

高寒山区冰川河流悬移泥沙的输移特征

赵艳霞¹, 马伟强², 韩海东³, 庄帅¹, 史红岩¹, 丁越焯¹, 于瑞宏¹, 吕喜玺¹

(1.内蒙古大学生态与环境学院, 内蒙古自治区河流与湖泊生态重点实验室, 内蒙古呼和浩特 010021;
2.中国科学院青藏高原研究所, 西藏拉萨 100085; 3.冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃兰州 730000)

摘要: [目的] 分析不同区域冰川河流的水沙关系、输沙量及其对气候变化的响应, 并对泥沙侵蚀强度进行评估, 为高寒山区冰川河流的水沙动态研究提供理论基础。[方法] 选取绒布河和科其喀尔河作为研究对象, 在消融期间(2018年5—10月)对冰川河进行野外观测和水样采集。考虑气温和降水的影响, 采用水文模型法对绒布河径流量进行模拟, 结合水沙关系曲线、泥沙滞后环及回归模型对冰川河流的悬移泥沙输移及其影响因素进行分析。[结果] 气温是影响高寒山区冰川河流悬移泥沙运输的主要因素; 绒布河和科其喀尔河消融期的径流模数约 7.36×10^5 , 6.82×10^5 $\text{m}^3/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 输沙模数分别为 200 $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 和 890 $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。[结论] 绒布冰川对气候变化更加敏感, 消融强度大, 泥沙主要来源于融水与降水对河道底部与坡面的侵蚀, 但是可侵蚀沉积物和水力条件不足, 造成该地区输沙模数低于其他冰川; 科其喀尔河地处西北干旱区, 泥沙输移量主要是由泥沙来源决定的, 随着气温的升高, 大量冰碛物被输送到下游, 侵蚀强度明显高于其他大多数冰川。

关键词: 冰川河流; 径流; 水沙关系; 滞后环; 输沙模数

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2021)03-0094-09

中图分类号: TV14

文献参数: 赵艳霞, 马伟强, 韩海东, 等. 高寒山区冰川河流悬移泥沙的输移特征[J]. 水土保持通报, 2021, 41(3):94-102. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2021.03.014; Zhao Yanxia, Ma Weiqiang, Han Haidong, et al. Suspended sediment transport characteristics of glacial rivers in alpine mountainous areas [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2021, 41(3):94-102.

Suspended Sediment Transport Characteristics of Glacial Rivers in Alpine Mountainous Areas

Zhao Yanxia¹, Ma Weiqiang², Han Haidong³, Zhuang Shuai¹,
Shi Hongyan¹, Ding Yuehui¹, Yu Ruihong¹, Lü Xixi¹

(1. College of Ecology and Environment/Inner Mongolia Key Laboratory of River and Lake Ecology, Hohhot, Inner Mongolia 010021, China; 2. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Lhasa, Tibet 100085, China; 3. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: [Objective] The water-sediment relationship and sediment transport in different glacial rivers and their responses to climate change were analyzed, and the sediment erosion intensity was assessed in order to provide a theoretical basis for the study of water and sediment dynamics of glacial rivers in alpine mountainous areas. [Methods] The Rongbu River and the Keqikar River were selected as the research objects. During the ablation period (from May to October in 2018), field observation and water sample collection of the glacier rivers were conducted. The hydrological model method was used to simulate the runoff of the Rongbu River, considering the effects of temperature and precipitation, combined with the suspended sediment rating curve, the sediment hysteresis loop, and regression model to analyze the suspended sediment transport and influencing factors of the glacial rivers. [Results] Temperature was the main factor affecting the transport of suspended sediment in glacial rivers in an alpine mountainous area. The runoff modulus values during the ablation period of the Rongbu River and the Keqikar River were about 7.36×10^5 , 6.82×10^5 $\text{m}^3/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, respectively. The suspended sediment transport modulus was about 200 and 890 $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$. [Conclusion] The Rongbu

收稿日期: 2021-02-02

修回日期: 2021-03-26

资助项目: 重大研究计划“黄河源区河流泥沙和碳输移过程及梯级水库的影响研究”(91547110); 国家自然科学基金项目“水文条件—营养盐负荷交互作用下干旱区浅水湖泊稳态转换驱动机制与调控”(51869014); 内蒙古自治区科技计划项目(2019GG019)

第一作者: 赵艳霞(1994—), 女(汉族), 河北省石家庄市人, 硕士研究生, 研究方向为水文与水资源。Email: yanxiazhao@126.com。

通讯作者: 吕喜玺(1961—), 男(汉族), 内蒙古自治区包头市人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事水文与水资源研究。Email: geoluxx@nus.edu.sg。

Glacier is highly sensitive to climate change and has a strong ablation ability. Sediment mainly comes from the erosion of the bottom and slope of the river channel by melt water and rainfall. However, due to insufficient erodible sediment and hydraulic conditions, the sediment transport modulus of this area is lower than others. The Keqikar River is located in the arid area of Northwestern China, and sediment discharge is mainly determined by the source of sediment. As the temperature rises, a large amount of moraine material is transported downstream, and sediment erosion intensity is significantly higher than observed from most other glaciers.

Keywords: glacial river; runoff; water-sediment relationship; hysteresis loop; sediment transport modulus

中国的冰川主要分布在西部高寒山区,是许多大江大河的源头,也是干旱区半干旱区十分重要的淡水资源。随着全球气温不断升高,冰川消融加剧,导致以冰川、积雪融水为主要补给的河流(简称为冰川河流)的径流量增加,更多的岩石、土壤机械的剥蚀产生的碎屑等物质被活跃的冰川或融水运输到河流的下游^[1],冰川区泥沙侵蚀和输移的相关研究已经成为全球热点之一。然而,受高山地形和气候条件的制约,冰川区的实地考察有很大难度,人们主要采用了遥感或建立模型的方法,例如,吕喜玺等^[2]利用地理信息系统(GIS)从全球数据集中获得数据,分析了长江上游流域产沙量的影响因素。李元寿等^[3]于2008年则利用自然降水和人工模拟降水的方法,分析了植被覆盖对其影响。Ali等^[4]在2010年用索恩斯和地表径流模型预测了印度河上游流域的的侵蚀率和产沙量的空间分布。曾晨等^[5]在雅鲁藏布江的一项研究中,采用水沙关系曲线分段的方法,对低频悬浮泥沙含量和径流的排放进行了估算,从而提高了输沙量的计算精度。但是,仍有众多学者在高寒山区野外观测十分困难的情况下,对冰川河流进行了实地考察研究。Singh等^[6]对甘戈特里冰川河径流量和泥沙含量的日变化进行分析,并建立了泥沙滞后环。Stott等^[7]对托朗冰川的水文过程和悬浮泥沙进行研究,预测气候变暖对径流量的产生和泥沙的输移带来很大影响。Li等^[8]对海螺沟冰川的研究中发现,冰川上大量的冰碛物是泥沙的主要来源之一。这些都是基于单个冰川进行研究的,对不同区域冰川的对比研究较少。Gao等^[9]利用乌鲁木齐上游冰川河与非冰川河之间的对比发现,径流来源和水文过程是造成物质运输模式差异的主要因素。landelaney等^[10]通过量化泥沙与径流排放之间的关系,探究冰川河流侵蚀的区域和年际变化。

冰川是气候变化敏感的指示器,中低纬度的冰川对气候变化反应强烈,因此备受学者们的关注。为了更全面的了解冰川河流的泥沙输移情况,本文选择了喜马拉雅山和西北干旱区的两个较大规模的大陆型冰川进行研究。喜马拉雅山位于青藏高原西南部,是中低纬度地区重要的冰川分布区,平均海拔超过

6 000 m,对西南季风带来的降水有较强的削弱作用,因此,北坡气候干冷,降水较少,大陆型冰川发育。因其脆弱敏感的环境,成为研究冰川的理想区域。托木尔峰地处西北,海拔高达7 483.5 m,是天山最高峰。这里大陆性气候显著,气候干燥,降水较少,冰川主要以较大规模的山谷冰川为主,是西部天山最大的冰川作用中心,冰川面积约为珠穆朗玛峰的2.4倍,为干旱区半干旱区提供了宝贵的淡水资源。本文试图通过对冰川河流悬移泥沙的输移量进行估算和分析,探讨气温和降水对冰川水文过程和泥沙输移带来的影响,进一步揭示高寒山区冰川河流对气候变化的响应机制,以期高寒山区冰川河流的水沙动态研究提供理论基础。

1 研究区概况

绒布冰川(86.92°E,27.98°N)位于珠穆朗玛峰北坡,是该地区面积最大的亚大陆冰川,由东绒布冰川、中绒布冰川和西绒布冰川组成。绒布河发源于绒布冰川末端,距离定日县80 km,海拔约5 150 m,它由三大冰川部分融水汇集而成,是一条典型的以冰川融水补给为主体的河流^[11]。通过谷歌地球进行计算,监测站点以上的流域总面积约280 km²,冰川面积为115 km²。受西南印度季风控制,年平均气温为3.9℃,降水量约265.9 mm,主要集中在7—8月。

科其喀尔冰川(80.17°E,41.81°N)位于托木尔峰的南部,新疆阿克苏市温宿县境内,是典型的树枝状大陆型复式山谷冰川,长约26 km,面积为72 km²,其中消融区面积38 km²,60%以上的地区都被碎屑等冰碛物覆盖^[12],最强烈的剥蚀发生在这里。流域内没有明显的四季之分,全年大部分时间平均气温在0℃以下。降水补给主要是来自大西洋和北冰洋的潮湿气流,年降水量约456.2 mm,其中消融期降水可占全年的80%以上。

2 方法与数据

2.1 气象与水文数据的获取

绒布河2018年5—10月的气温、降水量等数据,由中国科学院珠穆朗玛大气与环境综合观测研究站

提供,径流量是由水文站工作人员现场监测取得;科其喀尔河地区 2018 年 5—9 月的相关数据均是由托木尔峰站提供,有连续的水文观测。

2.2 样品的采集与测定

2.2.1 样品采集和现场监测 绒布河的观测断面位于绒布冰川末端 500 m 处,海拔约 5 170 m;科其喀尔河的观测断面位于冰川末端下游约 800 m 处,海拔约 3 000 m。本文将临时架设的钢管桥作为观测断面,对整个河流进行观测和采样。在该断面上,每隔 1 m 设置 1 个监测点,随着河宽的不断变化,绒布河和科其喀尔河断面上分别设置 6~22,6~9 个监测点不等,采用水位计进行水位的测量,而流速的测量采用已经校准过的螺旋桨式流速仪,用于记录水位与流速的自记纸每日一换。在绒布河和科其喀尔河断面水流湍流处各设置 1 个采样点,共采集 60 个样品。采样时间分别为 5—10 月和 5—9 月,采样频率为 7 d,并于采样当天 12:00 左右进行采样。

2.2.2 实验室测定 采集的样品装在预先用去离子水清洗过 3 次的 250 mL 聚乙烯塑料瓶中,冷冻保存,泥沙含量(SSC)通过标准重量分析法测定,分析前 2 d 将样品取出,在室温下自然融化,使样品混合均匀,然后通过孔径为 0.45 μm 的滤膜,记录此时滤膜重量,结合过滤样品体积和事先烘干并冷却后的最初的滤膜重量,计算出 SSC 的值,剩余样品放到 -15 $^{\circ}\text{C}$ 的低温室内存,以便日后进行其他的试验。

2.3 数据处理

2.3.1 径流量计算 流量是通过流速—面积法计算得到,公式如下:

$$Q = \sum d \times h \times u \quad (1)$$

式中: Q 是指断面径流量(m^3/s); d 是水面间隔宽度; h 是任意间隔处测得的水位(m); u 是与监测点对应的流速(m/s)。

总流量的计算公式为:

$$Q_{\text{总}} = \sum Q \times t \quad (2)$$

在绒布河获取了 102 个监测点数据,但只有 9 组。刘伟刚^[13]曾利用前人在珠峰科学考察时的径流量进行模拟并验证,得到了绒布河径流量的模型,但只考虑了冰川在温度驱动下产生的流量(公式 3),本文结合崔玉环等^[14]的径流模型(公式 4),同时考虑了气温和降水对径流量的影响,根据实测流量反演得出常数 g 和 c 的值,从而模拟得出空白日期的流量值。

$$Q = 0.194 72 \times e^{0.260 37 \times (4.798 62 + T)} \quad (3)$$

$$Q = a \times e^{b \times (T + d \times R_s)} + f \times R_h + g \times p + c \quad (4)$$

式中: a, b, c, d, f, g 均为常数; $T(^{\circ}\text{C})$ 指日平均气温; R_h 是指每日的湿度; $P(\text{mm})$ 代表日降水量。

2.3.2 水沙关系曲线 水沙关系曲线^[15](sediment rating curve)是基于 SSC 与 Q 之间的强相关性而模拟得出的曲线方程,适用于大多数河流,其形式以幂函数居多:

$$C = a \times Q^b \quad (5)$$

式中: C 指悬浮泥沙含量(SSC)(mg/L), a 和 b 为系数,该公式涵盖了河流动力条件和可侵蚀沉积物的影响^[16],它可以弥补过去缺失的数据,并预测未来的泥沙含量,常用于估算特定时间段内的输沙量。

2.3.3 输沙量和输沙模数的计算 一定时间内的输沙量和输沙模数可以通过以下公式计算:

$$F = \sum Q_i \times \text{SSC}_i \quad (6)$$

$$M = \sum Q \times \text{SSC} / A \quad (7)$$

式中: i 是采样期间的任意一天; F 是指一段时间内经过某一断面泥沙输移的总量,又称输沙量。 M 是指泥沙的输沙模数 [$\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$]; A 是集水区面积(m^2)。

3 结果与分析

3.1 水沙关系

(1) 径流量。对绒布河径流量模拟结果见图 1。将消融期分为 3 个阶段(见公式 8),5—6 月的径流主要由融水组成,少量降水可以忽略不计;7—8 月的降水丰富,产流效应明显;9—10 月期间没有降水出现,但随着全球气温的升高,消融强度大于历史年份,采用相同的模型计算,模拟值偏低。其中,夏季降水丰富,水位桶被冲走,因此造成 7—8 月资料的缺失,如图 1a 所示,由于该模型是由绒布河历史数据而得到,并通过了验证,适用性较好($\text{NSE} = 0.926$, $r = 0.973$)。绒布河径流量从消融前期开始升高,直到 8 月 12 日达到峰值为 $56.78 \text{ m}^3/\text{s}$,随后呈下降趋势。科其喀尔河的径流量变化如图 1b 所示,利用线性内插法获得中间 5 d 的空白数据,模拟后的流量和实测流量重叠,故此处未作径流量的模拟曲线。该地区最大径流量发生在 7 月 24 日为 $15.43 \text{ m}^3/\text{s}$,7 月 31 日出现明显低谷后,又逐渐升高,直到 8 月 21 日之后开始回落。经过估算,两条冰川河流消融期的径流量分别为 2.06×10^8 , $7.50 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。

$$5-6 \text{ 月}: Q = 0.194 72 \times e^{0.260 37 \times (4.798 62 + T)}$$

$$7-8 \text{ 月}:$$

$$Q = 0.194 72 \times e^{0.260 37 \times (4.798 62 + T)} + 2.545 \times P \quad (8)$$

$$9-10 \text{ 月}:$$

$$Q = 0.194 72 \times e^{0.260 37 \times (4.798 62 + T)} + 1.373$$

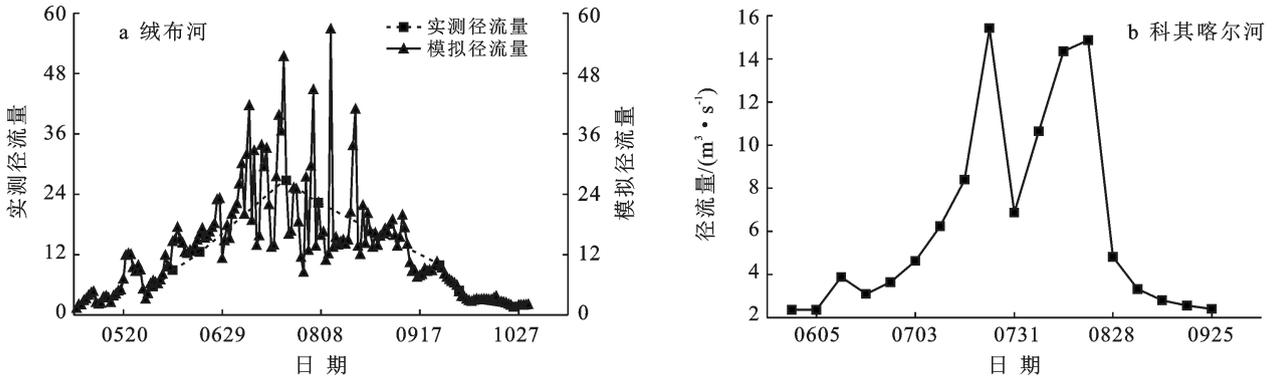


图 1 绒布河和科其喀尔河径流量的变化

(2) 泥沙含量特征。绒布河和科其喀尔河的泥沙含量变化曲线(见图 2)均出现了 3 次较为明显的峰值。第一次峰值出现在消融初期,这是因为 5 月气温升高,冰川开始消融,储存在冰川中的泥沙与融水接触并被运往下游,于是,二者的泥沙含量分别在 6 月 3 日和 6 月 12 日出现了较高的值,为 165.66 mg/L 和 1004.35 mg/L;而 7—8 月属于强烈消融季,径流量显著增多,其携沙能力随之增强,先后于 7 月 8 日和 7 月 17 日达到全年峰值,分别为 843.44 mg/L, 5 981.62 mg/L;随后泥沙含量(SSC)都呈下降趋势,

此时,径流量急剧减少,导致泥沙含量在 8 月 19 日和 7 月 31 日出现了第三次峰值,分别为 417.93 mg/L, 2 130.17 mg/L。分析两条冰川河流泥沙含量的季节变化特征见图 3。绒布河 5—10 月平均泥沙含量分别为 95.58, 155.24, 475.95, 322.19, 225.25, 76.91 mg/L, 最大值和最小值分别发生在 7 月和 10 月,全年平均泥沙含量值为 316.51 mg/L。同样地,科其喀尔河 5—9 月平均泥沙含量值为 200.63, 612.83, 2 258.96, 702.08, 314.99 mg/L, 7 月泥沙含量远远高于其他月份,年平均泥沙含量 1 217.51 mg/L, 约为绒布河的 4 倍。

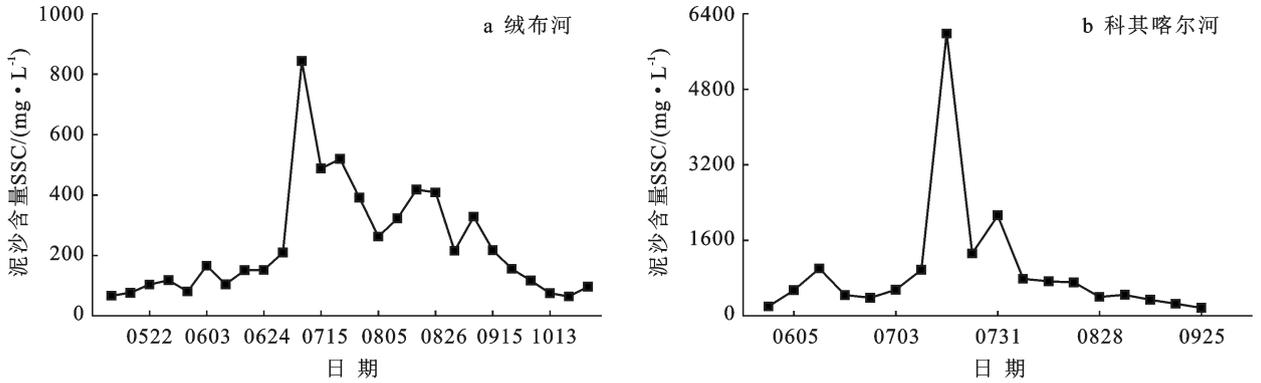


图 2 绒布河和科其喀尔河实测泥沙特征

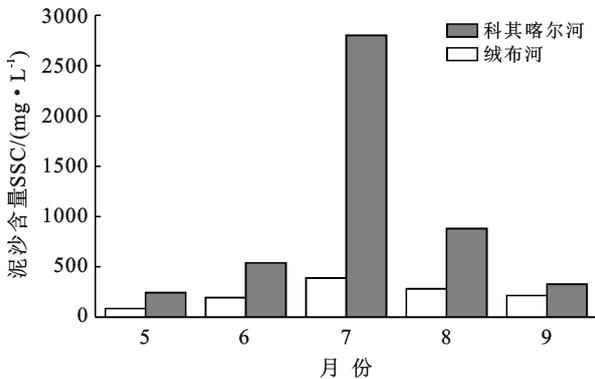


图 3 绒布河和科其喀尔河月平均泥沙含量

(3) 水沙关系曲线。水沙关系曲线是由实测泥沙含量和径流量的关系模拟得到的(图 4)。如图

4a—4b 所示,两条冰川河流水沙关系曲线的相关系数分别为 $R_1^2=0.559, R_2^2=0.406$, 拟合效果较差。根据前人的研究成果,可以将径流量 Q 和泥沙含量 SSC 的数据按季节^[17]、排放等级^[18]、或排放阶段进行分组^[5],以提高泥沙含量和输沙量估算的准确性,该研究按照径流量的排放分为上升期(5—7 月)和下降期(8—10 月),见图 4c—4f 所示,相关系数 R^2 均有显著提高,但是仍存在明显的离散现象,这是由流域径流组成、泥沙来源和地理环境的差异性而造成的滞后现象^[19]。对水沙关系的滞后现象进一步分析,可以得到泥沙滞后环,它可以反映悬浮泥沙在整个水文过程中的动态变化,并揭示泥沙的供给与输送机制。常

见的泥沙滞后环有 3 种,即顺时针滞后环、逆时针滞后环和“8”字形滞后环。如图 5a 所示,绒布河的滞后环形似数字“8”,当径流量为 $20 \text{ m}^3/\text{s}$ 时,图形相交于一点,当 $Q > 20 \text{ m}^3/\text{s}$ 时,表现为顺时针,可侵蚀泥沙比较充足或输送距离较短;当 $Q < 20 \text{ m}^3/\text{s}$ 时,具有逆时针

滞后环的特征,表明此时有其他的泥沙来源。见图 5b 所示,科其喀尔河滞后环为顺时针,在径流量升高时出现泥沙含量峰值,但是随径流量继续增大,泥沙含量急剧下降,这表明前期的泥沙供给十分充足,但随着累积和沉淀的泥沙被输送到下游,泥沙来源逐渐枯竭。

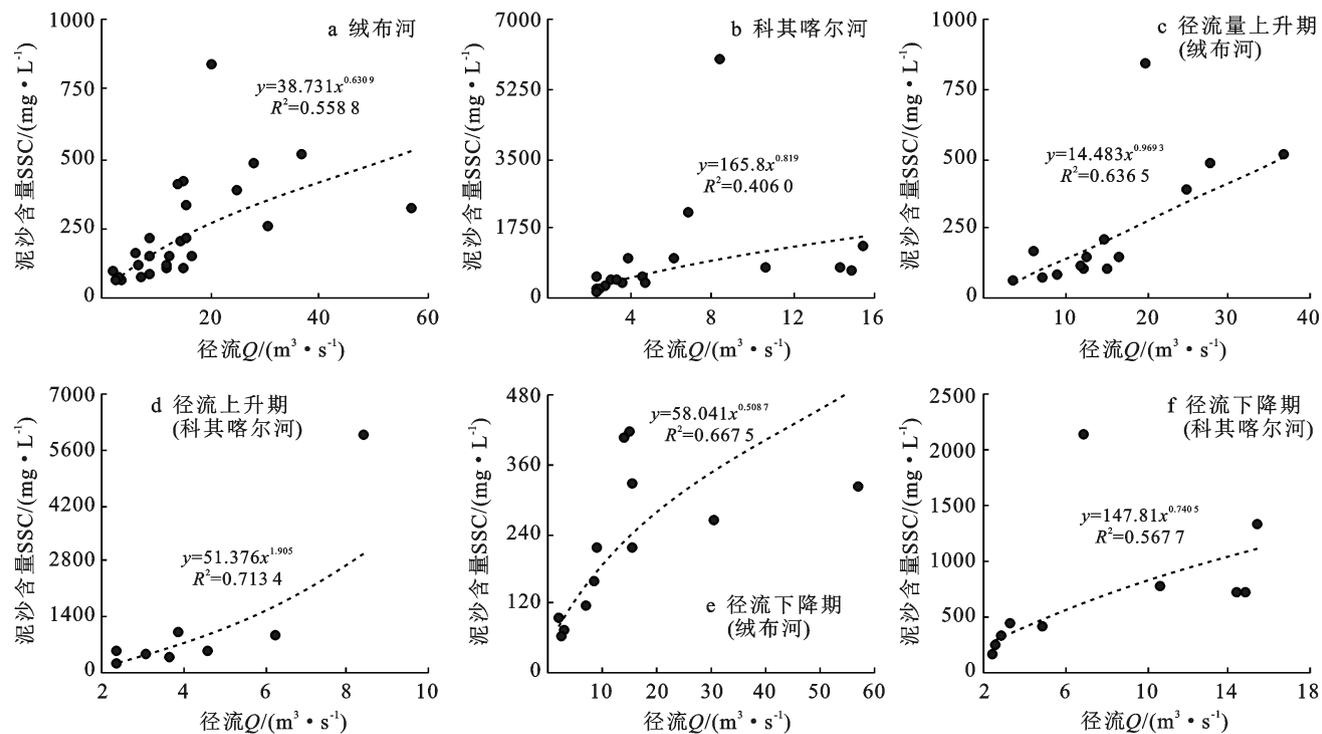


图 4 绒布河及科其喀尔河泥沙含量 SSC 与径流量 Q 的关系

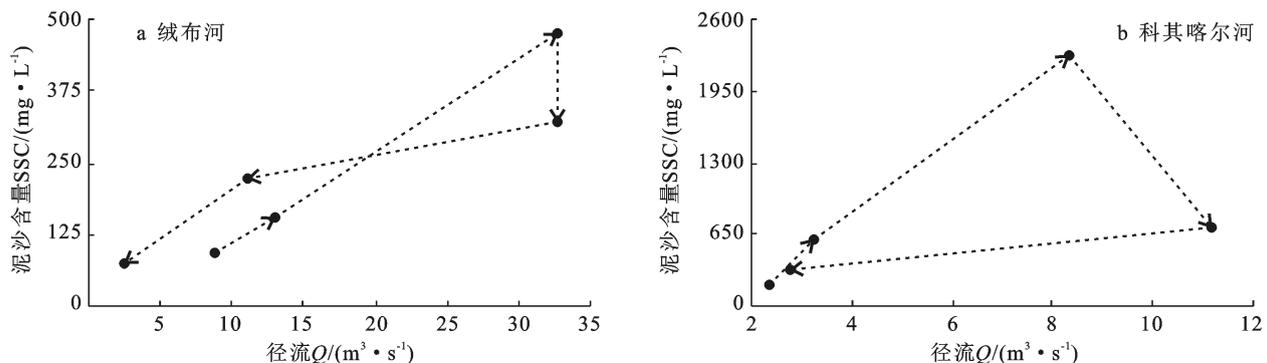


图 5 绒布河和科其喀尔河泥沙滞后环

3.2 输沙量和输沙模数

如图 6 所示,绒布河 5—10 月的输沙量分别为 $1\ 170.97$, $6\ 820.47$, $25\ 710.79$, $14\ 754.32$, $6\ 571.32$, 811.27 t ,7 月被运输的泥沙总量最多,8 月次之,10 月最少,全年泥沙输移总量约为 $55\ 850 \text{ t}$ 。同样地,科其喀尔河 7 月运输泥沙 $64\ 156.22 \text{ t}$,远远高于其他月份,其次是 8 月运输泥沙 $25\ 237.13 \text{ t}$,5,6,9 月输沙量分别为 $1\ 538.55$, $4\ 580.39$, $2\ 422.50 \text{ t}$,泥沙输移总量为 $97\ 950 \text{ t}$,约为绒布河泥沙总量的 2 倍。

假设主要融化季节的输沙量可以代表全年的输沙量,经过计算,二者的输沙模数分别为 $200 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 和 $890 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。学者们常用输沙模数来表征侵蚀强度的大小^[1],结合土壤容重 ($\gamma = 2.65 \text{ kg}/\text{m}^3$) 则可以算得侵蚀速率分别为 0.08 , $0.34 \text{ mm}/\text{a}$ 。在本研究中,绒布河的输沙模数与乌鲁木齐 1 号冰川河相当,但是与其他冰川河相比仍较小(表 1)。科其喀尔河的输沙模数为绒布河的 4.5 倍,高于其他大多数冰川河。

表1 高寒山区冰川河流悬移泥沙输移特征比较

冰川河流	地理位置	测站 海拔/m	气温/ T	降水/ mm	流域 面积/km ²	冰川覆 盖率/%	径流量/ 10 ⁶ m ³	输沙模数/ (t·km ⁻² ·a ⁻¹)	参考 文献
科其喀尔河	80.17°E,41.81°N	3 000	0.63	456.2	110	65.5	75	890	
绒布河	86.92°E,27.98°N	5 150	3.85	265.9	280	41	206	200	
乌鲁木齐1号冰川河	86.82°E,43.10°N	3 693	-5.9	504	3.34	48	2.4	200	[20]
卡拉苏河	82.00°E,42.00°N	1 541	7.4	124.7	1114	5.92	233	263	[21]
疏勒河	96.25°E,39.82°N	2 112	5.0	53.6	10 961	0	959	304	[22]
叶尔羌河	76.90°E,37.98°N	1 450	-4.7	234	50 200	10.5	6 517	650	[22]
皮山河	78.77°E,37.22°N	2 300	7.0	174.2	2 227	4.1	44.5	403	[23]
三屯河	86.92°E,43.72°N	1 250	7.8	277.7	1 636	2.5	354	496	[24]
苏特莱杰河	78.00°E,39.82°N	2 310	0	0	48 316	3.7	0	615	[25]
玛纳斯河	85.77°E,44°00'N	2 418	6.0	200	5 156	12	4 422	653	[26]
八音沟河	84.98°E,44.02°N	2 100	4.5	291	1 092	18.8	331	654	[27]
玉龙喀什河	79.03°E,37.00°N	4 000	-7.5	323.2	14 575	20.2	2 254	782	[28]
海螺沟冰川河	101.98°E,29.57°N	3 000	4.6	1 881	178	45.3	0	1 570	[8]
世界平均水平								150	[29]

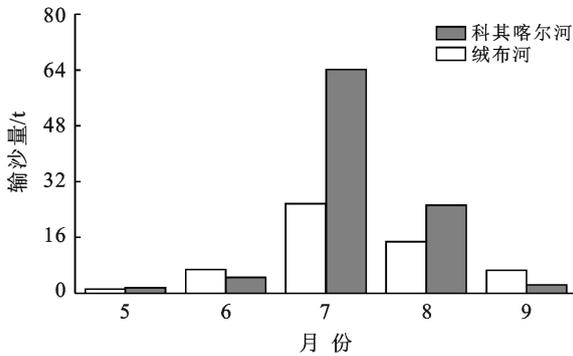


图6 绒布河和科其喀尔河每月输沙量

3.3 气温和降水对输沙的影响

气温、降水及其组合是影响冰川水文过程的主要

气候因素^[30]。绒布河和科其喀尔河气温整体上呈现先升高后降低的趋势见图7。绒布河全年平均气温为3.9℃,变化范围为-1.9~14.6℃,5—10月的月平均气温分别为7.1,11.1,11.5,10.6,10.1,2.4℃。绒布冰川区的降水较少,主要集中在7—8月份,全年降水量约265.9mm,降水量最大为24.1mm,发生在8月12日。科其喀尔河5—9月平均气温分别为5.0,9.1,11.7,11.1,6.4℃,变化范围是0.8~16.3℃,最高气温发生在7月24日,全年平均气温(0.63℃)低于前者。该地区的降水事件较多,发生频次为85d,最大降水量约为20mm,发生在6月15日,全年降水量约为绒布河的1.7倍。

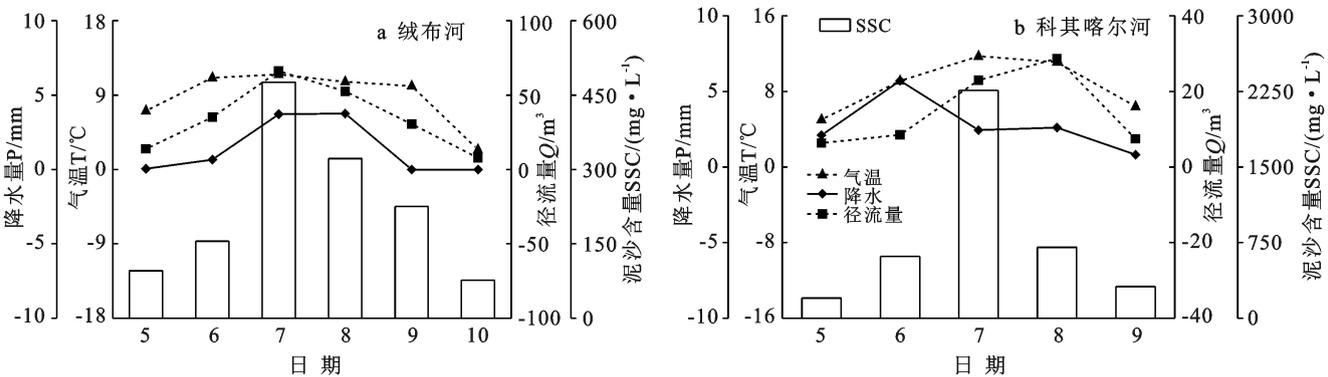


图7 绒布河(a)和科其喀尔河(b)平均气温、降水与泥沙含量和月径流量

如图7a所示,绒布河的气温、降水、径流量和泥沙含量的变化趋势一致,随着气温升高和降水增多,径流量和泥沙含量的值也随之增大。如图7b所示,与绒布河不同的是,科其喀尔河的降水与泥沙含量的变化趋势差别较大。为了进一步探讨气温和降

水对泥沙含量的影响,利用多元回归模式进行分析,绒布河的回归方程为 $SSC=24.98 T+8.59 P-18.74$ ($p \leq 0.05$),拟合优度良好;科其喀尔河为 $SSC=143.22 T-13.62 P-409.50$,未通过显著性检验。上述回归方程中,温度的系数均为正值,随着气温的升

高,泥沙含量也逐渐增大,这是因为在强烈消融期(7—8月),融水量增多,携沙能力增强,部分径流还将通过冰面裂缝渗透到冰下通道中,造成通道膨胀,有利于泥沙通过该通道从冰川内输送到冰川河流中;当消融初期(5—6月)或末期(9—10月)时,温度较低,融水量减少,携沙能力降低,冰下通道变形或结冰关闭,导致泥沙的输移量减少。因此,气温是影响冰川河流泥沙输移的重要因子。绒布河的降水系数大于零,表明泥沙含量的值随着降水的增多而增大,绒布河降水事件主要发生7—8月,此时温度较高,冰川消融强度大,冻土面积减少,导致径流量和可侵蚀沉积物增多,更多沉积物易被冲刷进入河道中,使泥沙含量增大。

如图7b所示,科其喀尔地区降水主要集中在6月,且消融前期的泥沙含量与降水的变化趋势一致,表明其关系存在一致性,但是从整个消融期来看,降水与泥沙含量的相关系数为负值,这可以解释为:①该地区冰川表面冰碛物覆盖率高达60%,当消融初期温度升高且降水增多时,大量的碎屑等冰碛物容易被运输,降水与泥沙含量之间成正相关关系;②7—8月之后,降水较少,对泥沙的冲刷作用远远小于温度对其带来的影响,因此表现为稀释作用。

4 讨论与结论

4.1 讨论

(1) 水沙关系。冰川河流悬浮泥沙的输移取决于融水的排放和泥沙来源^[31-32]。冰川河流的径流量和泥沙含量的相关性都比较差,按径流量的上升和下降进行分段之后,水沙关系有明显改善,但在各阶段仍存在离散数据,这是泥沙的滞后现象造成的,泥沙滞后环可以对这种现象进行解释。绒布河的滞后环为“8”字形,在径流量逐渐增大时,河床底部和冰下融水通道边缘沉积物被融水侵蚀,但由于供给不足,在滞后环的下降初期,径流量几乎没有变化,泥沙含量却有明显减少;随后,泥沙含量开始缓慢减少,这是因为融水对沟道进行侵蚀冲刷,短时间内沟岸比较稳定,并且绒布冰川坡度较缓,坡度仅为 5° ,不会出现泥沙含量骤然减小的现象。特别地,在径流量小于 $20\text{ m}^3/\text{s}$ 时,下降段的泥沙含量高于上升段,与冰川的物质平衡相违背,因此,该流域内有其他泥沙来源补给,一方面,青藏高原对气候变化非常敏感,随着全球气温升高,冰川面积急剧退缩,土壤经过频繁的冻融过程,变得松散且结合力降低,抗侵蚀能力下降^[33];另一方面,该地区土壤以砂质、砾石为主,储水和保水性能差,易被夏季的强降水冲刷进入河流中,因此降

水对坡面上土壤的冲刷成为该地区泥沙来源之一。

科其喀尔河径流量与泥沙含量的滞后环呈顺时针关系,表明泥沙主要来源于河道中。在径流量上升段,平均泥沙含量出现峰值,即 $2\ 258.96\text{ mg/L}$,远远高于其他月份,这是因为科其喀尔冰川表碛物覆盖丰富,尤其在冰川两侧分布较厚,表碛层主要由花岗岩碎石夹杂部分泥质组成,越向冰川末端含泥量越高,海拔 $3\ 300\text{ m}$ 以下发育有厚层的土壤层,因此当夏季温度较高时,冰崩或雪崩导致大量碎屑进入河道中,在较短时间内被融水沿陡峭的山坡输送到下游,泥沙含量急剧减小;在径流量的下降段,泥沙含量均小于上升段,这表明累积的悬浮泥沙已经被输送到下游或储存下来,当温度再次升高时,融水会带走储存的沉积物。

(2) 输沙能力。河道中输移的泥沙是土壤侵蚀的产物,因此输沙模数可以作为流域侵蚀产沙强度的指标之一,输沙模数越高,则土壤侵蚀越严重,河道的输沙能力越强,反之亦然。受地理位置和气候的影响,各研究区形成了独特的径流模式,这是影响泥沙侵蚀和输移的关键因素^[34]。位于中低纬度且海拔较低的冰川,融水的排放量更多,携带泥沙的能力也更强^[35]。然而,在对绒布河的研究中发现,绒布河径流量远远高于乌鲁木齐1号冰川河,输沙模数大小却相当。这是因为:①绒布河地处青藏高原,海拔较高,对气候变化更加敏感,尽管冰川消融能力更强,但是可侵蚀沉积物较少,造成泥沙的供给不足;②绒布河是由3个冰川河汇流而成,强烈消融区距离水文断面约 9 km ,融水在汇流过程中受到冰湖群的调节^[13],使其动能减小,从而造成携带泥沙量较少,表现为侵蚀强度较低。此外,泥沙来源也是影响侵蚀强度的原因之一^[36]。科其喀尔河地处西北干旱区,降水较少,表碛物的覆盖度远高于其他地区,温度较高时,冰崩或雪崩带来大量碎屑等物质,进入河道并被融水径流输送到下游,因此输沙模数更高,但仍小于同样有大量冰碛物堆积的海螺沟冰川河,这与该冰川的性质有关,海螺沟属于海洋性冰川,消融速度快,受季风影响严重,降水非常丰富,对泥沙的侵蚀和输移十分有利。

4.2 结论

本文通过径流量模拟、水沙关系曲线和泥沙滞后环等方法,对绒布河和科其喀尔河的水沙关系、泥沙来源和侵蚀强度进行分析和评估。

(1) 高寒山区冰川河流泥沙的采样工作受到很大的限制,采样频率较低,本文根据流域的水沙关系,将径流量和泥沙数据进行分段分析,用于弥补缺失的数据并进行输沙量的估算,研究表明,这种方法在青

藏高原及其周围地区的应用,不仅对高寒山区的野外观测数据进行了丰富与补充,同时也为其他冰川地区的相关研究提供了理论依据。

(2) 本文以绒布河和科其喀尔河作为典型代表,对青藏高原和干旱区的冰川河流泥沙输移进行研究。绒布河气温和降水的组合对泥沙含量的影响显著,泥沙滞后环为“8”字形滞后环,当气温升高降水量增多时,径流量增大,冻土消融,融水对河道的侵蚀和降水对坡面的冲刷,都增强了绒布河输送泥沙的能力。与前者不同的是,科其喀尔河滞后环表现为顺时针,冰川表碛物是泥沙的主要来源。气温升高导致该冰川河流的携沙能力增强,而降水在不同阶段对泥沙输移有不同的影响,但从整体来看,它远远小于气温升高带来的影响,因此表现为稀释作用。

(3) 绒布河和科其喀尔河的输沙模数分别为 $200 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 和 $890 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$,与其他地区相比,绒布河的侵蚀强度处于较低水平,喜马拉雅地区对气候变化敏感,消融强度大,可侵蚀沉积物和水力条件不足却限制了泥沙的侵蚀。科其喀尔冰川地处西北干旱区,降水较少,丰富的冰碛物成为其额外的来源,从而呈现出较高的侵蚀强度。

致谢:感谢珠穆朗玛大气与环境综合观测研究站和天山托木尔峰站对本研究的支持,感谢工作人员在恶劣的条件下对野外观测的帮助。

[参 考 文 献]

- [1] 何敏.小流域风化剥蚀作用及碳侵蚀通量的初步研究[D].云南昆明:昆明理工大学,2009.
- [2] Lu Xixi, Higgitt D L. Sediment yield variability in the Upper Yangtze, China [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2015,24(12):1077-1093.
- [3] Li Yuanshou, Wang Genxu, Qin Dahe, et al. Study on the runoff and sediment-producing effects of precipitation in headwater areas of the Yangtze River and Yellow River, China [J]. *Environmental Geology*, 2008,56(1):1-9.
- [4] Ali K F, de Boer D H. Spatially distributed erosion and sediment yield modeling in the upper Indus River basin [J]. *Water Resources Research*, 2010,46(8):535-551.
- [5] Zeng Chen, Zhang Fan, Lu Xixi, et al. Improving sediment load estimations: The case of the Yarlung Zangbo River (the upper Brahmaputra, Tibet Plateau) [J]. *Catena*, 2018,160:201-211.
- [6] Singh P, Haritashya U K, Ramasastri K S, et al. Diurnal variations in discharge and suspended sediment concentration, including runoff-delaying characteristics, of the Gangotri Glacier in the Garhwal Himalayas [J]. *Hydrological Processes*, 2005,19(7):1445-1457.
- [7] Stott T, Mount N. Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons: Implications for global warming [J]. *Journal of Hydrology*, 2007,332(3/4):259-270.
- [8] Li Xiangying, Ding Yongjian, Liu Qiao, et al. Intense chemical weathering at glacial meltwater-dominated Hailuoguo Basin in the Southeastern Tibetan Plateau [J]. *Water*, 2019,11(1209):1-22.
- [9] Gao Wenhua, Gao Shu, Li Zhongqin, et al. Suspended sediment and total dissolved solid yield patterns at the headwaters of Urumqi River, northwestern China: A comparison between glacial and non-glacial catchments [J]. *Hydrological Processes*, 2014,28(19):5034-5047.
- [10] Delaney I, Bauder A, Werder M A, et al. Regional and annual variability in subglacial sediment transport by water for two glaciers in the Swiss Alps [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2018(6):175-191.
- [11] 杨针娘,曾群柱.冰川水文学[M].重庆:重庆出版社,2001:75-102.
- [12] 谢昌卫,丁永建,刘时银,等.托木尔峰南坡冰川水文特征及其对径流的影响分析[J].*干旱区地理*,2004,27(4):570-575.
- [13] 刘伟刚,任贾文,秦翔,等.珠穆朗玛峰绒布冰川消融与产汇流水文特征分析[J].*冰川冻土*,2010,32(2):367-372.
- [14] 崔玉环,叶柏生,王杰,等.乌鲁木齐河源1号冰川水文断面不同时间尺度径流估算[J].*干旱区资源与环境*,2013,27(7):119-126.
- [15] Hodgkins R. Seasonal trend in suspended-sediment transport from an Arctic glacier, and implications for drainage-system structure [J]. *Annals of Glaciology*, 1996,22:147-151.
- [16] Asselman N E M. Fitting and interpretation of sediment rating curves [J]. *Journal of Hydrology*, 2000,234(3/4):228-248.
- [17] Walling D E. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin [J]. *Water Resources Research*, 1977,13(3):531-538.
- [18] De Girolamo A M, Pappagallo G, Lo Porto A. Temporal variability of suspended sediment transport and rating curves in a Mediterranean river basin: The Celone (SE Italy)-ScienceDirect [J]. *Catena*, 2015,128:135-143.
- [19] Willis I C, Richards K, Sharp M. Links between proglacial stream suspended sediment dynamics, glacier hydrology and glacier motion at Midtdalsbreen, Norway [J]. *Hydrological Processes*, 1996,10(4):629-648.

- [20] Li Zhongqin, Gao Wenhua, Zhang mingjun, et al. Variations in suspended and dissolved matter fluxes from glacial and non-glacial catchments during a melt season at Urumqi River, eastern Tianshan, Central Asia [J]. *Catena*, 2012, 95: 42-49.
- [21] 古力那尔·吐尔松, 拜合提亚尔·吐尔松. 天山南坡卡拉苏河水文特性分析[J]. *水利科技与经济*, 2014, 20(5): 54-55.
- [22] 张凡, 史晓楠, 曾辰, 等. 青藏高原河流输沙量变化与响应[J]. *中国科学院院刊*, 2019, 34(11): 1274-1284.
- [23] 贺冬强. 新疆皮山河水沙特征分析[J]. *地下水*, 2011, 33(2): 184-186.
- [24] 李明正. 新疆三屯河流域水文特性分析[J]. *内蒙古水利*, 2013(4): 28-29.
- [25] Wulf H, Bookhagen B, Scherler D. Climatic and geologic controls on suspended sediment flux in the Sutlej River Valley, Western Himalaya [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, 16(7): 2193-2217.
- [26] 文金凤. 浅析玛纳斯河近年来悬移质泥沙量变化原因[J]. *新疆农垦科技*, 2011, 34(1): 55-56.
- [27] 朱利民. 八音沟河水文特性分析[J]. *新疆水利*, 2010(3): 15-17.
- [28] 温守远. 玉龙喀什河水沙关系特征初探[J]. *水利科技与经济*, 2013, 19(5): 76-77.
- [29] Jha P K, Subramanian V, Sitasawad R. Chemical and sediment mass transfer in the Yamuna River: A tributary of the Ganges system [J]. *Journal of Hydrology*, 1988, 104(1/2/3/4): 237-246.
- [30] Haritashya U K, Singh P, Kumar N, et al. Suspended sediment from the Gangotri Glacier: Quantification, variability and associations with discharge and air temperature [J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 321(1/2/3/4): 116-130.
- [31] Hinderer M, Kastowski M, Kamelger A, et al. River loads and modern denudation of the Alps: A review [J]. *Earth-Science Reviews*, 2013, 118: 11-44.
- [32] 姚盼. 青藏高原冰川侵蚀对地形的影响及其控制因素研究[D]. 甘肃 兰州: 兰州大学 2020.
- [33] Lu Xixi, Zhang Shurong, Xu Jianchu. Climate change and sediment flux from the Roof of the world [J]. *Earth Surface Process and Land forms*, 2010, 35(6): 732-735.
- [34] Amerson B E, Montgomery D R, Meyer G. Relative size of fluvial and glaciated valleys in Central Idaho [J]. *Geomorphology*, 2007, 93(3/4): 537-547.
- [35] Michéle K, Bernard H, Eric R, et al. Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics [J]. *Nature: International Weekly Journal of Science*, 2015, 526(7571): 100-103.
- [36] Huang Zhe, Lin Binliang, Sun Jian, et al. Suspended sediment transport responses to increasing human activities in a high-altitude river: A case study in a typical sub-catchment of the Yarlung Tsangpo River [J]. *Water*, 2020, 12(4): 952-968.

(上接第 93 页)

- [22] 杜际增, 王根绪, 李元寿. 近 45 年长江黄河源区高寒草地退化特征及成因分析[J]. *草业学报*, 2015, 24(6): 5-15.
- [23] 赵恒策. 青海省江河源区草地土壤可蚀性关键因子研究[D]. 甘肃 兰州: 兰州大学, 2019.
- [24] 郑纪勇, 邵明安, 张兴昌. 黄土区坡面表层土壤容重和饱和导水率空间变异特征[J]. *水土保持学报*, 2004, 18(3): 53-56.
- [25] 郭军玲, 王虹艳, 卢升高. 亚热带土壤团聚体测定方法的比较研究[J]. *土壤通报*, 2010, 41(3): 542-546.
- [26] 彭新华, 张斌, 赵其国. 红壤侵蚀裸地植被恢复及土壤有机碳对团聚体稳定性的影响[J]. *生态学报*, 2003, 23(10): 2176-2183.
- [27] 安韶山, 张扬, 郑粉莉. 黄土丘陵区土壤团聚体分形特征及其对植被恢复的响应[J]. *中国水土保持科学*, 2008, 6(2): 66-70, 82.
- [28] 贺强, 崔保山, 胡乔木, 等. 水深环境梯度下柽柳种群分布格局的分形分析[J]. *水土保持通报*, 2008, 28(5): 70-73.
- [29] 刘目兴, 聂艳, 于婧. 不同初始含水率下粘质土壤的入渗过程[J]. *生态学报*, 2012, 32(3): 871-878.
- [30] 郭伟, 史志华, 陈利顶, 等. 红壤表土团聚体粒径对坡面侵蚀过程的影响[J]. *生态学报*, 2007, 27(6): 2516-2522.