

# 青藏高原那曲地区地表反照率及其在模式中的应用

孙一丹, 李茂善, 吕 钊, 宋兴宇, 阴蜀城

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室 气候与环境变化联合实验室, 四川 成都 610225)

**摘要:**为探究青藏高原那曲地区地表反照率的特征,并将其应用在陆面模式中,改进模式参数和参数化方案,利用2010年的地面观测数据和MODIS产品MCD43C3的卫星遥感数据,对局地的地表反照率时间变化特征进行分析和比较。同时利用Noah-MP陆面模式进行能量通量的模拟,揭示地表反照率对能量收支平衡的影响,运用统计量分析和相关分析,评估模式模拟的效果。主要得到以下结果:(1)全年地表反照率存在明显的波动性,大部分的反照率值处于0.15~0.30,给反照率带来主要影响的因素是积雪和植被。月变化的趋势呈现出“双峰单谷”,同时具有明显的季节变化特征,夏、秋季小,春、冬季大,表现为:春季>冬季>秋季>夏季。日变化特征则表现出早晚大、中午小的“U”型分布。(2)对比MODIS产品短波波段的白空反照率(WSA)和黑空反照率(BSA)与地面观测结果发现:地面观测结果>WSA>BSA,但变化特征有较好的一致性,导致MODIS地表反照率与观测结果产生偏差的原因主要是积雪。季节变化上,WSA的趋势与观测值基本一致,BSA却是冬季>春季,可以认为阴天和降雪给卫星反演质量带来的影响较大。(3)通过将实测的反照率替换模式中反照率进行敏感性试验,结果发现:Noah-MP模式对反射辐射具有较好的模拟效果。感热通量和潜热通量对地表反照率存在一定的敏感性,模式模拟值与实测值的日变化特征保持一致,白天处于峰值,夜间处于谷值,Noah-MP模式对感潜热通量在夜间的模拟效果都远好于白天。改变地表反照率后,模拟效果的好坏在各月表现出一定的差异性,以11月为例,反射辐射和感潜热通量的模拟效果都得到了改进。

**关键词:**气象学;数值模拟;地表反照率;青藏高原;Noah-MP模式;卫星遥感

**中图分类号:**P422

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2020.03.014

## 0 引言

地表反照率表征了地表对太阳辐射的反射能力,是陆面过程模式中的重要参数之一<sup>[1]</sup>。太阳辐射的能量是地球最重要的能源,是地球大气运动的主要动力来源。太阳辐射是一种短波辐射,而大气直接吸收短波辐射的能力有限,在地球-大气系统对太阳辐射的吸收中,大气的吸收只占到20%,而地球表面的吸收约占50%,地表接收太阳辐射而升温,大气则会通过接收来自地面的长波辐射和地面释放的感热潜热来获得能量。地表反照率越大,地面吸收的太阳辐射就越少,辐射升温也就越小,大气因此获得的能量也就越少;反之,大气因此获得的能量也就越多<sup>[1]</sup>。由此可见,地表反照率在一定程度上决定着地-气能量收支平衡。

被称为“世界屋脊”的青藏高原平均海拔4000 m以上,是世界上海拔最高、地形结构最为复杂的高原,广泛分布着冰川、积雪和冻土等高反照率地表类

型<sup>[2]</sup>,其热力作用、动力作用和地-气相互作用不仅直接驱动中国东部和西南部气候的变化,而且对北半球甚至全球的气候变化具有巨大的影响。青藏高原地表反照率影响着高原地表能量平衡收支。

中国学者对青藏高原热力作用及地表反照率分布变化特征的研究内容较为丰富。早在20世纪60年代,陈隆勋等<sup>[3]</sup>就利用观测资料分析计算了青藏高原地表反照率的分布,以此进一步研究了地气系统的辐射收支。朱福康<sup>[4]</sup>利用1979年5-8月和1986年6-7月两次观测资料就青藏高原夏季地表反照率变化做出了讨论。近年来,利用遥感方法反演地表反照率更是已经成为一个热点。钟强<sup>[5]</sup>利用野外观测资料和卫星数据,说明冬季积雪对地表反照率的影响可以通过引入两个变量参数来表示。21世纪初,邓孺孺<sup>[6]</sup>采用NOAA-AVHRR数据反演青藏高原的地表反照率进行研究和分析。尤其近5年,利用地面观测资料与同期的MODIS数据对比并分析反照率的日内、月均和季节变化特征的研究颇多<sup>[7-11]</sup>。为了研究大气边界层的变化特征,许多学者都会利用数值模拟的方法对陆面过程和中尺度过程进行模拟。随着数值模式的不断发展和改进,有关不

同模式中不同参数化方案对不同地区的适用性的研究不断增多,同时内容也越来越丰富<sup>[12-18]</sup>。

地表反照率对下垫面热力特性研究的重要性不言而喻,尤其是对整个地气系统的能量收支平衡有着重要的意义。地表反照率可以通过观测资料得到的向下/向上短波辐射进一步订正后计算得出,尽管地面气象观测基本实现了自动化,观测准确度与早年相比也有很大程度的提高,但难免存在误差,而观测站点在全国的分布也明显不均匀,尤其青藏高原地区的观测资料稀少,对大气边界层及下垫面的研究上存在一定的局限性。而当前的气象卫星可以提供包含大量地球大气信息的有效资料,这些资料又可以导得气象领域的各种参数,地表反照率等陆面参数就是其主要内容之一。一直以来,对青藏高原地表反照率的变化特征研究都较多,但将实际反照率替换模式中原有的反照率来进行模拟效果评估的试验还相对较少,探究地表反照率在模式中的应用对未来进一步改进模式具有一定的指导意义。

鉴于此,拟利用2010年那曲地区的观测资料和MODIS地表反照率产品资料,通过统计分析的方法,分析研究地表反照率的时间变化特征,同时利用Noah-MP模式模拟陆面能量通量的变化与实际观测结果进行对比,揭示地表反照率对能量收支平衡的影响,以达到评估模式模拟效果的目的,为提高陆面模式的模拟能力提供理论依据。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料概况

地面观测资料选取了青藏高原那曲高寒气候与环境观测研究站(BJ站)2010年全年的实测数据,其主要观测项目包括10分钟平均风速风向、10分钟最大风速、气温和相对湿度、土壤温度、向下和向上的短波辐射和长波辐射、地表辐射温度、土壤热通量、土壤含水量、气压、10分钟累计降水量以及雪深。数据观测10 min一次。BJ站位于31.37°N,91.90°E,站点海拔高度约4534 m,下垫面地势开阔平坦,地表土壤成分以砂土为主,地面被不均匀的高原草甸覆盖,草高5~10 cm<sup>[1]</sup>。另外使用了BJ站2010年经过订正后的辐射数据,其中包括向下和向上的短波辐射和长波辐射,地表反照率以及地面净辐射,数据记录30 min一次;使用的感热通量和潜热通量资料仍是BJ站2010年的观测数据,数据间隔30 min记录一次,但其中1-4月为缺测,其余月份也有少量缺测值。所有观测资料均有质

量保证。

卫星资料采用的是中分辨率成像光谱仪(MODIS)地表反照率产品MCD43C3与地面观测资料同年的数据。该数据下载自LP-DAAC(<https://lpdaac.usgs.gov>),属于美国国家航空航天局(NASA)地球观测系统数据和信息系统(EOSDIS)的一部分,由美国地质调查局(USGS)地球资源观测与科学(EROS)中心免费提供<sup>[2]</sup>。MCD43C3是MODIS陆地标准产品,利用二向反射分布函数(BRDF)模型进行反演,反照率数据集是每16 d Terra和Aqua双星MODIS数据经过大气校正得到的,对观测结果进行加权以估计在16 d周期中第9天的BRDF/Albedo<sup>[2]</sup>。采用分辨率为0.05°(赤道处5600 m)的气候网格(CMG),以及等经纬度的投影方式覆盖全球,提供包括MODIS 1~7通道的黑空反照率和白空反照率,以及可见光(0.3~0.7 μm)、近红外(0.7~5.0 μm)、短波(0.3~5.0 μm)3个波段的黑空反照率和白空反照率在内的共20个反照率层,还额外拥有全球反照率质量、当地正午时分太阳天顶角、处理更精细的分辨率数据、积雪覆盖率和BRDF反演信息5个辅助层。其中,白空反照率指的是太阳辐射在完全漫射条件下即完全阴天条件下的反照率,黑空反照率指的是太阳辐射在完全直射条件下即完全晴空条件下的反照率<sup>[19]</sup>,实际的反照率还需要将两者进行加权平均的处理后才能得到。

### 1.2 研究方法

为分析地表反照率在时间上的变化特征,首先统计全年站点数据中地表反照率的日均值,观察一年中反照率的逐日变化,再计算出月平均值和季节平均值,观察反照率在一年里的月变化和季节变化,然后选取典型日分析地表反照率在这一天中的变化,结合影响地表反照率的因素进行考虑,解释这个变化产生的可能原因,与前人研究的一般变化规律做对比,分析其产生偏差的原因。接着,将实测数据做与MODIS产品MCD43C3相同的处理,得到16 d平均地表反照率,之后与地表反照率产品MCD43C3短波波段的黑空反照率和白空反照率做对比。

为研究地表反照率在模式中的应用,运用Noah-MP陆面模式进行控制试验和敏感试验,分别用每月地表反照率观测值中的最大/最小值替换模式中选定植被类型的原本反照率最大/最小值,即改变VEGPARM.TBL文件中的ALBEDOMAX和ALBEDOMIN两个变量,将两次试验输出的感潜热通量和反射的太阳辐射与观测得到的真实值做对比,对模式模拟结果进行偏差分析,讨论改变地表反照率对模拟结果的影响。

2 地表反照率的时间变化特征

2.1 逐日变化和逐月变化

首先筛选剔除观测资料中明显的错误数据,接着对数据进行平均处理,得到图 1 中 2010 年 365 d 地表反照率日均值的变化特征。全年的地表反照率有着明显的波动和变化,大多数值在 0.15~0.30,最大值超过 0.6,这基本符合高寒草甸地带的地表反照率特征。从第 160~280 天的逐日变化总体趋于平稳,波动不明显,这可能是因为这段时期该站点正处雨季,降水使土壤水分增加,地表植被有所生长甚至达到全年中最为茂密的时候,从而加大了地表粗糙程度,使反照率处于全年最低状态。

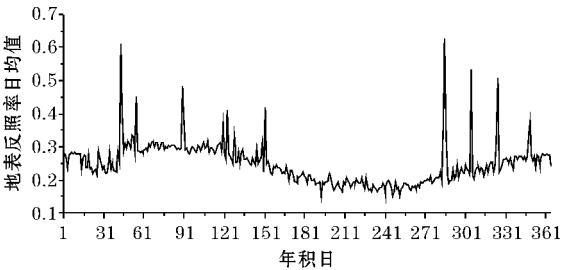


图 1 地表反照率日均值的变化特征

而在第 45、56、91、124、152、286、306、326 和 350 天都存在明显的峰值,为探究其原因,对观测数据中的雪深这一项目做了数据质量控制:考虑到 6~9 月高原上只有降雨而没有降雪,将这期间的积雪增加量直接设为 0,得到全年的积雪变化。如图 2 所示,对应反照率峰值的大部分天数里存在降雪,导致雪深明显增大,有些天数(如第 326 天和第 350 天)则是由于前段时间里有降雪,气温持续偏低导致积雪覆盖有所增加,反照率达到峰值。

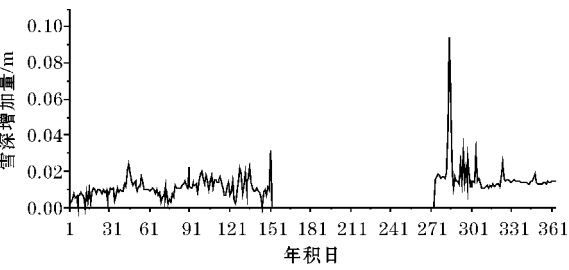


图 2 雪深的变化

从图 3 看出 BJ 站 2010 年地表反照率月均值的变化,先上升后下降最后又上升,可以看成是不明显的“双峰单谷”型,其中 7~9 月的地表反照率平均值最低,2~4 月的平均值最高,而 1 月、11 月、12 月的平均值较高,主要是由积雪覆盖和冰川冻结导致的。由于

2010 年 3~4 月的降雪较多,导致其地表反照率比往年同期要高,甚至成为一年中平均值最大的两个月。而随着天气变暖,冰雪融化,土壤湿度有所增大,反照率也随之变小,高原雨季之后,高原草甸的生长增大了下垫面的粗糙程度,土壤含水量由于降水的增多而增大,使反照率的值有一定程度的降低,因而形成 7~9 月的谷值。10 月开始气温逐渐降低,降雪也开始增多,积雪覆盖率增大,地表反照率又重新增大,形成 11~12 月的第二个峰值。

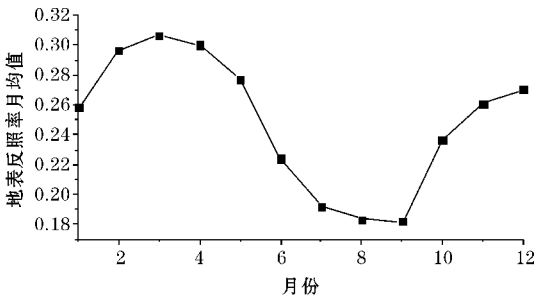


图 3 地表反照率的逐月变化曲线

2.2 季节变化和时刻变化

地表反照率不光与下垫面的粗糙程度有关,还与土壤湿度、太阳高度角等因素有着密不可分的关系。而土壤含水量与降水关系密切,季节变化带来的降水变化会导致含水量的改变,从而影响地表反照率的变化;文中使用单站数据讨论反照率在时间上的变化规律,因此暂不考虑纬度对太阳高度角的影响,从季节上看,对于 31.37°N 的 BJ 站来说,从冬至日到夏至日,正午的太阳高度角逐渐增大;反之,正午的太阳高度角则逐渐减小。

将每个月的平均地表反照率值再按照季节(12~次年 2 月为冬季,3~5 月为春季,6~8 月为夏季,9~11 月为秋季)进行计算平均,得到表 1。

表 1 BJ 站季节平均和年平均地表反照率					
	春	夏	秋	冬	年平均
BJ 站	0.29	0.20	0.23	0.27	0.25

可以很明显的看出,夏、秋两季的反照率平均值较春、冬两季要小很多,其中夏季最小,主要是因为降水增多使地表植被生长迅速,增大了下垫面的粗糙程度,同时地表水分较为充分,土壤含水量增大,由于水的反照率较小,地表反照率也就随之减小。除此之外,夏季也是一年中太阳高度角在一天同时刻里最大的季节,太阳高度角越大地表反照率则越小。进入秋季以后,气温逐渐降低,植被也开始枯萎,下垫面的粗糙程度有一定程度的减小,处于高原干季之后,土壤浅层的水分



明显不足,而后因温度持续降低可能导致土壤含冰量增加,降雪增多导致积雪覆盖率和雪深增大,地表反照率开始逐渐增大,冬季地表干燥结有冰川并覆盖积雪,因此冬季反照率明显大于秋季。因为在高原地区5月是季节交替的时期,复杂性较大,地表反照率经常波动较大,但在2010年BJ站春季的反照率平均值较大的主要原因还是积雪因素,这一年3月、4月的降雪次数和降雪量较往年可能增加的过多,导致积雪不光融化缓慢,还额外进行补充,使地表反照率的值迟迟没有降低,春季的平均反照率甚至超过了冬季,与之前大部分研究中提到的地表反照率季节变化产生一定的不同,形成春季>冬季>秋季>夏季的结果。

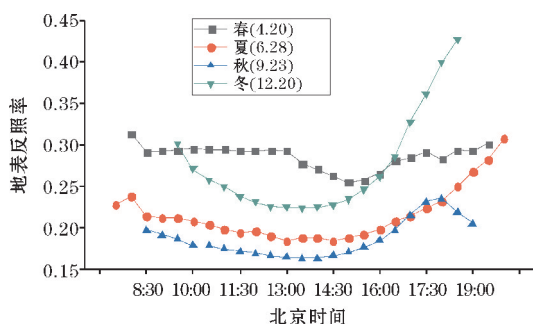


图4 各季节典型日地表反照率的日内变化

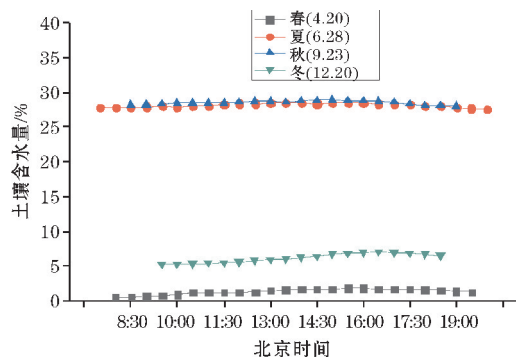


图5 各季节典型日土壤含水量的日内变化

图4显示了4个典型晴天的地表反照率日内变化(具体日期见图例),基本呈现为早晚大,中午小的特征,并且早晚地表反照率的变化率较大,中午则波动很小,几乎持平,类似于“U”型,但是早晚的反照率值并不是相对于正午时刻对称的,有一定的滞后产生,这是因为那曲地区的地方平太阳时与北京时间存在时差,比北京时间晚1小时51分36秒,将北京时间转换成那曲地方时之后,可见正午时分的反照率最低。一天中地表的粗糙程度一般不会有较大的改变,因此地表反照率的日变化主要是由太阳高度角和土壤湿度的改变导致的。对照图5所示的土壤含水量变化可以看到,土壤含水量越高,反照率的值越小,同一天中早晚土壤含水量较中午低,但全天变化不是很大,而越接近正午,太阳高度角

越大,综合两种因素考虑,地表反照率在中午较小。

春、夏、秋、冬4个季节的典型日的日平均地表反照率的值分别为0.2854、0.2150、0.1862、0.2741,可以看出夏、秋季反照率的平均值小于春、冬季的普遍规律,但由于9月22日有降水产生,土壤湿度有所加大,9月23日的土壤含水量略高于6月28日,平均反照率较低。由此可以看出,反照率的变化是由地表粗糙度、土壤湿度、太阳高度角等共同作用造成的。

### 2.3 MODIS 地表反照率与观测结果的比较

随着卫星遥感技术不断更新和改进,越来越多的MODIS产品被广泛应用到大气、海洋、陆表等监测和研究中进而对研究大气环境变化、气候监测和变化、土地利用和覆盖等方面产生重要的意义。为验证MODIS地表反照率产品MCD43C3的反演精度,将其短波波段的白空反照率(white sky albedo, WSA)和黑空反照率(black sky albedo, BSA)与地面观测结果做对比。选取短波波段的WSA和BSA作为研究对象,在网格点坐标中选择对应地理坐标31.37°N, 91.90°E附近的两个网格点数据进行平均处理以近似代替BJ站的反演结果。

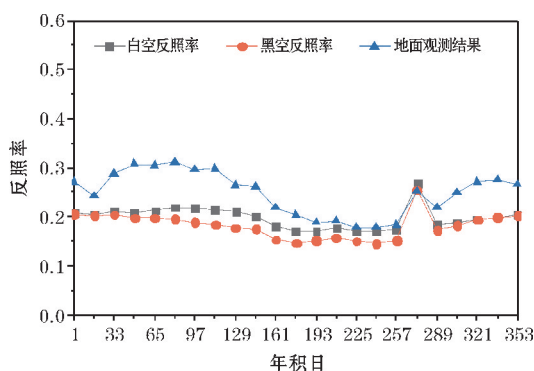


图6 MCD43C3 地表反照率与地面观测结果的对比

图6给出的是全年观测得到的地表反照率与MODIS地表反照率的对比结果,其中对观测数据进行了16d的平均处理。对比3条曲线,WSA和BSA的变化趋势基本与地面观测结果保持一致,两种反照率的值基本都保持在0.2左右,在第273天开始的16d周期里,三者都达到了一个峰值,有较好的一致性。而在第1、17、33、305、312、337、353天开始的周期里,WSA和BSA的差值几乎为0,却与地面观测结果相差较大,经过对比观测数据发现这些日子里有明显的积雪覆盖,证明积雪是影响卫星反演质量的要素之一。第193~257天的16d平均值变化平缓,地面观测结果>WSA>BSA,但是其差距较小,绝对偏差只在0.02左右,说明反演质量在7-9月较高。

表 2 WSA、BSA 与地面观测结果每月平均值的绝对偏差

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
WSA	0.05	0.09	0.09	0.08	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	0.07
BSA	0.05	0.09	0.11	0.11	0.10	0.07	0.04	0.03	0.03	0.02	0.07	0.07

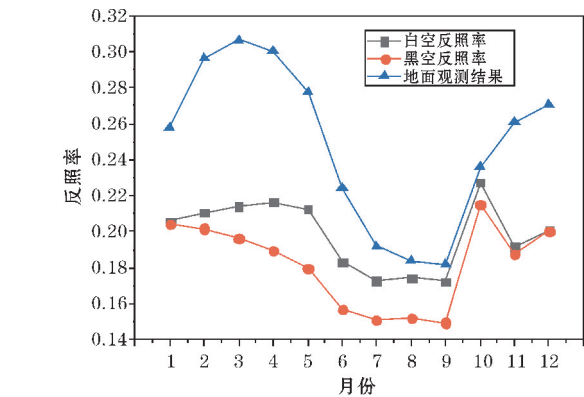


图 7 MCD43C3 地表反照率与观测结果的月均值对比

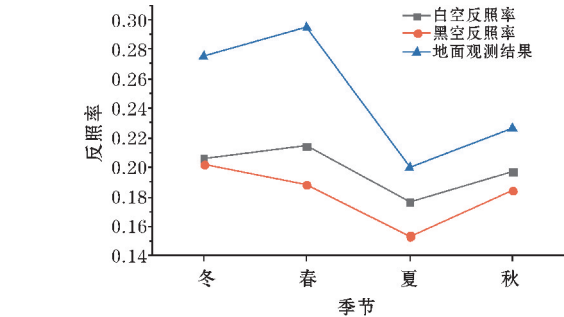


图 8 MCD43C3 地表反照率与观测结果的季节对比

图 7 描述了 WSA、BSA 和观测结果的反照率月均值变化,表 2 则是列出了 WSA、BSA 分别与地面观测结果的绝对误差,图 8 对比了三者的季节平均值。由此可以直观地看出,卫星数据的准确度与季节变化存在着一定的关系,尤其在 7-9 月,WSA、BSA 与地面观测结果的绝对误差均小于 0.05,可以看成是 MODIS 地表反照率全反演的结果,但实际的反演质量还需要进一步进行分析和比对。而在 11 月、12 月、1 月,MODIS 地表反照率与观测结果的偏差较大,这是由于积雪导致的。接着在 3-4 月由于降雪次数略有增多,地表反照率观测值不但没有降低反而继续升高,从 WSA 的变化上可以看到相同但不明显的趋势,而 BSA 则是开始逐渐减小,趋势上就存在了明显的不同。说明在不考虑降雪的影响时,地表反照率的变化将会满足之前讨论的一般规律。

3 地表反照率在模式中的应用

陆面与大气之间无时无刻不在进行着能量和物质的交换,地面通过感热和潜热等方式将能量传给大气,为大气活动提供了下边界条件,因此模拟陆面过程对

气候预测和天气预报有着重要的意义。如今,越来越多不同复杂程度的陆面模式被应用到不同地区的数值模拟过程中,利用 Noah-MP 单点模式对 BJ 站进行陆面过程的模拟,探究在改变模式中地表反照率这一参数的情况下,给输出的辐射通量和感潜热通量结果带来的影响。

任何物体的能量收支都会遵守能量守恒定律,地球、大气和地气系统也都可以用各自不同的能量平衡方程来表达它们的能量收支平衡。而陆地表面的能量平衡可以表示为

R\_n = H + L\_v E + G \tag{1}

式中: $R_n$  为地表净辐射通量, $H$  为感热通量, $L_v E$  为潜热通量, $G$  为土壤热通量。要进行分析 and 讨论的就是感热通量  $H$  和潜热通量  $L_v E$ ,其中 Noah-MP 陆面模式输出的潜热通量分为植被蒸腾的潜热、冠层截留水蒸发的潜热以及裸土蒸发的潜热 3 个部分<sup>[14-15]</sup>,文中不考虑植被覆盖的影响,故只需选用裸土蒸散作为输出变量即可。

为了能很好评估 Noah-MP 模式模拟的结果,采用以下两种统计量进行统计分析:均方根误差(RMSE),可以较好地衡量模拟值与实测值之间的偏差,其值越小,就表示模拟值偏离实测值的程度越小,也就是说明模式模拟的效果越好。计算公式如下:

RMSE = \sqrt{\frac{\sum\_{i=1}^n [X\_{obs}(i) - X\_{model}(i)]^2}{n}} \tag{2}

模式预报效率指数(NSE),可以评估模式的可预报能力,当 NSE=1 时,模拟值与真实值完全一致,模拟效果最佳。即 NSE 的值越接近 1,模拟效果就越好。计算公式如下:

NSE = 1 - [\sum\_{i=1}^n (X\_{obs}(i) - X\_{model}(i))^2 / \sum\_{i=1}^n (X\_{obs}(i) - \overline{X\_{obs}})^2] \tag{3}

其中  $n$  为观测次数, $X_{obs}$  为实测值, $X_{model}$  为模拟值, $\overline{X_{obs}}$  为实测值的平均值。

3.1 Noah-MP 陆面模式介绍

Noah-MP 陆面模式具有多种可以选择的物理参数化方案,是 Noah LSM version 3.0 经过改进和完善后发展而来的增强版本,在许多站点的模拟能力都表现得较好,并且已经被耦合进 WRF 中尺度模式中,其增强的主

要内容包括:(1)重建一个分离的植被冠层模型,考虑到了植被对地表能量和水分平衡的影响;(2)改进的二流传输方案,包括随太阳天顶角变化的植被冠层间隙和冠层三维结构对辐射传输的影响;(3)引入了短期叶物候模型;(4)改进了地下水模型和积雪方案。在修正后的 Noah 模式的基础上,设计了动态植被、辐射传输、气孔阻力、影响气孔阻力的土壤水分因子、空气动力阻力、径流和地下水、降雨和降雪、积雪反照率、冻土中过冷液态水和冻土渗透率等参数化方案物理量<sup>[14]</sup>。

该模式将土壤分为4层,厚度分别为0.1 m、0.3 m、0.6 m、1.0 m,在垂直方向上并不均匀。利用2010年BJ站观测得到的每30 min一次的风向风速、空气温度和湿度、向下的长短波辐射、气压以及经过计算得到的降水速率作为大气强迫场数据驱动陆面模式。模式输出的变量主要包括土壤温湿度、土壤热通量、感潜热通量等,而文中主要利用感热通量( $H$ )、潜热通量( $LE$ )和反射的太阳辐射这3个变量进行分析比较和讨论。模式提供了植被类型共27种,土壤类型共19种以及多种不同的参数化方案,采用的是第7种植被类型即“草地”和第4种土壤类型即“粉砂壤土”,同时使用了模式默认的参数化方案,即气孔阻抗采用 Ball-Berry 方案,控制气孔阻抗的土壤湿度因子采用 Noah 方案,径流和地下水采用 SIMGM 方案,感热输送系数采用 M-O 方案等<sup>[14]</sup>。以2010年5月1日00:00(UTC)为起始时间,12月31日15:30(UTC)为结束时间进行模拟,输入的强迫场数据时间步长为1800 s,输出的模式模拟时间步长为900 s。

### 3.2 控制试验结果分析

控制试验保留了 Noah-MP 模式中“草地”这种植被类型原有反照率值的区间,保证所有的参数设置是模式默认的,只输入处理好的大气强迫场数据进行模拟,分别输出感热通量、潜热通量和反射的太阳辐射这3个变量。

主要分析比较了5~12月中观测资料的感潜热通量值均处于 $-50 \sim 400 \text{ W/m}^2$ 的这些时刻对应的模式模拟结果,其总体变化趋势与实测值具有较好的一致性,同时白天处于峰值,夜间处于谷值,这说明 Noah-MP 模式可以很好的模拟出能量通量的日变化特征。

尤其是在对反射辐射的模拟上,除12月以外各月模拟值与实测值的偏差均较小,甚至在6月、7月基本与观测值保持一致(图9显示了2010年6月、7月BJ站反射辐射模拟值与实际观测值的比较结果)。统计分析得到的结果也证明模式对辐射通量的模拟效果较好,6月、7月反射辐射模拟值的NSE值高达0.96和

0.94,8月、9月反射辐射的RMSE值仅有 $19.50 \text{ W/m}^2$ 和 $21.97 \text{ W/m}^2$ ,相比其他两种能量通量的模拟,辐射通量的模拟效果更好,可预报性也更强。

通过统计分析可以看到,模式对每个月的模拟效果会存在一些明显的差异,各月感潜热通量的RMSE及NSE值如表3所示。其中6月的潜热通量模拟值与实测值的偏差最大,RMSE的值高达 $122.08 \text{ W/m}^2$ ,其感热通量的RMSE也有 $104.02 \text{ W/m}^2$ ,NSE的值是 $-1.17$ ,说明模式在模拟6月的感潜热通量时效果较差。而5月、8月、11月3个月感热通量的模拟效果相对较好,NSE的值更接近1,可预报性较强,但仍有很大的改进空间,其中11月感热通量的RMSE在8个月中最小,潜热通量的RMSE也较小,只有 $23.46 \text{ W/m}^2$ ,而8月潜热通量的NSE有0.67,模拟效果最好,5月潜热通量的NSE却只有 $-0.25$ ,可预报性较该月的感热通量偏低。

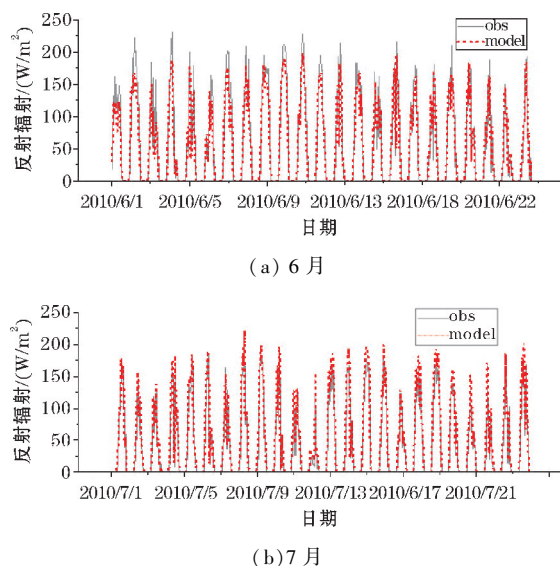


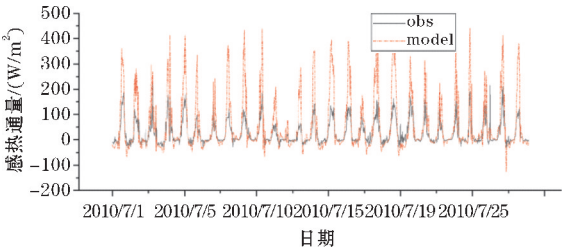
图9 2010年BJ站反射辐射模拟值与实测值的对比

图10和图11分别是7月、10月感潜热通量的 Noah-MP 模式模拟值和地表观测结果的对比曲线。感热通量的模拟值峰值很明显的大于实际的峰值,而低值则较真实值略有偏低,可见模式对夜间感热通量的模拟效果明显好于白天;潜热通量模拟值的日变化波动性和峰值都较真实值明显小出很多,其中模拟值的峰值一般不超过 $100 \text{ W/m}^2$ ,但夜晚的低值同样较实测值相差不大甚至基本一致,模拟效果也是远远好过白天。其中7月的潜热通量偏差较大,可能是由于植物蒸腾作用引起的潜热变化较大而导致的,10月的感热通量RMSE值比7月的稍小一些,与实测的结果更为接近,而对于潜热通量的模拟,10月的RMSE只有 $32.27 \text{ W/m}^2$ ,比7月小了 $72.61 \text{ W/m}^2$ ,NSE的值为0.29,是可预报能力较好的一个月。

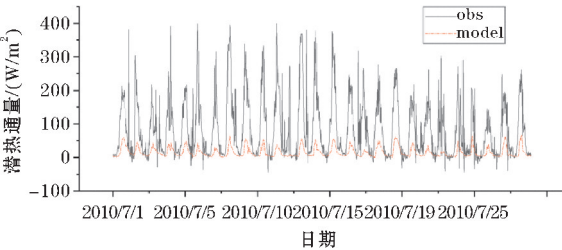


表 3 控制试验中不同月份各能量通量的 RMSE 及 NSE

月份	感热通量		潜热通量		反射辐射	
	RMSE/( W/m <sup>2</sup> )	NSE	RMSE/( W/m <sup>2</sup> )	NSE	RMSE/( W/m <sup>2</sup> )	NSE
5	79.40	0.23	83.58	-0.25	53.51	0.65
6	104.02	-1.17	122.08	-0.71	13.72	0.96
7	76.22	-1.69	104.88	-0.35	13.33	0.94
8	78.22	0.22	29.57	0.67	19.50	0.86
9	77.29	-0.69	57.06	-0.15	21.97	0.80
10	62.14	-0.08	32.27	0.29	61.96	0.47
11	52.50	0.13	23.46	-0.12	23.94	0.83
12	68.60	-0.37	8.11	-0.01	111.21	-3.08

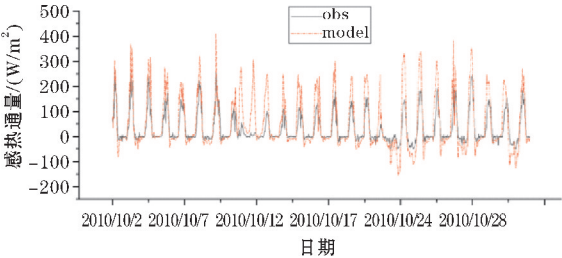


(a) 感热通量

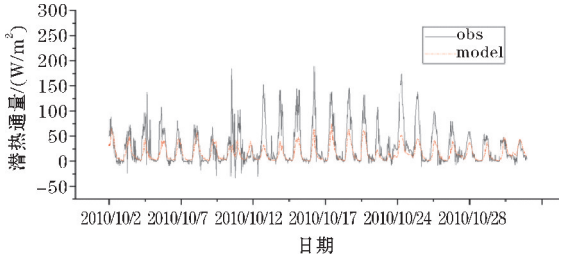


(b) 潜热通量

图 10 2010 年 7 月 BJ 站感热通量和潜热通量  
模拟值与实测值的对比



(a) 感热通量



(b) 潜热通量

图 11 2010 年 10 月 BJ 站感热通量和潜热  
通量模式模拟值与实测值的对比

为证明感潜热通量的模拟效果在夜间更好,选用 12 月的数据进一步分析,分别计算白天时段13:00–15:00和夜晚时段23:00–02:00的 RMSE 及 NSE,得到表 4。

表 4 12 月不同时段感热通量和潜热通量的 RMSE 及 NSE

	RMSE/( W/m <sup>2</sup> )		NSE	
	13:00–15:00	23:00–02:00	13:00–15:00	23:00–02:00
感热通量	138.51	20.25	-11.88	-4.84
潜热通量	17.14	1.50	-0.31	-0.03

通过比较表 4 中的数据可以发现,12 月感潜热通量的 RMSE 值在白天时段里都明显偏高,从可预报能力上来看,感热通量在 13:00–15:00 NSE 值为 -11.88,可预报性最差,而感潜热通量 NSE 的值在夜晚时段相比白天都更接近 1。而对于同一时段的不同变量,潜热通量的 RMSE 值都明显小于感热通量,同时 NSE 的值是在 0 左右,可预报性也大于感热通量。

3.3 敏感试验结果分析

通过将每月地表反照率观测值的最小值和最大值改进 Noah-MP 模式中,使用相同的大气强迫场数据和参数化方案进行二次试验,得到新的模式模拟结果,再将其与实测值进行比对,计算两种统计量,分析敏感试验中的模式模拟效果较控制试验是否有所改进。

对比表 3 和表 5,对于反射辐射的模拟,整体变化不是很大,5 月、7 月、10 月、11 月 4 个月的模拟值 RMSE 有所减小,可预报性也对应着增强,尽管不是很明显,NSE 的值最多增加了 0.01,仍可以认为模拟效果是更好一些的;5~12 月感热通量的 RMSE 值都有一定增大,普遍增幅在 9 W/m<sup>2</sup> 左右,其中 7 月的可预报能力降低最多,NSE 的值从 -1.69 变为 -2.43;而潜热通量方面,7 月、11 月、12 月 3 个月的模拟值与实测值的偏差有所减小,NSE 的值也更加接近 1,说明其可预报性较好,模式

模拟效果有所提高,其他月份里6月、8月2个月的变化不大,9月的RMSE值从 $57.06\text{ W/m}^2$ 增加到 $67.96\text{ W/m}^2$ ,可预报性也变得相对较差,是模拟效果差异最大的月份。由此可见,感潜热通量的分配比例在各月存在着明显的差异。

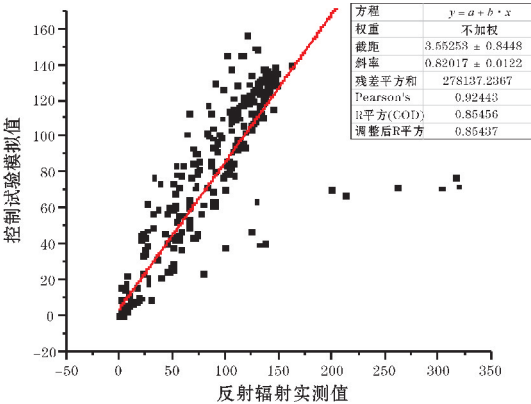
表5 敏感试验中不同月份各能量通量的RMSE及NSE

月份	感热通量		潜热通量		反射辐射	
	RMSE/( $\text{W/m}^2$ )	NSE	RMSE/( $\text{W/m}^2$ )	NSE	RMSE/( $\text{W/m}^2$ )	NSE
5	87.16	0.07	88.89	-0.41	53.22	0.66
6	113.38	-1.58	123.20	-0.74	13.75	0.96
7	86.07	-2.43	104.11	-0.33	13.26	0.94
8	87.59	0.03	31.18	0.64	19.52	0.86
9	87.64	-1.17	67.96	-0.63	22.17	0.80
10	69.23	-0.35	38.41	0.00	61.79	0.48
11	55.05	0.04	22.21	0.00	23.78	0.83
12	69.29	-0.40	7.46	0.14	111.21	-3.08

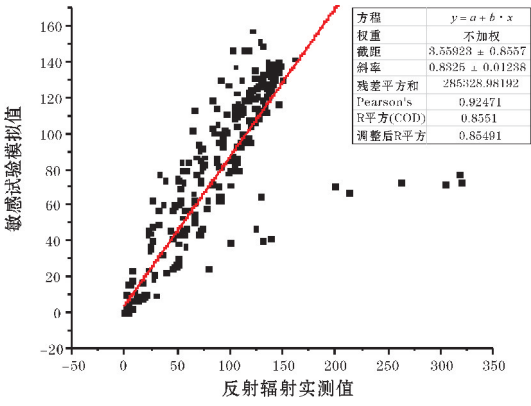
选取11月下半月的数据,分别将两次试验得到的反射辐射和感潜热通量模拟结果与真实结果做X-Y散点图,并利用线性方程:

$$y=a+b \cdot x \tag{4}$$

进行拟合分析,分别得到图12、图13和图14,通过计算得到的相关系数R比较两次模式模拟的效果。

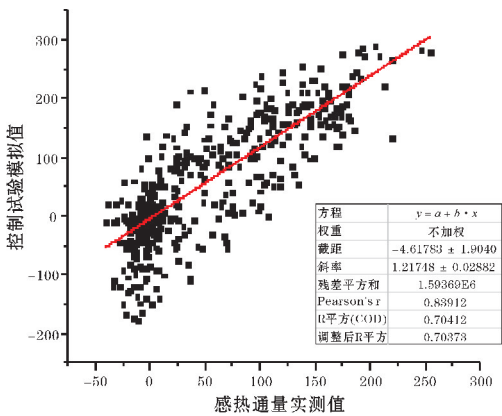


(a) 控制试验模拟值与实测值的线性拟合

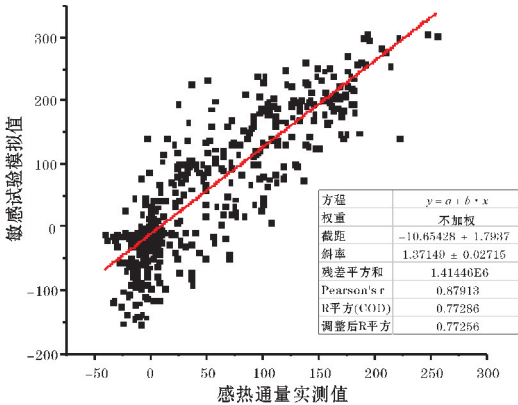


(b) 敏感试验模拟值与实测值的线性拟合

图12 11月下半月BJ站反射辐射两次试验模拟值与实测值的线性拟合



(a) 控制试验模拟值与实测值的线性拟合



(b) 敏感试验模拟值与实测值的线性拟合

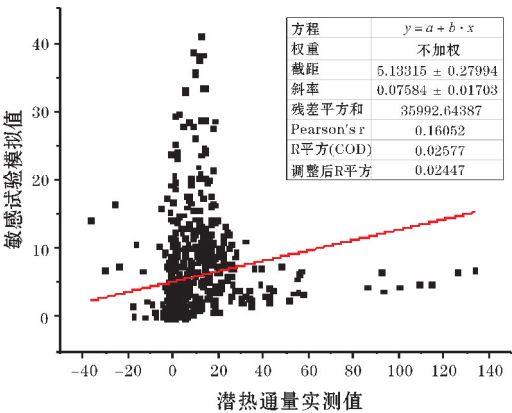
图13 11月下半月BJ站感热通量两次试验模拟值与实测值的线性拟合

控制试验中反射辐射的模拟值与实测值之间的相关系数R高达0.9244,感热通量的相关系数R高达0.839,说明Noah-MP模式对于反射辐射和感热通量本身就具有很好的模拟能力;敏感试验中两者的相关系数分别增大到0.9247和0.879,相关系数更加接近1,模拟值和实测值之间的相关性更好,说明模式模拟

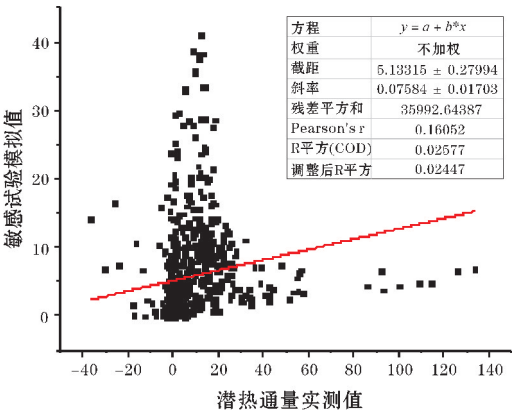


的效果较控制试验更好一些。

控制试验中潜热通量的模拟值与实测值之间的相关系数  $R$  只有 0.045, 这表示 Noah-MP 模式对潜热通量的模拟效果较差, 而改进之后的敏感试验中两者的相关系数增大到 0.161, 尽管相关性仍旧没有很好, 但较控制试验还是有一定程度的提高, 模式模拟的效果也有一定的改进。



(a) 控制试验模拟值与实测值的线性拟合



(b) 敏感试验模拟值与实测值的线性拟合

图 14 11 月下半月 BJ 站潜热通量两次试验模拟值与实测值的线性拟合

4 结论

利用 2010 年青藏高原地区 BJ 站的观测资料和卫星资料分析地表反照率在时间上的变化特征, 后通过 Noah-MP 陆面模式模拟辐射通量和感潜热通量, 分别比较控制试验和敏感试验中模式模拟的效果, 得到以下结论:

(1) 2010 年全年地表反照率的值在逐日变化上存在明显的波动性, 存在的多个峰值均对应着降雪, 而在第 180 ~ 270 天里的反照率变化不大, 近乎平稳。从月变化上看, 是一种先上升后下降再上升的“双峰单谷”趋势。季节变化特征则表现为: 春季 > 冬季 > 秋季 > 夏

季。这与一般规律存在差别, 主要是因为 2010 年春季的降雪较多。针对 4 个季节选取的典型日分析, 得到相同的季节变化规律, 而日内变化上均表现出早晚大, 中午小的特点。

(2) 通过对比 MODIS 产品在短波波段的 WSA 和 BSA 与观测得到的地表反照率, 发现卫星遥感反演结果与地面观测值之间存在很好的一致性, 三者的平均值表现为: 地面观测结果 > WSA > BSA。影响卫星反演结果的主要因素是积雪, 温度较低、拥有较多降雪的春冬两季 MODIS 地表反照率结果较观测值差距较大, 在完全阴天的条件下测得的 WSA 与观测结果变化一致, BSA 则表现出冬季 > 春季的一般规律。

(3) 利用 2010 年 5-12 月的大气强迫场数据驱动 Noah-MP 模式进行控制试验和敏感试验, 发现模式对辐射通量具有很好的模拟能力。感潜热通量模拟值与实测值的日变化特征具有较好的一致性, 均为白天处于峰值, 夜间处于谷值。对比两次试验, Noah-MP 模式对反射辐射的模拟效果都较好, 感潜热通量的分配比例在各月存在着明显的差异。针对 11 月后半月进行相关系数分析, 反射辐射和感潜热通量的模拟值与实测值的相关性都较控制试验更好, 模拟效果得到了一定改进。

通过验证那曲地区地表反照率的变化特征, 用真实反照率替代原本模式中的地表反照率进行模拟, 可以为改进模拟效果提供一定的理论支持, 有利于进一步研究藏北高原地区的地-气能量收支。

致谢: 感谢成都信息工程大学科研基金项目 (KYTZ201721) 对本文的资助

参考文献:

[1] 李英, 胡泽勇. 藏北高原地表反照率的初步研究[J]. 高原气象, 2006, 25(6): 1034-1041.

[2] 陈爱军, 曹晓云, 韩琛惠, 等. 2000-2016 年青藏高原地表反照率时空分布及动态变化[J]. 气候与环境研究, 2018, 23(3): 99-109.

[3] 陈隆勋, 龚知本, 温玉璞, 等. 东亚地区的大气辐射能的收支(一)——地球和大气的太阳辐射能收支[J]. 气象学报, 1964(2): 22-37.

[4] 朱福康. 夏季青藏高原地面反照率和净辐射特征[J]. 科学通报, 1989, 34(21): 1639-1639.

[5] 钟强. Characteristics of Variation in Surface Albedo and Snow Forcing over the Tibetan Plateau[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1998, 12(2): 177-189.

- [6] 邓孺孺. 青藏高原地表反照率反演及冷热源分析[D]. 北京:中国科学院研究生院(遥感应用研究所),2002.
- [7] Duo C, Weiqiang M, Dunzhu Z. Land Surface Albedo in the North Tibetan Plateau from Ground Observations and MODIS[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2015, 30(5).
- [8] 杨成, 姚济敏, 赵林, 等. 藏北高原多年冻土区地表反照率时空变化特征[J]. 冰川冻土, 2016(6).
- [9] 陈爱军, 梁学伟, 卞林根, 等. 青藏高原 MODIS 地表反照率反演质量分析[J]. 高原气象, 2016, 35(2): 277-284.
- [10] 陈爱军, 吴倩倩, 卞林根, 等. 青藏高原 MODIS 地表反照率与地面观测结果的比较[J]. 科技通报, 2016(11).
- [11] 陈爱军, 梁学伟, 卞林根, 等. 青藏高原 MODIS 地表反照率反演结果的空间分布[J]. 高原气象, 2016(6).
- [12] 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. CoLM 模式对青藏高原中部 BJ 站陆面过程的数值模拟[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 259-271.
- [13] 张果, 薛海乐, 徐晶, 等. 东亚区域陆面过程方案 Noah 和 Noah-MP 的比较评估[J]. 气象, 2016, 42(9): 1058-1068.
- [14] 叶丹. 陆面模式 Noah-MP 中不同参数化方案在西北干旱半干旱区的适用性[D]. 兰州: 兰州大学, 2016.
- [15] 叶丹, 张述文, 王飞洋, 等. 基于陆面模式 Noah-MP 的不同参数化方案在半干旱区的适用性[J]. 大气科学, 2017, 41(1): 189-201.
- [16] 刘火霖, 胡泽勇, 程思, 等. 基于 Noah-LSM 模式和 CoLM 模式的青藏高原中部陆面过程模拟[J]. 冰川冻土, 2016(6).
- [17] 谢志鹏, 胡泽勇, 刘火霖, 等. 陆面模式 CLM4.5 对青藏高原高寒草甸地表能量交换模拟性能的评估[J]. 高原气象, 2017, 36(1): 1-12.
- [18] 许鲁君, 刘辉志, 徐祥德, 等. WRF 模式对青藏高原那曲地区大气边界层模拟适用性研究[J]. 气象学报, 2018, 76(6): 125-137.
- [19] 陈爱军, 卞林根, 刘玉洁, 等. 应用 MODIS 数据反演青藏高原地区地表反照率[J]. 南京气象学院学报, 2009, 32(2): 222-229.
- [20] Li M, Y Ma, Z Hu, et al. Snow distribution over the Namco lake area of the Tibetan Plateau[J]. Hydrol. Earth Syst. Sci., 2009, 13: 2023-2030.
- [21] Li M, Y Ma, L Zhong. The turbulence characteristics of atmospheric surface layer on the north slope of Mt. Everest region in the spring of 2005[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2012, 90: 185-193.
- [22] LI Maoshan, MA Yaoming, MA Weiqiang, et al. Analysis of Turbulent Characteristics over the Northern Tibetan Plateau Area[J]. Advanced in Atmospheric Sciences, 2006, 23(4): 579-585.
- [23] Zongyi F, Yujie L, Manyun L. The Research and Calculation of Surface Albedo over Tibetan Plateau from Satellite Data[J]. Acta Meteorologica Sinica, 1996, 32(9): 301-322.
- [24] Wang K, Wang P, Liu J, et al. Variation of surface albedo and soil thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western Tibetan Plateau[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2005, 116(1): 117-129.
- [25] Li M, Wolfgang Babel, Xuelong Chen, et al. A 3-year data set of sensible and latent heat fluxes derived using eddy-covariance measurements on the Tibetan Plateau[C]. Theor. Appl. Climatol., 2014.

## Surface Albedo of Nagqu on Tibet Plateau and its Application in Model

SUN Yidan, LI Maoshan, LV Zhao, SONG Xingyu, YIN Shucheng

(College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** In order to explore the characteristics of surface albedo in Nagqu area of Tibet plateau and apply it to land surface model, the model parameters and parameterization scheme are improved. Variation characteristics of local surface albedo are analyzed and compared based on observation data of Nagqu in 2010 and satellite remote sensing data of MODIS

product MCD43C3. In addition, Noah-MP is used to simulate the energy flux to reveal the influence of surface albedo on the energy balance. Statistical analysis and correlation analysis are used to evaluate the effect of model simulation. The main results are as follows: (1) The annual surface albedo has apparent volatility, but most of the albedo values are between 0.15 and 0.30. The main factors that affect the surface albedo are snow cover and vegetation. The trend of monthly change shows "double peak and single valley". The surface albedo has obvious seasonal variation characteristics, which is small in summer and autumn, and large in spring and winter. It is expressed as: spring > winter > autumn > summer. Similarly, the diurnal variation characteristics of surface albedo are also relatively significant, showing a u-shaped distribution with large in the morning and evening and small at noon. (2) By comparing the white sky albedo (WSA) and black sky albedo (BSA) of short-wave band with the observation results, it can be found that the observation results are larger than others, but the variation characteristics have a good consistency, and the main reason for the deviation between MODIS surface albedo and the observation results is the snow cover. In terms of seasonal changes, the trend of WSA is basically consistent with the observed value, while the trend of BSA in winter is higher than in spring. It can be considered that overcast days and snowfall have a greater impact on satellite inversion quality. (3) By performing a sensitivity test comparing the measured albedo with the albedo in the model, the results found that Noah-MP has a good simulation effect on reflected radiation. Sensible heat flux and latent heat flux are sensitive to surface albedo. The diurnal variation characteristics of the simulated values are consistent with the measured values. They are at peak during the day and at valley at night. The Noah-MP mode has a much better simulation effect on latent heat flux at night than during the day. After the improvement of the surface albedo, the simulation effect shows some differences in each month. Taking November as an example, the simulation effect of reflected radiation and the sensible heat flux and latent heat flux have been improved to some extent.

**Keywords:** meteorology; numerical simulation; surface albedo; Tibet Plateau; Noah-MP; satellite remote sensing