

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

EDIVANDO VITOR DO COUTO

**EVOLUÇÃO DENUDACIONAL DE LONGO PRAZO E A RELAÇÃO SOLO -
RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ**

CURITIBA

2015

EDIVANDO VITOR DO COUTO

**EVOLUÇÃO DENUDACIONAL DE LONGO PRAZO E A RELAÇÃO SOLO -
RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia no Curso de Doutorado do Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos

Coorientador: Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado

CURITIBA

2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Reitor

Prof. Dr. Zaki Akel Sobrinho

Vice-Reitor

Prof. Dr. Rogério Andrade Mulinari

**SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

Coordenador do Curso de Geografia

Prof. Dr. Adilar Antonio Cigolini

Coordenador da Pós-Graduação em Geografia

Prof^a. Dr^a. Olga Lúcia Castreghini de Freitas Firkowski

EVOLUÇÃO DENUDACIONAL DE LONGO PRAZO E A RELAÇÃO SOLO -
RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ

C871e

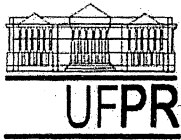
Couto, Edivando Vitor do
Evolução denudacional de longo prazo e a relação
solo-relevo no noroeste do Paraná/ Edivando Vitor do
Couto. – Curitiba, 2015.
112 f. : il. color. ; 30 cm.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de
Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em
Geografia, 2015.

Orientador: Leonardo José Cordeiro Santos – Co-
orientador: André Augusto Rodrigues Salgado.
Bibliografia: p. 101-112.

1. Latossolos. 2. Solos argilosos. 3. Hidrogeologia - Métodos
estatísticos. 4. Geomorfologia - Paraná. 5. Ivaí, Rio (PR). I.
Universidade Federal do Paraná. II.Santos, Leonardo José
Cordeiro. III. Salgado, André Augusto Rodrigues . IV. Título.ββμ

CDD: 551.4830287



MINISTÉRIO DE EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para a arguição da Tese de Doutorado, apresentada pelo (a) candidato (a) EDIVANDO VITOR DO COUTO intitulada "EVOLUÇÃO DENUDACIONAL DE LONGO PRAZO E A RELAÇÃO SOLO-RELEVO NO NOROESTE DO PARANÁ", para obtenção do grau de Doutor em Geografia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná Área de Concentração Espaço, Sociedade e Ambiente, Linha de Pesquisa Paisagem e Análise Ambiental.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido o (a) candidato (a), são de parecer pela APROVAÇÃO da Tese.

Curitiba, 21 de agosto de 2015.

Nome e Assinatura da Banca Examinadora:



Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos - orientador



Prof. Dr. Selma Simões de Castro – Depto Geografia/UFG



Prof. Dr. Luis Felipe Soares Cheren – Depto Geografia/UFG



Prof. Dr. Eduardo Salamuni – Depto Geologia/UFPR



Prof. Dr. Claudinei Tabora da Silveira - PPGGEO/UFPR

Às Marias de minha vida, dedico.

AGRADECIMENTOS

Uma tese de doutorado é impossível de construir sozinho. Nesta jornada de quatro anos é imprescindível agradecer a algumas pessoas e instituições que Deus designou para ajudar na caminhada.

Agradeço à República Federativa do Brasil, pelo apoio por meio de órgãos de fomento a pesquisa e Pós-Graduação, em especial ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo financiamento do projeto, por meio do qual foi possível desenvolver laboriosas campanhas de campo e acessar o Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences (Cerege), em Aix en Provence/Marseille. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pelos três anos de bolsa de doutorado e principalmente pela bolsa sanduíche na França.

Agradeço ao Cerege, pelo aceite da colaboração, utilização de laboratórios e confiança; algumas pessoas foram muito importantes nessa etapa, como o emérito professor Didier Boulés, Régis e em especial Laetitia, pela paciência, ensinamentos e amizade. A companhia e o auxílio de Anne, George, Carrin, Constantan, Frederic, Luccilla foram essenciais nessa fase.

Em especial, agradeço, sobretudo, pela confiança em me permitir trabalhar em um projeto histórico: ao Professor Doutor Leonardo José Cordeiro Santos, há muitos motivos para agradecer, seria impossível pontuar todos eles, posso dizer MUITO OBRIGADO.

Aos Professores Doutores Luiz Alberto Fernandes, Eduardo Salamuni, Ambrozina Helena Gontijo, José Hilário Ferreira, Débora Cristina de Souza, Paulo Agenor Bueno, Marcia de Oliveira Secco, Raquel Bueno, Elizabete Satsuki Sekine, por me ajudar das mais variadas formas possíveis, cada conversa sobre o tema ou qualquer outro aspecto foi fundamental nessa caminhada.

À Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTFPR), que permitiu o afastamento integral de minhas atividades docentes para o doutoramento; desta instituição não posso deixar de agradecer a meus grandes amigos: José Hilário Ferreira, Débora Cristina de Souza, Paulo Agenor Bueno, Marcia de Oliveira Secco, Raquel Bueno, Elizabete Satsuki Sekine, que tornaram possível minha ausência sendo muitas vezes onerados por isso.

Aos meus amigos, todos foram mais que amigos nesse período, dedico especial agradecimento a Tiago Perez Vieira, Michael de Sordi Caroline Manguieia, Marcel Fumiya, Alexei Nowatzki, Orestes Jarentchuk Junior, que não mediram esforços em ajudar quando precisei.

À minha família. Meu pai, Donizete Pinheiro do Couto, minha mãe, Maria Vitor do Couto, minha irmã, Cleide, e minha sobrinha, Eduarda, obrigado pelo carinho e consolo em todos os momentos.

À minha companheira e esposa, Luciane Maria Vieira do Couto, obrigado pelo seu amor e carinho nessa trajetória.

A todos que de alguma forma direta e indireta me ajudaram, agradeço.

*“Connaître ce n’est pas démontrer, ni
expliquer. C’est accéder à la vision.”*

Antoine de Saint-Exupéry

RESUMO

A passagem lateral Latossolo-Argissolo parece ser comum em ambientes tropicais, e pouco se conhece acerca do motor que influencia ou desperta o início dessa passagem; todavia, sabe-se que rupturas de declives são encontradas nas vertentes, principalmente em locais de transição. Inúmeros estudos têm apontado para a evolução gradual dos Latossolos para Argissolos no Estado do Paraná, processo que parece acontecer de forma diferenciada em um ambiente com características de fatores de formação pedológicas e morfológicas idênticas, separadas unicamente por uma drenagem principal, o rio Ivaí. Onde, os setores à margem direita apresentam vertentes alongadas com cobertura latossólica predominando ao longo da vertente, sendo os Argissolos situados apenas nos trechos inferiores. Na margem esquerda do rio Ivaí, o cenário é completamente diferente, as vertentes são mais curtas e com maiores quebras de declive, a drenagem parece mais entalhada, e o predomínio de Argissolos é evidente, chegando praticamente ao trecho superior das vertentes. Essa configuração foi base para esta pesquisa em que foram efetuadas análises quantitativas das taxas de denudação e controle das taxas pelas condições topográficas regionais e reajustes da rede de drenagem. Foram empregados métodos, que utilizam ageoestatística, taxas de denudação e análise da rede hidrográfica, o que permitiu conclusões mais adequadas sobre o desenvolvimento da distribuição geográfica das sequências laterais Latossolos-Argissolos. A área de estudo localiza-se na porção inferior da bacia hidrográfica do rio Ivaí, próxima à confluência com o rio Paraná. Por meio da mensuração das taxas de denudação utilizando nuclídeos cosmogênicos ^{10}Be , coletados em sedimentos aluviais e de análise morfométrica do terreno, obtiveram-se resultados que demonstram que as taxas de denudação são influenciadas principalmente pela proximidade com o nível de base regional, o rio Ivaí. Os divisores da margem esquerda deste rio estão ligeiramente mais distantes do leito e, de modo geral, apresentam as maiores taxas de denudação, o que demonstra, portanto, correlação positiva entre distância do nível de base e ritmo denudacional progressivo. Os divisores da margem direita da bacia estão mais próximos aos exutórios e, de modo geral, têm menores taxas. Esses fatos apontam para uma tendência, nas duas margens, de ajuste em relação ao nível de base atual do rio Ivaí. As taxas de denudação obtidas, em média, para a margem esquerda são de $12,05 \pm 2,98 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n=7$, enquanto para a margem direita são de $7,09 \pm 1,33 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n=7$, dessa forma, se ajustando ao valor de metade das taxas de ajuste da margem oponente. Ao analisar a seção topográfica transversal da margem esquerda, os vales se apresentam aprofundados em forma de V. Os principais divisores das bacias hidrográficas da margem esquerda se distanciam em média a 50 km da captação no rio Ivaí. Ao se distanciar do nível de base, as amplitudes altimétricas tendem a aumentar, e os vales a ser mais profundos ao buscar o nível de base regional. São evidências de que a margem esquerda do rio Ivaí passou por um processo de soerguimento no Quaternário que causou reajuste fluvial dos níveis de base regionais, dados pelos rios Paraná e Ivaí. Os reajustes se refletiram em toda a geomorfologia regional, causando maior entalhamento da rede de drenagem, capturas fluviais e aceleração dos processos erosivos, principais responsáveis pelos baixos divisores, bem como pelas inúmeras rupturas de declive ao longo dos perfis longitudinais.

Palavras-chaves: Latossolo-Argissolo. Reajuste fluvial. Taxa de denudação. Rio Ivaí. Análise de agrupamentos. *Outliers*.

ABSTRACT

The oxisol-ultisol passage appears to be common in tropical environments, little is known about the mechanism that influences or triggers the beginning of this passage, however it is known that slope ruptures are found on the hillsides especially in transition sites. Many studies have aimed for a gradual evolution of oxisol to ultisol. In the State of Paraná this process seems to happen differently in an environment with all its characteristics of identical soil formation factors separated only by a main drain of the Ivaí River, where the right sectors or north bank have elongated slopes with latosolo coverage, predominating along the slope, the ultisol being located just to the lower reaches. On the left bank of the Ivaí River, the scenario is completely different, the slopes are shorter and higher slope breaks and drainage look more carved and the dominance of the ultisol is evident reaching almost to the upper reaches of the slopes, this configuration guides the hypothesis of this search to a quantitative analysis of the denudation rates and control of these rates, data by the regional topographical configuration and the drainage network adjustments. The geostatistic using method, denudation rates and analysis of river system will allow us appropriate conclusions about the development of these soils. The study area is located in the lower portion of the watershed of Ivaí River near its confluence with the Paraná River. By measuring the denudation rates using nuclides cosmogênicos ^{10}Be collected in alluvial sediments arranged sub-basins of the study area and morphometric analysis of the land. It was obtained results showing that denudation rates are influenced mainly by the proximity to the level of regional basis: the Ivaí River. The watershed of the left bank of the Ivaí River are slightly farther from the river and generally have the highest rates of denudation, which thus shows a positive correlation between distance from the base level and the progressive denudational pace. The watershed on the right bank of the basin are closer to the river mouth and generally has lower rates. This fact points to a tendency on both sides, adjusting relatively to the current base level of Ivaí River. The denudation rates achieved, on average, to the left bank are $12.05 \pm 2.98 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n = 7$, while for the right bank are $7.09 \pm 1.33 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n = 7$ thus by adjusting almost half of the opponent bank setting rates. Analyzing the topographic transversal section of the left bank, the valleys are deepened V-shaped. The main watershed of the river basins in the left margin on average distance 50 km from themselves from their funding in Ivaí River. By moving away from the base level the altimetric amplitudes tends to increase and the valleys are deeper, to seek the level of regional basis. Evidence that the left bank of the Ivaí River went through a uplifting process in the Quaternary, which caused a river readjustment of regional background levels given by the Paraná and Ivaí Rivers. These readjustments reflected in all regional geomorphology, causing a greater carving of the drainage system, river captures, acceleration of key erosion processes responsible for the low watershed as well as numerous slope ruptures along the longitudinal profiles.

Keywords: Oxisol-ultisol. River adjustment. Denudation rate. Ivaí River. Grouping Analysis. Outliers.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 A e B – Localização, geologia regional e cobertura pedológica da área de estudo	21
Figura 2 – Seção topográfica transversal entre os Três Morrinhos (Terra Rica, Paraná) e o Morro do Diabo (Parque Estadual Morro do Diabo, Teodoro Sampaio, São Paulo)	22
Figura 3 – Foto representativa do relevo à margem direita do rio Ivaí, onde predominam vertentes de suaves declividades. Localizada em Paranaíba Fonte: Couto, E.V....	24
Figura 4 – Foto representativa do relevo à margem esquerda do rio Ivaí, vertentes de declividades mais acentuadas localizadas em Umuarama – Paraná. Observa-se os fundos dos vales mais encaixados e vertentes menos alongadas. Fonte: Couto, E.V.	24
Figura 5 – Compartimentos morfopedológicos do Noroeste do Estado do Paraná.....	25
Figura 6 – Legenda da compartimentação morfopedológica	31
Figura 7 – Vertentes representativas desenvolvidas no Noroeste do Paraná, à margem direita do rio Ivaí setor Norte, com desenvolvimento de Latossolos que ocupam desde o topo até a baixa vertente	32
Figura 8 – Vertentes representativas desenvolvidas no Noroeste do Paraná, às margens esquerdas do rio Ivaí setor Sul, a partir do terço inferior da vertente é que se observa uma transformação lateral, onde aparece a cobertura de Argissolos A e B; nos fundos dos vales com drenagem, têm-se os Gleissolos.	32
Figura 9 – Vertentes representativas de vertentes desenvolvidas no Noroeste do Paraná, com desenvolvimento de Latossolos nos topos e passagem lateral para Argissolo na alta para média vertente.	33
Figura 10 – Cascata nuclear da interação raios cósmicos/atmosfera.....	37
Figura 11 – Evolução teórica da concentração de ^{10}Be em função do tempo e das taxas de erosão.....	38
Figura 12 – Evolução teórica da concentração de ^{10}Be ao longo do perfil de profundidade para três diferentes taxas de erosão (da esquerda para a direita 10, 2 e 0 m Ma^{-1})	38
Figura 13 – Exemplo da amostragem de ^{10}Be em sedimentos fluviais	39
Figura 14 – Dados morfométricos utilizados para modelagem estatística: (A) Declividade, (B) Densidade de Drenagem, (C) Gradiente do Relevo, (D) Índice de Rugosidade do Terreno. Fonte: Couto, E.V.	46
Figura 15 – Localização da malha de 1km ² recobrindo a área de estudo. Fonte: Couto, E.V.	47
Figura 16 – Sequência de testes estatísticos aplicados aos dados pelo algoritmo ArcGis	49
Figura 17 – Parâmetros para o cálculo SI Index.....	52
Figura 18 – Localização da área de estudo e distribuição de pontos amostrais para coleta de sedimentos. Fonte: Couto, E.V.....	54
Figura 19 – Frascos de 250 ml, do tipo boca estreita, contendo aproximadamente 70g de amostras de quartzo em processo de preparação para a primeira purificação do material. Fonte: Couto, E.V.....	56
Figura 20 – Processo de adição da solução de phenakita, utilizando micropipetas para inserção de uma quantidade ponderável de ^{10}Be e fixar uma relação de $^{10}\text{Be} / \text{Be}^9$ que será mensurada pelo espectrômetro de massa.	58

Figura 21 – Tubos contendo as amostras de $^{10}\text{Be} / \text{Be}^9$ após a recuperação com ácido clorídrico (HCl) a 7 mol.L^{-1} . Fonte: Couto, E.V.....	59
Figura 22 – Tubos contendo apenas os solutos do quartzo mais a solução de phenakita após o procedimento de dissolução total do quartzo.....	59
Figura 23 – Agrupamentos obtidos pela análise de <i>Cluster</i> com definição prévia de dois grupos	62
Figura 24 – Gráfico boxplots da distribuição das variáveis. Nota: os dados em preto referem-se à estatística total; em azul ao Agrupamento Norte; e vermelho ao Agrupamento Sul. Da esquerda para a direita são representadas as distribuições de Declividade, Gradiente Topográfico, Densidade de Drenagem, Índice de Rugosidade do Terreno	64
Figura 25- Mapas de <i>Morans I</i> agrupamentos dos valores de A) Declividade (slop), B) Rugosidade, C) Densidade de Drenagem e D) Gradiente Topográfico	66
Figura 26 – Ocorrência de feições geomorfológicas heterogêneas no setor N (“paleovoçorocas”).....	66
Figura 27 – Localização das bacias de coleta para a área de estudo	68
Figura 28 – Taxas de denudação para as 14 sub-bacias hidrográficas. Nota: método de mensuração de ^{10}Be . Fonte: Couto, E.V.....	69
Figura 29 – Mapa com os principais elementos da reorganização fluvial	77
Figura 30 – Perfis longitudinais dos afluentes da margem direita e esquerda do rio Ivaí	78
Figura 31 – Distribuição espacial dos <i>knickpoint</i> de ordem 1 para o noroeste do Estado do Paraná	79
Figura 32 – Gráfico com a distribuição espacial dos <i>knickpoints</i> de ordem 1 e 2 para o noroeste do Estado do Paraná.....	80
Figura 33 – Distribuição espacial dos <i>knickpoints</i> de ordem 2 para o noroeste do Estado do Paraná.	80
Figura 34 – mapa com a densidade dos <i>knickpoints</i> RDE de ordem 1 e 2 para o noroeste do Estado do Paraná. Fonte: Couto, E.V.....	81
Figura 35 – Mapa da densidade dos canais de drenagem de 1ª ordem de acordo com Straller	82
Figura 36 – Gráfico com as orientações principais dos lineamentos de drenagem a diferentes filtros; A e B drenagens de 1ª ordem de acordo com Straller C e D 2ª ordem de acordo com Straller.....	83
Figura 37 – Taxas de denudação longo prazo (<i>plotted</i>) em função dos parâmetros morfológicos em toda a bacia hidrográfica. A) Média elevação (m). B) Máximo Elevação (m). C) Média da Declividade (deg.). D) Máxima da Declividade (deg.). E) Média da Amplitude (m). F) Máximo Amplitude (m) fonte: Couto, E.V.....	87
Figura 38 – Taxas de denudação longo prazo “ <i>plotted</i> ” em função dos parâmetros morfológicos em toda a bacia hidrográfica. Nota: A) Média Densidade de drenagem km^2/km^2 . B) Máximo Densidade de drenagem km^2/km^2 . C) Relevo da bacia dados pela média das altitudes menos altitude mínima de área da bacia a montante do local da amostra). D) Área da bacia (km^2). Fonte: Couto, E.V.....	88
Figura 39 – Taxas de denudação longo prazo (<i>plotted</i>) em função da distância entre os pontos de coleta das bacias hidrográficas.....	91
Figura 40 – Perfil topográfico transversal A-A’. Nota: o perfil mostra as diferenças topográficas entre a margem direita e esquerda do Rio Paraná. Nota-se maior desenvolvimento de planícies e terraços na margem esquerda (Mato Grosso do Sul), já destacado por Stevaux et al. (1993) e Fortes et al. (2003), dado por um soerguimento da margem direita, o que fez afundar o leito e desenvolver planícies	

para o lado do Estado de Mato Grosso do Sul e erodir as margens no Estado do Paraná.....	92
Figura 41 – Seção geológica do canal do rio Paraná em Porto Primavera. Nota: observa-se o contato erosivo do canal (CH) com forte caimento para Leste, indicando possível falha normal na direção do canal (STEVAUX et al, 1993).....	93
Figura 42 – Localização dos transectos topográficos transversais.....	93
Figura 43 – Perfis topográficos transversais. Nota: os perfis seccionam a área de estudo de norte a sul (A, B e C) e de Oeste para a Leste (D, E, F e G).....	94
Figura 44 – Distância entre os divisores nas bacias hidrográficas do rio Ivaí.....	95
Figura 45 – Modelo de elevação do terreno representando as cabeceiras de drenagens das bacias divisoras da margem esquerda e direita do rio Ivaí.....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Estatísticas de variáveis totais	63
Tabela 2 – Estatísticas descritiva das variáveis comparação entre os Agrupamentos Norte (N) e Sul (S)	63
Tabela 3 – Relação da localização, média de elevação e taxas de concentração e denudação das 14 sub-bacias hidrográficas.....	70
Tabela 4 – Estatística descritiva das variáveis morfométricas obtidas para as 14 sub-bacias hidrográficas amostradas para análise do ^{10}Be	72

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	17
HIPÓTESE E PROBLEMA DA PESQUISA	17
1. INTRODUÇÃO	17
1.1 ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO.....	20
CAPÍTULO 2	27
REVISÃO TEÓRICA	27
2. RELAÇÃO SOLO-RELEVO	27
2.1 PASSAGEM LATERAL LATOSSOLO-ARGISSOLO.....	28
2.2. NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS ¹⁰ BE E ESTUDOS EM AMBIENTES TROPICAIS.....	35
CAPÍTULO 3	42
MATERIAIS E MÉTODOS	42
3.1. ANÁLISE POR AGRUPAMENTOS (<i>CLUSTER</i>).....	44
3.2. PREPARO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA GEOQUÍMICA DOS NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS ¹⁰ BE.....	52
3.2.1. Etapa 1: Laboratório de Solos – UTFPR Campo Mourão.....	55
3.2.2. Etapa 2: Laboratório Nacional de núclídeos cosmogênicos (INCC) do Cerege – França.....	56
3.2.3. Eliminação de cátions metálicos e ânions: Separação em resinas de troca de íons.....	60
3.3. MEDIÇÃO DOS RESULTADOS.....	61
CAPÍTULO 4	62
O NOROESTE DO PARANÁ: APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	62
4. ANÁLISE DE AGRUPAMENTOS <i>CLUSTER</i>	62
4.1. ANÁLISE DOS <i>OUTLIERS</i>	65
CAPÍTULO 5	68
TAXAS DE DENUDAÇÃO	68
5. AS TAXAS DE EROÇÃO POR ¹⁰BE PARA O NOROESTE DO PARANÁ	68
CAPÍTULO 6	75

PROCESSO DE REORGANIZAÇÃO DA DRENAGEM.....	75
6. A REDE DE DRENAGEM NO NOROESTE DO PARANÁ.....	75
6.1. OS PROCESSOS DE REORGANIZAÇÃO FLUVIAL	75
6.1.1. Anomalias no perfil longitudinal <i>SI Index</i> e significado dos <i>knickpoints</i>	78
6.1.2. Resposta da densidade de drenagem e retomada erosiva por controle Estrutural.....	82
CAPÍTULO 7.....	85
DISCUSSÕES E PERTINÊNCIAS.....	85
7. RELAÇÕES ENTRE AS TAXAS DE DENUDAÇÃO E A TOPOGRAFIA REGIONAL	85
7.1. RELAÇÕES ENTRE TAXAS DE DENUDAÇÃO E A REDE HIDROGRÁFICA.....	90
7.2. RELAÇÃO COM A DISTRIBUIÇÃO E TRANSFORMAÇÃO LATERAL LATOSSOLO-ARGISSOLO.....	97
CAPÍTULO 8.....	100
CONCLUSÕES.....	100
REFERÊNCIAS.....	102

CAPÍTULO 1 HIPÓTESE E PROBLEMA DA PESQUISA

1. INTRODUÇÃO

As regiões de climas tropicais, com estações alternadas e bem definidas, uma seca e outra chuvosa e de substrato sedimentar, apresentam frequentemente as sequências laterais de solos Latossolo-Argissolo ao longo das vertentes, (BENNEMA et al., 1970; BRAVARD; RIGHI, 1989a, 1989b; CASTRO, 1989; STOOPS et al., 1993; DUBROEUCQ; VOLKOFF, 1998; LUNDSTRÖM et al., 2000 PELLERIN; QUEIROZ NETO, 1992; SALOMÃO, 1994; SANTOS, 1995; 2000; VIDAL-TORRADO et al., 1999; FURQUIM et al., 2013).

As distribuições destes solos, geralmente se encontram associadas ao grau de entalhe da rede de drenagem e ao comprimento das vertentes, ou seja, no relevo de colinas amplas, com domínio de Latossolos. As vertentes são recobertas por solos com horizonte B latossólico até a base das vertentes, onde se encontram adjacentes neossolos, e a rede de drenagem se apresenta pouco entalhada. Enquanto um pequeno relevo de colinas médias e curtas se encontram recobertas por solos com B latossólico no topo e com B textural, Argissolos, a partir do trecho superior ou da metade das vertentes, com rede de drenagem mais densa e entalhada (SALOMÃO, 1994; SANTOS; CASTRO 2006; SANTOS 1995; 2000; NAKASHIMA, 1999).

O comportamento físico e hídrico destes solos mostra que o aparecimento do horizonte B textural (Bt), característico dos Argissolos, modifica as dinâmicas hídricas, a drenagem passa de vertical e profunda nos Latossolos, localizados a montante, para lateral e subsuperficial quando aparece o horizonte Bt a jusante. A camada arenosa pouco resistente que constitui o horizonte E, acima do Bt, é mais suscetível à erosão linear (ravinas) e à erosão laminar; o lençol suspenso acima do Bt também se manifesta por fenômenos de *piping*, todavia, mais superficiais que os provocados pelo lençol profundo (FERNANDES BARROS, 1986; SANTANA, 1991; SALOMÃO, 1994; OLIVEIRA, 1994; FURIAN, 1995; DIAS FERREIRA, 1997; BELTRAME, 1997 SANTOS; CASTRO 2006).

As sequências laterais de Latossolo-Argissolo apontam para um processo remontante, com isso, no início da transformação lateral do horizonte B latossólico, a estrutura microagregada com porosidade de empilhamento, passa por um processo de adensamento e fissuração com reorientação plásmica e pequena mobilização da argila.

Em escala macromorfológica, percebe-se o início da formação da estrutura poliédrica

subangular, que se acentua em direção à base da vertente e é característica dos solos com B textural. A formação da estrutura poliédrica é acompanhada pelo aparecimento de porosidade fissural, que, aos poucos, passa a ser dominante (SANTOS 2000; QUEIROZ NETO 2000; 2004).

O papel dos fluxos laterais nos interflúvios, as mudanças de solos e a transformação e/ou neoformação de constituintes, bem como as neopedogêneses evoluem remontantemente (QUEIROZ NETO, 2000; 2004; VIDAL-TORRADO et al., 2005; FURQUIM et al., 2013). A modificação da porosidade acarreta acentuada diminuição da macroporosidade do horizonte A para o B com forte restrição à circulação hídrica vertical, que se adensa a jusante, com saturação de água pelo menos durante a estação chuvosa (FERNANDES BARROS, 1986; MANFREDINI; QUEIROZ NETO, 1993). Dessa forma, no topo do horizonte Bt começam a se manifestar fenômenos de hidromorfia, que são iniciados pela presença de mosqueados e surgimento de bandas onduladas ou lamelas. A hidromorfia é indicadora de um meio redutor, que favorece a dissociação do ferro e da argila, com eliminação do ferro e processos de eluviação da argila (CASTRO, 1989; SANTOS; CASTRO 2006).

Ao noroeste do Estado do Paraná, sobre as rochas do Grupo Caiuá, ocorrem seqüências laterais de Latossolos-Argissolos. Assim como pesquisas feitas em outras regiões tropicais, os Latossolos se encontram frequentemente associados a relevo plano e com menor densidade de drenagem, enquanto os Argissolos estão associados a relevo ondulado com maiores declives e maior densidade de drenagem. (NAKASHIMA, 1999; GASPARETO 1999; CUNHA 1996; 2002).

No noroeste do Paraná, área objeto de estudo da presente pesquisa, a ocorrência de Latossolos e Argissolos é heterogênea, como pode ser observado ao longo do baixo curso do rio Ivaí, que cruza de Sudoeste para Noroeste os arenitos do Grupo Caiuá. Na margem direita ocorrem, em maior abundância, Latossolos que são frequentemente associados ao baixo grau de entalhe da rede de drenagem e relevo de colinas amplas, enquanto na margem esquerda os Argissolos ganham expressão e o relevo é de colinas médias e a rede de drenagem se encontra mais densa e entalhada (Figura 1B).

As diferenciações entre as formas do relevo, padrão de dissecação e a distribuição dos Latossolos e Argissolos neste caso parece não se associar diretamente às condições climáticas e geológicas, tidas como os dois principais parâmetros que influenciam na pedogênese e na morfogênese.

Neste caso, levando em consideração estudos regionais como os de Salamuni et al., (2003, 2004); Olivia et al., (2010); Stevaux et al., 1993; Fortes et al., (2005), que destacam a

importância de reativações neotectônicas alterando a morfogênese e a pedogênese, permitiu-se levantar a hipótese de que tais reativações poderiam ter conduzido ao aprofundamento do nível dos talwegues, provocando uma reorganização fluvial e controlando a distribuição da rede de drenagem e conseqüentemente dos sistemas pedológicos.

Uma ação morfotectônica pode afetar a paisagem por meio de soerguimentos de blocos, como, por exemplo, soerguimento do bloco da margem esquerda em detrimento da margem direita do rio Ivaí, o que ocasionaria mudanças nos níveis de base locais, levando a reorganização fluvial em busca de novo equilíbrio dos níveis de base e que conseqüentemente provocaria alterações nos fluxos laterais das vertentes, modificando e gerando o aumento do fluxo lateral, o transporte das altas vertentes para os fundos dos vales e entulhamento dos vales, assim, reativando todo o sistema morfopedológico.

A determinação das taxas de denudação nas quais o relevo responde a sinais tectônicos é um dos maiores desafios na geomorfologia, uma vez que a mensuração de taxas de evolução do relevo regional é pouco compreendida. Estudos envolvendo mensuração das taxas denudacionais no longo prazo por meio de isótopos cosmogênicos atendem a essa demanda e auxiliam na comprovação de teorias de evolução do relevo. A partir de fins da década de 1980 e especificamente a partir de 2000, os avanços tecnológicos e o maior entendimento da dinâmica natural de produção dos isótopos cosmogênicos permitiram rápido crescimento da aplicação dessa técnica nas Geociências. Isso se deu pela capacidade de encontrar soluções geocronológicas antes não possíveis, tanto em termos de períodos de tempo abordados como em termos de variedade de minerais possíveis de serem usados (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004).

Assim, as mensurações geocronológicas do tempo de exposição das superfícies topográficas às taxas de denudação no auxílio à comprovação de hipóteses de soerguimento ou rebaixamento de blocos, podem ser corroboradas pelo método de mensuração de concentração do ^{10}Be , elemento produzido nos primeiros metros da topografia exposta, que é consequência do tempo de exposição da superfície aos raios cósmicos.

Com isso, sua mensuração permite estimar as taxas erosivas a que esteve submetida em um intervalo de tempo de até 1,36 milhão de anos, no período Quaternário. É importante salientar que 1,36 Ma é considerado o tempo para taxa de denudação de 0 m/Ma. Quanto maior a taxa de denudação menor será a concentração de ^{10}Be e o tempo de exposição a que a superfície esteve submetida, uma vez que o mineral passou menos tempo sob influência da radiação cósmica. Assim, quanto mais lentamente o mineral (quartzo) chegar à superfície, maior será a produção do ^{10}Be e menor a taxa média de denudação.

A fim de avançar nesta temática e contribuir nas discussões sobre a relação da morfogênese-pedogêneses, o presente trabalho traz uma abordagem geocronológica, geoespacial e da análise do arranjo da rede de drenagem para o noroeste do Paraná, já que os fatores de formação dos solos; material de origem, clima, relevo, organismos e por fim o tempo, atuaram de forma similar e contemporânea na evolução geomorfológica e pedogenética do noroeste do Paraná.

Portanto, diferenciações na distribuição dos solos entre a margem esquerda e direita do rio Ivaí e a mensuração das taxas de denudação no longo prazo por núclídeos cosmogênicos ^{10}Be em ambas as margens podem demonstrar o ritmo denudacional; espera-se que em ambientes estáveis não haja diferenciação nas taxas denudacionais entre duas margens com configuração litológica, geomorfológicas e pedológicas similares.

O objetivo principal desta pesquisa foi analisar a evolução morfopedológica regional, buscando a compreensão do controle morfotectônico na evolução pedológica da região noroeste do Estado do Paraná, por meio de uma abordagem geoestatística e geocronológica. Com os objetivos específicos pretende-se:

- a- aplicar um modelo geoestatístico a fim de verificar o grau de diferenciação do relevo, por meio dos atributos topográficos, entre os compartimentos propostos;
- b- analisar a organização da rede de drenagem e a relação com o relevo e os sistemas pedológicos;
- c- mensurar as taxas de denudação utilizando o método do decaimento radioativo do ^{10}Be a fim de comparar os compartimentos da margem esquerda e direita do rio Ivaí.

1.1 ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no noroeste do Estado do Paraná, totalizando cerca de 10.000 km², como mostra a Figura 1A. A parte abordada por esta pesquisa corresponde à cobertura sedimentar cretácea suprasáltica no Estado do Paraná situada na Bacia Sedimentar do Bauru: o Grupo Caiuá. Compreendendo a unidade e a formação do rio Paraná (FERNANDES; COIMBRA, 1994). O presente estudo se delimita pela ocorrência da formação geológica acima citada, a bacia hidrográfica do rio Ivaí, baixo curso (Figura 1A).

A Bacia Bauru é formada por uma depressão desenvolvida por subsidência termomecânica, na parte centro-sul da Plataforma Sul-americana, no Cretáceo Superior, após

a ruptura do continente gondwânico e da abertura do Oceano Atlântico. Essa bacia, do tipo continental interior, acumulou uma sequência sedimentar essencialmente psamítica, da qual atualmente se encontra preservada a espessura de quase 300 metros; tais sequências, hoje aflorantes em área de 370.000 km², têm por substrato principal rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Ki), sobretudo basalto, da qual é separada por superfície erosiva regional (FERNANDES; COIMBRA, 1994).

O preenchimento da Bacia Bauru teria ocorrido no intervalo Coniaciano-Maastrichtiano (Cretáceo Superior). O período foi definido pela idade atribuída a fósseis de vertebrados (HUENE, 1939), pela idade absoluta de intercalações de rochas vulcânicas (COUTINHO et al., 1982) e pela correlação com estádios da sedimentação na Bacia de Santos. A sequência suprabasáltica neocretácea é formada pelos grupos cronocorrelatos Bauru e Caiuá, acumulados em clima semiárido e árido.

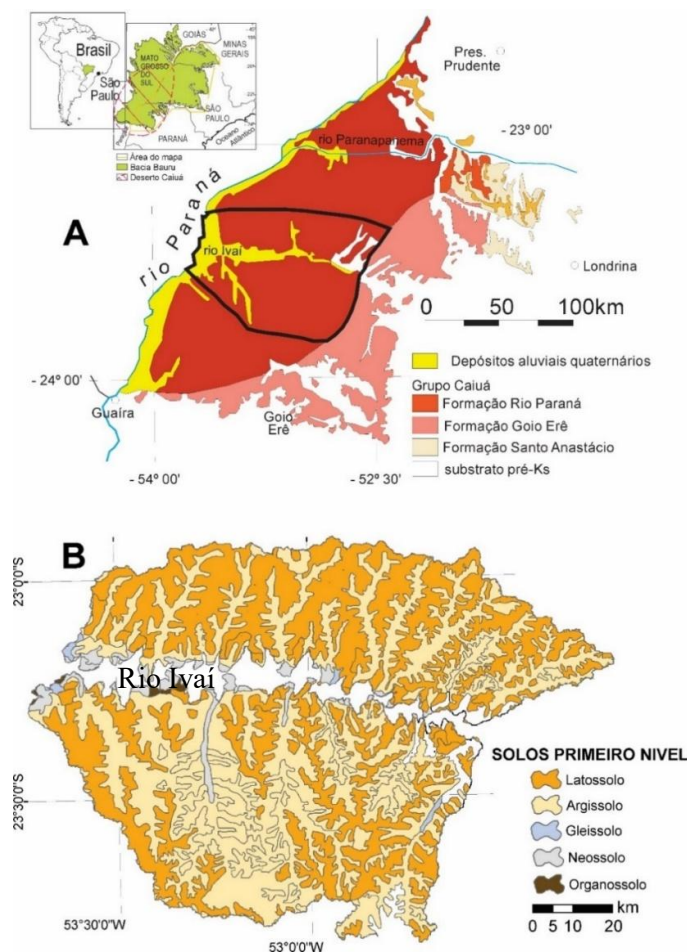


Figura 1 A e B – Localização, geologia regional e cobertura pedológica da área de estudo. (Fonte: 1A) Geologia adaptado de FERNANDES et al. (2012); 1B) Pedologia adaptado de EMBRAPA (2006).

Após o fim do processo de sedimentação do Grupo Caiuá no final do Cretáceo, houve o desenvolvimento de superfícies de aplainamento devido a oscilações de clima (alternância entre clima seco e úmido) no Cenozóico (BIGARELLA; MAZUCHOWSKI, 1985). Para os referidos autores, no noroeste do Paraná há presença de duas superfícies com aplainamentos resultantes dessas oscilações, o Pediplano 2 (Pd₂) e o Pediplano 1 (Pd₁) (Figura 2).

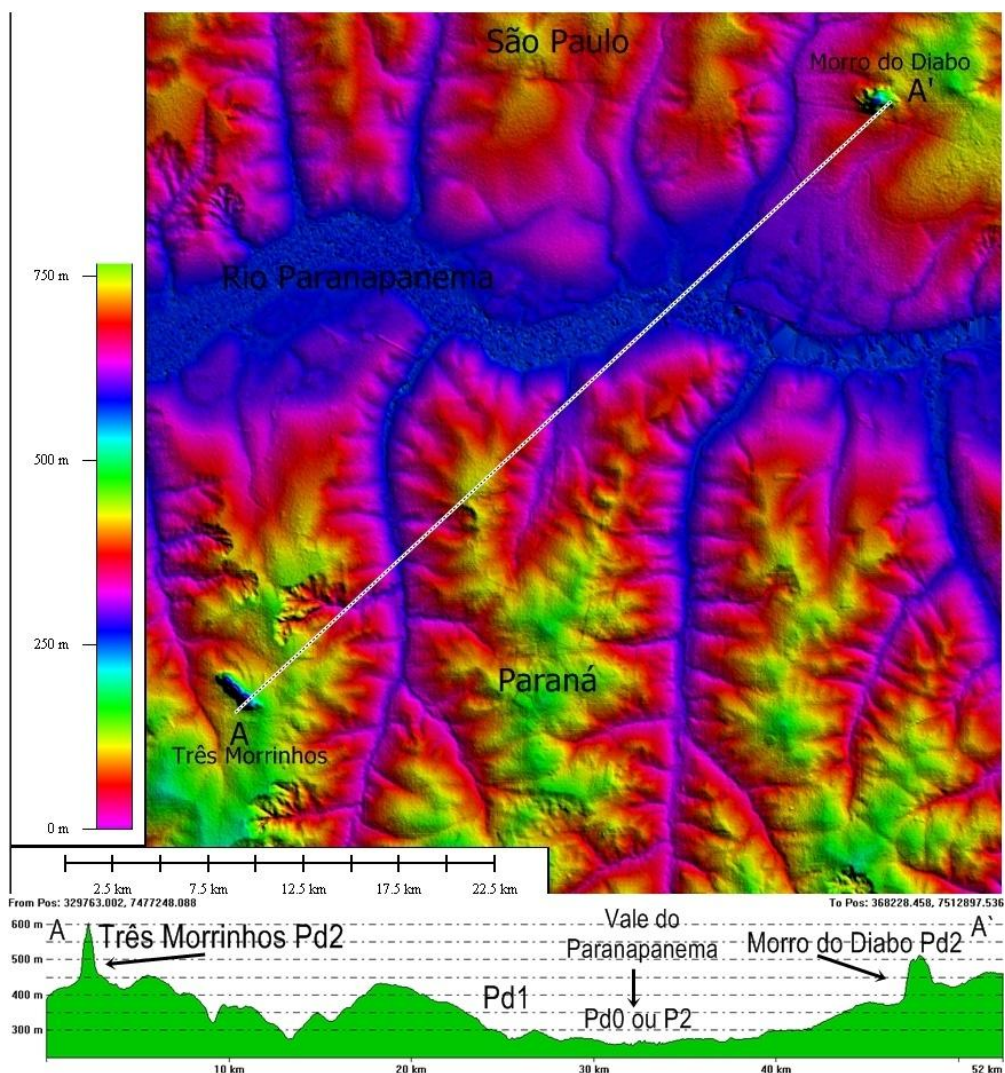


Figura 2 – Seção topográfica transversal entre os Três Morrinhos (Terra Rica, Paraná) e o Morro do Diabo (Parque Estadual Morro do Diabo, Teodoro Sampaio, São Paulo).

Nota: dados topográficos de imagens SRTM, Projeto TOPODATA-INPE.

Fonte: FERNANDES et al. (2012).

A superfície Pd₂ corresponde a remanescentes de uma superfície de aplainamento elaborada no nível inferior ao da superfície de cimeira (Pediplano3), atualmente conformando modelados de aplainamento degradado e de dissecação grosseira à média com

aprofundamento da drenagem entre 25 e 50 metros, que ocorre em interflúvios dos rios Paranapanema-Ivaí e Ivaí-Piquiri. O Pd₂ apresenta caimento de superfície em direção ao vale do rio Paraná aproximadamente de 1 m/km, com altitude máxima entre 620 e 630 metros e mínima entre 380 e 400 metros próximos ao rio Paraná (JUSTUS, 1985).

Ainda sob o Pd₂ são observados relevos residuais (Figura 2), que constituem remanescentes degradados de superfícies anteriores, como “inselbergs”, que permaneceram localmente em razão de características estruturais como o Morro dos Três Irmãos, silicificados por fluidos hidrotermais de sílica, no noroeste do Paraná, com aproximadamente 130 metros de desnível em relação às superfícies regionais (FERNANDES et al., 2012).

Já a superfície Pd₁ corresponde a compartimentos de interdenudação “beira-rio”, acompanhando a drenagem, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargados por degradação lateral, formando modelados de aplainamento quase plana. O Pd₁ apresenta inclinação da ordem de 1% em direção ao Vale do Rio Paraná (JUSTUS, 1985).

Quanto aos solos que, desenvolvidos sobre estas superfícies na região norte-noroeste Paranaense, apresentam relação estreita com o relevo (declividades das vertentes) e a rocha (características físicas, químicas e mineralógicas) (NAKASHIMA, 1999). A cobertura pedológica é caracterizada por solos espessos nos longos interflúvios aplainados de vertentes de baixa declividade (figura 3), onde predominam os solos com horizonte B latossólico. Nos interflúvios estreitos, com o aumento da declividade das vertentes (Figura 4) passam a predominar os solos com horizonte B textural.



Figura 3 – foto representativa do relevo à margem direita do rio Ivaí, onde predominam vertentes de suaves declividades. Localizada em Paranavaí. Fonte: Couto, E.V.



Figura 4 – foto representativa do relevo à margem esquerda do rio Ivaí, vertentes de declividades mais acentuadas localizada em Umuarama – Paraná. Observa-se os fundos dos vales mais encaixados e vertentes menos alongadas. Fonte: Couto, E.V.

De acordo com Nakashima (1999), ocorrem nessa região do estado seis compartimentos morfopedológicos (Figura 5), os quais agrupam distintos tipos de solos. Para o referido autor, o Sistema I; Latossolo vermelho, textura argilosa; Argissolo vermelho,

textura média e Gleissolo háplico aparece principalmente em manchas isoladas próximas aos rios Paranapanema e Ivaí;

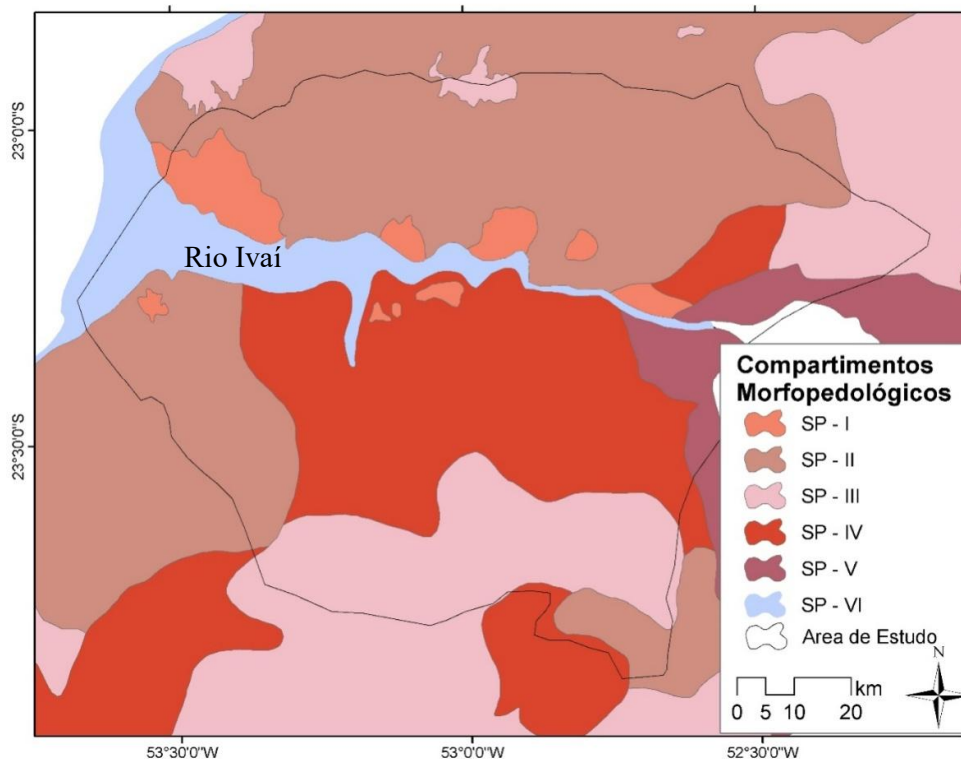


Figura 5 – Compartimentos morfopedológicos do noroeste do Estado do Paraná.

Fonte: NAKASHIMA (1999).

O Sistema II; predominam Latossolo vermelho, textura média; Argissolo vermelho, textura média e Gleissolo háplico predomina em quase todo o divisor principal dos rios Paranapanema-Ivaí e afluentes; aparecem também no setor oeste/sudoeste da área, drenada principalmente pelos afluentes do rio Paraná e setor sul-sudeste, nas proximidades de São Lourenço, ao sul da cidade de Cianorte;

No Sistema III; apresentam-se Latossolo vermelho, textura média; Argissolo vermelho abrupto, textura média e Gleissolo aparecem em áreas de maior densidade de drenagem. Aparece no setor leste da carta (figura 5), na drenagem do rio Paranapanema, tendo como referência a cidade de Nova Esperança. Em direção Oeste ocorre em pequenas manchas isoladas, representado por pequenas áreas com altitudes ligeiramente mais elevadas. Ao sul do rio Ivaí, principalmente no interflúvio Ivaí-Goioerê, aparece uma extensa área contínua, tendo como referência a área de Umuarama, Cruzeiro do Oeste e também pequenas manchas no setor sudoeste;

No Sistema IV ocorrem Latossolo vermelho; Argissolo vermelho, textura média; Argissolo vermelho abrupto, textura média e Gleissolo háplico aparecem nos interflúvios e patamares da margem esquerda do rio Ivaí, tendo como referência a Cidade Gaúcha. Ocorre também pequena mancha isolada no setor sudoeste, cuja drenagem pertence ao rio Paraná. No setor sul, nas proximidades de Tuneiras do Oeste, com drenagem pertencente ao rio Goioerê; e uma pequena mancha na margem direita do rio Ivaí, ao sul de Tamboara;

No Sistema V prevalecem os Latossolo vermelho, textura argilosa; Argissolo vermelho abrupto, textura média; Argissolo vermelho, textura argilosa, e Gleissolo háplico aparecem em todo setor leste da área, desde o rio Paranapanema, a nordeste, até Peabiru, a sudeste da carta; este sistema representa a área de contato, onde ocorre o sistema Latossolo vermelho–Argissolo, vermelho–Gleissolo, em área de basalto;

E por fim, no Sistema VI, ocorrem Neossolos flúvicos, textura variada, que aparecem em todas as planícies de inundação dos rios Paraná e Ivaí. Ao analisar o perfil topopedológico, em escala 1:250.000, observa-se as diferenças topográficas entre os perfis dos interflúvios e os cortes transversais aos principais eixos de drenagem. Neste caso, realçam-se os diferentes sistemas pedológicos que aparecem nos diversos compartimentos delimitados anteriormente.

2. RELAÇÃO SOLO-RELEVO

Após a década de 1980, o desenvolvimento de novas técnicas para determinar a idade das superfícies topográficas e os mecanismos e taxas de processos denudacionais, bem como o ritmo de movimento da crosta, permitiram a revitalização de diversos campos da geomorfologia, principalmente pela descoberta dos radioativos dos nuclídeos cosmogênicos, possibilitando quantificar em escala de milímetros quão rapidamente determinado local está em movimento em relação a outro, da mesma forma como quantificar a velocidade em que ocorrem incisões de canais fluviais e as taxas a que estão denudando as encostas e montanhas (VARAJÃO et al., 2009).

A incorporação dessas inovações tecnológicas à Geociência deu suporte para um novo entendimento das taxas de soerguimento e denudação, os resultados dessa constante competição representam importantes componentes da Geomorfologia moderna dando auxílio na análise e interpretação do relevo (BURBANK; ANDERSON, 2001).

A evolução da paisagem de longo-termo em regiões cratônicas estáveis produz frequentemente extensas superfícies aplainadas, que se tornam amplamente intemperizadas durante períodos de estabilidade tectônica, principalmente, quando climas favoráveis prevalecem formando superfícies lateríticas ou latossólicas, como reconhecido na literatura internacional (RIFFEL et al., 2015). A datação e a correlação destes planos em escala local e regional permitem identificar períodos de maior incisão e denudação e combinar dados cronológicos diferentes (VASCONCELOS; CONROY, 2003; BEAUVIS; CHARDON, 2013).

A incorporação das tecnologias de mensuração geocronológicas por nuclídeos cosmogênicos na pedologia, em especial em estudos morfopedológicos, pode trazer respostas a questões quanto à origem e desenvolvimento de diversos sistemas pedológicos. A partir da década de 1970, em ambientes tropicais por meio da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica (BOCQUIER, 1973; BOULET, 1974; CHAUVEL, 1977; HUMBEL, 1978) e depois pelo método foi reunido e sistematizado por Boulet et al. (1982a, 1982b, 1982c), diversas pesquisas demonstraram que a diferenciação dos solos depende também de mecanismos pedogenéticos próprios, relacionados à adição, perda, transformação e translocação de materiais no solo, e que esses mecanismos poderiam acontecer nas vertentes,

promovendo o aparecimento de novos solos independentes do substrato rochoso e até mesmo controlando a evolução do relevo.

Poucos estudos aplicando técnicas geocronológicas foram desenvolvidos objetivando o entendimento das transformações ao longo dos perfis de profundidade ou em topossequência, dentre os quais se destacam pesquisas de Braucher et al. (1998; 2004), que aplicaram técnicas de mensuração do tempo de exposição das superfícies pedológicas no Brasil, utilizando isótopos cosmogênicos ^{10}Be a fim de quantificar os processos envolvidos na evolução do relevo da região do Brasil Central, parte do Nordeste e Mato Grosso. Os resultados do referido autor apontaram para diminuição exponencial da concentração ^{10}Be em profundidade até a altura dos veios de quartzo analisados, sugerindo desenvolvimento autóctone para algumas linhas de pedras e perfis de solos da região.

Pesquisas de Varajão et al. (2009) no Quadrilátero Ferrífero por meio da análise integrada dos dados quantitativos das taxas de erosão (^{10}Be) e dos tipos de perfil de solos desenvolvidos a partir dos principais litotipos da região de Minas Gerais demonstram que a razão média de denudação para a área foi de 7 m.Ma^{-1} de anos, colocando em evidência importante soerguimento epirogenético da região em estudo, concordando com dados macromorfológicos, mineralógicos e micromorfológicos dos perfis de solos investigados por meio de trabalhos de campo, da difração de raios X e da microscopia óptica, que mostram perfis imaturos e autóctones, o que sugere que o relevo do Quadrilátero Ferrífero é produto de constante e intenso processo erosivo.

O desenvolvimento de novas pesquisas visando à compreensão dos mecanismos responsáveis pelo impulso das transformações morfopedológicas e do desenvolvimento de perfis de solos aliando técnicas geocronológicas pode trazer avanços para a geomorfologia tropical, tendo em vista que apesar de terem sido identificados os processos de transformações laterais e a participação da pedogênese na morfogênese, pouco se sabe sobre as taxas de denudação dessas superfícies e suas relações com os impulsos neotectônicos.

2.1. PASSAGEM LATERAL LATOSSOLO-ARGISSOLO

Na década de 1970, o conceito de *catena*, preconizado por Milne em meados de 1930, em que os perfis verticais de solos se sucediam numa vertente, foi aperfeiçoado a partir de vários trabalhos efetuados por pedólogos franceses na África e na América do Sul. Seus

estudos mostraram que a cobertura pedológica é dinâmica e apresenta transformações não só verticais, mas também laterais ao longo de uma vertente. Nakashima (1999) destaca que os trabalhos pioneiros demonstrando essas transformações laterais ao longo da vertente foram os de Chauvel (1977), Boulet (1984), Queiroz Neto (1969), Carvalho (1976) que já assinalavam a ocorrência de sucessões laterais de perfis de solos e atribuíam as relações da morfogênese com a pedogênese.

Os primeiros estudos no Brasil sobre a sucessão lateral de Latossolos e Argissolos, atribuindo a formação de horizontes B texturais por dependência de horizontes B Latossolos, foram apresentados por Queiroz Neto et al. (1981); outros estudos se seguiram (BARROS, 1985; CASTRO, 1989; SALOMÃO, 1994; SANTOS, 1995, 2000; CUNHA, 1996; DIAS FERREIRA, 1997), todos se utilizando da base conceitual e dos procedimentos operacionais de campo e de laboratório da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica.

No Brasil, há certo consenso entre os autores no sentido de associar a gênese dos Latossolos ao intemperismo *in situ* das rochas subjacentes; enquanto para os Argissolos ainda existem divergências quanto à origem e evolução, as pesquisas mais atuais sugerem gênese posterior à dos Latossolos, a partir de um processo de transformação lateral dos horizontes característicos dos Latossolos. (SANTOS, 2000).

Em síntese, a origem dos horizontes argilosos do tipo Bt subjacentes aos horizontes E é bastante conhecida da literatura pedológica, que atribui a origem, tradicionalmente, à argiluviação (SOIL SURVEY STAFF, 1960, 1975; COMISSÃO DE SOLOS, 1960; BUOL, 1983; EMBRAPA, 2006; JACOMINI, 2005; SANTOS, 1995; 2000 Castro (1989), Moniz (1992), Vidal-Torrado et al. (1999) e Cooper, Vidal-Torrado e Lepsch (2002)).

Para Boulet (1976), em zonas tropicais com estações alternadas e bem definidas, predominam duas formas principais de organização e distribuição da cobertura pedológica: cobertura em equilíbrio e cobertura em desequilíbrio. A primeira constitui coberturas pedológicas sem discordâncias de horizontes, que se encaixam uns sobre os outros, conservando estrutura estável, paralelos, aproximadamente de forma contínua à superfície, com exceção a jusante, onde a superfície recebe forte influência do lençol freático e em alguns casos os solos sofrem hidromorfismo. Já a segunda se refere a sistemas pedológicos de transformação lateral, onde as coberturas pedológicas apresentam discordância entre os horizontes e a topografia, constituindo uma associação cobertura/modelado inicial por outra, frequentemente muito diferenciada.

Boulet (1976) ainda aponta que nas coberturas em equilíbrio, evoluem nas condições de pedoclima suficientemente estável no tempo, para que a sequência de transformações que

vão da rocha mãe à superfície do solo se mantenham, dando assim uma sucessão de horizontes constantes, estando estes horizontes em contínua evolução. Nakashima (1999) reforça que a cobertura em equilíbrio ocorre em regiões onde a evolução climática e tectônica não foi suficiente para criar condições de desequilíbrio ou ainda quando as coberturas são suficientemente jovens.

No sistema de transformação com transferência lateral interna – sistema eluvial-iluvial, distingue-se, a montante, um domínio caolinítico, constituído por Latossolos. Em escala microscópica, nota-se que este solo foi formado por transformações sucessivas (mineral e estrutural) a partir da rocha subjacente e um domínio a jusante, constituído por Argissolos arenosos com característica morfológica e geoquímica lessivada, encontrando-se separado do domínio a montante por um *front* abrupto. A presença de relíquias a montante mostra que o domínio se desenvolve por dependência do primeiro, que aparece como cobertura inicial do sistema; a obliquidade do *front*, separando os dois domínios, mostra que a transformação cresce de forma de baixo para cima (BOULET, 1974).

Trabalhos semelhantes foram efetuados na África por Bocquier (1973), no Chade, e por Onguene (1993), em Camarões. No Brasil, a partir da década de 1980, foram realizados vários estudos sobre sistemas pedológicos, principalmente em projetos de convênio com pesquisadores franceses. Estes projetos resultaram em Dissertações, Teses e artigos sendo grande parte dessa produção citada nessa Tese. Chamam a atenção os trabalhos de Pellerin; Queiroz Neto (1992), Salomão (1994), Santos (1995, 2000) pelo fato de associarem os Argissolos ao relevo dissecado, com maior densidade e grau de entalhe da rede de drenagem e maior declive em detrimento dos Latossolos que restam a montante.

Destacam-se também os trabalhos de Nakashima (1999), que chegou a um mapeamento dos principais sistemas pedológicos do noroeste do Paraná, permitindo uma visão da distribuição desses sistemas e suas correlações com o relevo e as feições erosivas. O autor supracitado mapeou setores predominantes da margem direita do rio Ivaí com cobertura latossólica do topo da vertente à base (Figura 5, 6 e 7), sendo estas representativas para toda a margem direita; bem como as rupturas de declives como parâmetros à passagem lateral dos Latossolos-Argissolos (Figura 8 e 9), sendo representativa para toda a margem esquerda, onde comumente as rupturas declivosas se dão por um degrau, podendo ocorrer no topo ou do setor médio para superior da vertente, marcando com frequência o aparecimento dos Argissolos.

Na figura 6, legenda do mapa morfopedológico de Nakashima (1999), há uma descrição detalhada, já em escala maior, por meio da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica em topossequências, que forneceu elementos para definição dos sistemas

pedológicos predominantes, a dinâmica da circulação da água na vertente e as susceptibilidades erosivas.

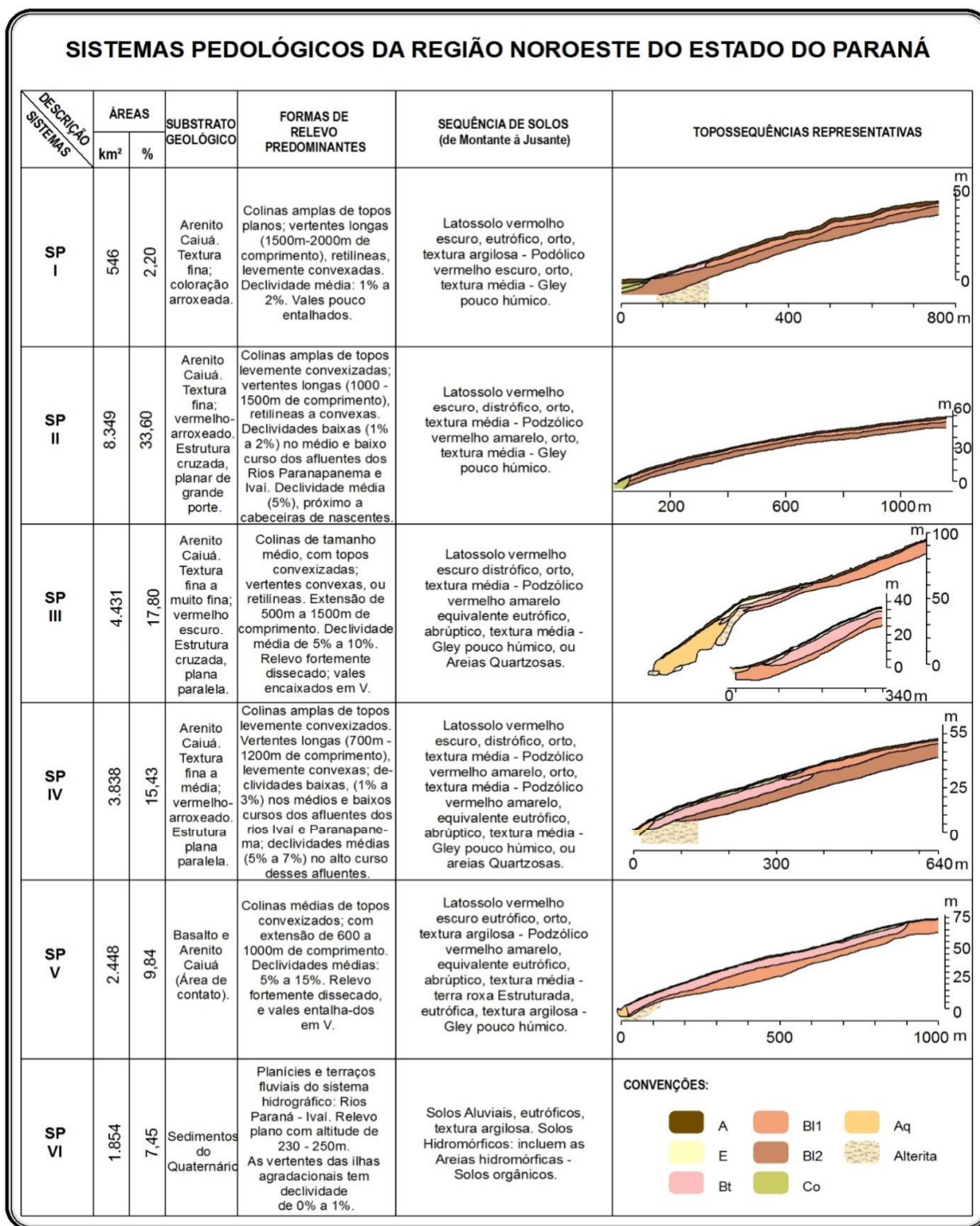


Figura 6 – Legenda da compartimentação morfopedológica.

Fonte: Nakashima (1999).

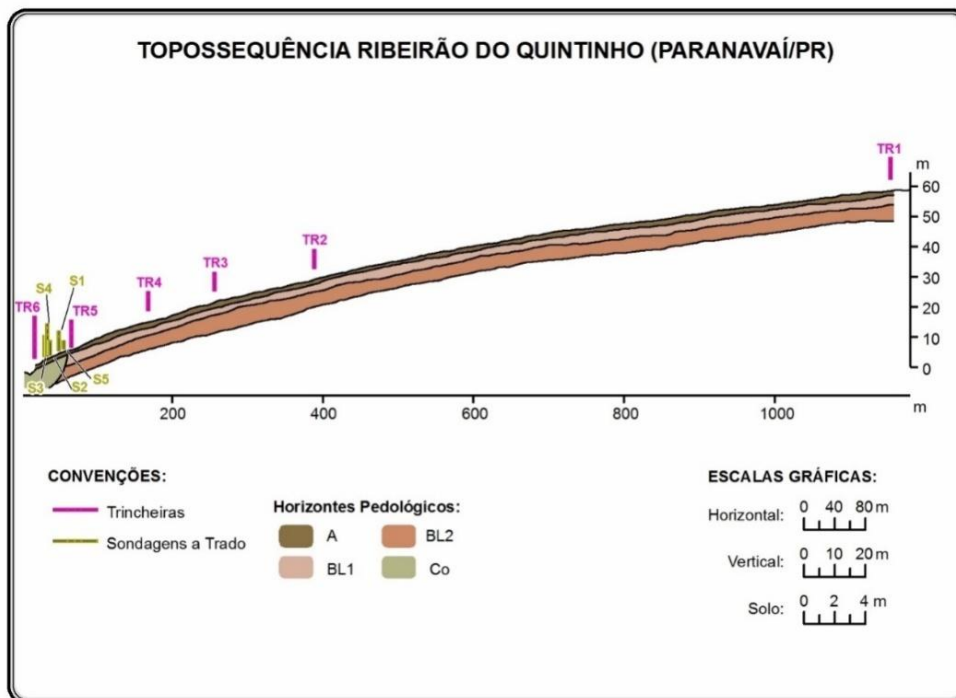


Figura 7 – Toposequência representativa dos sistemas morfopedológicos desenvolvidas à margem direita do rio Ivaí no Noroeste do Paraná, com desenvolvimento de Latossolos que ocupam desde o topo até a baixa vertente.

Nota: a simbologia BL (B latossólico) atualmente foi substituída por BW

Fonte: adaptado de NAKASHIMA (1999)

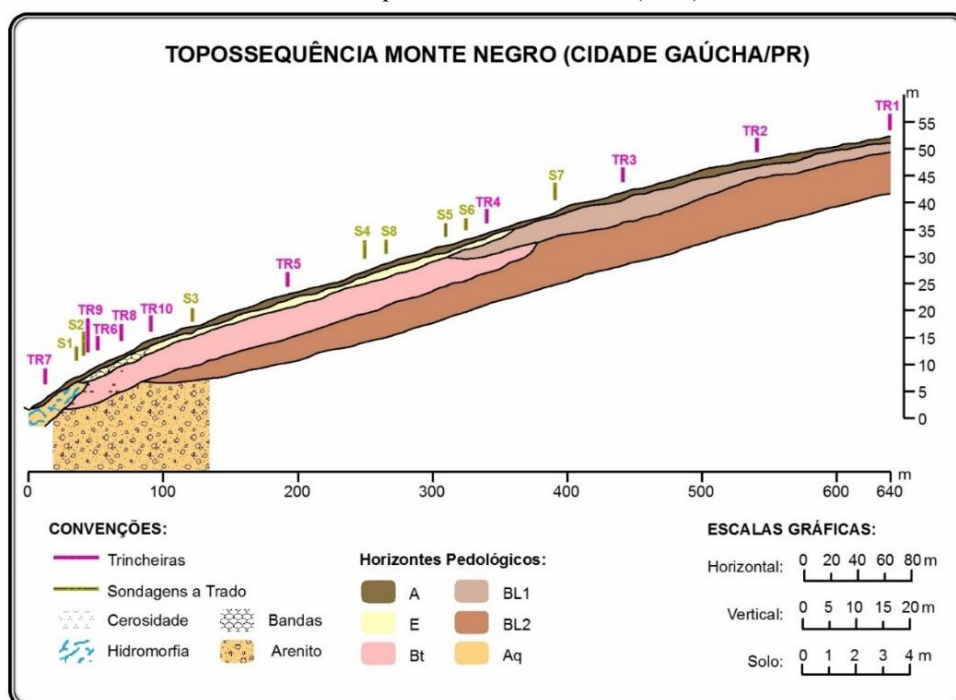


Figura 8 – Toposequência representativa dos sistemas morfopedológicos à margem esquerda do rio Ivaí. Observa-se a partir do terço inferior da vertente uma transformação lateral, onde aparece a cobertura de Argissolos A e B.

Nos fundos dos vales ocorrem solos hidromórficos.

Nota: A simbologia BL (B latossólico) atualmente usa-se BW.

Fonte: adaptado de NAKASHIMA (1999).

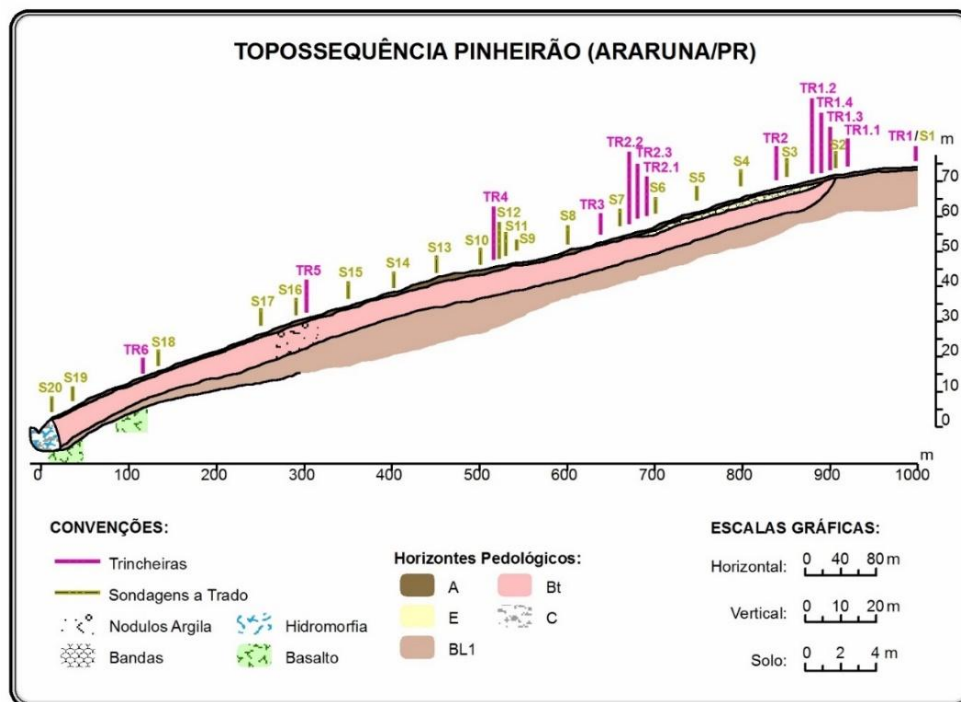


Figura 9 – Topossequência representativa dos sistemas morfo-pedológicos à margem esquerda do rio Ivaí, observa-se o desenvolvimento de Latossolos nos topos e passagem lateral para Argissolo na alta para média vertente.

Nota: observa-se nas vertentes mais curtas que a transformação lateral se dá do topo ao terço inferior e relevo de colinas de tamanho médio com topos convexados, vertentes convexas ou retilíneas, declives em média de 5% a 10%, relevo fortemente dissecado e fundos de vales em formato V.

Fonte: adaptado de NAKASHIMA (1999).

Demais pesquisas, como as de Santos e Castro (2006) aprofundaram o estudo das bandas onduladas, em Bauru no interior do Estado de São Paulo, onde os horizontes Btg são atribuídos à degradação por eluviação que remove e destrói o material argiloso, originando o horizonte E, associadamente a condições de redução devida a encharcamento suspenso temporário na transição E/Bt (CASTRO, 1989a; BARROS, 1985; QUEIROZ NETO et al., 1981).

Com relação à passagem lateral Latossolo-Argissolo, os trabalhos sugerem em maioria que esses fluxos, sobretudo laterais, promoveriam a redistribuição de matéria ao longo das vertentes, com retirada principalmente de finos, o que poderia explicar o espessamento do horizonte superficial cada vez mais arenoso a jusante, como também a maior declividade das vertentes. Castro (1989) associa esse processo à concavidade em meia encosta, conforme já exposto.

O comportamento físico-hídrico de alguns sistemas pedológicos na região de Bauru mostrou que o aparecimento do horizonte Bt, característico dos Argissolos, onde a drenagem passa de vertical e profunda no Latossolo, no terço superior à lateral e subsuperficial quando

aparece o Bt, cujo desenvolvimento modifica o perfil do lençol freático, aumentando a carga hídrica e favorecendo o desenvolvimento do *piping*, gerador de voçorocas (SALOMÃO, 1994).

A respeito do sistema Latossolo-Argissolo, há estudos que permitem considerar dois grupos fundamentais de possibilidades, ambas como resposta a reajustes hidráulicos atuantes na cobertura latossólica inicial que resta, residual nos topos dos interflúvios, desde que sem truncamentos erosivos (SANTOS, 2000).

Santos e Castro (2006 p. 48) os organizam da seguinte maneira:

I – Quanto às condições ambientais dos desequilíbrios hidráulicos indutores (motor) das transformações pedológicas, podem-se resumir a praticamente três: (1) ciclos de umectação/dessecação, ligados a sazonalidade climática contemporânea, própria de climas tropicais úmidos com estações contrastadas, onde é comum a ocorrência desses solos justapostos (sucessões laterais); (2) oscilações climáticas mais secas e mais úmidas ocorridas durante o Quaternário (paleoclimas); (3) movimentos tectônicos recentes conduzindo a aprofundamento do nível dos talwegues, embora pouco discutidos em pedologia;

II – quanto aos mecanismos da transformação pedológica lateral em si, resultariam: (1) de adensamento (Bw → Bt); (2) de iluviação (E → Bt), ou (3) de adensamento, seguido de hidromorfia suspensa (Btg) de e-iluviação (Btg'E), onde a eluviação seria mais potente e eficaz do que a iluviação, devido esta não recuperar as perdas laterais; em todo caso, seja quanto ao motor, seja aos processos, tratar-se-ia de resposta associada à evolução geomorfológica dos interflúvios e dos solos de suas próprias vertentes, onde a circulação vertical e lateral diferenciada de soluções que mobilizam, transportam e redistribuem materiais (pedoturbação) se associam ao desequilíbrio hidráulico dos interflúvios e podem remontar progressivamente nas vertentes, por autodesenvolvimento como proposto originalmente por Bocquier (1973).

Cooper (1996) ao estudar os solos da região de Piracicaba (SP), chegou à conclusão para a formação do horizonte B textural, ocorre por transformação e adensamento. O autor sugere que um provável período de clima mais seco e a argiluviação a um período de clima mais úmido, ambos ocorridos durante as oscilações do Quaternário, chegando à conclusão para a formação do horizonte B textural por transformação e adensamento, o autor sugere que foi um provável período de clima mais seco e a argiluviação em um período de clima mais úmido, ambos ocorridos durante as oscilações do Quaternário.

Castro (1989), ao aprofundar os estudos realizados por Queiroz Neto et al (1981) e Fernandes Barros (1985), em Marília (SP), mostrou que, além de uma frente de transformação do Bw, ocorre uma segunda frente de transformação de horizonte Bt em horizonte (E), paralela e simultânea à primeira. Para a autora, esse tipo de transformação, BW-Bt e Bt-E, pode ser considerada como evidência do desequilíbrio funcional da cobertura pedológica

inicial, latossólica, resultante do aprofundamento do nível de base ocorrido em consequência da umidificação progressiva do clima durante o Quaternário.

Entretanto, não houve até o momento, estudos com o objetivo de analisar o “motor” responsável pelos desequilíbrios da cobertura latossólica inicial que fosse responsável pelas transformações dos horizontes BW-Bt, que conseqüentemente colocam todo o sistema pedológico em constante dinâmica.

Santos e Castro (2006) ainda apontam que certamente não foi um evento rápido o responsável pelo desequilíbrio das vertentes, caso contrário não daria tempo para o desenvolvimento das feições lamelares relatadas, e sua concordância com a vertente atual tampouco seria tão evidente. Os autores abrem as janelas para a compreensão da origem do desequilíbrio hidráulico dos interflúvios iniciais e da cobertura latossólica inicial, que teriam promovido o aprofundamento dos talwegues e demandado o reajuste hidráulico e progressivamente morfopedogenético.

Ainda sobre esta perspectiva, da dinâmica por desequilíbrios na cobertura pedológica, no mapeamento efetuado por Nakashima (1999), notam-se setores predominantes da margem direita do rio Ivaí com cobertura latossólica do topo da vertente à sua base (figura 7) sendo estas representativas para toda a margem direita, bem como a passagem lateral dos Latossolos – Argissolos (figuras 8 e 9) e representativa para toda a margem esquerda, onde comumente as rupturas de declive marcam com frequência o aparecimento dos Argissolos.

Estas características para o noroeste do Paraná levam ao questionamento das conclusões que dizem respeito às alternâncias climáticas no Quaternário. Teria o clima no passado atuado de forma diferenciada para áreas tão próximas, ambas as margens de um mesmo rio? O presente estudo visa uma abordagem morfotectônica, corroborando as ideias levantadas por Castro (1989) para um aprofundamento progressivo dos talwegues, todavia, impulsionado por um soerguimento regional que acarretaria em um processo amplo de reorganização fluvial e retomada de processos erosivos.

2.2. NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS ^{10}BE E ESTUDOS EM AMBIENTES TROPICAIS

A origem e aplicação de isótopos cosmogênicos estão relacionadas às descobertas do século XX com relação à interação dos raios cósmicos e suas incidências sobre a superfície da Terra (LAL; 1991). No final da década de 1980, pesquisadores da física nuclear trouxeram

para as ciências ambientais uma nova tecnologia que permitiu a datação de rochas e de depósitos aluviais continuamente expostos à radiação cósmica desde sua formação. A inovação científica propôs a utilização da concentração de isótopos cosmogênicos produzidos *in situ* (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl) e sua interação dos raios cósmicos com minerais e rochas disponíveis na superfície terrestre para a datação de níveis topográficos de idade desconhecida, assim como a mensuração de taxas de denudação.

Por abranger parte do período Quaternário, tornou-se, portanto, uma das técnicas geocronológicas de ampla aplicação na atualidade. As pesquisas científicas relacionadas aos isótopos cosmogênicos terrestres trouxeram novos paradigmas às pesquisas no campo das Geociências, principalmente para a geomorfologia e as teorias de exumação do relevo.

Os raios cósmicos são influenciados por duas grandes barreiras que protegem a Terra; o campo magnético terrestre e a atmosfera, e é por essa razão que a mais abundante produção terrestre de cosmogênicos ocorre na atmosfera (cerca de 70% na estratosfera, e 30% na troposfera) (DUNAI, 2010). Sua natureza, o seu tempo de variação através dos diferentes filtros, a sua propagação ao atravessar a atmosfera, bem como a taxa de produção de isótopos em diferentes materiais da superfície terrestre são amplamente discutidos (LAL, 1991; DUNAI, 2010; STONE, 2000).

Ao atingir as altas camadas da atmosfera, as partículas muito energéticas dos raios cósmicos interagem com os átomos presentes na atmosfera. Desta interação, são geradas reações nucleares em cascata (Figura 10) e são produzidas novas partículas.

Os raios derivados são, portanto, compostos em maioria de nêutrons, além de prótons, múons, elétrons e pósitrons, que atingem o solo caso apresentem energia suficiente. Apenas cerca de 1% dos raios cósmicos atinge a superfície terrestre e interage com os minerais e rochas, originando os nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ*. Essas partículas de raios derivados interagem com diversos átomos alvos (Si, Al, Fe, Ca, K) constituintes das rochas, formando os nuclídeos (GOSSE; PHILLIPS, 2001; DUNAI, 2000).

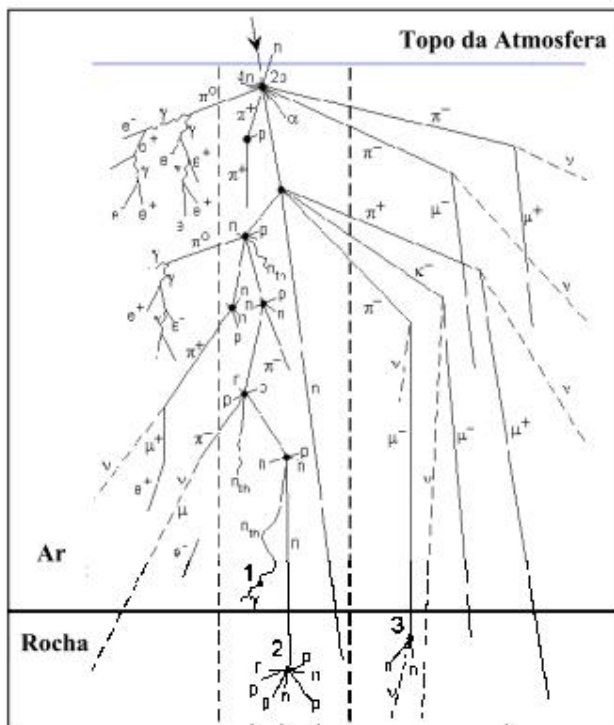


Figura 10 – Cascata nuclear da interação raios cósmicos/atmosfera

Nota: as três componentes maiores produzem partículas derivadas: prótons (p), nêutrons (n) e múons (μ) na atmosfera e nas rochas.

Fonte: GOSSE; PHILLIPS (2001).

O desenvolvimento tecnológico de equipamentos sofisticados possibilitou mensurar a concentração de isótopos em outros materiais terrestres, como sedimentos aluviais, rochas e solos. A análise pelo método de isótopos cosmogênicos visa principalmente a mensuração da concentração desses isótopos, que se acumulam ao longo do perfil de profundidade da superfície terrestre, resultantes das interações entre raios cósmicos e elementos-alvo, como rochas e solos (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004; DUNAI 2010).

Dentre as concentrações de isótopos cosmogênicos produzidos *in situ*, a superfície terrestre apresenta concentrações de ^{10}Be , desde a primeira exposição aos raios cósmicos, que evoluem em função do tempo de exposição (t) e profundidade (x). A equação da evolução da concentração apresenta três variáveis desconhecidas: (i) a concentração inicial de ^{10}Be (C_0) na superfície, (ii) a taxa de denudação (ϵ em $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ano}^{-1}$) e (iii) o tempo de exposição (t). A concentração do ^{10}Be aumenta com o tempo até alcançar um estado estacionário com equilíbrio entre produção e perda pela erosão (Figuras 11 e 12) (LAL, 1991; SIAME; BRAUCHER; BOURLÈS, 2000).

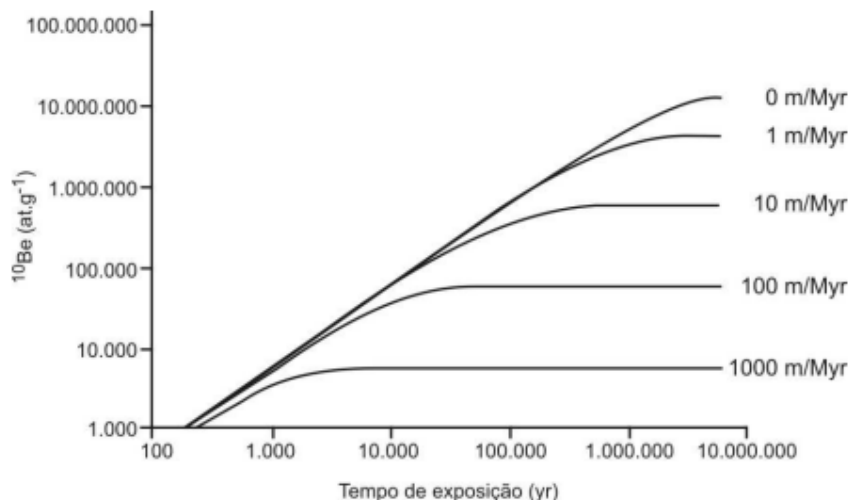


Figura 11 – Evolução teórica da concentração do ^{10}Be em função do tempo e das taxas de erosão.

Fonte: BRAUCHER et al. (2000)

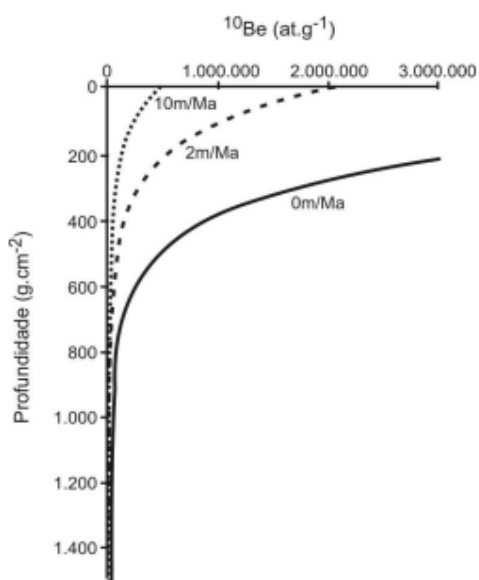


Figura 12 – Evolução teórica da concentração do ^{10}Be ao longo do perfil de profundidade para três diferentes taxas de erosão (da esquerda para a direita 10, 2 e 0 m Ma^{-1}).

Fonte: BRAUCHER et al. (2000).

O ^{10}Be produzido nos primeiros metros das superfície é consequência do tempo de exposição desta aos raios cósmicos e a sua mensuração permite estimar as taxas erosivas a que esteve submetida em um intervalo de tempo de até 1,36 milhão de anos. Porém, na crosta terrestre a produção do ^{10}Be decresce exponencialmente com a profundidade (Figura 12); o tempo considerado para uma taxa de erosão de 0m/Ma é 1,36Ma (Figura 11). Quanto maior a taxa de erosão, menor será a concentração de ^{10}Be e o tempo de exposição, uma vez que o

mineral passou menos tempo sobre a influência da radiação cósmica. (LAL, 1991; SIAME; BRAUCHER; BOURLÈS, 2000).

De acordo com Blanckenburg (2005), esse método permite a mensuração da denudação total, o que significa a remoção física e química do solo ou de rochas da superfície. Os isótopos cosmogênicos já foram aplicados com sucesso desde pequenas 0,2km² até grandes bacias hidrográficas 35.000 km² (KIRCHNER et al., 2001). As taxas de denudação, quando amostradas de sedimentos fluviais, representam estatisticamente, uma bacia inteira dos diversos processos erosivos a montante do ponto amostrado, conforme pode ser visto na figura 13 (MATMON et al., 2003; GRANGER et al., 1996; BLANCKENBURG, 2005; KELLY et al., 2006; BROWN et al., 1995).

Para Blanckenburg (2005; 2006), os sedimentos fluviais permanecem sob influência da radiação cósmica ao longo de toda a bacia, tendo em vista que uma amostra de sedimento de aproximadamente 90g contém milhares de grãos de quartzo, e levando em conta que cada grão procedeu de uma parte diferente da bacia hidrográfica, e que a dinâmica do curso fluvial os misturou aleatoriamente (Figura13).

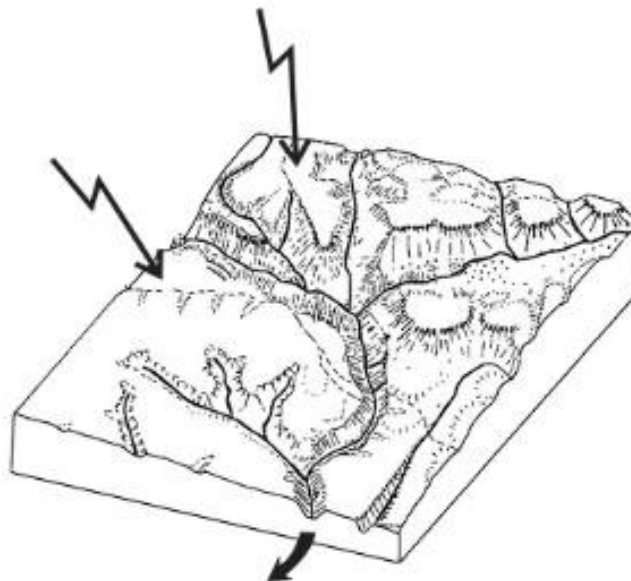


Figura 13 – Exemplo da amostragem do ¹⁰Be em sedimentos fluviais.

Fonte: BLANCKENBURG (2005)

Dentre as inúmeras aplicações da mensuração da taxa de exposição e de denudação por meio dos nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ* ¹⁰Be, estavam os esforços para caracterizar solos lateríticos, todavia, a maioria dos enfoques foi voltada ao desenvolvimento

de técnicas de calibração do método ou verificação do desenvolvimento autóctone ou alóctone desses solos.

Para Braucher et al. (1998b), as características físicas de estrutura dos solos lateríticos foram geralmente bem definidas, entretanto, muitos aspectos da gênese e evolução são controversos. Em particular, as questões que permanecem sobre a origem dos minerais supergenos *in situ*, versus de origem externa e os efeitos relativos aos processos de alteração química e mecânica, além da origem das linhas de pedras geralmente formadas nas camadas mais subsuperficiais dos solos.

Blanckenburg et al. (2004), usando o método de quantificação das taxas erosivas e tempo de integração por nuclídeos cosmogênicos, centraram suas pesquisas na seguinte questão: “Será que as cadeias de montanhas em ambientes tropicais embasadas por solos lateríticos mantêm o seu relevo, porque as taxas denudacionais são tão baixas quanto o tempo suficiente para o desenvolvimento do relevo?” Para o referido autor, a resposta para esta questão pode estar pautada em dois principais argumentos: os agentes químicos e físicos considerados necessários para promover a erosão e a remoção de material residual das encostas, tais como o ácido carbônico e a água, podem estar ausentes ou são ineficientes nos perfis de alteração, ou, as forças endógenas que rejuvenescem a paisagem de forma lenta foram ineficientes no processo de reestruturação do relevo. Portanto, a questão da manutenção dos planaltos tropicais e escarpas íngremes em áreas de alta temperatura e alta precipitação anual está no centro das teorias para os papéis relativos ao clima e tectônica.

As questões levantadas por Blanckenburg et al. (2004) parecem estar no centro das atenções principalmente no Brasil, em que estudos realizados na Serra do Mar, Serra da Mantiqueira e no Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais se voltam também para o avanço das cabeceiras de drenagem das escarpas para os planaltos (SALGADO et al., 2014; SALGADO et al., 2008; CHEREM et al., 2012; BARRETOS et al., 2013).

Os esforços parecem centrar-se no desenvolvimento de pesquisas, principalmente morfológicas, avanço e recuo de escarpas erosivas (SALGADO et al., 2014; CHEREM et al., 2012; BARRETOS et al., 2013; MATMON et al., 2003; VANACKER et al., 2007; BLANCKENBURG et al., 2004; BIERMAN; CAFFEE, 2001).

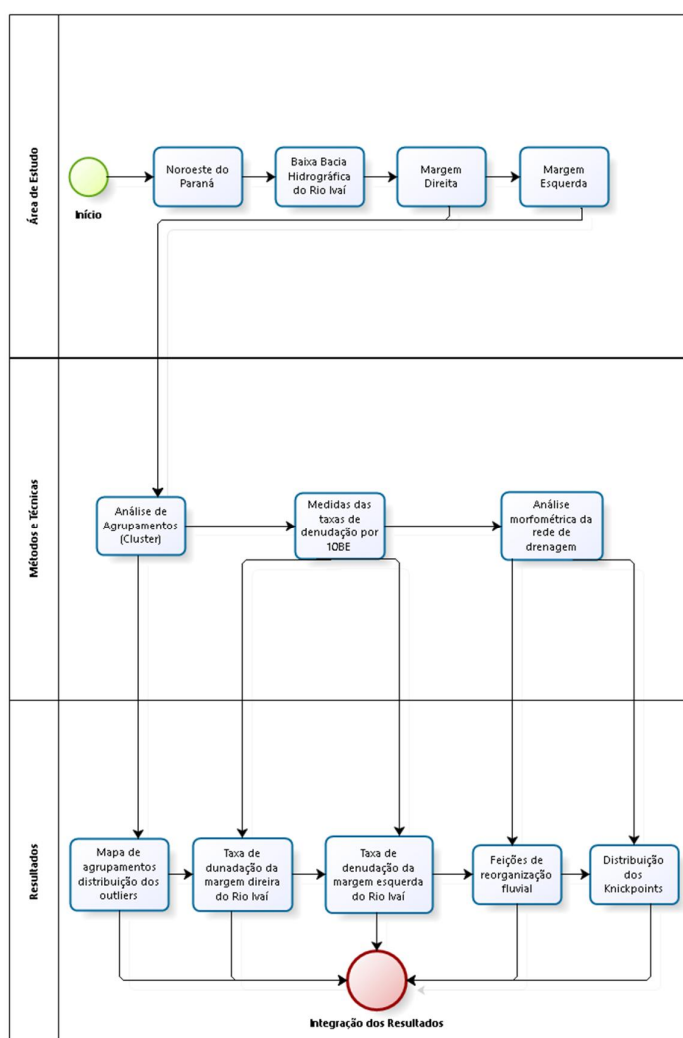
Estudos sobre a evolução das capturas fluviais (CHEREM et al., 2012; SALGADO et al., 2014) e pesquisas sobre a pedogênese se concentram em temas como: tempo de exposição dos isótopos cosmogênicos ao longo do perfil de profundidade dos solos (BRAUCHER et al., 1998a; BRAUCHER et al., 1998b; BRAUCHER et al., 2000; BRAUCHER et al., 2004; FÜLÖP et al., 2015); denudação diferencial em diferentes litotipos (SALGADO et al., 2006;

SALGADO et al., 2008; VARAJÃO et al., 2009); taxas de intemperismo *versus* taxas de denudação a fim de elucidar questões como as capturas de carbono (BLANCKENBURG et al., 2004), bem como modelos que postulam *feedback* entre tectônica e intemperismo, quando altas taxas de erosão física também resultam em altas taxas de intemperismo (BLUTH; KUMP, 1994; EDMOND; HUH, 1997; EDMOND et al., 1995; GAILLARDET et al., 1999; MILLOT et al., 2002; RIEBE et al., 2001).

Dentro desta perspectiva intertropical, a presente pesquisa apresenta uma abordagem morfopedológica em busca do entendimento das taxas de evolução do relevo pela denudação, comparando as duas margens de um mesmo rio de similares características geológicas, geomorfológicas e pedológicas, visando o entendimento da força motriz da evolução diferencial das vertentes e das sequências laterais tipo Latossolo-Argissolo.

3. INTRODUÇÃO

O desenvolvimento desta pesquisa envolveu três etapas diferentes, como pode ser visualizado no fluxograma 1, sendo: a escolha da área de estudo, os métodos e técnicas empregados e a obtenção dos resultados, que foram sub-categorizados. E por fim, a integração dos resultados com o objetivo de construir uma discussão de relação integradora entre os resultados encontrados e aqueles divulgados por outros autores.



Fluxograma 1 – Etapas do desenvolvimento da pesquisa e principais tópicos relacionados aos métodos, técnicas e resultados obtidos.

A escolha da área de estudo se deu por conta da disponibilidade de dados e estudos previamente realizados, compostos pelo mapeamento de solos do Estado do Paraná na escala de 1:250.000, desenvolvido pela EMBRAPA em 2007, bem como os estudos de Nakashima (1999); Gaspareto (1999); Cunha (1996; 2002); Santos; Westphalen (2014); Mangueira; Couto; Santos (2013); Goulart; Santos (2014), entre outros. Todavia, o recorte da área para realização dos experimentos foi delineado pelo baixo curso da bacia hidrográfica do rio Ivaí, o recorte menor se deu pela necessidade de um delineamento amostral para a escolha das sub-bacias hidrográficas de até 100km², premissa básica para o levantamento de sedimentos para análises dos radioativo do ¹⁰Be, conforme será explicada nos itens posteriores. Por finalidade de comparação entre as margens direita e margem esquerda, que apresentam distribuição diferenciada de Latossolos e Argissolos, conforme já destacado no item 1.1.

Os métodos e técnicas empregados nesta pesquisa foram pautados em três perspectivas geomorfológicas, i) análise geostatística por agrupamentos (*Cluster*); ii) análise do radioativo por nuclídeos cosmogênicos ¹⁰Be; e por fim iii) uma análise morfométrica da rede de drenagem e interpretação dos arranjos, padrões e formas da hidrografia. A primeira análise, utilizando-se da geostatística por meio da *Cluster*, visou uma modelagem matemática que respondesse se ambas as margens do rio Ivaí, que apresentam diferentes distribuições pedológicas, também apresentavam diferenças significativas dos atributos topográficos do terreno ao ponto de compartimentar-se de forma não supervisionada em dois compartimentos distintos.

Por meio desta análise foi possível dar a diferenciação quantitativa e ao mesmo tempo localizar as diferenças, fugindo do tradicional trabalho de diferenciação simplesmente pela visualização cartográfica. A segunda técnica empregada, a mensuração das taxas de denudação, objetivou demonstrar o quão diferentemente evoluem ambas as margens em longo prazo e se este comportamento responde às diferenças apresentadas no relevo e nos solos. Por fim, uma análise morfométrica da rede de drenagem, levando em consideração os processos de reorganização fluvial apresentado por Bishop (1995) e suas respostas a eventuais desequilíbrios de ordem estrutural ou climática foram analisados, aplicando também técnicas morfométricas pelo índice de Hack.

Como resultado destas aplicações foram elaborados os Capítulos 4, 5 e 6 onde são apresentados os resultados com algumas considerações de análises e comparações de implicações locais, como no sentido de comparar ambas as margens e dimensionar os dados para o regional de forma mais sintética. Por fim, apenas no Capítulo 7 é apresentada a

discussão dos resultados, buscando comparar os dados com todo o cinturão tropical e suas adjacências, bem como comparar os dados com aqueles encontrados por outros autores na região.

3.1. ANÁLISE POR AGRUPAMENTOS (*CLUSTER*)

Com os avanços tecnológicos e a disponibilidade de dados de sensoriamento remoto, que colocaram à disposição inúmeros dados em diferentes resoluções sobre a superfície terrestre, as pesquisas em Geociências passaram por igual desenvolvimento e avanço. A busca por comparar e compreender a evolução de modificações por ação das mudanças climáticas, tectônicas e antrópicas fez com que os dados de sensoriamento remoto fossem cada vez mais acessados e aplicados nos diversos campos das Ciências da Terra (GROHMANN, 2004, 2005, 2012; JOSHI et al., 2012; COUTO; FORTES; FERREIRA, 2013).

A capacidade cada vez maior de armazenamento de dados e o desenvolvimento de ferramentas que permitem a quantificação de grande quantidade de dados, bem como a correlação espacial desses dados, são os principais responsáveis pelos avanços nos estudos geomorfológicos. Foi por meio destes desenvolvimentos científicos e tecnológicos que a geomorfologia quantitativa ou geomorfometria foi impulsionada, principalmente nas últimas duas décadas, fazendo uso de ferramentas das Ciências da Terra, Matemática, Engenharia e Informática, para a quantificação de variáveis e parâmetros relacionados à superfície topográfica (PIKE, 1998; GROHMANN, 2004).

Nesse intuito, inúmeros parâmetros morfométricos foram derivados dos dados matriciais obtidos por sensores ativos e dados de radares, sendo adaptados aos sistemas de informações geográficas (SIGs), em sua maioria buscando relações entre variáveis e como elas se agrupam para determinação de similaridades e diferenças a fim de obter compartimentos diferenciados do relevo.

A facilidade e a rapidez na obtenção de parâmetros morfométricos por meio dos diversos algoritmos de interpoladores em SIG permitem aplicar e desenvolver atributos topográficos como os descritos no Quadro 1.

A principal relação entre esses índices é a altimetria, sendo que as diferentes respostas estão relacionadas à disposição das vertentes, organização da rede de drenagem, e heterogeneidade do relevo, resultando na descrição de processos geomórficos diferenciados.

Logo, a relação e a influência dessas variáveis são consideradas não estacionárias, pois a distribuição de probabilidades é variante no espaço e no tempo, considerando as diversas escalas de abordagem.

Quadro 1 – Síntese das análises morfométricas derivadas de atributos do terreno aplicadas nesta pesquisa.

Morfometria	Significado	Referências selecionadas
Densidade de Drenagem	A densidade de drenagem foi gerada a partir da aplicação de um algoritmo de interpolação espacial (Kernel) sobre os dados de rede de drenagem. Maior densidade de drenagem indica avanço do processo erosivo e maior entalhamento do relevo.	GROHMANN (2004), GROHMANN; RICCOMINI; ALVES (2007); JACQUES et al. (2014)
Declividade	A ferramenta de declividade calcula a taxa máxima de mudança de valor a partir da célula para os vizinhos. Basicamente, a alteração máxima em elevação ao longo da distância entre a célula e os oito vizinhos identifica a descida mais acentuada a partir da célula. O valor da inclinação deste plano é calculado utilizando a técnica de média e máxima. Quanto menor o valor da inclinação, mais plano é o terreno; quanto maior o valor da inclinação, mais íngreme é o terreno.	BURROUGH; MCDONELL (1998)
Rugosidade do Relevo	O Índice de Rugosidade do Terreno (IRT) expressa a quantidade de diferença de elevação entre as células adjacentes de uma grade digital de elevação. O processo essencialmente calcula a diferença de valores de elevação, a partir de uma célula central e as oito células que o rodeiam. Então, em cada quadrante, um dos oito valores de diferença de altitude para torná-los todos positivos e médias dos quadrados. O índice de robustez topográfico é então derivado tomando a raiz-quadrada dessa média, correspondendo à mudança de altitude média entre qualquer ponto em uma grade e arredores.	RILEY; DEGLORIA, S.; ELLIOT (1999)
Altimetria	Em uma bacia hidrográfica permite que se analise a variação altimétrica do relevo a partir das informações planimétricas e altimétricas presentes.	SIRTOLI (2008); VALERIANO (2005)
Gradiente Topográfico	Calcula o intervalo (diferença entre o maior e o menor valor) das células na vizinhança.	MITCHELL (2005)

Com o objetivo de modelar os atributos topográficos (Quadro 1 e Figura 14A, B, C e D), foi aplicada neste trabalho uma análise estatística *Cluster*, também denominada análise de agrupamentos ou mesmo classificação não supervisionada, que trata da classificação de objetos em diferentes grupos, cada um dos quais deve conter os objetos semelhantes segundo alguma função de distância estatística. Neste caso, usou-se a distância euclidiana. Esta classificação tem como premissa a realização de maneira automática, sem intervenção do usuário, sem considerar previamente propriedades características dos grupos e sem o uso de grupos de teste previamente conhecidos para direcionar a classificação. O propósito da Análise de *Cluster* é buscar uma classificação de acordo com as relações naturais que a amostra apresenta, formando grupos de objetos (neste caso, os atributos topográficos) por similaridade (JAIN et al., 1999).

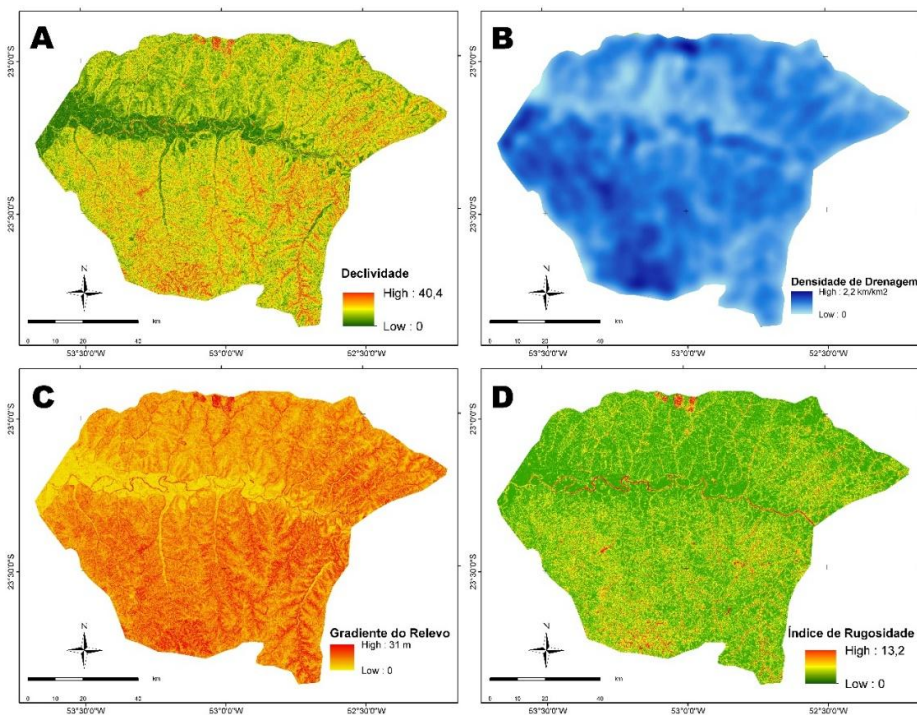


Figura 14 – Dados morfométricos utilizados para modelagem estatística: (A) Declividade, (B) Densidade de Drenagem, (C) Gradiente do Relevo, (D) Índice de Rugosidade do Terreno. Fonte: Couto, E.V.

A questão principal que norteou a aplicação deste modelo foi encontrar diferenças entre compartimentos que aparentemente se distinguem. No Capítulo 1 foi apresentado que ocorre no setor da baixa bacia do rio Ivaí uma diferença na distribuição geográfica dos solos, sabendo-se que o principal fator que controla esta distribuição é o relevo. A análise *Cluster* pode relevar por meio de um modelo matemático a explicação da real diferença entre os setores, margem esquerda e margem direita do rio Ivaí.

Atendendo à premissa para o modelo *Cluster*, os parâmetros amostrados devem possuir independência amostral, para tanto, é importante ressaltar a diferença entre independência amostral e espacial. O primeiro refere-se à coleta da amostra, o delineamento amostral; por exemplo, para cada unidade amostral é obtido um parâmetro independente da unidade amostral seguinte, isso justifica a reamostragem a 1 km² (Figura 15) e o uso da forma geométrica quadrática como unidade amostral. O valor de 1 km para cada lado foi definido por abranger o tamanho médio das vertentes da área de estudo. A segunda é a independência espacial e está relacionada à não dependência da distribuição espacial dos parâmetros, ou seja, quando a relação x e y (coordenadas) não influi na amostragem. Para a aplicação da análise *Cluster* em ambiente SIG, com dados georreferenciados com o objetivo de separar

compartimentos por dissimilaridade, é necessário independência amostral, entretanto, a dependência espacial é obrigatória.

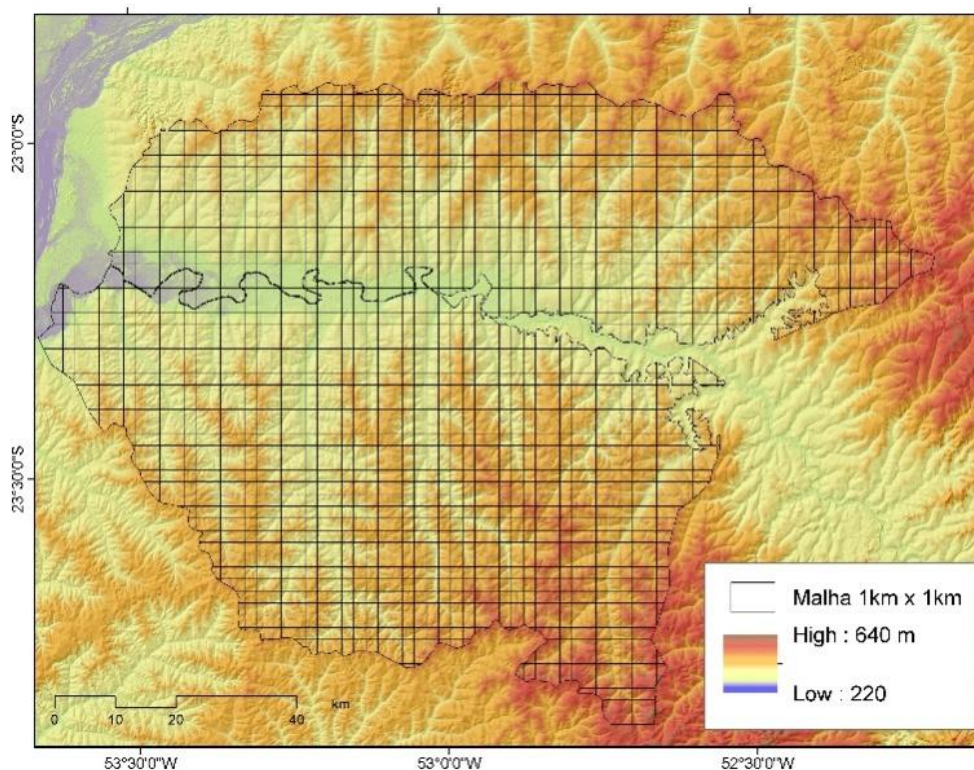


Figura 15 – Localização da malha de 1km² recobrimdo a área de estudo. Fonte: COUTO, E.V.

O número de grupos pode ser predefinido para a quantidade de agrupamentos pretendidos ou não definidos. A escolha depende dos objetivos de cada pesquisa e por meio do algoritmo *Grouping Analysis* do ArcGIS[®], o SIG fará a seleção ideal do número de grupos, caso se opte por um agrupamento não predeterminado. Para este trabalho, como o objetivo foi verificar se as margens direita e esquerda do rio Ivaí se distinguem em dois grupos diferentes quanto à geomorfologia, foram predefinidos dois grupos.

Para identificar o número de agrupamentos predefinidos ou sem definição, um algoritmo seleciona uma solução em que todas as entidades dentro de cada grupo são tão semelhantes quanto possível, e todos os próprios grupos são tão diferentes quanto possível. Para a presente pesquisa, foram estipulados dois grupos para que o algoritmo buscasse os limites de separação de ambos. A semelhança entre as entidades com base no conjunto de atributos especificados para os campos de parâmetros de análise pode incorporar opcionalmente propriedades espaciais ou propriedades de espaço-tempo.

Quando restrições de espaço ou de espaço-tempo são especificadas, o algoritmo usa um grafo de conectividade chamado árvore de expansão mínima (*minimum spanning tree*) para encontrar agrupamentos naturais. Quando NO_SPATIAL_CONSTRAINT for especificado, a ferramenta de análise utiliza médias do algoritmo de agrupamento K, padrão do SIG. Ao executar a ferramenta de análise de agrupamento, um valor de R^2 para cada variável é calculado. Este valor reflete o quanto da variação nos dados originais permaneceu após o processo de agrupamento, de modo que, quanto maior o valor R^2 para uma variável específica, essa variável é mais bem discriminada entre as entidades.

O cálculo do R^2 é dado pela seguinte equação:

$$R^2 = \frac{SST - SSE}{SST} \quad 1)$$

SST é a soma total dos quadrados e SSE é a soma explicada dos quadrados. Os valores de SST são calculados ao elevar ao quadrado e em seguida somar os desvios do valor médio de uma variável. Já os valores de SSE se calcula da mesma maneira, exceto que os desvios se reúnem por grupo, cada valor é subtraído do valor médio para o grupo ao qual pertence, em seguida, elevado ao quadrado e somado.

As equações (2 e 3) que representam o cálculo do SST e SSE:

$$SST = \sum_{i=1}^{n_e} \sum_{j=1}^{n_i} \sum_{k=1}^{n_v} (V_{i,j}^k - \bar{v}^k)^2 \quad 2)$$

$$SSE = \sum_{i=1}^{n_e} \sum_{j=1}^{n_i} \sum_{k=1}^{n_v} (V_{i,j}^k - \bar{v}_i^k)^2 \quad 3)$$

Onde:

η = número de feições;

n_e = número de classes (grupos);

n_i = número de feições em i grupos;

n_v = número de variáveis usadas para o grupo de feições;

$V_{i,j}^k$ = Valores de Kn variável de Jn feições em in grupos;

\bar{V}^k = média dos valores de Kn variáveis;

\bar{V}_i^k = média dos valores de Kn variáveis no grupo i.

É mais apropriado que a análise de *Cluster* se aplique como ferramenta exploratória que auxilie na compreensão de dados subjacentes e possa responder a questões como a proposta nesta pesquisa: quais as diferenças e similaridades entre a margem direita e a margem esquerda do rio Ivaí? E como se agrupam os atributos topográficos dessa área?

A resposta a essas perguntas pode ajudar a solucionar a hipótese inicial do estudo; por meio dessa compartimentação por agrupamentos é possível mapear a dissimilaridade dos atributos topográficos da área e diminuir a subjetividade da comparação dos compartimentos puramente pela interpretação visual dos mapas.

A segunda técnica de análise de agrupamentos utilizada foi de *Cluster* por auto correlação espacial (*Cluster and Outlier Analysis – Anselin Local Morans I*), que representa as informações geográficas agrupadas em valores próximos. Com essa análise também é possível compreender o comportamento dos *outliers*, ou seja, os valores que não são possíveis de serem agrupados, casos atípicos, pois apresentam valores distintos nas proximidades, correspondem àqueles valores extremos, fora do modelo explicativo.

A Figura 16 ilustra a sequência de geoprocessamento aplicada aos dados pelo algoritmo do ArcGis, as equações para o Local I Index, Z-scores e P-values são amplamente discutidas em (ANSELIN, 1995; MITCHELL, 2005).

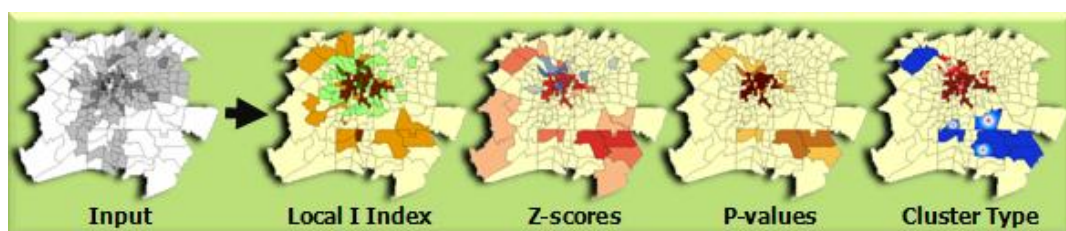


Figura 16 – Sequência de testes estatísticos aplicados aos dados pelo algoritmo ArcGis.

Fonte: Ersi 2012.

Na representação espacial, essa função resulta na tipologia de padrões *COType*:

- **HH**: alta-alta (agrupamento de valores altos e próximos);
- **LL**: baixa-baixa (agrupamento de valores baixos e próximos);
- **HL**: alta-baixa (*outlier* de valores altos que não se agrupam, pois se encontram em meio a valores baixos);

- **LH:** baixa-alta (*outlier* de valores baixos que não se agrupam, pois se encontram em meio a valores altos);
- **Não significativos:** não se enquadram nos agrupamentos, pois apresentam níveis variados assim como os valores dos vizinhos.

Essa ferramenta cria uma nova categoria de saída com os seguintes atributos de cada recurso de entrada: índice local de Moran I, z-score, p-valor, e de fragmentação/tipo *outlier* (cotipo). Os nomes dos campos desses atributos também são derivados dos valores de saída da ferramenta para uso potencial em modelos personalizados e *scripts*.

Quanto aos dados utilizados para realização desta pesquisa, foram analisadas imagens de radar SRTM com resolução espacial de 30m obtidos por meio do Serviço Geológico Estadunidense, o *Earth Resources Observation and Science Center*(EROS, 2014). A partir desses dados foram obtidos os demais atributos topográficos que caracterizam o relevo. Também foi utilizada a Base Hidrográfica Unificada; Rede Hídrica Copel/Águas Paraná, 2011; – Ottobacias em formato do tipo *shapefile*, classificados e ajustados para toda a área de estudo em questão segundo o padrão de drenagem de Straler (1952).

Esse trabalho foi desenvolvido pelo Laboratório de Geoprocessamento (LABGEO) da Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campus Campo Mourão, onde também se realizaram as correções dos dados, ajustando a localização e aferição da real existência ou não dos canais, utilizando-se da ferramenta *open layer plugin* em Quantum Gis. A densidade de drenagem foi gerada a partir do cálculo da densidade de drenagem do Kernel (SILVERMAN, 1986), implantado no programa ArcGis 9.3. Para tanto, foi definido um raio de influência de 10.000 km², que gerou uma superfície suave e evidenciou regiões com drenagem complexas. A resolução final da grade de densidade de drenagem foi de 100m

Os dados de solos foram obtidos do mapeamento de solos na escala 1:250.000, dados vetorizados e inseridos em ambiente SIG. Por conta da escala do levantamento e do mapeamento de solos, optou-se por trabalhar com apenas o primeiro nível de classificação (EMBRAPA, 2007).

Os fatores analisados foram: altimetria, declividade, índice de rugosidade do relevo, densidade de drenagem e gradiente ou amplitude do relevo, valores de média, tendo em vista os baixos valores de desvio padrão que foram calculados para a malha de 1 km² recobrendo toda a área de estudo. Os dados foram obtidos por meio da sobreposição da malha ao MDE e extraídas estatísticas descritivas dos dados para cada quadrante (Figuras 15).

Toda a porção da bacia hidrográfica que drena sobre os arenitos do Grupo Caiuá foi dividida em 10.028 quadrantes individuais de 1km², que foram reunidos em um geodatabase,

que é um banco onde dados espaciais e atributos podem ser armazenados, consultados e manipulados.

Utilizando-se de parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal da drenagem, foi aplicado o índice *Sl Index*, ou Relação Slope vs. Length (HACK, 1973), ou na forma como é apresentado em português – Relação Declividade Extensão RDE, constituindo indicador sensível a mudanças na declividade de um canal fluvial. Por meio do *Sl Index* é possível identificar *knickpoints* de drenagem que podem estar associados a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica (ETCHEBEHERE et al., 2004).

Por meio da análise e eliminação de fatores litológicos ou da eventual presença de tributários de porte como agentes causativos da elevação no *Sl Index*, pode-se identificar atividade deformacional recente (ETCHEBEHERE et al., 2004).

O cálculo da relação declividade extensão (Figura 17) foi baseado nas seguintes equações:

$$Sl\ Index\ total = (DH/Lg\ L) \quad (4)$$

Onde DH é a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença entre a cota localizada a montante do rio e a cota localizada na foz; e Lg L é o logaritmo natural da extensão total do curso d'água.

$$Sl\ Index\ trecho = (Dh/Dl) \cdot L \quad (5)$$

Em que Dh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água; Dl é a projeção horizontal da extensão do referido segmento e Dh/Dl corresponde ao gradiente da drenagem naquele trecho; e L corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o *Sl Index* está sendo calculado.

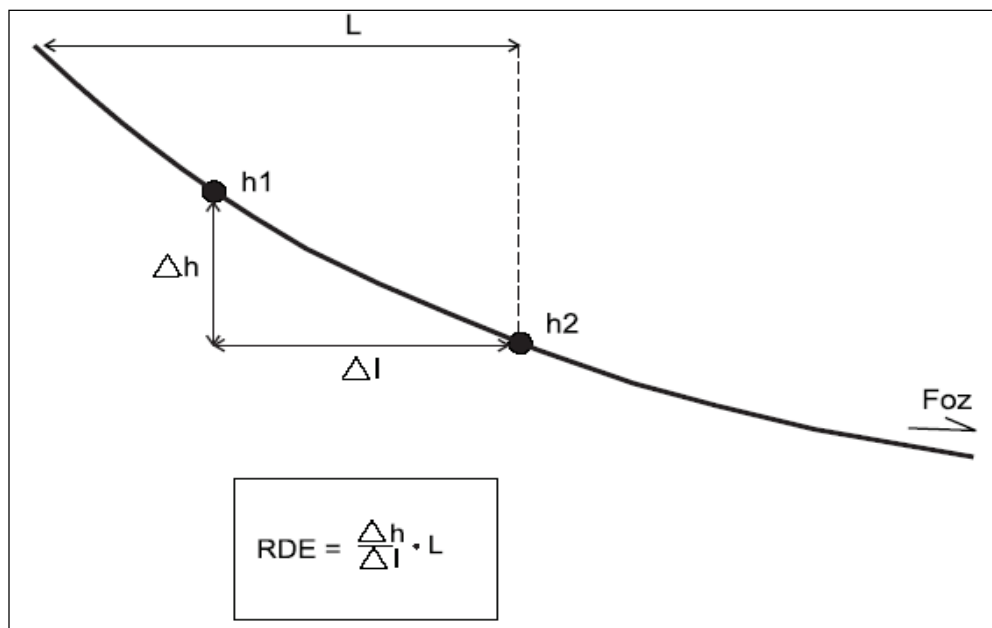


Figura 17 – Parâmetros para o cálculo SI Index.

Nota: Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subsequentes.

Fonte: ETCHEBEHERE et al. (2004).

Os setores anômalos são definidos a partir de limiares, onde se considera:

Índice de gradiente *SI Index* = *SI Index* trecho / *SI Index* total.

Os valores compreendidos entre os limiares 2 e 10 correspondem a anomalias de 2ª ordem; os valores superiores a 10, anomalias de 1ª ordem (FUJITA, 2009).

Os índices foram calculados de forma automática por meio do aplicativo desenvolvido por Queiroz et al. (2015), gerados e processados no ArcGis 9.3.

3.2. PREPARO DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS PARA GEOQUÍMICA DOS NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS ¹⁰BE

Para a definição da amostragem do presente trabalho, reuniram-se os critérios necessários para a delimitação das bacias hidrográficas e a escolha dos pontos de amostragem, por meio de uma revisão da literatura geológica, o reconhecimento de campo e a análise minuciosa de material cartográfico da área de estudo, dentre os quais os mapas geológicos, geomorfológicos, topográficos, fotografias aéreas de diferentes datas e dados SRTM. Com

base nesse material, foi possível reconhecer as especificidades da composição litológica e das bacias hidrográficas da área de estudo.

A análise fisiográfica da área foi iniciada a partir da interpretação cartográfica realizada sobre cartas topográficas e geológicas em formato impresso e em meio digital. Com o auxílio de SIG e recursos de sensoriamento remoto, foram efetuadas análises espaciais detalhadas, as imagens de radar ressaltam as formas de relevo, permitindo reconhecer as principais características do modelado da área e elaborar seções topográficas regionais e perfis longitudinais dos cursos fluviais. O material utilizado inclui cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) escala 1:50.000; cartas geológicas do Estado do Paraná 1:250.000; Arquivo digital Base Hidrográfica Unificada; Rede Hídrica, Copel/Aguasparaná (2011); Ottobacias, Copel/Aguasparaná (2011) em escala 1:50.000; curvas de nível, pontos cotados, hidrografia, sedes urbanas, limites municipais e imagens de radar SRTM.

A partir dos dados cartográficos foi feito o recorte da base cartográfica da área de estudo por meio dos arquivos digitais disponíveis, que foram agrupados em temas, utilizando-se o software Quantum Gis 1,8 e a ferramenta *open layer plugin*. Com o auxílio dos mapas, foram delimitadas e localizadas as cabeceiras de diversos cursos d'água que dão origem às principais bacias hidrográficas e selecionadas as áreas de amostras e determinados os pontos de amostragem.

Com a base digital organizada, os pontos de amostragem em campo foram descarregados através da interface do aparelho GPS com o computador no programa *Track Maker PRO* versão 3.5. Cada ponto geográfico descrito neste trabalho se encontra tabelado, com a respectiva coordenada no sistema UTM, utilizando o elipsoide WGS 84 como *datum* horizontal, medido em aparelho GPS modelo Oregon da Garmin.

As bacias selecionadas foram confrontadas com imagens de satélite Landsat e fotografias aéreas da década de 1980 fornecidas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (ITCG), bem como se utilizou o software Google Earth®, etapa necessária tendo em vista que intensos processos erosivos na área de cabeceiras podem influenciar nos resultados das taxas de denudação por ^{10}Be . O processo de colonização no noroeste do Paraná se deu de forma com que os núcleos urbanos se localizassem próximos uns aos outros, em distância média de 100km, com vilarejos e distritos a cada 10km, distribuídos todos nos espigões divisores de bacias centrais. Esse fato interferiu muito no processo de seleção das bacias, tendo em vista que praticamente todas as bacias apresentavam algum tipo de feição

erosiva periurbana. Todavia, foram selecionadas principalmente drenagens com o mínimo de influência possível.

A definição de pontos de amostragem em bacias hidrográficas que drenam as duas porções da baixa bacia do rio Ivaí: (i) a porção norte na margem direita; (ii) a porção sul na margem esquerda, para fins de comparação entre os dados das bacias, os critérios utilizados para seleção, com suporte das análises previamente realizadas nos SIGs, foram: a) a predominância de mesmo litotipo, arenitos do Grupo Caiuá; b) equidistância das bacias do divisor hidrográfico (cabeceras de drenagem); e c) bacias hidrográficas com baixa interferência antrópica e d) terem aproximadamente a mesma área.

A Figura 18 mostra a distribuição geográfica das catorze bacias hidrográficas. No Quadro 1 são apresentados os dados morfométricos sistematizados, calculados a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo.

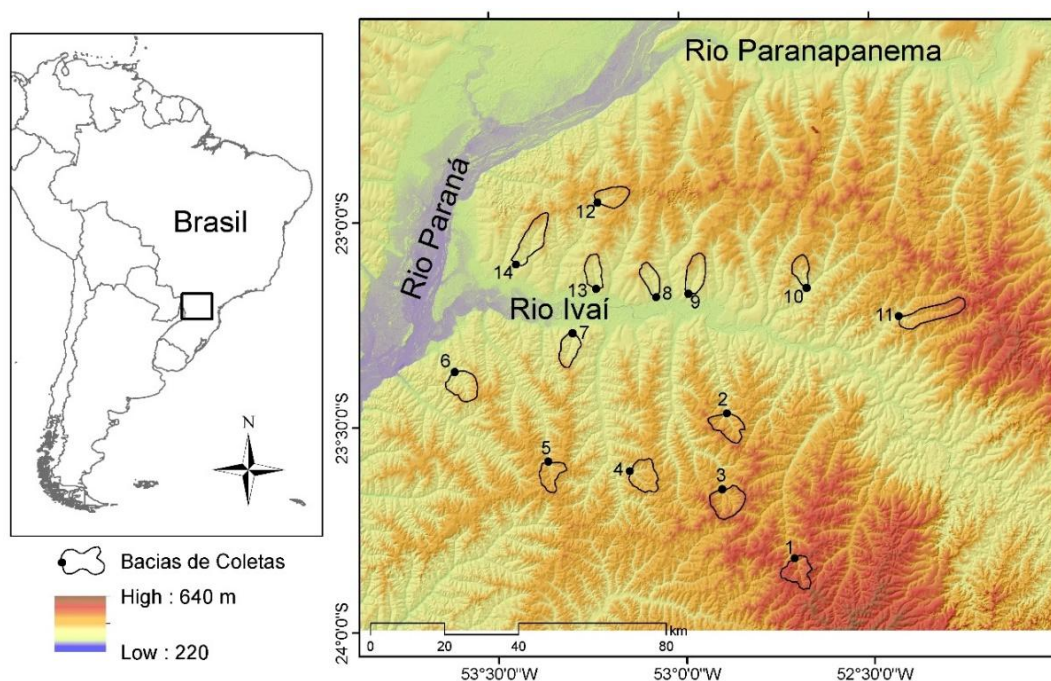


Figura 18 – Localização da área de estudo e distribuição de pontos amostrais para coleta de sedimentos. Fonte: Couto, E.V.

Para a amostragem dos sedimentos, foram recolhidos sedimentos quartzosos nos catorze pontos de amostragem. O mineral quartzo é escolhido neste método em função de ser abundante na superfície terrestre, facilmente purificado e dissolvido para extração laboratorial do ^{10}Be , e de possuir uma estrutura cristalográfica que minimiza a contaminação pelo berilo

atmosférico, sendo assim também dificulta a perda do ^{10}Be , que é produzido no interior do mineral (BRAUCHER, 1998;BRAUCHER et al., 2000).

As amostras foram de aproximadamente 5 kg cada uma, com granulometria variando de areia fina a grossa, recolhidas no meio do canal do leito dos cursos d'água. O material foi devidamente acondicionado em saco plástico e etiquetado para encaminhamento ao laboratório. De acordo com o método, amostras de 1,5 kg a 2 kg são representativas (GRANGER et al., 1996) para mensurar a taxa de denudação de uma bacia hidrográfica, pois refletem a mistura de matéria resultante dos processos de erosão e transporte ocorridos na superfície drenada.

Para interpretação de taxas de denudação de bacias hidrográficas são mensuradas as concentrações de isótopos cosmogênicos por meio de amostras de sedimentos aluviais. O método envolve a coleta de sedimentos aluviais, a separação dos grãos de quartzo da amostra e a extração dos isótopos de ^{10}Be através do espectrômetro de massa. Segundo Binnie (2004), o processo de amostragem de sedimentos fluviais envolve análise geomorfológica e geológica criteriosa, bem como avaliação do nível de interferência antrópica na área. Portanto, a litologia da bacia hidrográfica amostrada deve ser homogênea.

Foi realizado um conjunto de procedimentos para posterior análise de composição isotópica do ^{10}Be em quartzo. Tais procedimentos foram executados em duas etapas: na Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campus Campo Mourão e na Université Aix-Marseille III, na França. Detalhes dos procedimentos de separação mineral utilizados são descritos a seguir.

3.2.1. ETAPA 1: Laboratório de Solos – UTFPR Campo Mourão

Os sedimentos aluviais coletados passaram por processo de tratamento no Laboratório de Solos na Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTFPR), Campus Campo Mourão. Os procedimentos iniciaram-se com: a) secagem das amostras em estufa (40°C); b) peneiramento das amostras em partículas de 1 a 0,25mm; e c) acondicionamento em frascos Nalgéne de 70 gramas (figura 19).



Figura 19 – Frascos de 250 ml do tipo boca estreita contendo aproximadamente 70g de amostras de quartzo em processo de preparação para a primeira purificação do material. Fonte: Couto, E.V.

As amostras de 70 g de sedimentos das catorze bacias hidrográficas investigadas foram transferidas para garrafas Nalgéne de 250 ml, e pesadas em dois momentos: vazias e com a amostra para medição da quantidade de sedimentos. Para esta etapa de purificação da amostra foi utilizado 1/3 de ácido clorídrico (HCl) a 37% e 2/3 de ácido fluorsilícico (H_2SiF_6) a 34%, juntamente com 5 ml de água deionizada. Após a inserção dos ácidos, as amostras seguiram para agitação durante 24 horas. O procedimento foi repetido mais duas vezes com o objetivo de atingir o nível de purificação exigido pelo protocolo de tratamento de amostras. A cada procedimento, os dejetos ácidos foram descartados e as amostras devidamente limpas com água deionizada até atingir pH 7-8 para nova adição dos ácidos. Após os três procedimentos de purificação, as amostras foram secadas durante 24 horas em estufa a 90° C.

3.2.2. ETAPA 2: Laboratório Nacional de Nuclídeos Cosmogênicos (L2NC) do Cerege – França

A seguir são descritas em detalhes as etapas laboratoriais do método utilizado no período do estágio de doutorado na França. As etapas laboratoriais seguintes, para a mensuração das taxas de denudação a partir do isótopo cosmogênico ^{10}Be das bacias investigadas, foram desenvolvidas no *Laboratoire National de Nucléides Cosmogéniques (L2NC)* do *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE)* França.

No *Laboratoire National de Nucléides Cosmogéniques (L2NC)* foram realizados três procedimentos sequenciais para eliminação do ^{10}Be atmosférico que podem influenciar na contaminação do quartzo. Foram feitas três dissoluções com ácido fluorídrico (HF) a 48%, a cada etapa as amostras eram agitadas durante 24 horas, os dejetos ácidos eliminados e, ao final, secadas durante 24 horas em estufa a 90°C . As garrafas eram sequencialmente pesadas novamente a fim de medir 30 g de amostra para as etapas posteriores. O restante foi colocado em reserva, em saco plástico, em caso de necessidade de repetição da amostra ao fim do processo.

A adição da solução de phenakita permitiu mensurar uma quantidade ponderável de ^{10}Be e fixar uma relação de $^{10}\text{Be}/\text{Be}^9$ que será mensurada pelo espectrômetro de massa. Na figura 20 pode-se observar o procedimento laboratorial, neste procedimento, as amostras passaram por umedecimento com água deionizada, sendo uma quantidade de $100\mu\text{L}$ de solução phenakita (*deep-mined*) introduzida em cada garrafa de amostra de quartzo. Após a introdução da solução de phenakita, iniciou-se o processo de dissolução total do quartzo, sendo introduzidos 120 ml de ácido fluorídrico (HF) a 48% a cada amostra com a finalidade de obter a dissolução, passando por agitação durante 48 horas.



Figura 20 – Processo de adição da solução de phenakita, utilizando micropipetas para inserção de uma quantidade ponderável de ^{10}Be e fixar uma relação de $^{10}\text{Be}/\text{Be}^9$ que será mensurada pelo espectrômetro de massa.

Fonte: COUTO, E.V.

A solução de HF foi transferida para um recipiente tipo bquer e evaporada a 200°C em placa aquecida. Após a evaporação, a amostra foi recuperada por meio da adição de 3 ml de ácido clorídrico (HCl) a 7 mol.L^{-1} e transferida para um tubo de ensaio (figura 21 e 22).



Figura 21 – Tubos contendo as amostras de $^{10}\text{Be}/\text{Be}^9$ após a recuperação com ácido clorídrico (HCl) a 7 mol.L^{-1} .
Fonte: Couto, E.V.

Essa etapa consistiu em separar o Be de outros elementos-traços e para a obtenção do Be sob a forma $\text{Be}(\text{OH})_2$. O processo iniciou-se com a adição de algumas gotas de ácido nítrico (HNO_3) a 32%, a solução foi agitada até atingir pH 8-9. Após a adição, as amostras foram centrifugadas durante 5 minutos. Assim, após a centrifugação, a solução restante de cada tubo foi descartada a fim de preservar apenas o precipitado que passou a ser lavado com água a pH 8-9 e agitado para limpá-lo, sendo a seguir novamente centrifugado e a solução de limpeza foi descartada após centrifugação, sendo adicionado 1,5ml de HCl a $10,2 \text{ mol.L}^{-1}$ para dissolução do precipitado.



Figura 22 – Tubos contendo apenas os solutos do quartzo, mais a solução de phenakita após o procedimento de dissolução total do quartzo.

3.2.3. Eliminação de cátions metálicos e ânions: separação em resinas de troca de íons

- Resina aniônica: separação do ferro e do magnésio

Após as etapas de purificação, eliminação do Be atmosférico e precipitação do Be, deu-se início à etapa de eliminação de outros elementos-traços presentes na amostra. Para isso, foram utilizadas duas resinas: uma de troca aniônica e outra de troca catiônica.

Primeiro, foram preparadas as colunas com a resina aniônica, a resina utilizada foi a Dowex 1*8 (Serva 100-200 mesh), que foi preparada por meio de uma lavagem com 20 ml de água deionizada e, em seguida, introduzidas nas colunas de resina 20 mL de HCL a 10,2 mol.L⁻¹. O béquer contendo a solução de água mais HCL, repostado por outro béquer, e a solução descartada. A amostra foi introduzida na resina, e, após sua passagem, foram adicionados 20 mL de HCl a 10,2 mol.L⁻¹ para finalização do processo. A solução pós-resina foi evaporada até restar aproximadamente 3 mL no béquer. A solução restante transferida para um tubo, e o béquer limpo com 1,5 mL de HCl a 7,1 mol.L⁻¹.

- Resina catiônica: separação do alumínio e do boro

Na etapa da resina catiônica, a solução passou por procedimentos de obtenção novamente do precipitado de Be. Assim, foram adicionadas à solução algumas gotas de ácido nítrico (HNO₃) a 32%, até que se atingiu pH 8-9. A solução foi centrifugada e descartada, mantendo-se apenas o precipitado. Acrescentou-se ao precipitado água de pH 8-9, e a solução foi centrifugada com o objetivo de limpeza da amostra. Após o procedimento de limpeza do precipitado, foi adicionado 1,5 mL de ácido clorídrico (HCl) a 1 mol.L⁻¹ para completa dissolução.

As colunas de resina catiônicas foram preparadas para a separação de outros elementos-traços, como o Al e B do Be. A resina Dowex 50W*8 (Serva 100-200 mesh) foi preparada em colunas e passou antes por um processo de limpeza com 20 ml de água deionizada. Em seguida, introduziram-se 30 ml de HCl a 1 mol.L⁻¹ até passar completamente pela resina. A amostra foi inserida na coluna de resina e logo após introduzidos 40 ml de HCl a 1 mol.L⁻¹ para separação do boro. A solução do béquer foi descartada, e um novo béquer introduzido para recuperação do Be. Para isso, introduziu-se na resina 120 ml de HCl a 1 mol.L⁻¹. A solução recuperada no béquer foi evaporada até 3 ml e transferida novamente para o tubo com 1,5 ml de HCl a 7,1 mol.L⁻¹. Para aquisição do precipitado de Be adicionou-se ácido nítrico a 32% até que a solução atingisse pH 8-9. A solução foi então centrifugada e

descartada, conservando-se o precipitado para limpeza, que foi centrifugado três vezes com água de pH 8-9. Ao final, descartou-se a solução de limpeza e o precipitado foi dissolvido em 200µl de HNO₃ a 69%. A solução foi transferida para um recipiente de porcelana e evaporada a 200° C.

Após a evaporação, as amostras foram colocadas em um forno a 700° C durante uma hora para completa oxidação, para posteriormente ser submetidas ao espectrômetro de massa, foram introduzidas em cátodos, que pudessem ser devidamente acondicionadas no equipamento.

3.3. MEDIÇÃO DOS RESULTADOS

Os procedimentos relativos às medições de Be foram finalizados através do Espectrômetro de Aceleração de Massa¹, que permitiu a execução da etapa seguinte, envolvendo o tratamento dos dados e cálculos finais, a partir dos quais se obteve a taxa de denudação das bacias hidrográficas, o cálculo das taxas de erosão e denudação, independente do tipo de amostra (rocha, solo, veio de quartzo ou sedimento fluvial), utilizou-se a equação (6) proposta por Lal (1991), Siame, Braucher e Bourlès (2000), Braucher et al. (2004) e Salgado et al. (2006, 2007, 2008):

$$C(x; t) = \frac{P_0 \cdot p_n}{\frac{\epsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_n}\right) + \frac{P_0 \cdot p_{\mu s}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}\right) + \frac{P_0 \cdot p_{\mu f}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}\right) \quad (6)$$

onde:

C(x, t) corresponde à concentração de ¹⁰Be (x) e tempo (t);

ε é a taxa de erosão ou denudação;

P₀ é a taxa de produção;

P_n, P_{μs} e P_{μf} representam a produção total de nêutrons e múons rápidos e lentos (respectivamente em quartzo ela é 97,85; 1,5 e 0,65%); Λ_n, Λ_{μs} e Λ_{μf} representam respectivamente a atenuação dos nêutrons (~150g/cm²) e múons rápidos (~1500g/cm²) e lentos (~5.300g/cm²); λ representa o decaimento radioativo constante.

¹ Aumaitre Georges: engenheiro de estudos CNRS, espectrômia de massa por aceleração no LN2C (Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques) do CEREGE.

CAPÍTULO 4

O NOROESTE DO PARANÁ: APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

4. ANÁLISE DE AGRUPAMENTOS *CLUSTER*

Por meio da Análise *Cluster* (*Grouping Analysis*), que considerou as variáveis (Declividade, Gradiente Topográfico, Densidade de Drenagem, Índice de Rugosidade do Terreno e Altimetria), obteve-se como resultado da análise não supervisionada dois grupos, o Agrupamento Norte, que representa o agrupamento por similaridade dos atributos topográficos à margem direita do rio Ivaí e o Agrupamento Sul, que representa a margem esquerda do rio Ivaí. Os agrupamentos demonstraram que os (atributos topográficos) analisados são intrinsecamente correlacionados nos grupos formados e os compartimentos foram bem definidos tendo como limite a hidrografia central o rio Ivaí (Figura 23).

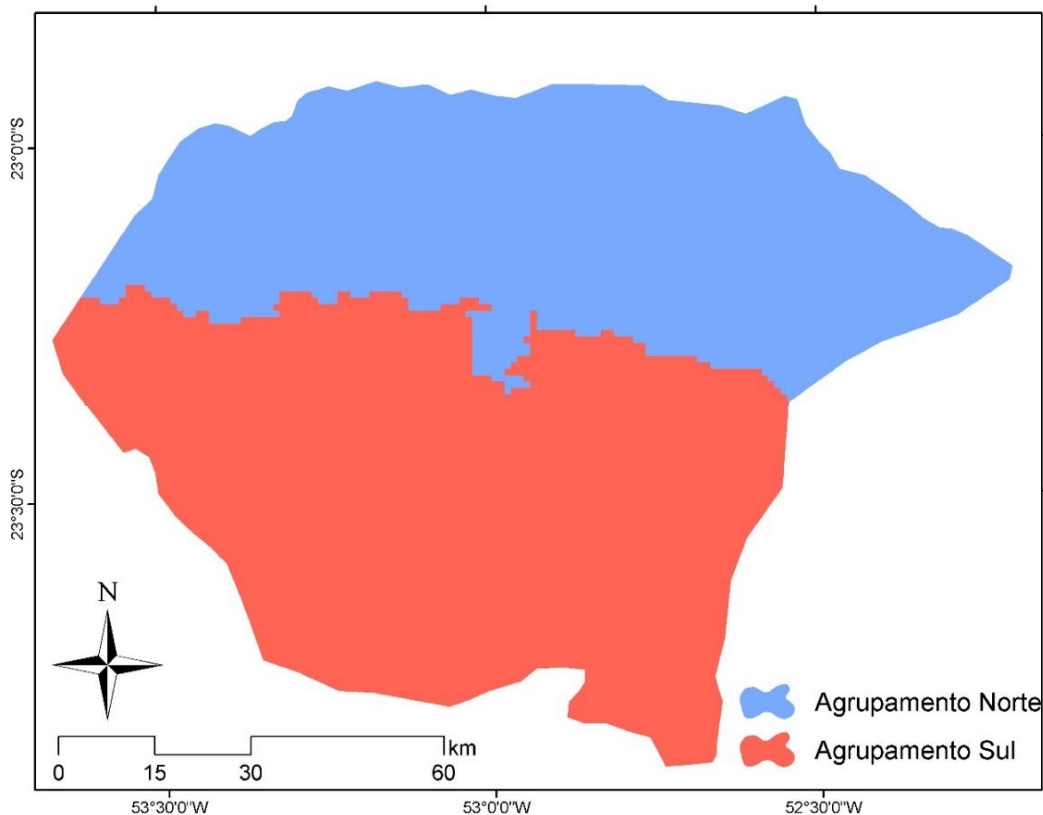


Figura 23 – agrupamentos obtidos pela análise de *Cluster* com definição prévia de dois grupos.

Embora se diferenciem em dois agrupamentos, que respondem bem à hipótese de que a margem direita se diferencia da margem esquerda do rio Ivaí quanto aos atributos

topográficos, olhando mais detalhadamente a contribuição de cada variável no modelo, observa-se que os valores de R^2 são próximos e inferiores a 0,02 (Tabela 1). Apesar de baixos, é importante destacar que o fato de serem próximos demonstra que as variáveis possuem o mesmo peso no modelo. Isso é importante, pois apesar das variáveis explicarem apenas 52% da somatória, esta separação é homogênea.

Tabela 1 – Resultado da análise de *Cluster* mostrando as variáveis utilizadas para a confecção do modelo espacial

Variável	Média	Desv. Padrão	Mínimo	Máximo	R ²
Declividade	5,5	1,7	0,8	15	0,15
Gradiente Topográfico	4,2	1,3	0,5	11,7	0,15
Densidade de Drenagem	0,9	0,3	0,0	2,2	0,13
IRT	1,3	0,4	0,5	4,9	0,09
Somatória	11,9	3,7	1,8	33,8	0,52

Nota: Contagem = 10028; Distância = 2,2613 STD; SSD = 3.4687.9003.

A separação dos grupos no modelo é demonstrada pelo fato de no Sul estarem os maiores valores das variáveis, ou seja, neste setor o terreno apresenta maiores valores de atributos topográficos, conforme pode ser visto na Tabela 2, a média para todas as variáveis são maiores para o Agrupamento Sul.

Tabela 2 – Estatísticas descritiva das variáveis - comparação entre os Agrupamentos Norte (N) e Sul (S)

Variável	Média		Desv. Padrão		Mínimo		Máximo		Share	
	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N
Declividade	6,1	4,8	1,5	1,6	0,8	0,8	15	12,9	1	0,8
Gradiente Topográfico	4,7	3,6	1,2	1,2	0,5	0,9	11,7	9,9	1	0,8
Dens. de Drenagem	1,1	0,8	0,3	0,3	0,0	0,0	2,2	2,1	1	0,9
Rugosidade	1,4	1,2	0,3	0,3	0,5	0,5	4,9	3,4	1	0,6

Grupo Norte Cont. = 4516; Std. Distance = 2,0702; SSD = 15380,8515.

Grupo Sul Cont. = 5512; Std. Distance = 2,0964; SSD = 19307,0488 .

Analisando detalhadamente o modelo, pode-se observar o comportamento das variáveis nos agrupamentos e em relação aos valores máximos tanto para o agrupamento Norte como para o Sul, as linhas limites avançam em direção aos *outliers*. Por outro lado, os limites mínimos são próximos em escala e em alguns casos sobrepõem-se ao observado para os dados em conjunto. A maior diferença entre o comportamento das variáveis está na posição dos pontos médios (representados no gráfico pelos círculos coloridos), nota-se que os pontos azuis (Agrupamento Norte) estão dentro do quartil superior e os vermelhos (Agrupamento Sul) no quartil inferior (Figura 24).

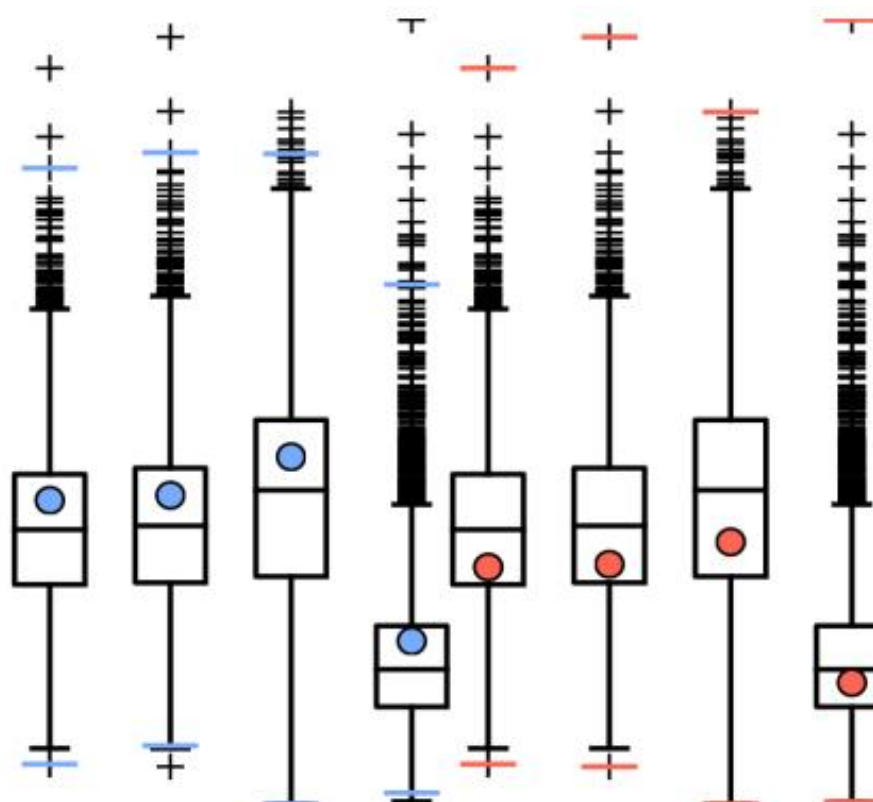


Figura 24 – Gráfico *boxplots* da distribuição das variáveis. Nota: os dados em preto referem-se à estatística total; em azul ao Agrupamento Norte; e vermelho ao Agrupamento Sul. Da esquerda para a direita são representadas as distribuições de Declividade, Gradiente Topográfico, Densidade de Drenagem, Índice de Rugosidade do Terreno.

Estes resultados demonstram que, mesmo o algoritmo separando dois compartimentos distintos para a área de estudo, esse número de compartimentos não é totalmente significativo, tendo em vista que toda a área apresenta certa heterogeneidade dada pelas unidades de relevo, como planícies de inundação, morrotes e morros sustentados por crostas lateríticas, feições geomorfológicas locais, dadas as alterações antrópicas, paleofeições geomorfológicas, grau de entalhamento da rede de drenagem entre muitos outros aspectos. Todavia, pode-se afirmar que é um modelo global aceitável, pois as variáveis utilizadas apresentaram cerca de 52% da explicação do modelo.

Um teste de agrupamento com número maior de variáveis seria recomendável neste caso, pois dessa forma, um número maior de compartimentos agruparia a variedade de heterogeneidade do relevo.

4.1. ANÁLISE DOS *OUTLIERS*

A análise dos *outliers* chama a atenção, pois é possível perceber uma tendência de valores extremamente altos, fora da média e acima do desvio padrão. A existência de *outliers* pode tanto indicar dados incorretos, como dados válidos que necessitam de atenção especial: nesta análise, justamente os *outliers* são os pontos de interesse e que ajudam a explicar as diferenças de relevo entre os compartimentos Norte e Sul, bem como demonstra espacialmente onde essas diferenças se localizam.

Para tanto, aplicou-se uma análise *Cluster* por autocorrelação espacial (*Cluster and Outlier Analysis – Anselin Local Morans I*) para compreender o comportamento dos atributos topográficos agrupados em valores próximos. A análise das quatro variáveis morfométricas utilizadas neste trabalho apresentou agrupamento de valores altos extremos, próximos, vizinhos e agrupados. Agrupamentos altos-altos (*high-high Cluster*) os maiores valores de declividade (*slop*), Rugosidade, Densidade de Drenagem e Gradiente Topográfico se agrupam em três áreas principais (Figura 25 A, B, C e D).

O Agrupamento Norte, circulado em vermelho nas quatro figuras (Figura 25 A, B, C e D,) demonstra um agrupamento de *outliers* para todos os atributos morfométricos, sendo áreas de grande influência na análise geoestatística e responsável pelos baixos valores de R^2 encontrados para explicação do modelo de agrupamento do item 4.

Estas feições são grandes unidades de relevo bastante declivoso e alto (IRT) que ocorrem nas proximidades das cidades de Loanda, Terra Rica e Querência do Norte (Figura 26). Os valores elevados de coeficientes para essas zonas corroboram com o mapeamento dos compartimentos morfopedológicos de Nakashima (1999), que separou as unidades em setores distintos. Fernandes e Coimbra (1994) também já destacavam essas áreas como feições heterogêneas à paisagem, e Bigarella; Mazuchowski (1985) chegaram a afirmar essas áreas como possíveis “paleovoçorocas” estabilizadas.

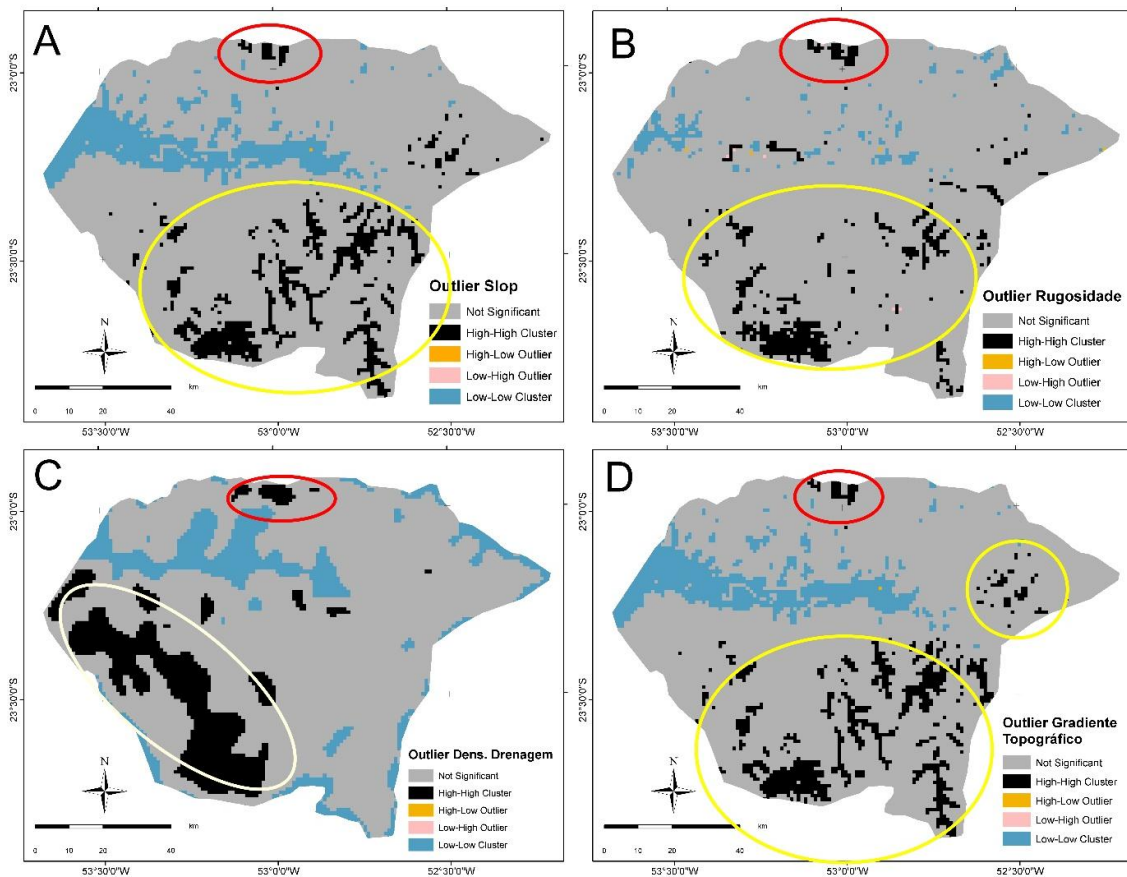


Figura 25- Mapas de *Morans I* agrupamentos dos valores de A) Declividade (slop), B) Rugosidade, C) Densidade de Drenagem e D) Gradiente Topográfico.

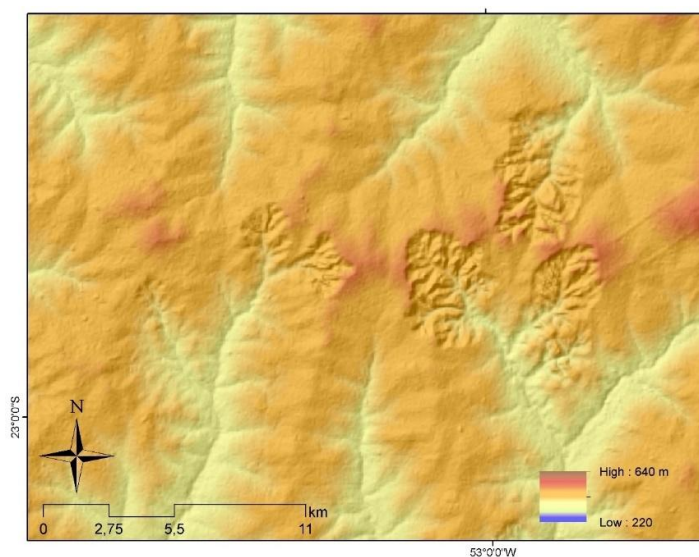


Figura 26 – Ocorrência de feições geomorfológicas heterogêneas no setor N (“paleovoçorocas”).

O agrupamento a Sul e Sudoeste, circulado em amarelo (Figura 25 A, B, C e D), apresenta também altos valores para todos os parâmetros morfométricos, são áreas de

extremos no *Cluster*, que igualmente aos apresentados anteriormente, influenciam fortemente a geoestatística de agrupamentos. Entretanto, essas áreas apresentam uma característica intrínseca, são extensas e ocorrem com maior frequência e espalhadas na margem esquerda do rio Ivaí; no caso da densidade de drenagem (Figura 25 C), chegam a formar uma extensa área homogênea a sudoeste.

Os resultados corroboram com a análise de agrupamento do item 3.1, pois mesmo sendo dados extremos, ocorrem com maior frequência para o Agrupamento Sul e explicam a diferença entre o setor norte e o sul. As áreas em azul na Figura 25 (A, B, C e D) representam agrupamento de valores baixos extremos e agrupados em vizinhança *hotspots* de ocorrências. Correspondem às áreas onde se encontram as planícies dos rios Ivaí e Paraná, bem como zonas ao Agrupamento Norte, onde as vertentes apresentam baixos valores de declividade e diferenciação altimétrica, bem como ocorrem menores valores de densidade de drenagem.

5. AS TAXAS DE EROSÃO POR ¹⁰BE PARA O NOROESTE DO PARANÁ

As taxas de denudação do noroeste do Estado do Paraná apresentam valores com média de $9,57 (\pm 0,30) \text{ m Ma}^{-1} n=14$. Os valores obtidos diferenciam a margem direita (norte) e esquerda (sul) da principal bacia de drenagem da área, a do rio Ivaí (Figura 27).

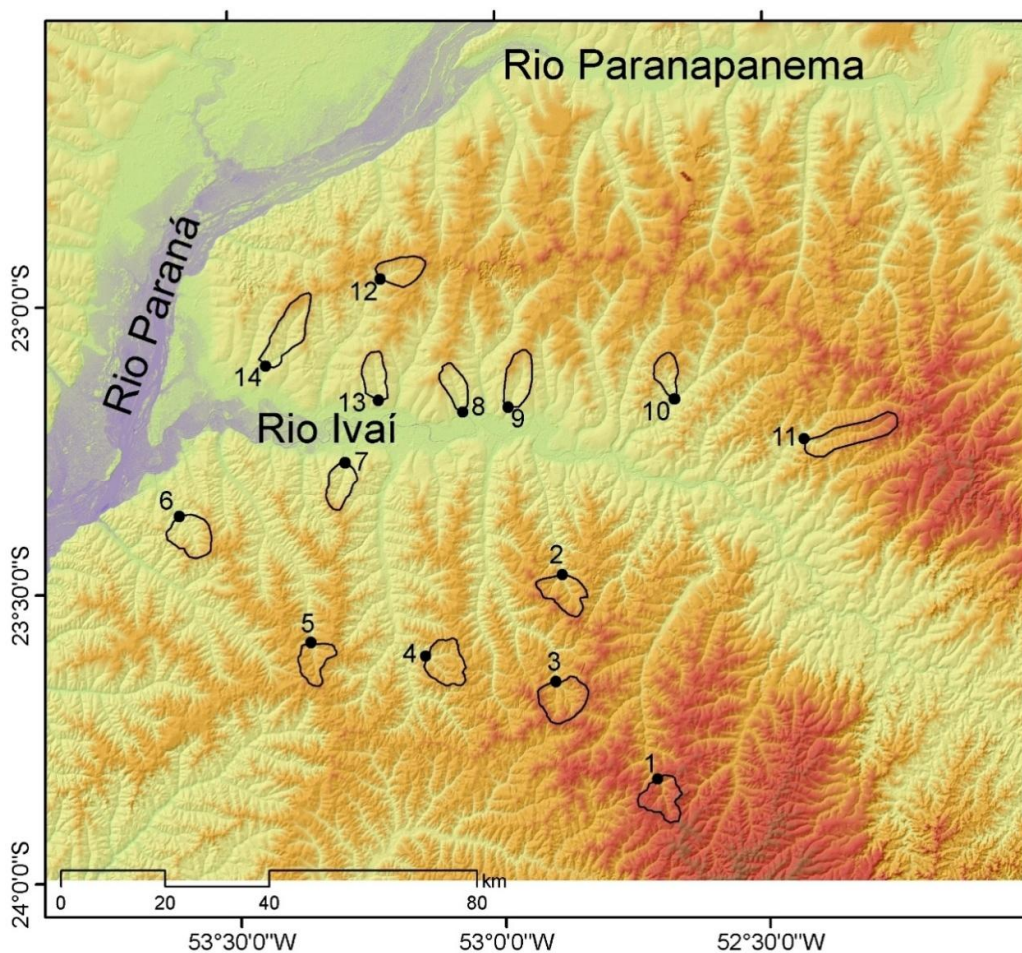


Figura 27 – Localização das bacias de coleta para a área de estudo.

Os pontos de 1 a 7 correspondem às coletas efetuadas na margem esquerda do rio Ivaí, enquanto os pontos de 8 a 14 correspondem aos da margem direita. A diferenciação da distribuição das taxas denudacionais para a área em pesquisa fica visível na Figura 28.

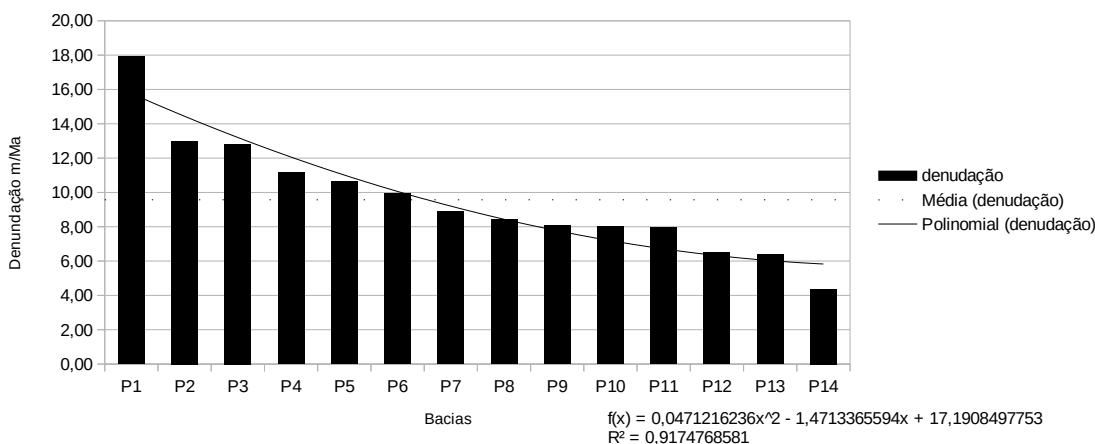


Figura 28 – Taxas de denudação para as 14 sub-bacias hidrográficas. Nota: método de mensuração de ^{10}Be . Fonte: Couto, E.V.

Para a margem esquerda, onde predominam Argissolos, as médias de denudação por produção *in situ* dos cosmogênicos ^{10}Be são superiores, $12,05 (\pm 2,98) \text{ m Ma}^{-1}$ $n=7$, se comparados à média da margem direita, $7,09 (\pm 1,33) \text{ m Ma}^{-1}$ $n=7$. O valor máximo mensurado na margem esquerda é de $17,93 \text{ m Ma}^{-1}$ (Tabela 3).

Na margem direita, onde predominam Latossolos, as taxas denudacionais são inferiores à média geral da área de estudo $9,57 (\pm 0,30) \text{ m Ma}^{-1}$ $n=14$. Os valores máximos não ultrapassam $8,5 (\pm 0,50) \text{ m Ma}^{-1}$, o que corresponde à metade do valor máximo para a margem oposta, confirmando a hipótese inicial de que as vertentes ao sul se encontram em rearranjo morfológico, o que acelera os processos pedogenéticos de transformação vertical e lateral nas vertentes. Para a margem direita (pontos de 8 a 14), as taxas variam de $8,88$ a $4,37 \text{ m Ma}^{-1}$, demonstrando velocidade inferior no processo denudacional quando comparado com os valores que variam de $17,94$ a $8,8 \text{ m Ma}^{-1}$, evidencia-se dessa forma, o maior poder de fluxo e o padrão mais heterogêneo das drenagens da margem esquerda do rio Ivaí.

Ao comparar os resultados obtidos no noroeste do Estado do Paraná – área considerada com relevo plano a suave ondulado e que conta com os menores valores de declividade do Estado – com aqueles obtidos por outros autores em áreas de serra, com declividades acentuadas e relevo com forte energia para transporte de sedimentos, observam-se processos denudacionais agressivos de longo termo na área de estudo.

As elevadas taxas de denudação do noroeste resultam principalmente da friabilidade do material de origem: arenitos pouco diagenizados. No processo pedogenético são gerados solos ricos em grãos da fração areia e baixo percentual de argila, sendo, portanto, solos mais suscetíveis aos processos erosivos pluviais.

Tabela 3 – Relação da localização, média de elevação e taxas de concentração e denudação das 14 sub-bacias hidrográficas. Fonte: Couto, E.V.

Id do ponto	Lat/Long em graus WGS84 Zona 22	Média da elevação m	Fator da escala	Concentração de ¹⁰Be (atoms g⁻¹)	Incertitude ¹⁰Be concentração (atoms g⁻¹)	Taxas de Denudação por ¹⁰Be in situ (quartzos) m Ma⁻¹	Tempo de integração (Ky)
01	23° 29' 59" S, 52° 48' 24" W)	340	0,95	1,69E-13	0,79	17,94	42.212
02	23°39' 55" S, 52° 53' 56 " W)	360	0,97	1,69E-13	0,44	13,00	56.759
03	23° 50' 7" S, 52° 42' 32" W)	440	1,03	2,45E-13	0,56	12,82	57.093
04	23° 28' 48" S, 52° 53' 2" W)	332	0,94	2,60E-13	0,35	11,15	65.541
05	23° 21' 57" S, 53° 36' 14" W)	270	0,89	2,58E-13	0,33	10,64	68.699
06	23° 21' 57" S, 53° 36' 14" W)	270	0,89	2,73E-13	0,32	9,92	73.296
07	23° 43' 35" S, 52° 59' 28" W)	370	0,97	3,27E-13	0,34	8,88	80.310
08	23° 06' 25" S, 53° 26' 12 " W)	265	0,89	3,13E-13	0,28	8,41	85.122
09	22° 57' 3" S, 53° 05' 33" W)	360	0,91	5,22E-14	0,26	8,07	88.098
10	23° 11' 25" S, 53° 04' 18" W)	250	0,88	3,28E-13	0,25	7,99	89.183
11	23° 00' 52" S, 52° 58' 14" W)	300	0,93	1,43E-13	0,27	7,94	89.188
12	23° 10' 15" S, 53° 13' 33" W)	260	0,88	3,95E-13	0,21	6,48	107.557
13	23° 05' 25" S, 53° 27' 58" W)	266	0,89	4,02E-13	0,23	6,38	108.938
14	22° 53' 56" S, 53° 27' 58" W)	250	0,89	1,56E-13	0,16	4,37	151.965

Tabela 4 – Estatística descritiva das variáveis morfométricas obtidas para as 14 sub-bacias hidrográficas amostradas para análise do ¹⁰Be. Fonte: Couto, E.V.

Id do ponto	ÁREA DA BACIA	DISTÂNCIA DO RIO IVAÍ	MÁXIMO RUGOSIDADE	MÉDIA RUGOSIDADE	RELIF	MÍNIMO ELEVACÃO	MÁXIMO ELEVACÃO	MÉDIA ELEVACÃO	Max DD	MÉDIA DENS. DR	MÁXIMO AMPLITUDE	MÉDIA AMPLITUDE	MÁXIMA DECLIVIDADE	MÉDIA DECLIVIDADE
1	47.7	58	8.0	3.7	106	446	622	534	2.0	1.3	51	22.2	11.2	5.2
2	47.6	24	6.0	3.3	103	336	511	439	1.3	0.9	43	20.3	9.2	4.8
3	52.4	44	8.2	3.3	100	324	485	408	1.7	1.0	52	20.5	11.5	4.5
4	60.4	44	6.8	3.3	100	364	533	465	1.0	1.2	47	20.1	9.9	4.6
5	37.4	42	5.8	2.9	95	353	494	425	1.0	0.7	43	18.2	8.5	4.1
6	52.0	22	5.8	2.7	85	279	436	358	1.5	0.7	39	16.2	8.8	3.9
7	36.6	10	5.5	2.8	74	268	417	343	1.4	0.7	37	18.1	8.8	3.9
8	31.1	2	4.2	2.2	78	259	410	337	0.8	0.4	27	14.4	6.4	3.6
9	35.0	3	4.3	2.0	67	268	389	335	0.6	0.5	31	13.3	6.3	3.3
10	64.0	12	5.4	2.3	74	271	433	345	0.9	0.8	37	15.3	6.2	3.5
11	39.3	33	5.1	2.1	74	329	460	403	1.2	0.9	34	14.2	7.0	3.4
12	46.0	4	4.7	2.0	83	271	421	354	0.8	0.6	34	13.4	6.4	3.4
13	27.9	15	5.6	2.9	87	289	450	376	0.7	0.7	32	16.0	6.4	3.0
14	66.8	16	4.0	3.1	80	280	422	380	0.8	0.7	33	14.0	4.5	4.5

Na tabela 4 podem ser observados os principais valores de atributos dos terrenos para as sub-bacias onde foram amostrados os sedimentos quartzosos para análise das taxas de denudação por ^{10}Be , observa-se que os valores mais elevados de declividade, elevação bem como de amplitude do terreno encontram-se para a margem esquerda do rio Ivaí, pontos de 1 a 7. A topografia dessa área apresenta-se diferenciada quando comparada a margem direita do rio Ivaí, como já apontado no Capítulo 4, apresentando-se com superfícies mais íngremes e o relevo mais dissecado mesmo para as subamostras no caso as bacias de coleta.

Um quadro com todas as pesquisas divulgadas pelo “*sciencedirect*” em ambientes tropicais e suas configurações geomorfológicas e localização, bem como as taxas de exumação da paisagem foi elaborado a fim de resumir e sintetizar tais pesquisas (Quadro 2). Inúmeras pesquisas parecem avançar quanto à temática em ambientes tropicais, todavia, novos esforços e paradigmas parecem despontar ante as novas tecnologias, utilizando-se das taxas de exposição e denudação por meio dos nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ*.

Quadro 2 – Síntese das pesquisas que utilizaram o método dos nuclídeos cosmogênicos ^{10}Be em ambientes tropicais de Tectônica estável principalmente em solos lateríticos e bacias hidrográficas. Fonte: Couto, E.V.

Autores	Configurações geomorfológicas e localização	Taxas de denudação médias m.Ma⁻¹
Braucher et al. (1998a)	Lateritas na África tropical – Burkina Faso	2 m.Ma ⁻¹
Braucher et al. (1998a)	Latossolo na África tropical – República do Congo	12 m.Ma ⁻¹
Braucher et al. (2000)	Latossolo na África tropical – Camarões	0,7 à 1,2
Braucher et al. (2000)	Latossolo na África tropical – Gabão	2,0
Braucher et al. (1998b)	Cráton- Quartzitos na Bahia, Brasil	2,5 m.Ma ⁻¹
Braucher et al. (1998b)	Lateritas na Bahia, Brasil	9,0 m.Ma ⁻¹
Braucher et al. (1998b)	Cráton – Crostas ferruginosas desmanteladas no Mato Grosso, Brasil	0,5 m.Ma ⁻¹
Braucher et al. (2004)	Cráton-Latossolo, Distrito Federal, Brasil	4,5 m.Ma ⁻¹
Salgado et al. (2006)	Cráton – Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil	3,18 a 10,01 m.Ma ⁻¹
Salgado et al (2008)	Cráton – Quadrilátero Ferrífero, Itabiritos e Quartzitos, Minas Gerais, Brasil	0,29 a 2,35 m.Ma ⁻¹
Salgado et al (2008)	Cráton – Quadrilátero Ferrífero, Xisto e Filitos Minas Gerais, Brasil	7,95 a 11,82 m.Ma ⁻¹
Salgado et al (2008)	Cráton- Quadrilátero Ferrífero, Granito-Gnaisses Minas Gerais, Brasil	12,92 m.Ma ⁻¹
Salgado et al (2014)	Escarpas de Margens Passivas, Bacias hidrográficas Continentais, Serra do Mar, Paraná, Brasil	11,10 m.Ma ⁻¹
Salgado et al (2014)	Escarpas de Margens Passivas, Bacias hidrográficas Oceânicas, Serra do Mar, Paraná, Brasil	26,04 m.Ma ⁻¹
Varajão et al., 2009	Cráton – Quadrilátero Ferrífero, Xistos, Minas Gerais, Brasil	12,54 a 14,44 m.Ma ⁻¹
Varajão et al., 2009	Cráton – Quadrilátero Ferrífero, Quartzitos,	0,80 a 2,75 m.Ma ⁻¹

	Minas Gerais, Brasil	
Cherem et al. (2012)	Cráton – Bacias divisoras dos rios São Francisco, Doce e Paraíba do Sul Planalto Cristiano Otoni, Minas Gerais, Brasil	5,21 a 9,73 m.Ma ⁻¹
Cherem et al. (2012)	Cráton – Bacias divisoras dos rios São Francisco, Doce e Paraíba do Sul, Planalto São Geraldo, Minas Gerais, Brasil	9,09 a 19,30 m.Ma ⁻¹
Cherem et al. (2012)	Cráton – Bacias divisoras dos rios São Francisco, Doce e Paraíba do Sul, Escarpa Cristiano Otoni, Minas Gerais, Brasil	12,64 a 17,01 m.Ma ⁻¹
Cherem et al. (2012)	Cráton – Bacias divisoras dos rios São Francisco, Doce e Paraíba do Sul, Escarpa São Geraldo, Minas Gerais, Brasil	14,44 a 23,07 m.Ma ⁻¹
Barretos et al (2013)	Cráton – Parte sul da Serra do Espinhaço (centro-leste do Brasil) Bacias dos Rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, Minas Gerais, Brasil	3,65 a 4,91 m.Ma ⁻¹
Brown et al. (1994)	Lateritas na África tropical – Burkina Faso	3 a 8 m.Ma ⁻¹
Vanacker et al. (2007)	Margens passivas, da escarpa do Sri Lanka	26 a 71 m.Ma ⁻¹
Vanacker et al. (2007)	Margens passivas, do Planalto do Sri Lanka	2,6 a 6,2 m.Ma ⁻¹
Blanckenburg et al. (2004)	Margens passivas, interior do Sri Lanka	2,5 a 4,7 m.Ma ⁻¹
Bierman; Caffee (2001)	Deserto do Nanib, Escarpa, África tropical Namíbia	5 à 16 m.Ma ⁻¹

As taxas de denudação obtidas para o noroeste do Paraná apresentam valores elevados ao serem comparados com aqueles resultados obtidos no cinturão tropical do planeta, observa-se dois pontos importantes: o primeiro é que a grande maioria dos estudos que mediram as taxas de denudação por ¹⁰Be nos ambientes tropicais foram efetuados em áreas de encostas de serras e planaltos com elevadas declividades e relevo muito diferente do noroeste do Estado do Paraná. O principal objetivo desses estudos também era diferente, tendo em vista que a hipótese que norteava a maioria destas pesquisas estava centrada em elucidar questões relacionadas à evolução denudacional de encostas voltadas para os oceanos e encostas voltadas para o continente como, por exemplo, Blanckenburg et al. (2004) Bierman; Caffee (2001) Barretos et al (2013) Cherem et al. (2012) Salgado et al (2014) entre outras como podem ser vistas no Quadro 2.

O segundo ponto é que o noroeste do Paraná se encontra em uma configuração geomorfológica completamente diferente, apresentando uma topografia suave com médias de declividades em torno de 6% para toda a área de pesquisa. Mesmo assim, as taxas de denudação ficaram similares em relação àqueles ambientes mais elevados e declivosos supracitados anteriormente.

Dentre os resultados comparativos presentes no Quadro 2, os únicos que se assemelham em características de declividades suaves e relevo continental foram as de Braucher et al. (1998a,b; 2000; 2004). As taxas denudacionais máximas encontradas por Braucher et al. (1998a) em um Latossolo na República do Congo foi de 12 m.Ma⁻¹ e na Bahia

as taxas foram de 9 m.Ma-1. Contudo, o autor não faz referência às declividades dos ambientes onde foram efetuadas as pesquisas. Diante destas comparações, nota-se que mesmo situado em um ambiente considerado suavemente ondulado, a área em questão possui um intenso processo denudacional ao longo prazo, o que reforça a ideia de que a área passou por um desequilíbrio tectônico no Quaternário que levou a uma acelerada retomada erosiva. Além disso, a composição geológica sedimentar, composta por arenitos apresenta uma tendência natural (friável) para perda erosiva, conforme será apresentada no Capítulo 6.

CAPÍTULO 6

PROCESSO DE REORGANIZAÇÃO DA DRENAGEM

6. A REDE DE DRENAGEM NO NOROESTE DO PARANÁ

6.1. OS PROCESSOS DE REORGANIZAÇÃO FLUVIAL

A rede de drenagem no noroeste do Paraná apresenta morfologia típica de reorganização fluvial (BISHOP, 1995), onde predominam feições associadas à captura fluvial. Neste sentido, destacam-se (Figura 29): o cotovelo de captura (*elbow*) (i), aos quais estão também associados baixos divisores (ii) e vales decapitados superdimensionados (iii). O cotovelo se forma devido à mudança de direção do canal capturador, que passa a fluir na direção do canal capturado, podendo deixar parte do vale seco, formando um baixo divisor. Devido à captura, pode ocorrer diminuição da vazão e da capacidade erosiva dos rios, que passam a apresentar formas (vales, terraços) incompatíveis com a capacidade atual (BISHOP, 1995).

Os processos de reorganização fluvial envolvem uma complexidade de fatores climáticos, ambientais e estruturais. A classificação é difícil e envolve estudos mais profundos especificamente da rede de drenagem, todavia, o noroeste do Paraná apresenta inúmeros casos de reorganização fluvial (Figura 29). Na presente pesquisa, esses elementos são importantes tendo em vista sua participação no processo de desestabilização que ocorre nas vertentes, influenciados pela instabilidade da rede de drenagem, que por consequência influirá na distribuição e evolução pedológica.

Ressalta-se que os cotovelos de captura se localizam principalmente na margem esquerda rio Ivaí e, em menor número, na margem direita (Figura 29). Os baixos divisores se concentram principalmente nos limites entre a bacia hidrográficas do rio das Antas e a bacia do ribeirão Tapiracuí. Na margem direita, os baixos divisores e as drenagens decapitadas estão localizados próximo ao divisor, principalmente associados às áreas de erosão acelerada (voçorocas). Na margem esquerda, as áreas mais dissecadas também correspondem àquelas com maior número de feições associadas à reorganização fluvial.

Outro fator importante é evidenciado pelo perfil longitudinal do rio (*river profile*), que corrobora na reconstituição histórica dos canais. As rupturas de declive, formadas quando o

nível de base rebaixa, podem indicar o local onde o canal é capturado por outro ou onde há mudanças no nível de descarga, aporte de afluentes e alterações litológicas ao longo do perfil. Além disso, podem estar relacionados a controles estruturais, indicativos de neotectônica (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

O rio Ligeiro, rio Itaoca, ribeirão do Salto, rio dos Índios e o rio Duzentos e Quinze apresentaram perfil longitudinal com quebras significativas no declive, conforme pode ser observado na Figura 30. Embora os demais rios apresentem perfil longitudinal com aparente equilíbrio, curvas suaves e quedas de declive menos representativas, os afluentes que compõem a rede de drenagem apresentam perfil desajustado, porém em escala de menor magnitude. É importante também lembrar que em canais de maior extensão (rio das Antas e rio Tapiracuí, por exemplo), as quebras de declive tendem a ser mascaradas devido a limitações de escala.

O índice Relação Declividade Extensão (RDE) para os seguimentos de drenagem da área de estudo apresentaram valores de índice de ordem 1, ou seja, a rede de drenagem apresenta pontos de desequilíbrio no perfil longitudinal, também chamados *knickpoints*, em praticamente todas as bacias hidrográficas (Figura 31). Os *knickpoints* correspondem a trechos do perfil longitudinal que apresentam mudanças abruptas na declividade.

Para identificação dos *knickpoints*, utilizou-se a razão RDEs/RDEt (RDE do trecho dividido pelo RDE total do canal). O resultado pode expressar pontos onde ocorrem anomalias de 1ª ordem ou anomalias de 2ª ordem. Valores resultantes dessa razão entre 2 e 10 representam anomalias de 2ª ordem, enquanto valores acima de 10 são anomalias de 1ª ordem (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

Elementos de Re-arranjo de Drenagem: Baixo rio Ivaí

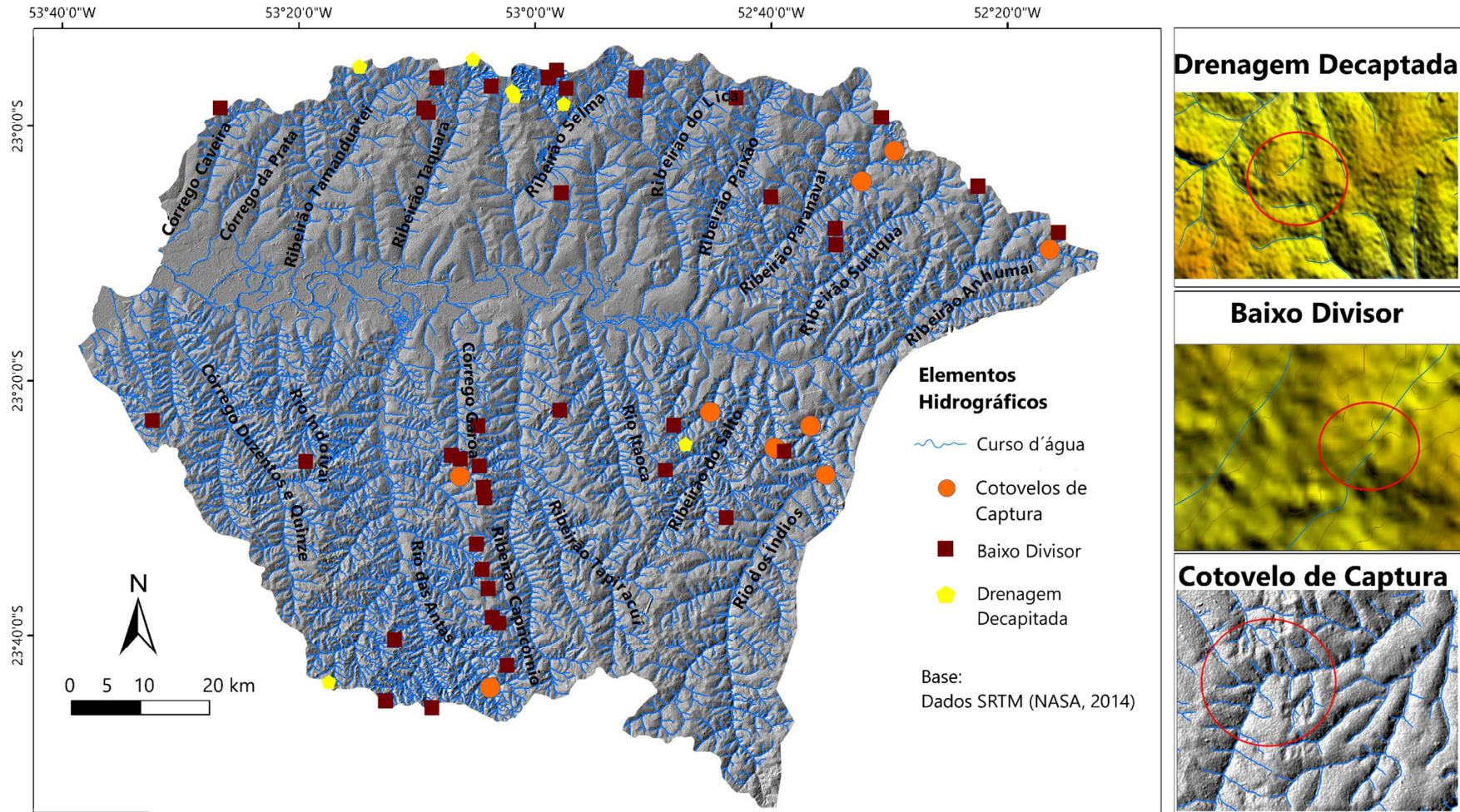


Figura 29 – Mapa com os principais elementos da reorganização fluvial.

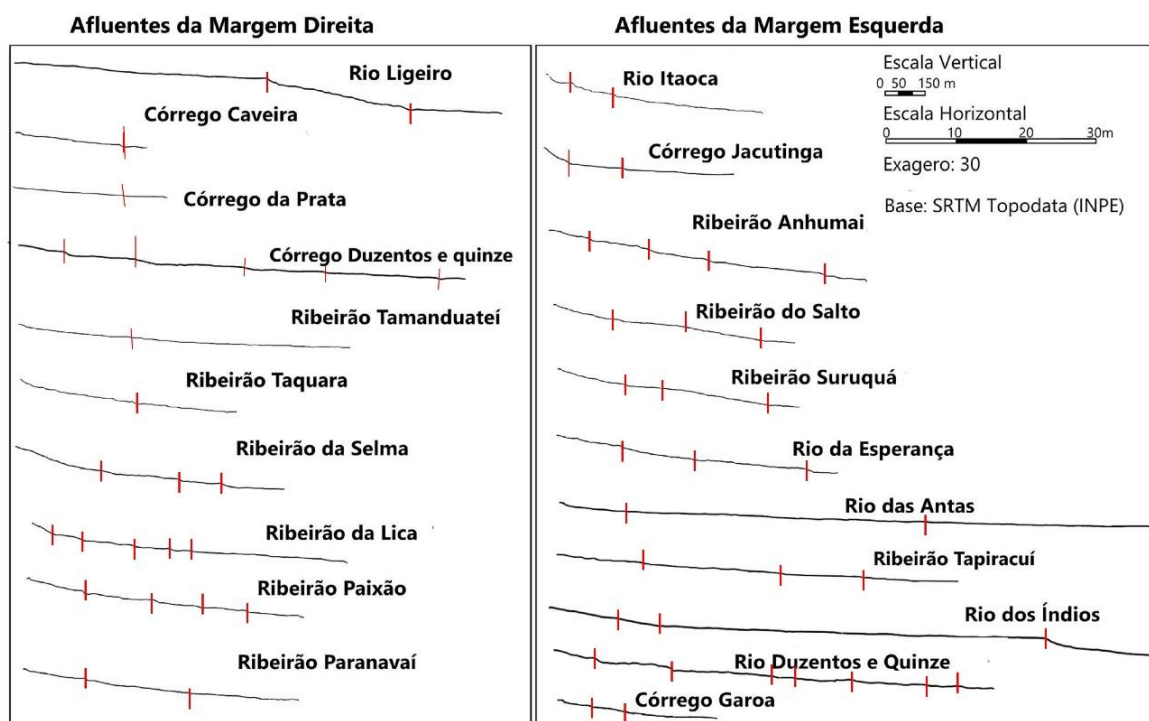


Figura 30 – Perfis longitudinais dos afluentes da margem direita e esquerda do rio Ivaí.

6.1.1. Anomalias no perfil longitudinal *SI Index* e significado dos *knickpoints*

Toda a área de estudo apresenta anomalias de 1ª e 2ª ordem RDE, sendo o valor mínimo 0,9 e máximo 488,4, com média de $5,85 \pm 5,92$. Valores na média estão associados a canais bem ajustados, com pequenas rupturas ou desajustes causados por exutório de tributários e ou mudanças graduais no padrão de descarga, alteração na litologia; enquanto valores mais altos, acima de 10, correspondem a trechos de drenagem íngremes e canais desajustados, com rupturas bruscas de declive (*knickpoints*), esses trechos estão, geralmente, associados na paisagem a áreas de corredeiras e cachoeiras ou fundo de leito com alterações litológicas.

Foram selecionados cinco pontos para exemplificar as anomalias no perfil longitudinal. Nesses pontos, onde as anomalias acima de 10 ocorrem (que coincidem com os *knickpoints*), foram localizados e foram selecionadas fotos disponibilizadas no Google Earth®, coincidindo com cachoeiras e corredeiras (Figura 31 A, B, C, D e). Os *knickpoints*

indicam locais onde o rio utiliza maior energia para manter o curso, seja pela alteração local da litologia, seja por responder a processos morfotectônicos que alteram a paisagem.

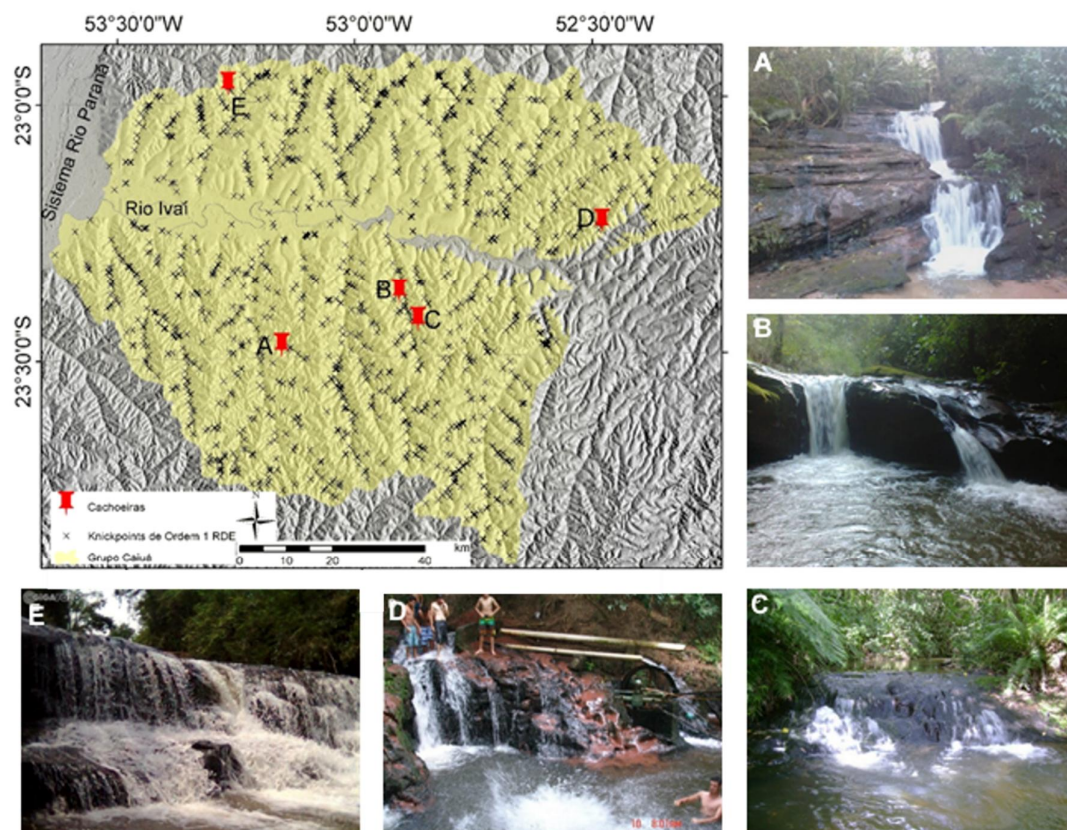


Figura 31 – Distribuição espacial dos *knickpoint* de ordem 1 para o noroeste do Estado do Paraná.

Nota: A,B,C,D e correspondem a fotos selecionadas no Google Earth®, como representativas de *knickpoints* nos locais detectados pelo *Knickpoint finder*.

A margem esquerda do rio Ivaí, possui nos tributários, índices de RDE mais elevados, valores que vão de 2 a 488,43, com média $15,02 \pm 17,77$, acima do estabelecido para anomalias de 1ª ordem. Também possui número maior de *knickpoints* de 1ª e 2ª ordem (Figura 32 A e B), enquanto para a margem direita (setor norte) do rio Ivaí, a variação é de 0,99 a 121,49, com média de $14,40 \pm 6,26$, média que também fica acima do estipulado para anomalias de 1ª ordem.

Os *knickpoints* tanto de 1ª como 2ª ordem se concentram especialmente ao longo do curso dos tributários principais do rio Ivaí. A maioria dos *knickpoints* estão localizados em trechos de drenagem acima de 2ª ordem, de acordo com a conceituação de Straler (1957). Por outro lado, ocorrem de forma pouco expressiva em drenagens de 1ª ordem de Straler.

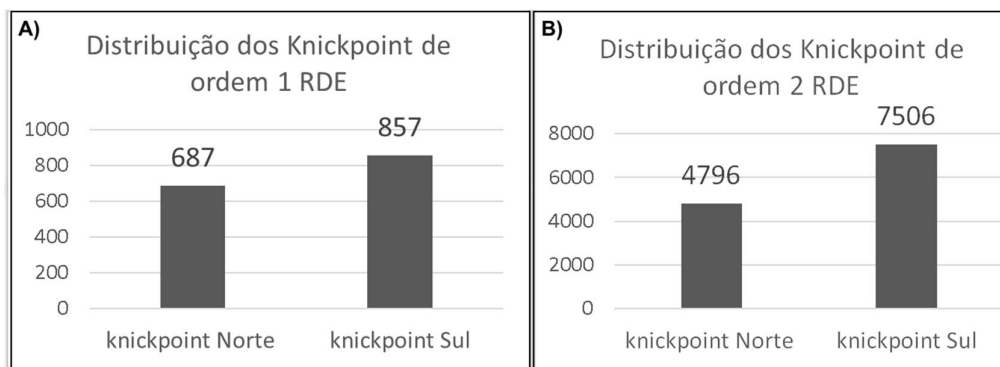


Figura 32 – Gráfico com a distribuição espacial dos knickpoints de ordem 1 e 2 para o noroeste do Estado do Paraná.

A Figura 32 (A e B) mostra os *knickpoints* nas duas margens (N e S) e a diferença da distribuição dos knickpoints, uma quantidade expressiva maior ocorre na margem esquerda, principalmente quando considerados os *knickpoints* de 2ª ordem (Figura 33) – aqueles com valores menores de 10, que representam anomalias de menor magnitude.

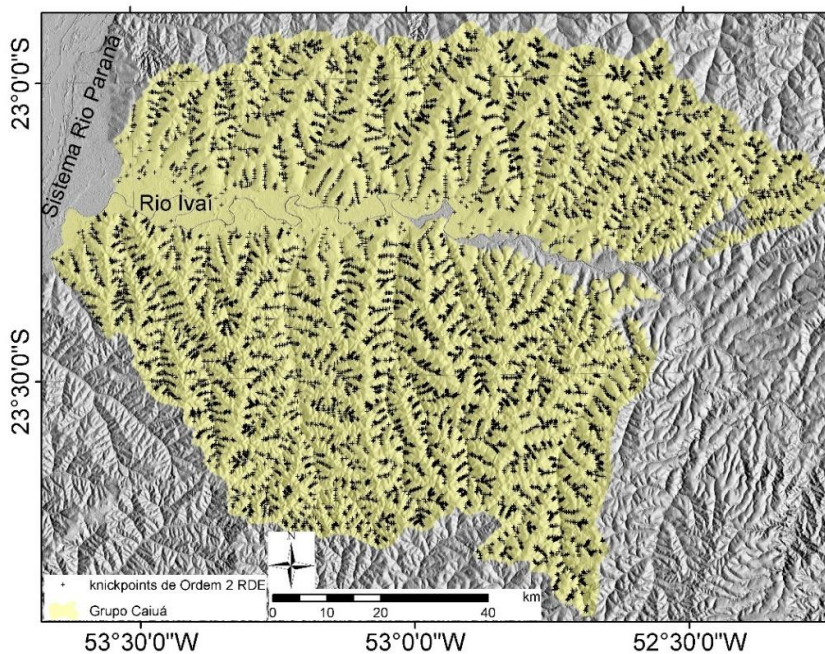


Figura 33 – Distribuição espacial dos knickpoint de ordem 2 para o noroeste do Estado do Paraná.

Fonte: Couto, E.V.

A Figura 34 ilustra a densidade de *knickpoints* de 1ª ordem. Na margem direita, a distribuição é mais homogênea e contínua, enquanto na margem esquerda essa distribuição se dá de forma mais heterogênea e descontínua.

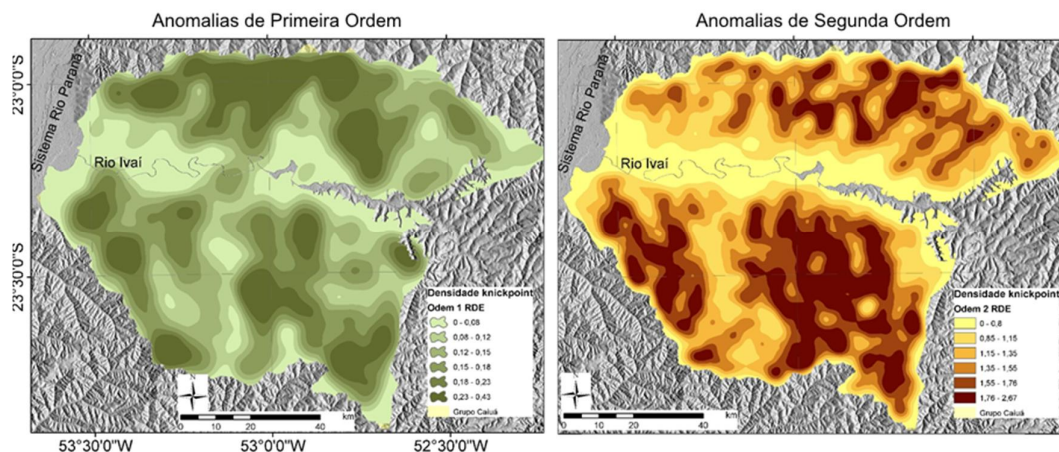


Figura 34 – Mapa com a densidade dos *knickpoints* RDE de ordem 1 e 2 para o noroeste do Estado do Paraná.
Fonte: Couto, E.V.

Embora a margem direita possua uma quantidade de *knickpoints* de 1ª ordem menor que a margem esquerda, os *knickpoints* se encontram mais próximos uns dos outros, isso reflete a continuidade dessas feições, ou seja, em um perfil longitudinal, inúmeros trechos se encontram desajustados. Na margem direita, a maioria dos *knickpoints* de 1ª ordem está localizada na parte noroeste/norte, em áreas mais elevadas, principalmente próximas ao divisor hidrográfico.

Apesar da heterogeneidade, na margem esquerda são observados *knickpoints* agrupados em alguns trechos dos canais, porém de forma não contínua (Figura 34 A). Isso se inverte quando se analisa a densidade de *knickpoints* de 2ª ordem (Figura 34 B). Para as anomalias de 2ª ordem há maior homogeneidade e continuidade na margem esquerda em detrimento da margem direita.

Observa-se para essa variável quatro zonas principais de concentração: a margem direita, concentrados ao NE (associados à área de alta dissecação, próximas ao divisor com o rio) e a margem esquerda ao SO (ao longo do curso do córrego 215); S (ao longo do rio dos Índios e nos rios das Antas, Córrego da Garoa e Tapiracuí); e a SE (ao longo do rio dos Índios). As altas densidades de anomalias RDE tanto de 1ª como de 2ª ordem possuem significado geomorfológico importante, principalmente no que tange aos aspectos de retomada erosiva e intensidade de dissecação do relevo.

6.1.2. Resposta da densidade de drenagem e retomada erosiva por controle estrutural

A densidade de drenagem e principalmente a densidade dos canais de 1ª ordem de Straler, são igualmente importantes ferramentas para análises morfométricas. A maior densidade de canais de 1ª ordem indica retomada erosiva recente, já que representam os segmentos mais jovens da rede hidrográfica (Figura 35). A análise da densidade de drenagem de 1ª ordem evidencia na margem esquerda do rio Ivaí maior densidade em detrimento da margem direita, assim, os resultados apontam para processos erosivos mais acelerados nesse setor, principalmente concentrados ao longo do Córrego Duzentos e Quinze, nas nascentes e segmentos na parte alta da bacia hidrográfica do rio das Antas e na parte baixa do ribeirão do Salto.

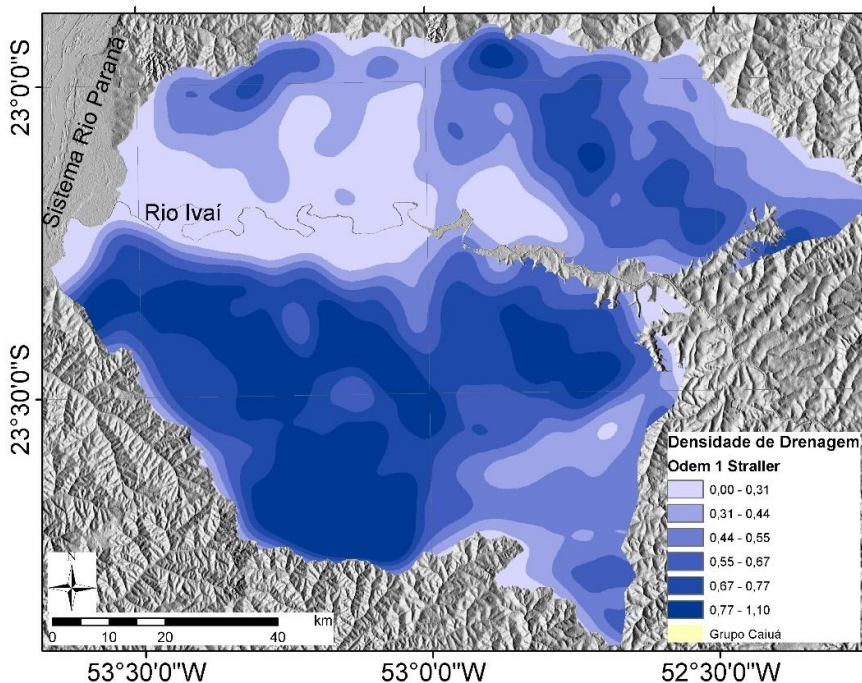


Figura 35 – Mapa da densidade dos canais de drenagem de 1ª ordem, de acordo com Straller.

A análise dos segmentos de drenagens de 1ª e 2ª ordem de Straller foi realizada para determinar estatisticamente, através de diagramas de rosetas, sua orientação e se, em função disso, apresentam um padrão ordenado. A frequência e o comprimento absolutos da disposição geométrica da rede de drenagem auxiliam na compreensão do controle estrutural exercido sobre a drenagem.

A análise dos canais de 1ª ordem revela a orientação dos controles estruturais exercidos, tendo em vista que as drenagens tendem a se encaixar nas linhas de falhas ou fraturas do último evento tectônico, isso porque os canais de 1ª ordem são as drenagens mais jovens na paisagem. Também foi realizada análise apenas dos canais de 2ª ordem, levando em consideração a lógica que canais de 2ª ordem são mais antigos que os de 1ª ordem e assim sucessivamente.

O resultado das análises é apresentado na Figura 36 A, B, C e D. Tanto nas rosetas relativas às drenagens de 1ª ordem quanto de 2ª ordem, observa-se semelhanças de orientação estrutural, tendências predominantes nas direções NW e NE.

A orientação dos lineamentos de drenagem a NW e NE indica o exercício de controle estrutural na evolução do relevo. Os segmentos fluviais orientados entre 30°-50° NW são os mais frequentes, tanto para drenagens de 1ª quanto de 2ª ordem. Quando se analisa o comprimento total dos segmentos, os mais representativos são aqueles entre 70° NW e E-W.

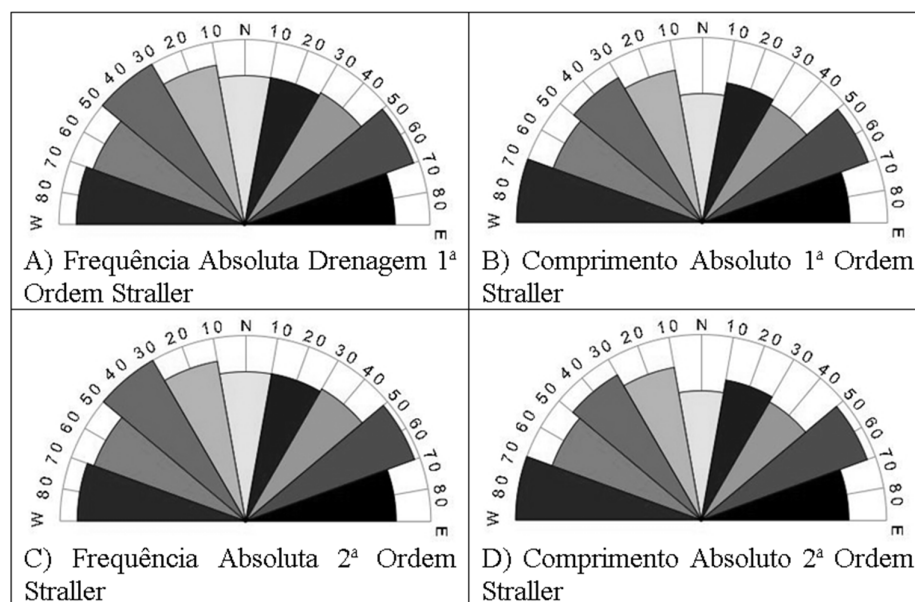


Figura 36 – Gráfico com as orientações principais dos lineamentos de drenagem a diferentes filtros; A e B drenagens de 1ª ordem de acordo com Straller C e D 2ª ordem de acordo com Straller.

As distribuições, tanto das frequências dos alinhamentos, quanto dos comprimentos acumulados, para toda a área, indicam os seguintes grupos, em ordem decrescente de importância: N30-50W; N70-80W; N50-70E; N10-30E; 10NE; 10NW e E-W. A semelhança verificada entre os diagramas com relação à frequência e ao comprimento absoluto reflete consistência nas direções dos lineamentos morfoestruturais, reconhecidos na área de estudo.

As direções e comprimentos N30-60W são coincidentes com as principais estruturas de caráter regional representadas pelo Arco de Ponta Grossa e pelos grandes alinhamentos, que seccionam longitudinalmente os flancos dessa flexura regional e são representadas pela Zona de Falha (ZF) rio Alonzo, ZF Guapiara, ZF Rio Piquiri e ZF São Jeronimo-Curiuva. Essas áreas constituem zonas lineares com largura média de 3 km, podendo alcançar até 8 km na ZF de Tamarana. A ZF rio Alonzo é a que apresenta maior influência na área de estudo, sendo as demais localizadas tanto ao norte como ao sul dessa zona de falha.

Fortes et al. (2005) aponta para a importância dos alinhamentos de direções NE –SW que é evidenciada pela posição ocupada pela calha do rio Paraná, entre a foz do rio Piquiri, no Estado do Paraná, e o Pontal do Paranapanema. Neste setor da Bacia do Paraná, o rio encontra-se em posição centralizada em relação à bacia Caiuá, coincidindo com sua direção (NE).

Para Riccomini (1997), ao analisar o arcabouço estrutural da Bacia Bauru, os lineamentos supracitados (NW, NE e EW) tiveram grande influência na sedimentação da Bacia do Bauru. O lineamento de direção NE, que teve grande importância na estruturação do rio Paraná, parece ter grande relevância no direcionamento de muitos de seus afluentes, inclusive no baixo curso do rio Ivaí, Piquiri e Paranapanema.

O intervalo N50- 70E área desta, provavelmente sofreu influência de uma atividade tectônica de direção NE, manifestada pelo alinhamento de drenagens e por um *trend* de direção N60E que corta a área da bacia em praticamente toda a extensão. Já os lineamentos do quadrante NW estão representados pelo intervalo de direção N30- 50W exemplificado pela presença de dois pequenos aglomerados de lineamentos encontrados nas regiões NW e S- SW da baixa bacia do rio Ivaí.

Fortes et al. (2005) ainda aponta que coincidentemente ao se traçar uma linha de interpolação unindo estes dois aglomerados, tem-se um *trend* de direção N30W. Mais especificamente na região do Alto- Curso do rio Paraná, é possível observar um nítido controle por lineamentos NE – SW, que condicionou a direção do canal do rio Paraná e desvios da foz do rio Paranapanema para o Sul.

7. RELAÇÕES ENTRE AS TAXAS DE DENUDAÇÃO E A TOPOGRAFIA REGIONAL

As taxas de denudação encontradas em superfícies lateríticas (Latosolos e Argissolos) do noroeste do Paraná estão entre 4,37 e 17,94 m.Ma⁻¹ a uma média de 9,57 (±0,30)m.Ma⁻¹ n=14 e estão exumando o relevo a taxas muito mais elevadas que as taxas encontradas em outras superfícies lateríticas ao redor do globo, como, por exemplo, as taxas encontradas em lateritas na África tropical, no Burkina Faso, 3 a 8 m.Ma⁻¹ (BROWN et al., 1994); lateritas também em Burkina Faso, 2 m.Ma⁻¹; Latossolo na África tropical (República do Congo), 12 m.Ma⁻¹(BRAUCHER et al., 1998); Latossolos na África tropical (Camarões), 0,7 a 1,2 m.Ma⁻¹; Latossolo no Gabão, 2 m.Ma⁻¹(BRAUCHER et al., 2000).

Na região do cráton brasileiro, na Bahia, as taxas médias foram de 2,5 m.Ma⁻¹ e 9,0 m.Ma⁻¹; no Mato Grosso em crostas ferruginosas desmanteladas 0,5 m.Ma⁻¹; no Distrito Federal em um Latossolo 4,5 m.Ma⁻¹(BRAUCHER et al., 1998). Esse cenário geral confirma que as taxas de denudação raramente excedem 10¹ m.Ma⁻¹ em áreas de tectônica considerada quiescente e revela, também, que todas essas superfícies estão evoluindo com taxas médias semelhantes. Entretanto, no noroeste do Paraná, esta média é maior em relação aos estudos supracitados, cabendo ressaltar que outros estudos efetuados no Brasil foram sempre em áreas de serras com médias altimétricas acima de 800m e altas declividades (CHEREM et al., 2012; BARRETO et al., 2013; SALGADO et al., 2014).

Complementarmente, comparações com medidas efetuadas em planaltos (*highlands*) também foram realizadas, tendo em vista que são áreas elevadas acima das escarpas, onde geralmente se desenvolvem solos lateríticos tropicais. Foram efetuadas comparações com estudos nas bacias divisoras dos rios São Francisco, Doce e Paraíba do Sul nos Planaltos Cristiano Otoni, Minas Gerais (Brasil). Estes apresentam valores que vão de 5,21 a 9,73m.Ma⁻¹no Planalto São Geraldo e variam de 9,09 à 19,30 m.Ma⁻¹ na parte sul da Serra do Espinhaço (centro-leste do Brasil) (CHEREM et al., 2012).

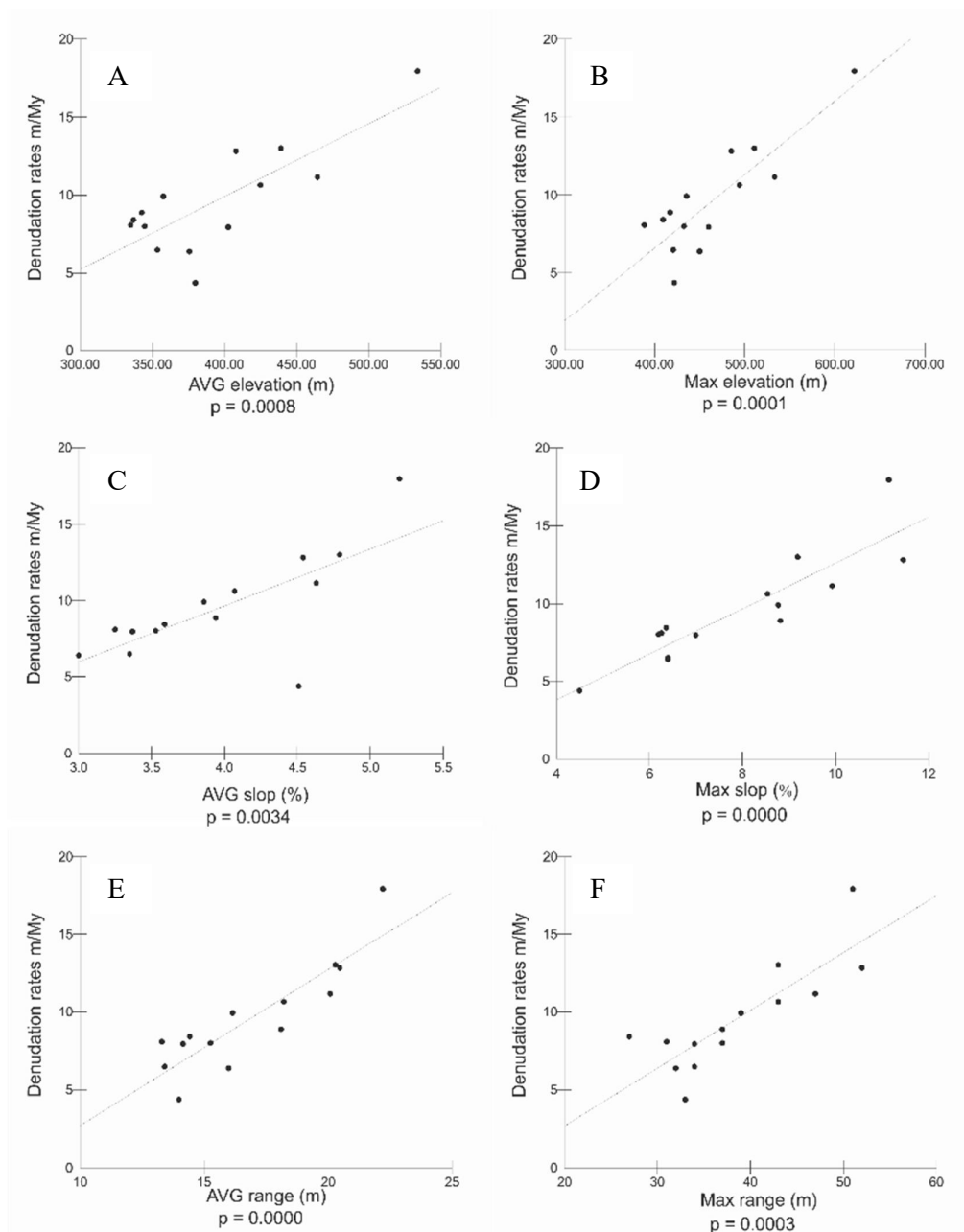
Nas bacias dos rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, Minas Gerais, as taxas variaram de 3,65 a 4,91 m.Ma⁻¹ (BARRETO et al., 2013) e, em margens passivas do Planalto do Sri Lanka, de 2,6 a 6,2 m.Ma⁻¹ (VANACKER et al., 2007). Em margens passivas, também no interior do Sri Lanka, as taxas variaram de 2,5 a 4,7 m.Ma⁻¹ (BLANCKENBURG, 2004)e

no Deserto do Nanib, na África Tropical, na Namíbia, 5 m.Ma^{-1} (BIERMAN et al., 2001). Em bacias hidrográficas Continentais, na Serra do Mar, as taxas médias medidas por Salgado et al., (2014) foram de $11,10 \text{ m.Ma}^{-1}$ (SALGADO et al., 2014) vale ressaltar que as taxas encontradas no noroeste do Paraná ainda se mantêm entre as mais elevadas, mesmo situadas em ambientes de baixas declividades, com médias de $6 \pm 5\%$ comparados aos ambientes de média de $20 \pm 10\%$.

Há uma relação ou controle da geomorfologia sobre as taxas de denudação de longo termo e que podem ser explicadas a partir dos tipos de correlação entre as taxas de denudação e os atributos topográficos do relevo. i) Correlação Positiva; ii) Correlação negativa; iii) Correlação nula. A Correlação Positiva entre os atributos topográficos e as taxas de denudação indica rejuvenescimento do relevo: quanto maior as declividades, altitudes e amplitude, maiores serão as taxas de denudação. A correlação negativa indica o inverso da positiva, ou seja, quanto maiores as taxas de denudação, menores os valores dos atributos topográficos do relevo. Por fim, a correlação nula indica não haver relações (RIEBE et al., 2001; BLANCKENBURG, 2005; CHEREM et al., 2012; BARRETO et al., 2013; SALGADO et al., 2014).

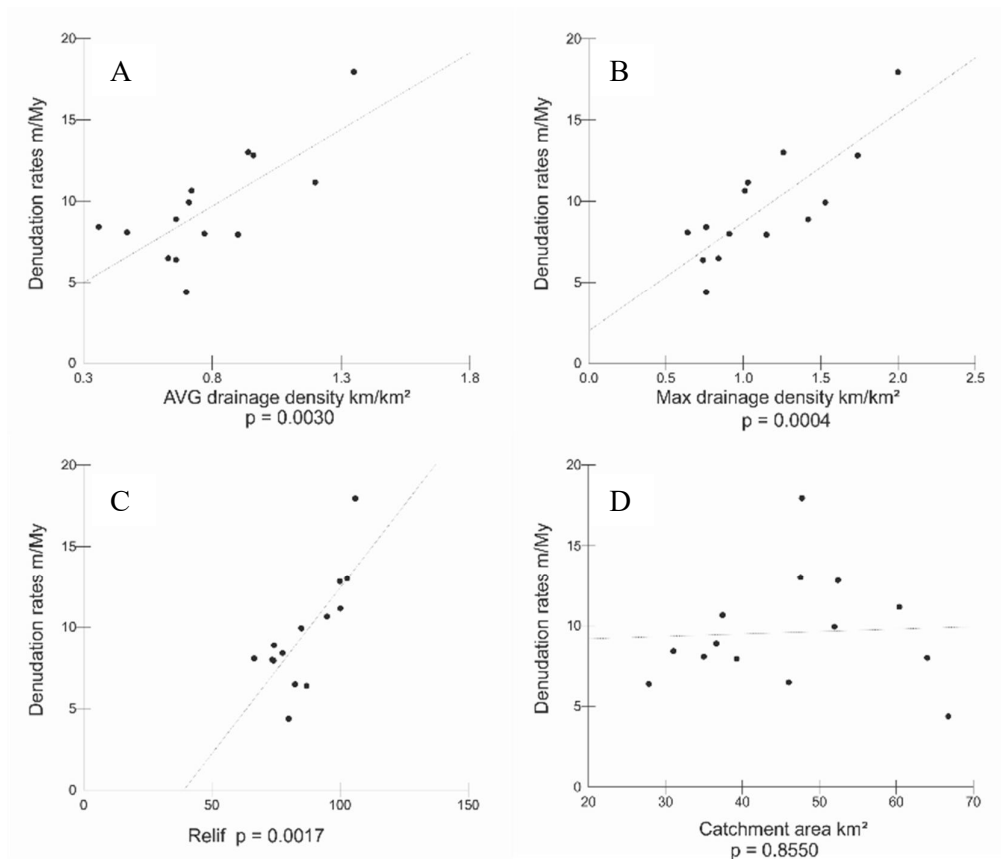
Ao comparar os dados de *outliers* obtidos por geostatística no Capítulo 4, (Figura 25 A, B, C e D e F) com as taxas de denudação para ambos os lados da bacia, verifica-se maior ocorrência ou agrupamento de valores elevados dos parâmetros de relevo na margem esquerda. Estes parâmetros são representados pelos atributos de Declividade, Rugosidade do Terreno, Gradiente Topográfico ou Amplitude Altimétrica e Densidade de Drenagem. Isso confirma que as variáveis altimétricas representadas por esses atributos influenciam nas maiores taxas de denudação para a margem esquerda do rio Ivaí.

A diferença altimétrica entre as margens explica o fato da margem esquerda do rio Ivaí apresentar correlação positiva, entre os parâmetros do relevo a as taxas de denudação de longo termo. As correlações positivas entre as taxas de denudação e média do relevo, e entre as taxas de denudação e declividade trazem evidências de que controles topográficos semelhantes sobre as taxas de denudação se estendem a todas as bacias hidrográficas demonstrando que quanto mais elevada e íngreme a topografia maiores são as taxas de denudação (Figura 37 A, B, C, D, E e F) e (Figura 38 A, B, C e D). Os gráficos apresentam uma correlação de Pearson positiva onde os valores P ficam abaixo de 0,05, o que indica uma forte correlação estatística entre os parâmetros extraídos dos atributos topográficos e as taxas de denudação.



*Correlação de Pearson. Correlação significativa $P < 0.05$

Figura 37 – Taxas de denudação em longo prazo (*plotted*) em função dos parâmetros morfológicos em toda a bacia hidrográfica. A) Média elevação (m). B) Máximo Elevação (m). C) Média da Declividade (deg.). D) Máxima da Declividade (deg.). E) Média da Amplitude (m). F) Máximo Amplitude (m). Fonte: Couto, E.V.



*Correlação de Pearson. Correlação significante $P < 0.05$

Figura 38 – Taxas de denudação longo prazo *plotted*, em função dos parâmetros morfológicos em toda a bacia hidrográfica. Nota: A) Média Densidade de drenagem km/km². B) Máximo Densidade de drenagem km²/km². C) Relevo da bacia dado pela média das altitudes menos altitude mínima de área da bacia a montante do local da amostra). D) Área da bacia (km²). Fonte: Couto, E.V.

Na margem esquerda, a correlação positiva entre as taxas de denudação geral e os atributos topográficos do relevo, bem como as taxas de denudação propriamente ditas são semelhantes ao que foi observado em frentes de escarpas por Cherem et al., 2012; Barreto et al., 2013; Salgado et al., 2014; Riebe et al, 2001; Sullivan et al, 2007; Vanacker et al, 2007, confirmando as elevadas taxas denudacionais encontradas para o noroeste do Paraná.

A correlação positiva é entendida como dominante apenas em escarpas, onde o nível de base local em reajuste controla a incisão do rio (BLANCKENBURG, 2005), fato observado na escarpa Blue Ridge (SULLIVAN et al., 2007) e na escarpa Sri Lanka (VANACKER et al., 2007), e nas escarpas denudacionais que separam as superfícies escalonadas do Sudeste do Brasil, onde a correlação das taxas de denudação com o relevo e inclinação também é observado (CHEREM et al., 2012), o que confirma a relação geral entre

relevo e taxas de denudação em gradientes elevados (ROHNERT, 1970; MONTGOMERY; BRANDON, 2002).

Na margem esquerda do rio Ivaí, as correlações positivas do relevo dadas pelos atributos topográficos Elevação, Declividade, Amplitude ou Gradiente do Relevo, Densidade de Drenagem e Relevo da bacia para as taxas de denudação ficaram evidentes, demonstrando semelhanças aos resultados supracitados (Figura 37 A, B, C, D, E e F e Figura 38 A, B, C, D).

Assim, as taxas encontradas para o noroeste do Paraná, em uma topografia de baixa amplitude e de superfícies planas suavemente onduladas, podem ser consideradas elevadas, pois se equiparam àquelas obtidas para áreas mais íngremes em frentes de escarpas nas regiões tropicais.

Os dados podem ser confrontados com as taxas de denudação em áreas tropicais de tectônica estável nas escarpas de margens passivas, como bacias hidrográficas de escarpas voltadas para o Oceano Atlântico na Serra do Mar, com taxa média de 26,04 m.Ma⁻¹ (SALGADO et al., 2014); bacias divisoras dos rios São Francisco, Doce e Paraíba do Sul, na Escarpa Cristiano Otoni, com taxas que variam de 12,64 a 17,01 m.Ma⁻¹; e na Escarpa São Geraldo, com taxas de 14,44 a 23,07 m.Ma⁻¹ (CHEREM et al., 2012), na mesma região nas bacias dos rios Doce, São Francisco e Jequitinhonha, de 3,65 a 4,91 m.Ma⁻¹ (BARRETOS et al. (2013). Em outras escarpas em áreas tropicais (VANACKER et al., 2007) encontrou taxas no Sri Lanka, de 26 a 71 m.Ma⁻¹; e Bierman e Caffee (2001), verificaram taxas médias de 16 m.Ma⁻¹ na Escarpa do Deserto do Nanib.

Mesmo em áreas de escarpamento, muitos autores afirmam que geralmente a correlação positiva entre as taxas de denudação médias e os atributos topográficos do terreno, estão relacionadas às forças tectônicas (SCHALLER et al., 2001; MATMON et al., 2003; BLANCKENBURG, 2005; SULLIVAN et al., 2007; VANACKER et al., 2007). Já os baixos valores das taxas de denudação regionais de longo termo observados em outros escarpamentos foram interpretados como condição da dinâmica de equilíbrio fluvial (BIERMAN; CAFFEE, 2001; WATEREN; DUNAI, 2001; COCKBURN et al, 2000; VAN DER BEEK et al, 2002; HANCOCK; KIRWAN, 2007; SULLIVAN et al, 2007). Matmon et al. (2003), por sua vez, concluíram, a partir de observações do sul do Platô dos Apalaches, que, quando não existe nenhuma correlação entre as taxas de denudação e o relevo da bacia hidrográfica, é resultado da ausência de rejuvenescimento do relevo, apesar da lenta evolução.

Descarta-se controles sobre as taxas de denudação dados por mudanças climáticas e efeitos do prolongado uso e ocupação dos solos, tendo em vista que existe uma proximidade

muito grande entre os locais de coleta de amostras; e entende-se que as mudanças climáticas que ocorreram durante o Quaternário atuaram de forma homogênea sobre a área.

Também se descartam os efeitos de diferentes litologias, tendo em vista que todas as amostras foram coletadas no mesmo litotipo, os arenitos do Grupo Caiuá. Resta, assim, apenas o controle da topografia, pela correlação clara e positiva entre o Relevo da bacia, a Amplitude Altimétrica, Declividade e Elevação. Isso reflete o controle tectônico das taxas de denudação – resultados similares foram confrontados com os trabalhos de Schaller et al., (2001; 2002); Vance et al.(2003); Blanckenburg (2004); Bishop (2007); Blanckenburg(2005) e Cherem et al. (2012).

Neste estudo, a correlação entre a taxa de denudação e as áreas das bacias não foram observadas, sendo o valor de p maior que 0,05 (Figura 38 D). A falta de correlação pode indicar que para bacias entre 20 e 70 km² as diferenças de área das bacias de coleta não interferem significativamente nas taxas de denudação.

Observa-se que a tectônica responsável pelo controle das elevadas taxas de margem esquerda não afetou a margem direita com a mesma intensidade, entretanto, estudos sobre a origem dessa tectônica quaternária ainda são necessários, tendo em vista que a friabilidade do material que compõe a Bacia Sedimentar do Bauru dificulta os marcadores de registros neotectônicos, assim, rejeitos de falhas, estrias e outros indicativos que não foram encontrados em campo.

7.1. RELAÇÕES ENTRE TAXAS DE DENUDAÇÃO E A REDE HIDROGRÁFICA

Nota-se que as taxas de denudação são influenciadas também pela proximidade com o nível de base regional – o rio Ivaí (Figura 39). As sub-bacias amostradas à margem esquerda estão ligeiramente mais distantes do rio, e apresentam as maiores taxas de denudação, havendo correlação positiva entre a distância do nível de base e o ritmo denudacional progressivo. À margem direita, as bacias estão mais próximas do seu nível de base e de modo geral têm menores taxas. Esse fato mostra uma tendência, nas duas margens, de ajustamento do relevo ao nível de base atual do rio Ivaí, o valor médio em torno de 9 m.Ma⁻¹, o que corrobora a ideia de que o rio Ivaí aprofundou o seu leito durante o Quaternário, porém esse aprofundamento do leito refletiu de modo diferente sobre as taxas denudacionais nas margens direita e esquerda do rio Ivaí.

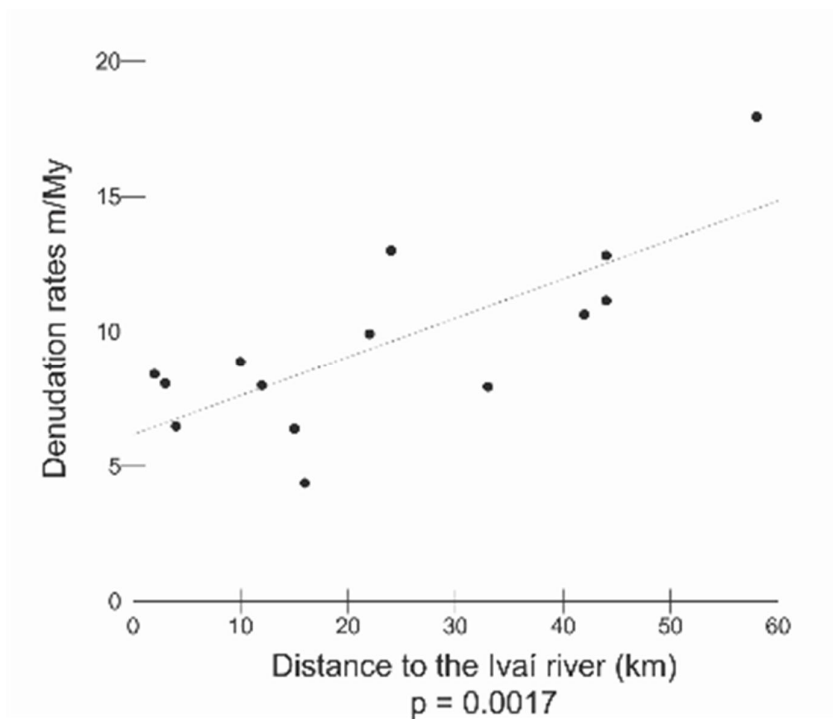


Figura 39 – Taxas de denudação longo prazo (*plotted*) em função da distância entre os pontos de coleta das bacias hidrográficas. Fonte: Couto, E.V.

Essa informação vai ao encontro dos dados identificados quanto à distribuição dos *knickpoints* de anomalias de 1ª e 2ª ordem (anomalias RDE, vide Capítulo 6); nota-se, então, que as drenagens na margem esquerda do rio Ivaí apresentam maior esforço para o ajuste fluvial, pois possuem maior quantidade e elevado valor de anomalias de 1ª ordem, e esse esforço reflete diretamente nos perfis longitudinais, que tendem a aprofundar o leito em busca de equilíbrio, sendo os *knickpoints* reflexos desses ajustes que rejuvenescem o relevo. As taxas de denudação evidenciam esse ajuste, de modo que as médias das taxas para a margem esquerda são de $12,05 \pm 2,98 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n=7$; enquanto para a margem direita são de $7,09 \pm 1,33 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n=7$, dessa forma se ajustando à uma taxa de quase metade das taxas respectivas da margem adjacente.

Ao analisar a secção topográfica transversal (Figura 40), que confronta a topografia da margem esquerda e direita do rio Paraná, verifica-se um desnível altimétrico, bem como uma assimetria entre ambas as margens. A planície do rio Paraná se desenvolve por completo na sua margem esquerda (Mato Grosso do Sul), o que indica um processo de soerguimento para a margem direita (Paraná). Nesta margem (direita) as drenagens se apresentam mais entalhadas e a topografia mais irregular.

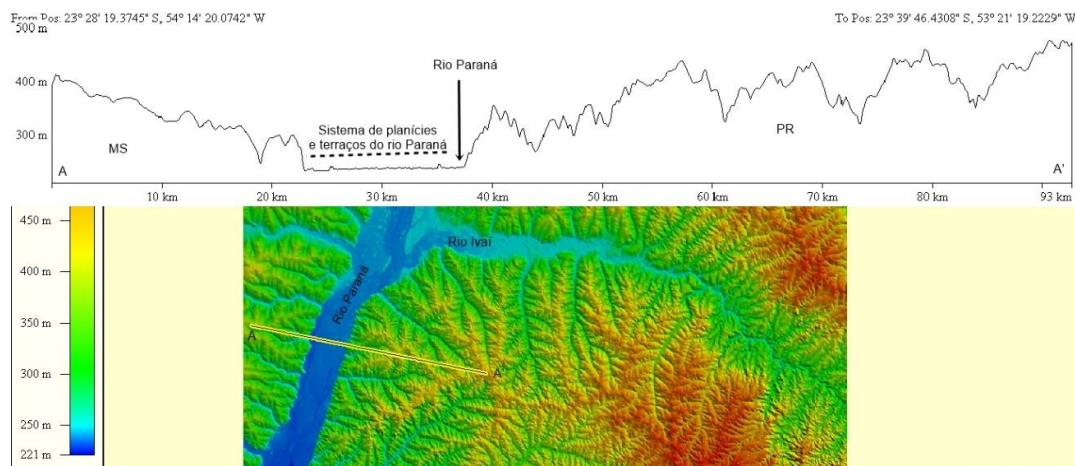


Figura 40 – Perfil topográfico transversal A-A'. Nota: o perfil mostra as diferenças topográficas entre a margem direita e esquerda do Rio Paraná. Nota-se maior desenvolvimento de planícies e terraços na margem esquerda (Mato Grosso do Sul), já destacado por Stevaux et al. (1993) e Fortes et al. (2005), dado por um soerguimento da margem direita, o que fez afundar o leito e desenvolver planícies para o lado do Estado de Mato Grosso do Sul e erodir as margens no Estado do Paraná.

Pesquisas realizadas por Stevaux et al., (1993) sugerem uma tectônica de basculamento de blocos, ou pelo menos uma erosão diferencial do canal sobre uma zona fraturada mais antiga no alto curso do Rio Paraná, evidenciadas por diferenças de espessura dos depósitos fluviais. Os autores observaram que no setor do canal atual o pacote de sedimentos atinge até 30 m de espessura, com idade de 40.000 anos, e no setor da planície de inundação o pacote não chega a 10 m, indicando que o canal se manteve deslocado, durante a maior parte de sua história, para a margem esquerda do rio (Figura 41 e 42). Essas evidências confirmam as observações de Santos (1997), Jabur (1992), Souza Filho (1993); e Fortes et al. (2005), sobre a existência de longos paredões de arenito, com mais de 20 m de altura e até 60 km de extensão na margem esquerda do Paraná, com direção N-NE.

Dito isso, como a planície de inundação do rio Paraná se encontra limitada à margem direita, isso pode indicar deslocamento do canal para a esquerda do sistema fluvial, sugerindo basculamento para SSE.

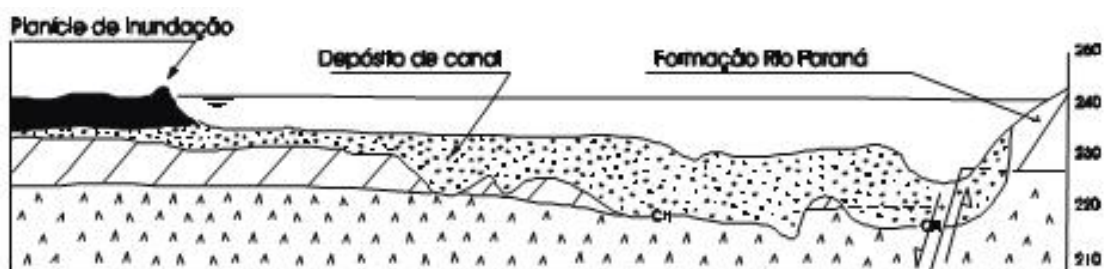


Figura 41 – Seção geológica do canal do Rio Paraná em Porto Primavera. Nota: observa-se o contato erosivo do canal (CH) com forte caimento para leste, indicando possível falha normal na direção do canal (STEVANUX et al, 1993).

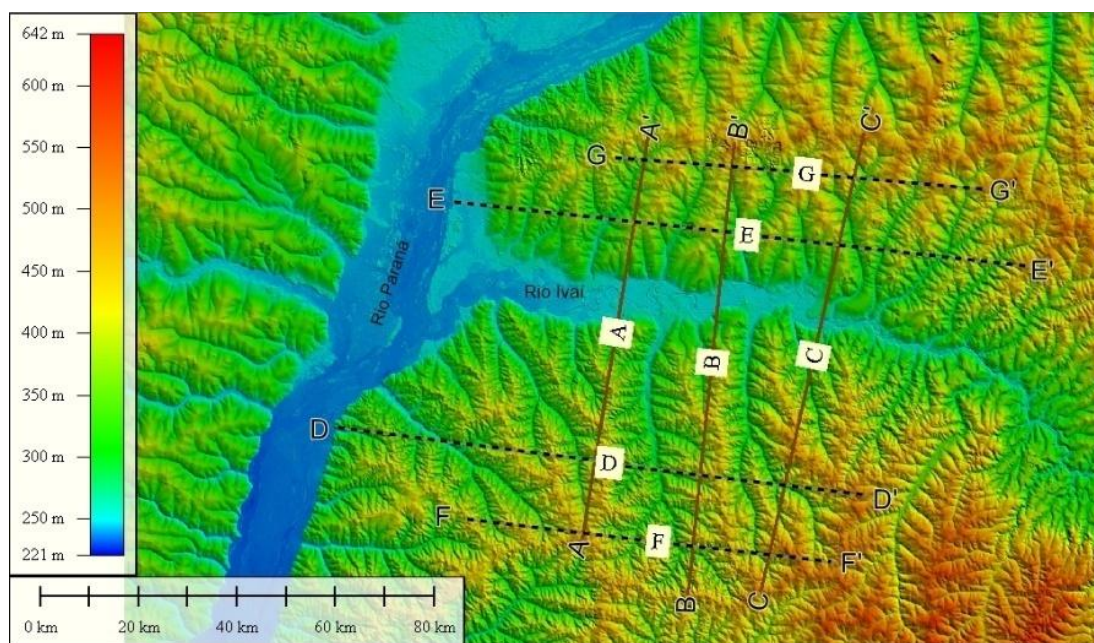


Figura 42 – Localização dos transectos topográficos transversais.

Seccionando os perfis topográficos transversais, a área de estudo de Sul para Norte e de Oeste para Leste podem ser vistos nas Figuras 42 e 43 A, B, C, D, F, G. A topografia na margem esquerda do rio Ivaí é fortemente dissecada, com amplitudes altimétricas que variam de 50 m a 150 m, já os vales, na margem esquerda, apresentam-se aprofundados e em forma de V (figura 43 D e F). Observações de campo revelam que muitos desses vales dissecaram a camada de arenito da Formação Rio Paraná e já atingiram a camada sotoposta de basalto da Formação Serra Geral.

Os principais divisores das bacias hidrográficas da margem esquerda se distanciam em uma média de 50 km da captação no rio Ivaí (Figura 44). Ao se distanciar do nível de base, a amplitude altimétrica tende a aumentar e os vales a se aprofundar, buscando o nível de base regional.

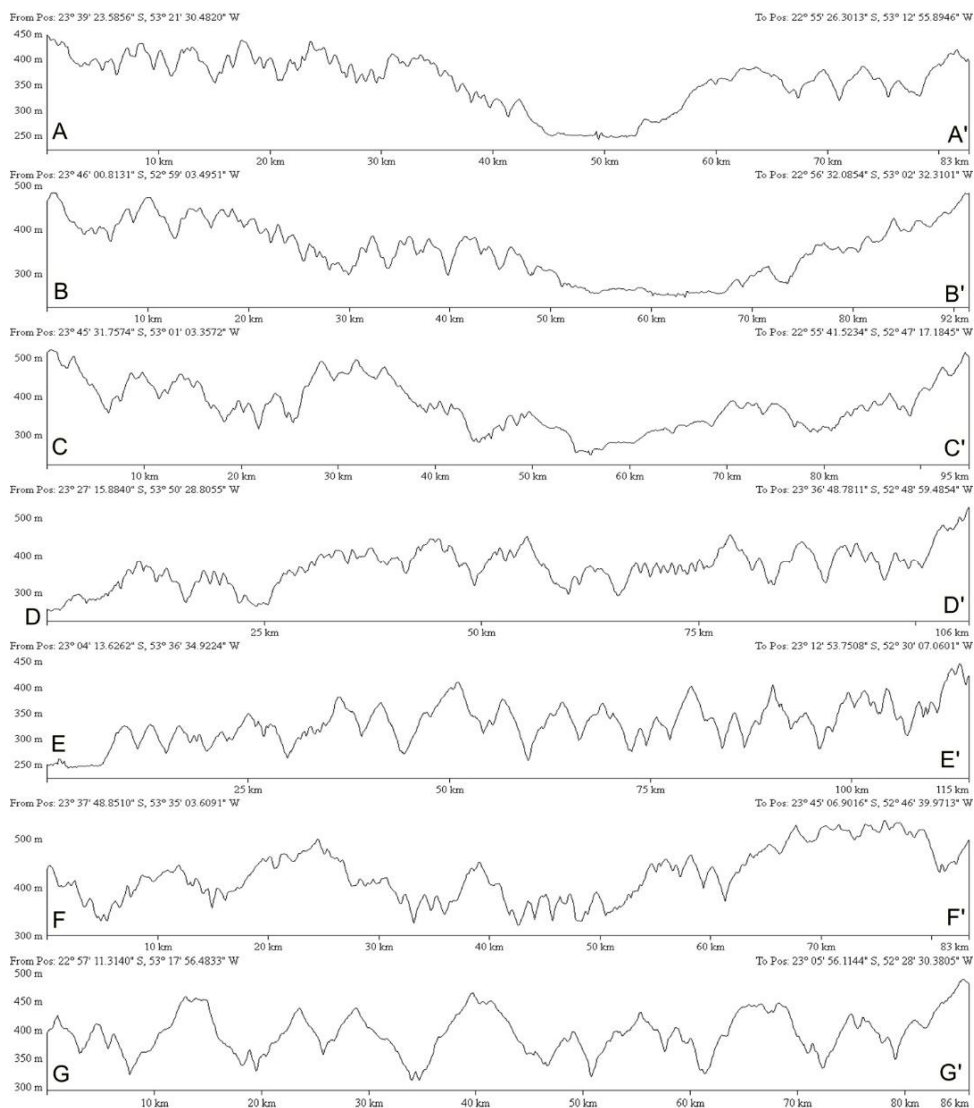


Figura 43 – Perfis topográficos transversais. Nota: os perfis seccionam a área de estudo de Norte a Sul (A, B e C) e de Oeste para a Leste (D, E, F e G). Fonte:

Quanto à margem direita, esta apresenta topografia menos dissecada, bem como menor amplitude altimétrica, que varia de 50 m a 100 m, sendo a distância entre a cabeceira de drenagem e a captação de 30 km, cerca de 20 km menos que as da margem esquerda. Assim, pode-se inferir que as drenagens da margem esquerda avançaram a remontante da

cabeceira em média de 20 km a mais que a drenagem da margem direita, e as taxas médias de denudação para ambas as margens demonstram que o avanço denudacional desse setor é 5 m.Ma^{-1} superiores ao setor contraposto, o que explicaria a assimetria.

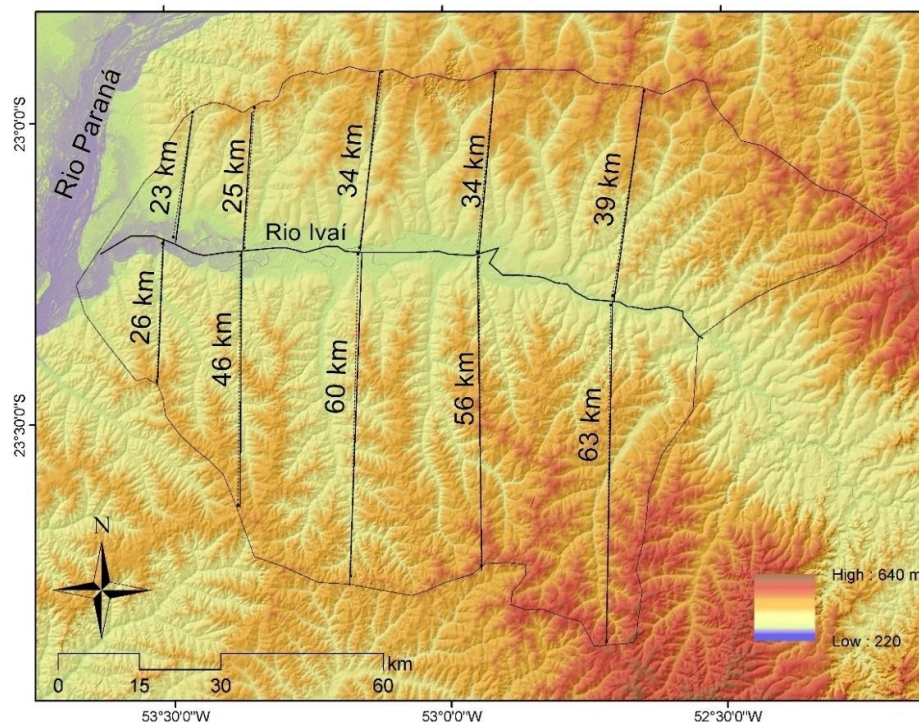


Figura 44 – Distância entre os divisores nas bacias hidrográficas do rio Ivaí. Fonte: Couto, E.V.

A análise da reorganização da rede de drenagem (Capítulo 6) apresenta resultados que corroboram ao modelo evolutivo do relevo supracitado. Os aspectos principais são as maiores ocorrências de baixos divisores, cotovelos de capturas e drenagens decapitadas, maior densidade de drenagem, ocorrências de *knickpoints* de 1ª ordem, conforme sugerido por Etchebehere et al. (2004) e Sordi et al (no prelo).

As secções topográficas transversais de Oeste para Leste (Figura 43 D, E, F e G), sendo D e F para a margem esquerda e G e E para a margem direita, confirmam um aspecto do relevo mais dissecado com drenagens profundas e vales em V. Nota-se que o relevo se torna mais dissecado conforme a aproximação ao rio Paraná e ao rio Ivaí, isso demonstra que drenagens mais próximas à drenagem axial de base tendem a dissecar o relevo de forma mais rápida e eficiente.

Os perfis G e E para a margem direita mostram um relevo diferente dos perfis D e F (figura 43), porém com menor número de vales e com divisores mais amplos e largos, apresentando poucos vales de sub-bacias hidrográficas, que tendem a dissecar o relevo elevado por soerguimento. Na Figura 45, é apresentada por meio de um modelo tridimensional do terreno, a configuração do relevo da cabeceira de drenagem das margens esquerda e direita do rio – é possível notar o grau de entalhamento mais acentuado para o setor sul (margem esquerda) em detrimento do setor norte (margem direita).

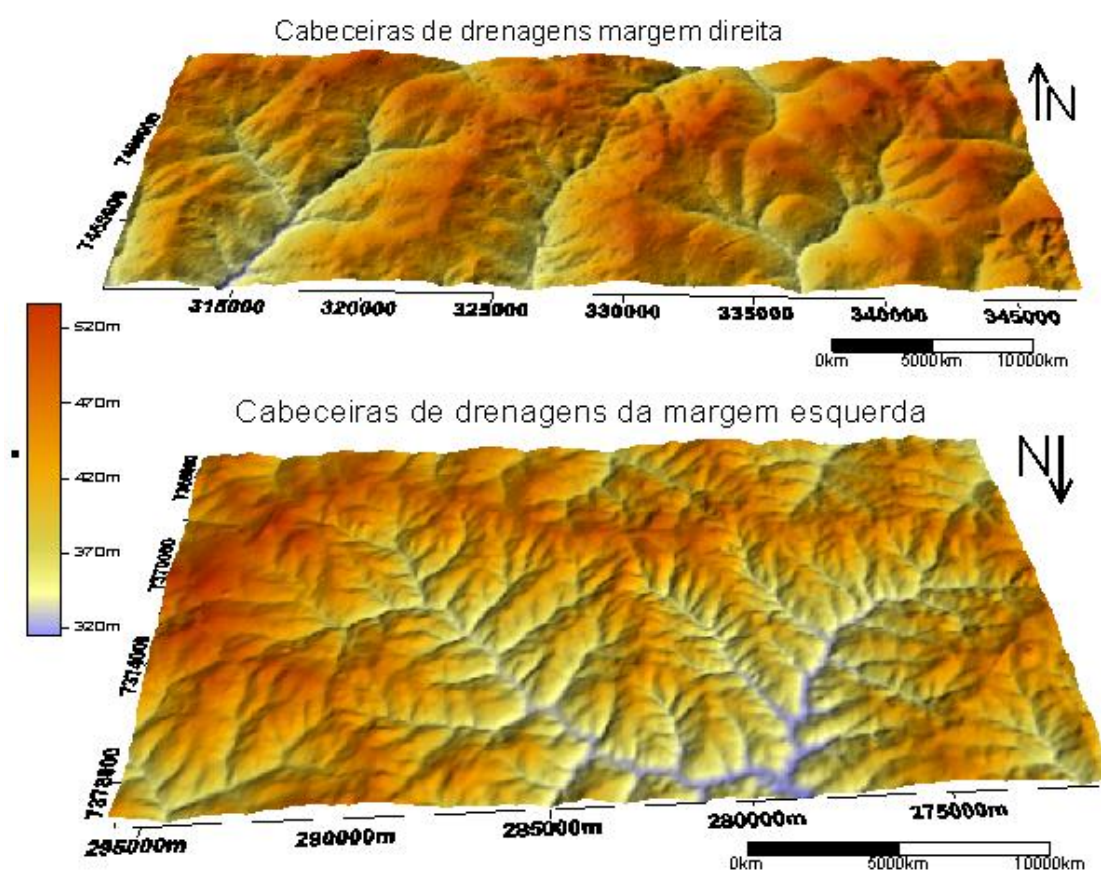


Figura 45 – Modelo de elevação do terreno representando as cabeceiras de drenagens das bacias divisoras da margem esquerda e direita do rio Ivaí. Fonte: Couto, E.V.

A partir dos dados levantados e relacionados por meio de comparações, pode-se reafirmar que a margem esquerda do rio Ivaí passou por um processo de soerguimento no Quaternário, que causou reajuste fluvial dos níveis de base regionais dados pelos rios Paraná e

Ivaí. Os impulsos tectônicos no Quaternário alçaram o relevo entre a calha do rio Paraná e do rio Ivaí, o que possibilitou o aumento das taxas denudacionais da margem sul em relação à margem norte. Esse aumento também é verificado em pesquisas realizadas em outras áreas (BLANCKENBURG, 2004; BISHOP, 2007; RIFFEL et al., 2015), em que os referidos autores apontam para uma maior relação das taxas de denudação pós-soergimento regional.

7.2. RELAÇÃO COM A DISTRIBUIÇÃO E TRANSFORMAÇÃO LATERAL LATOSSOLO-ARGISSOLO

A conexão dos resultados com a problemática da distribuição dos solos no noroeste do Paraná pode, portanto, ser elucidada partindo da relação entre tectônica, taxas erosivas e processos de reorganização fluvial, que possuem, nessa mesma ordem, os efeitos geomorfológicos. Os reajustes tectônicos refletiram em toda a geomorfologia regional, causando maior entalhamento da rede de drenagem, capturas fluviais e aceleração de processos erosivos – principais responsáveis por gerar baixos divisores, bem como pelas inúmeras rupturas de declive ao longo dos perfis longitudinais dos canais (*knickpoints*) e que refletem diretamente na organização das vertentes e nos processos pedológicos que impulsionam a passagem lateral Latossolo-Argissolo.

Para Cunha; Castro; Salomão, (1999); Nakashima, (1999); Santos; Castro, (2006), a ocorrência dos Argissolos está intrinsecamente relacionada ao grau de entalhamento da rede de drenagem. Essa hipótese é confirmada no presente estudo, em que, no relevo de colinas amplas, com domínio de Latossolos, a rede de drenagem apresenta-se pouco entalhada e menos densa, enquanto em relevos de colinas médias e curtas, onde os Argissolos ganham expressão, a rede de drenagem se mostra mais densa e entalhada.

De acordo com os resultados encontrados por França e Demattê (1990), em solos profundos, bem drenados e com boa drenagem interna, os Latossolos tendem a apresentar menos deflúvio superficial e, conseqüentemente, menor número de rios e/ou canais por unidade de área. Por outro lado, em solos de drenagem interna mais lenta e com elevado gradiente textural, os Argissolos tendem a apresentar maior deflúvio superficial e, por conseguinte, maior número de rios e/ou canais por unidade de área.

Os resultados apresentados nesta pesquisa corroboram com o exposto pelos autores citados. Os dados geoestatísticos para os atributos do relevo (Capítulo 4) mostram que há

diferenciação significativa entre os setores da margem esquerda e direita. Também, pela análise dos *outliers*, fica evidente que as maiores diferenciações topográficas se concentram próximas aos divisores de bacia ao sul da margem esquerda (Figura 25 A, B, C e D).

A análise das taxas de erosão de longo termo (Capítulo 5) permitiu verificar que no relevo na margem esquerda, onde predominam Argissolos, os processos denudacionais atuam cerca de cinco vezes mais intensamente que no setor contraposto, confirmando França e Demattê (1990), que apontam que os Argissolos tendem a apresentar maior ritmo erosivo superficial.

A análise da rede de drenagem (Capítulo 6) é outro elemento-chave na interpretação da transformação lateral dos solos. Por ser o elemento sensível a qualquer alteração crustal, a hidrografia tende a se reajustar a mudanças nos níveis de base, o que reflete diretamente nos processos superficiais de erosão e aprofundamento dos leitos, erosão remontante em busca do equilíbrio do perfil longitudinal, bem como no rearranjo de toda a rede hidrográfica, como o surgimento de novos canais de 1ª ordem, rebaixamento de interflúvios, capturas e decapitação de outros canais fluviais.

Nesse aspecto, pode-se afirmar que, para o noroeste do Paraná, os movimentos tectônicos têm conduzido ao aprofundamento do nível dos talwegues e, por conseguinte, provocado desequilíbrios hidráulicos indutores (motores) das transformações pedológicas. Dessa forma, provocam a instabilização dos solos relacionada a tais fluxos, e a(s) nova(s) pedogênese(s) evolui(em) remontantemente como apontado por Queiroz Neto (2000; 2004), Vidal-Torrado, Lepsch e Castro (2005), Santos e Castro (2006) e Furquin et al. (2014).

Os resultados também mostram que as taxas de denudação na margem esquerda do rio Ivaí são mais elevadas, com média de $12,05 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n=7$, que na margem direita, com média de $7,09 \text{ m.Ma}^{-1}$ $n=7$. Isso reflete em um processo de expansão das cabeceiras de drenagem na margem esquerda, implicando um cenário de longo prazo em que as principais bacias hidrográficas que compõem a margem esquerda, onde predominam as coberturas pedológicas de Argissolos, irão expandir o desenvolvimento remontante dos Argissolos, tendo em vista a maior intensidade dos processos de denudação, impulsionando o aprofundamento dos canais e o avanço das cabeceiras.

Isso significa mais canais de 1ª ordem, que provocarão o encurtamento das vertentes e, conseqüentemente, aumentarão a densidade de drenagem. Na margem direita, os mesmos processos ocorrem, porém mais lentamente. Isso explica a ocorrência de Argissolos nas baixas vertentes avançando gradualmente, impulsionados por uma taxa inferior quantificada à média de $7,09 \text{ m.Ma}^{-1}$.

Por fim, pode-se considerar que são complexos os processos de formação do relevo em ambientes tropicais, tendo em vista a atuação da denudação química conjuntamente com os processos mecânicos denudacionais do relevo. No noroeste do Paraná, a evolução do relevo se dá a partir de uma superfície plana intemperizada latossólica, com incisões iniciais e tênues de pequenos canais. Por meio de um “start” tectônico ocorreria o primeiro rebaixamentos do nível de base local, ocasionando também uma maior incisão e retomada erosiva.

Com a conseqüente evolução da superfície a um estágio diferenciado, os efeitos na vertente seriam a modificação da porosidade, diminuição da macroporosidade do horizonte A para o B com forte restrição à circulação hídrica vertical, que se adensa a jusante, com saturação de água pelo menos durante a estação chuvosa e além da modificação na circulação hídrica de vertical e profunda para horizontal e superficial, o que ocasiona a formação de horizontes de solos mais adensados e argilosos, com os B texturais dos Argissolos formando (FERNANDES BARROS, 1986; MANFREDINI; QUEIROZ NETO, 1993) os fluxos laterais nos interflúvios.

Além disso, ocorrem ainda as mudanças de solos e a transformação e/ou neoformação de constituintes, bem como as neopedogêneses evoluem remontantemente por base da superfície original, em outra etapa, com outro rebaixamento do nível de base. Uma segunda incisão provocaria a formação de superfícies mais curtas e drenagens ainda mais entalhadas, com horizontes adensados mais espessos e em avançado grau remontante, formando as seqüências laterais Latossolo – Argissolo (QUEIROZ NETO, 2000; 2004; VIDAL-TORRADO et al., 2005; SANTOS 2000 e SANTOS e CASTRO 2006) que tendem a evoluir gradativamente ao ponto de restar uma superfície Argissólica do topo ao sopé da vertente ou com apenas alguns resquícios de Latossolos nos topos.

A presente pesquisa, portanto, confirma os resultados e argumentos de estudos anteriores supracitados para a evolução das superfícies Laterais Latossolo-Argissolo e acrescenta a confirmação de que pulsos tectônicos são os responsáveis pela evolução lateral pedológica, bem como têm comandado a evolução do relevo de forma conjunta entre reorganização fluvial e processos geoquímicos de transformação na unidade da vertente como decorrente de uma diferenciação do relevo regional, como pode ser observado no noroeste do Paraná.

O desenvolvimento desta pesquisa se pautou em três aspectos fundamentais para a análise do relevo do noroeste do Paraná: i) análise de agrupamentos e *outliers*; ii) reorganização fluvial; e iii) taxas de denudação.

i) A análise de agrupamentos e *outliers* demonstrou que há considerável diferença de relevo entre a margem esquerda e a margem direita do rio Ivaí, como se propôs na hipótese inicial, de que o relevo da margem esquerda apresentaria vertentes mais curtas e declivosas. Assim como pela análise dos *outliers* se pôde notar que a diferenciação Norte e Sul em dois grupos distintos é influenciada por valores extremos, fora da média para a margem direita, marcada por grandes feições erosivas de relevo.

ii) A rede de drenagem no noroeste do Paraná apresenta morfologia típica de reorganização fluvial. Predominam feições associadas a cotovelos de captura (*elbow*), aos quais estão também associados baixos divisores e vales decapitados superdimensionados. A análise de parâmetros como *knickpoints* demonstrou que as drenagens no noroeste do Paraná se encontram em rejuvenescimento, envolvendo um período de erosão renovada vertical para conseguir um nível de base de novo e inferior, assim, a margem esquerda do rio Ivaí apresenta maior número de rios em desequilíbrio.

iii) Quanto às taxas de denudação, para a margem esquerda, onde predominam Argissolos, as médias de denudação por produção *in situ* dos cosmogênicos ^{10}Be são superiores quando comparadas à média da margem direita. Os valores máximos não ultrapassam $8,5 (\pm 0,50) \text{ m Ma}^{-1}$, o que corresponde à metade do valor máximo para a margem contraposta, confirmando a hipótese inicial de que as vertentes ao sul se encontram em rearranjo morfológico, o que acelera os processos pedogenéticos de transformação vertical e lateral nas vertentes.

Conclui-se que a relação positiva das taxas de denudação totais mensuradas por meio do isótopo cosmogênico ^{10}Be com o relevo e a declividade demonstram que o noroeste do Paraná tem sua morfogênese controlada por soerguimento tectônico que afeta principalmente a margem esquerda do rio Ivaí.

Os resultados demonstraram que embora em ambientes estáveis com configuração litológica, climáticas, biogeográficas e geomorfológicas similares, bem como haja proximidade entre ambas as margens direita e esquerda do rio Ivaí, há uma diferenciação nas

taxas denudacionais entre duas margens da ordem de cinco vezes superior para a margem esquerda em detrimento da margem direita.

A análise da rede de drenagem e dos aspectos da reorganização fluvial indica que a diferenciação tem como indutor o soerguimento tectônico da margem esquerda, que por consequência, altera os níveis de base locais ocasionando retomadas erosivas e avanço das cabeceiras de drenagem, proporcionando uma denudação rápida e intensa.

No que se refere aos sistemas pedológicos Latossolos-Argissolos, as hipóteses levantadas para a origem das transformações do horizonte Bw para o horizonte Bt fica evidente que pulsos tectônicos têm conduzido o aprofundamento do nível dos talwegues levando as coberturas pedológicas iniciais ao desequilíbrio dos sistemas pedológicos e induzindo a transformação lateral, onde as coberturas pedológicas apresentam discordância entre o horizonte e a topografia, constituindo uma associação cobertura/modelado inicial por outra, frequentemente muito diferenciada.

Quanto à origem, idade e força do movimento tectônico, os métodos empregados nesta pesquisa não foram os adequados para indicá-los, bem como não faziam parte do escopo dos objetivos do trabalho, entretanto, estudos que esclareçam o arranjo geotectônico da Bacia Sedimentar do Bauru podem ser desenvolvidos a partir das constatações do presente trabalho.

REFERÊNCIAS

- ANSELIN, Luc. Local indicators of spatial association – LISA. **Geographical Analysis** 27(2): 93-115, 1995.
- BARRETO, H.N. et al. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by *in situ*-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology**, v. 191, p. 1–13, 2013.
- BARROS, O.N.F. **Análise estrutural e cartografia detalhada de solos em Marília, Estado de São Paulo: ensino metodológico**. São Paulo: USP, 1985. 145 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – FFLCH, Departamento de Geografia, USP.
- BEAUVAIS, A., CHARDON, D., 2013. Modes, tempo and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: the West African example. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14, 1590–1608.
- BELTRAME, A.; BOULET, R.; CASTRO, S.S; PELLERIN, J.; QUEIROZ NETO, J.P.; REBELO, L.V.; REBELO, S.; SCHEIBE, L.F. Dépressions fermées et sols développés sur migmatites du Plateau Atlantique sud-brésilien (état de Santa Catarina). In: TABLE RONDE ORGANISATION ET DYNAMIQUE DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE ET SON IMPORTANCE POUR LA COMPREHENSION DE LA MORPHOGÉNÈSE, Caen, 1993. Resumés (1993).
- BENNEMA, J.; JONGERIUS, A.; LEMOS, R. C. Micromorphology of some oxic and argillic horizons in south Brazil in relation to weathering sequences. **Geoderma**, 1970.
- BERNUCCI, L.L.B. **Considerações sobre o dimensionamento de pavimentos utilizando solos lateríticos para rodovias de baixo volume de tráfego**. 1995. 237 f. Tese (Doutorado) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, Southern Africa. **American Journal of Science**, v. 301, p. 326-58, 2001.
- BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, Southern Africa. **American Journal of Science**, v. 301, p. 326–358, 2001.
- BIGARELLA, J.J. et al. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Vol. II. Florianópolis: Editora da UFSC, 1996.
- BIGARELLA, J.J.; MAZUCHOWSKI, J.Z. Visão integrada da problemática da erosão. SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DA EROSIÃO, 3, 1985, Maringá. **Anais...** Maringá: ABGE-ADEA. 332 p.
- BINNIE S.A., PHILLIPS W.M., SUMMERFIELD M.A., FIFIELD L.K. 2006. Sediment mixing and basin-wide cosmogenic nuclide analysis in rapidly eroding mountainous environments. *Quaternary Geochronology* 1: 4-14.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-73, 1995.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surf. Process. Landforms** 32, 329–365 (2007) DOI: 10.1002/esp.
- BLANCKENBURG, F. VON. Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet, tropical highlands of Sri Lanka. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, 2004.

BLANCKENBURG, F. VON. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3-4, p. 462–479, 2005.

BOCQUIER, G. (1973) Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: interprétation biogéodynamique. Mém. ORSTOM, v. 62, 351 p. BOCQUIER, G.; MILLOT, G.;

BOULET, R. **Toposéquence de sols tropicaux en Haute Volta. Équilibre et déséquilibre pedobioclimatique.** France, 272p. (Tese-Doutorado), Univ. Strasbourg, 1974.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, Campinas, 1988. **Anais...** Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988, pp. 79-90.

BOULET, R. **Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta.** Équilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse (Doctorat en Géographie) – Université du Strasbourg, France, 1976. 85p.

BOULET, R. Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo. In: CONGRESSO ABEQUA, 3, Belo Horizonte, 1992. **Anais...** Belo Horizonte, 1992, pp. 43-58.

BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pedologie. I – Prise en compte l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les étude de toposéquences et leurs principaux apport à la connaissance des sols. **Cah. Orstom.** Paris, França. Série Pédologie. v. XIX, n. 4. p. 309-322. 1982c.

BOULET, R.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pedologie. II – Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisations tridimensionnelle des ouvertures pédologiques. **Cah. Orstom.** Paris, França. Série Pédologie. v. XIX, n. 4. p. 323-40. 1982a.

BOULET, R.; HUMBEL, F. X.; LUCAS, Y. Analyse structurale et cartographie en pedologie. III – Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. **Cah. Orstom.** Paris, França. Série Pédologie. v. XIX, n. 4. p. 341-352. 1982b.

BRAUCHER, R. et al. Brazilian laterite dynamics using *in situ*-produced ^{10}Be . **Earth and Planetary Science Letters**, v. 163, p. 197–205, 1998.

BRAUCHER, R. et al. Stone-line formation processes documented by *in situ*-produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 222, p. 645–651, 2004.

BRAUCHER, R. et al.. Application of *in situ*-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples. **Chemical...**, v. 170, p. 95–111, 2000.

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Geochemical Differences in an Oxisol-Spododosol Toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, v. 44, p. 29–42, 1989a.

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Geochemical differences in an Oxisol-Spododosol toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, 1989b.

BROWN, E. T.; BOURLÈS, D. L.; COLIN, F.; et al. The development of iron crust lateritic systems in Burkina Faso, West Africa examined with *in-situ*-produced cosmogenic nuclides. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 124, p. 19–33, 1994.

- BROWN, E.T. et al. Denudation rates determined from the accumulation of *in situ*-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. **Earth and Planetary Science Letters**, 129: 193-202, 1995.
- BROWN, E.T. et al. The development of iron crust lateritic systems in Burkina Faso, West Africa examined with in-situ-produced cosmogenic nuclides. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 124, p. 19–33, 1994.
- BUOL, S.W. Pathways of oxisol formation. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, 4. Ruanda. **Proceedings...** Bruxelas, pp. 377-95, 1983.
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology**. .
- BURROUGH P.A. ; MCDONNELL R.A. (1998): Principles of Geographical Information systems Oxford University press, New York, 333p.
- CARVALHO, A. **Solos da região de Marília: Relações entre a Pedogênese e a evolução do relevo**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo, 1976. 163p.
- CASTRO, S.S. **Sistema de transformação pedológica em Marília, SP: B latossólicos e B texturais**. 1 v. Tese (Doutorado em Geografia) – FFLCH, Universidade de São Paulo, 1989.
- CHAUVEL, A. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale a saisons contrastées. **Orstom**, 1977, 532 p. (Série Travaux et Documents, 62).
- CHEREM, L.F.S. et al. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 118–127, 2012.
- COCKBURN, H.A.P.; SUMMERFIELD, M.A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. **Progress in Physical Geography**. 28:1-42, 2004.
- COMISSÃO DE SOLOS. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, CNEPA, SNPA, 1960, 634p. Boletim 12.
- COOPER, M. **Sequência de solos com B latossólico e B textural em Piracicaba (SP)**. Piracicaba, 102p. (Dissertação - Mestrado), ESALQ-USP, 1996.
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE-Brazil. **R. Bras. Ci. Solo**, 26:673-683, 2002.
- COUTINHO, J.M.V.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M. & ROCHA, G. A. 1982. Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGR. LATINAM. GEOL., 5. Buenos Aires, 1982. Actas... Buenos Aires, Serv. Geol. Nac. v. 2, p. 185-195.
- COUTO, E. V. DO; FORTES, E.; FERREIRA, J.H.D. Índices geomorfológicos aplicados a análise morfoestrutural da zona de falha do Rio Alonzo – PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, p. 287–297, 2013.
- CUNHA, J.; CASTRO, S.; SALOMÃO, F. Comportamento erosivo de um sistema pedológico de Umuarama, noroeste do Estado do Paraná. **R. Bras. Ci. Solo**, 1999. Disponível em: <<http://sbcs.solos.ufv.br/solos/revistas/v23n4a21.pdf>>. Acesso em: 19/7/2014.
- CUNHA, J.E. **Caracterização morfológica (macro e micro) e comportamento físico-hídrico de duas toposequências em Umuarama (PR): Subsídios para avaliação dos processos erosivos**. São Paulo, 129p. Tese (Mestrado em Geografia) – FFLCH, Universidade de São Paulo, 1996.

DIAS FERREIRA, R.P. **Solos e morfogênese em São Pedro – SP**. Tese (Doutorado em Geografia) – FFLCH, Universidade de São Paulo, 1997.

DRUCK, S. et al. (eds). **Análise espacial de dados geográficos**. Brasília: Embrapa, 2004. ISBN: 85-7383-260-6.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. From oxisols to spodosols and histosols: Evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazonia). **Catena**, v. 32, n. 3-4, p. 245–280, 1998.

DUNAI T.J. **Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in Earth Sciences**. Cambridge/UK: Cambridge University Press, 2010, 199p.

DUNAI, T.J. **Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth surface sciences**. Cambridge: Cambridge University, 2010. p. 1-57.

Edmond, J. M., and Y. Huh (1997), Chemical weathering yields from base- ment and orogenic terrains in hot and cold climates, in *Tectonic Uplift and Climate Change*, edited by W. F. Ruddiman, pp. 329–351, Plenum, New York.

Edmond, J. M., M. R. Palmer, C. I. Measures, B. Grant, and R. F. Stallard (1995), The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3301–3325.

EMBRAPA. Carta de Solos do Paraná: escala 1:250.000. 2006. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Disponível em: <<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/item/79053/1/doc96-2007-parana-final.pdf>>. Acesso em: 02 mai.2014.

EROS. Earth Resources Observation and Science Center. 2013. Disponível em <www.srtm.usgs.gov>. Acesso em 12 abr. 2013.

ETCHEBEHERE, M.L. de C.; SAAD, A.R.; CASADO, F.C. Análise morfoestrutural aplicada no Vale do Rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Geociências**, Guarulhos, v.10, n. 6, p. 45-62, 2004,

FERNANDES BARROS, O. N. **Análise estrutural e cartografia detalhada dos solos em Marília, Estado de São Paulo: ensaio metodológico**. (Dissertação-Mestrado), Departamento de Geografia-FFLCH-USP(1985).

FERNANDES BARROS, O. N. **Formação de horizontes pedológicos em solos sobre basalto (Londrina-PR, Brasil) e ação biológica no intemperismo**. São Paulo, 201p. (Tese - Doutorado) Departamento de Geografia-FFLCH- USP(1996) .

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164-76, 1994.

_____. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, 30(4):723-34, 2000a.

FERNANDES, L.A.; COUTO, E.V.; SANTOS, L.J.C. Três Morrinhos, Terra Rica, PR Arenitos silicificados de dunas do Deserto Caiuá testemunham nível de superfície de aplainamento K-T. In: WINGE, M. et al (edit./org.). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*, vol. III. Brasília. **Serviço Geológico do Brasil – CPRM**, 2013, v. III, p. 69-87.

FORTES, Edison ; STEVAUX, José Cândido ; VOLKMER, Susana . Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. *Geomorphology (Amstredam)*, Amsterdam, v. 70, p. 325-338, 2005.

FORTES, Edison ; VOLKMER, Susana ; STEVAUX, José Cândido ; MARQUES, Américo José . Anomalias de Drenagem e Controles Morfotectônicos da Evolução dos Terraços do Baixo Curso do Rio Ivinhema - MS. *Geociências* (UNESP. Impresso), v. 26, p. 249-261, 2007.

FRANÇA, G.; DEMATTÊ, J. Parâmetros da rede de drenagem de solos da região de Iracemápolis (SP). *Anais... Escola Superior de Agricultura (ESALQ-USP)*, 1990. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/aesalq/v47n2/15.pdf>>. Acesso em: 15 set. 2014.

FRANÇA, G.V. de. **Interpretação fotográfica de bacias e de redes de drenagem aplicada a solos da região de Piracicaba**. Piracicaba: ESALQ-USP, 1968. 151p. Tese (Doutorado em Geografia) – USP.

FÜLÖP, R.-H.; BISHOP, P.; FABEL, D.; et al. Quantifying soil loss with in-situ cosmogenic ¹⁰Be and ¹⁴C depth-profiles. *Quaternary Geochronology*, v. 27, p. 78–93, 2015.

FURIAN, S. **Morphogénèse/pedogénèse em milieu tropical humide de la Serra do Mar, Brésil**: contribution de l'altération et de la pedogénèse à une dynamique actuelle. 1 v. Tese (Doutorado) - Université de Caen (1995).

FURQUIM, S. A. C.; COLTRINARI, L.; DIAS FERREIRA, R. P.; CASTRO, S. S.; PUGLIESE, G. R. Lamellae formation processes in tropical soils in southeastern Brazil. *Catena*, v. 107, p. 15–25, 2013. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0341816213000660>>. Acesso em: 18/7/2014.

Gaillardet, J., B. Dupre ´, P. Louvat, and C. J. Alle `gre (1999), Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers, *Chem. Geol.*, 159, 3–30.

Gasparetto, N. V. L. **As formações superficiais do noroeste do Paraná e sua relação com o Arenito Caiuá**. São Paulo. 185p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo(1999).

GOSSE, J. C.; PHILLIPS, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quaternary Science Reviews*, v. 20, n. 14, p. 1475–1560, 2001.

GRANGER D.E.; RIEBE C.S.; FINKEL, R.C. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediments. *Journal of Geology*, 1996, 104(3), 249-57.

GROHMANN, C. H. Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, Inglaterra, v. 30, n.9-10, p. 1055-1067, 2004.

GROHMANN, C.H. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software Grass and R. *Computers & Geosciences*, v. 30, n. 9-10, p. 1055-67, 2004a. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300404001402>>. Acesso em: 22 jul. 2014.

GROHMANN, C.H. **Técnicas de geoprocessamento aplicadas à análise morfométrica**. 21p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade de São Paulo, São Paulo. 2004b.

GROHMANN, C.H. Trend-surface analysis of morphometric parameters: a case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, v. 31, n. 8, p. 1007-14, 2005. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0098300405000671>>. Acesso em: 25 jul. 2014.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F. M. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, v. 33, n. 1, p. 10–19, 2007.

- HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey Jour. Research**, 1(4): 421-29, 1973.
- HANCOCK, G., KIRWAN, M., 2007. Summit erosion rates deduced from ^{10}Be : implications for relief production in the central Appalachians. **Geology** 35 (1), 89–92.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summary. **AAPG Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.
- HUENE, F. von. Carta de F. von Huene ao Dr. Euzébio de Oliveira. **Mineração e Metalurgia**, 4(22): 190, 1939.
- JABUR, I. C. Análise paleoambiental do Quaternário superior na bacia hidrográfica do alto Paraná. Rio Claro, SP, 1992, 184p. (Tese de Doutorado) –UNESP.
- JACOMINI, P.K.T. Origem e evolução dos conceitos e definições de atributos, horizontes diagnósticos e das classes de solos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). **Tópicos Ci. Solo**, 4: 193-231, 2005.
- JACQUES, P.D. et al. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13–23, 2014.
- JAIN, A. K.; MURTY, M. N.; FLYNN, P. J. Data *Clustering*: a review. **ACM Computing Surveys**, v. 31, n. 3, p. 264–323, 1999.
- JOSHI, P. N.; MAURYA, D. M.; CHAMYAL, L. S. Morphotectonic segmentation and spatial variability of neotectonic activity along the Narmada–Son Fault, Western India: Remote sensing and GIS analysis. **Geomorphology**, v. 180-181, p. 292–306, 2013.
- JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. 1985. 204 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- KELLY, M. et al. Chronology of deglaciation based on ^{10}Be dates of glacial erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. **Boreas**, v. 35, n. 4, p. 634-43, 2006. Disponível em: <<http://www.informaworld.com/openurl?genre=article&doi=10.1080/03009480600690829&magic=crossref|D404A21C5BB053405B1A640AFFD44AE3>>. Acesso em 27 out. 2014.
- KIRCHNER, J. W.; FINKEL, R. C.; RIEBE, C. S.; et al. Mountain erosion over 10 yr , 10 k . y . , and 10 m . y . time scales. **Society**, v. 29, n. 7, p. 591–594, 2001. Disponível em: <<http://geology.gsapubs.org/content/29/7/591.abstract>> . .
- LAL, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosion models. **Earth and Planetary Science Letters**, 104: 424-439, 1991.
- LUEDER, D.R. **Aerial photographic interpretation: principles and applications**. New York: McGraw-Hill, 462p. 1959.
- LUNDSTRÖM, U. S.; BREEMEN, N. VAN; BAIN, D. The podzolization process. A review. **Geoderma**, v. 94, n. 2-4, p. 91–107, 2000.
- MANFREDINI, S.; QUEIROZ NETO, J.P. (1993) Comportamento hídrico do Sistema de transformação lateral B latossólico/ B textural em Marília (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 24, Goiania, 1993. Resumo expandido. Goiania, v. 1, p.91-92.

- MANFREDINI, S.; QUEIROZ NETO, J.P. (1993) Comportamento hídrico do Sistema de transformação lateral B latossólico/ B textural em Marília (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 24, Goiania, 1993. Resumo expandido. Goiania, v. 1, p.91-92.
- MATMON, A.; BIERMAN, P. R.; LARSEN, J.; et al. Erosion of an ancient mountain range, the Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. **American Journal of Science**, v. 303, p. 817–855, 2003.
- Millot, R., J. Gaillardet, B. Dupre, and C. J. Allegre (2002), The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: New insights from rivers of the Canadian Shield, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 83–98.
- MITCHELL, Andy. The ESRI Guide to GIS Analysis. Spatial Measurements and Statistics, v. 2. San Diego/CA: ESRI Press, 2005.
- Montgomery, D.R., Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 481–489.
- NAKASHIMA, P. **Cartografia dos sistemas pedológicos do Noroeste do Paraná** – distribuição e subsídios para o controle da erosão. São Paulo, Tese (Doutorado em Geografia Física) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1999a.
- NAKASHIMA, P. **Sistemas pedológicos da região noroeste do Estado do Paraná**: distribuição e subsídios para o controle da erosão. São Paulo, Tese (Doutorado em Geografia Física) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1999b.
- OLIVIA, A.; FRANCO-MAGALHÃES, B.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B.; HACKSPACHER, P. C.; SAAD, A. R. Exumação tectônica e reativação de paleolineamentos no Arco de Ponta Grossa: termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 2, p. 184–195, 2010.
- PAQUET, H.; CLAUER, N. Soils and Sediments. **Mineralogy and Geochemistry**, Verlag-Berlin, pp 21.48,, 1997.
- PELLERIN, J.; QUEIROZ NETO, J.P. Relations entre la distribution des sols, les formes et l'évolution du relief dans la haute vallée du Rio do Peixe (état de São Paulo, Brésil). **Science du Sol**, Paris, v. 30, n. 3, pp. 133-47, 1992.
- PIKE, R.J. Web resources compiled for terrain modeling. **Eos**, 1998, 79, 208-208 Disponível em <http://earth.agu.org/eos_elec/97260e.html>. Acesso em 13 mai. 2014
- QUEIROZ NETO, J.P. et al. Um estudo de dinâmica de solos: formação e transformação de perfis com horizonte B textural. CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 18, Salvador, 1981, **Resumos...**, Comunicação 169. Salvador, SBCS, v. 1.
- QUEIROZ NETO, J.P. **Interpretação dos solos da Serra de Santana para fins de classificação**. Tese (Doutorado em Agricultura) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 1969. 123p.
- QUEIROZ NETO, J.P. Pedologia e Geomorfologia. Campinas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 1(1): 59-67, 2000.
- QUEIROZ, G.L. ; SALAMUNI, E. ; NASCIMENTO, E.R. . Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers & Geosciences*, v. 76, p. 80-87, 2014.
- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. de Geoc.*, v. 27, 2, p. 153 - 162, 1997.

Riebe, C., J.W. Kirchner, D. E. Granger, and R. C. Finkel (2001a), Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California, *Geology*, 29, 447–450.

RIEBE, C.S. et al. Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. *Geology*. June 2001; v. 29; no. 6; p. 511–514.

RIFFEL, S.B. et al. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. *Geomorphology*, v. 233, p. 52–63, 2015. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X14006047>>. .

RILEY, S.; DEGLORIA, S.; ELLIOT, R. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences*, 1999. Disponível em: <<http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Terrain+Ruggedness+Index+Quantifies+Topographic+Heterogeneity#0>>. Acesso em: 15 set. 2014.

RILEY, S.; DEGLORIA, S.; ELLIOT, R. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *intermountain Journal of sciences*, 1999. Disponível em: <<http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Terrain+Ruggedness+Index+Quantifies+Topographic+Heterogeneity#0>>. Acesso em: 15/9/2014.

RUELLAN, A. (1974) Différentiations pédologiques et géochimiques dans les paysages africains tropicaux et méditerranéens: la pédogenèse latérale remontante. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE CIÊNCIA DO SOLO, 10., Moscou, 1974. Pré-print. 5 p

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 4, p. 469–478, 2004.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; SILVA BORGES, M. DA; et al. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, n. 8, p. 901–910, 2003.

SALGADO, A.A.R. et al. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from *in situ*-produced ^{10}Be concentration in river sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 39, n. July 2013, p. 311–319, 2014.

SALGADO, A.A.R. et al. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and *in situ*-produced cosmogenic ^{10}Be . *Journal of Geochemical Exploration*, v. 88, p. 313–317, 2006.

SALGADO, A.A.R. et al. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 52, p. 317–323, 2008.

SALGADO, A.A.R. et al. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the *in situ* produced cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Process and Landforms*, 32 (6): 905–11, 2007.

SALOMÃO, F.X.T. **Processos erosivos lineares em Bauru**: regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural. São Paulo, 1994. 200 p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Departamento de Geografia da FFLCH, Universidade de São Paulo.

SANTANA, M. **A Avaliação dos fatores responsáveis pela fragilidade dos solos à erosão na região de Marília**. 1 v. Dissertação (Mestrado), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo (1991) .

SANTOS, L. C. J. **Pedogênese no topo do platô de Bauru (SP)**: o caso da bacia do córrego da Ponte Preta. 2000. Tese (Doutorado em Geografia) – FFLCH, Universidade de São Paulo.

SANTOS, L. J. C. **Estudo morfológico da Topossequência da Pousada da Esperança, em Bauru, SP:** subsídio para a compreensão da gênese, evolução e comportamento atual dos solos. São Paulo, 2 vol. São Paulo, 71 p. (Dissertação-Mestrado), Departamento de Geografia-FFLCH-USP. 1995.

SANTOS, L.; CASTRO, S. Lamelas (bandas onduladas) em argissolo vermelho-amarelo como indicadores da evolução do relevo: o caso das colinas médias do Platô de Bauru (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 43–64, 2010. Disponível em: <<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/59>>. Acesso em: 15 set. 2014.

SANTOS, L.C.J. **Estudo morfológico da topossequência da Pousada da Esperança, Bauru, SP:** subsídios para a compreensão da gênese, evolução e comportamento atual dos solos. 1995. Dissertação (Mestrado em Geografia) – FFLCH, Universidade de São Paulo.

SANTOS, M. L. dos. **Estratigrafia e evolução do sistema siliciclástico do rio Paraná no seu curso superior:** ênfase à arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e processos sedimentares. Porto Alegre, RS, 1997, 145p. (Tese de Doutorado) – IG UFRGS.

SANTOS, M.L. **Estratigrafia e evolução do sistema siliciclástico do Rio Paraná no seu curso superior:** ênfase à arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e processos sedimentares. Porto Alegre, RS, 1997. 145f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology.** Cambridge: Cambridge University, 2007.

SCHALLER, M. et al. A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ¹⁰Be in Middle European river terraces. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 204, p. 307–320, 2002.

SCHALLER, M. et al. Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nucleides in European river sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 188, p. 441-58, 2001.

SCHALLER, M.; BLANCKENBURG, F. VON; HOVIUS, N.; KUBIK, P. W. Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nucleides in European river sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 188, p. 441–458, 2001.

SCHOLL, N. **Function of soils for human societies and environment.** London: Geological Society, 2008.

SCHUMM, S.A. **The fluvial system.** New York: Wiley, 1977.

SCHUMM, S.A.; DUMONT, J.F.; HOLBROOK, J.M. Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.

SIAME, L.L.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L. Les nucléides cosmogéniques produits *in situ*: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. **Bull. Soc. Géol. France**, 171(4): 383-396, 2000.

SILVERMAN, B.W. Density estimation for statistics and data analysis. London: Chapman & Hall, 1986.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, 1976.

SOIL SURVEY STAFF. Soil classification: a comprehensive system, 7th approximation. Washington D.C., USDA. **Soil Cons. Service**, 265p, 1960.

SOUZA FILHO EE. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guairá (PR)**. São Paulo, SP, 1993. 180f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo.

SOUZA FILHO, E. E. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guairá (PR)**. São Paulo, 1993, 214p. (Tese de Doutorado) - IG- USP.

STEVAUX, J. C. (1993). **O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. São Paulo, 1993, 235p. (Tese de Doutorado) - IG- USP.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 73–85, 2000. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1040618200000239>>.

STONE, J.O. Air pressure and cosmogenic isotope production. **Journal of Geophysics Research**, 2000, 105(B10): 23753-23759.

STOOPS, G.; JONGERIUS, A. PROPOSAL FOR A MICROMORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF SOIL Since this is the first paper in a series dealing with proposals for a classification of the microscopic characteristics of soil materials , it might be useful first to explain some basic concepts. , v. 13, p. 189–199, 1975.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 63, p. 923-38, 1952.

STRAHLER, A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. New Haven: Transactions: **American Geophysical Union**, 1957. v.38. p. 913-920.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher, 2003, 400 p.

SULLIVAN, C. et al. **Cosmogenic erosion rates and landscape evolution of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachian Mountains**. Colorado: Geological Society of America, 2007.

TRICART, J. Morfogênese e pedogênese. Campinas. **Notícia Geomorfológica**, v. 8 p. 5-18, 1968.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto Topodata. XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO (SBSR), 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 1-8. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00018-8. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/10.29.11.41/doc/3595.pdf>>. Acesso em 21 ago. 2010.

VAN DER BEEK, P., SUMMERFIELD, M.A., Braun, J., Brown, R.W., Fleming, A., 2002. Modelling postbreakup landscape development and denudational history across the south- east African (Drakensberg Escarpment) margin. **Journal of Geophysics Research** 107 (B12), 2351.

VANACKER, V. et al. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 253, p. 402-14, 2007.

VANCE, D. et al. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 206, p. 273-88, 2003.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR., H. A. Estudo da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da

mensuração das taxas de erosão (^{10}Be) e da pedogênese. *Revista brasileira de Ciências do Solo*, v. 33, p. 1409-1425, 2009.

Vasconcelos, P.M., Conroy, M., 2003. Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald River valley, NW Queensland, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2913–2930.

VIDAL-TORRADO, P. et al. Pedogênese em uma seqüência latossolo-podzólica na borda de um platô na Depressão Periférica Paulista. **R. Bras. Ci. Solo**, 23:909-21, 1999.

VIDAL-TORRADO, P.; LEPSCH, I.F.; CASTRO, S.S. Conceitos e aplicações das relações pedologia-geomorfologia em regiões tropicais úmidas. **Tópicos Ciência do Solo**, v. 4, n. 2, p. 145–192, 2005.

WATEREN, F.M. VAN DER; DUNAI, T. J. Late Neogene passive margin denudation history – Cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. **Global and Planetary Change**, v. 30, p. 271–307, 2001.