

青藏高原河流地貌定量研究的基础

——SR TM3 空白数据填充方法剖析及数据填充质量评价

孙 杰^{1,2}, 刘 静¹, 仲振维^{1,2}

SUN Jie^{1,2}, LIU Jing¹, ZHONG Zhen-wei^{1,2}

1. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China;*

2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

摘要: 河流地貌和侵蚀是构造地貌研究的核心内容。90m 分辨率的 SR TM3 数字高程模型被广泛运用于构造地貌学的研究, 但数据空白区是其在河流地貌定量研究中的瓶颈。对 SR TM3 数据与中国 1:25 万 DEM 数据的对比分析表明, 1:25 万 DEM 数据在生成数字河网和河流纵剖面方面不如 SR TM3 数据, 尤其是其在平原区数字河网提取中易发生错误, 但在高山峡谷地区数据质量较好, 而这正是 SR TM3 数据空洞的主要区域。对比国内外各种 SR TM 空洞填补方法发现, 相对于算法的改进, 高精度数据的参与是填充 SR TM3 数据空洞的关键。因此, 利用 SR TM3 与 1:25 万 DEM 数据的互补性, 对 SR TM3 进行数据优化, 是现阶段青藏高原河流地貌定量研究的基础。详细介绍了 SR TM3 空洞充填的步骤, 具有实际参考价值。

关键词: 构造地貌; SR TM3; 1:25 万 DEM; 数据空洞

中图分类号: P931.1

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2009)06-0726-12

Sun J, Liu J, Zhong Z W. The basis of quantitative analysis in fluvial geomorphology of Qinghai-Tibet Plateau—the processes and performance of SR TM3 void-fill. *Geological Bulletin of China*, 2009, 28(6):726-737

Abstract: Fluvial erosion is among the core components in tectonic geomorphology. The 90m-resolution SR TM3 DEM has been widely used in tectonic geomorphology, but the void data is the bottle-neck that hampers its application in quantitative fluvial geomorphology. In this paper, we compare the satellite-derived SR TM3 with the 1:250000 scale topographical map-derived DEM of 90m pixel resolution (so called 1:250000 DEM). 1:250000 DEM results in artifacts and distortions are larger than the SR TM3 in generating river networks, particularly in relatively flat regions of flood plains or sedimentary basins. However, it is better than the SR TM3 in the steep and mountainous terrain, regions where SR TM3 has most of its data voids. Comparison of various studies on SR TM3 hole-filling suggests that high-resolution DEM patching is the key, and the choice of algorithm is of the secondary importance in improving SR TM3 data quality. Using the complementary 1:250000 DEM to fill the holes in SR TM3 is effective in quantitative studies on fluvial geomorphology, especially in dissected margins of the Tibetan Plateau. We also describe the procedure of SR TM3 data void-filling, for educational and practical purpose.

Key words: tectonic geomorphology; SR TM3; 1:250000 DEM; data void

青藏高原是世界上海拔最高、面积最大的构造成因高原, 对北半球的大气环流样式有重要的影响, 甚至起控制作用, 进而影响全球的气候变化^[1-7], 是

研究岩石圈动力学和大尺度地形对大气环流和气候影响等构造地貌学问题的理想实验室。青藏高原周边地势起伏很大的地区是构造活动和侵蚀最强烈的

收稿日期: 2009-02-20; 修订日期: 2009-03-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(批准号: 40872131)、中国科学院“百人计划”项目及中国科学院院长基金资助

作者简介: 孙杰(1985-), 男, 在读硕士, 从事构造地貌学和 GIS 研究。E-mail: jie-sun@itpcas.ac.cn

(C)1994-2023 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

地区,是研究青藏高原构造、侵蚀和气候相互作用的重点地区^[5,8-19]。如青藏高原东南的南迦巴瓦峰地区,在新生代经历了快速抬升和快速剥蚀,形成了世界上罕见的岭谷高差悬殊的高山峡谷地貌,是当前构造地貌研究的热点地区之一^[11,15,17,20-21]。

构造地貌学这一新兴学科是地貌学的复兴,近十几年快速发展的契机是高精度 DEM 的出现。有别于重点描述地球表面起伏形态和演化的传统地貌学,现代定量地貌学认为地形地貌是构造、气候和地表侵蚀相互作用的结果,强调对地表过程的机理性研究(process-oriented)^[10-14,16-17,22-30]。定量地貌学利用物理和数学方程描述地表三维形态与演化、量化构造抬升和地表侵蚀在塑造山体或高原中的竞争和耦合关系。与传统的大地构造研究不同,构造地貌学认为气候和剥蚀作用可能控制构造变形的样式,强调地表侵蚀过程在山脉形成与高原抬升中的作用。

数字高程模型和数字地形的出现,卫星遥感技术及新测年技术的发展,使我们从不同的时间和空间尺度(全球、区域和局部)定量地研究山体侵蚀、水系发育的空间分布特征和演化历史,对地表过程的研究由定性进入半定量—定量阶段^[13-14,16,18,24,26-29]。构造地貌的成因和地表过程的研究在很大程度上得益于地表地形的可视化和地貌指标的定量分析。数字高程模型(digital elevation models, DEM)是地形表面的数字表达,易于进行三维可视化和统计分析,可以使人们直观地观察地形,能够快速、高效地以不同尺度对地貌特征进行研究,获取地貌形态的宏观参数,显示地表形态^[31-34]。随着 DEM 精度的提高,它已成为构造地貌研究,特别是河流地貌定量研究中一种不可缺少的基础数据,如利用 DEM 提取河流地貌参数,包括河流坡度、河网密度、河流凹度、河流陡度等。

1 河流地貌定量研究和 DEM 数据优化的必要性

河流水系作为水的汇聚通道,是一个地区降雨、温度等气候条件影响下的直接产物,是改造造山带地形地貌的主要外动力和侵蚀物质的传输通道。河流和侵蚀过程的定量化研究是探讨气候和造山耦合关系的重要内容^[12-13,28,35]。河流侵蚀在一个

区域的地形演化中起着领跑员的作用^[10,22]已成为共识。所以,水系的形成和演化记录着有关造山带和高原隆升的丰富信息,是研究高原隆升的重要内容之一。

在构造地貌研究中,如果流域河网穿过构造活动区域,河流会持续记录地貌景观演化过程中构造活动的信息,这对研究新生代有强烈新构造活动,但是没有或者少有堆积的强侵蚀区来说尤其重要,如 Kirby 等^[13]、Whipple^[26]根据河流纵剖面分析区域岩石抬升速率的空间分布。在理想条件下,河道的坡度可以表示为河流上游集水面积的一个幂函数 $S=Ks \cdot A^{-\theta}$, S 表示河道坡度(local slope), Ks 表示河流陡度(river steepness), A 表示河流上游集水面积(upstream drainage area), θ 为河流凹曲度(river concavity)。Whipple 等^[28]和 Howard^[35]的研究认为,在流域空间抬升速率均匀的情况下,河流凹曲度 θ 接近于普通常数,而河流陡度 Ks 则与构造抬升速率呈正相关性。河流陡度 Ks 的空间区域分布可以有效地示踪岩石抬升速率(rock uplift)较高的地区或构造较活动的地区^[26-29](图 1),DEM 数据则是计算这些河流地貌定量分析参数的基础数据。

DEM 是地理数据库中最为重要的空间数据和地形分析的核心数据。美国国家图像测绘局(NIMA)同美国宇航局(NASA)合作在 2000 年 2 月 17 日进行了航天飞机雷达拓扑测绘(SRTM),即以航天飞机为平台对全球进行了同轨干涉(InSAR)雷达立体测绘。经过奋进号航天飞机 11 天的飞行,测得从北纬

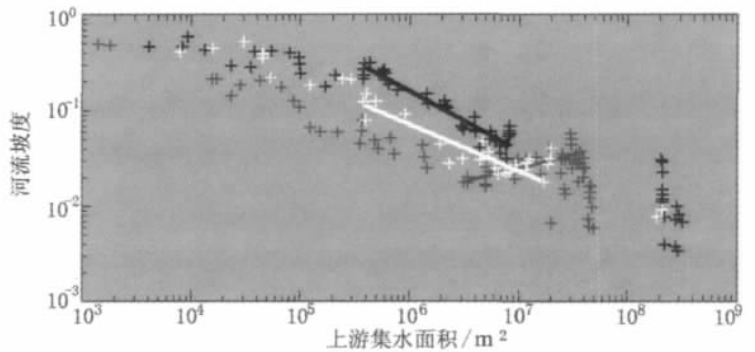


图 1 河流陡度对构造抬升速率的响应^[26]

Fig. 1 Response of rivers having different steepness in regions to structural uplift rates

根据 Whipple 对尼泊尔西瓦利克地区河流的分析资料。黑色十字点为高抬升速率(14 mm/a)地区,白色十字点为中等抬升速率(7 mm/a)地区,灰色十字点为横向河流从低抬升速率地区切到高抬升速率的地区

60°到南纬 57°区域的数据,占全球陆地面积的 80%。通过对雷达信号的处理,生成高精度的 SRTM 数字高程模型(SRTM DEM)。其中 SRTM3 DEM 是迄今为止现势性最好、分辨率最高、精度最好的全球性数字地形数据。

随着 SRTM3 等高精度 DEM 数据的出现,DEM 在构造地貌研究中有了更广泛的应用,应用范围从最初的为其他数据提供数字地形显示、提取宏观地貌参数^[31-34],发展到提取河流地貌定量指标,定量研究地貌演化中的地表侵蚀过程。对河流地貌的定量化研究不像以前那样仅对宏观地貌参数进行统计分析,而是对河流侵蚀过程的机理进行研究,用参数定量研究河流地貌的特征^[13-14,16,26-29]。如在高精度 DEM 数据的基础上,利用 GIS 工具提取河流地貌的定量指标如地形坡度、地形起伏度、河网密度、小流域河流的陡度。在对河流地貌定量分析、提取河流定量指标(如利用河流坡降-流域面积图提取河流陡度)时,就需要高精度的 DEM 数据计算河流的坡度与流域的面积。SRTM3 数据在高山峡谷常形成大面积的数据空洞,而这些地区又常是河流侵蚀剧烈、河流坡度变化较大的区域,数据空白区使得河流参数计算无法进行,制约着 SRTM3 DEM 数据在河流地貌定量研究中的应用。例如 Finnegan 等^[11]在对雅鲁藏布江大拐弯河流侵蚀进行分析时,因为 SRTM3 DEM 数据有大面积的数据空洞,不得已采

用分辨率较差的 GTOPO30 数据进行分析,导致河流量化参数产生了误差。而等高线生成的 DEM 在平原区经常形成“平三角”,使河流侵蚀量化和数字水文等方面的研究无法进行。同时,人们在关注各种 DEM 数据精度的同时,往往忽略了不同的 DEM 数据因为生成方法不同、数据采集的时间不同等造成的误差,例如由等高线生成的 DEM 数据在计算河流坡度时经常会形成假像陡坡^[29],在进行河流地貌分析时需要原始数据进行优化(图 2-A)。随着对河流侵蚀机理性的河流地貌研究的深入,对 DEM 的精度和质量要求越来越高,而现有的 DEM 数据在进行河流地貌量化分析时都有缺陷,对 DEM 数据进行数据优化显得越来越重要。

流域河网是河流流域分析的基础数据,是进行地貌景观演化模拟、数字水文模型等研究的基础。DEM 的出现与 GIS 的发展使流域河网自动提取成为可能(图 2-B)。目前基于 DEM 提取数字河网的方法很多,其中最常用的方法是“D8”法,首先对 DEM 数据进行洼地填充,消除孤立的洼地,然后按照最陡坡度原则计算 DEM 格网的水流方向,根据地形计算流水累计量,最终生成数字河网。当 DEM 数据的像元大小小于所模拟的水文现象特征(如坡面流)的尺寸大小时,DEM 数据才能提供必要的信息,DEM 数据精度越高质量越好,生成的数字河网与实际才更相符。现有的 SRTM3 数据空洞使其生成的数字

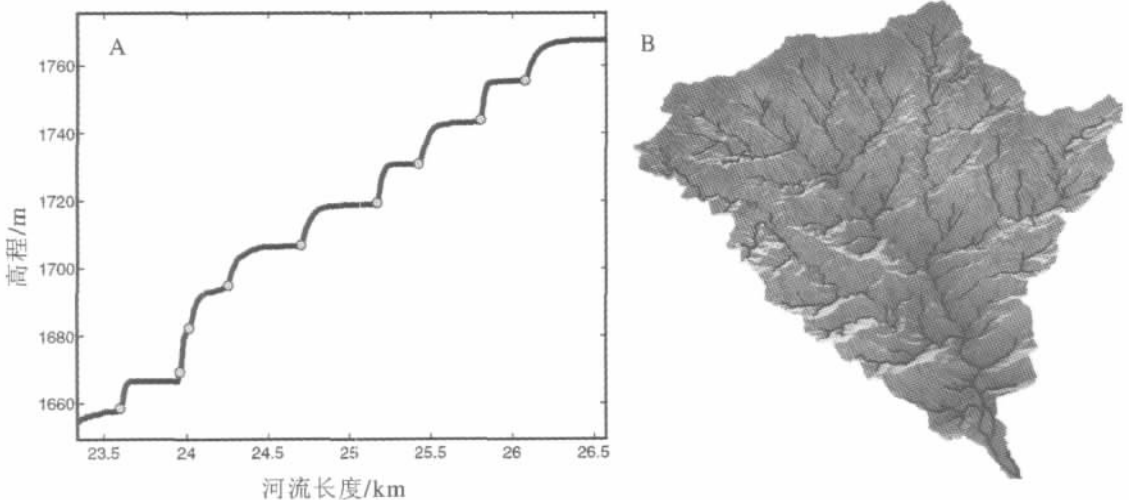


图 2 用等高线生成的 DEM 提取的河流纵剖面(A)^[29]和 DEM 生成的三维河网图(B)^[29]

Fig. 2 Example of river longitudinal profile extracted from DEM which was derived from topographic contour map(A) and perspective view of rivers network extracted from DEM (B)

A 中由等高线生成的 DEM 数据提取的台阶状河流纵剖面,计算出来的河流坡度有较大的误差

河网有较大的误差,同样,等高线生成的 DEM 所含的“平三角”使其提取的数字河网容易出错,需要对各种 DEM 数据进行优化处理,才能生成与实际符合的数字河网。

2 SRTM 数据及空洞形成的原因

2000 年美国利用航天飞机雷达拓扑测绘生成的 SRTM DEM 包括 3 种不同分辨率的数据: SRTM1 数据覆盖全球大部,但仅公开美国大陆地区的数据,其他地区尚未解密,其空间分辨率为 1 弧秒,大概相当于 30 m;SRTM3 覆盖全球大部,其空间分辨率为 3 弧秒,大概相当于 90 m;SRTM30 覆盖全球,其空间分辨率为 30 弧秒,大概相当于 1km。SRTM30 数据是对 SRTM3 重采样平滑处理成分辨率为 1 km 的 DEM,以便与先前广泛应用的 GTOPO30 数据进行对比。其中中国区域公开的数据是 SRTM3 和 SRTM30 数据,SRTM3 DEM 数据的绝对高程精度为±16 m,绝对平面精度为±20 m^[36-37]。下面为 USGS 提供的 SRTM 数据的基本参数(表 1)。

SRTM3 大体上提供数据采集区 95%的高程数据。但是,由于 SRTM3 数据是由合成孔径雷达生成的,部分地区因为雷达盲区、镜面反射、回波滞后和相位解缠误差等存在数据空洞^[36-38]。在地势平坦的地区空洞相对较少,高山地区经常出现大范围的数据空洞,在部分地势起伏剧烈的地区,数据空洞占到整个区域(经纬度 1°×1°)的近 30%^[39]。在 SRTM3 DEM 数据中空洞数据值设为-32768 m。

SRTM3 数据空洞主要是微波遥感产生的误差和对雷达图像处理产生的误差造成的。微波遥感产生的误差有:①几何畸变(Geometric Artifacts),合成孔径雷达产生的几何畸变,如透视收缩、叠掩现象、雷达阴影等,使得雷达影像产生数据空洞。②水体镜面反射(Specular Reflection of Water),水面对雷达波形成一个镜面反射,反射了大部分雷达信号,

形成数据空洞,这是 SRTM3 数据在湖泊、大河、海洋区域生成数据空洞的原因。③复介电常数(Complex Dielectric Constant),在沙漠地区雷达信号穿透沙层,使得回波信号很弱,形成数据空洞^[37,40],根据该特征可以对沙漠地区进行较高精度的填图。雷达图像处理时产生的误差主要是相位解缠畸变(Phase Unwrapping Artifacts)的缘故。相位解缠是合成孔径雷达干涉测量的关键流程,它的准确性直接影响到生成的数字高程模型的精确性。但是,雷达阴影、去相关等因素引起的噪声和伪信号往往造成相位数据不连续,给相位解缠带来极大的困难,使得相位解缠中产生数据空洞^[41]。

另外,由于雷达回波质量的问题,还有部分数据置信度很差的地块,主要分布在面积较大的水域或起伏很大的高山峡谷地区的数据空洞区附近。这类地区的数据量约占 SRTM3 总数据量的 0.23%^[42]。

3 SRTM3 数据填补方法及数据介绍

当前 SRTM3 空洞的填充主要有 2 种方法,一种是有其他数据参与下的填充,一种是基于数据本身的插值填充。对于小面积空洞或者稀疏像元空洞,可以直接利用数据内插的方法,由空洞周围已知高程数据来估算空洞像元的高程,利用周围像元按照一定的权值插值^[40,43-44]。这种方法对面积较小的空洞地区填补效果比较好,但是对于大面积空洞,特别是高山峡谷等地势起伏较大的地区则显得无能为力。对于大面积空洞,需要利用其他数据(如等高线、其他 DEM 等)填补,如果直接对数据进行内插填补将很可能错误地反映地表高程。

王涛等^[43]利用 3×3 或者 5×5 网格对 SRTM3 数据进行内插填补,在坡度平缓的地区效果较好,在山顶或洼地等地区效果不甚理想。Reuter 等^[45]对比分析了 SRTM3 的各种内插方法,提出根据 SRTM3 地区的不同和空洞的大小选择不同的内插方式。

表 1 USGS 提供的 SRTM 数据参数
Table 1 SRTM data parameters provided by the USGS

产品	分辨率	投影系	水平基准面	高程基准面	高程单位	像元大小
SRTM 1	1 弧秒(大约 30m)	地理投影	WGS84	WGS84/EGM96	m	0.00028
	仅公开美国部分			大地基准面		
SRTM3	3 弧秒(大约 90m)	地理投影	WGS84	WGS84/EGM96	m	0.00083
	全球大部分			大地基准面		

Luedeling^[46]等利用 GPS 点数据结合其他数据对 SRTM3 数据进行三角网填补。游松财等^[44]利用 1:100 万地形图数据对 SRTM3 数据进行填补,得到的结果并不理想,填补的效果很差。阚璠珂等^[47]利用 GTOPO30 数据对 SRTM3 进行空洞填补,恢复了地表的连续性,但是仅仅利用低分辨率的 GTOPO30 数据与 SRTM3 数据进行融合在地势复杂的地方效果较差,因为 GTOPO30 数据不能精细地表达地形起伏,特别是在河道地区,会使河道中出现很多不存在的高地,使得河道变得不连续。凌峰等^[48]利用 Aster 遥感影像生成相对高程的 DEM 数据填补 SRTM3 空洞,此方法需要大范围高精度的 Aster 遥感影像。

美国国家地理空间情报局 (National Geospatial-intelligence Agency, NGA)对 SRTM3 数据进行处理时,对原始 SRTM3 数据进行了一定的填补,对小范围的空洞进行内插填补,并对大面积水面空洞进行填平,形成了一套 SRTM3 V2 数据,可以从 <http://seamless.usgs.gov/>免费下载。这一数据最突出的贡献是将水面空地进行了填补,但是其他地区的大范围数据空洞仍然存在,等待进一步处理。

CGIAR(Consultative Group for International Agriculture Research)下属的 CSI(Consortium for Spatial Information)对全球的 SRTM3 数据进行了填充。

其填充方法是在 Arcgis 中,将原始 SRTM3 生成 10m 间距的等高线,在数据空洞区用其他 DEM 数据(中国地区采用分辨率为 1km 的 SRTM30 数据)生成点数据,利用等高线与高程点用算法 TopoGrid 生成 DEM,填补了数据空洞。它对全球的 SRTM3 数据进行了填补,可以到 <http://SRTM.csi.cgiar.org/>免费下载。填补后的 SRTM3 数据在坡度平缓的地区效果不错,但是在高山峡谷地区不是十分理想。因为高山地区地形复杂,地势起伏很大,填补的数据分辨率为 1km 的 SRTM30 很难反映这种地貌,使得沟谷高程被人为地抬高,成为大坝,给以后进行的河网提取、地貌分析造成很大困难(图 3)。

4 中国 1:25 万 DEM 与 SRTM3 数据质量的比较

4.1 1:25 万 DEM 数据介绍

1:25 万 DEM 数据是由国家测绘局于 2002 年 3 月制作完成的,采集 1:25 万矢量地形信息中的等高线、测深线、控制点、高程点及特征地形要素,通过数字内插处理生成,其格网间距为经纬度 3×3 弧秒,与 SRTM3 数据格网间距一样。数据采集范围为东经 $72\sim 136^\circ$ 、北纬 $3\sim 54^\circ$,覆盖全国范围,参照系采用克拉索夫斯基椭球、1956 年黄海高程系,海区采用理论深度基准面。其数据高程值中误差在 $1/3$ 或 $1/2$

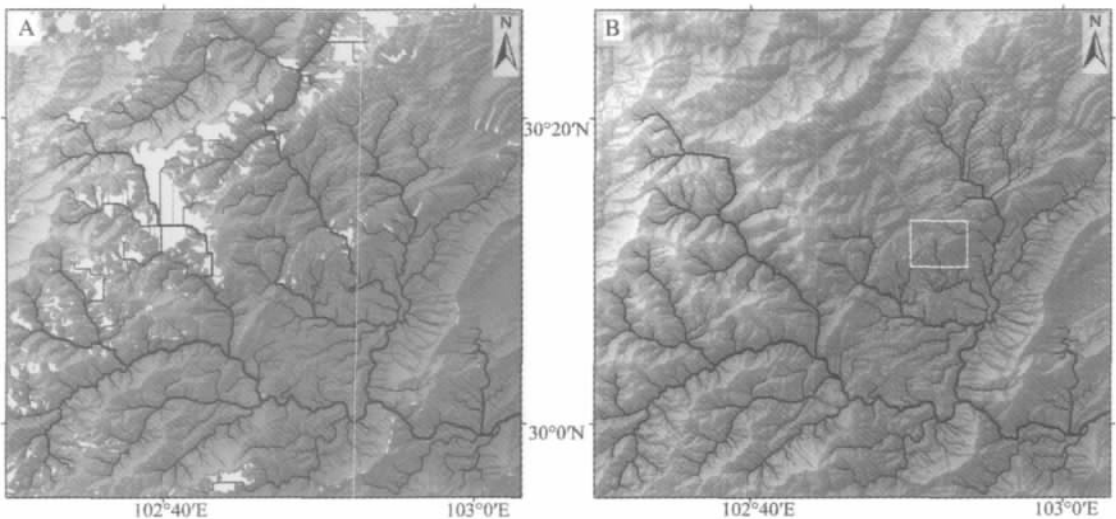


图 3 原始 SRTM3(A)与 CSI 填补后的 DEM 数据(图 B)生成的数字河网对比

Fig. 3 Comparison of plan-view river network generated using unedited SRTM3(A) and CSI void-filled DEM(B)

A—图中白色区域为数据空洞区;B—图中白框内 CSI 填补的数据形成大坝,河床人为抬高近 500m

数字河网采用 Rivertools2.4 软件根据“D8”方法提取

等高距(平原、丘陵地区为 50 m,高山地区为 100 m)之内。

4.2 1:25 万 DEM 与 SRTM3 的对比

与 SRTM3 数据相比,1:25 万 DEM 没有数据空白区域,即所谓的数据空洞。但是由于它是由 1:250000 等高线生成的,等高线数据为 20 世纪 70—80 年代的地形图数据,所以数据的现势性差。另外 1:25 万 DEM 利用 1:25 万地形图矢量化生成等高线,再对等高线按照某种算法插值形成 DEM,所以数据精度受地形图、人工矢量化和插值算法的影响,误差比较大。另外,1:25 万地形图在平原丘陵地带的等高距为 50 m,在地势起伏小的地区这一等高距很难反映当地地表地貌的差异,所以生成的 DEM 数据经常含有大面积的平三角地区,即大范围的地区为同一高程值,会丢失很多地表信息,也使得进一步提取数字河网、进行水文分析时出错(图 4)。

2 种数据的生成方式、数据采集过程、采用的投影方式等差异造成 2 种 DEM 数据在同一地区存在高程差异,系统误差及其他变化也可能造成 2 种 DEM 在数值上的差异。如:①1:25 万 DEM 由 1:25 万地形图矢量化生成,其精度受地形图等高距的制约,由等高线生成 DEM 的插值算法产生较大误差。②SRTM3 数据是地表高程模型(DSM),而不是地面高程模型(DTM)。在裸露的地表两者高程一致,而在地表有树林或建筑物时,SRTM3 反映的是地表物体(植物、建筑物)的顶部高程,生成 DEM 高程高于地面高程,而在冰雪、沙漠覆盖地区,SRTM 雷达波具有一定的穿透能力,这时生成的 DEM 数据低于真实的地表高程。③1:25 万 DEM 采用纸质地形图矢量化生成,而纸质地形图数据年代比较老、现势性差,导致数据高程不一致。④地表高程面发生变化。如冰川退缩、湖面变化、山体滑坡引起地表高程变化等。

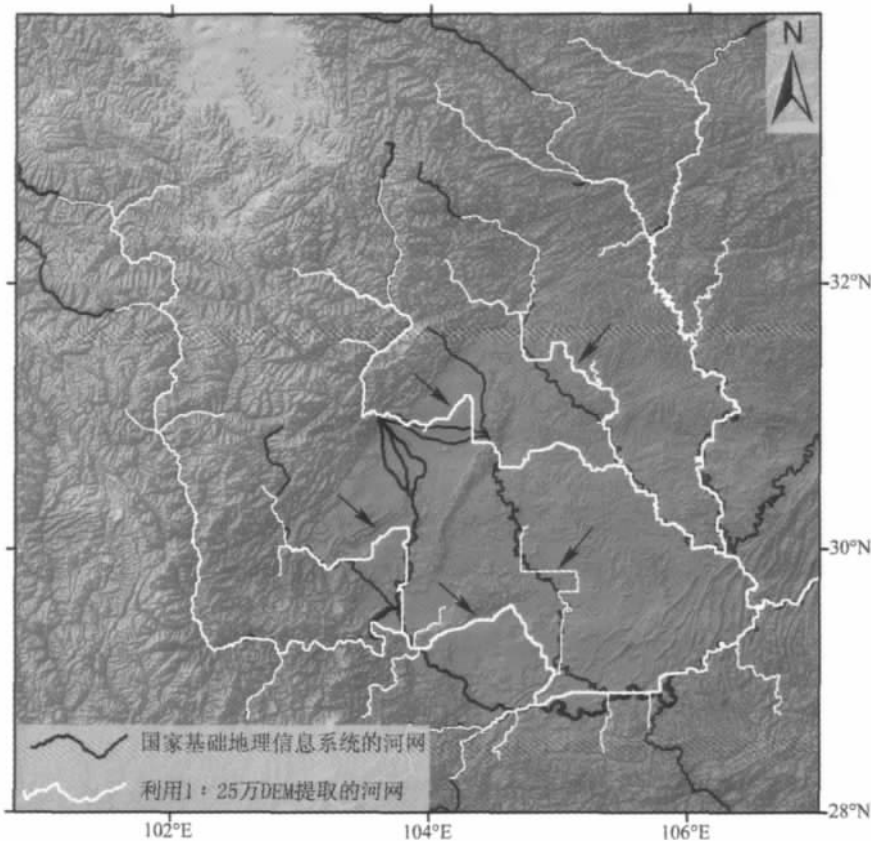


图 4 利用 1:25 万 DEM 提取的数字河网与国家基础地理信息系统河网对比

Fig. 4 Comparison of river network extracted from 1:250000 DEM and that from the National Fundamental Geography Information System

箭头标示在平原区 1:25 万 DEM 生成没有高程变化的平三角致使数字河网提取错误

本文尝试比较 2 种 DEM 在不同的地貌单元有多大差别。首先将 1:25 万 DEM 与 SRTM3 数据转化为同一投影系和高程基准面,然后采用 1:25 万 DEM 数据减去 SRTM3 数据高程值生成新的图像分析两者数据之间的差别。根据坡度随机选取了 12 个平坦区(坡度小于 5° ,其中四川盆地 8 个,柴达木盆地 4 个)、8 个丘陵区(坡度在 $5^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 之间,四川盆地)及 8 个高山区(坡度大于 20° ,青藏高原东南缘山脉),分析 2 种数据的差值(图 5)。研究发现,在平坦区 2 种数据高程差基本在 0 值附近,标准差也较小,一般小于 6m。但在大的湖泊、河流区域,由于 SRTM 雷达信号穿透水体或在平静水面形成镜面反射,1:25 万数据高程比 SRTM3 高 50~80m。在地势起伏区(丘陵区和高山区)1:25 万 DEM 数据略大于 SRTM3,平均比 SRTM3 高约 4~10m;两者数据的标准差也较大,丘陵区为 15~30m,高山区为 30~60m。同时 2 种数据高程差还表现为东西坡差值大、南北坡差值小。

在地势起伏区,1:25 万 DEM 整体略大于 SRTM3,可能是 SRTM 雷达遥感引起的透视收缩及雷达波穿透高海拔区地表覆盖的冰川引起的。SRTM 在地势起伏地区(尤其是高山区)引起的透视收缩使得遥感影像中地面斜坡明显缩短,朝向卫星的前坡比实际值要短且陡,而背向卫星的阴坡变长,生成的 DEM 数据存在高程误差,造成地势起伏区 SRTM3 整体高程比实际偏小。同时透视收缩也造成了 2 种数据高程差与坡向的相关性。

由于 SRTM3 数据精度与地势起伏度有关^[38,49],1:25 万 DEM 在高山区也含有一定的误差,所以 2 种数据高程差在高山区偏大。但是除去大面积的水体区域,2 种数据高程差整体上位于 0 值附近,因此可以直接利用 1:25 万数据填补 SRTM3 数据空洞。

4.3 利用 1:25 万 DEM 数据填补 SRTM3 空洞的实现过程

为了避免水面变化引起的数据填补误差,笔者利用 1:25 万 DEM 填补 SRTM3 V2 数据,因为 SRTM3 V2 数据已将原始数据的水面空洞进行了填平处理。另外,两者数据的像元大小一致,所以不需要进行重采样。但是由于 1:25 万 DEM 数据与 SRTM3 数据采用的投影信息不同,所以需要将两者转化为同一投影系。本文将它们转化成 EGM96 大地基准面、WGS84 坐标系。

我们对 SRTM3 数据空洞进行分类处理,对大范围的空洞采用 1:25 万数据填补,对小空洞(空洞像元数小于 16)采用直接内插处理,这样既保证了大范围空洞数据填补的质量,又避免了 2 种数据的差别对小空洞的影响(图 6)。

利用 ENVI4.2 的 Decision tree,设空洞数值为 -32768,将 SRTM3 的数据空洞提取出来,用 ENVI 的 Segmentation 工具将小空洞(像元小于 16)滤出,再利用 Arcgis9.2 的 extraction by mask 工具将空洞地区的 1:25 万 DEM 数据切割出来,利用 mosaic 进行合并,最后在 ENVI 的 DEM replace bad value 中填补残余空洞和小空洞(方法为 delaunay 三角网内插)。

由于两者数据存在高程差异及 1:25 万 DEM 在地势起伏区整体略大于 SRTM3 数据,填补后数据在空洞边缘处可能会形成假像陡坎,我们可以根据实际情况在数据空洞区边缘建立适当缓冲区(比如宽 500 m)对数据进行平滑处理,进一步提高数据质量。

5 填补数据质量评估

采用不同方法(利用数据剖面、等高线及数字河网)对比分析 SRTM3 数据空洞填充效果,评价各种数据的填补质量。利用高程剖面分析各种方法填补后数据在高程上的误差,利用等高线反映数据空洞区域填充信息的详细程度,利用数字河网对填补数据进行综合评价。

(1) 数据剖面

在虎跳峡地区,利用数据剖面对 1:25 万数据、delaunay 三角网内插填补的 SRTM3 数据、CGIAR-CSI 数据和经过 1:25 万填充的 SRTM3 数据进行对比分析(图 7),发现直接内插将河床抬高逾 500 m,CGIAR-CSI 填充数据至少将河床抬高了 1000 m,而利用 1:25 万 DEM 填补的 SRTM3 则充分利用了 DEM 在空洞区较高质量的数据,能够比较准确地反映河谷的高程。

(2) 等高线

等高线能反映地表起伏的势态和地表形态的特征。通过等高线对比可以看出,经过 1:25 万 DEM 数据填补的 SRTM3 数据效果很好,将虎跳峡地区的金沙江河道清晰地显示出来,两边峡谷的冲沟等信息也非常清晰,不仅准确地反映了大尺度的地貌地

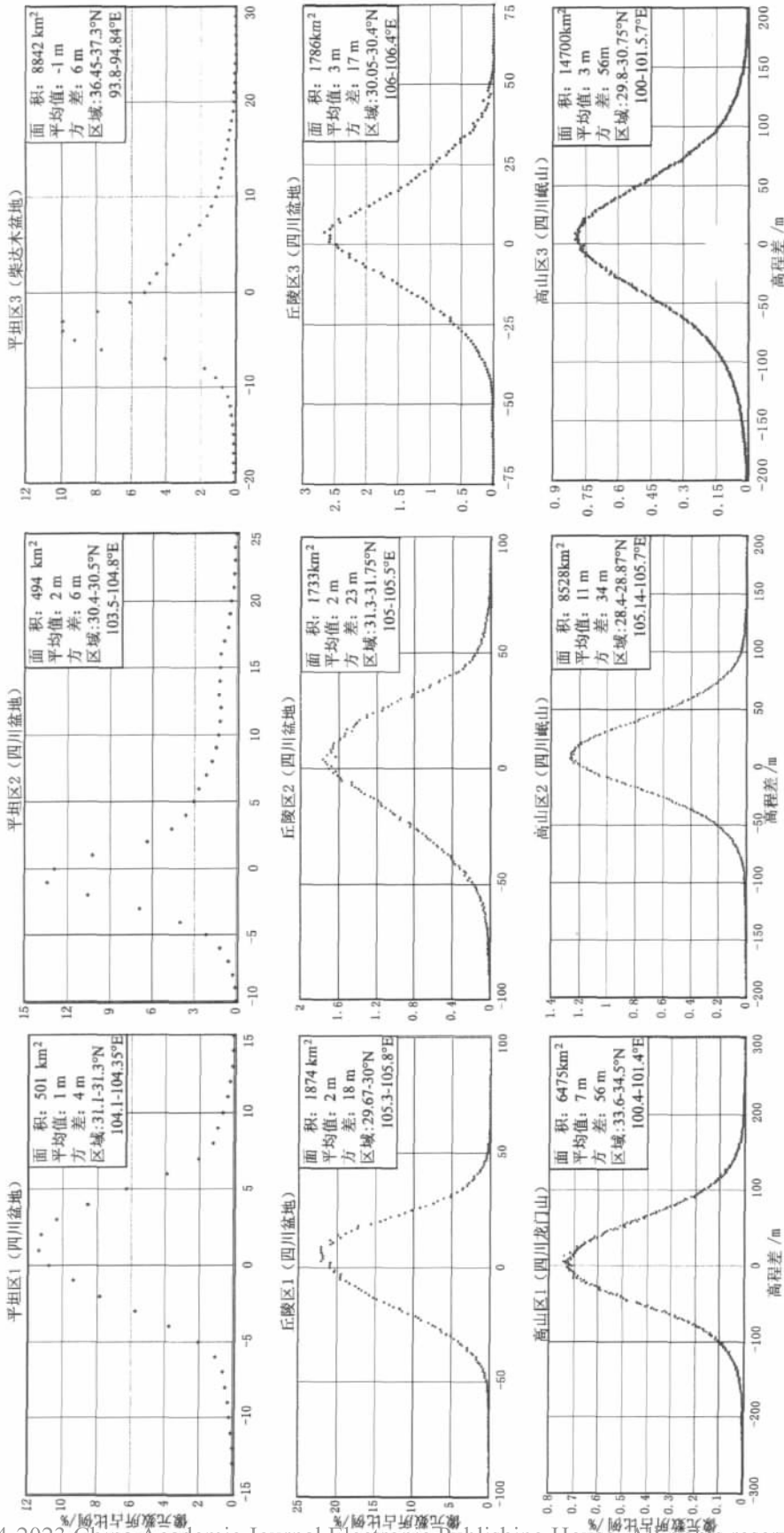


图 5 1:25 万 DEM 与 SRTM3 DEM 数据差值直方图
 Fig. 5 Histogram of elevation difference for two DEM data set pixel value
 从随机选取的 12 个平坦区、8 个丘陵区和 8 个高山区中各选取 3 个典型地区分析 2 种数据差(1:25 万 DEM 数据减 SRTM3), 已经排除了 SRTM3 的数据空洞区域

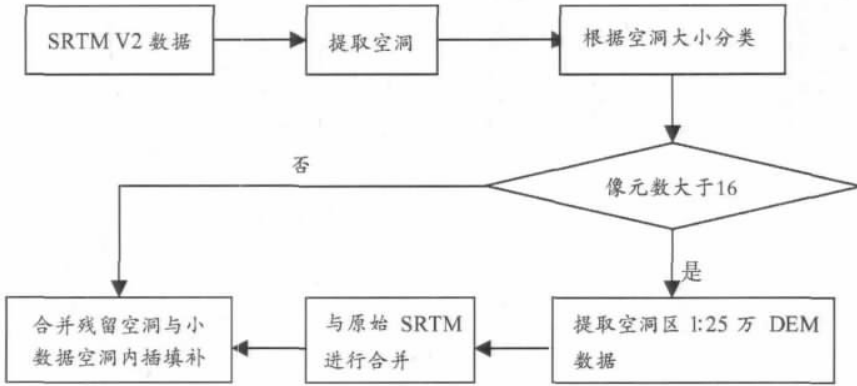


图6 利用 1:25 万 DEM 数据填补 SRTM3 数据空洞的技术路线
 Fig. 6 Flow chart for filling SRTM3 holes using 1:250000 DEM data

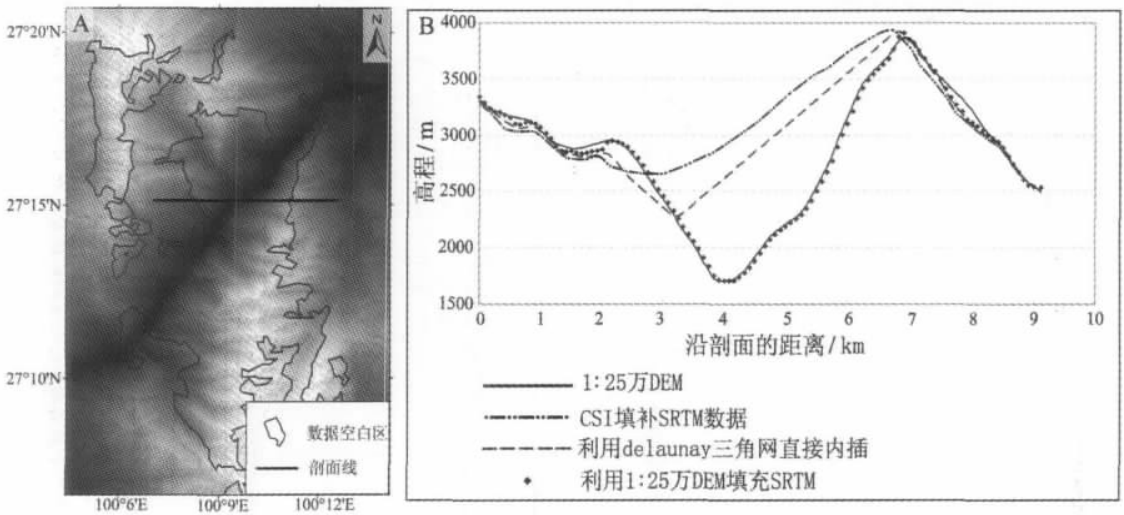


图7 利用各种方法填补 SRTM3 的质量比较
 Fig. 7 Comparison of different data-void filling methods in producing river valley shapes
 A 为虎跳峡地区 DEM 山影图, B 为各种填补数据对比平面图

形信息,而且能准确地显示微地貌(图 8)。

(3) 基于 DEM 提取的数字河网

利用 DEM 提取数字河网是 DEM 应用的一个重要方面,同时数字河网也可以作为一个有效指标综合检验 DEM 数据的质量。图 9 为青藏高原东南缘硕曲与金沙江交会处,在 Rivertools2.4 中利用 D8 方法,将原始 SRTM3 和经 1:25 万 DEM 填补后的 SRTM3 提取的数字河网进行对比。原始 SRTM3 数据由于数据空洞,会出现河流改道、提取的数字河网错误的现象,利用 1:25 万 DEM 填充后的 SRTM3 DEM 可以清晰地将空洞地区的河网信息提取出来,与实际情况相符,在高山峡谷空洞区不会像 CSI

填补的数据那样出现人为的大坝,在平原区也不会形成像 1:25 万 DEM 数据的大面积平三角,使河网发生较大的偏差。

由上述方法对比发现,利用 1:25 万 DEM 填补的 SRTM3 DEM 数据相对其他方法填补的数据质量要好,精度较高。SRTM DEM 在空洞区采用精度较好的 1:25 万 DEM 数据,充分利用后者的高山区数据填补了数据空洞,保证了数据的完整性。总之,利用 1:25 万 DEM 填补 SRTM3 数据空洞是一个可行的、填补质量较高且又经济的 SRTM3 空洞填补方法。

当然,可以利用更高精度的 1:5 万 DEM 填补

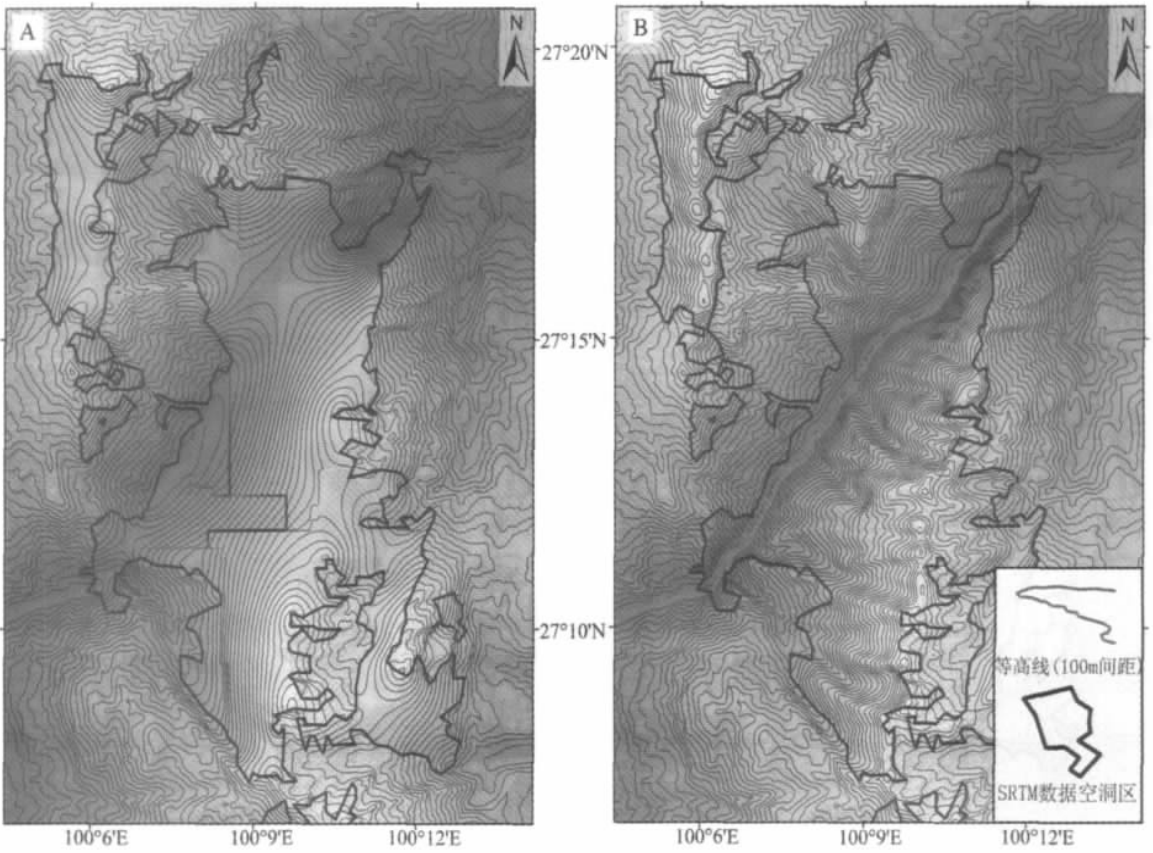


图 8 CSI-SRTM3(A)与 1:25 万 DEM 填补的 SRTM3(B)生成的等高线对比

Fig. 8 Comparison of contour lines from CSI-filled SRTM3 (A) and that filled by 1:250000 DEM (B)

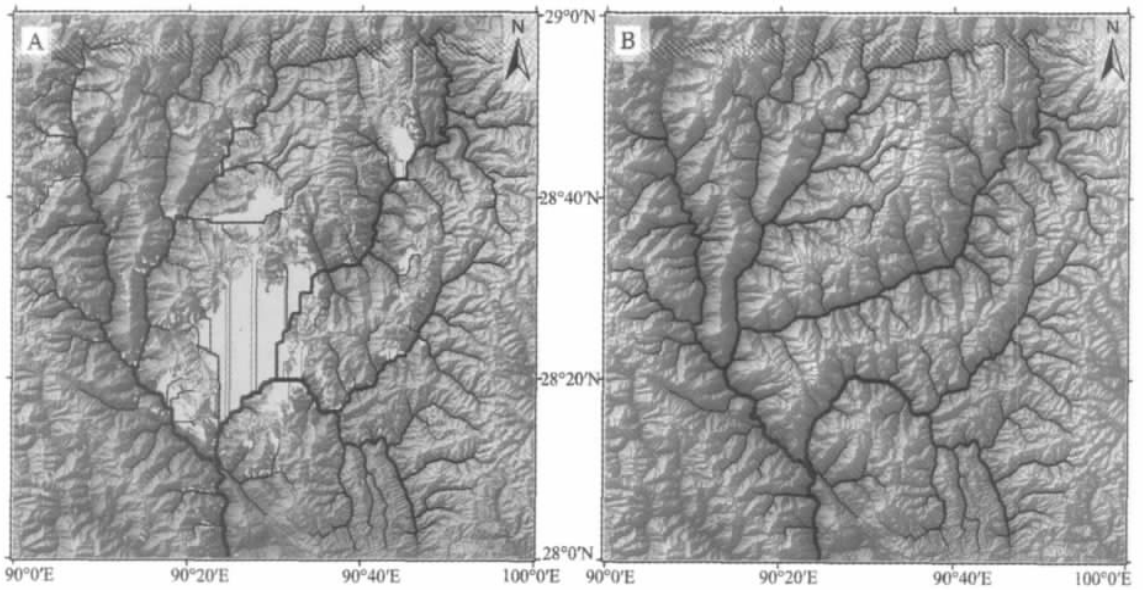


图 9 原始 SRTM3(A)与 1:25 万 DEM 填充的 SRTM3(B)生成的数字河流对比

Fig. 9 Comparison of plan-view river network generated using unedited SRTM3 data (A) and 1:250000 void-filled DEM (B)

SRM3 数据空洞。这时首先要将两者的数据转换为同一投影系与高程系,然后比较两者高程的误差,如整体差别是否在 0 值附近,如果差别大的话则需要将高程按一定的方法校正(如建立回归方程进行高程校正),然后才可以对 SRM3 数据空洞进行填补。同时我们注意到,SRM3 数据与 1:25 万 DEM 数据的高程差在高山区与山坡朝向有关,利用 1:5 万 DEM 填补 SRM3 数据空洞时,可以把高山区山坡的因素考虑进去,以提高 SRM3 空洞填补的精度与质量。对 SRM3 数据空洞填补后需要对空洞边缘数值进行平滑处理,避免 2 种数据的高程差异引起的高程不连续现象,给数据带来精度损失。

6 讨论与结论

本文在简要论述青藏高原构造地貌研究的前景、趋势和 DEM 在河流地貌研究中的重要性的基础上,指出对 DEM 的优化是定量河流地貌学和青藏高原抬升过程中构造-地表-气候耦合关系深入研究的必经之路。进而介绍了 SRM3 DEM 数据空洞产生的原因、填补空洞的方法及其填补效果,评价了 1:25 万 DEM 数据与 SRM3 数据的精度。具体如下:①构造地貌学这一新兴学科近年来发展迅速。河流侵蚀是地表侵蚀最主要的形式,河流水系记录着造山带和高原隆升丰富的信息。青藏高原是研究构造地貌学理想的实验室,利用高精度的 DEM 数据对青藏高原的河流地貌进行定量分析,对高原河流侵蚀过程的机理性研究是青藏高原构造地貌未来研究的方向。构造地貌机理性研究的深入对 DEM 数据的质量及精度要求越来越高。SRM3 是目前最好的全球尺度的 DEM 数据,然而在青藏高原周边地势起伏很大的地区,如横断山、喜马拉雅山、西昆仑山等,SRM3 经常含有大面积的数据空洞,制约其在河流地貌定量研究的中应用。②对 SRM3 大面积的数据空洞,插值算法的改进是次要的,高精度数据的参与是保证大范围数据空洞填补质量的关键。1:25 万 DEM 数据整体精度没有 SRM3 高,主要在平原区经常形成大面积的“平三角”,但高山峡谷区数据质量较好。而 SRM3 整体精度虽然在数据精度、现势性、生成河流纵剖面与数字河网方面要比 1:25 万 DEM 数据质量好,但是 1:25 万数据在高山区数据质量较好且数据完整性好,2 种数据具有很好的互补性。根据这 2 种数据的互

补性,对 SRM3 数据进行优化处理、填补数据空洞,为青藏高原河流地貌定量分析提供了高效、可靠的数据支持。

致谢:感谢张智慧、文力、周行同志在成文过程中提出的宝贵意见及建议。

参考文献

- [1]An Z, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalayan Tibetan plateau since Late Miocene times[J]. Nature, 2001,411(6833):62-66.
- [2]Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain-ranges and global climate change—chicken or egg[J]. Nature, 1990, 346(6279): 29-34.
- [3]Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate[J]. Nature, 1992,359(6391):117-122.
- [4]Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. Influence of Late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles[J]. Geology, 1988,16(7):649-653.
- [5]Ruddiman W F, Kutzbach J E. Late Cenozoic plateau uplift and climate change[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 1990,81:301-314.
- [6]李吉均,方小敏,潘保田,等.新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J].第四纪研究,2001,21(5):381-391.
- [7]施雅风,李吉均.晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化[J].地理学报,1999,54(1):10-21.
- [8]Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation[J]. Nature,2001,414:738-742.
- [9]Brozovic N, Burbank D W, Meigs A J. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya [J]. Science,1997,276 (5312):571-574.
- [10]Burbank D W, Leland J, Fielding E, et al. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas[J]. Nature,1996,379(6565):505-510.
- [11]Finnegan N J, Hallet B, Montgomery D R, et al. Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa-Gyala Peri massif, Tibet[J]. Geological Society of America Bulletin, 2008,120(1/2): 142-155.
- [12]Hurtrez J E, Sol C, Lucazeau F. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal) [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1999,24(9):799-808.
- [13]Kirby E, Whipple K X, Tang W Q, et al. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles[J]. Journal of Geophysical Research—Solid Earth, 2003,108 (B4):2217,doi:10.1029/2001JB000861.
- [14]Liu-Zeng J, Tapponnier P, Gaudemer Y, et al. Quantifying landscape differences across the Tibetan plateau: Implications for topo-

- graphic relief evolution[J]. *Journal of Geophysical Research—Earth Surface*,2008;113(F4), F04018 doi: 10.1029/2007JF000897.
- [15]Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Geology – Oblique step-wise rise and growth of the Tibet plateau[J]. *Science*,2001,294(5547): 1671–1677.
- [16]Willett S D, Hovius N, Brandon M T, et al. Introduction[C]//Willett S D, et al. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Geological Society of America Special Paper 398, Penrose Conference Series, 2006,vii–xi, doi:10.1130/2006.2398(00).
- [17]Wobus C W, Hodges K V, Whipple K X. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? [J]. *Geology*,2003,31:861–864.
- [18]刘静,丁林,曾令森,等.青藏高原典型地区的地貌量化分析——兼对高原“夷平面”的讨论[J].*地质学前沿*,2006,13(5):285–299.
- [19]潘保田,李吉均.青藏高原地面抬升证据讨论[J].*兰州大学学报(自然科学版)*,2000,36(4):100–111.
- [20]丁林,王庆隆.东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变痕迹证据[J].*科学通报*,1995,40(16):1497–1500.
- [21]钟大赉,丁林.青藏高原的隆起过程及其机制探讨[J].*中国科学(D辑)*,1996,326(4):289–295.
- [22]Burbank W D, Anderson R S. *Tectonic Geomorphology* [M]. Blackwell Science, 2001:1–274.
- [23]Finlayson D P, Montgomery D R. Modeling large-scale fluvial erosion in geographic information systems[J]. *Geomorphology*,2003,53(1/2):147–164.
- [24]Montgomery D R, Balco G, Willett S D. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes[J]. *Geology*,2001,29(7):579–582.
- [25]Pinter N, Brandon M T. How erosion builds mountains[J].*Scientific American*,1997,276(4):74–79.
- [26]Whipple K X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*,2004,32: 151–185.
- [27]Whipple K X, Tucker G E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution[J]. *Journal of Geophysical Research—Solid Earth*,2002,107(B2):2039.
- [28]Whipple K X, Tucker G E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs[J]. *Journal of Geophysical Research—Solid Earth*, 1999,104(B8):17661–17674.
- [29]Wobus C, Whipple K X, Kirby E, et al. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls[J]. *Geological Society of America*,2006,398:55–74.
- [30]Zeitler P K, Koons P O, Bishop M P, et al. Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion[J]. *Tectonics*, 2001,20(5):712–728.
- [31]李勇,Densmore A L,周荣军,等.青藏高原东缘数字高程剖面及其对晚新生代河流下切深度和下切速率的约束[J].*第四纪研究*, 2006,26(2):236–243.
- [32]刘少峰,王陶,张会平,等.数字高程模型在地表过程研究中的应用[J].*地质学前沿*,2005,12(1):303–309.
- [33]张会平,刘少峰.利用 DEM 进行地形高程剖面分析的新方法[J].*地质学前沿*,2004,11(3):226.
- [34]张会平,杨农,刘少峰,等.数字高程模型(DEM)在构造地貌研究中的应用新进展[J].*地质通报*,2006,25(6):660–669.
- [35]Howard A D. A detachment-limited model of drainage-basin evolution[J].*Water Resources Research*, 1994,30(7):2261–2285.
- [36]Farr T G, Kobrick M. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data[J]. *Amer. Geophys. Union Eos*, 2000,81:583–585.
- [37>Showstack R. Digital elevation maps produce sharper image of earth's topography[J]. *American Geophysical Union*, 2003,84(37): 363.
- [38]Falorni G, Teles V, Vivoni E R, et al. Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission[J]. *Journal of Geophysical Research—Earth Surface*, 2005,110 (F2):DOI 10.1029/2003JF000113 |UNSP F02005.
- [39]CIAT.Hole-filled seamless SRTM data [EB/OL]. [2009-01-28]. http://gisweb.ciat.cgiar.org/sig/90m_data_tropics.htm.
- [40]Dowling S, Kuuskivi T, Li X. Void fill of SRTM elevation data—principles, processes and performance [C]. *Images to Decisions: Remote Sensing Foundations for GIS Applications, ASPRS Fall Conference*, 2004: 12–14.
- [41]程璞,许才军,王华.InSAR 相位解缠算法研究[J].*大地测量与地球动力学*,2007,27(3):50–55.
- [42]陈俊勇.对 SRTM3 和 GTOPO30 地形数据质量的评估[J].*武汉大学学报(信息科学版)*,2005,30(11):941–944.
- [43]王涛,毋河海.SRTM 高程数据中空单元的内插填补[J].*测绘科学*,2006,31(3):76–77.
- [44]游松财,孙朝阳.中国区域 SRTM 90m 数字高程数据空值区域的填补方法比较[J].*地理科学进展*,2005,24(6):88–92.
- [45]Reuter H I, Nelson A, Jarvis A. An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data[J]. *International Journal of Geographical Information Science*, 2007,21:983–1008.
- [46]Luedeling E, Siebert S, Buerkert A. Filling the voids in the SRTM elevation model – A TIN-based delta surface approach[J]. *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2007,62:283–294.
- [47]阚瓊珂,朱利东,张瑞军,等.基于数据融合的 SRTM 数据空洞填补方法[J].*地理空间信息*,2007,5(3):62–64.
- [48]凌峰,王乘,张秋文.基于 ASTER 数据和空间误差分析的 SRTM 无效区域填充[J].*华中科技大学学报(自然科学版)*, 2006,34(12): 108–110.
- [49]Berthier E, Arnaud Y, Vincent C, et al. Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006,33(8):L08502, doi: 10.1029/2006GL025862.