

Spatial and Temporal Distribution of Soil Moisture on the Tibetan Plateau

Sicheng Chen

School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan
Email: 532359795@qq.com

Received: Jul. 9th, 2019; accepted: Jul. 23rd, 2019; published: Jul. 30th, 2019

Abstract

This article uses the global land data assimilation system (GLDAS) in the community land model (CLM) of monthly soil moisture data from 1981 to 2016, by using linear regression and wavelet analysis methods to analyze the spatial and temporal variation characteristics of soil moisture in 0 - 10 cm and 10 - 50 cm soil layers on the Tibetan Plateau. The results show that: the spatial distribution characteristics of soil moisture in different depths and seasons on the Tibetan Plateau are basically the same, the trend is downward from southeast to northwest, and the soil moisture is increasing in many parts of the plateau. The seasonal variation of soil moisture on the plateau shows that it is the wettest in summer and the driest in winter. In the vertical direction, the soil moisture on the Tibetan Plateau has obvious regional structural differences, and the soil moisture in the 0 - 10 cm layer is often less than that in 10 - 50 cm. The annual variation indicates that August is the wettest month on the plateau. From the 1980s to the 1990s, the annual and seasonal soil moisture on the plateau basically decreases, but it slowly increases from the beginning of the 21st century. The cycle of soil moisture changes with different time scales, which is generally shown as the change period of small time scale is often nested in the change period of large scale.

Keywords

Soil Moisture, Tibetan Plateau, Spatial Distribution, Time Variation, The Wavelet Analysis

青藏高原土壤湿度的时空分布特征

陈思成

成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都
Email: 532359795@qq.com

收稿日期: 2019年7月9日; 录用日期: 2019年7月23日; 发布日期: 2019年7月30日

摘要

本文采用全球陆面数据同化系统(GLDAS)中陆面过程模型(CLM)的1981~2016年逐月土壤湿度资料,利用线性回归和小波分析方法分析了青藏高原0~10 cm和10~50 cm土层土壤湿度的空间分布和时间变化特征,结果表明:青藏高原不同深度年和四季土壤湿度的空间分布特征基本相同,从东南到西北均呈下降趋势,且土壤湿度在高原大部分地区呈增加趋势。高原土壤湿度的季节变化显示出夏季最为湿润,冬季最为干燥,在垂直方向上,青藏高原土壤湿度有明显的区域结构差异变化,0~10 cm土层土壤湿度往往小于10~50 cm。年内变化表明8月是高原土壤最湿润的月份,20世纪80年代到90年代,高原年和四季的土壤湿度基本上都有所下降,从21世纪初开始则缓慢增长。土壤湿度变化的周期会随着研究时间尺度的不同而发生相应的变化,这种变化一般表现为小时间尺度的变化周期往往嵌套在大尺度的变化周期之中。

关键词

土壤湿度, 青藏高原, 空间分布, 时间变化, 小波分析

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

土壤湿度是一个用于表示土壤干湿程度的物理量,它在气候系统中是一个很关键的变量,又称为土壤水分含量[1]。土壤湿度对陆面过程来说非常重要,是其研究过程中的一个重要物理参数,土壤湿度通过各种作用,如改变地表反照率、影响植物生长等,进而对陆气之间的能量交换造成影响,从而引起气候的变化和异常[2]。近年来,许多学者对土壤湿度时空分布特征等相关方面进行了评估和研究,并获得了许多有益的成果。张文君等[3]指出,中国土壤湿度空间分布呈现从西北向东北和东南增加的趋势,整体为东北和华南湿润,华北和西北干燥。师春香等[4]得出,土壤湿度的分布特征在陆面模式模拟和陆面土壤湿度同化系统所得到的结果中都能被合理地体现出来。吴徐燕[5]研究认为青藏高原东部地区为中国土壤湿度空间分布的高值区,西北沙漠地区为低值区。孙夏[6]等指出夏季青藏高原上表层、浅层、中层土壤湿度整体上均为下降趋势,其中表层土壤湿度的年际波动比深层明显。Chow, K. C. [7]等利用区域气候模式(RCM)做敏感性试验,发现高原春季土壤偏湿,夏季南方降水减少,长江流域降水增加。

以往,对青藏高原土壤湿度时空分布的研究多侧重于高原中部,所采用资料多为单点观测试验数据和卫星反演产品,而很少涉及高原整体土壤湿度的时空分布和垂直结构特征。本文利用全球陆面数据同化系统陆面过程模型(GLDAS-CLM) 1981~2016年逐月的土壤湿度资料,对青藏高原不同深度土壤湿度的空间分布和时间变化特征进行了对比分析,进而对高原不同区域0~10 cm和10~50 cm土层土壤湿度的变化有更深刻的了解。

2. 资料与方法

2.1. 资料概况

本文采用全球陆面数据同化系统陆面过程模型(GLDAS-CLM) 1981~2016年的NetCDF土壤湿度资料,其空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间分辨率为1 mo。由于GLDAS土壤湿度产品的单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$,因此需要根

据下式将其转换为土壤体积含水量($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) [8]:

$$\frac{\text{kg}}{\text{m}^2} \frac{\text{m}^3}{1000 \text{ kg}} \frac{1000 \text{ mm}}{1 \text{ m}} \frac{1}{\text{土壤层厚度}(\text{mm})} = \text{体积含水量} \quad (1)$$

节点深度: 指 CLM 在每一层的节点计算的位置, 土壤湿度一共 10 个节点, 其深度分别为 0~0.0018, 0.018~0.045, 0.045~0.091, 0.091~0.166, 0.166~0.289, 0.289~0.493, 0.493~0.829, 0.829~1.383, 1.383~2.296 和 2.296~3.433, 单位为 m。

则本文所需青藏高原不同深度采用的节点分别为: 高原 0~10 cm (第 1~3 层节点)、高原 10~50 cm (第 4~6 层节点)。

2.2. 研究方法

本文用土壤土层的厚度作为加权因子, 对土壤体积含水量进行加权平均, 得到所需深度(0~10 cm 和 10~50 cm)的土壤体积含水量, 把 GLDAS-CLM 土壤湿度资料中各节点深度的土壤体积含水量作为分析不同深度土壤湿度时空分布特征的基础数据。用所得到的土壤湿度来分析高原土壤湿度在不同深度、不同时间段的时空分布特征, 并进行对比得出异同。

在分析青藏高原土壤湿度的空间分布时, 将青藏高原所在的区域北纬 $25^\circ \sim 40^\circ$, 东经 $73^\circ \sim 105^\circ$ 划分成 33×16 的正方形网格, 每个网格边距为 $1^\circ \times 1^\circ$, 空间变化趋势用线性趋势表示。在分析青藏高原土壤湿度的时间变化时, 使用了 1981~2016 年逐月的资料。土壤湿度变化的小波分析为 Morlet 小波分析, 由 Morlet 小波变换工具对青藏高原不同深度不同季节的时间序列进行处理, 并绘制出图。

Morlet 在 20 世纪 80 年代早期提出了 Morlet 小波分析方法, 这是一种具有时频多分辨功能的小波分析, 通过改变尺度因子 a 对小波进行伸缩来调整小波的频率, 该方法为更好地研究时间序列问题提供了可能性, 它可以清晰地吧隐藏在时间序列中的各种变化周期揭示出来, 反映系统在不同时间尺度中的变化趋势, 并且可以对系统的未来发展趋势进行定性估计[9]。本文采用 Morlet 小波为母波, 运用连续小波变换分析青藏高原 1981~2016 年 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度的周期性特征。

小波变换:

时间序列:

$$\chi(t) \quad (2)$$

子波:

$$\psi_{a,b}(t) = \sqrt{a} \psi_0 \left(\frac{t-b}{a} \right) \quad (3)$$

小波系数:

$$W(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{a,b}^*(t) dt \quad (4)$$

(4)式中*代表共轭, 通过改变 a 不断调整小波的频率, 以及变化 b 平移小波的位置, 就可以得到不同时间上各频率的信息。

头部影响:

由于实际信号是有限长度的, 当小波接近信号两头时, 小波的一部分就会“伸出”信号外部而产生估计误差。通常可以通过补 0 或者进行信号合理延拓等方式减弱头部影响, 但延拓并不是真实信号, 会导致两端得到的小波系数变得不可信, 即受头部影响, 受影响的时间段称为 e -折时间。Morlet 小波的 e -折时间为 $\sqrt{2}$ 。

置信度检验:

对于许多自然随机的时间序列, 他们大多是满足红噪声或白噪声模型, 则某个频率序号上的功率:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)} \quad (5)$$

其中, k 是频率序号 ($k = 0, 1, 2, \dots, N/2$), 当 $\alpha = 0$ 时, 模型为白噪声模型; 当 $\alpha = 0.72$ 时, 模型为红噪声模型。

提出以下零假设:

H_0 : 时间序列的功率谱拥有一个平均的背景噪声(底噪)

$$\chi(t) = \text{底噪} + \text{真实信号} \quad (6)$$

则对于尺度为 s 的小波变换功率, 其底噪功率应该有如下分布:

$$|W'_n(s)|^2 = \frac{\sigma^2}{2} P_k \chi_2 \quad (7)$$

其中, χ_2 是自由度为 2 的卡方分布分位数; σ^2 是时间序列的方差; n 为时间; 尺度 s 与频率序号 k 相对应。

如果实际的小波变换功率比底噪功率大, 则接受零假设, 并且表明真实信号更明显。

3. 土壤湿度的空间分布特征

3.1. 空间分布

图 1、图 2 分别为 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层的平均土壤湿度空间分布图。在喜马拉雅山南缘亚热带及北缘山地森林、西藏东南部及川西针叶林、祁连山脉东部山地草甸及针叶林等区域, 表层土壤常年湿润。在西藏东部山地灌丛草原区域和长塘高寒草甸地区, 土壤湿度则相对较低。在次荒漠和阿里沙漠、昆仑山高寒次荒漠和沙漠、柴达木盆地荒漠等区域, 全年土壤湿度相对干燥。这种分布对应青藏高原气候分区的分布, 从东南到西北依次为高寒湿润、高寒半湿润、高寒半干旱和高寒干旱气候[10]。青藏高原 0~10 cm 土层年土壤湿度的空间分布(图 1(a))表明, 高原土壤湿度在这 36 年以来, 空间分布特征呈现从东南向西北下降的趋势[2]。土壤湿度最大值在青藏高原东南部边缘区域, 可以达到 $0.24 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 高原东南部及南部湿度值次之; 高原北部柴达木盆地一带, 土壤湿度值最小, 仅为 $0.08 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。青藏高原东南部相较于西北部, 其降水与植被明显更多, 而高植被覆盖区域固水能力相对较强, 对应土壤湿度高值区。青藏高原 0~10 cm 土层四季土壤湿度的空间分布图(图 1(b)~(e))与年的空间分布特征基本相同: 土壤湿度由东南向西北递减, 而对于湿度极值地区的分布, 二者基本相同, 只在数值上有所不同。其中, 高原 0~10 cm 土层夏季土壤湿度(图 1(c))最高, 湿度值为 $0.04 \sim 0.32 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 其原因可能是高原正值雨季, 且积雪和冻土因气候变暖、温度回升而融化, 这些水分渗透进土壤, 导致高原土壤湿度增加; 高原冬季温度急剧降低, 其 0~10 cm 土层土壤湿度(图 1(e))最低, 土壤湿度处于 $0.04 \sim 0.20 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间; 高原 0~10 cm 土层春季土壤湿度(图 1(b))较小, 土壤湿度值为 $0.04 \sim 0.24 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 春季低温少雨, 为较干燥的季节; 高原 0~10 cm 土层秋季土壤湿度(图 1(d))较夏季有所减少, 土壤湿度处于 $0.04 \sim 0.28 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间, 由于高原雨季较长, 秋季土壤湿度与夏季土壤湿度有相似的量级; 总而言之, 青藏高原 0~10 cm 土层不同时间段的土壤湿度空间分布特征基本相同: 从东南向西北递减, 青藏高原土壤湿度表现出显著的季节性差异和区域性特征。

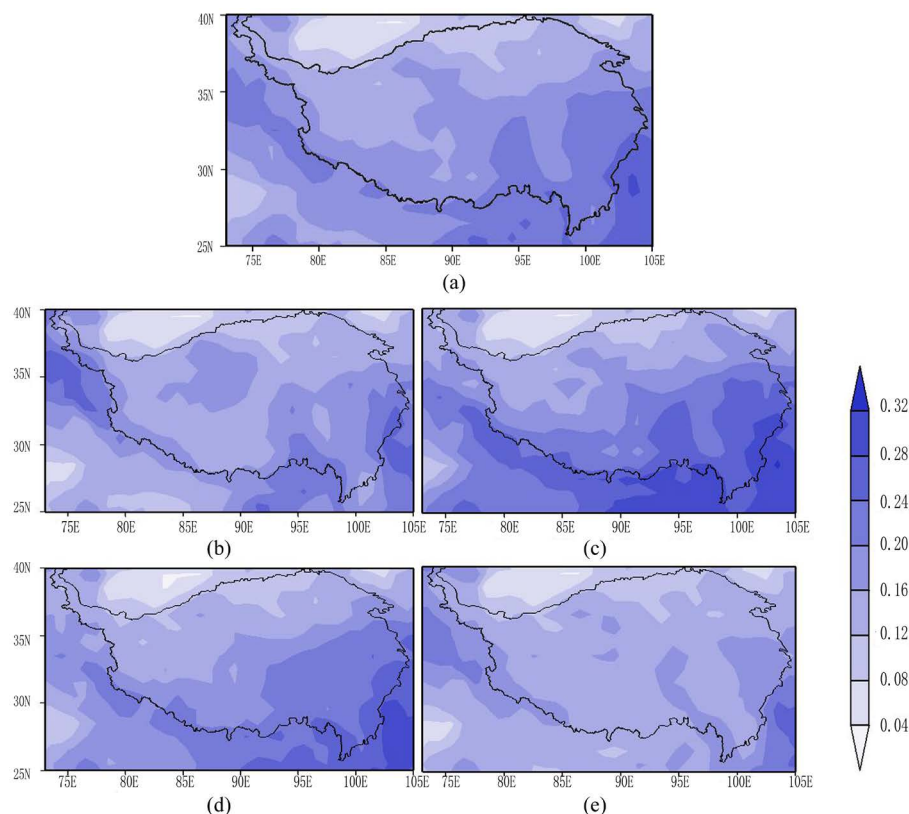


Figure 1. Spatial distribution of soil moisture in the 0 - 10 cm soil layer of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 (unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); (a. year b. spring c. summer d. autumn e. winter)

图 1. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度空间分布(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); (a.年 b.春季 c.夏季 d.秋季 e.冬季)

青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度的空间分布(图 1)与青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度的空间分布(图 2)相比较,可以看出,前者土壤湿度较小,即随着土壤深度的增加,土壤湿度逐渐增大,原因可能是高原海拔高,导致所受到的太阳辐射强,造成土壤表层的蒸发量较大,土壤湿度减少[11]。中间层固水能力较强,且有地下水及融水的补充,导致土壤湿度的增加[12]。但总体来说,青藏高原不同深度土壤湿度的空间分布特征比较一致,趋势均为从东南向西北递减,四季的土壤湿度值从小到大分别为:冬季 < 春季 < 秋季 < 夏季,可以看出,青藏高原 10~50 cm 土层四季的土壤湿度比 0~10 cm 土层四季的土壤湿度大,从垂直方向上体现出青藏高原土壤湿度区域结构的差异变化。

3.2. 空间变化趋势

图 3、图 4 分别为 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层的平均土壤湿度空间变化趋势图。青藏高原 0~10 cm 土层年土壤湿度的空间变化趋势(图 3(a))表明,这 36 年以来高原大部分区域土壤湿度呈增加趋势,增加幅度在 $0 \sim 0.004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间,其中高原西北部增加最为明显,增加幅度最大值可以达到 $0.004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$;而高原北部和东南部土壤湿度呈减少趋势,减少幅度在绝大部分地区为 $0.001 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$,其中减少最为明显区域在高原东部边缘,可以达到 $0.002 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右。四季青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度 36 年以来的变化趋势(图 3(b)~(e))的空间分布特征与年变化趋势空间分布较为一致,仅在变化幅度的数值上有所差异。其中,高原 0~10 cm 土层春季土壤湿度增加幅度在四季中最大,最大值可达到 $0.007 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$,夏季和冬季增加幅度最大值均为 $0.005 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$,而秋季土壤湿度增加幅度最小,最大值仅为 $0.003 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

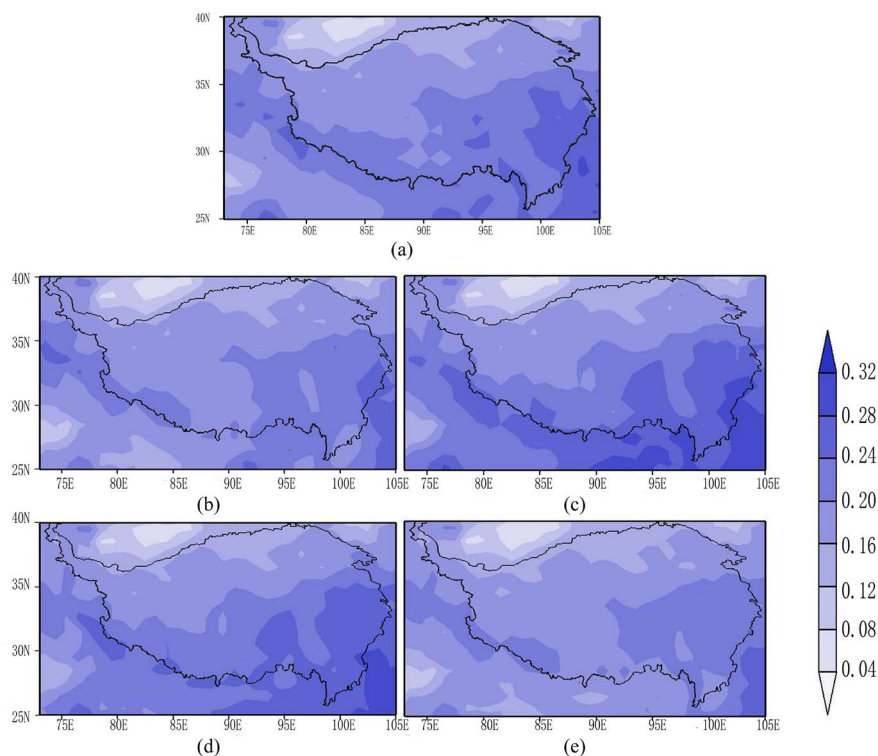


Figure 2. Spatial distribution of soil moisture in the 10 - 50 cm soil layer of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 (unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); (a. year b. spring c. summer d. autumn e. winter)

图 2. 1981~2016 年青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度空间分布(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); (a.年 b.春季 c.夏季 d.秋季 e.冬季)

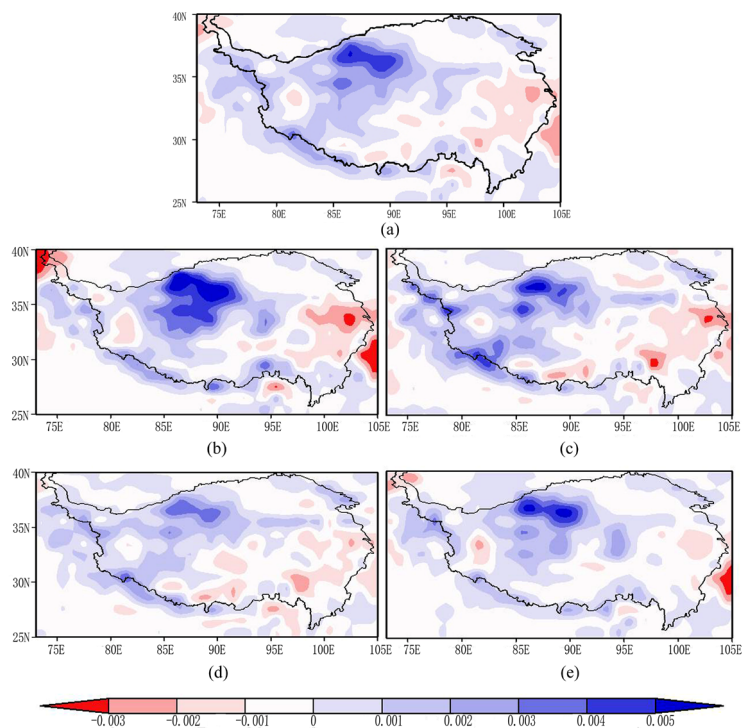


Figure 3. Spatial variation trend of soil moisture in the 0 - 10 cm soil layer of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 (unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$); (a. year b. spring c. summer d. autumn e. winter)

图 3. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度空间变化趋势(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$); (a.年 b.春季 c.夏季 d.秋季 e.冬季)

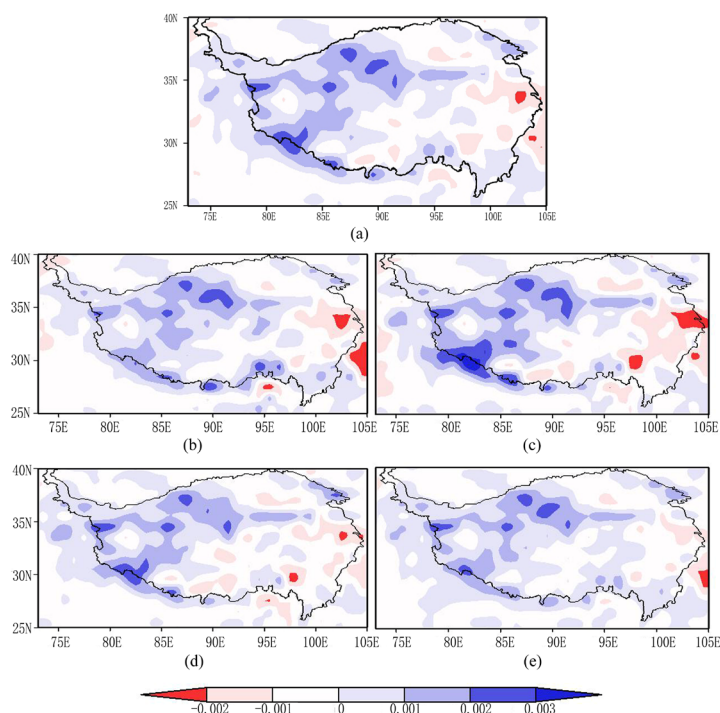


Figure 4. Spatial variation trend of soil moisture in the 10 - 50 cm soil layer of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 (unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$); (a. year b. spring c. summer d. autumn e. winter)

图 4. 1981~2016 年青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度空间变化趋势(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$); (a.年 b.春季 c.夏季 d.秋季 e.冬季)

青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度的空间变化趋势(图 3)与青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度的空间变化趋势(图 4)相比较,可以看出,前者变化的幅度较大,即随着土壤深度的增加,土壤湿度空间变化趋势幅度梯度减小,原因可能是浅层土壤是陆地-大气相互作用非常活跃的区域,而随着土壤深度的增加,土层所受到外界的影响越来越小,导致 10~50 cm 土层土壤湿度变化幅度比 0~10 cm 土层小[12]。但总体来说,青藏高原不同深度土壤湿度空间变化趋势特征基本相同:大部分区域呈增加趋势,但土壤湿度空间变化趋势增加幅度大小在不同深度、不同时段有所不同,其中,高原 10~50 cm 土层夏季土壤湿度增加幅度在四季中最大,最大值可达到 $0.004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$,春季和秋季增加幅度最大值均为 $0.003 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$,而冬季土壤湿度增加幅度最小,最大值仅为 $0.002 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

4. 土壤湿度的时间变化

4.1. 月变化

青藏高原平均逐月土壤湿度变化曲线(图 5)表明, 0~10 cm 土层土壤湿度从 1 月到 4 月逐渐减少, 在 4 月土壤湿度为 $0.148 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 5 月土壤湿度开始增加, 并在 8 月达到 $0.208 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 为一年中的最大值, 随后又逐渐减少。从整体上看, 土壤湿度变化曲线呈现明显的“单峰”型, 土壤湿度较大值在夏半年, 较小值在冬半年, 表明土壤湿度有明显的季节性变化, 降水增多有利于土壤湿度的增加, 雨季结束, 土壤湿度则减少, 降水对土壤湿度有明显的影响[13]。10~50 cm 土层土壤湿度逐月变化曲线与 0~10 cm 土层相比, 其变化趋势比较一致, 但其 1~4 月土壤湿度减小曲线较为平缓, 并在 4 月份达到一年中的最小值, 为 $0.183 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 8 月达到最高峰, 为 $0.221 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 且其每月的土壤湿度数值均比后者大, 其原因可能是因为浅层蒸发量较大, 受外界影响也较大, 土层深度越深所受到外界的影响越小, 且有地下水与融水的补充, 导致 10~50 cm 土层土壤湿度比 0~10 cm 土层大。

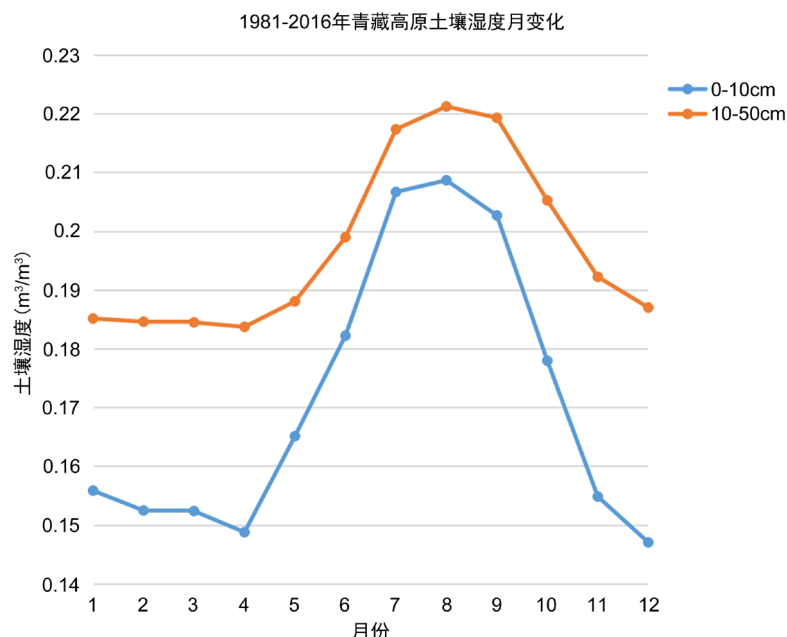


Figure 5. Monthly variation of soil moisture in the 0 - 10 cm and 10 - 50 cm soil layers of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 (unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

图 5. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度的月变化(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

青藏高原地区土壤湿度季节性变化较大, 1~4 月份青藏高原土壤最为干燥。1 月到 4 月, 青藏高原大部分地区被积雪覆盖, 土壤湿度大多在 $0.15 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 以下; 5 月份, 随着高原雨季的到来, 且有冰雪和冻土融化, 土壤湿度开始急剧增加, 并在 8 月份达到一年中的最高值, 土壤湿度在 $0.16 \sim 0.21 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间; 季风在 8 月开始从青藏高原撤出, 9 月青藏高原开始冻结, 土壤湿度开始减少, 与之前的 4 月、5 月相比, 9 月、10 月的雨季高值区面积较大[13]; 11 月高原降水偏少, 土壤湿度明显下降, 冬季, 土壤进入封冻时期, 土壤湿度减弱, 土壤湿度的变化幅度也减弱。

4.2. 年代际变化

从 1981~2016 年青藏高原土壤湿度的年代际分布(表 1)可以看出, 0~10 cm 土层年土壤湿度范围在 $0.166 \sim 0.175 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间。土壤湿度在 20 世纪 80 年代($0.173 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)到 90 年代($0.166 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)略有所下降; 21 世纪初, 土壤湿度则有所增加, 到 2011~2016 年土壤湿度增加到 $0.175 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; 从土壤湿度不同季节的年代际分布可以看出, 四季的土壤湿度值从小到大分别为: 冬季 < 春季 < 秋季 < 夏季, 这与青藏高原土壤湿度四季的土壤湿度空间分布值大小和四季的年际变化范围大小相一致, 而其变化趋势也与土壤湿度四季的空间变化趋势相一致。由此可见, 不同时间段高原土壤湿度极值所在的年代相同, 最小值均出现在 20 世纪 90 年代, 最大值出现在 2011~2016 年, 这一结论与前文近 36 年以来青藏高原土壤湿度呈增加趋势这一结论相一致, 原因可能是高原的土壤湿度受融水的影响较大, 而地球当前正处于全球变暖这一大背景之下, 高原温度显著增加, 导致高原的土壤湿度明显增大[14]。

1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度的年代际变化与青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度的年代际变化相比较(表 1), 可以看出, 后者土壤湿度在不同时段的变化特征与前者一致, 仅在数值大小上有所差异, 后者土壤湿度值比前者大, 其中 10~50 cm 土层年土壤湿度处于 $0.191 \sim 0.200 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 之间, 夏季最大值为 $0.217 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 最小值为 $0.206 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 在垂直方向上体现出青藏高原土壤湿度有显著的季节性差异。

Table 1. Interdecadal variations of soil moisture in the 0 - 10 cm and 10 - 50 cm soil layers of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016 (unit: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

表 1. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度的年代际变化(单位: $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

时段	土壤湿度(m^3/m^3) 0~10 cm					土壤湿度(m^3/m^3) 10~50 cm				
	年	春季	夏季	秋季	冬季	年	春季	夏季	秋季	冬季
1981~1990 年	0.173	0.158	0.202	0.183	0.149	0.200	0.188	0.216	0.211	0.187
1991~2000 年	0.166	0.153	0.190	0.171	0.148	0.191	0.180	0.206	0.199	0.180
2001~2010 年	0.172	0.160	0.201	0.180	0.150	0.198	0.187	0.213	0.206	0.188
2011~2016 年	0.175	0.163	0.205	0.181	0.153	0.200	0.188	0.217	0.208	0.188

5. 土壤湿度的小波分析

由 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度年的小波分析(图 6(a))可以看出,其有两种截然不同的年际变化周期:2~5 a、准 8 a, 2~5 a 的周期在整个气候时间段内均表现显著,从 20 世纪 90 年代末到 21 世纪前期,准 8 a 周期表现显著,通过了 95 %信度检验。但是由于小波分析方法在进行小波变换时存在一个头部影响区(图中黄线),影响区外的区域不可信,因此,2~5 a 的周期在 20 世纪 80 年代中期至 21

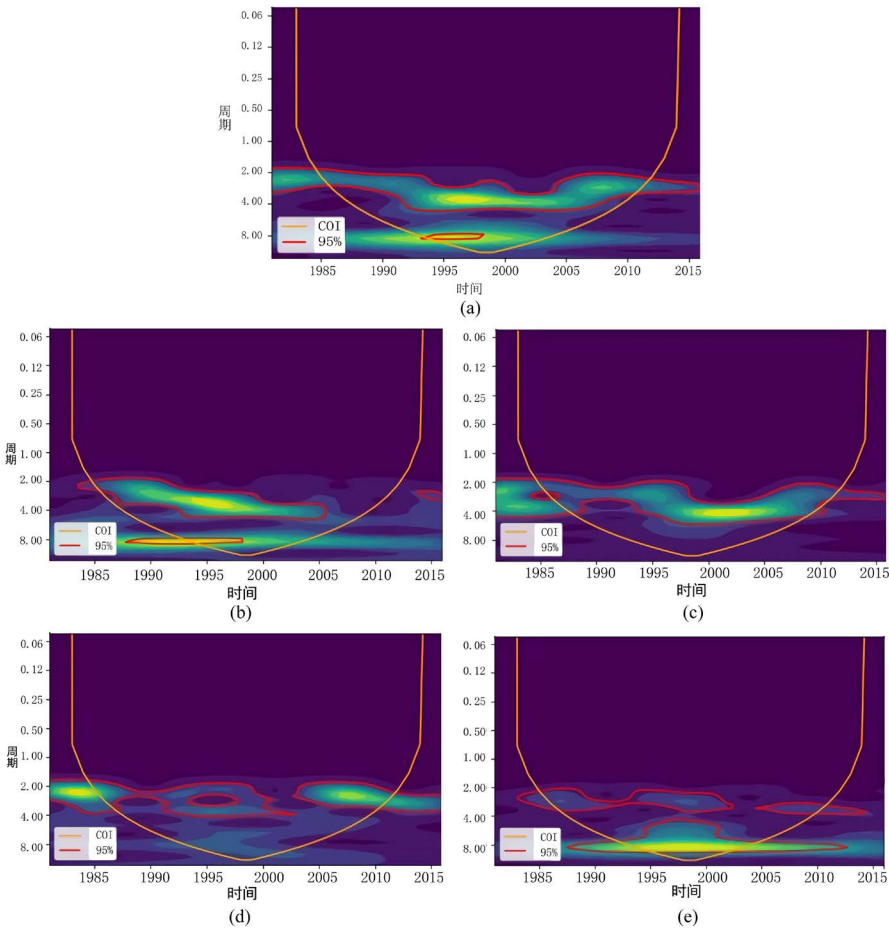


Figure 6. Wavelet analysis of soil moisture in the 0 - 10 cm soil layer of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016; (a. year b. spring c. summer d. autumn e. winter)

图 6. 1981~2016 年青藏高原 0~10 cm 土层土壤湿度的小波分析; (a.年 b.春季 c.夏季 d.秋季 e.冬季)

世纪前期才是显著可信的；春季的小波分析(图 6(b))可以看出，其 2~5 a 的周期在 20 世纪 80 年代至 21 世纪前期表现显著，通过 95%信度检验。准 8 a 的周期在 20 世纪 90 年代中后期是显著可信的；夏季的小波分析(图 6(c))可以看出，其有明显的年际变化周期：2~6 a，2~6 a 的周期在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪前期通过 95%信度检验；秋季的小波分析(图 6(d))可以看出，其 2~4 a 的周期在 20 世纪 80 年代至 21 世纪前期(除 2003 年)是显著可信的；冬季的小波分析(图 6(e))可以看出，其有明显的两个年际变化周期：2~4 a、5~8 a，由于头部影响区(图中黄线)外的区域不可信，故，2~4 a 的周期在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪前期才是显著可信的(除 2003 年)，5~8 a 的周期在 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初才是显著可信的。

同高原 0~10 cm 土层土壤湿度变化的小波分析结果的分析方法一样，由 1981~2016 年青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度的小波分析(图 7)可以看出：年的 2~5 a 的年际变化周期在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪前期表现明显；春季有明显的两个年际变化周期：2~4 a、5~8 a，2~4 a 的周期在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪初显著可信，而 5~8 a 这一周期在头部影响区外，是不可信的；夏季 2~6 a 的年际变化周期在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪前期是显著可信的；秋季准 4 a 的年际变化周期在 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初显著，通过 95%信度检验，而 2~4 a 的周期在 20 世纪 80 年代中后期和 21 世纪 00 年代中后期才是显著可信的；冬季的小波分析(图 7(e))可以看出，其有明显年际变化周期：2~4 a，2~4 a 的周期在 20 世纪 90 年代前和 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初表现显著，其中，2~4 a 的周期在 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初通过 95%信度检验，而 20 世纪 80 年代中期以前 2~4 a 的周期在头部影响区之外，故，2~4 a 周期在 20 世纪 90 年代中期至 21 世纪初和 20 世纪 80 年代中后期才是显著可信的。

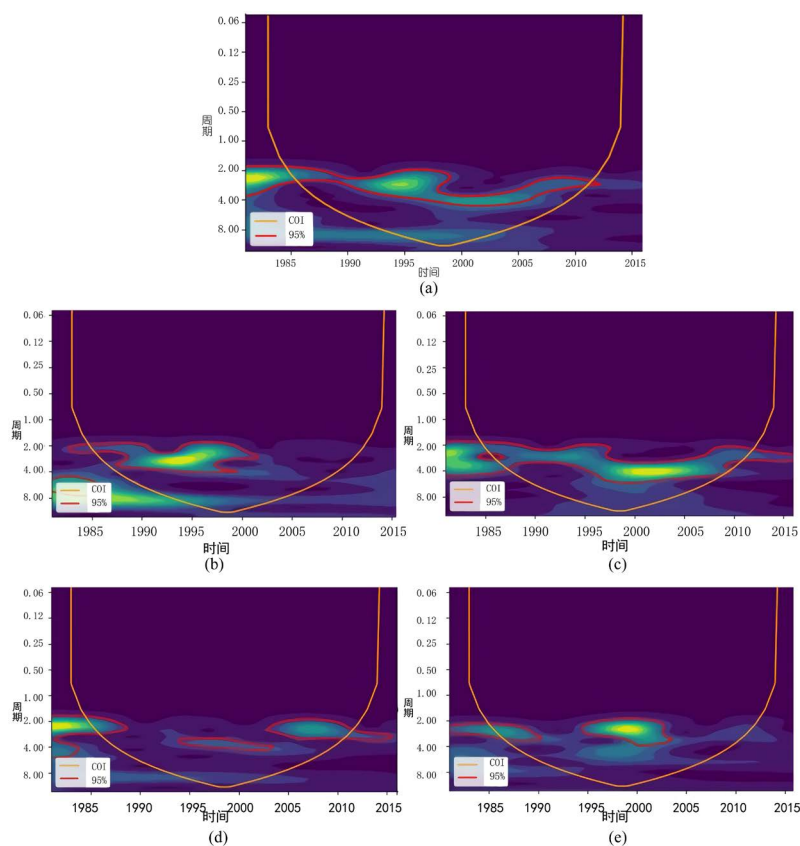


Figure 7. Wavelet analysis of soil moisture in the 10 - 50 cm soil layer of the Tibetan Plateau from 1981 to 2016; (a. year b. spring c. summer d. autumn e. winter)

图 7. 1981~2016 年青藏高原 10~50 cm 土层土壤湿度的小波分析；(a.年 b.春季 c.夏季 d.秋季 e.冬季)

对比青藏高原不同深度年和四季的土壤湿度变化的小波分析可知：土壤湿度变化的周期将随着研究的时间尺度而相应变化，这种变化一般表现为小时间尺度的变化周期往往嵌套在大尺度的变化周期之中，而土壤深度不是影响变化周期的主要因子[15]。其中，青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度年的小波分析可以看出它们具有相同的年际变化周期：2~5 a，从 20 世纪 80 年代中期到 21 世纪前期，2~5 a 的周期都是显著可信的。也就是说，不同深度高原的土壤湿度年的年际变化周期在头部影响区内都是可信的。

6. 结论

本文利用全球陆面数据同化系统中陆面过程模型(GLDAS-CLM)的 1981~2016 年逐月土壤湿度资料，利用线性回归和小波分析方法分析了青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度的空间分布和时间变化特征，主要得出以下结论：

1) 青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层年和四季的土壤湿度空间分布特征基本相同，趋势均为从东南向西北递减，仅在土壤湿度值上存在差异，前者土壤湿度小于后者。分析高原四季的土壤湿度空间分布图，可以得出高原土壤夏季最为湿润，冬季最为干燥的分布特征。近 36 年以来，青藏高原土壤湿度的空间变化趋势在不同深度、不同时间段内基本一致，大部分区域呈增加趋势。

2) 近 36 年以来青藏高原 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度的时间变化特征基本一致，其中逐月变化曲线呈明显“单峰”型，1~4 月土壤湿度逐渐减少，5 月开始显著增加，并在 8 月达到最高值，随后又逐渐减少；年、四季的土壤湿度在 20 世纪 80 年代到 90 年代略微减少，从 21 世纪初开始缓慢增加。

3) 以青藏高原近 36 年以来 0~10 cm 和 10~50 cm 土层土壤湿度年和四季的时间序列为对象，利用 Morlet 小波变换分析了不同时间尺度下土壤湿度的周期性特征。结果表明，土壤湿度变化周期将随着研究时间尺度的不同而发生相应的变化，这种变化一般表现为小时间尺度的变化周期往往嵌套在大尺度的变化周期之中，而土壤深度不是影响变化周期的主要因子[15]。

参考文献

- [1] 王硕甫, 殷美祥, 冯鑫媛. 1991-2011 年中国西南地区土壤湿度的时空特征[J]. 广东气象, 2018, 40(1): 53-57.
- [2] 卓嘎, 德吉卓玛, 尼玛吉. 青藏高原土壤湿度分布特征及其对长江中下游 6、7 月降水的影响[J]. 高原气象, 2017, 36(3): 657-666.
- [3] 张文君. 中国土壤湿度分布和变化的观测与模拟[D]: [硕士学位论文]. 北京: 中国科学院研究生院(大气物理研究所), 2006.
- [4] 师春香, 谢正辉, 钱辉, 等. 基于卫星遥感资料的中国区域土壤湿度 EnKF 数据同化[J]. 中国科学(地球科学), 2011, 41(3): 375-385.
- [5] 吴徐燕. 基于常规气象资料计算的中国大陆土壤湿度的特征研究[D]: [硕士学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2012.
- [6] 孙夏, 范广洲, 张永莉, 等. 夏季青藏高原不同层次土壤湿度时空变化特征[J]. 干旱气象, 2019(2): 252-261.
- [7] Chow, K.C., Chan, J.C.L., Shi, X.L., Liu, Y. and Ding, Y. (2008) Time-Lagged Effects of Spring Tibetan Plateau Soil Moisture on the Monsoon over China in Early Summer. *International Journal of Climatology*, **28**, 55-67. <https://doi.org/10.1002/joc.1511>
- [8] 朱智, 师春香. 中国气象局陆面同化系统和全球陆面同化系统对中国区域土壤湿度的模拟与评估[J]. 科学技术与工程, 2014, 14(32): 138-144.
- [9] 王文圣, 丁晶, 向红莲. 水文时间序列多时间尺度分析的小波变换法[J]. 四川大学学报(工程科学版), 2002, 34(6): 14-17.
- [10] Liu, Q., Du, J., Shi, J. and Jiang, L. (2013) Analysis of Spatial Distribution and Multi-Year Trend of the Remotely Sensed Soil Moisture on the Tibetan Plateau. *Science China Earth Sciences*, **56**, 2173-2185. <https://doi.org/10.1007/s11430-013-4700-8>
- [11] 卓嘎, 陈涛, 周刊社, 等. 2009-2010 年青藏高原土壤湿度的时空分布特征[J]. 冰川冻土, 2015, 37(3): 625-634.

-
- [12] 卓嘎, 陈涛, 格桑. 青藏高原及其典型区域土壤湿度的分布和变化特征[J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 2017(9): 445-454.
- [13] 赵逸舟, 马耀明, 马伟强, 等. 藏北高原土壤温湿变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2007, 29(4): 578-583.
- [14] “气候变化国家评估报告”编写委员会. “气候变化国家评估报告”[J]. 科学通报, 2007, 52(4): 469.
- [15] 王洁, 宫辉力, 陈蓓蓓, 等. 基于 Morlet 小波技术的北京平原地面沉降周期性分析[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2018, 48(3): 252-261.

知网检索的两种方式:

1. 打开知网首页: <http://cnki.net/>, 点击页面中“外文资源总库 CNKISCHOLAR”, 跳转至: <http://scholar.cnki.net/new>, 搜索框内直接输入文章标题, 即可查询;
或点击“高级检索”, 下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2330-1724, 即可查询。
2. 通过知网首页 <http://cnki.net/> 顶部“旧版入口”进入知网旧版: <http://www.cnki.net/old/>, 左侧选择“国际文献总库”进入, 搜索框直接输入文章标题, 即可查询。

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱: ojs@hanspub.org