中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 11 期: 1627 ~ 1635
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

河流裂点的发育及其溯源迁移: 以鸭绿江-望天鹅火山区为例

张会平*, 张培震, 樊祺诚

中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029
* E-mail: huiping@ies.ac.cn

收到日期: 2010-09-27; 接受日期: 2011-03-15
国家自然科学基金(批准号: 40702028, 41030317)和地震动力学国家重点实验室自主研究课题(编号: LED2009A06, LED2008A02)资助

摘要 利用数字高程模型(Digital Elevation Model)和数值模拟方法, 系统地研究中国东北部鸭绿江上游-望天鹅火山区河流裂点的空间分布特征, 构建了裂点溯源迁移模型(Knickpoint Celerity Model), 定量地计算裂点溯源迁移速率与流域面积之间的关系. 研究结果表明, 裂点溯源迁移模型中侵蚀系数 K 为 1.32×10^{-8}, 而流域面积指数 m 为 0.69; 模拟裂点与实际裂点分布的误差分析表明, 二者之间具有较好的一致性; 研究区各水系内部裂点的起始溯源迁移速度主要为 1~10 mm/a, 现今的迁移速率主体为 1~6 mm/a. 研究结果与日本阿苏火山(Aso Volcano) 和房总半岛(Boso Peninsula)火山具有可对比性. 本研究为今后深入研究鸭绿江-望天鹅火山区的地貌演化过程提供了基础数据.

关键词
鸭绿江-望天鹅火山区
裂点
溯源迁移模型
地貌演化

均衡条件下, 由于河流坡度随着向下游流域面积的不断增大而逐渐减小, 因此, 河流纵剖面就会表现为相对比较平滑, 并呈现为下凹的形态[1]. 一旦这一均衡状态被打破, 那么河流系统就会处于一种瞬态的不均衡状态[1]. 在河流纵剖面形态上, 河流裂点的发育是瞬态不均衡地貌系统最为典型的特征之一[2]. 均衡状态下本应呈现的平滑下凹河流纵剖面往往广泛分布有上凸的纵剖面异常部位, 裂点上下, 河流坡度往往表现为快速的由小变大[1,3,4]. 河流裂点的发育往往受控于流域盆地区岩性的差异[5], 以及差异性的构造抬升(逆断层、正断层)[6]或者海平面变化和河流袭夺而引起的侵蚀基准下降[3,4,7]. 裂点形成后, 由于河流纵剖面处于瞬态不均衡状态, 因此裂点会伴随河流纵剖面的不断向均衡状态调整而持续向上游迁移, 同时控制了整个裂点发育处谷地(包括边坡和河道自身)的侵蚀过程[1]. 因此, 河流裂点向上游的不断溯源迁移, 以及裂点发育处河流的下切过程就成为理解相应地貌单元地表过程的重要依据[1].

下游侵蚀基准的下降在活动火山区表现也很明显[8,9]. 在活动火山发育地区, 火山熔岩向外不断扩散并形成大面积的平缓台地, 后期台地上开始发育支流水系, 相对于先期主河道而言, 火山熔岩的沉积过程抬高了支流水系, 从而降低了支流的侵蚀基准, 因此提供了有利于支流水系内部发育裂点的有利条件. 由于活动火山区测年的可靠性, 同活动造山带地区的河流裂点发育相比较, 活动火山区的裂点研究

英文引用格式: Zhang H P, Zhang P Z, Fan Q C. Initiation and recession of the fluvial knickpoints: A case study from the Yalu River-Wangtian'e volcanic region, northeastern China. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 1746–1753, doi: 10.1007/s11430-011-4254-6

因为具有可靠的年代标尺而存在较强的优势. 中国东北部鸭绿江-望天鹅火山区广泛发育相对平缓的大面积熔岩台地[10,11](图 1), 火山区广泛发育裂点瀑布群, 瀑布群地区河流深切割, 形成典型的火山侵蚀地貌. 然而, 由于野外地质调查的难度和裂点溯源迁移极其缓慢[8,9]而带来的原地监测难度, 因此一直以来没有涉及鸭绿江-望天鹅火山区河流裂点的空间分布特征及其迁移速率的相关研究.

正因如此, 我们尝试利用数字高程模型(Digital Elevation Model)[12]和数值模拟方法, 首先确定鸭绿江-望天鹅火山区河流裂点的分布, 同时构建了裂点溯源迁移模型(Knickpoint Celerity Model), 进而定量了裂点溯源迁移速率与流域面积之间的关系, 为后期深入进行鸭绿江-望天鹅火山区的地貌演化过程提供基础数据. 同时考虑到河流裂点和河道作为流域盆地区侵蚀过程的重要边界条件, 我们的研究也将为后期研究不同构造、气候背景条件下(如天山造山带, 祁连山造山带, 贺兰山-银川盆地以及吕梁山-汾河裂谷等地区)河流裂点的发育和溯源迁移过程研究, 以及为深入探讨地表过程如何响应构造和气候外动力提供重要依据.

1 区域地貌特征

鸭绿江-望天鹅火山区位于靠近中朝边境, 我国境内, 是我国典型的晚新生代火山群之一[10,11,13,14]. 火山区位于长白山天池火山南约 30 km 处, 主峰海拔约 2050 m. 火山区发育大面积平缓的熔岩台地(图 1), 台地面向北延伸和长白山火山区连为一体, 向西、西南一直延伸至鸭绿江河谷地区, 台地面向东, 主体与胞台山火山的台地面相连. 火山岩在我国境内东西长约 100 km, 南北宽近 50 km, 分布面积近 4000 km^2. 望天鹅火山活动时代介于上新世-早更新世[10,12], 早期造盾钾质粗面玄武岩覆盖于中生代花岗岩之上, 玄武岩底部年龄约为 4.8 Ma, 顶面主体年龄约为 2.8~2.9 Ma[14].

围绕望天鹅火山口, 四周水系呈现典型的放射状分布, 水流长期的侵蚀切割作用使得环绕火山锥体地区, 沟谷深长, 有的锥体部分已被强烈切割成塔林状. 地貌特征显示, 由于鸭绿江水系的深切割作用, 望天鹅火山东南侧台地面破坏程度较西侧和北侧要严重(图 1). 显然, 这一地貌发育特征明显受控于火

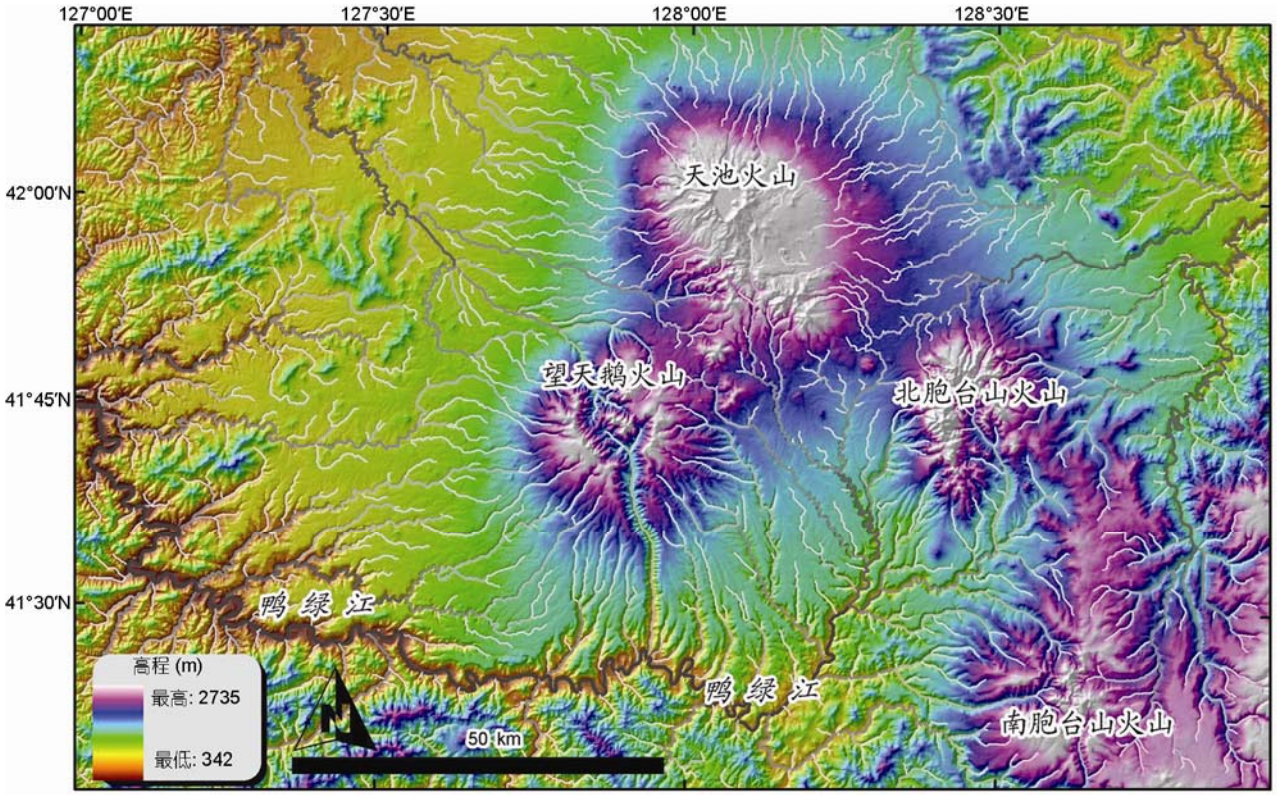


图 1　鸭绿江-望天鹅火山区地貌发育特征

山造盾后, 相对于早期鸭绿江水系主河道, 其支流水系的侵蚀基准被抬高, 而后开始发育熔岩台地面与鸭绿江交接处的支流水系裂点, 随着裂点的溯源迁移, 早期类似于火山区西侧和北侧平缓的熔岩台地面被广泛侵蚀下切, 因此也就形成了现今火山区的差异地貌特征.

2　裂点溯源迁移模型

基岩河道(bedrock channel)的发育和演化能够记录河流的下切过程[1]. 近些年来, 河流水力侵蚀模型(stream-power incision model)被广泛的应用于探讨基岩河道下切速率以及河流地貌演化[1,5,7,15], 其数学表达[13~15]为

$$E= KA^mS^n, \tag{1}$$

其中 E 为河流下切侵蚀速率, K 为侵蚀系数, A 为河道上游的流域面积, S 为河道坡度, m 与 n 为常数(与流域盆地水文和侵蚀过程相关).

通常情况下, 河流水力侵蚀模型也被表达为[15~18]:

$$S= (U/K)^{1/n}A^{-m/n}, \tag{2}$$

令 $\theta= m/n$, $k_s=(U/K)^{1/n}$, 那么

$$S=k_sA^{-\theta}, \tag{3}$$

这里, 参数 θ 为均衡河道纵剖面的下凹程度指数(concavity index, 介于 0.3~1.2 之间[1]), 而 k_s 则为均衡河道纵剖面的陡峭指数(steepness index).

如公式(1)所示, 大量室内实验和野外观测表明, 当河流侵蚀过程主要为拔蚀作用(plucking, 意为沿软弱带整块被侵蚀及搬运, 冰川侵蚀搬运作用过程最为典型)时, 坡度指数 $n=1$[19,20]. 对于鸭绿江-望天鹅火山熔岩台地区, 由于玄武岩柱状节理广泛发育[10,11,13], 玄武岩砾石在河道内部广泛发育, 可以推断河流的侵蚀搬运过程主要为冲蚀(plucking)作用. 因此,

$$\mathrm{d}z/\mathrm{d}t=KA^mS=KA^m(\mathrm{d}z/\mathrm{d}x). \tag{4}$$

进一步简化公式则可以得到

$$\mathrm{d}x/\mathrm{d}t= KA^m, \tag{5}$$

式中 $\mathrm{d}x/\mathrm{d}t$ 为河流裂点的溯源迁移速率(单位: m/a), A 为上游的流域面积(单位: m^2), 而 K 和 m 为常数, 同公式(1)和(2).

由公式(5)可以看出, 除河流系统自身的水力条件外(K, m), 河流裂点的溯源迁移速率主要受控于上游的流域面积(A). 河流流域面积可以通过数字高程模型(DEM)分析获得. 因此, 如果需要定量得到裂点的溯源迁移速率, 侵蚀系数 K 和流域面积指数 m 必须通过另外的方法获得, 我们将在后面方法部分详细阐述.

3　研究方法

3.1　裂点的识别

在河流纵剖面上, 河流裂点主要表现为上凸异常部位, 而相应地裂点上下河道坡度则表现为快速的由小变大(图 2(a))[1,20]. 由公式(3)所知, 对于均衡河流纵剖面形态, 在坡度-流域面积 S-A 双对数图解中, 公式(3)应为斜率为$-\theta$、截距为 $\log(k_s)$的一条直线[1,15,17,20,21](图 2(b)). 相应的, 如果对应河流坡度变大的异常区域, 双对数图解中, 高坡度 S 值应位于直线的上方(图 2(b)). 因此, 通过在 S-A 双对数图解中确定高位 S 值所对应的河流纵剖面位置(图 2(b)), 并配合直观的河流纵剖面形态分析(图 2(a)), 就可以很好地确定河流纵剖面裂点的空间位置.

为了探讨和分析鸭绿江-望天鹅火山区河流裂点的分布和发育特征, 研究共选取了源头位于望天鹅火山南部台地面上的 23 条鸭绿江支流, 以~90 m SRTM-DEM 为基础数据, 首先提取了支流河流纵剖面(图 3(a)). 同时计算了河流纵剖面的典型地貌参数, 如河流距鸭绿江主河道的距离, 距分水岭(流域内最高点)的距离, 上游流域面积等等. 同时, 利用提取的河流坡度和流域面积建立了相应支流的 S-A 双对数图解(图 3(b)), 配合河流纵剖面形态(图 3(a)), 最终确定了鸭绿江-望天鹅火山区河流裂点的空间分布(图 3(a), 4).

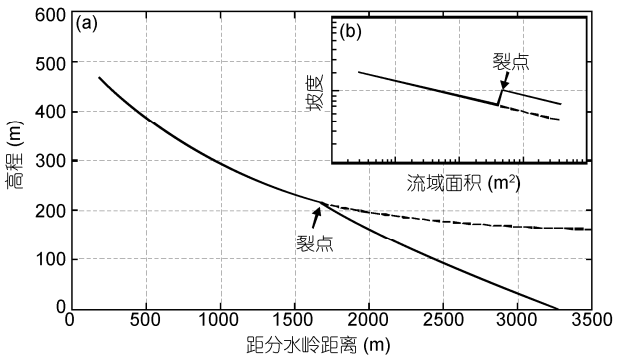


图 2　典型水系河流纵剖面形态(a)及其 S-A 双对数图解(b)

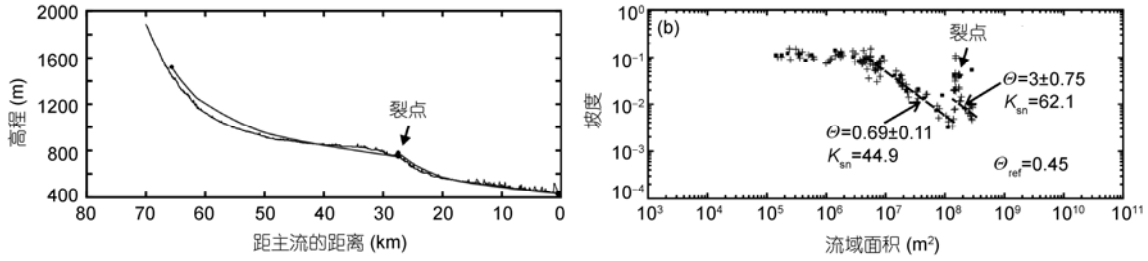


图 3　鸭绿江 1# 支流水系河流纵剖面形态(a)及其 *S-A* 双对数图解(b)

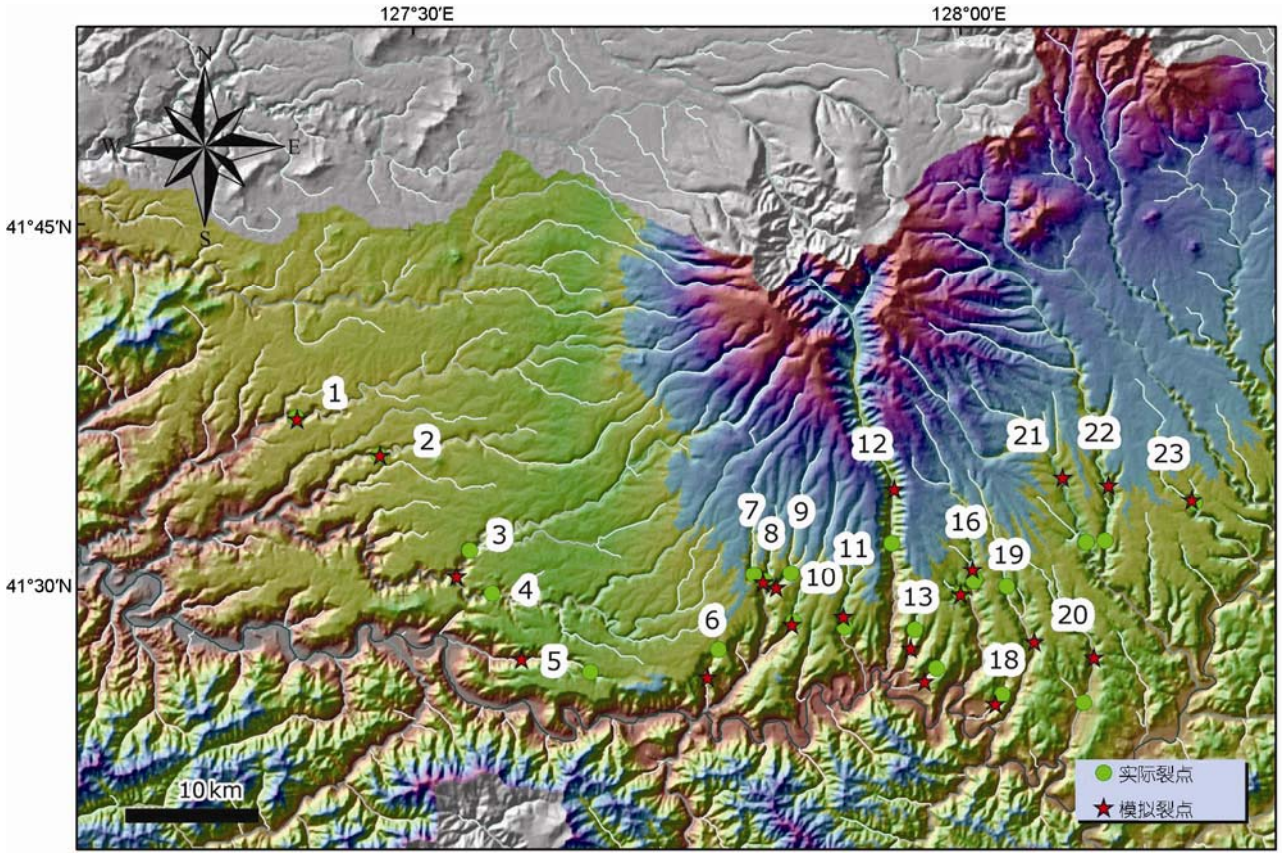


图 4　实际裂点与模拟裂点的空间分布特征

3.2　*K* 和 *m* 的确定

相关野外分析和室内水槽实验证实, 流域面积指数 *m* 介于 0.2~1.3 之间[1, 17], 而侵蚀系数 *K* 则为 10^{-12}~10^{-4} 之间[19]. 为了限定裂点溯源迁移模型中的参数 *K* 和 *m*, 我们选择穷举搜索(exhaustive search)方法, 线性插值得到 30 个 *m* 值, 300 个 *K* 值, 共 9000 种 *K* 和 *m* 组合. 通过穷举不同的 *K* 和 *m* 组合, 我们首先确定对应于每个像元所在位置的裂点溯源迁移速度, 接着再计算裂点通过每个像元时所需要的时间. 当然, 这里通过每个像元的距离并不单纯是数字高程模型数据单一像元的大小, 有些部位的水系是斜穿流出像元的. 在计算出裂点通过下游像元, 进入上游像元所需的累积时间之后, 显然, 我们需要另外一个边界条件来限定裂点的溯源迁移, 那就是裂点迁移的总时间. 考虑到熔岩台地要先发育外围, 即靠近鸭绿江一侧, 然后随造盾阶段熔岩不断向内侧迁移, 而望天鹅火山区熔岩台地顶面主体年龄约为 2.8~2.9 Ma[14], 同时裂点的形成要略先于地貌面的发育, 因此我们最终决定望天鹅火山熔岩台地区河流溯源侵蚀的起始时间为 3.0 Ma. 因此, 在实际裂点模

拟计算时, 当裂点迁移的总时间达到 3.0 Ma, 记录不同的 K 和 m 组合确定的河流裂点的分布, 然后同实际裂点的位置进行对比(图 4), 计算二者的距离差值. 以此为基础, 我们选择对应 23 条河流模拟和实际裂点位置距离差的平方和, 求取使得平方和最小的 K 和 m 组合为最佳值. 最终分析确定侵蚀系数 K 为 1.32×10^{-8}, 而流域面积指数 m 为 0.69(图 5).

4　结果与讨论

4.1　裂点发育及分布特征

前文我们讨论到, 河流裂点的发育除受差异性构造抬升(断裂差异运动)控制外, 同时还会因为河流水系流经区不同岩性的抗侵蚀能力不同而形成. 例如, 新生代松散沉积地层与前新生代基岩直接的接触界限, 或者是同时代地层风化程度存在差异的地区等等. 然而对于望天鹅火山区, 火山台地面主要由玄武岩组成[10,11,13,14], 岩石成分相对单一, 因此可以排除岩性差异控制了研究区裂点的发育的可能性. 另外从地貌发育特征看, 火山区水系表现为典型的放射状特征, 且台地面地形发育连续(图 1, 4), 并无明显断裂改造, 断错的迹象, 因此, 也就初步排除了断裂差异运动形成裂点的可能性.

通过河流纵剖面识别的裂点中(图 4), 裂点分布高程大部分位于 800~1000 m(图 6(a)), 而对于 1#~3# 裂点, 裂点高程明显低于其他. 整体来看, 我们注意到望天鹅火山区地貌发育特征表现为向西、北西侧延伸最远的特征, 同时也最靠近鸭绿江下游, 因此也就可以解释为何裂点处高程相对较低的结果. 其他裂点整体分布于火山口南侧, 裂点到火山口距离也相当(图 4). 从典型火山锥形地貌发育特征来看, 距离火山口相同位置处的高程也应该大致相同, 因为这些点大致处在火山地貌环形同一等高线附近(图 4 和 6(a)). 本文选取的望天鹅火山台面区 23 条鸭绿江支流水系中(图 4), 水系长度大部分为 10~50 km(图 6(b)); 从实际提取与数值模拟裂点的分布来看, 二者之间具有较好的一致性(图 4, 图 6(b)), 23 组裂点中, 70%(16/23)的距离误差小于 3 km(图 6(b)和(c)), 而且较大误差值很大程度上也主要为水系长度相对较大者; 误差最大者为第 21#支流, 达 5.98 km, 而其长度为 47 km(图 6(c)). 河流地貌研究中, 已有的研究工作表明, 裂点发育处距分水岭的距离与裂点以上流域面积之间存在一定的幂率关系[7](即: Hack 定律). 以数字高程模型数据(DEM)为基础提取的 23 个裂点位置及其流域面积定量关系表明, 鸭绿江-望天鹅火山台面区实际裂点的发育明显符合已有的结论, 二者较好地遵循了幂率关系(图 6(d)).

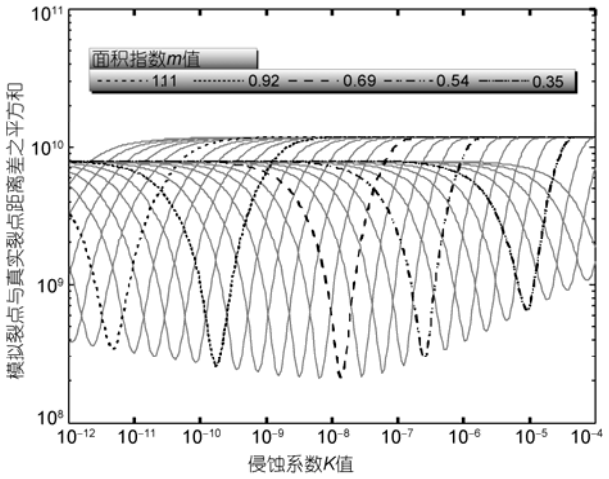


图 5　侵蚀系数 K 与流域面积指数 m 图解

然而, 23 组实际裂点与模拟裂点之间, 我们仍然观测到一定的误差(图 4, 6(b)和(c)), 那么又如何解释? 首先, 我们需要考虑误差是否来源于实际裂点的提取. 实际裂点确定过程中, 我们选择通过在 S-A 双对数图解中确定高位 S 值所对应的河流纵剖面位置(图 2(b)), 并配合直观的河流纵剖面形态分析(图 2(a)), 最终确定河流纵剖面裂点的空间位置. 应该说, 除野外实际调查之外, 该方法是目前最为地貌学家广泛接受和采用的技术手段[4,7]. 同时, 通过裂点发育与流域面积之间幂率关系分析, 也更进一步表明实际裂点分布具有较高的准确性. 因此, 我们可以很大程度上排除实际裂点位置错误而带来的误差. 那么, 模拟裂点的分布又是如何导致误差出现的呢? 第一, 侵蚀系数 K 和流域面积指数 m 的选择. 我们前面提及, 侵蚀系数 K 和流域面积指数 m 均与流域盆地水文和侵蚀过程密切相关[1,15,18,20,21]. 本文选取的 23 条鸭绿江支流水系内部降水量分布, 植被类型以及岩石风化破碎程度等等差异特征, 都会影响各水系内的侵蚀系数以及流域面积指数. 然而, 目前我们又没有任何办法能够最终准确得到满足每一条独立支流水系的 K 和 m 值, 我们而是选择了求取能够使得 23 组裂点累计误差最小者为最合适的 K 和 m 组合, 这

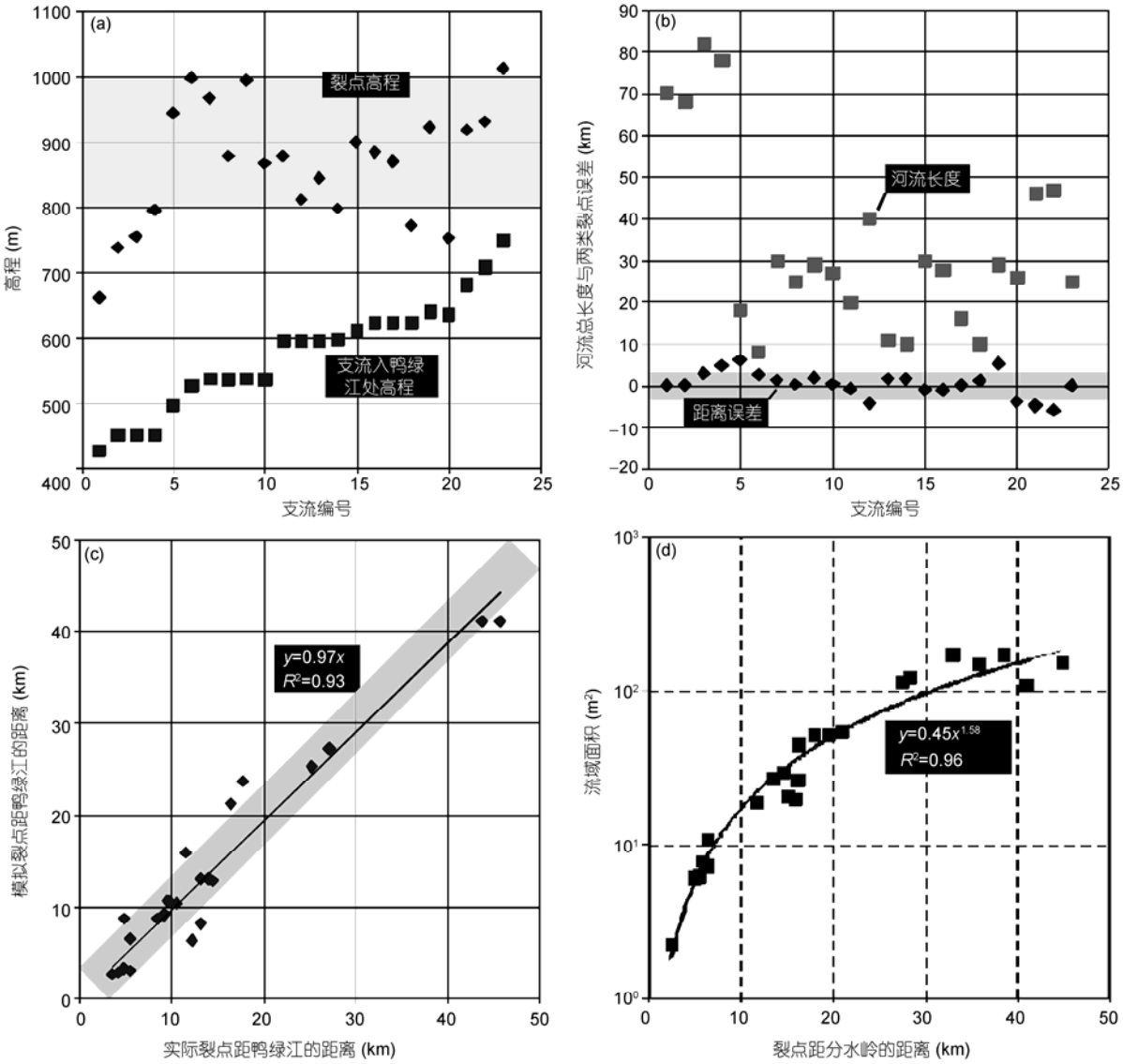


图 6　鸭绿江-望天鹅火山区裂点地貌参数图解

(a) 裂点分布高程; (b) 实际裂点与模拟裂点间误差与水系长度对比; (c) 实际裂点与模拟裂点间空间关系对比; (d) 裂点分布与流域面积的定量关系. 其中(b)和(c)图中的阴影范围代表误差为 3 km 区间

也就毫不避免的为某条水系代入了模拟误差. 第二, 前文我们也提到, 在进行模拟裂点位置确定时, 最终假定的河流溯源侵蚀的起始时间为 3.0 Ma, 本文采用台地面熔岩形成年代代表裂点形成时间只是提供了一个相对的标尺, 然而河流裂点形成准确时间我们根本无法获取. 另外, 不同位置的河流裂点是否同时发育而后同时溯源迁移, 这一过程我们也很难证实. 如果存在某一裂点发育于 2.0 Ma, 那么以此整体时间(3.0 Ma)为边界条件进行模拟, 对于该裂点来说, 其位置会更远离该支流与鸭绿江的汇合点, 这是因为同实际裂点的演化相比, 模拟裂点多向上游溯源侵蚀了 1.0 Ma.

综合来看, 本文通过穷举对比分析, 最终确定的侵蚀系数 K 为 1.32×10^{-8} 和流域面积指数 m 为 0.69(图 5), 而后得到的模拟裂点位置, 能够较好地符合通过河流纵剖面最终确定的裂点分布图像(图 4). 而对于有效减小实际裂点与模拟裂点之间的误差, 将有待于进一步精确确定各支流水系内侵蚀系数和流域面

积指数等来实现.

4.2　裂点溯源迁移速率

河流裂点形成后, 由于河流纵剖面处于瞬态非均衡状态, 因此河流裂点以一定的速率向上游迁移. 然而, 野外和数值模拟研究发现, 裂点溯源迁移速率非常慢, 以至于很难通过野外实际观测获得. 通过确定侵蚀系数 K 和流域面积指数 m, 以裂点溯源迁移模型(公式(5))为基础, 使得我们能够最终获取鸭绿江-望天鹅火山区 23 条水系内部裂点的溯源迁移速率(图 7). 结果表明, 研究区各水系内部裂点的溯源迁移速度主要为 1~10 mm/a(图 7). 在所有 23 条水系中, 由于 2#, 3#和 4#三条支流向下游相互汇合(图 1, 4), 所以其下游处流域面积相对较大, 因而裂点迁移速率为最大, 可达 17 mm/a. 随着裂点不断向上游迁移, 流域面积在不断减小, 裂点的迁移速率也逐渐减小, 主体达到 1~6 mm/a(图 7), 这一结果可以与邻近具有相同成因机制的日本阿苏火山(Aso Volcano)和房总半岛(Boso Peninsula)火山相互印证和对比[8,9]. 这一相似性从侧面也表明本文得到的望天鹅火山区河流裂点迁移速率的可靠性, 也进一步说明文中构建的裂点溯源迁移模型的可适用性.

4.3　裂点研究及其意义

除上述火山活动引起侵蚀基准变化之外[8,9], 主河道区的快速下切也能够在支流河道汇入主河道部位形成河流裂点, 并逐渐向支流河道内部不断迁移[22,23]. 当然, 主河道区的快速下切也可能是由于宏观尺度的构造运动和气候变化引起[24]. 而对于此类型的支流河道的裂点, 其发育仅仅受主河道下切过程的影响, 并不能代表支流流域内部的构造抬升.

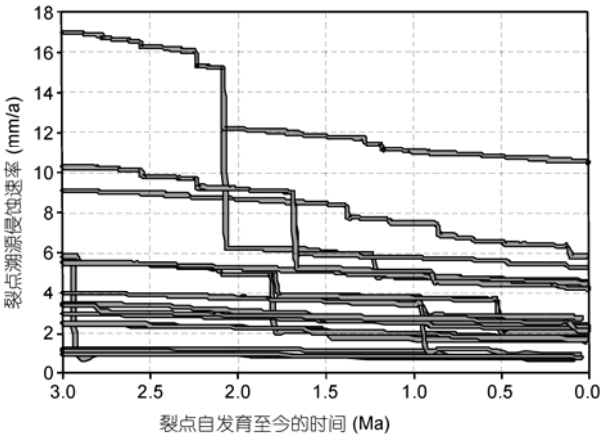


图 7　鸭绿江-望天鹅火山区裂点溯源迁移速率

新生代构造活动强烈地区, 特别是活动构造发育区, 差异性的构造抬升会引起侵蚀基准下降, 进而在活动构造强烈部位发育裂点, 并不断溯源迁移, 与构造作用和气候条件一起, 控制整个活动造山带地区的地貌演化以及活动构造格局. 例如, 随着挤压型造山带前缘逆断层不断向盆地内部扩展, 后期抬升降低了基岩区河流相对于盆地区的侵蚀基准, 因而造山带-盆地边缘河流系统为响应这一过程快速下切, 进而形成裂点并不断向造山带内部迁移, 如天山造山带, 祁连山造山带等地区. 另外, 裂陷盆地-山脉地区河流裂点的发育则更为典型, 如美国西部盆岭省, 中国贺兰山-银川盆地, 吕梁山-汾河裂谷地区等等, 盆山边界正断层持续活动, 形成断层陡坎并降低侵蚀基准, 从而横穿陡坎部位的纵向河流不断发育裂点, 后期伴随河流纵剖面的不断调整持续向上游迁移, 并控制了整个谷地(包括边坡和河道自身)的侵蚀过程.

通过对河流裂点研究, 我们首先能够认识和理解研究区内河流地貌发育的最初状态. 例如, 河流纵剖面表现为光滑的下凹特征, 我们可以初步判断该区河流可能处于均衡状态; 对于表现为明显上凸特征的河流纵剖面, 我们可以推断, 要么河流流经地区为差异构造活动区, 要么岩性差异控制了研究区河流纵剖面的不规则上凸. 然而, 河流地貌的发育不会是我们想象的如此简单, 光滑下凹的河流纵剖面, 虽然能够代表河流的均衡状态, 但其所处地区仍然可以为构造隆升地区[1]. 同样, 河流上凸纵剖面揭示的差异抬升也未必为一期构造活动导致, 不同期次的断裂活动可以形成多期次裂点, 不同期河流裂点不断向上游迁移, 共同构成我们现今所观察到的河流纵剖面总体形态. 可见, 对于河流裂点发育, 河流地貌系统的演化及其发育过程, 仍然需要更为详细的野外调查和物理模拟实验来完成.

5　结论

选择中国东北部鸭绿江-望天鹅火山区为研究区, 本文尝试利用数字高程模型(Digital Elevation Model)和数值模拟方法, 确定鸭绿江-望天鹅火山区河流裂点的分布, 模拟裂点与实际裂点分布的误差分析表

明, 二者之间具有较好的一致性.

同时, 以基岩河道河流水力侵蚀模型(stream-power incision model)构建了河流裂点溯源迁移模型(Knickpoint Celerity Model), 获得最佳的 K 和 m 组合, 确定侵蚀系数 K 为 1.32×10^{-8}, 而流域面积指数 m 为 0.69, 进而定量了裂点溯源迁移速率与流域面积之间的关系. 结果表明, 研究区各水系内部, 裂点自形成开始其溯源迁移速率主要为 1~10 mm/a, 并且裂点现今迁移速率主体为 1~6 mm/a, 这一结果可与邻近具有成因机制的日本阿苏火山(Aso Volcano)和房总半岛(Boso Peninsula)火山相互印证和对比, 从侧面也表明望天鹅火山区河流裂点迁移速率的可靠性, 更进一步说明裂点溯源迁移模型的可适用性.

另外, 本研究也将为后期深入进行鸭绿江-望天鹅火山区的地貌演化过程提供基础数据. 除此之外, 本文的研究成果也为后期不同构造、气候背景条件下河流裂点的发育和溯源迁移过程研究, 以及为深入探讨地表过程如何响应构造和气候外动力提供重要依据.

致谢 衷心感谢美国科罗拉多大学波尔多分校 Robert S. Anderson 教授、Greg Tucker 教授在文章构思过程中的帮助. 文中有关裂点溯源迁移模型中参数的选取和确定曾得到美国科罗拉多大学波尔多分校 Maureen M. Berlin 博士的帮助, 审稿人提出修改建议, 笔者在此一并表示致谢.

参考文献

1 Whipple K X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annu Rev Earth Planet Sci, 2004, 32: 151–185
2 Gardner W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. Geol Soc Am Bull, 1983, 94: 664–672
3 Crosby B T, Whipple K X. Knickpoints in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology, 2006, 82: 16–38
4 Bishop P, Hoey T B, Jansen J D, et al. Knickpoint recession rate and catchment area: The case of uplifted rivers in eastern Scotland. Earth Surf Proc Landf, 2005, 30: 767–778, doi: 10.1002/esp.1191
5 张会平, 张培震, 吴庆龙, 等. 循化-贵德地区黄河水系河流纵剖面形态特征及其构造意义. 第四纪研究. 2008, 28: 229–309
6 Wallace R E. Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959. Geology, 1980, 8: 225–229
7 Harkins N, Kirby E, Heimsath A, et al. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. J Geophys Res, 2007, 112, doi: 10.1029/2006JF000570
8 Hayakawa Y, Matsukura Y. Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation. Earth Surf Process Landf, 2003, 28: 675–684, doi: 10.1002/esp.519
9 Hayakawa Y, Yokoyama S, Matsukura Y. Erosion rates of waterfalls in post-volcanic fluvial systems around Aso volcano, southwestern Japan. Earth Surf Process Landf, 2008, 33: 801–812, doi: 10.1002/esp.1615
10 樊祺诚, 刘若新, 张国辉, 等. 长白山望天鹅火山双峰式火山岩的成因演化. 岩石学报, 1998, 14: 305–317
11 刘若新, 樊祺诚, 郑祥身, 等. 长白山天池火山的岩浆演化. 中国科学 D 辑:地球科学, 1998, 28: 226–231
12 付碧宏, 二宫芳树, 董彦芳, 等. 三维卫星遥感图像生成技术及其在第四纪构造地貌研究中的应用. 第四纪研究, 2008, 28: 189–196
13 Wang Y, Li C, Wei H, et al. Late Pliocene-recent tectonic setting for the Tianchi volcanic zone, Changbai Mountains, northeast China. J Asian Earth Sci, 2003, 21: 1159–1170
14 樊祺诚, 隋建立, 王团华, 等. 长白山火山活动历史、岩浆演化与喷发机制探讨. 高校地质学报, 2007, 13: 175–190
15 Whipple K X, Tucker G E. Dynamics of the stream power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response time scales and research needs. J Geophys Res, 1999, 104: 17661–17674
16 陈彦杰, 宋国程, 陈昭男. 非均衡山脉的河流水力侵蚀模型. 科学通报, 2006, 51: 7865–869
17 Duvall A, Kirby E, Burbank D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. J Geophys Res, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JF000086
18 Whipple K X, Hancock G S, Anderson R S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. Geol Soc Am Bull, 2000, 112: 490–503
19 Berlin M M, Anderson R S. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. J Geophys Res, 2007, 112: F03S06, doi: 10.1029/2006JF000553

20 Whipple K X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady state denudation? Am J Sci, 2001, 301: 313–325
21 Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, et al. Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. Geol Soc Am Bull, 2000, 112: 1250–1263
22 Crosby B T, Whipple K X, Gasparini N M, et al. Formation of fluvial hanging valleys: Theory and simulation. J Geophys Res, 2007, 112: F03S10, doi: 10.1029/2006JF000566
23 Wobus C W, Crosby B T, Whipple K X. Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. J Geophys Res, 2006, 111, F02017, doi: 10.1029/2005JF000406
24 Goode J K, Burbank D W. Numerical study of degradation of fluvial hanging valleys due to climate change. J Geophys Res, 2009, 114, F01017, doi: 10.1029/2007JF000965