

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2018.01.006

气候变化和人类活动对鸭绿江流域入海水沙通量的影响

盛辉¹, 高建华¹, 刘强¹, 艾乔¹, 汪亚平¹, 白凤龙², 李军²

1. 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京 210093

2. 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071

摘要:为探讨气候变化、人类活动(植被变化和水库修建活动)对入海水沙变化的影响,运用 HydroTrend3.0.4 水文模型,对 1958—2012 年,3 种情景模式(气候变化、人类活动以及气候变化和人类活动共同驱动下)鸭绿江流域的入海水沙进行模拟,定量估算出流域气候变化和人类活动对入海水沙通量的影响。研究表明 1958—2012 年间气候变化驱动、人类活动驱动以及两者共同作用的流域年入海径流量分别为 264.5×10^8 、 264.3×10^8 和 $263.7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 年入海输沙量达到 5.53、1.62 和 1.59Mt/a, 而流域多年实测入海径流量与输沙量分别为 $259.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 1.48Mt/a。气候变化驱动下,不同年际间的降雨量变化(即暴雨和干旱的频率和强度)是导致鸭绿江流域年均入海径流量变化的最主要原因,而频发的山洪是年均入海输沙量变化的主导因素。气候与人类活动共同作用下,流域不断加剧的人类活动成为鸭绿江流域年入海输沙量变化的主导因素。流域人类活动对入海输沙量变化的贡献量为 3.94Mt/a, 其中流域植被变化导致水土流失量增加 1.20Mt/a, 而流域大坝拦截了 5.14Mt/a 的入海沉积物,76.4% 的入海沉积物被鸭绿江流域的梯级水库所拦截。因此,估算 1940 年鸭绿江流域修建水库前,其入海输沙量达到 6.73Mt/a, 约为现在鸭绿江入海输沙量的 5 倍。

关键词: 气候变化; 人类活动; 入海水沙通量; 鸭绿江流域

中图分类号: X141 **文献标识码:** A

Variations in water discharge and sediment load in the Yalu River catchment induced by human activities and climate changes

SHENG Hui¹, GAO Jianhua¹, LIU Qiang¹, AI Qiao¹, WANG Yaping¹, BAI Fenglong², LI Jun²

1. Ministry of Education Key Laboratory of Coastal and Island Development, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2. Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China

Abstract: In order to reveal the influence factors dominating the water input and sediment discharge into the sea from the Yalu River catchment, the numerical model of HydroTrend3.0.4 with three scenarios, i.e. the climate change-driven, Human activities-driven, and combined climate change and human activities-driven scenarios, is adopted to simulate water and sediment fluxes into coastal ocean during the period of 1958-2012 at two river gauging stations. Results indicate that, during the period, water discharge of climate change-driven, Human activities-driven, and combined climate change and human activities-driven scenarios were $264.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, $264.3 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ and $263.7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, and sediment load was 5.53Mt/a, 1.62Mt/a and 1.59Mt/a, respectively. The observed water discharge and sediment load were $259.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ and 1.48Mt/a. Under the scenario driven by climate change, the main factor dominating the variation of water discharge is precipitation, and the sediment flux variation under natural condition is mainly controlled by frequent flood events during the wet season. However, under the scenario of the combined climate change and human activities-driven, the intensifying human activities have caused dramatic change in sediment load into the sea: the anthropogenic impact can totally decrease the sediment flux of the Yalu River by 3.94Mt/a, including an increase in 1.2Mt/a sediment yielding by water and soil erosion, and a larger decrease in 5.14Mt/a by the dam interception effect. We also found that the sediment load entering the sea of the Yalu River before 1940 (pre-dams) was about 6.67Mt/a, 5 times of the present sediment load into the sea.

Key words: climate change; human activities; water discharge; Yalu River

资助项目: 国家自然科学基金“从鸭绿江到辽东半岛东岸泥区: 气候变化和人类活动驱动下的源汇过程”(41576043); 国家自然科学基金“我国东部海域末次盛冰期以来沉积格局的物源控制和沉积物收支”(41476052); 国家杰出青年科学基金“河口海岸学: 潮控河口海岸沉积体系与地貌演化的现代过程研究”(41625021)

作者简介: 盛辉(1993—), 男, 硕士生, 主要从事河口海岸海洋研究, E-mail: ShenghuiNJU@163.com

通讯作者: 高建华(1973—), 男, 副教授, 主要从事河口海岸沉积地球化学及其环境效应的研究, E-mail: jhgao@nju.edu.cn

收稿日期: 2017-06-29; **改回日期:** 2017-12-20. 周立君编辑

自然情况下流域的水沙通量主要受气候变化的影响^[1];但近 100 年来,流域人类活动加剧(主要包括水库建设、土地利用变化、矿山开采、水土保持等)导致的流域变化已经逐渐成为影响流域入海输沙量变化的最主要因素^[2,3]。统计表明,在全球受人类活动影响较大的 142 条代表性河流中,有近 50% 的河流输沙量呈现下降趋势;其中,中国最主要的 10 条河流近十年来的年均入海输沙量比 1950—2006 年的多年平均值低 50%^[4],并因此对河口水下三角洲及邻近海域的沉积环境和生态系统产生了巨大影响^[5]。研究表明,流域产沙受到流域的地貌、地质特征、气候变化和人类活动的共同影响^[6]。但目前针对水沙通量变化的研究,多为定性综合因素分析,缺少不同控制因子贡献的定量估算^[2,3]。流域水文模型可从正演的角度模拟气候变化和人类活动对于流域水沙的影响,从而确定不同因子的贡献及其对流域水文过程的影响,是解决上述问题的有效手段^[7,8]。

鸭绿江作为中国东部陆架区北部一条重要的河流,其入海水沙通量变化与辽东半岛东部全新世泥质沉积体系发育规模和形成演化有密切关系^[9]。鸭绿江流域在有水沙观测数据之前的 1940 年就已经修建了大型水库(水丰水库,库容约占鸭绿江年均径流量的 56%)。因此,仅依据现有的入海水沙通量数据(1956 年开始)无法解释清水河流的鸭绿江为何形成高悬沙浓度的河口,且较低的入海输沙量何以形成不断淤涨的宽广的潮间带浅滩,乃至体积巨大的辽东半岛东部泥质区^[10]。测年数据显示,鸭绿江西岸潮滩的沉积速率在水丰水库修建后减少了 90%^[11]。这也间接证明了,鸭绿江流域有水文记录以来的入海输沙量要远小于水库修建前。因此弄清楚大坝修建以前鸭绿江流域的入海水沙通量对于研究辽东半岛东部泥质沉积体系的源汇关系以及气候变化和人类活动影响下的源汇过程具有重要的指导意义。

全世界绝大多数河流的可靠水文泥沙观测记录始于 1950 年,导致目前有关水沙通量变化及其影响机制的研究仅限于较短时间尺度^[12],而长周期、可靠的水沙数据是研究河口-陆架区沉积环境变化和地貌演化的基础。模型可模拟长时间尺度的水沙通量,还可通过模拟不同情景模式下流域的水沙通量变化,估算不同影响因子的贡献量,进而分析其对流域水文过程的影响。HydroTrend3.0.4 是以气候为驱动因素的概念性集总式流域水文模型,通过输入不同的影响水沙通量变化的因子,模拟不同驱动

模式下的流域水沙通量^[7,8],另外,该模型还可模拟高纬度流域冰雪融水对水沙通量的贡献,因此在全世界许多不同类型河流入海水沙通量变化的模拟中已得到了成功的应用^[13-15]。本文拟应用 Hydro-Trend3.0.4 水文模型模拟鸭绿江流域入海的水沙通量,将实测水沙数据作为验证资料,通过改变模型的输入参数,模拟出气候变化、人类活动以及两者共同驱动下的流域水沙通量变化,从而估算出主要人类活动(植被覆盖变化、大坝建设)对流域入海水沙通量的贡献量。

1 鸭绿江流域概况

鸭绿江是一条沿断裂发育而成的河流(图 1),发源于海拔高度 2500m 的长白山,沿中朝边境流向西南,于辽宁省丹东市汇入北黄海。河流全长 790km,流域面积 $6.45 \times 10^4 \text{ km}^2$,有浑江、虚川江、秃噜江、瑗河等多条支流^[16]。鸭绿江具有山溪性河流的特征,除上游小片区域为玄武岩外,整个河床由前寒武纪岩石构成,流域内较大的河床比降易产生暴涨、暴落的地表径流,多年(1958—2012)平均径流量为 $259.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,年入海输沙量为 1.48 Mt/a^[10]。鸭绿江流域属于典型的温带季风气候,多年平均气温为 5.2~7.6℃,每年的 12 月初至次年 4 月份为江面冰封期,多年平均降雨量约 800~1200mm^[16]。荒沟站是鸭绿江下游的控口水文站,集水面积为 55420km²;梨树沟站是瑗河的控口水文站,集水面积为 5629km²。两个水文站的集水面积占整个鸭绿江流域面积的 95%,因此可以将两者的水沙通量作为整个鸭绿江流域的入海水沙通量。鸭绿江流程短流域面积小,因而对于气候变化和人类活动的响应更加迅速^[17],更加适合于模拟气候变化和人类活动共同影响下流域的水沙过程。

2 材料与方法

2.1 数据来源

2.1.1 气象和水文数据

荒沟和梨树沟 1958—2012 年逐月水沙通量数据来源于中国水利部。鸭绿江流域上、中和下游的长白、集安和丹东站 1958—2012 年的月均降雨和温度数据来源于中国气象数据共享网(<http://data.cma.cn/>)(图 2)。

2003、2006、2009、2012)的遥感影像,使用像元二分模型获取流域 1985—2012 年的林地覆盖率^[19](图 3)。依据 1985—2000 年间东北三省的林地覆盖度变化(中国经济大数据研究平台 <http://data.cnki.net/Home/Index>)和鸭绿江流域林地覆盖度变化的关系(图 4a),虽然,2000—2012 年间,我国一侧在鸭绿江流域继续实施大规模的水土保持,流域的林地覆盖度不断增加,但朝鲜一侧鸭绿江流域由于大饥荒却进行了大规模的土地开垦,流域的林地覆盖度降低。导致了 2000—2012 年间东北三省的林地覆盖度变化和鸭绿江流域林地覆盖度变化不具有变化一致性(图 4a,4b)。但是,1985—2000 年间,东北三省的林地覆盖度变化和鸭绿江流域林地覆盖度变化,具有空间差异和时间变化一致性(图 4a,4b)。因此,根据 1985—2000 年间东北三省的林地覆盖度和鸭绿江流域林地覆盖度的关系,对 1940—1985 年间的鸭绿江流域林地覆盖度进行估算。最终获取鸭绿江流域 1940—2012 年的林地覆盖率(图 4b)。

鸭绿江流域中国一侧 1949—2012 年人口数据来自于中华人民共和国统计年鉴。由于研究区朝鲜的人口数据无法直接获取,故根据世界银行获取朝鲜 1961—2012 年以来的全国人口数据,通过(DI-VA-GIS)获取朝鲜全国人口分布图,并获取鸭绿江

朝鲜一侧人口占朝鲜全国人口的比例,因此,计算出 1961—2012 年朝鲜鸭绿江流域人口数据(图 4c)。

2.1.3 流域高程与大坝

流域的高程数据来自中国科学院地理数据云(<http://www.gscloud.cn/>)的 GDEM30m 分辨率数据。1940 年鸭绿江流域下游修建了水丰水库,其库容量占整个流域年均径流量的 56%。1965 年以来,鸭绿江流域又陆续修建了云峰、渭源、太平湾、临江、桓仁和回龙山水库,从上游到下游形成了梯级水库(图 4d)。

2.2 模型概述

HydroTrend3.0.4 集总式概念水文模型是以气候作为驱动因素,依据水量平衡的基本原理,综合考虑流域地形地质特征(高程、河网、坡降和岩性)、物理参数(温度、降雨、蒸发蒸腾、冰雪覆盖)和人类活动影响(土壤侵蚀和大坝)模拟出流域出口的水沙通量^[7,8]。该模型最初由 Nicholson 于 1992 年开发,最新版本 3.0.4 由 Kettner 于 2010 年改进。HydroTrend3.0.4 水文模型在相关文献中已有大量的介绍和应用实例^[7,8],本研究中主要介绍模型计算流量和输沙率的控制方程和基本原理。

HydroTrend3.0.4 水文模型使用经典的水量平衡原理来模拟流域出口的流量数据,河流出口的

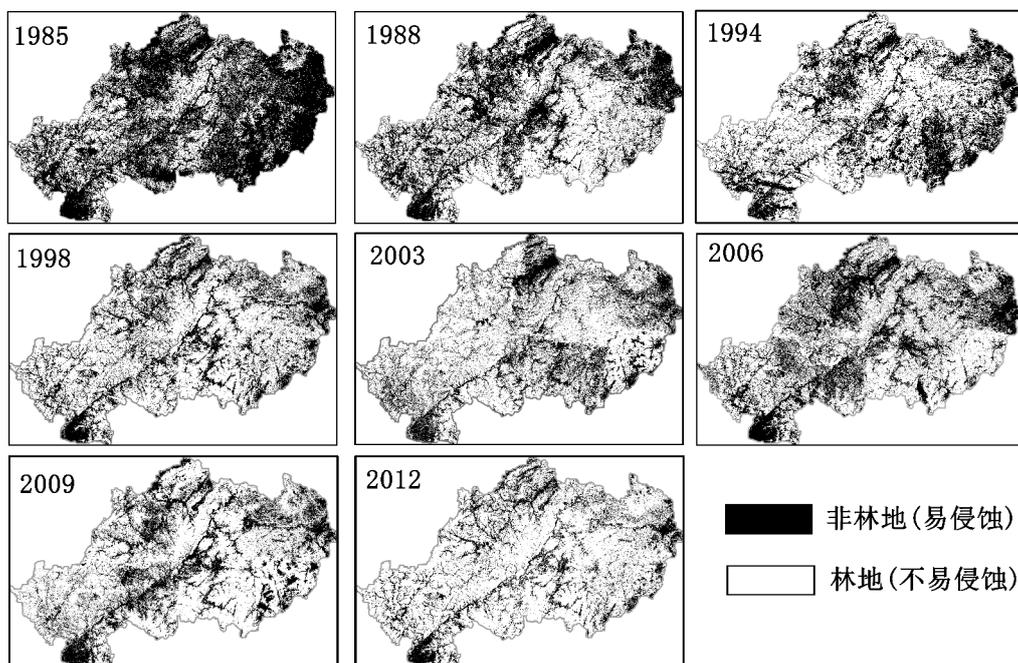


图 3 鸭绿江流域 1985—2012 年林地覆盖率

Fig.3 Vegetation change in study area during 1985-2012

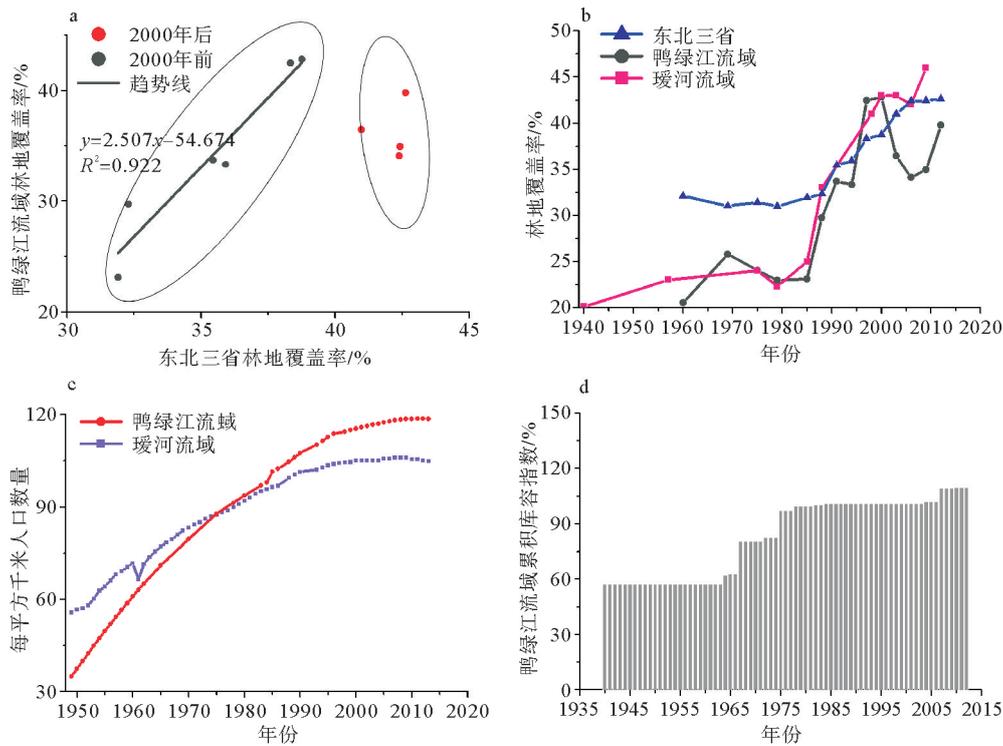


图4 东北三省林地覆盖率与鸭绿江流域林地覆盖率变化关系(a),1940—2012年东北三省、鸭绿江流域和绥河流域林地覆盖率变化(b)、1950—2012年鸭绿江流域和绥河流域人口变化(c)和流域累积库容指数变化(d) (水库库容指数指水库库容量与流域年均入海径流量的比值)

Fig.4 The relationship between vegetation coverage in northeast three provinces and Yalu catchment during 1985-2000 (a), vegetation change of northeast three provinces, Yalu catchment and Ai catchment during 1940-2012 (b), the variations in population density during 1950-2012 (c), and the total reservoir storage capacity index (RSCDI) of Yalu rivers during 1940-2012 (d). Here, the reservoir storage capacity index is defined as the ratio of the reservoir storage capacity to average annual water discharge of the contributed catchment.

流量是由流域面积(A)、降雨量(P)、蒸散量(E_v)、地下水存储蓄(S_r)所控制的。与此同时模型综合考虑降雨(Q_r)、雪融水(Q_n)、冰融水(Q_{ice})、蒸发(Q_{Ev})和地下水通量(Q_g)五个基本的径流过程来模拟河流出口的流量。

$$Q = A \sum_{i=1}^{ne} (P_i - E_{v_i} \pm S_{r_i}) \quad (1)$$

$$Q = Q_r + Q_n + Q_{ice} - Q_{Ev} \pm Q_g \quad (2)$$

(1)式中:ne代表模拟的时间段,i为每日的时间序列。

HydroTrend3.0.4水文模型使用半经验关系模型来模拟流域出口的悬移质和推移质通量,且模型较原版本而言,综合考虑了冰雪面积和沉积物输运量之间的经验关系,将冰雪消融导致的沉积物输运量计算进入总的沉积物输运量之中。

$$Q_{S_T} = Q_S + Q_{S_G} \quad (3)$$

(3)式中: Q_S 是流域气候特征和流域属性所决定的悬移质输运量, Q_{S_G} 是流域冰雪覆盖所产生的悬移质输运量, Q_{S_T} 为流域出口总的悬移质输运量。

模拟流域长时间尺度沉积物通量可以选择基于流域面积、流量、最大高差和温度的ART和QRT模式,也可以选择综合包含流域岩性和人类活动的BQART模式。基于研究目标本文选用BQART模式模拟流域出口的沉积物通量。第一步,根据半经验关系模型计算长周期输沙率平均值(30years: \bar{Q} , [kg/s])。

$$Q_S = \omega B \bar{Q}^{0.31} A^{0.5} R \quad T \geq 2^\circ C \quad (4a)$$

$$Q_S = 2 \omega B \bar{Q}^{0.31} A^{0.5} R \quad T < 2^\circ C \quad (4b)$$

$$B = IL(1 - T_E) E_h \quad (5)$$

$$Q_{S_G} = \left(1 - \frac{V_{S_g}}{P_g}\right) \frac{\sum_{a=1}^n Q_{S_G(a)}}{n} \quad (6)$$

式中: $\omega = 0.02 \text{kg}/(\text{s} \cdot \text{km}^2 \cdot ^\circ C)$, \bar{Q} 为流域多年平均流量, A 为流域面积, R 流域内最大高程差, T 为流域多年平均气温, L 流域岩性因子, E_h 人类活动侵蚀因子, T_E 为水库对悬浮物的捕获系数。(6)中 V_{S_g} 为每年的冰川存储量(降雨和降雪转化为冰的数量), P_g 为直接落在冰川区域的降雨量。

第二步,确定长周期时间段输沙率平均 Q_s 后,基于流域出口水沙经验比值关系生成随机模型(Psi)下的日输沙率序列 $Q_{s(i)}$:

$$\frac{Q_{s(i)}}{Q_{sT}} = \varphi_{(i)} \left(\frac{Q_{(i)}}{\bar{Q}} \right)^{C_{(a)}} \quad (7)$$

(7)式中: Q_{sT} 为多年平均输沙率, \bar{Q} 为多年平均流量。 $\varphi_{(i)}$ 从随机分布中采样且随机分布的均值为 1, $C_{(a)}$ 也是从随机分布中采集,该随机分布的均值为流域出口水沙关系的相关指数。且 $\varphi_{(i)}$ 、 $C_{(a)}$ 的均值和方差的计算方法决定了 Psi 模型模拟的年内和年间的水沙变化。

3 结果和讨论

3.1 模拟结果验证

实测数据与模拟结果进行对比可以发现(图 5,表 1),流域 6—9 月份实测入海径流量占总径流量的 48%,而同期模拟值为 49%;6—9 月实测输沙量占年输沙量的 90%,而同期模拟值为 86%。统计分析的结果也表明,荒沟站和梨树沟站的月均实测流量和模拟值的偏差分别为 1.5%和 4%,而两站的月均输沙率的偏差则分别为 7.4%和 7.7%。逐日或

逐月尺度的径流和输沙的模拟将会出现一定幅度的波动,该波动累计到年或十年尺度的量,才可以更好地反映模拟结果的有效性,而通过对比两个水文站模拟累积水沙通量与实测累积水沙通量的结果也可发现,无论在入海水沙通量的逐年变化幅度方面,还是在一定时间段内的累积入海水沙通量方面都具有较高的一致性,因此模型的模拟结果较好的反应了流域入海水沙通量的实际变化。

3.2 不同情景模式下的流域水沙通量变化模拟

3.2.1 不同情景模式下的流域入海径流量变化模拟

本文设定了三种情景模式来模拟鸭绿江流域入海水沙通量的变化,即,气候变化驱动(M1)、人类活动驱动(M2)以及气候变化和人类活动共同驱动(M3)。如图 6 所示,M1 模式与 M3 模式下的荒沟站、梨树沟站和整个流域径流量的变化曲线基本重合,且进一步对比实测数据与 M1、M3 驱动下整个流域的径流量变化可得出相同的结果:1958—2012 年 M1、M3 和实测数据的径流量分别为 264.5×10^8 、 263.7×10^8 和 $259.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。由此可见,人类活动对于鸭绿江流域的径流量变化影响很小,其径流量变化是由气候变化所主导。

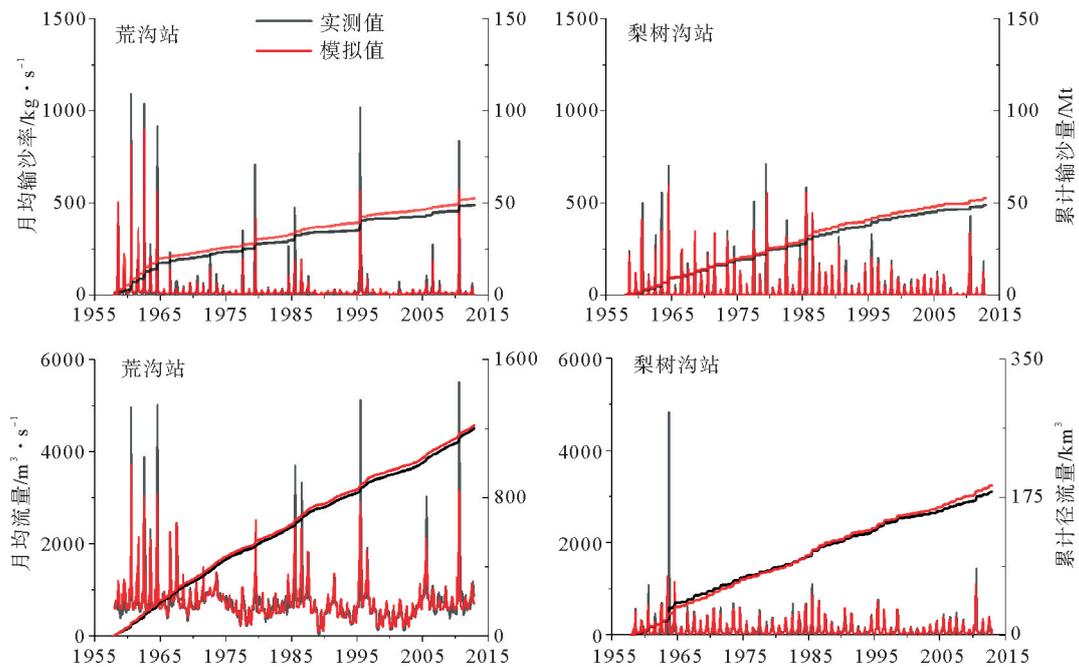


图 5 1958—2012 月均流量(及累计),输沙率(及累计)模拟和实测对比结果

Fig.5 Visual comparison of monthly measured value versus simulated value from water discharge(accumulation) and sediment load(accumulation) during 1958-2012 in two hydrographic stations

表 1 不同模式下流域年均入海水沙通量变化(气候变化驱动 M1、人类活动驱动 M2、

气候与人类共同影响驱动 M3 只考虑水土流失、气候与人类共同影响驱动 M3 综合考虑水土流失+水库拦截)

Table 1 Comparison of annual water discharge and sediment load variations forced with different scenarios (climate change-driven M1, human activities-driven M2, combined climate change and human activities-driven M3 soil erosion, combined climate change and human activities-driven M3-soil erosion and dams)

流域	年均径流量($10^8 \text{ m}^3/\text{a}$)			年均输沙量(Mt/a)			
	M1	M2	M3	M1	M2	M3	
						M3	M3(水土流失+水库拦截)
瑗河梨树沟	32.9	33.1	32.9	0.59	0.83	0.80	0.80
鸭绿江荒沟	231.6	231.2	230.8	4.94	0.79	5.93	0.79
全流域	264.5	264.3	263.7	5.53	1.62	6.73	1.59

作为典型的山溪性中小型河流,鸭绿江入海径流量对于流域降水量的变化响应更为敏感和迅速。而流域的降水存在丰水和枯水的周期变化,例如辽河流域的丰、枯水期变化周期约为 8~14 年^[20]。因此,本文拟通过对比不同丰水期和枯水期内降雨量、径流量和输沙量的关系,来进一步研究气候变化对流域入海水沙通量的影响。结果表明(表 2), 1958—2012 年荒沟站丰水期与枯水期降雨量分别为 913mm 和 810mm, M1 驱动下两时期的径流量分别为 $270.1 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 $221.8 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$; 梨树沟站具有相同的变化趋势,其丰水期与枯水期降雨量分别为 1018mm 和 817mm, 径流量分别为 37.7

$\times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和 $25.7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。相较于丰水期,气候变化导致荒沟站与梨树沟站降雨量分别减少了 11.3% 和 19.8%; 径流量分别减少了 18.8% 和 31.6%。由此可以看出,相较于长江等大河流域,小流域对于气候的变化(降雨量)响应更加迅速。高抒也得出了相同的结论,认为相对于大河流域及其河口-海岸-陆架区规模巨大的沉积体系,中小型河流的流域面积,以及河口-陆架区沉积体系的规模相对要小,对流域气候变化和人类活动的响应更加迅速^[5]。综合上述分析可以看出,人类活动对于流域的径流量影响较小,流域的径流量是由气候变化所主导,且小流域对于气候变化的响应更加迅速。

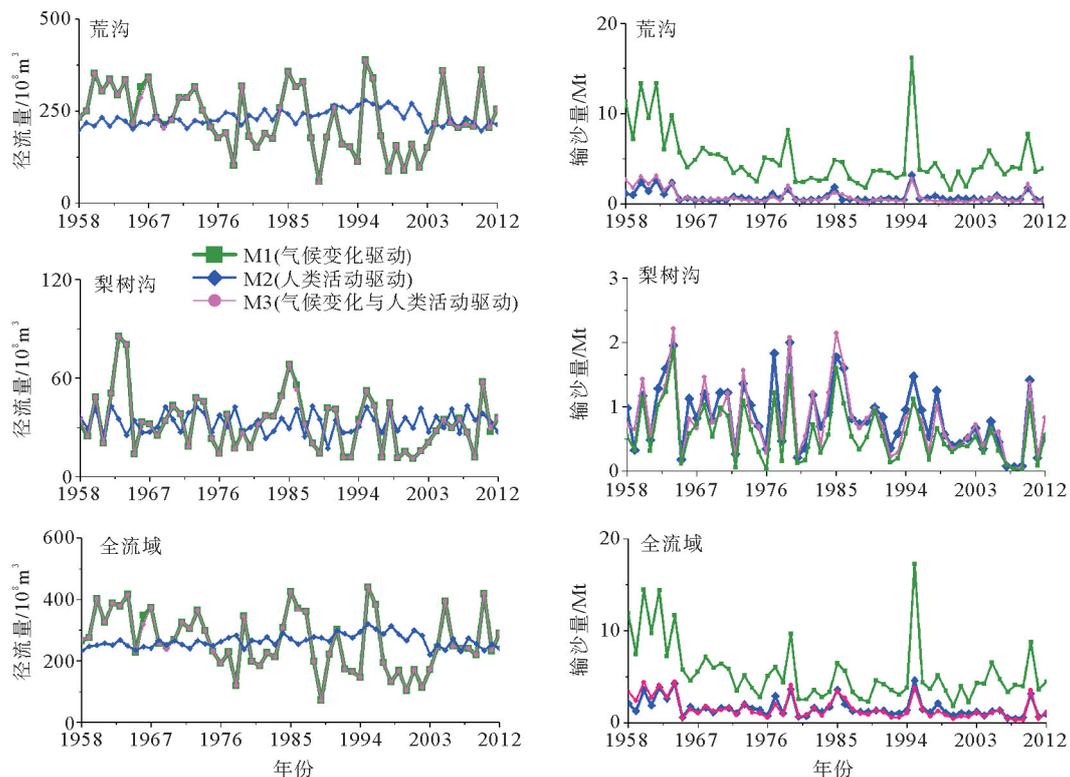


图 6 1958—2012 年不同模式下的流域年入海径流量和输沙量曲线变化

Fig.6 Annual water discharge and sediment load variations forced with three scenarios in the period from 1958 to 2012

3.2.2 不同情景模式下的流域入海输沙量变化模拟

气候变化和人类活动可通过改变流域水土流失状况与泥沙输运过程影响流域的入海输沙量^[21]。三种模式驱动下的鸭绿江流域年均入海输沙量变化如图 6 和表 1 所示。在 M2 驱动下,荒沟站输沙量的变化曲线与 M3 驱动下输沙量变化曲线接近重合,两种模式驱动下整个流域 1958—2012 年的输沙量分别为 1.62Mt/a 和 1.59Mt/a。M1 驱动下荒沟站输沙量与 M3 驱动下输沙量相差巨大:1958—2012 年,两种模式下整个流域的输沙量分别为 5.53Mt/a 和 1.59Mt/a。通过上述分析可以得出,人类活动导致整个流域的输沙量减少了 3.94Mt/a,比 M1 驱动模式下入海输沙量减少了 71.2%。Zhang 等^[2]研究也表明,近 50 年,人类活动对于长江流域产沙的影响越来越大,且长江流域的人类活动(植被的减少、大坝的建设等)对于入海输沙量的影响要远大于径流量产生的影响。通过进一步的计算,若鸭绿江流域未修建大坝,整个流域的入海输沙量为 6.73Mt/a,约为现在鸭绿江年均入海输沙量的 5 倍。

对于山溪性的中小型河流而言,即使气候变化没有明显的改变趋势,不同年际间的降雨量变化(即暴雨和干旱的频率和强度)也是影响其入海输沙量的一个重要因素^[22]。本文的研究结果也表明(表 2),M1 驱动下 1958—2012 年整个流域丰水期与枯水期的输沙量分别达到 7.96Mt/a 和 4.68Mt/a,枯水期的年均输沙量仅为丰水期的 58.8%,而对比 M3 驱动下整个流域丰水期和枯水期的输沙量分别为 2.17Mt/a 和 1.13Mt/a,枯水期的年均输沙量占丰水期的 52.1%。综合上述分析可知,近 100 年

来,虽然人类活动是导致鸭绿江流域入海输沙量变化的最主要原因,但气候变化仍可通过降雨的分布模式对入海输沙量产生影响。

3.3 不同人类活动强度下的子流域水沙通量对比分析

荒沟站与梨树沟站具有相同的气候、地理与地质特征,但两水文站的人类活动强度和人类活动形式存在巨大差别。荒沟水文站以上流域自 1940 年就已建立大型水库,进入 1960 年代后又陆续在各支流和干流修建水库,流域存在梯级水库。梨树沟水文站所代表的瑗河流域在 2010 年前没有大型水库修建,且两个子流域林地覆盖度相差不大(图 4b)。而实测数据也表明虽然瑗河流域面积仅为荒沟集水面积的 1/10,但两者的年均输沙量却相同(0.74Mt/a),因此,两者人类活动影响的差异主要体现在水库对入海沉积物的拦截效应。

径流模数是单位面积上单位时间所产生的径流量,可消除流域面积大小的影响,说明与自然地理相联系的径流特征;输沙模数指河流某断面以上单位面积上所输移的泥沙量,输沙模数的高低可反映流域水土流失的强弱^[4]。M1 驱动下,1958—2012 年荒沟站与梨树沟站的径流模数分别为 0.013 m³/km²s 和 0.018m³/km²s,而输沙模数分别为 88 t/km² 和 104t/km²,两者没有显著的差异。但在 M3 共同驱动模式下,虽然荒沟站与梨树沟站径流模数仍相差不大(0.013m³/km²·s 和 0.018m³/km²·s),但荒沟站的输沙模数却远低于梨树沟(13t/km² 和 131t/km²)。与单纯的 M1 驱动模式相比,在 M3 驱

表 2 不同模式下(气候变化驱动、气候与人类共同影响驱动)流域丰、枯水期年均水沙通量变化

Table 2 Comparison of annual water discharge and sediment load variations forced with different scenarios (climate change-driven, combined climate change and human activities-driven) in high precipitation year to that in low precipitation year

水文站	降雨丰、枯期	时间	降雨(mm)	年径流量(10 ⁸ m ³ /a)		年输沙量(Mt/a)	
				M1	M3	M1	M3
瑗河	丰水期	1958—1974	1058.7	39.7	39.8	0.77	0.96
	枯水期	1975—1982	854.5	25.6	23.3	0.52	0.85
梨树沟	丰水期	1983—1998	978.8	35.6	35.2	0.62	0.88
	枯水期	1999—2012	779.3	25.8	26.0	0.37	0.48
鸭绿江	丰水期	1958—1964	917.1	301.2	300.9	10.08	2.36
	枯水期	1965—1979	800.0	240.2	242.8	4.81	0.57
荒沟	枯水期	1980—2002	820.5	203.3	198.0	3.65	0.55
	丰水期	2003—2012	910.3	239.0	239.3	4.45	0.59

动模式下的荒沟站输沙模数减少了85%，而梨树沟的输沙模数却增加了26%。流域内人类活动强度和形式的差异，是导致这种差异的最主要原因。

鸭绿江流域近90%左右的输沙集中在洪季，自然状态下流域输沙的主导事件是流域频发的山洪。已有研究结果表明梯级水库平均削减洪峰流量约50%，其中水丰水库削减洪峰介于33%~89.5%之间^[23]，削减洪峰的同时梯级水库拦截了大量的入海沉积物。相对于M1，在M3驱动下，荒沟水文站以上鸭绿江干流流域人类活动导致输沙量减少4.15Mt/a，分析M1与M3(水土流失)数据可知，流域水土流失造成输沙量增加了0.99Mt/a，而通过分析M3(水土流失)和M3(水土流失+水库拦截)可得出，大坝拦截造成输沙量减少5.14Mt/a，即，水库拦截导致荒沟站的年均输沙量减少了86.7%(表1)。而梨树沟站所代表的瑗河流域的输沙量变化主要由林地覆盖率的变化所主导，相对于M1，在M3驱动下水土流失导致其输沙量增加了0.21Mt/a。从整个鸭绿江流域来看，人类活动导致流域的入海输沙量减少了3.94Mt/a，其中，水库拦截效应导致输沙量减少了5.14Mt/a，而水土流失使流域输沙量增加了1.20Mt/a，由于水库修建，导致鸭绿江流域的年均入海输沙量减少了76.4%(表1)。据此可以估算，假设水库拦截的沉积物全部运输到河口，则鸭绿江流域未修建水库前(1940年水丰水库修建)入海年均输沙量约为6.73Mt/a。

4 结论

模拟结果验证表明，HydroTrend3.0.4水文模型可以较好的模拟流域年间和年内的水沙特征变化，模拟值与实测值的偏差在7%以内。研究表明，1958—2012年间流域实测入海径流量与输沙量分别为 $259.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 和1.48Mt/a，而模拟气候变化、人类活动以及气候变化和人类活动共同驱动下流域入海径流量分别为 264.5×10^8 、 264.3×10^8 和 $263.7 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，年入海输沙量分别达到5.53、1.62和1.59Mt/a。

进一步分析发现，不同年际间的降雨量变化(即暴雨和干旱的频率和强度)是导致鸭绿江流域入海径流量变化的最主要原因，且对于山溪性的中小河流，气候变化可通过降雨的分布模式对输沙量变化产生一定的影响。

人类活动是鸭绿江流域入海输沙量变化的主要原因，流域人类活动对年入海输沙量变化的贡献量

为3.94Mt/a，其中流域林地覆盖变化导致水土流失量增加1.20Mt/a，而流域大坝拦截量为5.14Mt/a，鸭绿江流域的梯级水库拦截了流域76.4%左右的人海输沙量。考虑到流域入海输沙量主要受人类活动所主导，因此，1940年鸭绿江流域修建水库前，其年入海输沙量达到6.73Mt/a，约为现在鸭绿江年入海输沙量的5倍。

致谢:感谢地表动力学建模系统协会A J Kettner提供模型，徐夏楠、朱小波对于数据处理过程中给予的指导和帮助，朱庆光、石勇等对于论文写作过程中给予的指导和帮助。

参考文献(References)

- [1] Walling D E, Fang D. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers[J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 39(1): 111-126.
- [2] Zhang Q, Xu C, Becker S, et al. Sediment and runoff changes in the Yangtze River basin during past 50 years[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 331(3): 511-523.
- [3] 徐夏楠, 高建华, 贾建军, 等. 气候变化和人类活动对鄱阳湖流域入湖输沙量影响的定量估算[J]. *地理研究*, 2015, 34(5): 838-850. [XU Xianan, GAO Jianhua, JIA Jianjun, et al. The quantitative estimation of sediment load changes entering Poyang Lake Basin induced by climate change and anthropogenic impacts[J]. *Geographical Research*, 2015, 34(5): 838-850.]
- [4] 刘成, 王兆印, 隋觉义. 我国主要入海河流水沙变化分析[J]. *水利学报*, 2007, 38(12): 1444-1452. [LIU Cheng, WANG Zhaoyin, SUI Jueyi. Analysis on variation of seagoing water and sediment load in main rivers of China[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2007, 38(12): 1444-1452.]
- [5] 高抒. 长江三角洲对流域输沙变化的响应: 进展与问题[J]. *地球科学进展*, 2010, 25(3): 233-241. [GAO Shu. Changjiang delta sedimentation in response to catchment discharge changes: Progress and problems[J]. *Advance in Earth Science*, 2010, 25(3): 233-241]
- [6] Syvitski J P M, Milliman J D. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean[J]. *The Journal of Geology*, 2007, 115(1): 1-19.
- [7] Syvitski J P M, Morehead M D, Nicholson M. HYDRO-TREND: A climate-driven hydrologic-transport model for predicting discharge and sediment load to lakes or oceans. *Computers & Geosciences*, 1998, 24(1): 51-68.
- [8] Kettner A J, Syvitski J P M. HydroTrendv. 3. 0: A climate-driven hydrological transport model that simulates discharge and sediment load leaving a river system. *Computers & Geosciences*, 2008, 34(10): 1170-1183.
- [9] 符文侠, 贾锡钧, 魏成凯, 等. 河流泥沙对辽东半岛海岸的填

- 充作用[J]. 黄渤海海洋, 1984, 2(2): 53-59. [FU Wenxia, JIA Xijun WEI Chengkai, et al. Filling effect of discharge silt on the coast in the Liaodong peninsula[J]. Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas, 1984, 2(2): 53-59.]
- [10] 高建华, 高抒, 董礼先, 等. 鸭绿江河口地区沉积物特征及悬沙输送[J]. 海洋通报, 2003, 22(5): 26-33. [GAO Jianhua, GAO Shu, DONG Lixian, et al. Sediment distribution and suspended sediment transport in Yalu River estuary[J]. Marine Science Bulletin, 2003, 22(5): 26-33.]
- [11] 李光天, 符文侠, 贾锡钧. 辽东潮间浅滩的综合特征[J]. 地理学报, 1986(3): 262-273. [LI Guangtian, FU Wenxia, JIA Xijun. The comprehensive characteristic of the Liaodong peninsular tidal flat[J]. Acta Geographica Sinica, 1986, 41(3): 262-273.]
- [12] Ren M. Sediment discharge of the Yellow River, China: Past, present and future—A synthesis[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2015, 34(2): 1-8.
- [13] Warrick J A. Eel River margin source-to-sink sediment budgets: Revisited[J]. Marine Geology, 2014, 351: 25-37.
- [14] Gao J H, Xu X, Jia J, et al. A numerical investigation of freshwater and sediment discharge variations of Poyang Lake catchment, China over the last 1000 years[J]. The Holocene, 2015, 25(9): 1470-1482.
- [15] Kettner A J, Restrepo J D, Syvitski J P M. A spatial simulation experiment to replicate fluvial sediment fluxes within the Magdalena River Basin, Colombia[J]. The Journal of Geology, 2010, 118(4): 363-379.
- [16] 中国海湾志编纂委员会. 中国海湾志(第十四分册): 重要河口[M]. 海洋出版社, 1998. [State Oceanic Administration. Chinese Harbours and Embayments (Volume 14): Important Estuaries[M]. Beijing: China Ocean Press, 1998: 386-432.]
- [17] Gao J H, Jun L I, Harry W, et al. Rapid changes of sediment dynamic processes in Yalu River Estuary under anthropogenic impacts [J]. International Journal of Sediment Research, 2012, 27(1): 37-49.
- [18] Milliman J D, Farnsworth K L. River discharge to the coastal ocean: a global synthesis[M]. Cambridge University Press, 2013.
- [19] 郭芬芬, 范建容, 严冬, 等. 基于像元二分模型的昌都县植被盖度遥感估算[J]. 中国水土保持, 2010, 2010(5): 65-67. [GUO Fenfen, FAN Jianrong, YAN Dong, et al. Remote Sensing Estimation on Vegetation Coverage of Changdu County Based on Dimidiate Pixel Model[J]. Soil and Water Conservation in China, 2010, 2010(5): 65-67.]
- [20] 尹学军, 中国水利部, 全国水资源调查报告, 辽河流域片[M]. 1981. [YIN Xuejun, Ministry of water resources of China, National Water Resources Survey Report, Liaohe river regions[M]. 1981.]
- [21] McCarney-Castle K, Voulgaris G, Kettner A J, et al. Simulating fluvial fluxes in the Danube watershed: The 'Little Ice Age' versus modern day[J]. The Holocene, 2012, 22(1): 91-105.
- [22] Syvitski J P M, Kettner A J, Peckham S D, et al. Predicting the Flux of Sediment to the Coastal Zone: Application to the Lanyang Watershed, Northern Taiwan[J]. Journal of Coastal Research, 2005, 21(3): 580-497.
- [23] 王铁锋, 俞宏, 马雪梅. 鸭绿江 2010 年大洪水及梯级水库的防洪作用分析[J]. 东北水利水电, 2010, 28(12): 51-52. [WANG Tiefeng, YU Hong, MA Xuemei. Analysis on flood in 2010 and flood control effect of cascade reservoir in Yalu river[J]. Water Resources & Hydropower of Northeast China, 2010, 28(12): 51-52.]