

用于区域气候模式的地形指数空间尺度转换效果分析^{*}

雍 斌^{1**} 张万昌^{1,2} 符淙斌²

1. 南京大学国际地球系统科学研究所, 南京 210093; 2. 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候环境重点实验室, 全球变化东亚区域研究中心, 北京 100029

摘要 基于 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的区域气候模式尺度框架, 探讨了地形离散和地形平滑分别对地形指数尺度变化的影响程度; 分析了地形指数在 100 和 1000 m 栅格尺度上的统计相关性, 并给出了两者在尺度上的转换关系; 在此基础上, 阐述了区域尺度和全球尺度下地形指数尺度转换的差异. 该研究提高了地形信息在大尺度水文模型中的适用能力, 实现了区域气候模式中陆面过程的地形参数精细量化及其时空模拟尺度的转换匹配.

关键词 地形指数 区域气候模式 DEM 尺度转换

地形是一个非常重要的陆面特征因子, 它控制着流域中水的流向和流速^[1], 是气温、降水、土壤、植被等空间异质性分布的主导因素. 地形指数是流域径流源面积和地下水水位空间分布特征的近似表征^[2], 是流域水文模型的核心参数^[3,4], 是地形特征参数化的重要指标. 如何将地形参数有机地融入到区域气候模式(RCM)或大气环流模式(GCM)中, 是当前国内外学者探讨的热点问题. 随着流域水文模型空间尺度的扩展, 将地形特征参数有效整合到区域或全球气候模式中, 并利用其情景驱动场更有效地模拟和预测未来气候变化条件下大尺度水文、水资源的响应已成为可能. 例如, Stieglitz 提出了用地形指数来控制区域和全球模式中的地表水文模拟的有效方法^[5]; Chen 等利用地形指数分析了地形对于美国北方大尺度流域上水和能量年季变化的影响^[6]; Niu 等发展了一种基于地形指数的全球气候模式径流参数化方案(SIMTOP)^[7]. 这些大尺度模拟所用的地形指数都是从分辨率较低

的DEM(通常为1000 m)计算得到, 如何将该指数准确合理地调整到流域尺度(100 m左右)对提高区域模式和全球模式的水文模拟精度至关重要.

然而, GCM 模式主要是在全球尺度上进行气候模拟, 其网格大小为 $1^\circ \times 1^\circ$, 空间分辨率较低, 从而决定了它们不能很好地描述中尺度地形和地表的中、高尺度特征等区域尺度强迫对气候、水文过程模拟的影响. 与 GCM 相比, RCM 的运算网格一般在 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 左右, 能够更精确地模拟地面气候过程时空演变规律, 更好地估算陆面水文、生态、能量过程的变化^[8-10]. 本文基于区域气候模式的尺度框架, 研究了地形离散化和地形信息平滑损失分别对地形指数变化的影响程度, 分析了地形指数在 100 和 1000 m 栅格尺度上的统计相关性, 探讨了区域尺度和全球尺度下地形指数尺度转换的差异.

1 数据与方法

美国地质调查局(USGS)发布了 $30''$ (约 1000m)

2006 04 17 收稿, 2006 07 04 收修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展计划项目(批准号: 2006CB400502, 2001CB309404), 中国科学院“百人计划”择优支持项目(批准号: 8 057493)和中国科学院大气物理研究所东亚区域气候环境重点实验室开放基金资助项目

^{**} E mail: hydroland@126.com

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

精度的全球 DEM 数据^[11], 该数据很快被应用到大规模水文模型、区域气候模式和全球气候模式中。另外, 搭载于美国奋进号航天飞机的 C 波段、X 波段系统干涉雷达获得了 3''(约 100m)的 STRM-DEM 数据(即 STRM-3)^[12]。这两种精度的数据恰恰处在大尺度的区域气候模式或全球气候模式与中小尺度的流域模式的衔接位置, 因此定量分析由这两种分辨率的 DEM 计算获取的地形特征之间的差异及相关性成为地形参数在区域气候模式或全球气候模式中进行尺度匹配的关键^[1]。

本文采用的 STRM-3 数据范围为 30°—40°N, 100°—110°E(图 1), 该区域位于中国地理位置的核心, 东面是黄土高原、渭河平原和地势险峻的秦岭、大巴山脉; 南面是低平的四川盆地; 西面是海拔较高的祁连山余脉和青藏高原最东部; 北面以贺兰山为中轴分为东西两块, 分别是较为平坦的毛乌素沙地和腾格里沙漠。该区水系丰富, 地形起伏较大, 包括了山地、平原、丘陵、沙漠等主要地貌类型。

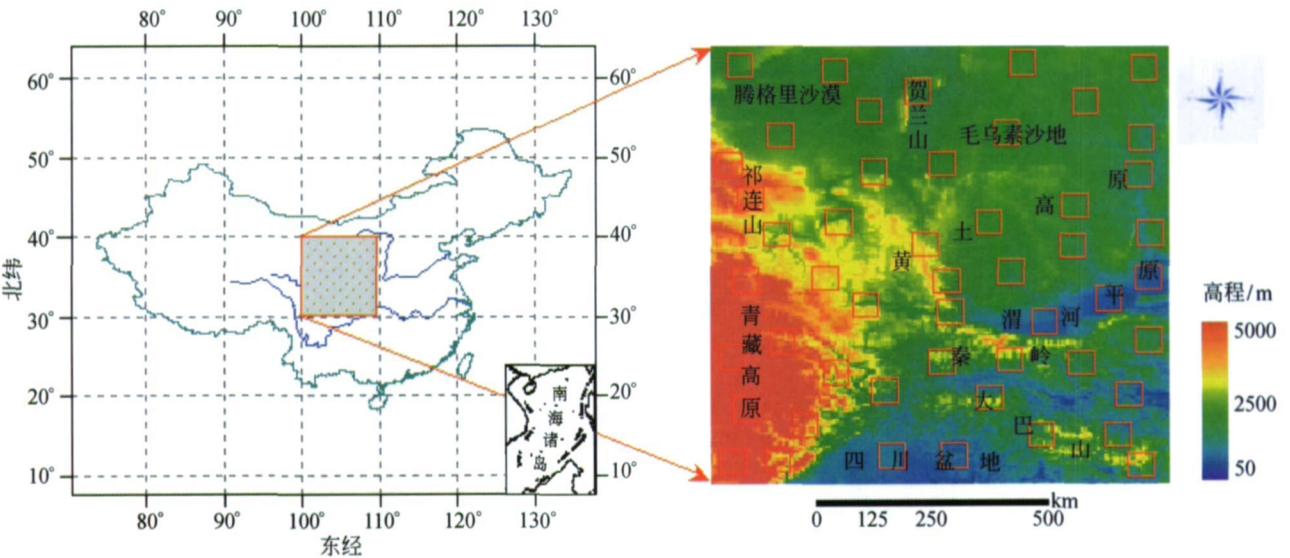


图 1 研究区地理位置及 50 个 0.5° × 0.5° 研究栅格单元在研究区 DEM 上的空间分布

本文首先对研究区域内的 STRM-3 数据进行了无缝镶嵌, 然后在该区域选取并截取了 50 个能够代表区域内各种复杂地形的 0.5° × 0.5° 研究栅格单元(每个栅格覆盖面积约 55 km × 55 km)。将每个裁剪下来的 DEM 栅格单元重采样为原始 100 m 精度 DEM; 对原始 100 m DEM 每隔 10 个点重采样一次, 生成了 1000 m DEM; 最后通过对 1000 m DEM 进行双线性内插得到了新 100 m DEM。

强了算法对异常栅格(凸凹和平坦区域栅格)的处理能力^[18]。通过在中小尺度流域上算法改进前后对比研究发现, 改进后的多流向算法计算出的地形指数均值稍高, 而方差和标准偏差则低于传统多流向算法。改进后的多流向算法在原理上更合理、计算结果也更准确。本文利用改进后的多流向算法对 50 个研究单元(0.5° × 0.5° 栅格)分别进行了原始 100 m, 1000 m 和新 100 m 三类不同 DEM 地形指数计算, 并对计算结果进行了数理统计分析。

本文的地形指数计算方法对 Quinn 等提出的多流向算法^[13, 14]进行了三点改进: (1) 利用几何锥面内切圆算法^[15]对流动累积分配中的有效等高线长度进行了精确计算, 弥补了传统多流向算法对有效等高线主观估计的缺陷^[13, 16]。主方向上有效等高线权重确定为 0.577, 对角方向为 0.379; (2) 改进了传统的地形指数中单位等高线汇流面积 α 的计算公式^[17]; (3) 增

2 分析与讨论

2.1 3 种典型特征地形的离散化及平滑影响

Gallant 等将 DEM 空间分辨率的变化对地形特征产生的影响归结为: 同一地表被离散为不同数量

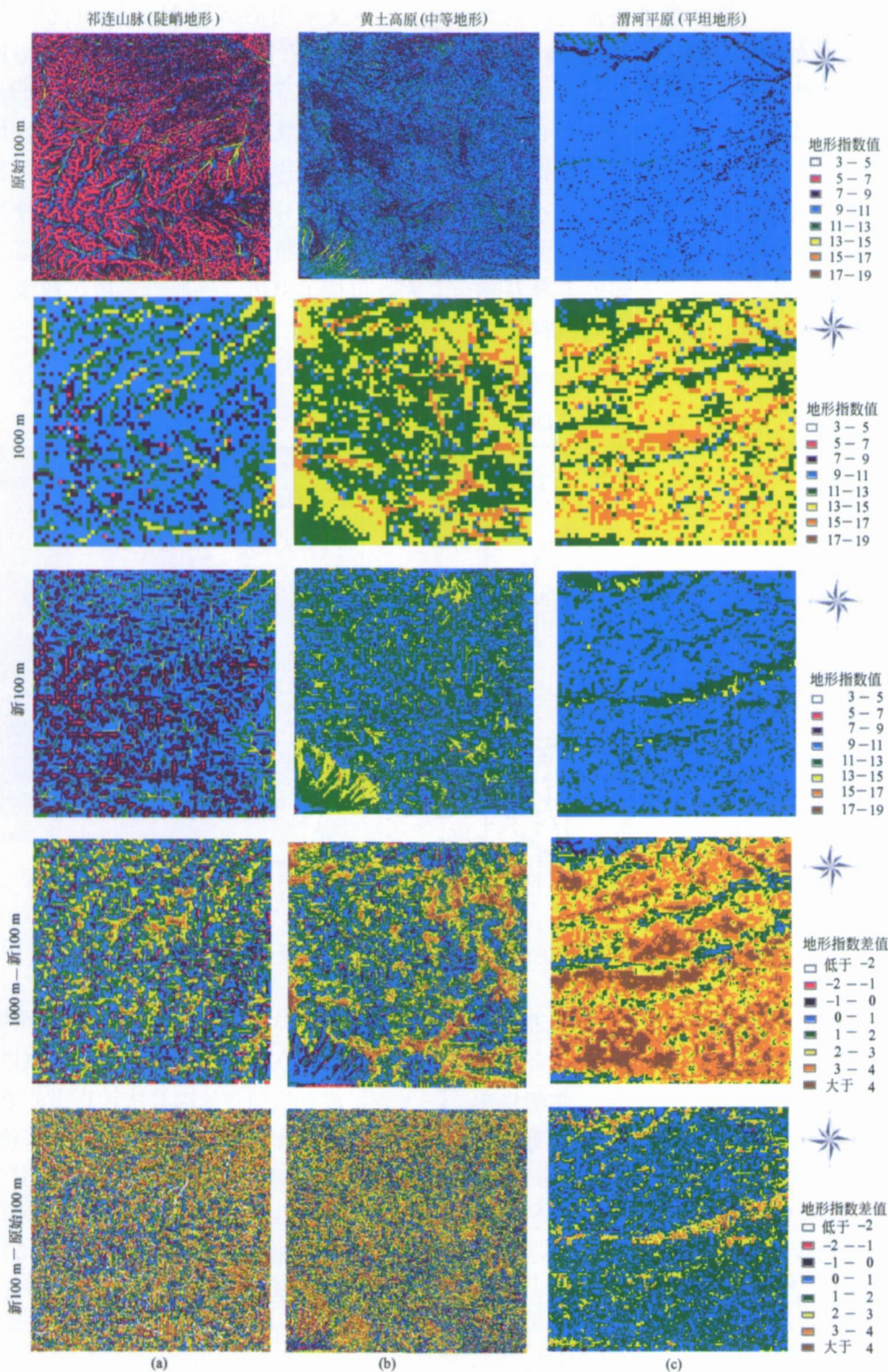


图 2 由原始 100 m、1000 m、新 100 m 三种不同 DEM 计算出的陡峭、中等、平坦三种典型地形特征的地形指数空间分布图及地形指数差值分布图

(其中 1000 m 由原始 100 m 重采样得到, 新 100 m 由 1000 m 双线性内插得到)

(a) 陡峭地形特征的祁连山脉的不同 DEM 计算出的地形指数空间分布图及地形指数差值分布图; (b) 中等地形特征的黄土高原的不同 DEM 计算出的地形指数空间分布图及地形指数差值分布图; (c) 平坦地形特征的渭河平原的不同 DEM 计算出的地形指数空间分布图及地形指数差值分布图

的栅格造成地形离散化的影响; 以及使用粗糙 DEM 引起地形细节信息丢失的地形平滑影响¹⁹. 根据地形离散平滑理论, 本研究中 1000 m 与原始 100 m 数据间的差异是地形离散及平滑的共同影响所导致的; 由 1000 m 内插到新 100 m 没有引起地形信息丢失, 它们之间的差异仅由地形离散化所致; 而新 100 m 和原始 100 m 数据的栅格大小一样, 空间离散度相同, 因此两者的不同仅仅是平滑所引起地形信息丢失. 因此, 在区域尺度下 DEM 精度变化对于地形特征的影响就可以从这 3 种 DEM 数据计算出的地形参数的对比中反映出来.

本文首先在裁剪出的 50 个研究单元中选取了 3 个代表性地形特征区域: 陡峭的祁连山区、地形起伏比较适中的黄土高原以及平坦空旷的渭河平原(图 2). 然后分别对这 3 种典型地形的原始 100 m DEM 进行重采样, 得到了采样后的 1000 m DEM, 再对 1000 m 数据进行内插得到新 100 m DEM, 最后基于这 3 种 DEM 数据采用改进后的多流向算法分别计算出 3 种地形研究单元的地形指数空间分布图. 由图 2 可以看出, 3 种 DEM 数据计算出的陡峭区地形指数总体上明显要小于中等区和平坦区, 中等区也明显小于平坦区; 将原始 100 m 和新 100 m 地形指数图比较可以发现它们在平坦区差异不大, 陡峭区则差异很大, 这说明陡峭区地形起伏大、地形信息丰富, 因而平滑后造成的地形信息丢失严重, 这种区域平滑效应很可能是导致不同尺度地形特征差异的主导因素.

进一步分析, 由于 1000 m 与新 100 m DEM 计算出的地形指数差异可以反映地形离散化对地形特征变化的影响, 而新 100 m 与原始 100 m 地形指数差异是由平滑地形信息丢失所造成的. 为了直观对比不同地形特征条件下离散化及平滑效应的程度, 本文将陡峭、中等、平坦 3 种典型地形的 1000 m 地形指数空间分布图双线性内插为 100 m, 再与新得到的具有相同空间尺度的 100 m 地形指数图直接进行图层间的减运算, 就可得到由地形离散化导致的不同尺度地形指数差值空间分布图. 从图 2 中的 1000 m—新 100 m 组图以及新 100 m—原始 100 m 组图可以看出平坦区的地形离散度明显要高于平滑效应程度, 而陡峭区平滑效应则强于地形离散, 地形起伏不大的黄土高原地形离散和平滑几乎持平.

因此, 地形离散和平滑对不同精度 DEM 所计算出的地形指数空间分布差异的贡献与地形起伏信息有对应关系. Wolock 等认为由 100 m 与 1000 m DEM 计算得到的地形特征差异主要是由地形离散所导致的(地形离散约占四分之三, 平滑效应约占四分之一)^[1], 该结论有其局限性, 它只能在全美 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ GCM 网格下适用. 如果网格大小降到区域尺度($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$), 则地形离散影响将降低, 而平滑效应将相应显著增加. 对于一些地形陡峭的网格, 其地形离散可能不再占主导地位, 地形平滑所引起的信息丢失可能会成为地形特征尺度差异的主要原因; 而且全美地形并不能代表世界其他国家的地形特征; 此外, 地形特征参数计算方法的不同也会影响地形离散和平滑在地形特征尺度差异中的份额. 在地形特征参数的尺度转换过程中应该考虑和分析这些因素的影响程度.

2.2 100 m 和 1000 m 地形指数均值相关性

对研究区域 50 个 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 网格研究单元处理得到了原始 100m, 1000m, 新 100m DEM 各 50 幅数字地形图. 然后对这 150 幅 DEM 进行了地形指数计算, 经统计分析得到了每个研究栅格单元地形指数均值统计表(表 1 中原始 100 m 最小值指 50 幅原始 100 m DEM 计算得到的地形指数最小值的平均, 其他依此类推). 表 1 表明 1000 m 地形指数的最小值、最大值、平均值、方差 4 种均值大于新 100 m, 而新 100 m 的值均大于原始 100 m.

表 1 由 3 种 DEM 数据计算出的 50 个研究单元地形指数均值统计值

DEM 数据类型	最小值	最大值	平均值	方差
原始 100 m	7.43	9.69	8.25	0.72
1000 m	9.39	13.91	11.12	1.34
新 100 m	8.56	11.26	9.79	0.77

对 50 个研究栅格单元的实验数据初步分析得知原始 100 m、1000 m、新 100 m 3 种地形指数的平均值存在统计相关性. 本文采用 Pearson 相关系数双侧检验方法分析这 3 种地形指数均值间的相关关系(如表 2 所示), 结果表明: λ_{100} 与 λ_{1000} 的 Pearson 相关系数 R 为 0.957; λ_{100} 与 $\lambda_{new 100}$ 为 0.937; λ_{1000} 与 $\lambda_{new 100}$ 为 0.946. 可见 λ_{100} 与 λ_{1000} 之间的相关性最强, 这种强统计相关性是全球模式和区域模式地形指数

均值进行尺度转换的关键所在。

表 2 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 区域网格尺度下原始 100 m, 1000 m 新 100 m DEM 计算的地形指数均值 Pearson 相关系数双侧检验^{a)}

	λ_{100}	λ_{1000}	$\lambda_{new\ 100}$
λ_{100}	1	0.957	0.937
λ_{1000}	0.957	1	0.946
$\lambda_{new\ 100}$	0.937	0.946	1

a) λ_{100} 表示原始 100 m 地形指数均值; λ_{1000} 表示 1000 m 均值;

$\lambda_{new\ 100}$ 表示新 100 m 均值

基于以上相关分析, 本文对 50 个研究栅格单元的原始 100 m 和 1000 m 地形指数均值进行回归分

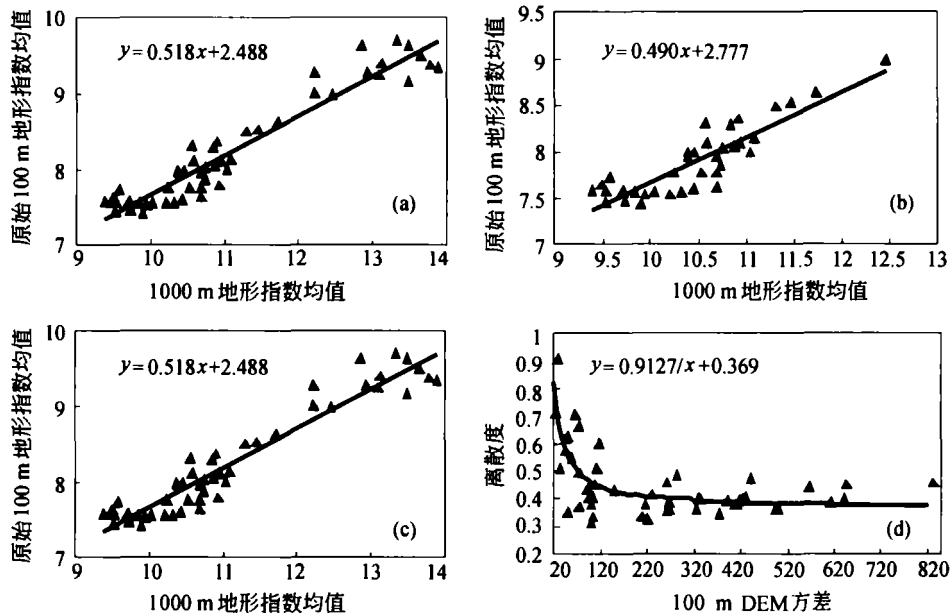


图 3 100 m 和 1000 m 地形指数均值空间分布拟合图及 100 m DEM 方差与离散度对应分布图

- (a) 50 个研究网格的 100 m 和 1000 m 地形指数均值分布图; (b) 37 个陡峭区网格的 100 m 和 1000 m 地形指数均值分布图;
(c) 13 个平缓区网格的 100 m 和 1000 m 地形指数均值分布图; (d) 50 个研究网格的 100 m DEM 方差和离散度对应分布图

分析结果表明, 在 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 区域网格尺度下原始 100 m 和 1000 m 的地形指数均值可以很好拟合(如表 3 所示), 公式(1)对 50 个研究单元的原始 100 m 和 1000 m 地形指数线性拟合的相关系数 R^2 为 0.916, 假设检验的 F 值为 520.91(远大于 1), P 值小于 0.01, 可见该公式拟合效果相当好. 图 3(b)和图 3(c)则是对地形起伏较大和地形平坦两种极端情况的拟合, 拟合的相关系数低于图 3(a), 拟合公式的斜率和截距与图 3(a)的相对误差不大, 这就证明了公式(1)具有较强的局部适用性. 而区域模

式实际模拟研究区一般都处于两种极端地形之间, 区域尺度网格中公式(1)可以较好地进行 1000 m 到 100 m DEM 的地形指数降尺度转换, 这是将地形参数引入区域气候模式进行流域尺度陆面过程模拟的重要公式. 由于 DEM 的方差对研究单元的地形陡峭、平缓程度具有一定的反映能力, 而地形离散化和平滑影响作用是随地形特点变化而变化的, 因此本文对原始 100 m DEM 的方差和研究单元离散度进行了相关分析.

$$\lambda_{100} = 0.518\lambda_{1000} + 2.488. \quad (1)$$

析(如图 3(a)所示). 同时为了检验拟合公式在不同地形区域的局部适用程度, 本文以原始 100 m DEM 的方差大于或小于 100 为分类标准, 将 50 个研究单元分为地形起伏较大(37 个方差大于 100 的研究单元)和地形较为平缓(13 个方差小于 100 的研究单元)的两个数据集. 然后分别对这两个数据集进行了同样的散点趋势线拟合分析(如图 3(b)、图 3(c)所示).

表 3 100 m 和 1000 m 地形指数均值及 100 m DEM 方差和离散度的相关性分析表^{a)}

图 3 中分图号	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²	<i>F</i>	<i>P</i>
(a)	0.518	2.488	0.916	520.91	< 0.01
(b)	0.490	2.777	0.780	123.819	< 0.01
(c)	0.478	3.029	0.648	20.226	0.01
(d)	9.127	0.369	0.530	54.046	< 0.01

a) (a)、(b)、(c)的拟合公式为 $y = ax + b$; (d) 为 $y = a/x + b$

$$d = \frac{\lambda_{1000} - \lambda_{new100}}{(\lambda_{1000} - \lambda_{new1000}) + (\lambda_{new100} - \lambda_{100})} \quad (2)$$

公式(2)为地形离散度计算公式,其中 *d* 为研究栅格单元的地形指数均值离散度(其他参数同表 2 注)。

$$d = \frac{\lambda_{1000} - \lambda_{new100}}{\lambda_{1000} - \lambda_{100}} \quad (3)$$

公式(3)为离散度计算简化公式。相关拟合分析表明原始 100 m DEM 的方差与研究单元的离散度没有强统计相关性,但整体上具有一定的反比关系(图 3(d))。可见地形陡峭区域的 DEM 方差大于平坦区域,其地形离散度则小于平坦区域。当 DEM 方差大于 100 左右,大部分研究单元的离散度小于 50%,这说明此时该研究单元的地形离散化弱于平滑影响,平滑效应所引起地形信息丢失成为不同尺度的地形指数差异的主要原因。当然以上均是在 0.5°×0.5° 区域尺度网格下得到的结论,对 1°×1° GCM 尺度网格不适用。

2.3 两种尺度网格下地形指数尺度转换差异对比

本文分析 0.5°×0.5° 区域尺度网格下地形指数 100 m 和 1000 m 尺度转换特性,得到了与 1°×1° GCMs 尺度网格相似的结论,但也有不同之处。首先,由 1000 m 地形指数均值估算 100 m 的公式不同,地形离散和平滑影响在两种研究单元上明显不同。1000 m 与新 100 m 地形指数平均值差为 1.33,新 100 m 与原始 100 m 均值差为 1.54(如表 1 所示),而在研究单元网格为 1°×1°,地形相对平坦一些的全美大陆上采用单流向 D8 算法得到的地形指数平均差值为 1.87 和 0.6^[1]。这恰恰与 Wolock 研究得出的,随着长度尺度特性的降低,坡度特性变陡则

地形离散影响将降低,而地形平滑影响将上升的观点是一致的^[1]。0.5°×0.5° 网格下离散度均值为 46.34%,1°×1° 网格下离散度均值为 75.71%。也就是说区域尺度下 100 m 和 1000 m 地形指数均值差异离散和平滑影响相差程度不大,几乎各占一半,而全球尺度下地形离散影响占四分之三左右,为地形特征参数差异的主要因素,而平滑影响只占四分之一左右。

3 结论

本文表明由不同精度的 DEM 计算得到的地形指数空间分布是不同的,随 DEM 精度的降低(例如由 100 m 到 1000 m)地形指数均值将增加,这与先前的研究结论是一致的^[13, 14, 16, 20-24]。同时本文分析了导致这种变化的两个原因:地形离散和平滑效应。同时发现,在 0.5°×0.5° 区域尺度网格下,两种作用影响程度差不多。随着研究网格尺寸的增加,地形离散将逐渐占据主导地位,平滑影响程度将降低。另外研究区域的地形越平缓,地形离散度将上升,平滑引起地形信息丢失越少;研究区地形越陡峭,离散影响将降低,平滑效应将逐渐显著。利用 100 m 和 1000 m 地形指数均值之间具有的强统计线性相关性,得到了在 0.5°×0.5° 网格中两者的转换关系。这样在区域模式陆面过程模拟中就可以用较为粗糙的大尺度地形特征数据推导出流域尺度地形参数均值,这对于区域模式中大尺度水文模拟更精确地考虑地形信息具有重要应用价值。

致谢 本研究得到了南京大学国际地球系统科学研究所陈艳华硕士、刘传胜、赵登忠博士以及中国科学院大气物理研究所东亚中心曹丽娟博士在数据处理上的支持和帮助,在此向他们致以深深的感谢。

参 考 文 献

- 1 Wolock DM, McCabe GJ. Differences in topographic characteristics computed from 100- and 1000 m resolution digital elevation model data. *Hydrological Processes*, 2000, 14: 987-1002
- 2 Moore ID, Grayson RB, Ladson AR. Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, 1991, 5: 3-30
- 3 Beven KJ, Kirkby M J. A physically based, variable contributing

- area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, 1979, 24: 43—69
- 4 Beven KJ, Kirkby MJ, Schofield N, et al. Testing a physically based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U. K. catchment. *Journal of Hydrology*, 1984, 69: 119—143
 - 5 Stieglitz M, Rind D, Famiglietti J, et al. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global modeling. *Journal of Climate*, 1997, 10: 118—137
 - 6 Chen J, Kumar P. Topographic influence on the seasonal and inter annual variation of water and energy balance of basins in North America. *Journal of Climate*, 2001, 14: 1989—2014
 - 7 Niu GY, Yang ZL. A simple TOPMODEL based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110: D21106
 - 8 王守荣, 黄荣辉, 丁一汇, 等. 水文模式 DHSVM 与区域气候模式 RegCM 2/China 的嵌套模拟试验. *气象学报*, 2002, 60(4): 421—427
 - 9 叶笃正, 符淙斌, 董文杰, 等. 全球变化科学领域的若干研究进展. *大气科学*, 2003, 27(4): 435—450
 - 10 Wu J, Jiang WM, Fu CB, et al. Simulation of the radiative effect of black carbon aerosols and the regional climate responses over China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2004, 21(4): 637—649
 - 11 USGS. Earth Resources Observation and Science. <http://edc.usgs.gov/products/elevation.html> [2006 02 21]
 - 12 Rabus B, Eineder M, Roth A, et al. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 2003, 57: 241—262
 - 13 Quinn P, Beven KJ, Planchon O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 1991, 5(1): 59—79
 - 14 Quinn P, Beven KJ, Lamb R. The $\ln(\alpha/\tan\beta)$ index: How to calculate it and how to use it in the TOPMODEL framework. *Hydrological Processes*, 1994, 9: 161—185
 - 15 Giuseppe M, Aurella S. Information content theory for the estimation of the topographic index distribution used in TOPMODEL. *Hydrological Processes*, 1997, 11: 1099—1114
 - 16 Wolock DM, Gregory J, McCabe J. Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resource Research*, 1995, 31(5): 1315—1324
 - 17 孔凡哲, 芮孝芳. TOPMODEL 中地形指数计算方法的探讨. *水科学进展*, 2003, 13(1): 41—45
 - 18 Beven KJ, Quinn P, Lamb R, et al. TOPMODEL and GRIDA TB. A users guide to the distribution versions(94.01). Technical Report TR110/94. Lancaster, England; 1994
 - 19 Gallant JC, Hutchinson MF. Towards an understanding of landscape scale and structure. http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA_FE_CD_ROM/sf_papers/gallant_john/paper.html [2006 03 29]
 - 20 Beven KJ. TOPMODEL: A critique. *Hydrological Processes*, 1997, 11: 1069—1085
 - 21 Hutchinson MF, Dowling TI. A continental hydrological assessment of a new grid based digital elevation model of Australia. *Hydrological Processes*, 1991, 5: 1523—1527
 - 22 Jenson SK, Domingue JO. Extracting topographic structure from digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1991, 5: 31—44
 - 23 Panuska JC, Moore ID, Kramer LA. Terrain analysis: Integration into the agriculture non point source (AGNPS) pollution model. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1991, 46: 59—64
 - 24 Wolock DM, Price CV. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography based watershed model. *Water Resources Research*, 1994, 30: 1665—1680