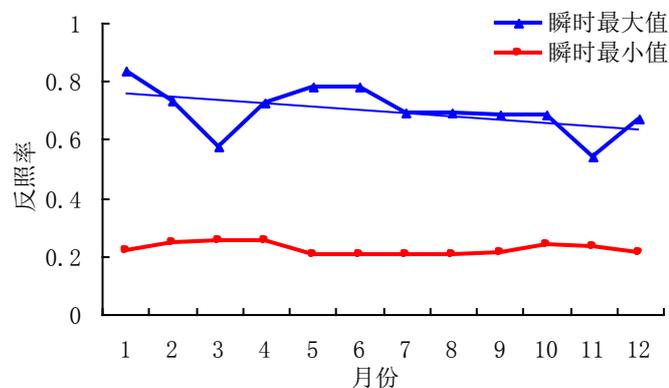


图 4-4 肖塘地区反照率逐月瞬时最大、最小值

Fig.4-4 Monthly variations of the largest and least instantaneous surface albedo in XiaoTang

由图 4-4 可见,肖塘地区 2011 年地表反照率瞬时最大值为 0.833,出现在 1 月 23 日的 17 时,瞬时最小值出现在 8 月 18 日 8 时,为 0.202,约相当于年瞬时最大值的 24%。从整体来看,逐月反照率瞬时最大值变化曲线呈现逐渐下降的趋势,最大值在 0.538 (11 月)~0.833 之间变化,相差 0.295;而逐月反照率瞬时最小值的曲线则变化不明显,相对起伏不大,在 0.202~0.250 (4 月)之间变化,仅相差 0.048。其中,1 月,反照率瞬时最大值约是瞬时最小值的 3.8 倍;4 月,反照率瞬时最小值比瞬时最大值减少了 65%;7 月,反照率瞬时最小值为瞬时最大值的 29%;10 月,反照率瞬时最大值与瞬时最小值相差了 0.444。

(2) 地表反照率的平均日变化

地表反照率的日变化与太阳高度角在一天中的变化有着直接的关系,一般来说是随着太阳高度角的增加而降低^[46]。因此,白天地表反照率大致呈“U”型。另外早晚反照率大,除了与太阳高度角的大小有关外,还有“地表二向性”引起,因为地表的波段发射率随方向(包括入射方向和反射方向,称二向性)不同而不同^[47]。

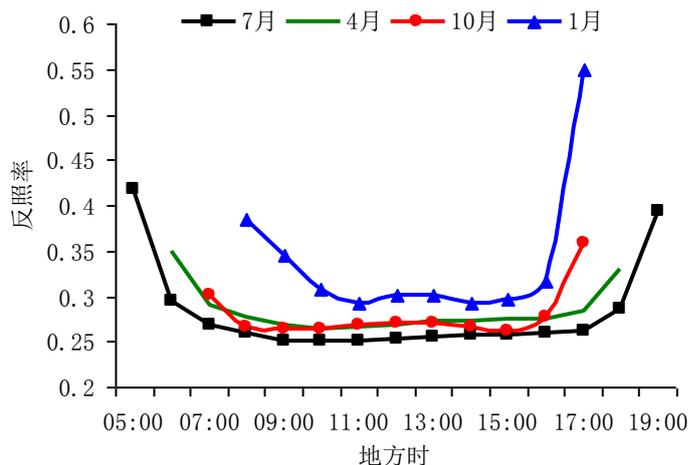


图 4-5 肖塘地区地表反照率的平均日变化

Fig. 4-5 Daily average variations of surface albedo in XiaoTang

由图 4-5 可以看出,1、4、7、10 月,肖塘地区地表的反照率皆呈“U”型,为明显的日变化曲线。反照率在太阳高度角较小的早晚大,在太阳高度角较大的中午小,但两端的值并不对称,早晚值并不一样,此结果与前人所得一致。由图 4-5 曲线的位置可以看到 1、4、7、10 月反照率平均日变化的大小,即冬季最大,春、秋季次之,夏季最小。冬季由于地表积雪的影响,1 月的日平均值为 0.34,大于其他三个季节;4、7、10 月日平均值分别为 0.283, 0.281, 0.279。各月反照率的变化与卫星反演的沙漠地表的反照率在 0.27-0.34 之间吻合^[48]。

(3) 有无、积雪天气的日际变化

图 4-6 是肖塘地区 2011 年 12 月、1 月有无积雪天气的日际变化曲线,从图

中可以看出：有积雪覆盖的地表反照率明显高于无积雪覆盖的地表反照率，有积雪覆盖的地表反照率在 0.25~0.56 之间变化，雪面反照率的变化幅度较大。最早的一次降雪出现在 12 月 16 日夜間，白天陆续降雪 5 个多小时形成积雪，但是积雪深度仅为 0cm。12 月 17 日白天、25 日上午分别有陆续 6、9 个小时的降雪，且均形成积雪，积雪深度为 0cm。地表反照率于积雪的第四天 12 月 26 日

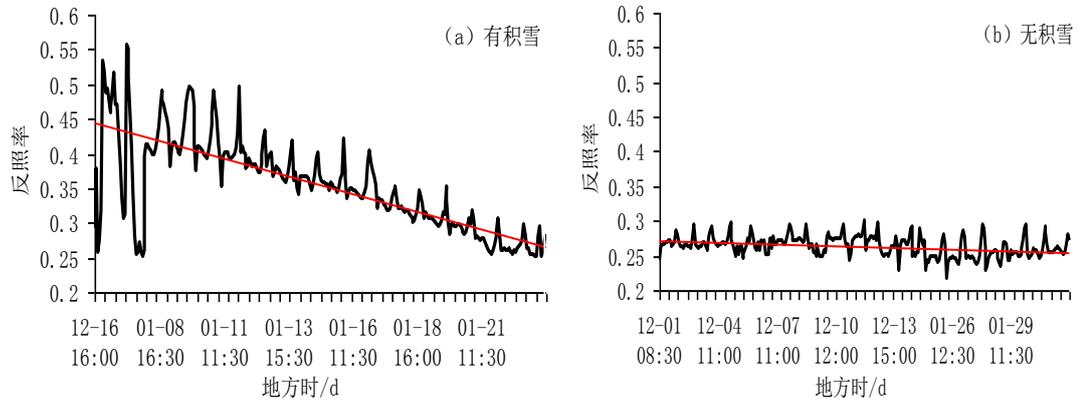


图 4-6 肖塘地区地表反照率的日际变化

Fig. 4-6 Continued daily variations of surface albedo in XiaoTang

上午降雪后猛增，至 8:30 达到峰值 0.56，然后由最大值缓慢减小，期间出现的零星小雪虽可造成反照率微小和短暂的变化，但并不影响其变化的总趋势，有积雪覆盖期间平均反照率为 0.36。经过一段时间，地表的积雪融化消失，反照率又恢复到原值；无积雪覆盖的地表反照率在 0.22~0.30 之间变化，平均反照率为 0.26，比有积雪覆盖期间平均反照率小了 26%，反照率的变化幅度相对较小。

(4) 地表反照率与太阳高度角的关系

图 4-7 给出了 2011 年肖塘地区地表反照率和太阳高度角的关系图。太阳高度角根据测站的经纬度、日期和时间计算，剔除了降雨、雪、沙尘暴、扬沙对

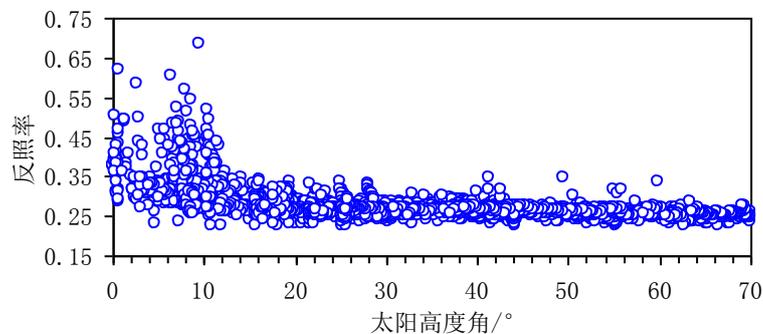


图 4-7 肖塘地区不同太阳高度角下的地表反照率变化

Fig.4-7 The variations of the surface albedo with the different solar elevation angles in XiaoTang

地表反照率有影响的数据。从图 4-6 可以看到：反照率随着太阳高度角增加而减小，并且当太阳高度角大于 15° 时地表反照率基本上趋于不变，即其对地表反照率的影响很小，这与绿洲与沙漠过渡带地表平坦，地表阴影少有关。在此，根据 2011 年 1 月 8 日~12 月 31 日共 2825 个样本数据，拟合出地表反照率与太阳高度角的指数关系如下： $\alpha=0.3098e-0.0038h\theta$ ， $R_2=0.3333$ （ α 是地表反照率， $h\theta$ 是太阳高度角），相关系数为 0.3333。

4.3 长波辐射

长波辐射包括：大气长波辐射 $L_{d\downarrow}$ 和地面长波辐射 $L_{u\uparrow}$ 。大气长波辐射 $L_{d\downarrow}$ 是指大气以长波形式向下发射的那部分辐射或称大气逆辐射；地面长波辐射 $L_{u\uparrow}$ 是指地球表面以长波形式向上发射的辐射。

4.3.1 长波辐射平均日变化

图 4-8 反映 1、4、7、10 月的长波辐射平均日变化特征。由于电池原因，造成 2011 年肖塘秋季和冬季数据在日落后和日出前长时间持续缺测。

从图 4-8(a)可以看到，大气长波辐射 7 月最高，1 月最低，4 月和 10 月比较接近，4 月略高于 10 月。1、4、7、10 月大气长波辐射的日变化曲线均成单峰型，4 月、7 月均为早晨最小，在 07:00(地方时，下同)左右开始增大，午后达到一天中的最大值，大气长波日均值在 00:00~06:00 递减，07:00~14:00 递增至最大，然后又开始逐渐降低。大气长波辐射 1、4、7、10 月的峰值分别为 217.7，

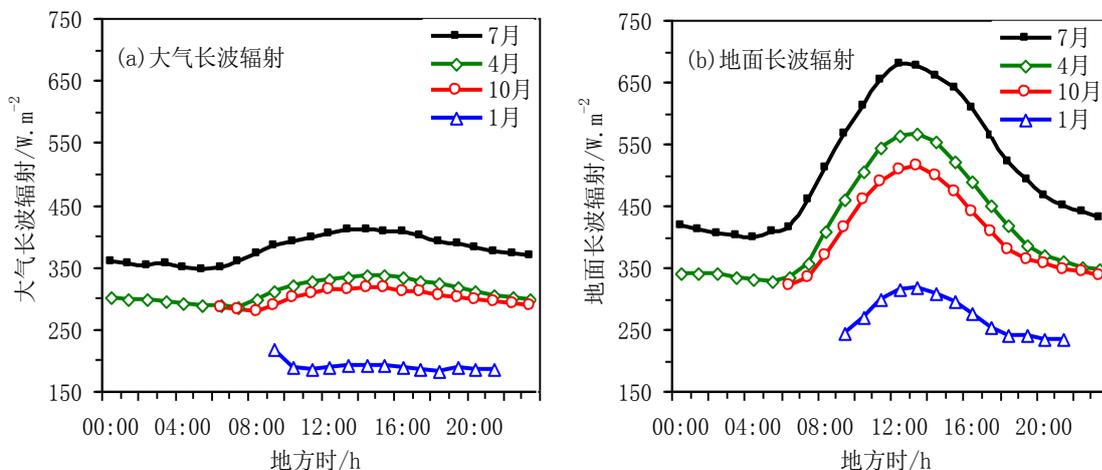


图 4-8 肖塘地面及大气长波辐射平均日变化

Fig.4-8 Daily average variations of surface and atmosphere long wave radiation in XiaoTang

337.2, 408.7 和 $316.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 大气长波辐射 1、4、7、10 月的谷值分别为 181.6, 284.5, 345.1 和 $279.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 大气长波辐射 1、4、7、10 月的日较差分别为 36.1, 52.6, 63.6 和 $36.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 大气长波辐射 1、4、7、10 月的日均值分别为 190.4, 310.1, 378.3 和 $299.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 大气长波辐射 1、4、7、10 月的日总量分别为 7.5, 27.8, 30.2 和 $19.0\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

从图 4-8(b)可以看到, 地面长波辐射与大气长波辐射的变化相似, 但是, 地面长波辐射比大气长波辐射大, 主要因为地面长波辐射受地表温度变化的影响。地面长波辐射除 7 月于 12 时达到峰值外, 1、4、10 月均于 13 时达到峰值, 1、4、7、10 月的最大值分别为 $316.8, 565.1, 678.7$ 和 $513.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 一天中的最小值依次为 233.0, 328.7, 398.9 和 $319.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 地面长波辐射 1、4、7、10 月的日较差分别为 83.8, 236.5, 280.0 和 $194.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 约为大气长波辐射日较差的 4~5 倍; 地面长波辐射 1、4、7、10 月的日均值分别为 270.9, 416.2, 511.7 和 $408.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 约为大气长波辐射的日均值的 1.3~1.4 倍。地面长波辐射 1、4、7、10 月的日总量分别为 10.7, 35.7, 39.1 和 $25.5\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 依次比大气长波辐射的日总量增大了 43%, 29%, 30%, 34%。

4.3.2 有效辐射平均日变化

地面有效辐射为地面长波辐射与大气逆辐射之差。有效辐射 (F) 也是地面平衡方程的重要组成部分, 它表示在和大气长波辐射交换过程中的净的辐射能损失。

$$F=L_{a\uparrow}-L_{d\downarrow} \quad (4-4)$$

有效辐射的几个影响因子的差异变化, 影响着它的地区与季节的差异, 沙漠地区有效辐射的影响因子有云状、地温、气温、云量、空气含水量、风沙等。

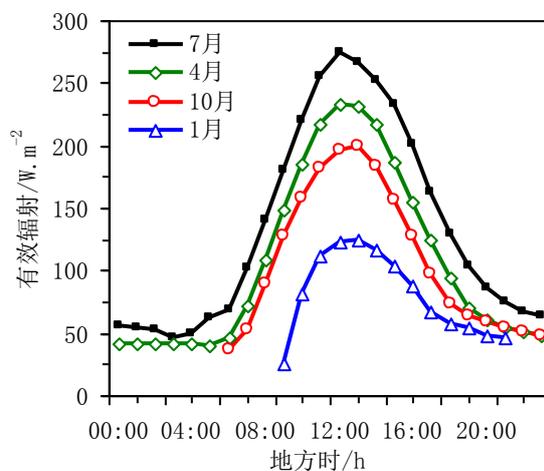


图 4-9 肖塘有效辐射平均日变化

Fig.4-9 Daily average variations of effective radiation in XiaoTang

当下垫面温度和空气温度差值大时，有效辐射就大，当云和空气温度增大时，有效辐射就减小。

图 4-9 反映了有效辐射的平均日变化，即地面长波辐射和大气长波辐射的差值的平均日变化。从图中可以看到，有效辐射的平均日变化曲线与地面长波辐射的平均日变化曲线相似，1、4、7、10 月有效辐射的最大值分别为 124.3, 233.0, 274.3, 198.8W.m⁻²，1 月最大值比 7 月减少了 55%。其中 4 月和 7 月出现在正午 12:00，而 1 月和 10 月最大值则比 4 月和 7 月滞后了一个小时，出现在中午 13:00。1、4、7、10 月有效辐射的最小值分别为 25.4, 40.6, 47.1, 36.2W.m⁻²，1、4、7、10 月有效辐射的最小值分别为 25.4, 40.6, 47.1, 36.2W.m⁻²；1、4、7、10 月，有效辐射的日均值分别为 80.5, 106.2, 133.4, 108.7W.m⁻²，7 月日较差约为 1 月的 5 倍，介于大气长波辐射和地面长波辐射之间。1、4、7、10 月有效辐射的日总量分别为 3.2, 7.9, 9.0, 6.5MJ.m⁻².d⁻¹，7 月的日总量最高，这主要是因为 7 月温度上升，地面长波辐射增大，大气长波辐射减小，所以有效辐射大幅度增大。

4.4 净辐射

4.4.1 净辐射平均日变化

净辐射为地面收入与支出辐射能量通量的差值。当收入的辐射能量通量小于支出的辐射能量通量时，辐射差额为负值；当收入的辐射能量通量大于支出的辐射能量通量时，辐射差额为正值。若无其它方式的热量交换，地面的升温 and 降温由辐射差额决定。辐射平衡时，辐射差额为零，地面温度保持不变。

地表辐射平衡方程为：

$$R_n = S_d - S_u + L_d - L_u \quad (4-5)$$

其中， R_n 为地表净辐射， S_d 为太阳总辐射， S_u 为地表反射辐射， L_u 为地面长波辐射， L_d 为大气长波辐射。

一般来说，沙漠表面直射的太阳能较大，而且无植被或植被稀少的沙质沙漠的地表反照率很高，因此反射辐射支出很高。又因为干旱区地表蒸发率较低，以及沙质贴地层的导热系数较低，地表只支出少量的非辐射热量，所以地表变得较热。因此，沙漠的净辐射要比同一季节中纬度的裸地低，不是很大。如塔中夏季地表净辐射辐照度为 5978W.m⁻²，而敦煌夏季为 1240W.m⁻²，五道梁夏季为 1510W.m⁻²。

由于电池原因，造成 2011 年肖塘秋季和冬季数据在日落后和日出前长时间持续缺测。从图 4-10 可以看到，净辐射具有很明显的日变化规律。7 月最大，7 月略大于 4 月，10 月次之，1 月相对最小。净辐射的值，主要是在白天反映出

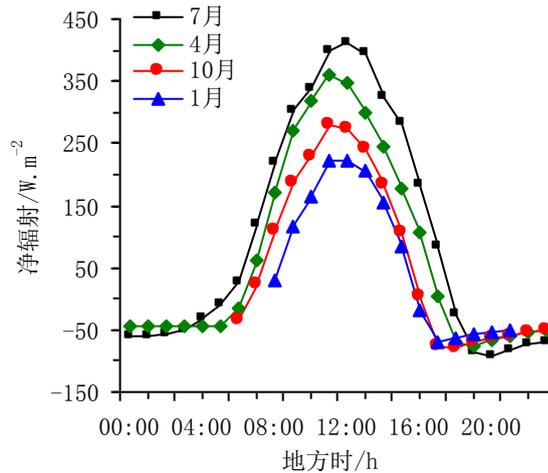


图 4-10 净辐射平均日变化

Fig.4-10 Daily average variation of net radiation in XiaoTang

这种差异，主要是因为白昼时间长短的不同与不同季节太阳高度角的不同。4、10月净辐射皆于11时达到峰值 $361.3, 281.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，而1、7月均于12时达到峰值 $221.9, 410.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。夜间净辐射均为负值，白天日出后，净辐射经过大约1小时左右，逐渐由负值转变为正值，并且随着太阳高度的增高，总辐射通量的增加，而很快的增大，到午间出现最大值，午后净辐射又很快的减弱，大约在日落前一个多小时就由正值开始转变为负值，净辐射最小值出现在日落后1.5个小时前后。就平均来说，早晨和晚上净辐射两次转变符号通过零值的时间大约比日出与日落晚四十至六十分钟和提前六十到九十分钟。另外，净辐射1、4、7、10月份的谷值分别为 $-68.4, -75.8, -92.7, -80.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日均值依次为 $63.5, 70.8, 99.7, 63.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。净辐射1、4、7、10月份的日较差分别为 $290.3, 437.1, 503.4, 362.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，可以看出净辐射的日变化由春季到冬季越来越缓和，并且净辐射具有很明显的季节转变。净辐射1、4、7、10月的日总量依次为 $3.6, 5.8, 7.0, 4.5\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ，冬季约为夏季的1/2。

4.4.2 净辐射极值变化

表 4-2 给出了肖塘地区净辐射 1、4、7、10 月的极大值、出现时间及天空的状况。净辐射一般在正午 11:00（北京时）时出现极大值，有些月份于正午 12:00 时（北京时）出现。天空大多被云覆盖，但未遮蔽太阳，而且大气透明度较好，此时极大值较易出现。云量较多时，散射辐射上升，有效辐射下降，而太阳视面没有被云层遮蔽，直接辐射比较强，如 4 月 17 日 11:44（北京时），总云量达 10 成，净辐射出现极值 $529.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，就是以上情况。

表 4-2 肖塘净辐射极大值($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)

Table.4-2 The net radiation Max in XiaoTang

月份	1	4	7	10
极大值 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	309.8	529.0	566.8	417.8
出现时间	29 日 11:29	17 日 11:44	23 日 12:01	9 日 11:16
天气状况	6/0,Ci	10/10,Ci	10/6,Ac,Cb	10/10,Ci,Ac

由表 4-2 可以看到：净辐射的峰值出现在 7 月 23 日中午 12:01（北京时），为 $566.8\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，全天皆为阴天，中午 12 时（北京时）云量很少，云状为 Ac、Cb，总辐射达 $1056.8\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，地表的反射率却很低，由该月的平均反射率 0.26 下降到 0.25，地面有效辐射也比较小，只有 $218.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，因此净辐射较大。

4.5 地表辐射收支

4.5.1 晴天天气下地表辐射收支平均日变化

选择肖塘地区 2011 年 1 月 2、4、6、7、8、9、10、12、13、14、20、21、24、25、26、27 日，2011 年 4 月 7、8、9、13、14、15、23 日，2011 年 7 月 2、

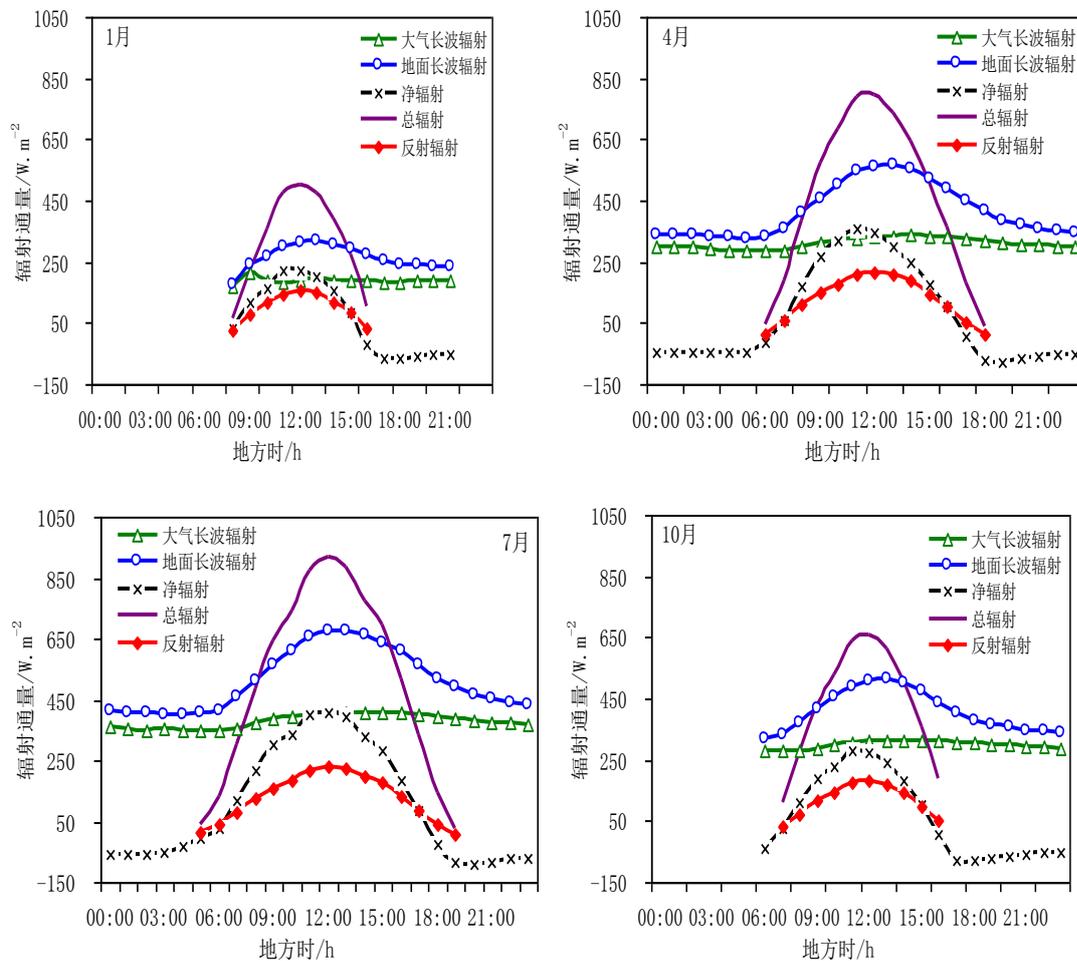


图 4-11 肖塘地区晴天天气下辐射收支的平均日变化

Fig.4-11 Daily average variations of radiation budget components in clear days in XiaoTang

12、13、14、18、21、22、24 日，2011 年 10 月 2、10、13、18 日全天晴天的辐射资料作为春、夏、秋、冬四个季节的代表月来分析肖塘地区辐射的季节特征。由于电池原因，造成 2011 年肖塘秋季和冬季数据在日落后和日出前长时间持续缺测。

由图 4-11 可知，沙漠地区辐射收支中以总辐射和地面长波辐射为主，不同季节晴天的辐射分量均呈正态分布，总辐射，反射辐射，地面长波辐射及净辐射都具有非常明显的季节变化特征，即 7 月最大，4、10 月次之，1 月最小。相比之下，大气长波辐射的季节变化特征不明显。

1 月，总辐射、反射辐射、净辐射皆于 12 时达到峰值，分别为 501.3, 156.0, 221.9W.m⁻²，而大气长波和地面长波辐射均于 13 时达到峰值 192.5, 316.8W.m⁻²，总辐射、反射辐射、大气长波和地面长波辐射、净辐射日平均值分别为 318.3, 100.2, 188.7, 264.1, 63.5W.m⁻²；4 月，总辐射、反射辐射均于 12 时达到极值 797.4, 218.0W.m⁻²，净辐射则于 11 时达到最大值，日较差为 437.1W.m⁻²。大气长波辐射在 284.5W.m⁻² ~ 330.0W.m⁻² 之间变化，而地面长波辐射在 328.7W.m⁻² ~ 565.1W.m⁻² 之间变化，总辐射、反射辐射、大气长波和地面长波辐射、净辐射日平均值分别为 457.7, 127.5, 310.1, 416.2, 70.8W.m⁻²；7 月，总辐射、反射辐射、地面长波辐射、净辐射均于 12 时达到峰值，分别为 918.2, 233.3, 678.7, 410.7W.m⁻²。大气长波辐射则于 13 时达到最大值 408.8W.m⁻²，日较差为 63.6W.m⁻²，约为地面长波辐射日较差的 1/5。总辐射、反射辐射、大气长波和地面长波辐射、净辐射日平均值分别为 500.9, 128.7, 378.3, 511.7, 99.7W.m⁻²；10 月，总辐射、反射辐射、大气长波、地面长波辐射和净辐射的最大值分别为 657.0, 185.4, 316.0, 513.7, 281.3W.m⁻²，比 7 月峰值依次减少了 23%，24%，31%，28%，21%。总辐射、反射辐射、大气长波和地面长波辐射、净辐射日平均值分别为 431.0, 119.8, 299.8, 408.5, 63.6W.m⁻²，依次为 7 月日均值的 86%，93%，79%，80%，64%。

4.5.2 典型天气下地表辐射收支的日变化

本文于 2011 年 3 月 1 日至 2011 年 7 月 31 日中分别选取了沙尘暴、浮尘、阴天、晴天，这四个典型天气来代表肖塘春季和夏季的典型天气下的天气类型。期间出现的一些飏、扬沙、雷暴、阵雨等天气现象，因持续时间较短，不存在全天一种天气类型的。因此文中只选择了沙尘暴、浮尘、阴天、晴天这四种天气类

型，分析肖塘地区这些天气下的日变化情况。

从中选取 2011 年 3 月 6 日、4 月 5 日、4 月 12 日、4 月 15 日分别代表肖塘春季的浮尘、沙尘暴、阴天、晴天天气，同时，选取了 2011 年 5 月 7 日、7 月 13 日、7 月 20 日、7 月 27 日、分别代表肖塘夏季的浮尘、沙尘暴、晴天、阴天天气。

由图 4-12 可以看出，除了大气长波辐射之外，地表辐射收支各个量的日变化均具有明显的周期变化，差异表现在形态、幅度上，同时日最大值、日变化幅度等一样存在着季节变化。

(1) 晴天

从图 4-12 可以看到，晴天时除大气长波外辐射其它分量均为中午大、早晚小，上下午对称，呈现出标准的倒“U”型，这主要是由于太阳高度角的影响。

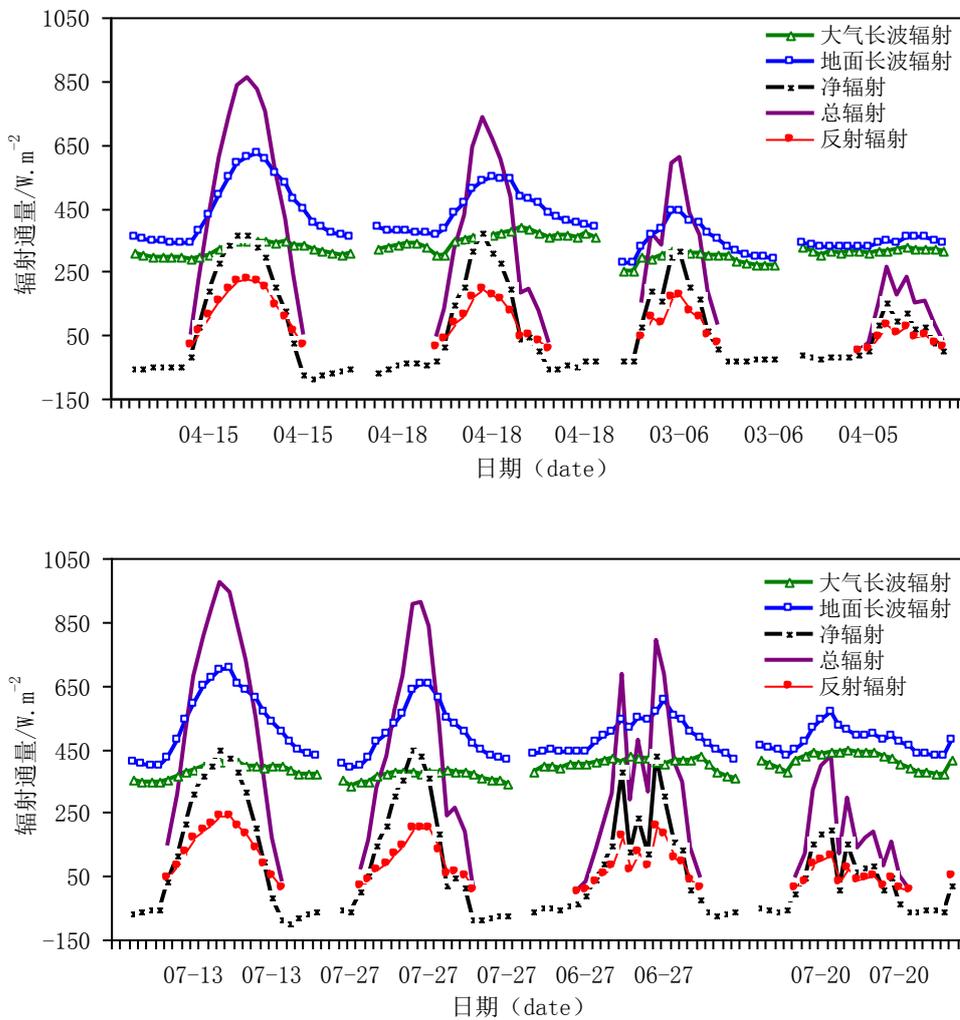


图 4-12 春、夏季节典型天气下肖塘地表辐射收支的日变化

Fig.4-12 Daily variations of radiation budget components under the synoptic Weather conditions in spring and summer in XiaoTang

大气长波全天波动不明显, 春夏均值分别为 $318.2, 380.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。春、夏季节总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 $24.0, 6.4, 27.4, 38.1, 6.8\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $41.3, 8.9, 27.5, 6.9, 29.7\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 其中净辐射夏季大约是春季的 4 倍多, 而大气长波辐射夏季却比春季减少了 82%。

(2) 阴天

由图 4-12 可知, 阴天天气时, 除大气长波辐射外其余辐射分量曲线均呈略微的不规则状, 这主要是由于云对短波辐射的吸收和散射, 因此总辐射和反射辐射都在减少。净辐射的变化追随总辐射, 但减弱不如总辐射明显。春、夏季节总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 $16.3, 4.4, 30.6, 37.7, 4.8\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $36.2, 7.8, 23.0, 5.3, 26.4\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

春季典型阴天时, 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射均于 06 时最先达到最大值, 分别为 $25.6, 9.0, 284.5, 333.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 而净辐射于 10 时达到峰值 $345.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射日均值分别为 $433.8, 115.4, 316.7, 419.2, 68.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 日较差依次为 $725.9, 191.8, 64.3, 225.7, 423.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

夏季典型阴天时, 净辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和总辐射的日总量依次比晴天时减少了 11%, 13%, 17%, 24%, 12%。总辐射、反射辐射皆于 13 时达到峰值, 分别为 $912.9, 203.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 而大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射分别于 16 时、17 时、16 时达到最大值 $384.4, 654.7, 446.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射日均值分别为 $439.2, 100.4, 364.7, 499.4, 100.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 日较差依次为 $897.2, 197.5, 50.5, 262.2, 536.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

(3) 浮尘

浮尘天气时, 到达地表的辐射表现出不规则性, 呈现出多峰的现状, 主要受沙尘的影响, 但总体仍是早晚各辐射通量小, 中午大。除大气长波辐射辐射均值比晴天略增大之外, 其余通量均减小, 总辐射降低最为明显。

春季浮尘时, 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 $10.8, 3.1, 18.9, 21.5, 4.2\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 净辐射约为总辐射的 1/3, 各通量的日总量分别比晴天减少了 55%, 52%, 31%, 44%, 38%。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射均于 13 时达到峰值, 依次为 $609.2, 176.3, 324.2, 442.1, 315.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射日均值分别为 $347.6, 99.0, 289.6, 345.9, 73.8\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

夏季浮尘时, 辐射收支日变化特征为: 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 $15.7, 4.0, 32.3, 9.7, 4.1\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 总辐射约为净辐射的 4 倍。总辐射、反射辐射皆于 11 时达到峰值, 分别为 $765.6,$

189.8W.m⁻²，而大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射分别于 13 时、11 时、12 时达到最大值 406.8, 578.1, 380.2W.m⁻²。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射日均值依次为 307.6, 79.5, 374.9, 459.4, 47.4W.m⁻²。

(4) 沙尘暴

沙尘暴天气时，各辐射通量波动最大，达到峰值的时间略微提前，且总辐射、反射辐射和净辐射均比晴天明显减弱。

春季沙尘暴时，总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别比晴天减少了 79%，76%，32%，48%，71%，总辐射降幅最大，净辐射约为总辐射的 1/3。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射日均值依次为 121.7, 38.2, 316.9, 341.0, 34.2W.m⁻²。

夏季沙尘暴时，总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 36.2, 1.9, 9.3, 2.5, 31.4MJ.m⁻².d⁻¹，其中，总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射分别比晴天减少了 5.0, 7.0, 18.2, 4.4MJ.m⁻².d⁻¹，总辐射仅约为净辐射的 1 倍。总辐射、反射辐射、净辐射皆于 11 时达到峰值，分别为 262.0, 80.1, 149.4W.m⁻²，而大气长波辐射和地面长波辐射分别于 00 时、13 时达到峰值 326.4 和 362.0W.m⁻²。总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射日均值依次为 180.1, 48.3, 413.1, 475.3, 20.2W.m⁻²。

总体而言，随着天气波动变化总辐射的强度比较明显，云和沙尘的影响比较显著。在各种天气条件下反射辐射的日变化趋势和总辐射相当一致，大气长波辐射全天几乎维持在同一水平上，日变化比较弱，扬沙、浮尘时均有增加。地表长波辐射的日变化幅度相对较小，地表温度的高低决定着它的大小；辐射平衡的结果是净辐射，是衡量沙漠地表最终通过辐射获得的能量的大小。

4.5.3 地表辐射收支各项的年总量比较

2011 年肖塘地区总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射的年总量分别为：5441.3MJ.m⁻²，1446.3 MJ.m⁻²，7432.3MJ.m⁻²，9596.8MJ.m⁻²，

表 4-3 不同下垫面辐射通量年总量对比 (MJ.m⁻²)

Tab.4-3 Comparison of annually total values of radiation flux on different surfaces type

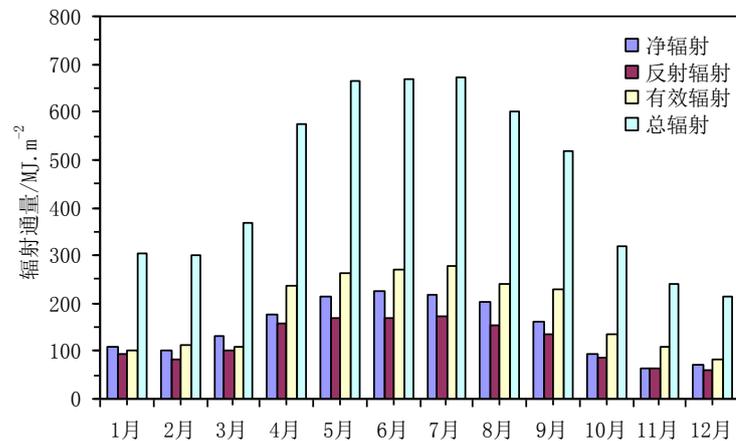
地区	总辐射	反射辐射	大气长波辐射	地面长波辐射	净辐射
肖塘过渡带	5441.3	1446.3	7432.3	9596.8	1766.9
塔中沙漠 ^[45]	6059.1	1684.4	9403.9	12100.4	678.2
敦煌绿洲 ^[45]	7396.7	1127.9	7701.5	9814.9	4155.5
敦煌戈壁 ^[45]	8730.8	2182.7	9756.5	13384.6	3321.5
巴丹吉林沙漠 ^[45]	7294.5	2108.5	7794.6	11236.5	1834.1
青藏高原 ^[45]	3188.1	784.5	2279.5	3823.7	859.4

1766.9MJ.m⁻²。在地表辐射收支中，地面长波辐射最大，其次是大气长波辐射，总辐射约是地面长波辐射的1/2，净辐射约为总辐射的1/3，反射辐射最小。

表 4-3 给出了不同下垫面辐射收支各分量通量年总量的变化。由表可以看出，总辐射和反射辐射在敦煌戈壁（40°10'N，94°31'E，海拔 1150m）最强，高原最低，而肖塘过渡带作为荒漠绿洲过渡带，其总辐射和反射辐射低于塔中沙漠^[45]（38°58'N，83°39'E，海拔 1099.3m）和巴丹吉林沙漠^[45]；其长波辐射仅高于青藏高原^[45]（35°58'N，95°39'E，海拔 1099.3m），也是戈壁最高，高原最低；而其净辐射仅低于巴丹吉林沙漠^[45]（39°50'N，102°04'E，海拔 1540m），绿洲(40°09'N，94°41'E，海拔 1140m)最高，戈壁次之，高原最低。

4.5.4 辐射收支各项的年变化

图 4-13 为 2011 年肖塘地区辐射收支各项的月总量年变化直方图。由图可



4-13 肖塘地表辐射各项的月总量年变化

Fig.4-13 Annual variations of monthly total of radiation components in XiaoTang

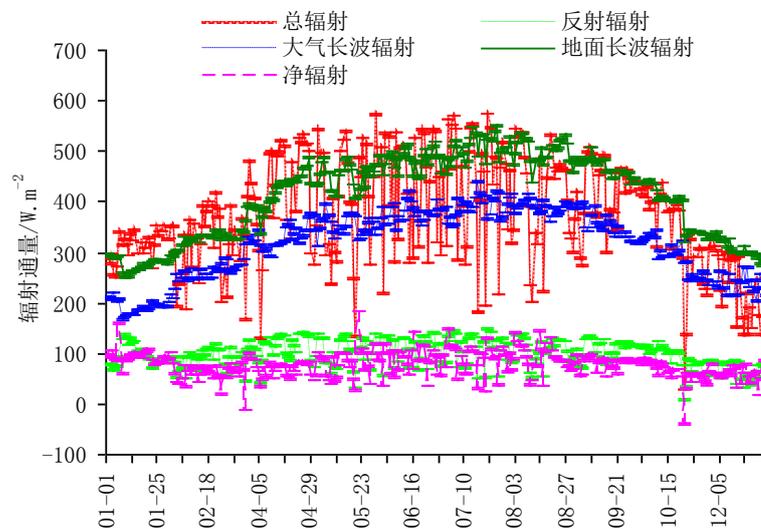


图 4-14 肖塘地区辐射各项的日平均通量年变化

Fig.4-14 Annual variations of average daily irradiance of radiation components in XiaoTang

以看到：辐射各分量的月总量除净辐射和长波辐射于 6 月达到最大值外，其余均在 7 月达到最大值，总辐射为 $671.76\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ，反射辐射为 $172.7\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ，有效辐射为 $278.4\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ，大气长波辐射为 $974.5\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ，地面长波辐射为 $1243.3\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ，净辐射为 $224.6\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ；反射辐射、有效辐射、总辐射均于 12 月达到月总量最小值，分别为 61.4，80.8， $214.9\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ；净辐射于 11 月达到最小值 $64.3\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ 。其中净辐射月总量最大值约为最小值的 3.5 倍，大气长波辐射和地面长波辐射最小值分别比最大值减少了 76%，73%。

图 4-14 为肖塘地区辐射收支各项的日均值年变化曲线，从图中可以看出：辐射分量的年变化日均值变化曲线呈倒“U”型分布，即上半年逐渐增大，下半年逐渐减小。

5 肖塘地区地表能量的收支特征

5.1 引言

地表能量是热能为主要形式的能量，以热力学定律为基础、辐射能为主要来源，支出主要为湍流和土壤热通量。理论上来说，能量的收入和支出应当是平衡的，但实际中存在能量不平衡的现象。探讨能量不平衡的原因，成为近年来的研究焦点之一^[49-51]。本章的主要目的是通过实际观测资料，研究肖塘地区的地表能量收支各分量的变化特征，分析能量闭合度及其变化规律。

根据能量守恒定理，到达下垫面的热能应该等于下垫面的总支出，因而下垫面的能量平衡方程可以表示为：

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (5-1)$$

其中 R_n 为净辐射，是其余各项的能源； H 为下垫面与大气间的感热交换， λE 为下垫面与大气间的潜热交换（蒸发耗热或者凝结释热）， E 为蒸发速率或凝结速率， λ 为水汽汽化潜热， G 为下垫面和土壤之间的热交换^[52]。

5.2 肖塘地区能量收支各项通量的计算方法

5.2.1 湍流热通量的计算

湍流热通量（包括感热通量和潜热通量）的计算方法主要有：涡动相关法（EC）、波文比-能量平衡法（BREB）、空气动力学方法、变分法与组合法等。

本文用涡动相关法来直接计算感热通量（ H ）和潜热通量（ LE ）：

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (5-2)$$

$$LE = \rho \lambda \overline{w'q'} \quad (5-3)$$

式中， ρ 为空气密度； w' 为垂直风速脉动； T' 为温度脉动； q' 为比湿脉动； C_p 定压比热，一般取值为 $1004.67 \text{ J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ ； λ 为水的汽化潜热，一般取值为 $2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{Kg}^{-1}$ 。

5.2.2 土壤热通量的计算

利用埋设在地表面下的土壤湿度计和土壤温度计的测量求算，运用 TDEC^[53] (Thermal Diffusion Equation+Correction)法，如下：

若给定温度廓线为 $T(Z_i)$ ，假设 $G(Z_{\text{ref}}) \approx 0$ ，则利用方程（5-4），从底部开始逐层积分，即得到各层的土壤热通量。

$$G=G(Z_{ref})+\frac{1}{\Delta t}\sum_{Z_{ref}}^z[\rho_s C_s(Z_i,t+\Delta t)T(Z_i,t+\Delta t)-\rho_s C_s(Z_i,t)T(Z_i,t)]\Delta z \quad (5-4)$$

其中 $t(s)$ 代表时间, $z(m)$ 代表土壤深度(向下为正), $T(K)$ 是土壤温度, $\rho_s C_s(J.kg^{-1}.k^{-1})$ 是土壤热容量, $G(W.m^{-2})$ 为土壤热通量(向下为正)。

图 5-1 为校正所得的地表土壤热通量 G 与热通量板测得的 2.5cm 土壤热通

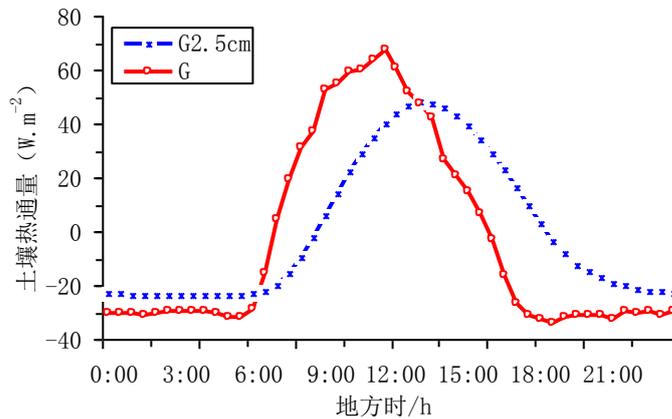


图5-1 土壤热通量平均日变化对比

Fig.5-1 Daily average variation of the soil heat flux in contrast

量 $G_{2.5cm}$ 的观测期间所有数据(2009年8-10月)的平均日变化的对比。由图可见, G 和 $G_{2.5cm}$ 平均日变化趋势一致,皆为日出后迅速增大,达到峰值后迅速减小,日落后趋于平稳,夜间维持一稳定值。06:30-07:00和13:00-16:30之间 G 的绝对值小于 $G_{2.5cm}$,其余时间 G_0 的绝对值均大于 $G_{2.5cm}$, G 的日变化幅度明显大于 $G_{2.5cm}$, G 于11:30出现极大值 $67.1W.m^{-2}$,而 $G_{2.5cm}$ 则比 G 滞后1.5h出现最大值 $47.9W.m^{-2}$ 。由此可见, G 与 $G_{2.5cm}$ 在数值和位相上都有差异,所以有必要对土壤热通量数据进行校正。

5.3 陆面水热特征

土壤湿、温度是反应陆面过程特征的重要物理量,土壤温度的变化可直观的反应出地表之间能量的传输。土壤湿度的变化直接受降水的影响,并且它与地表反照率也有明显的相关关系。

5.3.1 土壤温度的平均日变化

到达地表的辐射能发生变化而引起土壤温度的变化,当支出的辐射能小于收入的辐射能时,辐射差额为正,沙层进行升温过程;反之,沙层为降温过程。地表和沙层温度的变化影响了热量变化和地面辐射的结果,土壤中热量交换的

大小决定土壤温度的时空变化。

从图5-2，可以明显的看出，土壤温度呈现正弦曲线变化，地表变化幅度最大，越到下层变化越不明显，40cm几乎不发生变化。主要是由于地表直接接受来自太阳的短波辐射，温度上升很快，而沙层的下层主要靠上层传递热量，所以温度上升较慢，达到最大值的时间比上层滞后。

8月各层土壤温度的平均值分别为32.2℃、31.8℃、30.9℃、29.8℃、28.1℃。0cm的土壤温度的平均日变化呈正弦曲线，谷值出现在5时，为16.7℃，峰值为54.7℃，出现在13时。地表升温历时8小时，降温历时16小时，表明地表升温快、降温慢。浅层日变化幅度比10月份大；5cm土壤温度变化曲线与0cm土壤温度相似，但比0cm土壤温度峰值滞后出现3个半小时。一天内5cm土壤温度在24.8℃~39.7℃之间变化，分别于7时、16:30出现一天中的最小、最大值；白天10cm土壤温度与0cm成反位相变化，而夜间均缓慢降低，日较差为6.4℃，比0cm、5cm土壤温度日较差分别低了83%，57%；20cm土壤温度变化幅度很小，略高于40cm，于0时达到峰值30.7，谷值为28.8，出现在13时，日较差仅为2.0℃，分别约为0cm、5cm、10cm土壤温度日较差的1/19、1/8、1/3；40cm土壤温度，分别于20时、8

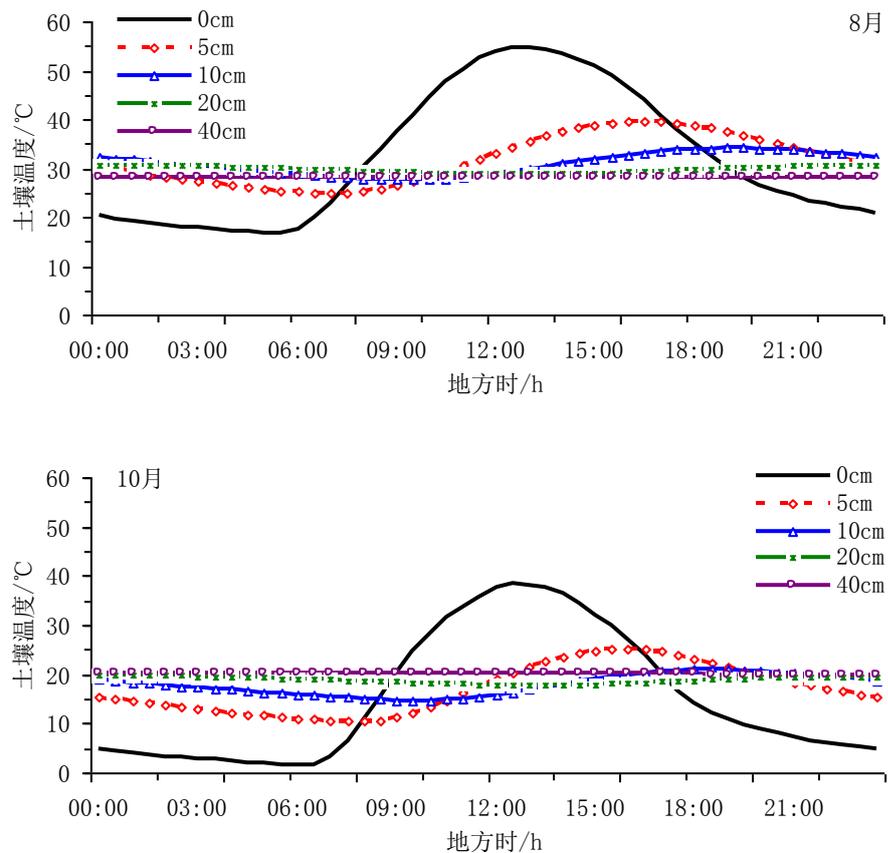


图5-2 肖塘土壤温度的平均日变化

Fig 5-2 Daily average variation of the soil temperature in XiaoTang

时达到最小、最大值，依次为28.0℃、28.2℃，日较差仅为0.2℃，依次比0cm、5cm、10cm、20cm土壤温度降低少了99%，98%，97%，89%。其中，40cm土壤温度每个时刻都低于10cm、20cm。因为太阳辐射最强、气温最高，大气通过地-气界面传输给沙层的热量最多，所以沙层上层储存了大量热量，由于沙层的热容量小、间隙率大，热量传递缓慢，因此上层只有一部分热量传递给下层，导致40cm土壤温度低于10cm、20cm。

10月，0cm、5cm、10cm、20cm、40cm土壤温度的平均值分别为15.1℃、17.0℃、17.8℃、18.9℃、20.2℃。0cm的土壤温度的平均日变化与8月一致，皆成正弦曲线，于6时出现谷值1.5℃，峰值为38.5℃，出现在12:30，日较差为37.0℃。从6时起，随着太阳高度角增大、太阳短波辐射增强，地表温度迅速升高，在12:30达到峰值。下午地表获得的太阳辐射不断减小，地表迅速降温，白天地表升温历时7h，而降温历时17h，说明地表升温快，降温慢，尤其在夜间，地温降低非常缓慢；5cm土壤温度变化曲线同样与0cm相似，但比0cm出现峰值的时间滞后了4h，分别于16时、7:30达到最大最小值，日较差为14.8℃，为0cm土壤温度的1/2.5；白天10cm土壤温度与0cm成反位相变化，日较差为6.3℃，于9:30达到最小值14.7℃，在18:30出现峰值21.0℃；20cm土壤温度变化幅度很小，白天略低于40cm土壤温度，夜间基本持平。在0时出现最大值20.0℃，于13时出现最小值17.9℃，日较差为2.1℃。40cm土壤温度分别于5:30、21:30出现最大、最小值，为20.4℃、20.0℃，日较差为0.4℃，依次比0cm、5cm、10cm、20cm降低了99%、98%、94%、83%。

5.3.2 土壤湿度的平均日变化

肖塘荒漠绿洲过渡带地区，降水量小，蒸发量大，从图5-3可以看出土壤湿度日变化很小，接近地表的土壤湿度最小。地表水分大量蒸发，为了达到水分平衡，地表的湿度梯度使得水分由下而上传输，导致接近地表的土壤湿度最小。使得接近近地层的土壤湿度梯度指向地表，促进了地表向贴地层大气输送水汽。

8月，20cm土壤湿度最大，10cm略大于2.5cm，5cm土壤湿度最小。2.5cm、5cm、10cm、20cm土壤湿度最大值分别出现在5时、8:30、10:30、23时，最小值分别在18时、20:30、22时、12时。2.5cm土壤湿度在早晚出现低谷，中午比较大。20cm的土壤湿度日变化幅度最小，几乎不发生变化。

10月，同8月一样存在上干下湿的现象，20cm土壤湿度最大，2.5cm土壤湿度最小，5cm土壤湿度略大于2.5cm。2.5cm、5cm、10cm土壤湿度在上午达到最大值分别出现在5时、8:30、11、13:30，而20cm土壤湿度在夜晚达到最小值，出现在23:30，2.5cm、5cm、10cm土壤湿度在下午达到最小值，分别出现在15时、

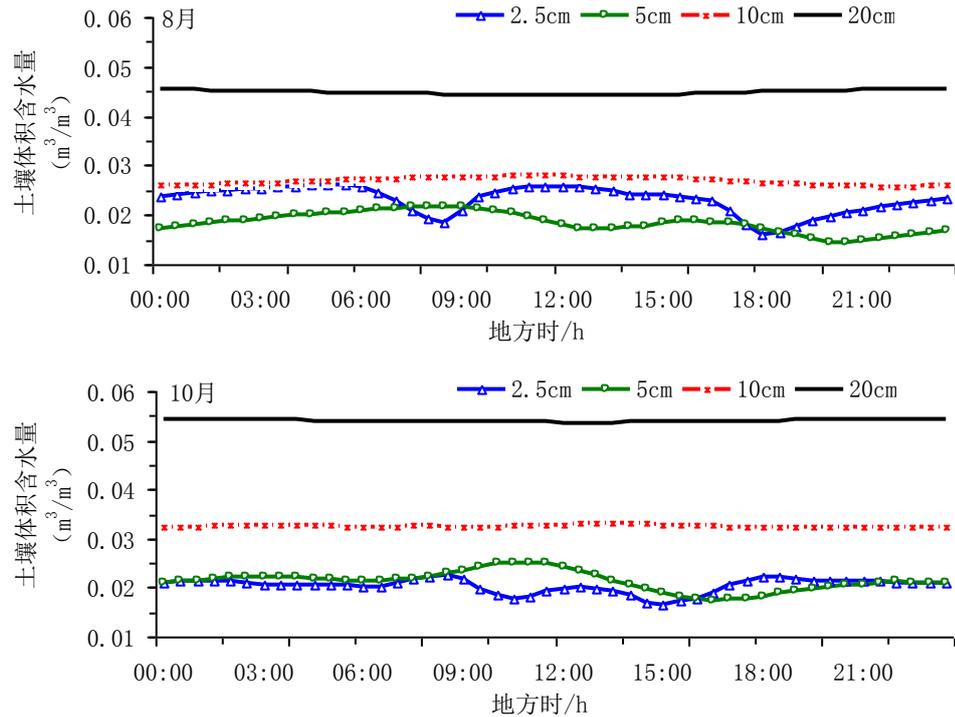


图5-3 肖塘地表土壤湿度的平均日变化

Fig.5-3 Daily average variation of the soil moisture in XiaoTang

16:30、20时，而20cm土壤湿度在13时出现最小值。

8月、10月呈现上干下湿现象。2.5cm和5cm相对干燥，10cm和20cm相对湿润，形成水汽汇集区。

5.4 肖塘地表能量收支各项变化特征

5.4.1 肖塘地区地表能量收支平衡状况

能量不平衡统计方法有短期统计方法和长期统计方法^[54]。长期的地表能量不平衡状况需要其他一些统计方法^[55-56]，其中，长期总体的能量闭合程度一般用最小二乘线性回归量度。最小二乘（以下简称OLS）线性回归是利用最小二乘法得到湍流热通量和可利用能量之间的线性相关关系，斜率代表长期的平均能量闭合度。在理想状态下，回归直线应该是斜率为1，并且通过原点，线性相关系数接近1。

图5-4a为考虑了0-2.5cm的土壤热量储存后，肖塘2009年夏季、秋季晴天天气资料拟合的散点回归直线。从可利用能量 R_n-G 和有效能量 $H+LE$ 的相关图中可以看出，肖塘2009年长期的平均能量闭合度为0.78，闭合率为78%，闭合差为22%，这与大部分文献的结果20%~30%^[57]是一致的。与图5-4b给出的结果相比，考虑了0-2.5cm的土壤热量储存后，肖塘地区能量闭合率提高了10.9%。此外，当考虑了0-2.5cm的土壤热量储存后，回归系数中的相关系数也得到了较大改善。可见，

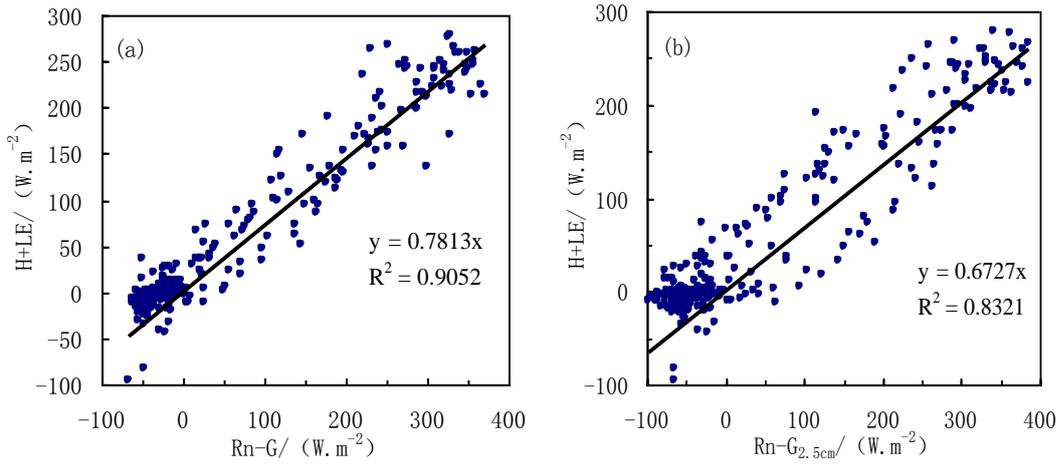


图5-4 肖塘夏、秋季晴天能量收支平衡的OLS线性回归

Fig.5-4 The mean energy balance closure gotten by using OLS linear regression method on clear days in summer and autumn in XiaoTang

地表至土壤热通量板之间的土壤热流储存是影响肖塘地表能量平衡的一个重要因子。

5.4.2 夏、秋季节晴天天气下能量收支的日变化

选用2009年8月7、8、9、11、25、29日，10月2、13、18、20、21、22、23日晴天的地表能量收支通量数据作为夏、秋季节来分析热通量的季节变化特征。

由图5-5可知，肖塘地区地-气能量交换主要以感热和土壤热通量为主，潜热通量的变化不是很大。净辐射、感热通量具有非常明显的季节特征，即夏季较大，秋季较小。相比之下，潜热通量和土壤热通量的季节变化特征不是很明显。

夏季晴天时，土壤热通量、净辐射均于11:30、11:30达到最大值，分别为122.6，443.2W.m⁻²；而感热通量、潜热通量则分别于13时、8:30达到峰值244.2，48.6W.m⁻²。

秋季晴天时，感热通量、潜热通量、土壤热通量、净辐射分别于11时、10时、11:30、11:30达到峰值172.3，24.0，87.4，320.2W.m⁻²，依次比夏季晴天时减少了29%，75%，29%，28%。

一般来说，沙漠的净辐射中，大约90%由感热通量消耗，其余的用来加热地表，一般忽略沙地蒸发作用^[58]，并且净辐射在沙漠夜间支出很大。形成这种分配的主要原因如下：

(1)大气对地球红外散发的吸收作用降低，而且通过冷凝潜热产生的大气热量收入较少，主要因为水蒸气含量低与少云。来自贴地层的红外辐射强度增大，通过对流引起较多的大气感热通量，主要是地表温度较高的原因。

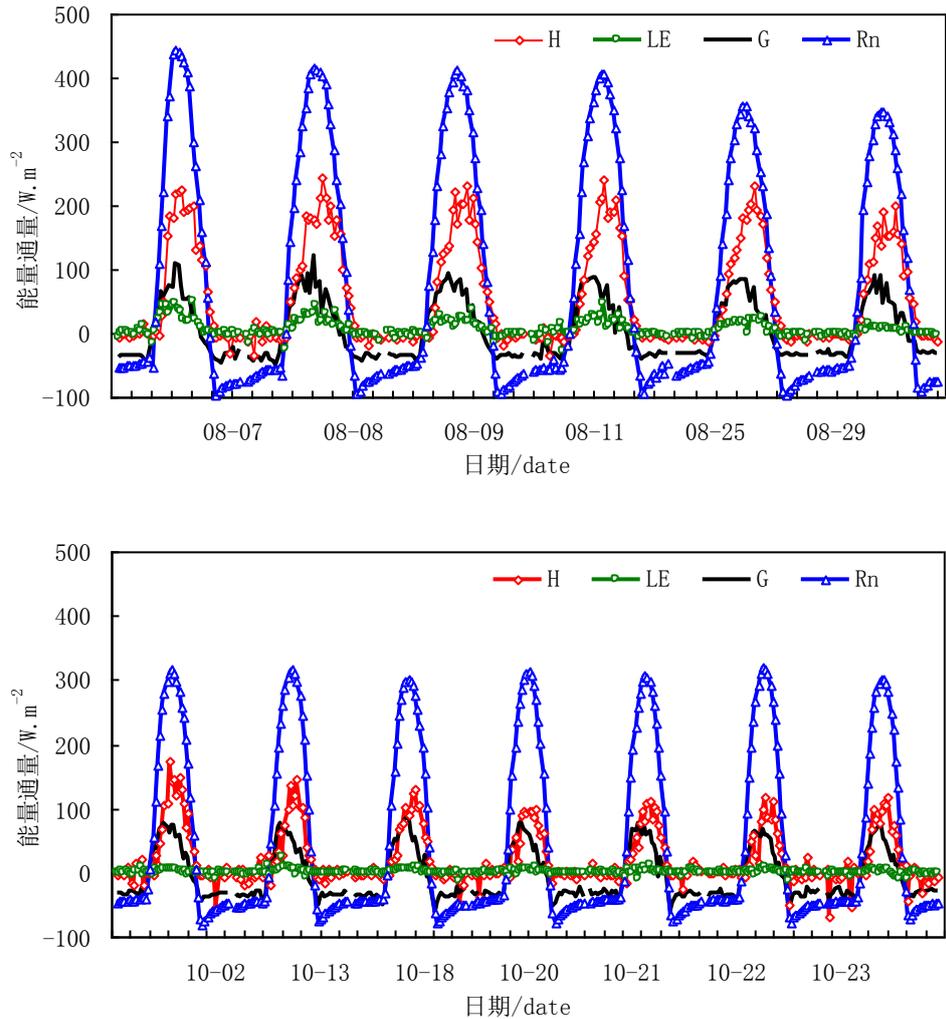


图5-5 肖塘夏、秋季晴天天气下地表能量收支日变化

Fig.5-5 Daily variation of the energy budget on clear days in summer and autumn in XiaoTang

(2)通过蒸发作用产生的地面热能支出较少,通过红外辐射的净辐射交换较小,而且感热通量也较小。这是因为可利用的地表水很少,因此关于沙漠,可以忽略潜热。

(3)能量收支的组分较大程度上被高大气粉尘浓度改变了,对入射辐射的大气反射增加了,漫射辐射较多,对入射辐射的吸收较大,很大程度上使大气对陆地的红外吸收和再散发增加了。

5.4.3 晴天天气的平均日变化

选用2009年8月7日至10月23日13天的晴天资料,得出了肖塘地表能量收支各项的平均日变化。由图5-6可见,能量收支晴天平均日变化曲线基本均以12时为中心,呈对称分布。8月、10月能量收支各项的变化位相相同,净辐射、土壤热通量、感热通量具有非常明显的日变化特征。

由图5-6可以看出，8月净辐射于12时达到峰值 $396.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日较差为 $490.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。一天中净辐射大于零的时间为11个半小时，期间的平均净辐射通量为 $247.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，净辐射能量的损失表现在全天超过1/2的时间，其平均净辐射值为 $-51.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；土壤热通量于11:30达到最大值 $91.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，于5时达到最小值 $-41.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，一天中大于零的时间仅为10个小时，期间的平均土壤热通量为 $52.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，超过1/2的时间为负值，期间的平均土壤热通量为 $-31.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，说明热量从土壤深层向大气输送；感热通量于12:30达到最高值 $205.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，比净辐射最大值的出现滞后了半小时，于1时达到最小值 $-9.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；而潜热通量变化范围为 $-7.0\sim 28.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，分别于5:30和14:30达到一天中的峰值和谷值，日较差为 $35.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日变化特征不太明显。感热通量、潜热通量、土壤热通量和净辐射平均值分别为 57.2 ， 7.0 ， 3.7 ， $85.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

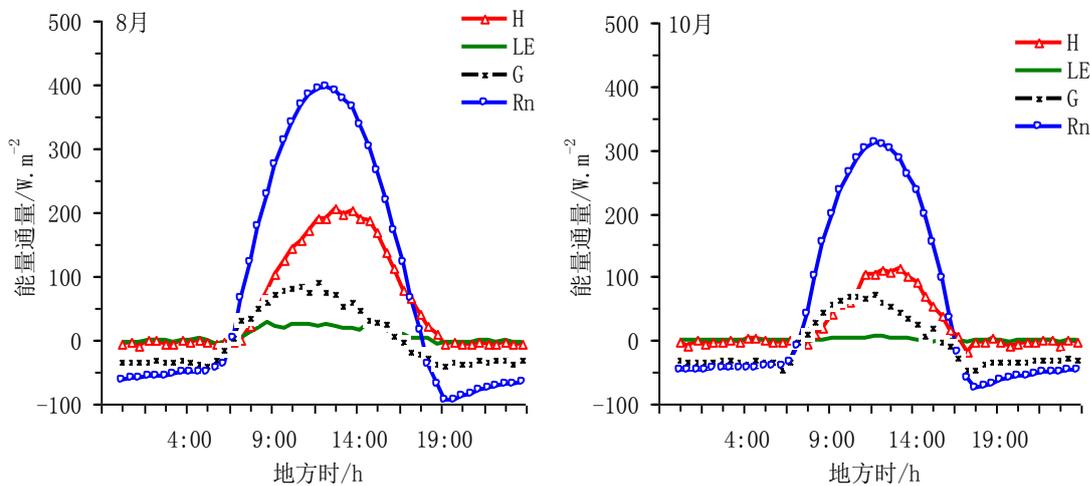


图5-6 肖塘晴天天气地表能量收支的平均日变化

Fig 5-6 Daily variation of the energy budget on clear days in summer in XiaoTang

10月，净辐射在 $-75.4\sim 310.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间变化，日较差比8月净辐射日较差减少了21%。一天中净辐射大于零的时间仅为9个小时，期间的平均净辐射通量为 $209.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，净辐射能量的损失表现在全天将近2/3的时间，其平均净辐射值为 $-47.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；土壤热通量的变化范围为 $-47.9\sim 71.8\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日较差为8月土壤热通量日较差的90%。一天中大于零的时间仅为8个小时，期间的平均土壤热通量为 $45.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，一天中2/3的时间为负值。潜热通量的变化范围为 $-4.0\sim 6.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日较差为 $10.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，为8月潜热通量日较差的2/7，日变化特征不明显。感热通量、潜热通量和净辐射平均值比8月分别减少了60%，89%，43%。

5.4.4 总体输送系数的平均日变化

直接法和间接法为总体输送系数的两大类计算方法。其中涡动相关法、经

验函数参数化法与廓线-通量法为直接法的一类；而通量变分法结合湿、温、风等观测资料或着组合法、空气动力学法、Bowen比能量平衡法计算出地表动量和湍流通量，反算出总体输送系数的为间接方法^[59]。本文采用当前被认为最精确的用涡动相关法来计算肖塘地区的总体输送系数^[60,61,40]。

$$\tau_x = -\rho \overline{u'w'} \quad (5-5)$$

$$C_D = \frac{\overline{-u'w'}}{U^2} \quad (5-6)$$

$$C_H = \frac{\overline{-w'T'}}{U(T_a - T_s)} \quad (5-7)$$

其中， C_D 为大气动量总体输送系数； C_H 为感热总体输送系数； U 为观测高度的水平风速； ρ 为空气密度； T_a 和 T_s 分别为近地层大气温度和地表温度； $\overline{u'w'}$ 为水平风速与垂直风速脉动协方差； $\overline{w'T'}$ 为垂直风速与超声温度协方差。

总体输送系数包括地表动量拖曳系数（ C_D ）、热量输送系数（ C_H ）和水汽输送系数（ C_E ），当风速小于10m/s时，通常假定 $C_H = C_E$ ^[62]。

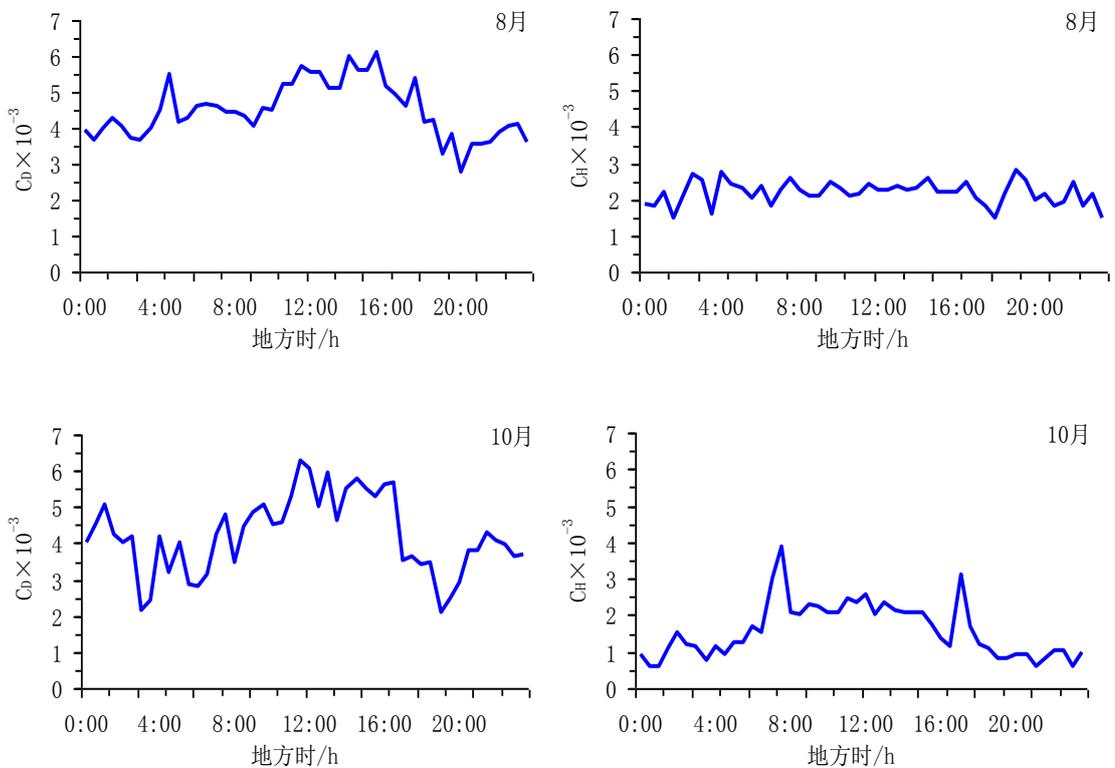


图5-7 总体输送系数日平均变化

Fig 5-7 Daily average variation of bulk transfer coefficient

图5-7给出了肖塘地区3m动量总体输送系数 C_D 和感热总体输送系数 C_H 在夏、秋季节的平均日变化曲线。8月、10月，总体输送系数的日变化十分明显，白天大于夜间，变化曲线呈多峰分布。动量总体输送系数 C_D 日平均值夏季8月较大，为 4.5×10^{-3} ，秋季10月较小，为 4.2×10^{-3} ，可见夏季湍流动量交换比较强烈，秋季较弱；感热总体输送系数 C_H 日平均值夏季8月较大，为 2.2×10^{-3} ，秋季10月较小，为 1.6×10^{-3} ，这符合季节性规律夏季太阳辐射较秋季强，热量交换较秋季剧烈，可见夏季湍流热量交换比较强烈。总体来说， C_D 大于 C_H ，在一定程度上反映了肖塘过渡带下垫面，总体输送过程受动力因子作用大于热力因子作用。

8月， C_D 在9时开始变大，于15:30出现峰值 6.1×10^{-3} ，这主要是由于日出后随着加热作用，大气逐渐由稳定向不稳定转变。8月观测期 C_D 日平均值为 4.5×10^{-3} ，在20时出现一天中的最小值； C_H 于19时达到峰值 2.8×10^{-3} ，比 C_D 峰值减小了 3.3×10^{-3} ，在1:30出现一天中的最小值 1.5×10^{-3} 。日平均值比 C_D 日平均值减少了51%。

10月， C_D 于8时开始增大，于11:30出现一天中的最大值 6.3×10^{-3} ，比8月份最大值仅大了 0.2×10^{-3} ，在19时出现了一天中的最小值为 2.1×10^{-3} ，日平均值比8月 C_D 减少了6%。而 C_H 在4时开始增大，至7:30出现峰值，于21时达到最小值，在 $0.6 \times 10^{-3} \sim 3.9 \times 10^{-3}$ 之间变化，小于10月 C_D 的最大值。日均值比8月份 C_H 日均值减小了28%。

表5-1 干旱地区不同下垫面夏季的总体输送系数 ($\times 10^{-3}$)

Table 5-1 Bulk transfer coefficient on different surfaces type of arid region in summer

作者	C_D	C_H	观测高度	计算方法	下垫面
本文	4.5 (平均值)	2.2 (平均值)	3m	涡动相关法	肖塘过渡带沙漠
张立盛 ^[63]	2.3 (平均值)	2.3 (平均值)	10m	组合法倒算	黑河试验区戈壁
张立盛 ^[63]	4.4 (平均值)	5.4 (平均值)	10m	组合法倒算	黑河试验区沙漠
黄宝霞 ^[34]	4.83(中性值)	1.34(中性值)	10m	涡动相关法	内蒙古奈曼沙丘

表5-1为沙漠戈壁地区夏季总体输送系数的平均值，由表5-1可知，肖塘过渡带的动量总体输送系数 C_D ，与张立盛计算的沙漠动量总体输送系数相同，比黄宝霞计算的沙丘动量总体输送系数中性值小；肖塘过渡带的感热输送系数 C_H ，比张立盛计算的沙漠与戈壁的感热输送系数均小，大于黄宝霞计算的沙丘感热输送系数中性值。这些差异应该是下垫面和观测场地局地环境的差异性所致。

5.4.5 肖塘地表能量收支的分配特征

地-气相互作用的关键环节是能量收支，作为地表能量输送的连续性条件的能量平衡，是陆-气相互作用的基本准则。同时，地表能量不平衡问题一直是困

扰地-气相互作用的难点之一。

表5-2为肖塘地区夏、秋季（8、10月份）白天（ $G>0$ ）、夜间（ $G<0$ ）的地表能量收支各项在净辐射中所占的份额。夏季白天，净辐射与感热通量、潜热通量、土壤热通量满足线性关系：

$$H=0.5221R_n-3.147 \quad R^2=0.8077 \quad (5-8)$$

$$LE=0.055R_n+0.6453 \quad R^2=0.2886 \quad (5-9)$$

$$G=0.156R_n+9.9354 \quad R^2=0.4256 \quad (5-10)$$

同时，夏季夜间，净辐射与感热通量、潜热通量、土壤热通量满足线性关系：

$$H=0.5278R_n+27.301 \quad R^2=0.8519 \quad (5-11)$$

$$LE=0.0323R_n+1.1429 \quad R^2=0.0707 \quad (5-12)$$

$$G=0.0557R_n-25.814 \quad R^2=0.1538 \quad (5-13)$$

从表中可以看出，夏季白天、夜间感热通量分别占净辐射的52%，53%，潜热通量分别占净辐射的6%，3%，土壤热通量分别占净辐射的16%，6%；秋季白天、夜间感热通量分别占净辐射的40%，28%，潜热通量分别占净辐射的2%，1%，土壤热通量分别占净辐射的18%，19%，夏季白天、夜间能量不平衡率分别为26%，38%。由此可见，在夏、秋季节，无论白天还是夜间，潜热通量占净辐射比例均较小，感热通量占净辐射比例皆较大，土壤热通量占净辐射比例均仅次于感热通量，夏季白天、夜间潜热通量均约为感热通量的1/9，秋季分别约为感热通量的1/20，1/28。说明肖塘过渡带净辐射主要通过感热形式加热大气，土壤热通量的作用也比较重要。

表5-2 地表能量收支各项占净辐射的比率

Table.5-2 The ratios of ground energy budget components to net radiation

能量各项	G		H		LE	
	比率	R^2	比率	R^2	比率	R^2
8月白天	0.156	0.4256	0.5221	0.8077	0.055	0.2886
8月夜间	0.0557	0.1538	0.5278	0.8519	0.0323	0.0707
10月白天	0.1831	0.448	0.3976	0.6998	0.0225	0.0936
10月夜间	0.1901	0.4248	0.2813	0.524	0.0116	0.024

在华北农田下垫面，潜热通量占净辐射的59.5%，为感热通量的5倍^[64]。敦煌典型干旱下垫面，夏季潜热通量约为感热通量的1/2^[65]。相对华北农田下垫面而言，肖塘过渡带气候干燥，潜热对大气的加热作用明显较弱。

秋季白天、夜间土壤热通量占净辐射的 18%，19%，而夏季白天、夜间土壤热通量仅占净辐射的 2%，1%，这主要是因为夏季在大尺度的环流作用下，近地层风速加大，沙尘天气频繁，湍流交换增强，感热通量则较大。再加上，局地的热力平流增强，加大了近地层水分的蒸发，使得潜热通量增大，近地层与沙层的热量交换相应地减少，使得土壤热通量占净辐射的份额减小。

5.5 典型天气下能量收支的日变化特征

5.5.1 资料方法

本文从2009年8月1日至8月31日的涡动和辐射数据资料中，挑选了8月4日、8月7日、8月22日、8月27日这四天，分别代表肖塘夏季的阴天、晴天、扬沙和沙尘暴天气，来分析肖塘夏季典型天气下的能量收支日变化特征。

5.5.2 典型天气下的能量收支

(1) 晴天

从图5-8(a)可以看出，晴天时，地表能量收支各项的日变化特征为：感热、潜热、土壤热通量在量级上基本相当，但以感热传输为主；白天，地表能量收支主要以感热为主，于13时达到峰值为 $244.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，土壤热通量次之，于11:30达到最大值 $122.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，潜热最小，于12时达到最高值 $44.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。而净辐射比感热通量达到最高值的时间提前了1.5h，于11:30达到峰值 $414.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；夜间，土壤热通量从17时至6时，全天将近1/2的时间一直都为负值，期间的平均土壤热通量值为 $-33.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，净辐射于18时开始转变为负值，至6:30，全天1/2表现为净辐射能量的损失，期间的平均净辐射值为 $-63.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。感热和潜热通量分别于1时、6:30时达到最小值 -34.3 ， $-23.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；感热、潜热、土壤热通量的日总量别为5.4，1.6， $0.4\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ，分别占到净辐射的66%，20%，4%，能量不平衡率为10%。感热、潜热、土壤热通量和净辐射的日平均依次为64.4，7.4，4.4， $97.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日较差分别为278.5，68.8，172.0， $509.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

(2) 阴天

从图5-8(b)，可以看到：阴天时，由于云的遮蔽作用，达到地表的太阳辐射减少，地面温度降低，陆-气之间的湍流作用减弱，感热输送略微减少。由于湿度的增加，地面蒸发使地热量传输过程中的潜热通量增加，但全天仍以感热为主；白天，感热通量，于12时达到峰值 $231.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，占晴天的95%。土壤热通量于12时达到峰值 $65.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，潜热通量于10时达到峰值 $49.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，明显比晴天增大了 $4.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ；土壤热通量全天1/2的时间为负值，期间平均土壤热通量值为 -24.0

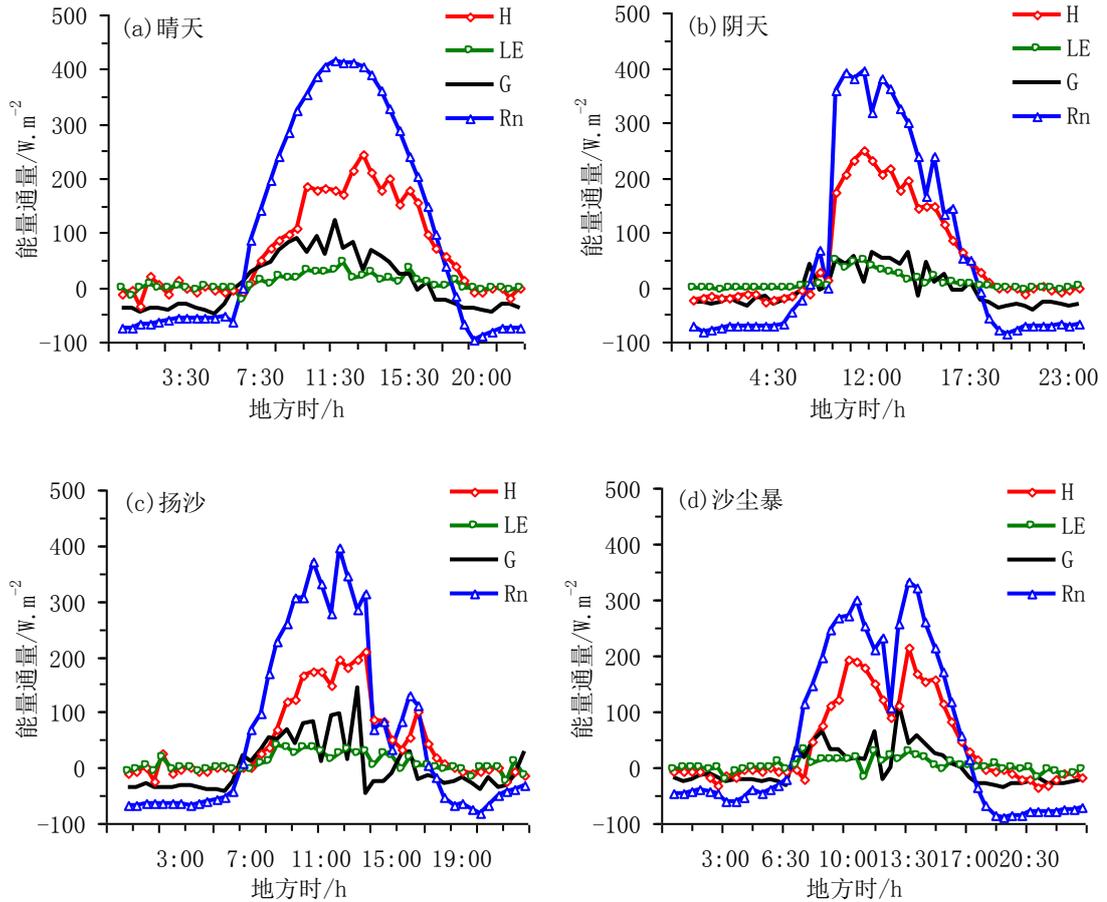


图5-8 肖塘夏季典型天气下地表能量收支的日变化

Fig 5-8 Daily average variation of the energy budget in the different types of synoptic conditions in XiaoTang

$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。感热、潜热通量均于19时开始转换为负值，经过一段时间，分别于4时、20:30达到最小值 -28.3 ， $-7.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。净辐射于18时开始转变为负值，全天超过1/2的时间表现为净辐射的能量损失；感热、潜热、土壤热通量的日总量分别为 4.5 ， 1.0 ， $-0.1\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。感热、潜热、土壤热通量和净辐射的日平均依次为 55.2 ， 7.7 ， -3.6 ， $60.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，日较差分别为 259.3 ， 56.3 ， 106.7 ， $480.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。感热、潜热、土壤热通量和净辐射的日较差依次比晴天日较差减少了 7% ， 18% ， 38% ， 6% 。

(3) 扬沙

从图5-8(c)，可以得知：扬沙时，由于沙尘的影响，到达地表的热量呈多峰状，表现出不规则性。感热通量、潜热通量分别于13:30、8:30达到峰值 210.0 ， $40.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，皆于21:30达到一天中的最小值 -25.6 ， $-26.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。土壤热通量则于13时达到峰值 $143.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，于13:30开始转变为负值，并且达到一天中的最小值。净辐射通量全天在 $-83.0\sim 395.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间变化；感热、潜热、土壤热通量的日总量分别为 3.8 ， 0.9 ， $0.04\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ，感热通量、潜热通量、土壤热通量、净辐射依次比晴天减少了 30% ， 45% ， 90% ， 38% 。感热、潜热、土壤热通量和净辐射

的日平均依次为47.4, 8.0, 1.2, $62.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 其中感热、土壤热通量和净辐射日平均分别为晴天的73%, 27%, 64%。感热、潜热、土壤热通量和净辐射的日较差依次为235.6, 66.1, 191.0, $478.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 除土壤热通量日较差比晴天增加了 $19.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 外, 感热、潜热通量和净辐射皆比晴天小, 依次为晴天的85%, 96%, 94%。

(4) 沙尘暴

由图5-8(d), 可以得知: 沙尘暴时, 早晚各通量较小, 全天仍以感热通量为主。感热、潜热通量分别于13:30、7:30达到峰值 $215.1, 33.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 土壤热通量全天在 $-36.9\sim 112.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间变化。净辐射比土壤热通量出现最大值的时间滞后了半个小时, 于13:30达到峰值 $330.8\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 感热、潜热、土壤热通量的日总量分别为3.8, 0.9, $0.04\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。感热通量、潜热通量、土壤热通量、净辐射依次为晴天的66%, 18%, 22%, 55%。感热、潜热通量和净辐射的日平均依次为41.8, 3.3, $52.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 分别比晴天减少了35%, 55%, 46%, 土壤热通量的日平均值为 $-0.9\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。感热、潜热、土壤热通量和净辐射的日较差依次为249.8, 55.4, 149.4, $420.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 分别是晴天的90%, 81%, 87%, 83%。

5.5.3 典型天气型土壤温度的日变化

同样, 从2009年8月1日至8月31日的土壤湿度数据资料中, 挑选了8月9日、8月3日、8月6日、8月31日这四天, 分别代表肖塘夏季的晴天、阴天、扬沙和沙尘暴天气, 来分析肖塘夏季典型天气下的土壤温度的日变化特征。

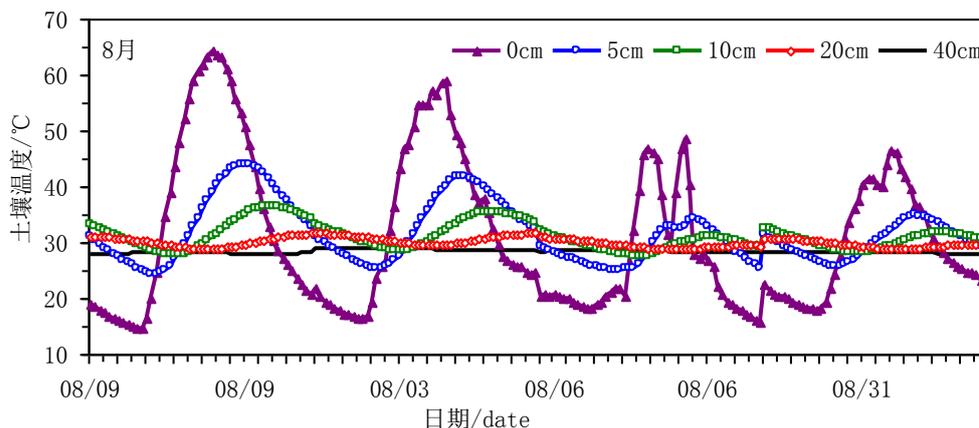


图5-9 肖塘典型天气型土壤温度日变化

Fig.5-9 Daily variation of soil temperature in the different types of synoptic conditions in Xiao

Tang

地表辐射和热量平衡的结果必然反映在地表和土壤温度的变化上。从图5-9可以看出: 无论晴天、阴天、扬沙、沙尘暴, 20cm、40cm土壤温度基本都保持

不变，分别维持在31.0℃和30.1℃左右。

晴天时，0cm、5cm、10cm土壤温度日变化表现为正午为峰值的准正弦曲线，随深度增加峰值滞后时间增长。而20cm土壤温度日变化却表现为振幅很小的反位向变化，40cm土壤湿度几乎不再有明显的日变化规律。地表和土壤温度的日变化的基本形态非常符合经典的观测结果^[65]。0cm、5cm、10cm、20cm、40cm土壤温度峰值分别为64.3℃，44.0℃，36.5℃，31.6℃，28.1℃，日较差分别为49.7℃，19.7℃，8.7℃，2.7℃，0.3℃。

阴天时，由于云的遮蔽，除了20cm、40cm外，地表和土壤温度日变化的振幅变小。但是地表和土壤温度的日变化特征仍然清晰，0cm土壤温度表现出略微的不规则性，其余各层土壤温度日变化与晴天时的规律相似。0cm、5cm、10cm、20cm、40cm土壤温度峰值依次为58.8℃，41.9℃，35.4℃，29.6℃，28.9℃，0cm、5cm、10cm、20cm、40cm土壤温度日较差分别比晴天减少了15%，16%，21%，23%，1%。

扬沙时，除20cm、40cm土壤温度日变化与晴天时的规律相似外，地表和5cm、10cm土壤温度日变化的振幅均减小，并且表现出不规则性。0cm于15:30达到峰值48.6℃，比晴天峰值减小了24%；5cm土壤温度比0cm滞后一个小时出现一天中的最大值34.4℃；10cm、20cm土壤温度均于夜间0时出现最大值，分别为32.1℃，31.0℃；40cm土壤温度于早晨7时达到最大值28.5℃，日较差仅为0.32℃。

沙尘暴时，沙尘对地表和土壤温度造成了一定的影响，0cm、5cm、10cm土壤温度日变化的振幅减小且不规则，但仍表现出明显的日变化特征。0cm土壤温度于13:30达到峰值46.5℃，比晴天峰值较少了28%。5cm土壤温度比0cm滞后2.5小时出现最大值34.9℃。10cm、20cm均于夜间0时出现最大值，分别为32.6℃，30.9℃。40cm土壤温度于8:30达到最大值28.2℃。0cm、5cm、10cm、20cm、40cm土壤温度日较差分别比晴天减少了42%，53%，48%，31%，19%。

6 结论与展望

本文利用塔克拉玛干沙漠北缘肖塘气象站的地面要素资料和肖塘自动站直接探测的气象资料。2011年10m梯度探测系统探测的辐射资料和2009年3m涡动相关探测系统探测的数据,对塔克拉玛干沙漠北缘的地表辐射和能量收支进行了分析,揭示了沙漠绿洲过渡带的陆-气相互作用情况。

6.1 结论

(1)一年中总辐射瞬时最大值均为超过太阳常数,最大值为 $1329.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,比太阳常数小 $44.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,计算值比此实测值偏高 $17.4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$;1、4、7、10月的晴天天气的平均日变化曲线均呈正态分布,日平均最大值分别为531.3, 774.7, 901.3和 $657.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,4月和7月日总量仅相差 $2.6\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

(2)反照率年变化,冬季明显偏高,大于夏季,但其他月份起伏相对不大。肖塘年平均反照率为0.27,地表反照率瞬时最大值为0.833,最小值为0.202。1、4、7、10月反照率平均日变化呈“U”型,各月反照率的变化与卫星反演的沙漠地表的反照率在0.27~0.34之间吻合。有积雪覆盖的地表反照率在0.25~0.56之间变化,无积雪覆盖的地表反照率在0.22~0.30之间变化反照率随着太阳高度角增加而减小,并且当太阳高度角大于 15° 时地表反照率基本上趋于不变。

(3)1、4、7、10月的大气长波辐射平均日变化曲线均成单峰型,7月最高,1月最低,4月略高于10月。1、4、7、10月的大气长波辐射日较差分别为36.1, 52.6, 63.6和36.7;地面长波辐射变化与大气长波辐射相似,受到地表温度变化的影响,地面长波辐射远大于大气长波辐射。1、4、7、10月的地面长波辐射日较差约为大气长波辐射日较差的4~5倍。

有效辐射的平均日变化曲线与地面长波辐射平均日变化曲线相似,1月最大值比7月减少了55%。日较差分别为43.7, 192.4, 227.2, $162.6\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,7月日较差约为1月的5倍,介于大气长波辐射和地面长波辐射之间。

(4)净辐射具有很明显的日变化规律。7月最大,4月略小,10月次之,1月最小。1、4、7、10月份净辐射的日较差分别为290.3, 437.1, 503.4, $362.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,说明净辐射的季节转换很明显,由春季到冬季净辐射的日变化越来越缓和。

1、4、7、10月净辐射极大值一般出现在正午11:00时,有些月份出现在正午12:00时,天空大多为云覆盖,但太阳未被遮蔽,大气透明度良好。

(5)不同季节晴天的辐射分量均呈正态分布,总辐射,反射辐射,地面长波辐射及净辐射都具有非常明显的季节变化特征,即7月最大,4、10月次之,1

月最小。相比之下，大气长波辐射的季节变化特征不明显。

(6)晴天时除大气长波外辐射其它分量均呈现出标准的倒“U”型，这主要是由于太阳高度角的影响。阴天天气时，除大气长波辐射外其余辐射分量曲线均呈略微的不规则状。浮尘天气时，由于沙尘的影响，到达地表的辐射表现出不规则性，呈现出多峰的现状，但总体仍是早晚各辐射通量小，中午大。沙尘暴天气时，各辐射通量波动最大，达到峰值的时间略微提前，且总辐射、反射辐射和净辐射均比晴天明显减弱。

(7)2011年肖塘地区总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射、净辐射的年总量分别为：5441.3，1446.3，7432.3，9596.8和1766.9MJ.m⁻²。在地表辐射收支中，地面长波辐射最大，其次是大气长波辐射，总辐射约是地面长波辐射的1/2，净辐射约为总辐射的1/3，反射辐射最小。

肖塘地区辐射收支各分量的月总量除净辐射和长波辐射于6月达到最大值外，其余均在7月达到最大值。辐射分量的年变化日均值变化曲线呈倒“U”型分布，即上半年逐渐增大，下半年逐渐减小。

(8)8月各层土壤温度的平均值分别为32.2℃、31.8℃、30.9℃、29.8℃、28.1℃。0cm的土壤温度的平均日变化呈正弦曲线，20cm土壤温度变化幅度很小，40cm土壤温度每个时刻都低于10cm、20cm。

10月，各层土壤温度的平均值分别为15.1、17.0、17.8、18.9和20.2℃。

8月、10月土壤湿度，呈现上干下湿现象。2.5cm和5cm相对干燥，10cm和20cm相对湿润，形成水汽汇集区。

(9)通过2009年夏季、秋季晴天天气资料拟合的散点回归直线，得到肖塘2009年长期的平均能量闭合度为0.78，闭合率为78%，闭合差为22%，这与大部分文献的结果20%~30%是一致的。

(10)肖塘地区夏、秋季节地-气能量交换主要以感热和土壤热通量为主，潜热通量的变化不是很大。净辐射、感热通量具有非常明显的季节特征，即夏季较大，秋季较小。相比之下，潜热通量和土壤热通量的季节变化特征不是很明显。秋季晴天时，感热通量、潜热通量、土壤热通量、净辐射依次比夏季晴天峰值减少了29%，75%，29%，28%。

(11)总体输送系数的季节和日变化十分明显，夏季大于秋季，白天大于夜间，日变化曲线呈多峰分布。8月肖塘总体输送系数C_D平均值为4.5×10⁻³，C_H为2.2×10⁻³。10月C_D、C_H平均值分别为4.2×10⁻³、1.6×10⁻³。

(12)夏季白天，感热、潜热、土壤热通量各占净辐射的52%，6%，16%，夜间依次占净辐射的53%，3%，6%。夏季白天、夜间能量平衡率分别为26%，38%。

(13)晴天时，地表收支各项的日变化特征为：感热、潜热、土壤热通量在量级上基本相当，但以感热传输为主。阴天时感热、潜热、土壤热通量的日总量

分别为4.5, 1.0, $-0.1\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。扬沙时, 感热、潜热、土壤热通量的日总量分别为3.8, 0.9, $0.04\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。沙尘暴时, 早晚各通量较小, 全天仍以感热通量为主。感热、潜热、土壤热通量的日总量分别为3.8, 0.9, $0.04\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

(14)晴天时, 0cm、5cm、10cm土壤温度日变化表现为正午为峰值的准正弦曲线, 随深度增加峰值滞后时间增长。阴天时, 由于云的遮蔽, 除了20cm、40cm外, 地表和土壤温度日变化的振幅变小。扬沙时, 除20cm、40cm土壤温度日变化与晴天时的规律相似外, 地表和5cm、10cm土壤温度日变化的振幅均减小, 并且表现出不规则性。沙尘暴时, 土壤温度日较差分别比晴天减少了42%, 53%, 48%, 31%, 19%。各种天气中, 20cm、40cm土壤温度基本都保持不变, 分别维持在 31.0°C 和 30.1°C 左右。

6.2 展望与不足

陆-气相互作用的研究, 是一项比较复杂的焦点课题。本文初步分析和计算了相关参数, 但是很多问题有待进一步深入研究。

具体而言, 首先陆面过程是比较复杂的过程, 涉及的要素比较多, 各要素间关系复杂, 本文仅对辐射和能量收支各项的总辐射、反射辐射、地面长波和大气长波辐射、净辐射、湍流通量、土壤热通量进行了分析, 没有涉及辐射和通量的相关因子的分析, 如: 紫外辐射、比湿等。其次, 辐射部分章节连续完整的分析各因子的变化。同时, 由于数据的原因, 只分析了能量收支各项 8 月和 10 月的资料。再次, 没有涉及与沙漠腹地等相关下垫面的多站点进行对比分析。应进一步长尺度的进行多站点的对比分析。最后, 本文仅计算了动量和感热总体系数等参数, 没有涉及查理系数和稳定性。应进一步确定参数化方案和发展陆面模式。

参考文献

- [1] Sellers P J r, Hall F G. FIFE in 1992: Results, scientific gains and future research directions. *J Geophys Res*,1992,97(D17):19091-19109.
- [2] Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S. The effect of soil moisture on short term climate and hydrology change-A numerical experiment *Monthly Weather Review*,1984,112:474-490.
- [3] Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer vegetation [J]. *Geophys Res*,1978,83:1889-1963.
- [4] Chervin R M. Response of the NCAR general circulation model to changed land surface albedo[R]. Report of the JOC Study Conference on Climate Models: Performance, Intercomparison And Sensitivity Studies. GARP Publ Series,1979,I(22):563-581.
- [5] Manhatan, Karnsas. Report of Third Session of J SC Working Group on Land Surface Processes and Climate[R]. World Meteorological Organization (WMO).1987, WCRP- 8,WMO/TD-No.232.
- [6] Yamazaki N, Kalahari H, yatagai A, et al. Current status of GAME reanalysis project and some preliminary results [C].//International GAME/HUBEX, Workshop. Sapporo:12-14 September.2000:24-29.
- [7] Steven P Oncley, Foken T, Vogt R, et al. The energy Balance Experiment EBEx-2000[C].//15th Conference on Boundary Layer and Turbulence. Wageningen: American Meteorology Society.2002: 1-4.
- [8] Bolle H J, Andere J C, Arrue, et al. EFEDA-European field experiment in desertification- threatened area [J]. *Annual Geophysics*. 1993, 11(2):173-189.
- [9] 杨兴国, 牛生杰, 郑有飞. 陆面过程观测试验研究进展 [J]. *干旱气象*,2003,21(3):83-89.
- [10] Sellers P J, Hall F G, Asrar G, et al. The first ISLSCP field experiment (FIFE)[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*,1988,69:22-27.
- [11] 李帅. 塔克拉玛干沙漠腹地地表辐射收支和能量平衡研究 [D], 新疆大学,2007:1-79.
- [12] Thomas Warner. *Desert Meteorology* [M].2008,1-463.
- [13] 孙寂芬. 陆面过程研究的进展 [J]. *新疆气象*,2002,25(6):1-6.
- [14] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. Biosphere- Atmosphere

- Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model[R].NCAR /TN387+STR,1993.
- [15] Sellers P J, Mintz Y, Stouffer R J, et al. A simple biosphere model (sib) for use with general circulation models [J].J Atmos Sci,1986,43:505-531.
- [16] Bonan G B. A Land Surface Model (LSMVersion1.0) for Ecological, Hydrological and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide[R].NCAR Technical Note/TN-417+STR,1996.
- [17] Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. 1996a: A revised land surface Parameterization (SIBZ) formulation. Journal of Climate,9,676-705.
- [18] Unland H E, Houser P R, Shuttleworth W J, et al. 1996. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site[J].AGRICULTURAL AND FOREST METEOROLOGY, 82(1-4): 119-153DEC.
- [19] Malek E, Bingham G E. Partitioning of radiation and energy balance components in an inhomogeneous desert valley [J].JOURNAL OF ARID ENVIRONMENTS, 1997.v 37, n 2, p 193.
- [20] Garratt J R. Clear-sky longwave irradiance at the earth's surface-Evaluation of climate models [J].JOURNAL OF CLIMATE, 2001. 14 (7):1647-1670.
- [21] Garratt J R, Rotstayn L D, Krummel P B. The atmospheric boundary layer in the CSIRO global climate model: simulations versus observations [J] .CLIMATE DYNAMICS.2002.19(5-6): 397-415 AUG.
- [22] Offerle B, Grimmond CSB, Oke TR. Parameterization of net all-wave radiation for urban areas [J].JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY,2003. 42 (8): 1157-1173 AUG.
- [23] Piers Sellers, Forrest Hall, K Jon Ranson, et al. The boreal ecosystem Atmosphere Study (BOREAS): An over view and early results from the 1994 field year [J].Bulletin of the American Meteorological Society.1995,76(9):1549-1577.
- [24] 季国良,马晓燕,邹基玲,等.黑河地区绿洲和沙漠地面辐射收支的若干特征[J].高原气象,2003,21(3):29-33.
- [25] Hu Yinqiao, Xueli Yang, Qiang Zhang. The characters of energy budget on the Gobi and desert surface in Hexi region [J].ACTA Meteor Sin,1992,26:82-91.
- [26] 吕达仁,陈佐忠,陈家宜,等.内蒙古半干旱草原土壤-植被-大气相互作用 (IMGRASS)综合研究[J].地学前缘,2002,9(2):295-306.
- [27] 杨兴国,牛生杰,郑有飞.陆面过程观测试验研究进展[J].干旱气

- 象,2003,21(3):83-89.
- [28] Zhang Q,Huang H. Water vapor exchange between soil and atmosphere over a Gobi surface near an oasis in summer[J].Journal of Applied Meteorology,2004,43(12):1917-1928.
- [29] 张强,王胜.干旱荒漠区土壤水热特征和地表辐射平衡年变化规律研究[J].自然科学进展,2007,17(2):211-216.
- [30] 曹晓彦,张强.西北干旱区荒漠戈壁陆面过程的数值模拟[J].气象学报,2003,61(2):219-225.
- [31] 殷达中,陈家宜.一个陆面过程参数化模式与 MM5 的耦合[J].大气科学,2000,24(2):177-186.
- [32] 张强,周毅.敦煌绿洲夏季典型晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征[J].植物生态学报,2002,26(6):717-723.
- [33] 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.
- [34] 黄宝霞,王澄海,刘辉志,等.内蒙古奈曼流动沙丘下垫面近地面能量收支研究[J].干旱区地理,2007,30(2):177-183.
- [35] 艾力·买买提明,何清,高志球,等.塔克拉玛干沙漠近地层湍流热通量计算方法比较研究[J].中国沙漠,2008,28(5):948-954.
- [36] 肖瑶,赵林,李韧,等.青藏高原腹地高原多年冻土区能量收支各分量的季节变化特征[J].冰川冻土,2011,33(5):1033-1039.
- [37] 岳平,张强,杨金虎,等.黄土高原半干旱草地地表能量通量及闭合率[J].生态学报,2011,31(22):6867-6876.
- [38] 张晓惠,高志球,魏东平.简单生物圈模式(SiB2)中湍流能量通量对近地层两类阻抗系数的敏感性研究[J].大气科学,2012,36(5):1053-1062.
- [39] 杨启东,左洪超,杨扬.近地层能量闭合度对陆面过程模式影响[J].地球物理学报,2012,55(9):2876-2888.
- [40] 于贵瑞,孙晓敏.陆地生态系统通量观测的原理与方法[M].北京:高等教育出版社,2006:165-238.
- [41] Fritschen L J, Simpson J R. Surface energy and radiation balance systems: General description and improvements [J].J. Appl. Meteor.,1989,28:680-689.
- [42] 陆龙骅,周国贤,张正秋.1992 年夏季珠穆朗玛峰地区的太阳直接辐射和总辐射[J].太阳能学报,1995,16(3):230-233.
- [43] 陆龙骅,戴加洗.唐古拉地区的总相射和净辐射[J].科学通报,1979,9(24):400-404.
- [44] 姚兰昌,袁福茂,陈有虞,等.1986 年和 1987 年秋季西太平洋赤道附近海域的辐

- 射状况[J].高原气象,1989,8(4):331-344.
- [45] 何清.塔克拉玛干沙漠中大气边界层结构及地-气相互作用观测研究[D],南京信息工程大学,2009:1-203.
- [46] 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.
- [47] 李小文, A Strahler,朱启疆,等.地物二向性反射几何光学模型和观测的进展[J].国土资源遥感,1991,(1):9-19.
- [48] 周允华,陆魁东.冬小麦田净余辐射与总辐射的关系[A]. 牛文元,周允华,张翼.农田生态系统能量物质交换[M].北京气象出版社,1987:25-35.
- [49] Baldocchi D D, Falge E, Gu L H, et al. Fluxnet: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of American Meteorological Society*,2001,82:2415-2434.
- [50] Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, et al. A revaluation of long-term flux measurement techniques. PartI: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003,107,1-48.
- [51] Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at fluxnet sites. *Agricultural and Forest Meteorology*,2002,Vol.113:223-243.
- [52] 潘守文.小气候考察的理论基础及其应用.北京,气象出版社,1989.
- [53] 阳坤,王介民.一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法[J].中国科学 D 辑:地球科学,2008,38(2):243-250.
- [54] 李宏宇,张强,赵建华.论地表能量不平衡的原因及其解决办法[J].干旱研究,2012,29(2):222-232.
- [55] 李正泉,于贵瑞,温学发,等.中国通量观测网络(China FLUX)能量平衡闭合状况的评价[J].中国科学: D 辑,2004,34(增刊 2):46-56.
- [56] 李宏宇,张强,王胜.陇中黄土高原夏季陆面辐射和热量特征研究[J].地球科学进展,2010,25(10):1070-1081.
- [57] 郭建侠.华北玉米下垫面湍流输送特征及参数化方案比较研究[D],南京信息工程大学,2006:1-113.
- [58] Vehrencamp J E. Exerimental investigation of heat transfer at an air-earth interface [J].Tran's. *American Geophysical Union*,1953,34:22-30.
- [59] 王慧,李栋梁,胡泽勇,等. 陆面上总体输送系数研究进展[J].地球科学进展,2008, 23(12):1249-1260.
- [60] Lin Gen Bian, Zhi qiu Gao, Qiang de Xu, et al.Measurements of turbulence transfer in the near-surface layer over the southeastern Tibetan plateau [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 2002,102:281-300.

-
- [61] 马耀明,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.
- [62] 刘强.塔克拉玛干沙漠北部肖塘地区近地层微气象特征研究[D],新疆大学,2010:1-104.
- [63] 张立盛,钱正安,陈伯民.黑河地区地面阻曳系数的估算及其影响的数值试验[J].高原气象,1994,13(3):357-365.
- [64] 郭晓峰,康凌,蔡旭晖,等.华南农田下垫面地气交换和能量收支的观测研究[J].大气科学,2006,30(3):453-463.
- [65] 张强,曹晓彦.敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J].大气科学,2003,27(2):245-253.

在读期间发表的论文

- [1] 王延慧,史玉光,何清,等. 短波辐射研究概述[J].沙漠与绿洲气象,2013,7(2):68-73.
- [2] 王延慧,史玉光,买买提艾力·买买提依明,等.塔克拉玛干沙漠北缘辐射分量特征分析[J].中国沙漠,2013. (已录稿)
- [3] 买买提艾力·买买提依明,繆启龙,王延慧,等.塔克拉玛干沙漠北缘过渡带紫外和总辐射特[J].中国沙漠. (已录稿)
- [4] 杨涵,王延慧,吴金鸿.额尔齐斯河流域 1990-2010 年湿地遥感监测分析[J].水利水电科技进展,2012,32(1):22-26.
- [5] 王延慧, 买买提艾力·买买提依明,何清.肖塘荒漠绿洲过渡带反照率变化.待发表.

后记

硕士研究生三年的学习生活即将接近尾声，我在此向三年来所有支持、帮助、关心和爱护我的亲人、同学们及老师表示深深的感谢！

论文顺利完成，首先要向我的导师史玉光、何清研究员表示衷心的感谢！史玉光、何清导师知识渊博，治学严谨，宽容豁达的人生态度和处处与人为善的行事准则，永远值得我学习。师恩难忘！在论文完成之际特向史导师、何清导师表示最诚挚的谢意！

感谢中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所的艾力·买买提明老师！于百忙之中抽出时间，在论文的写作与修改方面，给予的极大帮助与无私奉献！

感谢新疆师范大学地理科学与旅游学院的各位老师，感谢焦黎院长、海鹰老师、李艳红老师、楚新正老师、叶茂老师、武胜利老师、满苏尔老师、吴炎老师、来风兵老师、阿里木江老师、安瓦尔老师、杨涵老师等，在学习和生活中给予极大的关心和帮助！

感谢中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所的各位老师，尤其要感谢魏文寿老师、刘新春老师、霍文老师、杨兴华老师等，他们在学习和生活中给予了许多的帮助和关心支持，在此对他们表示诚挚的谢意！

感谢新疆巴音郭楞蒙古自治州且末县塔中气象站刘厚勇、吴新萍、蒋新波、郑伟、高欣、黄杰、杜心蕊等同志，我在塔中实习的半年时间里，他们对我生活上的照顾和学习上的帮助！

感谢王世杰、崔丽娜、金莉莉、胡文峰、秦莉、李帅、侯延军、姚俊强等所有帮助过我的师哥师姐们！特别感谢朋友张建涛在这三年的学习和生活中给了我很大的帮助和鼓励，还有李战超、蔺甲、张倩、王霄、崔凤、齐妙青，顾军明、黄秋霞等同学及师弟和师妹们！

最后，特别感谢我的父母在我漫长的求学生涯中所给予的无私关爱和鼎力支持。谢谢你们的无私奉献！

再次向你们表示最诚挚的感谢！

王延慧

2013年3月1日于乌鲁木齐