

O USO DO MAPA DE EROÇÃO DE MASSA MÍNIMA PARA IDENTIFICAR ZONAS DE TRANSIÇÃO ENTRE PAISAGENS NA REGIÃO OESTE DO ESTADO DO PARANÁ

Idjarrury Gomes FIRMINO¹

Edison FORTES²

RESUMO

Este estudo tem como objetivo verificar as aplicações do mapa de erosão de massa mínima na região oeste do Estado do Paraná. O mapa de erosão de massa mínima é uma proposta de análise baseada na combinação altimétrica entre o modelo digital de elevação (MDE), que consiste basicamente em dados de radar, e o modelo de superfície de tendência (*ridge level*), que consiste em um arquivo *raster* onde as altitudes do terreno são niveladas a partir das altitudes máximas reais, dentro da janela de abrangência do MDE. Com o auxílio desta proposta de mapeamento, foi possível identificar duas áreas que foram mais erodidas na região oeste do Paraná: as bacias hidrográficas dos tributários do rio Paraná a jusante de Sete Quedas e o Planalto do Alto/Médio Piquiri, situado a leste. Essas áreas mais erodidas consistem em paisagens transientes dentro da paisagem relictual no Terceiro Planalto do Paraná. Também foi possível identificar as zonas de transição entre estas duas paisagens, as quais foram associadas intenso processo de capturas de drenagem por decapitação, sobretudo entre o Planalto do Alto/Médio Piquiri e o Planalto de Campo Mourão.

Palavras chave: Evolução do relevo. Capturas de drenagem. SRTM.

¹ Graduação, mestrado e doutorado em Geografia pela Universidade Estadual de Maringá (UEM). Professor do Quadro Próprio do Magistério do Paraná.

² Graduação em Geografia pela Universidade Estadual de Maringá, mestrado em Geografia pela Universidade Federal de Santa Catarina e doutorado em Geociências e Meio Ambiente pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (2003). Professor da Universidade Estadual de Maringá (UEM).

THE USE OF THE MINIMUM BULK EROSION MAP TO IDENTIFY TRANSITION ZONES BETWEEN LANDSCAPES IN THE WEST REGION OF THE STATE OF PARANÁ

ABSTRACT

This study aims to verify the applications of the minimum bulk erosion map in the western region of the State of Paraná. The minimum mass erosion map is an analysis proposal based on the altimetric combination between the digital elevation model (DEM), which basically consists of radar data, and the trend surface model (ridge level), which consists of a raster file where the terrain altitudes are leveled from the maximum real altitudes, within the scope of the DEM. With the aid of this mapping proposal, it was possible to identify two areas that were most eroded in the western region of Paraná: the hydrographic basins of the tributaries of the Paraná River downstream from Sete Quedas and the High/Middle Piquiri Plateau, located to the east. These most eroded areas consist of transient landscapes within the relictual landscape on the Third Plateau of Paraná. It was also possible to identify the transition zones between these two landscapes, which were associated with an intense process of drainage captures by decapitation, especially between the High/Middle Piquiri Plateau and the Campo Mourão Plateau.

Keywords: Evolution of the relief. Drainage catches. SRTM.

1 INTRODUÇÃO

Paisagens transientes ou modernas são locais sujeitos a maiores taxas de erosão dentro de uma paisagem relictual, menos erosiva, e que, por sua vez, sofreram mudanças morfológicas recentes na escala de tempo geológico (GALLEN e WEGMANN, 2015). Um dos desafios da geomorfologia é a identificação das zonas de transição entre estas duas paisagens, a fim de entender os processos que envolvem a evolução do relevo nestes locais.

Para tanto, estas análises quase sempre requerem o uso de métodos de avaliação ou de modelos mais eficientes, como datações relativas e absolutas ou o uso de métricas fluviais e de relevo.

Com o objetivo de analisar as recorrentes evidências da atividade tectônica em Sierra Alhamilla, na Espanha, Giaconia et al. (2012a) propõem o uso do mapa de erosão de massa mínima, que consiste em um modelo em arquivo *raster* obtido através da geração de uma superfície teórica pré-incisiva. Através deste modelo, estes autores conseguiram estimar o estágio erosional relativo em diferentes áreas.

Portanto, neste estudo, propõe-se o uso do mapa de erosão de massa mínima como um modelo de análise para identificar as zonas de transição entre paisagens relictual e transiente na região oeste do Estado do Paraná, principalmente em virtude da ausência de modelos que preveem a existência de paisagens transientes nesta região.

A região Oeste do Estado do Paraná ocupa a porção central da Bacia Sedimentar do Paraná. Embora seja uma zona de transição entre os arenitos do Grupo Caiuá e os basaltos do Grupo Serra Geral, a litologia exerce pouca influência sobre as unidades de relevo, sendo esta composta principalmente por topos de planaltos suavemente ondulados e nivelados por até duas superfícies de aplainamento (JUSTUS, 1985; FERNANDES, 1992). Em seu curso inferior, o rio Ivaí flui sobre extensa planície de inundação, sendo, portanto, uma área de acumulação até a confluência com o rio Paraná. Por sua vez, o rio Piquiri possui uma calha sedimentar menos extensa e de menor acumulação.

É provável que esta região, mesmo possuindo características fisiográficas tão homogêneas, seja afetada por pulsos de erosão que se propagam de forma lateral (*backwearing*), assim como sugere Paisani et al. (2008) para o Planalto das Araucárias, principalmente em função das recorrentes mudanças do nível de base do rio Paraná a jusante de Sete Quedas

(BARTORELLI, 2004), atualmente inundadas pela represa de Itaipu. Tal modelo já foi outrora apresentado por Silva et al. (2020) na região de Marechal Cândido Rondon (PR), que fica a jusante de Sete Quedas. Para estes autores, a evolução da paisagem estaria ligada à formação de coberturas pedológicas em estágio de pedogênese regressiva, em função das mudanças do nível de base regional. Essas mudanças desencadeariam pulsos de incisão por erosão remontante, que passariam a dismantelar a superfície interplanáltica e originaria superfícies embutidas.

A gênese do relevo a jusante de Sete Quedas é fácil de compreender em função do nível de base formado neste local. De acordo com Bartorelli (2004), o controle estrutural de Sete Quedas promoveu intenso processo de incisão a jusante deste trecho no rio Paraná por centenas de quilômetros, gerando um *cânion* ao longo do canal e criando vales suspensos nas junções tributárias, que passaram a migrar por erosão remontante a partir de ~1,8 Ma. Contudo, pouco se sabe sobre os mecanismos de erosão que envolvem a transição entre paisagens a montante de Sete Quedas.

Alguns modelos foram propostos a partir da erosão diferencial entre as duas margens do curso inferior do rio Ivaí (FUMIYA et al., 2016; COUTO et al., 2018; SANTOS; OLIVEIRA, 2020), onde as taxas de denudação são ligeiramente distintas. Couto et al. (2018) observaram que as médias de denudação por produção *in situ* dos cosmogênicos ^{10}Be da margem esquerda do rio Ivaí foram de 10,09 ($\pm 2,7$) m Ma⁻¹, enquanto que para a margem direita foram de 6,4 ($\pm 1,30$) m Ma⁻¹. A partir deste modelo, Couto (2015) propôs que a área pudesse estar sofrendo um processo de basculamento estrutural de S→N, ou seja, da margem esquerda para a margem direita deste rio.

As duas vertentes do rio Ivaí também indicam estágios diferenciais de evolução da rede de drenagem, sendo a margem esquerda mais afetada por mudanças do nível de base e processos de capturas de drenagem, que ocasionariam em um maior processo de reorganização da rede. A partir deste modelo, Fumiya (2017) propôs que a margem esquerda da bacia teria sofrido recentemente um processo de inversão do relevo, em função da existência de antigos perfis de *ferricretes* sustentando pequenos morros isolados, os quais teriam sido depositados em ambientes fluviais pretéritos. A gênese pedológica diferencial dentro da bacia também seria o resultado de tais processos, havendo mais latossolos na margem direita e mais argissolos na margem esquerda.

Embora seja um modelo bastante aceito, ele corresponde apenas a uma pequena área da região oeste do Paraná e não explica os mecanismos de erosão diferencial em regiões mais a leste

ou na bacia hidrográfica do rio Piquiri. Portanto, este estudo visa identificar zonas de transição entre paisagens causadas principalmente por erosão diferencial dentro da bacia do rio Piquiri, e em parte da região oeste do Estado do Paraná com o auxílio do mapa de erosão de massa mínima. Também foram testadas as aplicações deste modelo na região em questão, e como ele responde aos processos de erosão diferencial entre as paisagens relictual e transiente.

2 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

Para este estudo, foi selecionada uma área de 67567 km² (Figuras 1a, b e 2). Nesta área estão contidos o rio Paraná e parte das bacias dos rios Ivaí (sua margem esquerda) e Piquiri (seu curso médio e inferior). A área se projeta apenas sobre o Terceiro Planalto do Paraná (MAACK, 1981) e abrange parte do Estado do Mato Grosso do Sul e do Paraguai (Figura 1a).

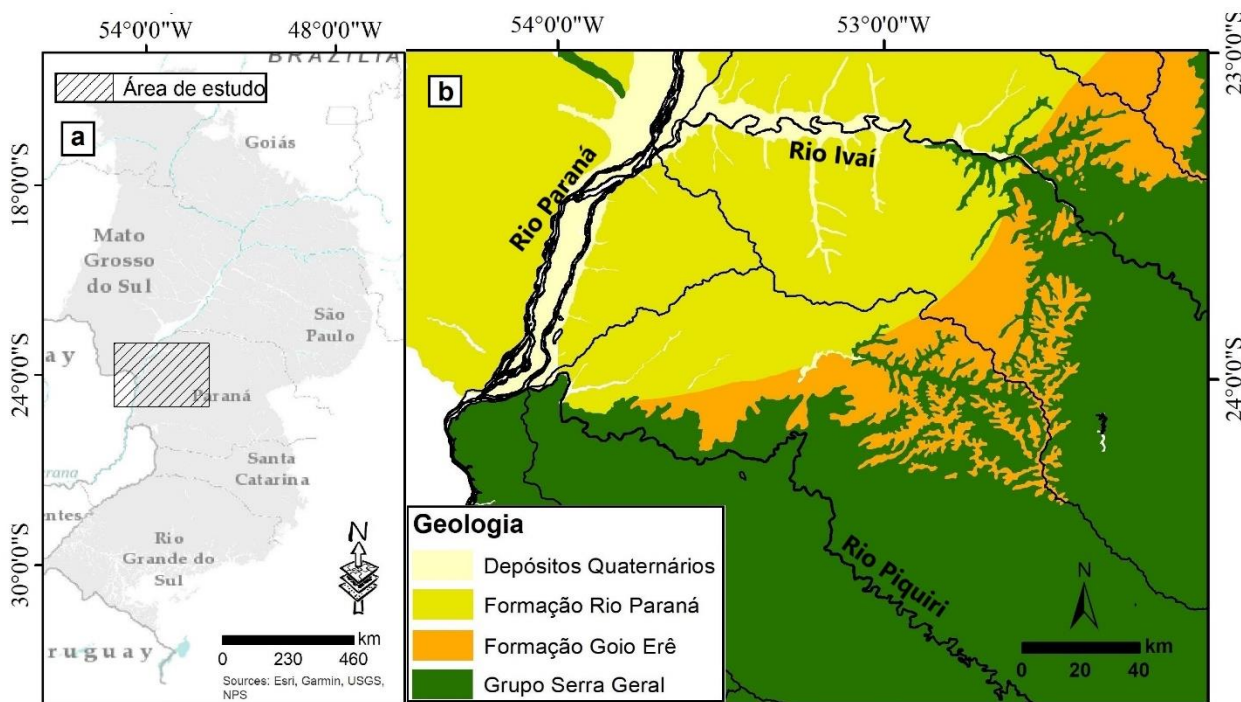


Figura 1: Mapa de localização (a) e geológico (b) da área de estudo. As Formações Rio Paraná e Goio Erê são subunidades do Grupo Caiuá

Esta região está subdividida em 9 unidades de relevo (Figura 2), assim classificadas por Santos et al. (2006): Planaltos de Umuarama (PU), Campo Mourão (PCM), Paranaíba (PP), Alto/Médio Piquiri (PAMP), Cascavel (PC), São Francisco (PSF), Foz do Iguaçu (PFI) e, em menor proporção, Planaltos de Apucarana (PA) e Maringá (PM) e as Planícies fluviais (PF) dos rios Ivaí e Paraná.

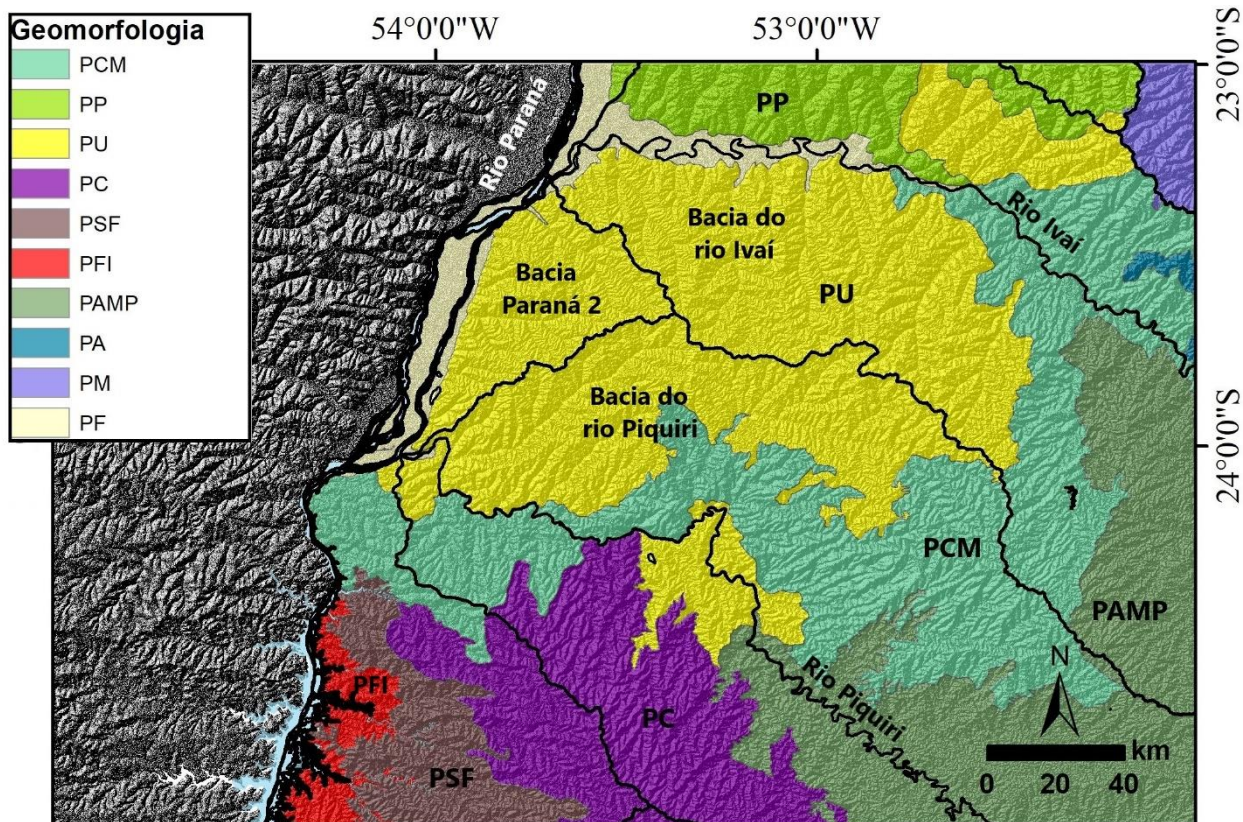


Figura 2: Mapa geomorfológico da área de estudo. PU – Planalto de Umuarama, PCM – Planalto de Campo Mourão, PP – Planalto de Paranaíba, PAMP – Planalto do Alto/Médio Piquiri, PC – Planalto de Cascavel, PSF – Planalto de São Francisco, PFI – Planalto de Foz do Iguaçu, PA – Planalto de Apucarana, PM – Planalto de Maringá, PF – Planície fluvial

As características de cada unidade de relevo podem ser visualizadas na Tabela 1. Os Planaltos de Apucarana e Maringá não aparecem por serem áreas de menor expressão.

Em tese, a região possui relevo de topos aplainados e alongados com vertentes geralmente convexas e está submetida a níveis de dissecação média. Tais características remontam áreas de topos de planalto e as vertentes indicam a retomada dos processos de incisão. Contudo, tal dinâmica é pouco distinta no Planalto do Alto/Médio Piquiri, que possui topos

isolados separados por vales em U aberto. Tal característica remete a um processo diferencial de erosão, que poderá ser comprovado com o auxílio do mapa de erosão de massa mínima a ser apresentado neste estudo.

Unidade de relevo	Dissecação	Topos	Vertentes	Vales
Planalto de Umuarama	Média	Alongados e aplainados	Convexas	V
Planalto de Campo Mourão	Baixa	Aplainados	Retilíneas e côncavas na base	Em calha
Planalto de Paranavaí	Baixa	Aplainados	Convexas	V aberto
Planalto de Cascavel	Média	Alongados e aplainados	Convexas	V
Planalto do Alto/Médio Piquiri	Média	Alongados e isolados	Convexas e convexo-côncavas	U aberto
Planalto de São Francisco	Média	Alongados	Convexas	V
Planalto de Foz do Iguaçu	Baixa	Aplainados	Convexas	V aberto

Tabela 1: Características morfológicas de cada unidade de relevo da área de estudo

Fonte: SANTOS et al., 2006

Conforme observou Fernandes (1992), o Planalto de Umuarama é composto por até duas superfícies de aplainamento. Uma superfície s1, de idade Paleocênica, com altitudes entre 450 e 460 m, a qual ocorrem níveis de crostas de arenito limonitizado que sustentam topos de morrotes isolados (FUMIYA et al., 2019), e uma superfície s2, de idade Neogênica, com altitudes entre 330 e 360 m, embutida na superfície s1, a qual se associam coberturas coluviais com fragmentos limoníticos.

Os Planaltos de Paranavaí, Umuarama, Campo Mourão e Cascavel também estão associados à Superfície Interplanáltica II, de acordo com a proposta de Justus (1985), enquanto os fundos de vale e o Planalto do Alto/Médio Piquiri estão associados à Superfície Interplanáltica I, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargados por degradação lateral. As duas superfícies correspondem ao Pd₁ (BIGARELLA et al., 1965), de idade Pliocênica. As áreas de acumulação sedimentar (JUSTUS, 1985) estão associadas principalmente às calhas do curso inferior do rio Ivaí e do rio Paraná até as Sete Quedas.

3 MATERIAS E MÉTODOS

O mapa de erosão de massa mínima consiste em uma representação gráfica das áreas mais erodidas e menos erodidas de um determinado local (GIACONIA et al., 2012a). Essa representação é gerada a partir da elaboração de um modelo de superfície de tendência (*ridge level*), um seja, um arquivo *raster* contendo uma superfície teórica gerada a partir da interpolação das altitudes das elevações laterais das bacias hidrográficas através de um MDE. O resultado final é gerado a partir da subtração das cotas altimétricas da superfície de tendência pelo MDE (superfície real).

O MDE utilizado foi o da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), obtido junto à USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). Este MDE fornece uma grade de 1 arco-segundo de resolução (aproximadamente 30 m), um erro linear vertical de altura relativa inferior a 10 m e um erro circular de geolocalização relativa inferior a 15 m (FARR et al., 2007), abrangendo toda a área de estudo.

O mapa de superfície de tendência foi gerado com o auxílio da ferramenta *Valley Depth<Channels<Terrain Analysis* através do *software* SAGA 7.8 por meio das bases da SRTM. O mapa de superfície de erosão consiste em um arquivo *raster* gerado a partir da operação *Combine/Compare Terrain Layers* no *software* Global Mapper® 19, entre a superfície de tendência e o MDE SRTM. Tal operação também pode ser efetuada diretamente através da variável *Valley Depth* no *software* SAGA 7.8.

Para esta análise, também foram utilizados os Perfis Topográficos de Faixa (*Swath Profiler*). Os Perfis de Faixa são uma forma de representação topográfica a partir de um perfil longitudinal (retilíneo ou não) que abrange todas as cotas altimétricas de um perímetro determinado (faixa de janela móvel). Ao longo desta faixa, a extensão *Swath Profiler* (PÉREZ-PEÑA et al., 2017) extrai automaticamente um perfil contendo as elevações máximas, as elevações mínimas e as elevações médias dentro do perímetro. Além disso, também podem ser gerados perfis contendo o relevo local (elevação máxima – elevação mínima) e primeiro e terceiro quartil (Q1 – Q3).

De acordo com Pérez-Peña et al. (2017), além do relevo local, as relações entre elevação média em relação à elevação máxima e mínima podem revelar informações importantes sobre o estado da paisagem (KELLER e PINTER, 2002; WOBUS et al., 2006). Para um perfil

topográfico de faixa típico na maioria das paisagens, a elevação média ficará mais próxima do mínimo do que do máximo. Se a elevação média se aproxima do máximo, essa deflexão ascendente pode indicar um estado transitório de ajuste para taxas de elevação mais altas (KELLER e PINTER, 2002; WOBUS et al., 2006). Estes desvios podem ser estudados examinando a integral hipsométrica (H_i) em todos os transectos (PIKE e WILSON, 1971).

O Thi^* consiste em uma integral hipsométrica transversal aprimorada, já que sua equação redimensiona os valores de H_i entre 0,2 e 0,8. Para Pérez-Peña et al. (2009), valores de H_i abaixo de 0,2 e acima de 0,8 são extremamente raros na natureza, por isso o Thi^* elimina esses valores, filtrando os resultados dentro desta margem.

Na prática, o Thi^* é obtido de forma automática pelo *Swath Profiler*, mas sua equação é dada por:

$$THi^* = (Hi^* - 0,5)w_i + 0,5$$

O *Swath Profiler* é uma extensão do ArcGis® 10.4.1. Os perfis foram gerados de forma manual através da ferramenta *Create Line Feature* do software *Global Mapper*® 19, a partir dos dados da SRTM (~ 30 m). Os locais onde foram delineados os perfis foram selecionados de acordo com análises específicas. Posteriormente, os perfis foram salvos em formato *shapefile* e exportados para o software ArcGis® 10.4.1, onde foram feitas as análises. Para todos os perfis foi utilizada uma faixa de janela móvel de 10 km.

4 RESULTADOS

4.1 O SIGNIFICADO DO MAPA DE SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA

O mapa de erosão de massa mínima da área de estudo foi gerado a partir da elaboração de um modelo de superfície de tendência (*ridge level*), conforme pode ser observado na Figura 3a. As altitudes do mapa de superfície de tendência são mais homogêneas do que as altitudes da superfície real, reamostradas pelo MDE SRTM (Figura 3b). Essa homogeneidade fica mais evidente ao analisar-se seu perfil de faixa, elaborado a partir do Perfil A – B (Figuras 3a e b).

Este perfil possui menores diferenças entre as altitudes máximas e mínimas contidas dentro da janela móvel de 10 km. Os perfis também indicam uma menor rugosidade no relevo, tanto para as altitudes máximas quanto para as altitudes mínimas, demonstrando que esta configuração do relevo é hipotética.

Em tese, este modelo representa um resgate de um estágio pré-erosivo. Através deste modelo, é possível observar maiores variações de altitude ao longo dos interflúvios do rio Piquiri com as bacias adjacentes e baixa variação de altitude ao longo do rio Paraná. Como a superfície de tendência é elaborada a partir das altitudes mais elevadas da superfície real, seu resultado final indica um modelo que descarta a incisão da rede drenagem, mantendo apenas a variação interposta pelos rios de ordem maior.

Por sua vez, o perfil de faixa A – B traçado sobre o MDE SRTM indica uma maior variação entre as altitudes máximas e mínimas dentro da faixa móvel, além de representar as rugosidades do relevo.

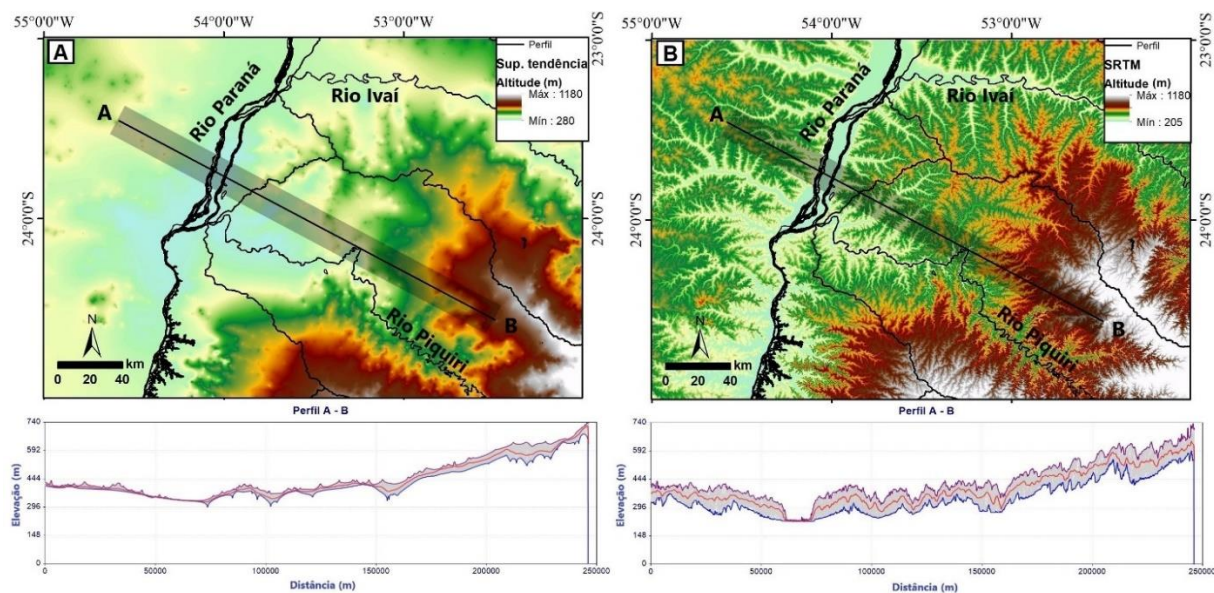


Figura 3: Mapa de superfície de tendência (a) e o modelo digital de elevação (MDE da área de estudo) (b). Abaixo estão contidos os perfis de faixa A – B de cada mapa

As altitudes máximas se mantiveram na faixa de 1180 m para os dois modelos. Contudo, as altitudes mínimas foram mais elevadas para a superfície de tendência, até 280 m, enquanto que para o MDE SRTM se estabeleceram entre os 205 m. A partir desta variação já é possível compreender os resultados gerados no mapa de erosão de massa mínima, sabendo que este mapa

é o resultado da subtração entre as cotas altimétricas do modelo de superfície de tendência (Figura 3a) pelo modelo de elevação do terreno (Figura 3b).

4.2 O MAPA DE EROÇÃO DE MASSA MÍNIMA E A IDENTIFICAÇÃO DA ZONA DE TRANSIÇÃO ENTRE PAISAGENS RELICTUAL E TRANSIENTE.

O mapa de erosão de massa mínima pode ser visualizado na Figura 4. Os valores indicam a profundidade aproximada da coluna de rocha que foi erodida em cada setor a partir dos dados da superfície de tendência, variando de 0 m para as áreas que não sofreram erosão, até 284 m para as áreas mais erodidas.

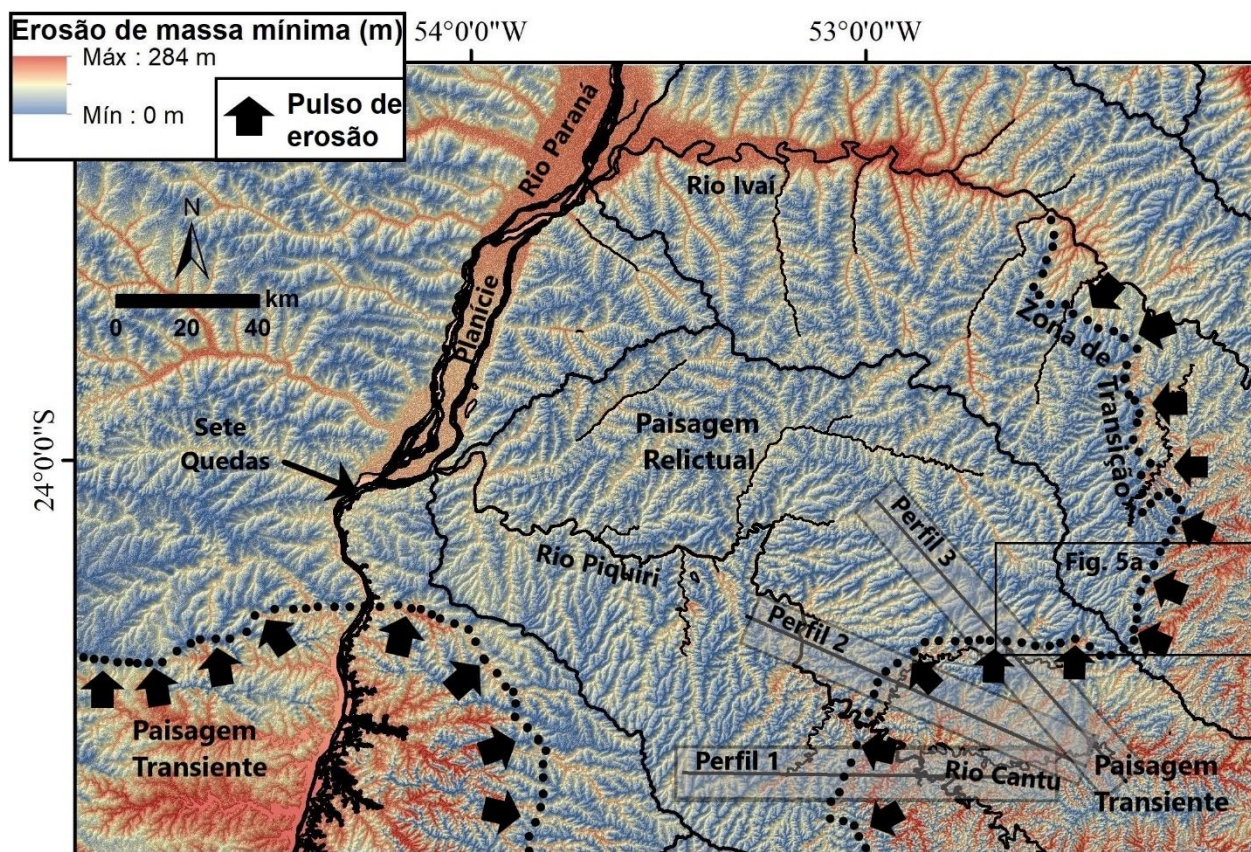


Figura 4: Mapa de erosão de massa mínima da área de estudo. As cores vermelhas representam as áreas que foram mais erodidas. As flechas pretas indicam a direção do deslocamento do pulso de erosão sobre a paisagem relictual

O mapa indica que as áreas que mais sofreram erosão estão sujeitas aos vales dos grandes rios, embora este processo não ocorra de forma homogênea ao longo dos cursos. Por exemplo, os tributários do rio Ivaí, sobretudo os de seu curso inferior, apresentaram maiores valores de erosão de massa mínima em relação aos tributários do rio Piquiri. Nota-se que estes valores de erosão não possuem relação com as altitudes dos cursos fluviais, já que o rio Piquiri desagua em uma altitude mais baixa que o rio Ivaí. Portanto, o volume em perda de massa foi maior para os tributários do rio Ivaí do que para os tributários do rio Piquiri em zonas homólogas. Por vezes, os valores também não aumentam de montante para jusante, o que deveria ocorrer em função do aumento da profundidade dos vales. Portanto, estes valores podem estar ligados a fatores mais complexos.

As áreas de acumulação sedimentar também apresentaram valores elevados de erosão de massa mínima, embora estes trechos não estejam sofrendo uma retomada dos processos de incisão. Tal fato deve ocorrer em função das baixas altitudes destes cursos.

Com o auxílio deste mapa, também foi possível identificar as áreas que estão sofrendo maior erosão em escala regional. Isto ocorre principalmente nos tributários a jusante de Sete Quedas, nos Planaltos de Foz do Iguaçu e de São Francisco (setor inferior esquerdo da Figura 4), e no setor leste da área de estudo, no Planalto do Alto/Médio Piquiri (setor direito da Figura 4).

Nos Planaltos de Foz do Iguaçu e São Francisco os pulsos de erosão ocorrem de jusante para montante ao longo das drenagens (BARTORELLI, 2004). Por sua vez, no planalto do Alto/Médio Piquiri, o pulso de erosão se desloca de leste para oeste na área de estudo. Tal fato permite interpretar que estas áreas correspondem a paisagens transientes, onde ocorre intenso processo de reorganização da rede de drenagem.

Com o auxílio do mapa de erosão, também foi possível delinear a zona de transição entre as paisagens relictual (menos erodida) e transiente (mais erodida) nos dois setores (Figura 4). No Planalto do Alto/Médio Piquiri, os locais onde ocorrem os maiores valores de erosão de massa mínima próximo à zona de transição (Figura 5a) correspondem principalmente a zonas de interflúvio com as bacias hidrográficas do Planalto de Campo Mourão. Portanto, é possível interpretar que estas áreas são as mais afetadas pelos pulsos de incisão, onde, possivelmente, envolvem processos de capturas de drenagem (Figura 5b) e reorganização da rede. Tal mecanismo deve ocorrer por decapitação, conforme observou Bishop (1995), envolvendo a transferência da área de drenagem entre as bacias, mas sem preservar as linhas de drenagem.

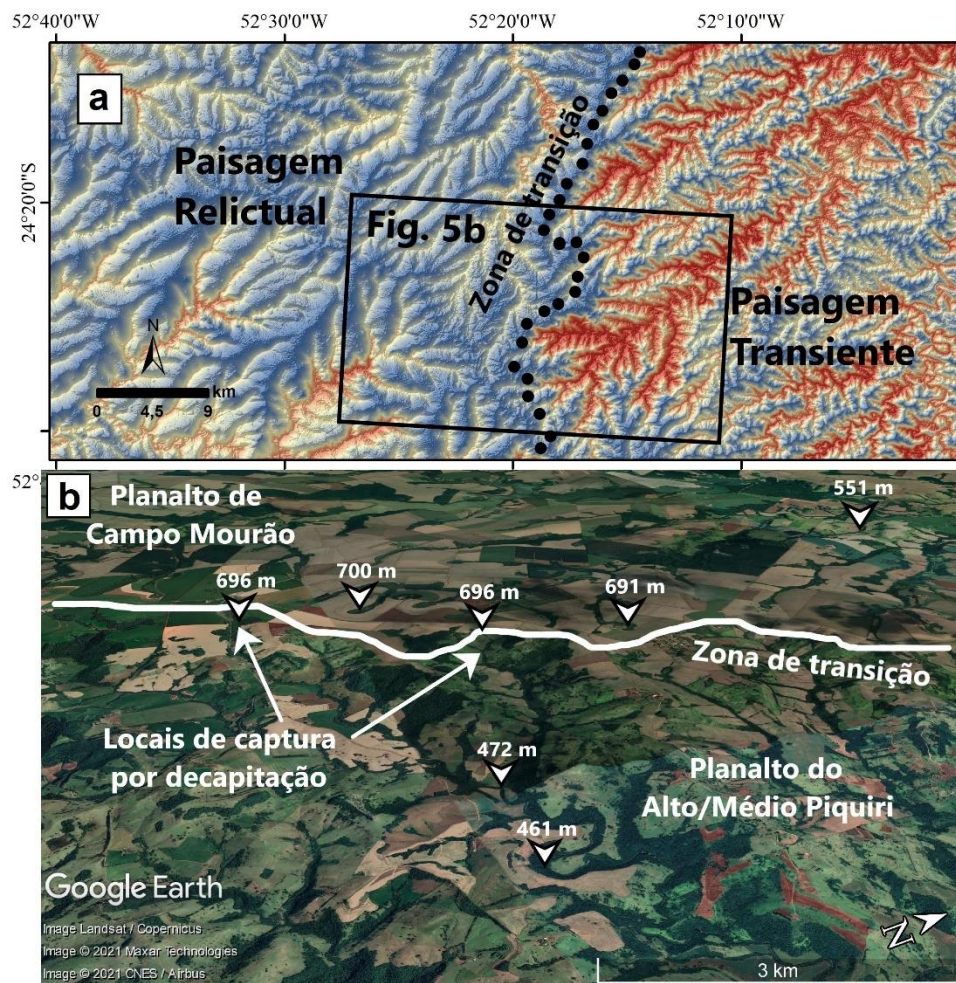


Figura 5: Ampliação da zona de transição entre os Planaltos de Campo Mourão (Paisagem relictual) e do Alto/Médio Piquiri (Paisagem transiente) (a) e exemplificação dos processos de capturas de drenagem por decapitação na zona de transição (b)

A transição entre as duas paisagens também pode ser observada com o auxílio dos perfis de faixa (*swath*) (Figura 6). Os perfis foram traçados no mesmo local com direções distintas e estão discriminados na Figura 4.

O Perfil 1, de direção E-W, se projeta entre os Planaltos de Cascavel e do Alto/Médio Piquiri e cruza o vale do rio Piquiri neste planalto. A partir da zona de transição ocorre um aumento da incisão dos vales. O aumento das diferenças entre as altitudes máximas e mínimas de W para E a partir da zona de transição indica um processo de erosão diferencial entre as duas paisagens (ALVES et al., 2019), relacionado a um aumento das taxas de incisão e erosão por *backwearing* (PAISANI et al., 2008) no setor a leste.

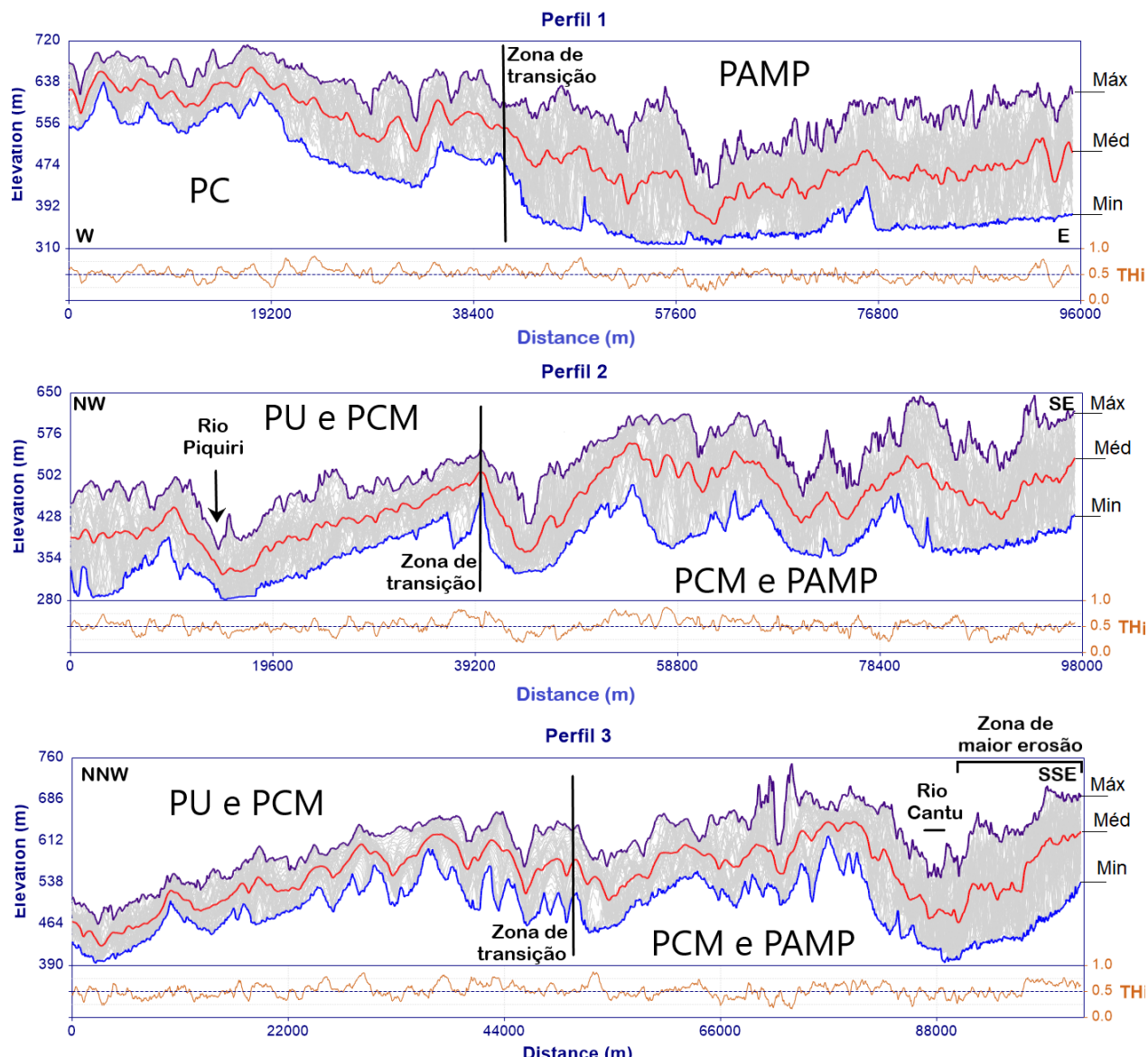


Figura 6: Perfis de faixa (swath) traçados sobre a zona de transição entre as duas paisagens da área de estudo. Os perfis estão discriminados na Figura 4. PC – Planalto de Cascavel; PCM – Planalto de Campo Mourão; PU – Planalto de Umuarama; PAMP – Planalto do Alto/Médio Piquiri

Como este pulso de erosão não foi desencadeado ao longo dos vales situados à esquerda da zona de transição, as diferenças de altitude são menores para estas áreas. Nesta faixa, as altitudes mínimas diminuem de W para E porque correspondem ao vale dos rios Piquiri e Cantu, e consequentemente, o aumento da incisão nesta área está diretamente ligado às baixas altitudes do rio Cantu.

O perfil 2 possui direção NW-SE e se projeta pelos Planaltos de Umuarama, Campo Mourão e do Alto/Médio Piquiri, indo até o vale do rio Cantu. Neste perfil, as diferenças entre as altitudes máximas e mínimas são sutilmente menores a partir da zona de transição do que para os outros 2 perfis. Contudo, um aumento generalizado ocorre a partir dos 78 mil metros (direção SE), onde ocorre um aumento da erosão nas proximidades com o vale do rio Cantu.

O mesmo pode ser observado no Perfil 3, que também atravessa os três planaltos. Semelhantemente, as diferenças de altitudes mínimas e máximas, que são consequência do aumento da erosão, são bem maiores a partir do vale do rio Cantu (direção SSE), sobretudo no intervalo final deste perfil, onde também ocorre um nivelamento positivo dos valores de THi*. Por sua vez, as diferenças máximas e mínimas são muito baixas nos Planaltos de Campo Mourão e Umuarama, o que atesta o baixo nível de erosão deste setor.

5 DISCUSSÕES

Diferente dos modelos clássicos de erosão e incisão fluvial, que corroboram com estudos realizados recentemente (CROSBY e WHIPPLE, 2006; GALLEN e WEGMANN, 2015), na bacia hidrográfica do rio Piquiri, a erosão ocorre de montante para jusante dentro da bacia, sobretudo ao longo de seus tributários situados na paisagem transiente. Portanto, não se trata de um pulso de erosão sistemático desencadeado a partir de uma mudança do nível de base de um rio principal, assim como ocorre para os tributários a jusante de Sete Quedas.

Neste caso, conforme observou Bartorelli (2004), a exumação de soleiras associadas ao Alinhamento do Rio Piquiri, que cruzam Sete Quedas, serviram como nível de base para o trecho aluvial do rio Paraná, que passou a desencadear um aumento da incisão a jusante, criando vales suspensos ao longo dos tributários que passaram a migrar por erosão remontante. Portanto, o aumento da erosão de massa mínima nestes tributários se deve ao controle exercido por este ponto de quebra do relevo. Este, por sua vez, é um dos modelos mais aceitos de evolução de paisagem, conforme também já foi observado nos Montes Appalaches, nos EUA (GALLEN e WEGMANN, 2015), na bacia hidrográfica do rio Waipaoa, na Nova Zelândia (CROSBY e WHIPPLE, 2006), e nas Montanhas de São Gabriel, na Califórnia (DIBIASE et al., 2014).

Conforme observaram Kirby e Whipple (2012), os pulsos de incisão são desencadeados a partir da nucleação de um *knickpoint* sobre um rio principal, que se propaga pela rede alterando os níveis de base nas junções tributárias. Este processo envolve uma mudança no gradiente do canal a partir da ruptura e um aumento na eficiência de incisão fluvial a partir daquele ponto.

Na área de estudo, o aumento de incisão dos rios no Planalto do Alto/Médio Piquiri (observado pelos maiores valores de erosão de massa mínima em canais de 1ª ordem) está ocorrendo por outros motivos. Como as regiões situadas a leste possuem altitudes mais elevadas e demarcam a passagem entre o 3º e o 2º Planalto (MAACK, 1981), talvez este aumento de erosão seja uma resposta climática ao desenvolvimento de uma nova superfície de aplainamento com altitudes mais baixas, como os patamares extensos de Paisani et al. (2008), recorrente de um último período climático mais seco, entre 23×10^3 e 10^3 anos AP, conforme observaram Paisani et al. (2019) para o Planalto das Araucárias.

Também não deve ser descartada a possibilidade de um soerguimento da borda leste do Planalto Basáltico ser a causa deste pulso de erosão de leste para oeste. Paisani et al. (2008) associaram a formação de superfícies de aplainamento no Planalto das Araucárias às elevações intermitentes desta borda planáltica. Neste modelo de evolução, as variações nas taxas de elevação seriam responsáveis pelo aprofundamento dos talwegues em períodos de soerguimento e por processos de recuo lateral das encostas (*backwearing*) em períodos de estabilidade, de acordo com a concepção de Penck (1953). Este modelo também corrobora com os resultados dos perfis de faixa e com os valores mais altos de THi* no Perfil 3, direção SSE, próximo ao vale do rio Cantu, que são compatíveis com um processo de soerguimento (PÉREZ-PEÑA et al., 2017).

Como a cabeceira do rio Piquiri contempla a Borda Planáltica, é provável que os efeitos destes pulsos de soerguimento tenham sido sentidos no curso superior deste rio e estejam evoluindo a partir do desmantelamento da Superfície Interplanáltica II, de Justus (1985), em direção à foz, por incisão fluvial. Supostamente, este pulso de erosão continuará evoluindo de leste para oeste, envolvendo processos de capturas de drenagem e o desmantelamento desta Superfície Interplanáltica, que conseqüentemente acarretará na erosão dos arenitos do Grupo Caiuá, como já ocorre nos fundos de vale nas zonas limítrofes.

Quando os resultados são comparados com os estudos regionais, fica evidente que a escolha da área de estudo não permitiu uma análise mais efetiva. Por exemplo, ao ser comparado com o modelo de evolução proposto por Couto et al. (2018) e Fumiya (2017), o setor da bacia do

rio Ivaí que aparentemente está sofrendo maior erosão é a sua margem direita, e não a margem esquerda. Contudo, este resultado pode ser um erro gráfico gerado em função da ausência de dados altimétricos para esta análise, sobretudo os que se encontram até o interflúvio da margem direita da bacia do rio Ivaí.

Logo, é aconselhável que, para este tipo de análise, o mapa de erosão de massa mínima englobe toda a bacia hidrográfica de estudo, para que as interpolações sejam feitas a partir dos interflúvios.

Os resultados do mapa de χ de Couto et al.. (2018) indicam que os rios da margem esquerda da bacia do rio Ivaí são mais agressivos que os rios das bacias adjacentes. Portanto, estaria havendo um recorrente processo de captura neste local, dos tributários do rio Ivaí para os tributários do rio Piquiri. Contudo, este mecanismo não fica evidente com o auxílio do mapa de erosão de massa mínima, principalmente em virtude dos valores de erosão serem tão semelhantes entre as duas margens.

Por sua vez, este modelo de evolução do relevo ocorre principalmente nas zonas de transição entre as duas paisagens (Figura 5), em função dos maiores valores de erosão de massa mínima, compatíveis com rios de maior gradiente e incisão fluvial. É provável que nos interflúvios do rio Ivaí este mecanismo seja mais sutil e, portanto, imperceptível para os valores de massa mínima. Contudo, mais sensível aos valores de χ . Também pode significar que os divisores estejam em estágio de equilíbrio, não havendo capturas de drenagem, como foi interpretado por Couto et al. (2018).

Por fim, os resultados são perfeitamente compatíveis com o modelo de Silva et al. (2020), o qual associam a formação de superfícies embutidas em função dos processos de incisão a jusante de Sete Quedas, sendo esta, portanto, uma das principais regiões de transição entre paisagens no oeste do Paraná.

6 CONCLUSÕES

O mapa de erosão de massa mínima demonstrou ser uma ferramenta poderosa na identificação de áreas mais erodidas e menos erodidas em regiões de planaltos. Na área de estudo, foram identificados dois setores que apresentam um estágio de erosão mais avançado em relação

às áreas adjacentes: os tributários do rio Paraná, a jusante de Sete Quedas, que no Estado do Paraná fluem sobre os Planaltos de Foz do Iguaçu e de São Francisco, e a porção leste da área de estudo, associada ao Planalto do Alto/Médio Piquiri. Estas duas áreas apresentaram valores mais elevados de erosão de massa mínima, que sugerem serem paisagens transientes.

Com o auxílio do mapa de erosão de massa mínima também foi possível identificar as zonas de transição entre as duas paisagens transientes e a paisagem relictual, associada aos Planaltos de Umuarama, Campo Mourão, Cascavel e Paranavaí. Aparentemente, nas zonas de transição, o aumento da erosão de massa mínima está ligado ao aumento da incisão dos canais de 1ª e 2ª ordem. Portanto, é provável que o avanço da paisagem transiente (setor leste) sobre a paisagem relictual envolva processos de capturas de drenagem por decapitação.

A medida que a paisagem transiente do setor leste for avançando sobre a paisagem relictual, envolverá o processo de erosão dos arenitos do Grupo Caiuá, conforme já vem acontecendo nas zonas limítrofes desta unidade geológica.

Por sua vez, a formação da paisagem transiente a jusante de Sete Quedas está ligada a incisão do rio Paraná desencadeada pelo controle de soleiras em Sete Quedas, que acarretou na formação de vales suspensos nas desembocaduras destes rios e a mudança de seus níveis de base, nucleando o recorrente processo de erosão remontante.

7 REFERÊNCIAS

ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; ANDRADES FILHO, C. O. Neotectonics in the South American passive margin: Evidence of Late Quaternary uplifting in the northern Paraíba Basin (NE Brazil). **Geomorphology**, v. 325, p. 1-16, 2019.

BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: Virginio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamim Bley Brito-Neves. (Org.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, v. 1, p. 95-111, 2004.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, n.16 e 17, 1965.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

COUTO, E.V. **Evolução denudacional de longo prazo e a relação solo-relevo no noroeste do Paraná**. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 112 p. 2015.

COUTO, E. V.; SANTOS, L. J. C.; SORDI, M. V, BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; SALGADO, A. A. R.; ASTER Team. Changes of the base levels in the Ivaí and Paraná Rivers confluence zone (Southern Brazil): Denudational reflexes in the evolution of the upstream drainage network. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 62(1), p. 23-40, 2018.

CROSBY, B.T., WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, 82, 16e38, 2006.

DIBIASE, R. A., K. X. WHIPPLE, M. P. LAMB, AND A. M. HEIMSATH. The role of waterfalls and knickzones in controlling the style and pace of landscape adjustment in the western San Gabriel Mountains, California, **Geol. Soc. Am. Bull.**, 127(3-4), p. 539–559, 2015.

FARR, T.G., ROSEN, P.A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, K., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, 45, 2007.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

FUMIYA, M. H. **Gênese dos ferricretes e sua relação com transformações da paisagem no noroeste do Paraná**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 164p., 2017.

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. J. C.; MANGUEIRA, C.; COUTO, E. V. Emprego do Índice de Concentração da Rugosidade para identificação de feições morfológicas associadas as crostas ferruginosas no Noroeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.17, n.3, p.465-480, 2016.

FUMIYA, M. H.; SANTOS, L. J. C.; RIFFEL, S. B. Morphostratigraphy of ferruginous duricrusts in the northwest of Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.20, n.4, 2019.

GALLEN, S.F.; WEGMANN, K.W. Exploring the origins of modern topographic relief in the southern Appalachians: An excursion through the transient landscape of the Cullasaja River basin, North Carolina, in HOLMES, A.E., ed., *Diverse Excursions in the Southeast: Paleozoic to Present*: **Geological Society of America Field Guide**, 39, p. 145–167, 2015.

GIACONIA, F., BOOTH-REA, G., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M., AZAÑÓN, J.M., PÉREZ-PEÑA, J.V., PÉREZ-ROMERO, J., VILLEGAS, I. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). **Geomorphology**, 145-146, 90–106. 2012a.

GIACONIA, F.; BOOTH-REA, G.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J. M.; AZAÑÓN, J. M.; PÉREZ-PEÑA, J. V. Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constructional domain of conjugate strike-slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). **Tectonophysics**, 580, 27–42, 2012b.

JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape: Upper Saddle River**. [S.l.]: Upper Saddle River (N.J.): Prentice Hall, 362 pp, 2002.

KIRBY, E., WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54–75, 2012.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Livraria José Olympio Editora, Rio de Janeiro, RJ. 1981.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/ NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**, v.27, p.541-553, 2008.

PAISANI, J. C.; LOPES-PAISANI, S. D.; LIMA, S.; RIBEIRO, F. D. J.; PONTELLI, M. E.; FUJITA, R. H. Paleoenvironmental dynamics of low-order paleovalleys in the Late Quaternary – Palmas/Caçador Summit Surface – Southern Brazil. **Catena**, v. 182, p. 104171, 2019.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. St. Martin's Press, New York, 180 p. 1953.

PÉREZ-PEÑA, J. V., AZAÑÓN, J.M., BOOTH-REA, G., AZOR, A., DELGADO, J. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. **J. Geophys. Res.** 114, F02018, 2009.

PÉREZ-PEÑA, J.V., AL-AWABDEH, M., AZAÑÓN, J.M., GALVE, J.P., BOOTH-REA, G., NOTTI, D. Swath profiler and NProfiler: two new ArcGIS add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computers and Geosciences**, 104, p. 135-150, 2017.

PIKE, R.J., WILSON, S.E. Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral, and Geomorphic Area-Altitude Analysis. **Geol. Soc. Am. Bull.** 82, p. 1079 – 1084, 1971.

SANTOS, J. L. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 03-12, 2006.

SANTOS, L. J. C., OLIVEIRA, J. G. Evolução de neossolos quartzarênicos com base em estudo de caso na região noroeste do Paraná. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 2, 30, p. 105-118, 2020.

SILVA, B. A., HAYAKAWA, E. H., MARTINS, V. M. Relação solo-relevo no oeste do Paraná, estudo de caso: folha topográfica de Marechal Cândido Rondon, Brasil. **Rev. Bras. Geomorfol.**, v.21, n.1, p. 45-62, 2020.

WOBUS, C., WHIPPLE, K.X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (Eds.), **Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America Special Paper**, v. 398, p. 55-74, 2006.

Data de recebimento: 01 de abril de 2021.

Data de aceite: 22 de abril de 2021.