

基于MODIS的青藏高原湖泊透明度遥感反演

刘 翀^{1,3}, 朱立平^{1,2,3*}, 王君波^{1,2}, 乔宝晋^{1,3}, 鞠建廷¹ 黄 磊^{1,3}

(1. 中国科学院青藏高原研究所 青藏高原地表过程与环境变化实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要:湖泊透明度是湖泊水体性质的一个重要参数,是湖泊浮游生物和进入湖泊的有机和无机颗粒溶解程度的综合反映,对湖泊生态环境研究具有重要的科学及实践意义。遥感影像是获取面积广、时间长的湖泊透明度的重要手段,但由于实测数据缺乏,目前对青藏高原地区湖泊透明度的遥感反演研究相对不足。本文基于青藏高原地区24个湖泊实测透明度SD(Secchi Depth)值和相应的MODIS遥感影像,建立了该地区湖泊水体透明度SD值MODIS遥感反演模型。结果表明:基于MODIS绿色波段B4的单波段幂函数模型在该地区反演效果最好,精度较高($R^2=0.91$, $N=24$),并具有较好的稳定性。以当惹雍错为例,选用该模型反演得到湖泊透明度的时间变化序列,发现该湖存在明显的季节波动和较为明显的年际变化。初步分析得出,降水/融水季节的湖泊透明度与湖泊所在流域的降水率具有密切的关系。本文结果表明,利用遥感手段能够有效地开展青藏高原地区湖泊透明度的反演,可为进一步深入研究该地区湖泊透明度及其影响要素奠定基础。

关键词:青藏高原;湖泊;遥感;MODIS;透明度;SD;当惹雍错

1 引言

青藏高原以其独特的环境特征及对气候变化的敏感响应与反馈,成为气候与环境变化研究的热区(姚檀栋, 2014)。其多样的地表覆被,如冰川(Yang et al, 2003)、积雪(Qin et al, 2006)、林线(Liang et al, 2016)、草地(Shen et al, 2016)等的变化特征,敏感地反映了该地区气候与环境变化信息。青藏高原分布着世界最大的高原湖泊群,湖泊是地表下垫面的重要类型。已有研究表明,青藏高原湖泊面积(鲁安新等, 2005; Zhu et al, 2010)、水量(Song et al, 2013; Zhang et al, 2013; Yang et al, 2017)、温度(Zhang et al, 2014a)以及冰情(勾鹏等, 2015; Yao et al, 2016)等特征,对区域气候与环境变化响应显著。

湖泊水体透明度是湖泊重要的物理参数之一,其变化主要受湖水中光学组分的影响,包括浮游生物、悬浮颗粒物、有色可溶性有机物(CDOM)以及纯水本身等(Mancino et al, 2009)。气候变化和人类活动影响湖泊浮游生物的生存条件,以及进入湖泊的有机和无机颗粒的溶解程度,从而对湖水透明度产生影响。尽管从20世纪70年代起进行的青藏高原考察就已关注一些湖泊的水体透明度问题,但对整个青藏高原地区湖泊水体透明度的研究却依然极为缺乏。卫星遥感数据是对大范围多时期地表参数反演的有力手段。利用卫星遥感数据对湖泊水体透明度进行研究,目前已在国内外不同地区广泛开展,并取得较好的效果(Kloiber et al, 2002; Olmanson et al, 2008; Wu et al, 2008; Duan et al, 2009;

收稿日期:2017-04;修订日期:2017-05。

基金项目:科技部基础性科技工作重点项目(2012FY111400);中国科学院战略性科技先导专项(XDB03030000);中国科学院国际合作重点项目(131C11KYSB20160061) [Foundation: National Basic Research Program of Ministry of Science and Technology (MOST), China, No.2012FY111400; Strategic Priority Research Program of CAS, No.XDB03030000; Key Projects of International Cooperation of CAS, No.131C11KYSB20160061]。

作者简介:刘翀(1992-),男,江西南昌人,硕士研究生,研究方向为湖泊环境遥感应应用,E-mail: liuchong@itpcas.ac.cn。

通讯作者:朱立平(1965-),男,河北唐山人,研究员,博导,从事青藏高原环境变化研究,E-mail: lpzhu@itpcas.ac.cn。

引用格式:刘翀,朱立平,王君波,等. 2017. 基于MODIS的青藏高原湖泊透明度遥感反演[J]. 地理科学进展, 36(5): 597-609. [Liu C, Zhu L P, Wang J B, et al. 2017. Remote sensing-based estimation of lake water clarity on the Tibetan Plateau[J]. Progress in Geography, 36(5): 597-609.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2017.05.007

Zhao et al, 2011; Knight et al, 2012; Fukushima et al, 2016; 马建行等, 2016)。借助遥感手段研究湖泊水体透明度的核心在于准确建立湖泊水体透明度与遥感参数之间的反演关系。但在青藏高原地区,受恶劣自然环境的影响,对大范围湖泊透明度的实地测量极为困难,从而制约了该项研究的深入开展。尽管影响湖泊水体透明度的因素相对简单,但其物理机制较为复杂(Gitelson et al, 2000)。从遥感反演的角度,目前的研究多运用不同的统计模型尝试建立遥感参数与水体透明度之间的反演关系,并选择最优反演模型来研究湖泊水体透明度。然而,由于纯粹基于统计方法的反演无法直接体现模型的物理意义,而不同地区影响湖泊水体透明度的因素存在一定差异,致使不同地区水体透明度反演模型具有不同的应用范围,尤其若将某一地区的反演模型(即使精度很高)直接运用到另一地区,其反演效果亦存在很大的不确定性(Fukushima et al, 2016)。因此,对于工作基础薄弱的青藏高原地区而言,必须通过在该地区开展大量的实测湖泊水体透明度数据的调查,才能准确地进行湖泊水体透明度的遥感反演。

本文在获取青藏高原地区24个湖泊实测透明度SD数据及另外10个用于验证模型的SD数据的基础上,借助MODIS遥感数据,运用不同的统计方法,建立了该地区湖泊水体透明度与卫星遥感数据之间的反演关系。在此基础上,以当惹雍错为例,反演得到湖泊透明度时间变化序列,并分析其基本特征和影响因素,可为深入研究青藏高原地区湖泊水体透明度遥感反演及其与环境之间关系奠定基础。

2 研究区概况

青藏高原是地球上面积最大、海拔最高的高原,其平均海拔超过4000 m。该地区自然环境恶劣,人类活动稀少。相关研究显示,2010年青藏高原湖区湖泊总面积为47366 km²(Zhang et al, 2014b);2005-2006年的研究数据表明,该地区湖泊占中国湖泊总面积的51.4%,其中面积大于10 km²的就有389个,面积约39603.7 km²(Ma et al, 2011)。根据含盐量的不同,该地区分布有淡水湖、咸水湖以及盐湖等不同类型的湖泊,是地球上湖泊分布密集、湖泊类型多样的区域之一。本文采集的

透明度数据包括纳木错、色林错等大湖在内的24个湖泊,这些湖泊广泛分布于高原不同区域(图1)。

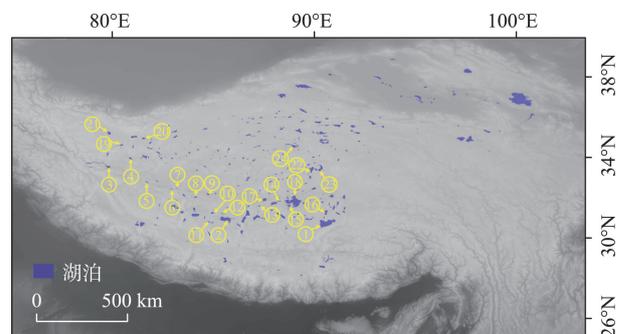
3 数据与方法

3.1 湖泊透明度SD值

对湖泊水体透明度的实地测量方法为塞氏盘深度测量法。测量时,将塞氏盘水平放入待测水体中,直至其到达“可见”与“不可见”的深度临界值,该深度临界值即为测量点的塞氏盘深度(Secchi Depth, SD)。这一参数已被广泛应用于湖泊环境的研究(Fee et al, 1996; Lathrop et al, 1996; 张运林等, 2003; Barbiero et al, 2004; Holeck et al, 2008; 潘继征等, 2008; 张晓晶等, 2009; Rose et al, 2017)。本文使用20 cm黑白塞氏盘进行测量,获得24个湖泊的透明度SD值(表1)。此外,我们还在纳木错获取了不同时间段共10个透明度SD值,作为验证数据,以检验模型的稳定性。

3.2 遥感数据与处理

本文使用的遥感数据为MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) L1B数据和基于L1B的8天合成产品MOD09数据。其中模型的建立基于L1B数据,当惹雍错透明度时间变化特征反演则基于MOD09数据。对于L1B数据,本文使用的波段包括可见光—近红外波段范围内的B1-B4、B8-B16。B8-B16波段设计之初的用途即为海洋水色研究,其空间分辨率为1 km,具有良好的光谱分辨率与信噪比(表2),故本文认为其非常适合水体清



①纳木错②塔若错③班公错④结则茶卡⑤阿翁错⑥别若则错⑦达热布错⑧拉果错⑨洞错⑩达瓦错⑪攸布错⑫昂古错⑬张乃错⑭恰规错⑮错鄂⑯巴木错⑰达则错⑱色林错⑲龙木错⑳邦达错㉑阿克赛钦湖㉒多尔索洞措㉓赤布张错㉔多格错仁

图1 湖泊水体透明度实地采样点分布

Fig.1 Location of lakes with water clarity measurement in this study

表1 文中获取的湖泊透明度SD值及对应遥感影像信息

Tab.1 In situ measured Secchi Depth (SD) data and information of corresponding satellite imagery

序号	湖泊名称	采样坐标		MODIS 影像文件名	SD/m	采样日期	影像日期	日期偏差/d
1	纳木错	90.7456°E	30.7338°N	MOD021KM.A2016323.0500.006.2016333195247	8.0	2016.11.19	2016.11.19	0
2	塔若错	84.1366°E	31.1403°N	MOD021KM.A2014249.0525.006.2014249130649	6.2	2014.9.06	2014.9.6	0
3	班公错	79.8094°E	33.5509°N	MOD021KM.A2012209.0455.006.2014224155957	14.0	2012.7.28	2012.7.29	1
4	结则茶卡	80.8814°E	33.9417°N	MOD021KM.A2012212.0525.006.2014224201213	3.0	2012.7.31	2012.7.30	1
5	阿翁错	81.7586°E	32.7531°N	MOD021KM.A2012216.0500.006.2014225101108	3.0	2012.8.5	2012.8.3	2
6	别若则错	82.9585°E	32.4378°N	MOD021KM.A2012216.0500.006.2014225101108	0.5	2012.8.6	2012.8.3	3
7	达热布错	83.2328°E	32.4829°N	MOD021KM.A2012216.0500.006.2014225101108	3.2	2012.8.6	2012.8.3	3
8	拉果错	84.1647°E	32.0269°N	MOD021KM.A2012223.0510.006.2014224150200	5.0	2012.8.8	2012.8.10	2
9	洞错	84.7651°E	32.1623°N	MOD021KM.A2012223.0510.006.2014224150200	0.8	2012.8.8	2012.8.10	2
10	达瓦错	84.9422°E	31.2233°N	MOD021KM.A2012223.0510.006.2014224150200	1.0	2012.8.11	2012.8.10	1
11	攸布错	84.8241°E	30.7900°N	MOD021KM.A2012223.0510.006.2014224150200	12.5	2012.8.12	2012.8.10	1
12	昂古错	85.4441°E	31.2053°N	MOD021KM.A2012223.0510.006.2014224150200	3.5	2012.8.13	2012.8.10	3
13	张乃错	87.4118°E	31.5508°N	MOD021KM.A2012229.0430.006.2014220065835	3.0	2012.8.17	2012.8.16	1
14	恰规错	88.2445°E	31.8489°N	MYD021KM.A2012232.0640.006.2012232192302	5.0	2012.8.19	2012.8.19	0
15	错鄂	88.7061°E	31.6598°N	MYD021KM.A2012232.0640.006.2012232192302	8.0	2012.8.20	2012.8.19	1
16	巴木错	90.6184°E	31.2639°N	MOD021KM.A2012238.0425.006.2014220060635	3.2	2012.8.21	2012.8.25	4
17	达则错	87.5503°E	31.8538°N	MOD021KM.A2012228.0525.006.2014220103327	6.0	2012.8.18	2012.8.15	3
18	色林错	88.8889°E	31.8190°N	MYD021KM.A2014218.0745.006.2014220180109	3.2	2014.8.7	2014.8.6	1
19	龙木错	80.4734°E	34.6240°N	MOD021KM.A2015253.0610.006.2015253195641	2.5	2015.9.10	2015.9.10	0
20	邦达错	81.5300°E	34.9575°N	MOD021KM.A2015248.0550.006.2015248134032	1.3	2015.9.5	2015.9.5	0
21	阿克赛钦湖	79.7935°E	35.2456°N	MOD021KM.A2015259.0535.006.2015259134615	1.0	2015.9.17	2015.9.17	0
22	多尔索洞措	89.8341°E	33.3490°N	MOD021KM.A2016298.0510.006.2016298133407	7.5	2016.10.24	2016.10.24	0
23	赤布张错	90.2322°E	33.3813°N	MOD021KM.A2016305.0515.006.2016305133931	5.0	2016.10.31	2016.10.31	0
24	多格错仁	88.9916°E	34.5537°N	MOD021KM.A2016311.0435.006.2016311134330	2.0	2016.11.6	2016.11.6	0

洁度很高的青藏高原地区湖泊研究。其中,B13和B14波段根据信号增益不同分为B13lo/B13hi和B14lo/B14hi,本文统一使用B13lo和B14lo。B1-B4波段中包含经重采样得到的红色波段B1、蓝色波段B3、绿色波段B4,短波近红外波段B2,尽管这几个波段信噪比相对较低,但重采样之前具有更高的空间分辨率(500 m和250 m)。为提高研究的光谱分辨率,对比验证具有空间分辨率优势的这几个波段在青藏高原地区的应用效果,同时还使用B1-B4波段的数据。因此,本文使用的MODIS L1B数据共计13个波段。这些遥感影像由分别搭载在Aqua、Terra卫星上的2个传感器获得。其中,遥感影像日期的选择原则为:选择最邻近透明度实地采样日期的无云遥感影像。对于本文涉及的MODIS L1B遥感数据,其与实地透明度测量日期偏差大部分为0~1天,最大偏差为4天(表1)。本文所使用数据从LAADS DAAC(<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/da->

表2 文中使用MODIS各波段基本信息

Tab.2 Basic information of MODIS bands used in this study

波段名称	波段宽度/nm	信噪比/NE Δ t	空间分辨率
B8	405~420	880	1 km
B9	438~448	838	1 km
B3	459~479	243	500 m合成为1 km
B10	483~493	802	1 km
B11	526~536	754	1 km
B12	546~556	750	1 km
B4	545~565	228	500 m合成为1 km
B1	620~670	128	500 m合成为1 km
B13	662~672	910	1 km
B14	673~683	1087	1 km
B15	743~753	586	1 km
B2	841~876	201	250 m合成为1 km
B16	862~877	516	1 km

ta/search.html)获取。

对MODIS L1B和MOD09数据的处理主要包括几何校正、大气校正(其中MOD09数据为已进行标准大气校正的产品)、反射率提取。本文中,遥感影像的几何校正处理基于MODIS自带的地理坐标数据,经过geographic lat/lon投影转换,在ENVI 5.2环境中实现。利用遥感影像提取的水色信号分异精度与大气校正密切相关(Olmanson et al, 2011),最理想的方式是同步实测大气参数,借助相关大气校正模型对遥感影像进行大气校正处理。尽管由于内陆水体大气校正的复杂性,目前尚不存在任何一种适用于所有内陆水体的大气校正标准方法(Malthus et al, 2012),但由于获取实测大气参数难度较大,现已发展了很多只需输入少量可估算参数的标准大气校正模型,其良好效果已得到广泛验证(马荣华等, 2009)。本文中L1B数据使用基于MODTRAN大气校正模型的FLAASH大气校正模块,在ENVI 5.2环境下输入相关大气校正参数,实现对遥感影像的大气校正。遥感影像的反射率提取,选择透明度采样点位坐标所在像元进行数据的导出,以得到与实测透明度数据对应的湖泊水面反射率数据。

3.3 流域温度、降水数据

本文使用的温度、降水数据,基于中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集获取(<http://westdc.westgis.ac.cn/data/7a35329c-c53f-4267-aa07-e0037d913a21>,数据同化方法见何杰等, 2011)。其中温度为瞬时近地面(2 m)气温(K),降水率(mm/hr)根据3小时平均降水率计算得到。

3.4 反演模型建立方法

基于统计学的多个自变量对单个因变量反演的的方法,主要包括涉及单个自变量的线性、非线性回归,多个自变量的多元回归,多个自变量的主成分回归(以消除多个自变量之间共线性),以及在各自变量的数据转换(对数转换、倒数转换、指数转换、幂转换等)之后的各种分析。已有的研究(表3)表明,利用遥感数据对湖泊水体透明度SD值的反演方法中,效果较好的主要包括以单波段作为自变量的线性、非线性回归模型,以波段比值作为自变量的一元、多元回归模型,以及多元逐步回归或主成分回归模型。因此,本文将依次尝试利用上述几种主要方法,选择效果最优方法,建立青藏高原地区湖泊水体透明度SD深度与MODIS遥感数据之间的反演模型。

4 结果与讨论

4.1 反演模型建立

4.1.1 单波段反射率与湖泊透明度的相关性

将MODIS L1B数据得到的湖泊水体表面反射率与对应的24个湖泊实测SD数据进行相关分析,结果表明(图2),MODIS各个波段的反射率与湖泊实测SD数据呈现出明显的非线性关系,湖泊水体在各波段的反射率会随着湖泊水体SD值的降低(即透明度降低)而呈现出加速增长的趋势。进一步使用指数函数、对数函数、幂函数对散点进行拟合后发现,幂函数的拟合效果最优,但在不同波段呈现出很大差异,拟合效果的 R^2 介于0.22~0.91(图3)。

不同波段幂函数对湖泊实测SD的拟合效果呈现出一定的规律性,其拟合效果(R^2)随着波段所在中心波长的变化呈明显的分异规律(图3):位于绿色波段的B11、B12、B4拟合效果最好, R^2 皆高于0.9,且之间差异很小;位于蓝色波段的B9、B3、B10拟合效果次之, R^2 均介于0.7~0.8之间,且随着波长增加而上升;位于紫色波段的B8和位于红色波段的B1、B13、B14拟合效果较差, R^2 均在0.55~0.70之间;而波段B15、B2、B16拟合效果最差, R^2 均低于0.32。因此,基于单波段回归模型的分析结果表明,本文涉及的湖泊透明度SD值对MODIS绿色波段(B11、B12、B4)最为敏感,其拟合效果具有较高的精度($R^2=0.90\sim 0.91$, $N=24$)。

4.1.2 波段组合及其变换对湖泊水体透明度的反映

不同地区湖泊透明度SD值遥感反演模型的总结表明(表3),对波段数据进行数学变换(倒数、比值、加减)后的一元或多元回归分析对SD及 $\ln(SD)$ 可能会有较好的反演效果。因此,我们同样尝试使用这些方法分析湖泊透明度SD值的MODIS遥感反演效果。图2表明,单波段反射率与SD之间的幂函数关系最为显著,而对于幂函数而言,波段倒数只是对原单波段数值作的可逆数学转换,因此波段倒数对反演效果的进一步提升并无实际意义。对于波段比值与SD及 $\ln(SD)$ 之间的关系,考虑到本文使用的MODIS波段之间存在较强的相关性(即自变量之间存在较强的共线性),有必要先消除这种变量之间的共线性。因此,可先对波段反射率数据作主成分分析,在提取主成分的基础上进行多元回归。此外,由于红、绿、蓝波段比值与其中某一单波段的二元回归模型在众多地区也取得了较好的反

表3 其他地区湖泊SD值遥感反演拟合形式总结
Tab.3 Fitting formulas between lake SD and remote sensing parameters in other studies

研究地区	反演方法	最优拟合形式	R ²	N	传感器	参考文献
美国明尼苏达州、威斯康星州	单波段、波段组合、逐步回归、多元线性回归	$\ln(SD) = b_0 + b_1(B_2/B_1) + b_2B_1$	0.82	311	OLI	Olmanson et al, 2016
中国吉林省中西部	先取相关系数较高的单波段、波段倒数、波段比值,再作多元线性回归	$SD = a(B_1/B_2) + b(B_1/B_3) + c(B_2/B_3) + d$ $SD = aB_1 + bB_2 + c(B_2/B_3) + d$	0.639 0.894	70 63	HJ-1 CCD MODIS	马建行等, 2016
美国五大湖	单波段多项式	$1/SD = aRrs_{(SS)}^2 + bRrs_{(SS)} + cRrs_{(SS)} + d$	0.74	1328	CZCS, SeaWiFS, MODIS	Binding et al, 2015
美国缅因州	单波段、波段比值	$SD = a(B_1/B_3) + bB_1 + cB_7 + d$	0.70~0.89	24~71	TM	Courville et al, 2014
美国缅因州	单波段、波段比值	$SD = aB_1 + bB_3 + c$	0.63~0.83	31~117	TM	McCullough et al, 2012
美国明尼苏达州	根据前人经验直接利用蓝、红波段	$\ln(SD) = aB_1 + bB_3 + c$	0.32~0.71	748	MODIS	Knight et al, 2012
中国太湖	直接利用前人经验公式	$\ln(SD) = a(TM1/TM3) + bTM1 + c$	0.77	32	ETM+	Zhao et al, 2011
鄱阳湖	取相关性较好的单波段、波段组合,做线性、对数、指数、开方、多项式回归取最优	$\ln(SD) = aB_{blue} + bB_{red} + c$	0.88	71	MODIS	Wu et al, 2008
	取相关性较好的单波段、波段组合,做线性、对数、指数、开方、多项式回归取最优	$\ln(SD) = aB_{blue} + bB_{red} + c$	0.83	25	TM	
中国东北部	取单波段、波段比值、平均作一元回归	$SD = aB_3/B_2 + b$ 或 $SD = aB_3/B_1 + b$	0.69~0.98	7~20	TM	Duan et al, 2009
美国明尼苏达州	直接利用前人经验公式	或 $SD = a(B_1 + B_4)/2 + b$ 或 $SD = a(B_3 + B_2)/2 + b$ 及上述方式变量取对数	0.71~0.96	13~278	MSS, TM, ETM+	Olmanson et al, 2008
美国明尼阿波利斯	单波段、波段组合、逐步回归选取关系较强参数,作多元回归	$\ln(SD) = a(TM1/TM3) + bTM1 + c$ $\ln(SD) = a(TM1/TM3) + bTM1 + c$	0.70~0.80	21~53	MSS, TM	Kloiber et al, 2002

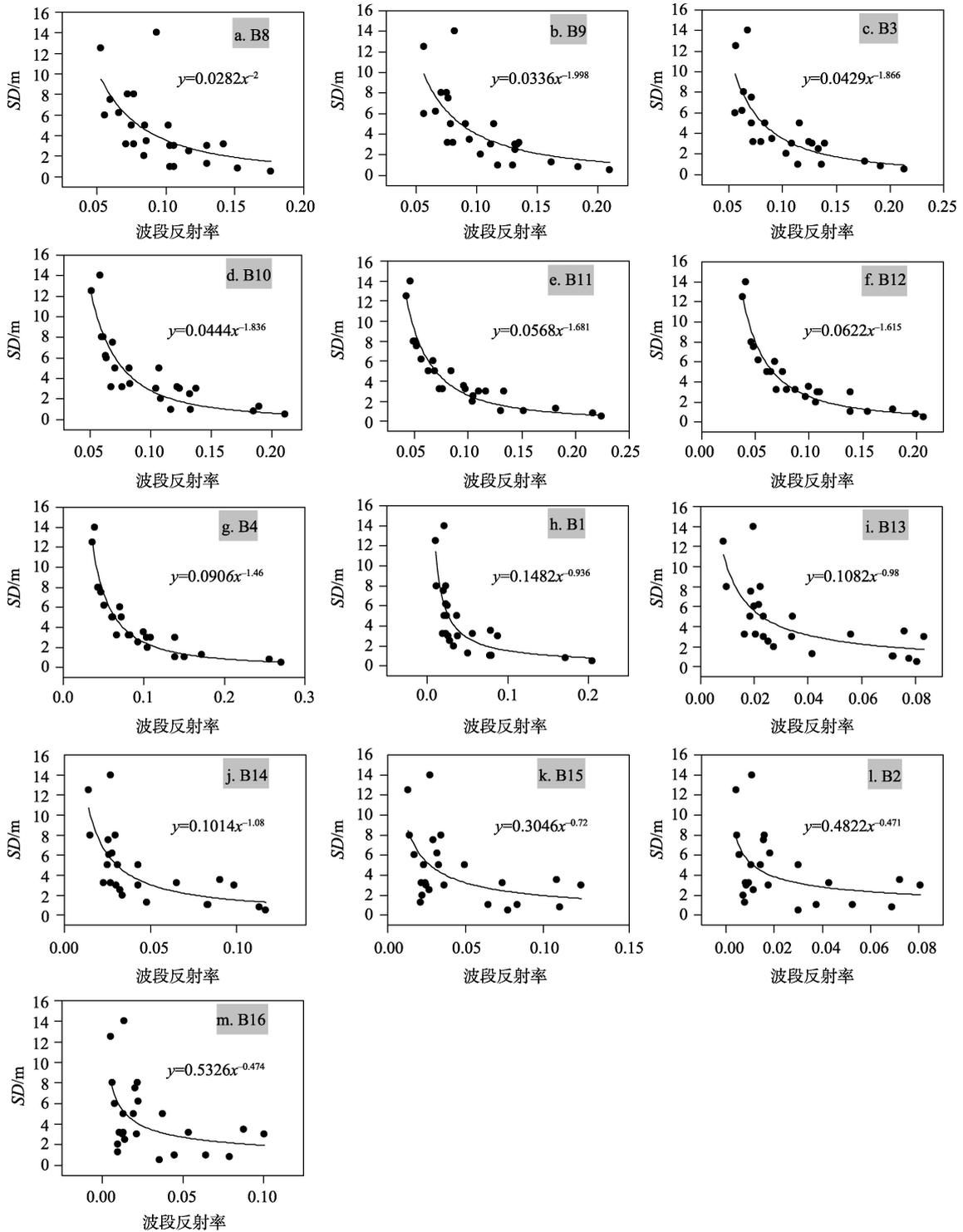


图2 湖泊实测SD值与MODIS不同波段反射率关系

Fig.2 Scatter plots of lake in situ SD and reflectance of MODIS bands

演效果,故本文也尝试使用该方法进行建模。不同方法的反演效果如表4所示。

结果表明,使用波段比值作为自变量的一元回归线性、非线性模型反演湖泊透明度SD值的效果相对较差,其R²皆小于0.7。基于各波段主成分变

换的回归拟合效果(R²=0.88)较上文绿色单波段(B11、B12、B4)幂函数反演效果(R²=0.90~0.91)也并未得到提升。利用红、绿、蓝波段比值与其中某波段的二元回归效果(R²=0.90),以及将波段相加减后作为自变量的拟合效果(R²=0.91),与上文绿色单波

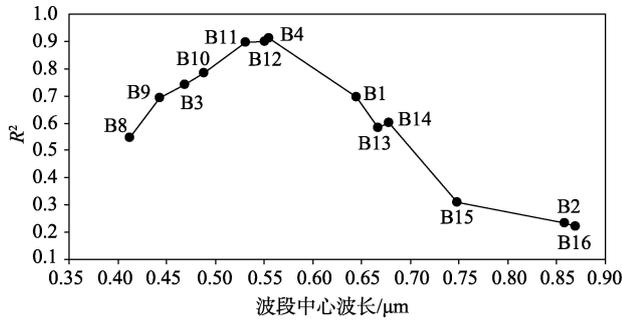


图3 基于单波段幂函数模型的MODIS不同波段对湖泊实测SD拟合效果

Fig.3 Retrieval accuracy (R^2) of lake SD estimation with MODIS single band power function model

段(B11、B12、B4)幂函数反演效果($R^2=0.90\sim 0.91$)基本持平。

表4所列的2个相对最优的拟合效果中,对于以B12+B4作为自变量拟合表现出 $R^2=0.91$ 的效果,由于这2个波段单独作为自变量时拟合效果 R^2 都很高(图2),故我们认为波段相加表现出的高拟合精度仅仅是由于统计叠加造成的,而对拟合效果的提升并无实际意义。对于波段比值与单波段组合的二元回归反演方法,利用在纳木错T1(30.844722°N, 90.903611°E)、T2(30.768056°N, 90.775556°E)点采集的不同时期湖水透明度SD数据,对绿色单波段回归方程(式(1))和波段比值与单波段组合的二元回归方程(式(2))两种拟合方法进行比较。

$$SD = 0.0906 \times B4^{-1.46} \tag{1}$$

$$\ln(SD) = 1.211767 \times B1/B3 - 13.1984 \times B3 + 1.149798 \tag{2}$$

式中:SD为湖泊透明度塞氏盘深度;B4为MODIS B4波段地表反射率;B3为MODIS B3波段地表反射率;B1/B3为MODIS B1、B3波段地表反射率的比值。

上述2种方法的计算结果表明(图4),基于B4波段的幂函数反演公式(式(1))计算的SD值与实测SD值拟合效果更好($RMSE=0.91, N=10$),而基于波段比值与单波段组合的二元回归反演公式(式(2))计算值与实测SD值并未表现出更为稳定的拟合效果($RMSE=1.27, N=10$)。因此可以认为,基于MODIS B4波段的幂函数反演模型,最适合于本地区湖泊透明度的反演。

4.1.3 波段反射率对湖泊水体透明度的反映机制

基于不同湖泊水体透明度SD值与MODIS L1B数据反射率之间的统计关系,尝试建立了不同形式的湖泊水体透明度SD值遥感反演模型,其中效果最好的是基于绿色波段的单波段幂函数模型(式(1))。对于在其他地区使用较多的模型(表3)在本文中并未表现出最好的拟合效果,可能是由于水体性质的不同所致。水体性质的差异,使得不同光学组分对湖泊水体透明度主导作用不同,必然改变水体在不同波段反射率的变化规律(Gitelson et al, 2000),因而影响相关模型的拟合效果。

表4 使用不同方法对湖泊水体SD值的拟合结果

Tab.4 Retrieval accuracy of lake SD with different types of model

自变量类型	因变量	最优拟合自变量	最优拟合方法	最优拟合结果	R^2	N
波段比值	SD	$x=B8/B11$	线性	$SD = 8.8254x - 4.9669$	0.65	24
			指数	$SD = 0.3635e^{2.0575x}$	0.59	24
			对数	$SD = 10.027\ln(x) + 4.1792$	0.63	24
			幂	$SD = 3.0486x^{2.5065}$	0.65	24
			多项式	$SD = 0.4808x^2 + 7.6165x - 4.2702$	0.65	24
波段比值	$\ln(SD)$	$x=B8/B4$	线性	$\ln(SD) = 1.5093x - 0.5485$	0.60	24
			多项式	$y = -0.9299x^2 + 4.0536x - 2.0735$	0.68	24
			对数	$\ln(SD) = 1.9501\ln(x) + 1.04$	0.68	24
			幂	变量含负值,无法拟合		
			指数	变量含负值,无法拟合		
主成分	$\ln(SD)$	主成分 PC_1, PC_2, PC_3, PC_4 (PC_1-PC_4 累计贡献率>99%)	主成分回归	$\ln(SD) = -1.5PC_1 + 0.95PC_2 + 10.79PC_3 - 21.55PC_4$	0.88	24
红绿蓝比值与单波段	$\ln(SD)$	$x_1=B1/B3, x_2=B3$	二元回归	$\ln(SD) = 1.211767x_1 - 13.1984x_2 + 1.149798$	0.90	24
红绿蓝加减	SD	$x=B12+B4$	幂	$SD = 0.2187x^{-1.536}$	0.91	24

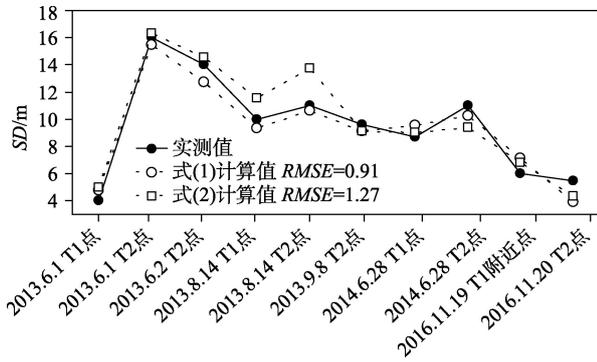


图4 基于单波段幂函数和波段比值与单波段的二元回归反演计算的SD值与实测值对比

Fig.4 Comparison between in situ SD values and calculated SD values with MODIS single band power function model and combination of band ratio-single band model

基于统计方法得到的反演模型虽不能直接体现其物理意义,但诸多研究呈现出的遥感数据与湖泊透明度SD值之间的较高相关性(表3),表明这些模型必然与相关物理基础相契合。对于青藏高原地区的湖泊而言,一方面,该地区气候寒冷,湖泊浮游生物生产力较低,较少的人类活动也使进入湖泊的营养物质极少,悬浮物浓度不仅总体较低,而且其叶绿素和有机质成分也较少,因而大部分湖泊具有较高的透明度;另一方面,高原太阳辐射较强,并能穿透较深的湖水,由于浮游生物和沉水植物光合

作用主要发生在湖泊的真光层(Delgadillo-Hinojosa et al, 1997),而湖泊SD深度与真光层深度密切相关(Garibaldi et al, 2003),因此SD深度内水体的反射率光谱对绿色波段最为敏感。同时,由于青藏高原地区的湖泊大多为封闭湖泊,在干旱的气候条件下,强烈蒸发导致湖水矿化度增高,以Na⁺为主的盐分对蓝色波段的反射更为敏感,因此,在红蓝波段比值与蓝色单波段组合的二元回归公式中呈现较高的拟合度。这与本文的研究结果中,SD值与中心波长位于0.44~0.50 μm的波段(B9、B3、B10)表现出较好的拟合效果一致。

4.2 当惹雍错湖泊透明度时间序列分析

基于上文建立的湖泊透明度遥感反演公式(式(1))和MOD09数据,以青藏高原中南部的大湖当惹雍错为例,反演湖泊透明度季节、年际变化基本特征,并分析其与流域温度、降水之间的关系。

当惹雍错(N30°45'~31°22', E86°23'~86°49')位于西藏尼玛县,是冈底斯山脉中段北麓断陷盆地内的一个封闭湖泊(图5)。湖泊呈长靴状,湖面海拔4528 m,长71.7 km,最大宽19.4 km,平均宽11.65 km。最新统计显示,湖泊水域面积为846.49 km²,流域面积为9022.56 km²(Yang et al, 2017)。南部的达果藏布和西部的卜寨藏布为湖泊的主要补给河流。其中达果藏布长210.1 km,集水面积5898.8

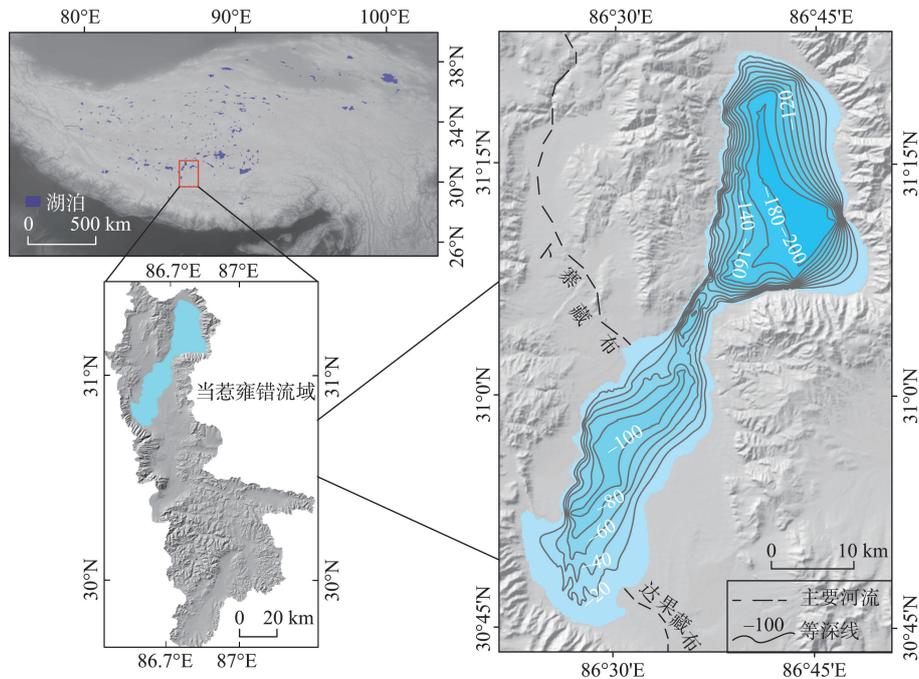


图5 当惹雍错流域基本特征

Fig.5 Topography of the Tangra Yumco Basin

km²; 卜寨藏布长 56.0 km, 集水面积 736.0 km²(中国科学院青藏高原综合科学考察队, 1984)。以中间最窄处为界线可将湖泊分为南北两部分, 实测数据显示, 北部湖区为整个湖泊的深水部分, 四周湖岸坡度较大, 中央湖区水深超过 200 m, 实测最大水深为 214.48 m。中间最窄处湖区水深也超过 100 m, 南部湖区的最南部地形较缓, 中间只有小部分湖区水深超过 100 m, 实测最深处为 110 m, 湖泊盐度为 9.4 g/L(王君波等, 2010; Qiao et al, 2017)。

4.2.1 湖泊透明度时间变化基本特征

本文首先提取了当惹雍错不同季节(2015年)的湖泊透明度SD值, 其分布如图6所示。结果显示, 当惹雍错湖泊透明度在该年不同季节存在明显的变化特征: 从5月中旬-10月下旬, 湖泊水体透明度整体上呈现出先降低后升高的变化趋势: 5月中旬, 湖泊大部分水域透明度SD值大于7 m; 6月下旬, 湖泊透明度SD值低于7 m的水域大幅增加, 8月上旬则进一步扩大; 到了9月中旬, 透明度SD值深度有所回升, 直至10月下旬, 湖泊大部分水域透明度SD值都大于10 m。湖泊透明度夏季相对偏低, 春、秋季节相对偏高。此外, 还应注意, 湖泊透明度整体随季节变化的同时, 北部湖盆透明度相对更高, 而南部湖盆透明度则相对更低。

进一步分析当惹雍错湖泊水体透明度不同年份的季节变化以及年际变化特征, 提取了当惹雍错2003、2005、2007、2010、2013、2015年共计6年湖泊

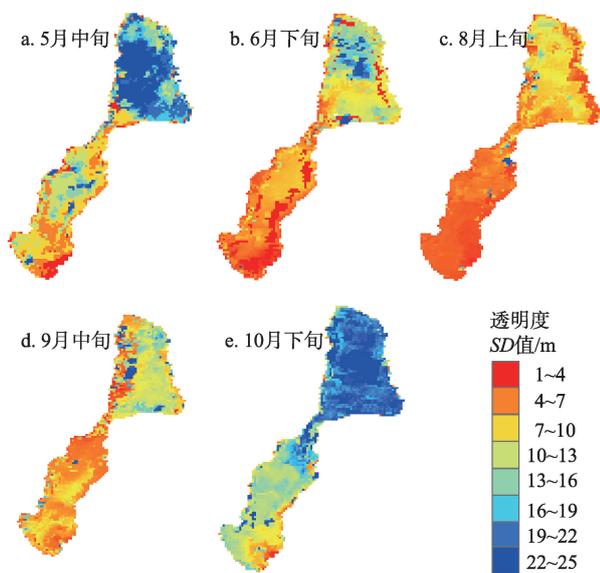


图6 2015年当惹雍错透明度季节变化特征

Fig.6 Seasonal variation of lake water clarity of Tangra Yumco in 2015

透明度SD值。考虑到湖泊结冰状况, 选择MOD09产品每年编号为137~329(5月中旬-11月下旬)的遥感影像, 作为时间变化数据, 最终参与分析的遥感影像共计150景。但仍存在因湖泊水域内部分区域结冰, 或是遥感影像噪点所造成的像元数值极高或极低而引起的误差。故本文以大于25 m和小于1 m为阈值(根据总体情况, 显示SD深度不超过25 m, 有云像元显示SD小于1 m, 非云像元一般大于1 m, 故以此为阈值), 剔除显示数值大于25 m和小于1 mm的像元, 取剩余有效像元计算得到的平均值作为湖泊该景影像SD数据, 以保证参与计算的像元数据质量。其中, 剩余有效像元数量占有像元比例皆超过90%。按照这一原则, 提取了当惹雍错透明度SD深度不同年份时间变化序列。取湖泊水域所在像元SD值, 计算其平均值作为该景影像湖泊SD值。取该年内所有影像平均值, 作为该年SD值。当惹雍错透明度SD值在不同年份的季节及年际变化如图7所示。

结果显示, 从季节上看, 当惹雍错湖泊透明度在不同年份表现出相似的季节波动特征: 每年5月中旬, 湖泊透明度SD深度较高, 达到10~15 m左右; 到了夏季, 湖泊水体透明度逐渐下降, 其SD深度降至最低, 仅为3~5 m; 而到了11月, 湖泊透明度重新提高, 其SD值回升到10~15 m左右。这与图6显示的规律是基本一致的。而从年际变化来看, 湖泊透明度也存在一定幅度的变化, 最低值出现在2013年, 该年平均SD值为8.2 m, 而最高值则出现在2015年, 该年平均SD值为9.9 m。

4.2.2 湖泊透明度时间变化与流域温度、降水之间关系

为了进一步探讨当惹雍错湖泊水体透明度的

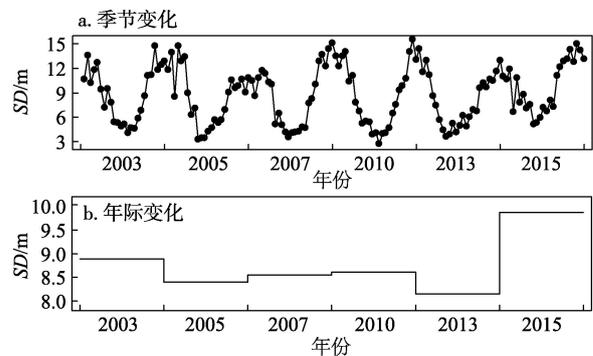


图7 当惹雍错透明度季节、年际变化特征

Fig.7 Seasonal and inter-annual variations of lake water clarity of Tangra Yumco

影响因素,本文利用流域温度,降水数据,分析其与湖泊透明度的关系。取湖泊所在流域对应的数据,计算得到流域内平均值,将上述平均值与图7所示的当惹雍错透明度时间变化进行对比。

结果显示(图8),当惹雍错湖泊水体透明度的变化趋势与流域温度、降水率总体上呈负相关的关系,即降水率越大,温度越高,湖泊透明度越低;而降水率越小,温度越低,则透明度越高。图9进一步拟合了透明度SD值与降水率、温度的关系,发现降水率与SD值的拟合关系相对更好,其 R^2 达到0.43;而温度与SD值的 R^2 为0.24。这表明了流域降水率对当惹雍错湖泊水体透明度相对更为显著的影响。

对于湖泊透明度与气象数据的关系,类似的现象也反映在美国威斯康星(Wisconsin)地区湖泊透明度的相关研究中(Rose et al, 2017)。该项研究表明,湖泊在相对较湿润的年份,透明度会下降;而在相对较干旱的年份,透明度会升高。对于本文得出

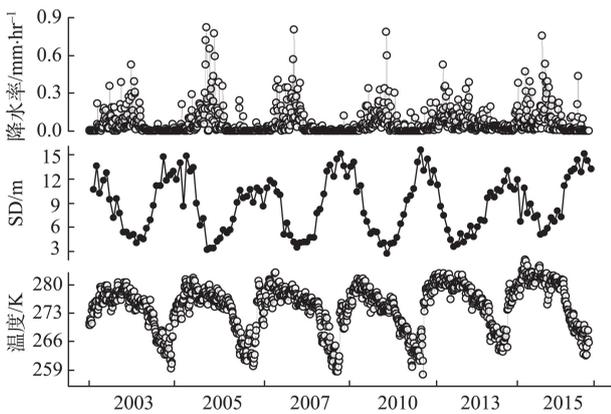


图8 当惹雍错透明度与流域温度、降水率对比

Fig.8 Comparison of lake water clarity (SD) and lake basin temperature and precipitation intensity of Tangra Yumco

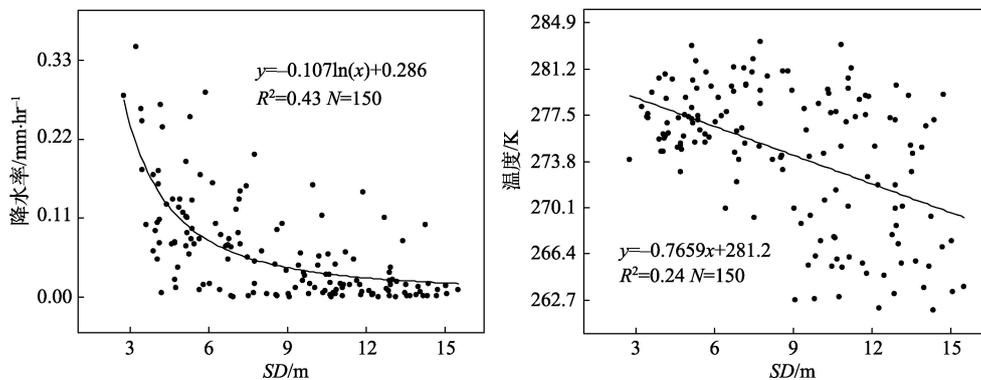


图9 当惹雍错透明度与流域温度、降水率散点图

Fig.9 Scatter plots of lake water clarity (SD) and lake basin temperature and precipitation intensity of Tangra Yumco

的当惹雍错流域降水率与湖泊透明度变化之间存在的较好关系,主要是由于流域降水对汇湖河流产生影响,进而引起河流携带进入湖泊物质的变化,因而对湖泊透明度产生影响。当降水率增加,河流携带进入湖泊的物质增加,从而使得湖泊水体相对更加浑浊,进而降低了湖泊的透明度;反之,由于河流携带进入湖泊的物质减少,因而使得湖泊水体相对清澈,致使湖泊透明度提高。从湖泊水域空间分布来看,当惹雍错湖泊透明度季节变化,南部湖盆相比较北部湖盆透明度明显偏低(图6)。一方面,该湖主要入湖河流多位于南部湖盆(图5),加之相对狭长的湖盆形态,使得南部湖盆受河流影响更大;另一方面,北部湖盆的水深梯度由岸边到中心急剧降低,并且水深较大,使得地表径流入湖后影响的空间范围有限,因此,在降水/融水季节,南部湖盆的湖泊透明度相对较低。同时,对于平均盐度高达9.4 g/L的盐湖来讲,其湖水中较高的 Na^+ 使得湖水对蓝色波段具有强烈的反射作用,在5月和10月入湖河流影响较弱的季节,北部湖盆湖水对绿色波段的反射受到对蓝色波段反射的影响,致使以绿色波段反演的湖水透明度的明显增加。

5 结论

本文基于青藏高原地区24个湖泊透明度SD值实测数据及MODIS遥感数据,建立了该地区湖泊透明度SD值的遥感反演模型,并反演得到当惹雍错透明度时间变化特征,分析了其与流域温度、降水之间的关系。主要结论为:

(1) 基于MODIS绿色波段B4的单波段幂函数模型在本地区反演效果最好,精度较高($R^2=0.91$, $N=$

24),借助在不同时期所获取的实测 *SD* 数据对上述模型进行验证,表明上述模型具有较好的稳定性 ($RMSE=0.91\text{ m}$, $N=10$)。因此基于 MODIS B4 波段的幂函数反演模型最适合于青藏高原地区湖泊透明度 *SD* 值遥感反演。

(2)当惹雍错透明度存在明显的季节波动和较为明显的年际变化。5月中旬-10月下旬,湖泊水体透明度整体上呈现出先降低后升高的变化趋势;湖泊透明度年际变化较为明显,2013年湖泊透明度 *SD* 值平均为 8.2 m,2015年湖泊透明度 *SD* 值平均为 9.9 m。初步分析表明,降水/融水季节的湖泊透明度与湖泊所在流域的降水率具有密切的关系。

致谢:感谢暨南大学林秋奇副教授、中国科学院青藏高原研究所侯居峙研究员、马庆峰博士、汪勇博士、郭允博士等在野外调查和数据获取方面的协作和帮助。

参考文献(References)

勾鹏,叶庆华,魏秋方. 2015. 2000-2013年西藏纳木错湖冰变化及其影响因素[J]. 地理科学进展, 34(10): 1241-1249. [Gou P, Ye Q H, Wei Q F. 2015. Lake ice change at the Nam Co Lake on the Tibetan Plateau during 2000-2013 and influencing factors[J]. Progress in Geography, 34(10): 1241-1249.]

何杰,阳坤. 2011. 中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集[Z]. 兰州: 寒区旱区科学数据中心, doi: 10.3972/westdc.002.2014.db. [He J, Yang K. 2011. China meteorological forcing dataset[Z]. Lanzhou, China: Cold and Arid Regions Science Data Center at Lanzhou, doi: 10.3972/westdc.002.2014.db.]

鲁安新,姚檀栋,王丽红,等. 2005. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究[J]. 冰川冻土, 27(6): 783-792. [Lu A X, Yao T D, Wang L H, et al. 2005. Study on the fluctuations of typical glaciers and lakes in the Tibetan Plateau using remote sensing[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 27(6): 783-792.]

马建行,宋开山,邵田田,等. 2016. 基于HJ-CCD和MODIS的吉林省中西部湖泊透明度反演对比[J]. 湖泊科学, 28(3): 661-668. [Ma J H, Song K S, Shao T T, et al. 2016. Comparison of water transparency retrieving of lakes in the mid-east part of Jilin Province based on HJ-CCD and MODIS imagery[J]. Journal of Lake Sciences, 28(3): 661-668.]

马荣华,唐军武,段洪涛,等. 2009. 湖泊水色遥感研究进展[J]. 湖泊科学, 21(2): 143-158. [Ma R H, Tang J W, Duan H T, et al. 2009. Progress in lake water color remote sens-

ing[J]. Journal of Lake Sciences, 21(2): 143-158.]

潘继征,熊飞,李文朝,等. 2008. 云南抚仙湖透明度的时空变化及影响因子分析[J]. 湖泊科学, 20(5): 681-686. [Pan J Z, Xiong F, Li W C, et al. 2008. Spatial-temporal dynamic changes of the water transparency and their influencing factors in Lake Fuxian, Yunnan Province[J]. Journal of Lake Sciences, 20(5): 681-686.]

王君波,彭萍,马庆峰,等. 2010. 西藏当惹雍错和扎日南木错现代湖泊基本特征[J]. 湖泊科学, 22(4): 629-632. [Wang J B, Peng P, Ma Q F, et al. 2010. Modern limnological features of Tangra Yumco and Zhari Namco, Tibetan Plateau[J]. Journal of Lake Sciences, 22(4): 629-632.]

姚檀栋. 2014. “第三极环境(TPE)”国际计划: 应对区域未来环境生态重大挑战问题的国际计划[J]. 地理科学进展, 33(7): 884-892. [Yao T D. 2014. TPE international program: A program for coping with major future environmental challenges of The Third Pole region[J]. Progress in Geography, 33(7): 884-892.]

张晓晶,李畅游,贾克力,等. 2009. 乌梁素海水体透明度分布及影响因子相关分析[J]. 湖泊科学, 21(6): 879-884. [Zhang X J, Li C Y, Jia K L, et al. 2009. Spatial-temporal changes in water transparency and its impact factors in Lake Wuliangsu Hai[J]. Journal of Lake Sciences, 21(6): 879-884.]

张运林,秦伯强,陈伟民,等. 2003. 太湖水体透明度的分析、变化及相关分析[J]. 海洋湖沼通报, (2): 30-36. [Zhang Y L, Qin B Q, Chen W M, et al. 2003. Distribution, seasonal variation and correlation analysis of the transparency in Taihu Lake[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, (2): 30-36.]

中国科学院青藏高原综合科学考察队. 1984. 西藏河流与湖泊[M]. 北京: 科学出版社. [The Qinghai-Tibet Plateau Comprehensive Scientific Expedition of Chinese Academy of Sciences. 1984. Xizang heliu yu hupo[M]. Beijing, China: Science Press.]

Barbiero R P, Tuchman M L. 2004. Long-term dreissenid impacts on water clarity in Lake Erie[J]. Journal of Great Lakes Research, 30(4): 557-565.

Binding C E, Greenberg T A, Watson S B, et al. 2015. Long term water clarity changes in North America's Great Lakes from multi-sensor satellite observations[J]. Limnology and Oceanography, 60(6): 1976-1995.

Courville B C, Jensen J L R, Dixon R W, et al. 2014. A landsat-based evaluation of lake water clarity in Maine lakes[J]. Physical Geography, 35(4): 355-368.

Delgadillo-Hinojosa F, Gaxiola-Castro G, Segovia-Zavala J A, et al. 1997. The effect of vertical mixing on primary production in a bay of the gulf of California[J]. Estuarine,

- Coastal and Shelf Science, 45(1): 135-148.
- Duan H T, Ma R H, Zhang Y Z, et al. 2009. Remote-sensing assessment of regional inland lake water clarity in north-east China[J]. *Limnology*, 10(2): 135-141.
- Fee E J, Hecky R E, Kasian S E M, et al. 1996. Effects of lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian Shield lakes[J]. *Limnology and Oceanography*, 41(5): 912-920.
- Fukushima T, Matsushita B, Oyama Y, et al. 2016. Semi-analytical prediction of Secchi depth using remote-sensing reflectance for lakes with a wide range of turbidity[J]. *Hydrobiologia*, 780(1): 5-20.
- Garibaldi L, Anzani A, Marieni A, et al. 2003. Studies on the phytoplankton of the deep subalpine Lake Iseo[J]. *Journal of Limnology*, 62(2): 177-189.
- Gitelson A A, Yacobi Y Z, Schalles J F, et al. 2000. Remote estimation of phytoplankton density in productive waters[J]. *Advances in Limnology*, 55: 121-136.
- Holeck K T, Watkins J M, Mills E L, et al. 2008. Spatial and long-term temporal assessment of Lake Ontario water clarity, nutrients, chlorophyll a, and zooplankton[J]. *Aquatic Ecosystem Health & Management*, 11(4): 377-391.
- Kloiber S M, Brezonik P L, Olmanson L G, et al. 2002. A procedure for regional lake water clarity assessment using Landsat multispectral data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 82(1): 38-47.
- Knight J F, Voth M L. 2012. Application of MODIS imagery for intra-annual water clarity assessment of Minnesota Lakes[J]. *Remote Sensing*, 4(7): 2181-2198.
- Lathrop R C, Carpenter S R, Rudstam L G. 1996. Water clarity in Lake Mendota since 1900: Responses to differing levels of nutrients and herbivory[J]. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 53(10): 2250-2261.
- Liang E Y, Wang Y F, Piao S L, et al. 2016. Species interactions slow warming-induced upward shifts of treelines on the Tibetan Plateau[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(16): 4380-4385.
- Ma R H, Yang G S, Duan H T, et al. 2011. China's lakes at present: Number, area and spatial distribution[J]. *Science China Earth Sciences*, 54(2): 283-289.
- Malthus T J, Hestir E L, Dekker A G, et al. 2012. The case for a global inland water quality product[C]//Proceedings of the 2012 IEEE international geoscience and remote sensing symposium (IGARSS). Munich, Germany: IEEE, 5234-5237, doi: 10.1109/IGARSS.2012.6352429.
- Mancino G, Nolè A, Urbano V, et al. 2009. Assessing water quality by remote sensing in small lakes: The case study of Monticchio lakes in southern Italy[J]. *iForest- Biogeosciences and Forestry*, 2(1): 154-161.
- McCullough I M, Loftin C S, Sader S A. 2012. Combining lake and watershed characteristics with Landsat TM data for remote estimation of regional lake clarity[J]. *Remote Sensing of Environment*, 123: 109-115.
- Olmanson L G, Bauer M E, Brezonik P L. 2008. A 20-year Landsat water clarity census of Minnesota's 10000 lakes [J]. *Remote Sensing of Environment*, 112(11): 4086-4097.
- Olmanson L G, Brezonik P L, Bauer M E, et al. 2011. Evaluation of medium to low resolution satellite imagery for regional lake water quality assessments[J]. *Water Resources Research*, 47(9): W09515.
- Olmanson L G, Brezonik P L, Finlay J C, et al. 2016. Comparison of Landsat 8 and Landsat 7 for regional measurements of CDOM and water clarity in lakes[J]. *Remote Sensing of Environment*, 185: 119-128.
- Qiao B J, Wang J B, Huang L, et al. 2017. Characteristics and seasonal variations in the hydrochemistry of the Tangra Yumco basin, central Tibetan Plateau, and responses to the Indian Summer Monsoon[J]. *Environmental Earth Sciences*, 76(4): 162, doi: 10.1007/s12665-017-6479-y.
- Qin D H, Liu S Y, Li P J. 2006. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in western China [J]. *Journal of Climate*, 19(9): 1820-1833.
- Rose K C, Greb S R, Diebel M, et al. 2017. Annual precipitation regulates spatial and temporal drivers of lake water clarity[J]. *Ecological Applications*, 27(2): 632-643.
- Shen M G, Piao S L, Chen X Q, et al. 2016. Strong impacts of daily minimum temperature on the green-up date and summer greenness of the Tibetan Plateau[J]. *Global Change Biology*, 22(9): 3057-3066.
- Song C Q, Huang B, Ke L H. 2013. Modeling and analysis of lake water storage changes on the Tibetan Plateau using multi-mission satellite data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 135: 25-35.
- Wu G F, De Leeuw J, Skidmore A K, et al. 2008. Comparison of MODIS and Landsat TM5 images for mapping temporal dynamics of Secchi disk depths in Poyang Lake national nature reserve, China[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 29(8): 2183-2198.
- Yang J P, Ding Y J, Chen R S, et al. 2003. Causes of glacier change in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology*, 49 (167): 539-546.
- Yang R M, Zhu L P, Wang J B, et al. 2017. Spatiotemporal variations in volume of closed lakes on the Tibetan Plateau

- and their climatic responses from 1976 to 2013[J]. *Climatic Change*, 140(3-4): 621-633, doi: 10.1007/s10584-016-1877-9.
- Yao X J, Li L, Zhao J, et al. 2016. Spatial-temporal variations of lake ice phenology in the Hoh Xil region from 2000 to 2011[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 26(1): 70-82.
- Zhang G Q, Xie H J, Yao T D, et al. 2013. Water balance estimates of ten greatest lakes in China using ICESat and Landsat data[J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(31): 3815-3829.
- Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. 2014a. Estimating surface temperature changes of lakes in the Tibetan Plateau using MODIS LST data[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(14): 8552-8567.
- Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. 2014b. Lakes' state and abundance across the Tibetan plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 59(24): 3010-3021.
- Zhao D H, Cai Y, Jiang H, et al. 2011. Estimation of water clarity in Taihu Lake and surrounding rivers using Landsat imagery[J]. *Advances in Water Resources*, 34(2): 165-173.
- Zhu L P, Xie M P, Wu Y H, et al. 2010. Quantitative analysis of lake area variations and the influence factors from 1971 to 2004 in the Nam Co basin of the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(13): 1294-1303.

Remote sensing-based estimation of lake water clarity on the Tibetan Plateau

LIU Chong^{1,3}, ZHU Liping^{1,2,3*}, WANG Junbo^{1,2}, QIAO Baojin^{1,3}, JU Jianting¹, HUANG Lei^{1,3}

(1. Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100101, China; 2. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth System, Beijing 100101, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Lake water clarity is an important parameter of lake water property, which is an integrated response of lake plankton and organic and inorganic solutions, and has significant scientific and practical implications for lake ecological condition research. Remote sensing is a key method for obtaining lake clarity in wide areas and within long time spans. On the Tibetan Plateau, there are more than 389 lakes with area greater than 10 km², making the Plateau an ideal region for environmental and climate change research. However, study on the estimation of lake water clarity on the Tibetan Plateau by satellite data is insufficient at present due to the paucity of in situ lake water clarity measurement data. In this study, retrieval models of lake water clarity were established based on the in situ water clarity measurements of 24 lakes distributed in different areas on the Tibetan Plateau and the corresponding MODIS imageries. Statistical methods including linear, exponential, power function, and logarithm regressions were used to build relationships between lake water clarity and the reflectance of MODIS bands on the Tibetan Plateau. The results show that power function model with MODIS green band B4 as single independent variable is the best model for estimating lake water clarity (SD value) on the Plateau ($R^2=0.91$, $N=24$). The stability of the model was also tested based on 10 in situ SD data at different times in a single lake. Based on this model, we analyzed the temporal variation of lake water clarity of a typical lake Tangra Yumco as an example. The result demonstrates clear seasonal and inter-annual variations of lake water clarity for this lake. Preliminary analysis indicates that the variation of water clarity in precipitation-meltwater rich season is correlated with precipitation intensity of the basin. Our work proved that the reflectance of remote sensing imageries is valid for estimating lake water clarity on the Tibetan Plateau. This may promote further investigation of lake water clarity and its influencing factors on the Tibetan Plateau.

Key words: Tibetan Plateau; lake; remote sensing; MODIS; clarity; Secchi Depth (SD); Tangra Yumco