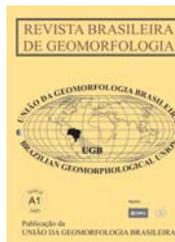




www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 14, n° 4 (2013)



ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS APLICADOS A ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA ZONA DE FALHA DO RIO ALONZO – PR GEOMORPHOLOGICAL INDEX APPLIED MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS IN RIO ALONZO FAULT ZONE – PR

Edivando Vitor do Couto

Departamento Acadêmico de Ambiental da Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campus Campo Mourão. Via Rosalina Maria dos Santos, 1233 CEP 87301-899 Caixa Postal: 271 Campo Mourão - PR – Brasil
E-mail: edivandocouto@gmail.com

Edison Fortes

Departamento de Geografia da Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas Letras e Artes, Departamento de Geografia. Av. Colombo, 5790. Zona 07. CEP: 87020-900 - Maringá, PR - Brasil
E-mail: edison-fortes@hotmail.com

José Hilário Delconte Ferreira

Departamento Acadêmico de Ambiental da Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Campus Campo Mourão. Via Rosalina Maria dos Santos, 1233 CEP 87301-899 Caixa Postal: 271 Campo Mourão - PR – Brasil
E-mail: jferreira@utfpr.edu.br

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
22/06/2012

Data de Aprovação:
05/12/2013

Palavras-chave:

Morfotectônica, bacia do rio Alonzo, rede de drenagem, morfometria.

Keywords:

morphotectonic, Alonzo river basin, drainage system, morphometrics.

Resumo

O presente trabalho investiga a influência morfoestrutural e morfotectônica no arranjo das drenagens da zona de falha rio Alonzo. Para tanto, utiliza-se, principalmente, de análises de índices geomorfológicos da rede de drenagem. A metodologia aplicada fundamentou-se na integração de dados *Shuttle Radar Topography Mission* SRTM e nas variáveis morfométricas em ambiente de Sistema de Informação Geográfica SIG. A fim de obter parâmetros de análise de anomalias geomórficas e controles estruturais, a identificação e a vetorização das feições foram pautadas em interpretação visual e pela comparação entre índices morfométricos, tais como: Fator de Simetria Topografia Transversal, Assimetria de Bacias de Drenagens e Índices RDE (Relação Declividade Extensão). O rio Alonzo drena uma área de aproximadamente 2620 km², possui uma extensão de 171 km, desde sua nascente, no município de Ortigueira, até a sua foz, nas proximidades do município de Grandes Rios. As altitudes variam de 1000 m a 380 m, representando uma amplitude de 620 m. O rio encontra-se, em sua maior parte, ajustado às falhas e fraturas, sendo diferenciados dois trechos em ascensão (convexo) e em subsidência (côncavo).

Abstract

This paper investigates the influence morphostructural morphotectonic and the arrangement of drainages Alonzo River fault zone. To do so, it uses mainly geomorphological analysis of indices of the drainage network. The methodology was based on data integration Shuttle Radar Topography Mission SRTM and morphometric variables in the environment of geographical information system GIS. In order to obtain parameters geomorphic analysis of anomalies and structural controls, identification and vectorization of the features were guided by visual interpretation and the comparison between morphometric indices, such as Factor Symmetry Surveying Section, Asymmetric Drainage Basins and Indexes RDE (relationship Slope Extension). Alonzo The river drains an area of approximately 2620 km², has a length of 171 km from its source in the municipality of Ortigueira, to its mouth, near the city of Great Rivers. The altitude ranges from 1000 m to 380 m, representing a range of 620 m. The river is, for the most part, adjusted faults and fractures, and two different sections on the rise (convex) and subsidence (concave).

Introdução

É crescente o número de pesquisas em geomorfologia envolvendo análise morfoestrutural da rede de drenagem como importante elemento da evolução geomorfológica das paisagens, principalmente abordagens atuais envolvendo aspectos morfotectônicos, Iriondo; Suguio, (1987); Mantelli; Rossetti, (2009); Maia; Bezerra (2012) Hartwig; Riccomini, (2012); Berrocal *et al.*, (1984); Salvador; Riccomini, (1995); Saadi, (1991; 1993); Hasui, (1991); Salamuni *et al.*, (2009); Couto *et al.*, (2011 a, b).

Classicamente, os métodos de investigação em geomorfologia estrutural procuram avaliar o conjunto das drenagens como elemento principal a responder as alterações crustais. A rede de drenagem é um importante elemento geomorfológico, pois sua geometria pode dar suporte ao entendimento dos processos geomorfológicos regionais, visto que a drenagem é um elemento sujeito às alterações recentes do substrato, mesmo que pequenas em escala e intensidade (SCHUMM, 1993). Nessa perspectiva, são levadas em consideração: a rede de drenagem, os padrões dos canais fluviais, as capturas de drenagens, as formas das nascentes, a assimetria das bacias e a assimetria dos depósitos fluviais. Entre muitos outros métodos empregados conforme metodologia apresentada por Keller; Pinter (2002); Cox (1994); Hare; Gardner (1985); e Etchebehere *et al.*, (2004).

A análise geomorfológica quantitativa da paisagem utilizando vários índices geomorfológicos é útil para a determinação do comportamento, padrão e tendência das modificações. A utilidade desses índices se aplica para avaliação de grandes áreas que impõem principalmente dificuldades de acesso (JOSHI *et al.*, 2013).

As detecções dos controles morfotectônicos podem ser úteis na identificação geomórfica de diferentes segmentos estruturais bem como estimar áreas mais afetadas, para isso se faz importante em um estudo detalhado das anomalias de drenagem justamente com índices geomorfológicos JOSHI *et al.*, (2013); Štěpančíková *et al.*, (2008); Etchebehere *et al.*, (2004); Andrades Filho; Rossetti (2012); Martinez *et al.*, (2011) Cox (1994); Keller e Pinter (2002); Hare e Gardner (1985); Salamuni *et al.*, (2008).

Inserido nesse contexto a presente pesquisa busca avaliar as anomalias de drenagem e de relevo utilizando-se de técnicas de geoprocessamento aliadas aos dados de sensoriamento remoto da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), para a zona de falha do rio Alonzo, que engloba a bacia hidrográfica do referido rio. Esta área de estudo encontra-se no contexto de

borda de planaltos, representados pelo Segundo e Terceiro Planalto paraense, os quais constituem importantes unidades fisiográficas do Estado do Paraná, situado no sul do Brasil (Figura 1).

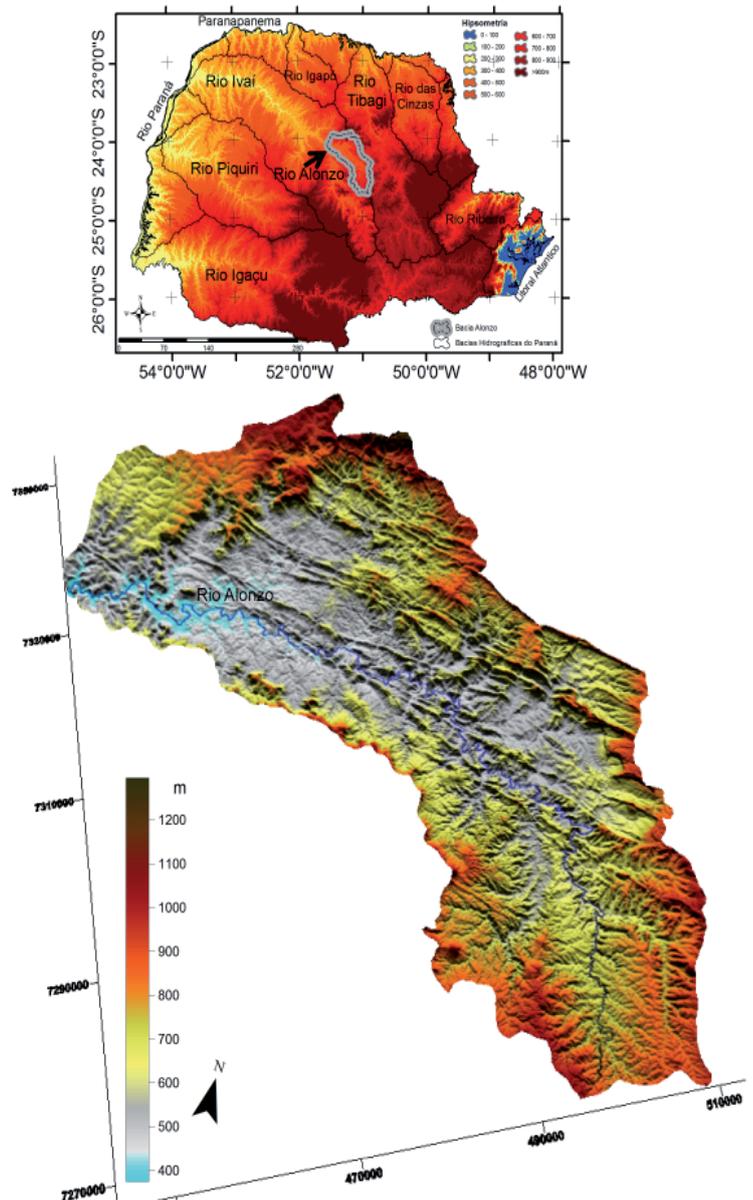


Figura 1 – Mapa de localização da área da bacia hidrográfica do rio Alonzo.

O sistema de drenagem do rio Alonzo, possui o canal com cerca de 171 km de extensão, afluente da margem direita do rio Ivaí, drena uma área de aproximadamente 2.620km². O rio principal corre longo trecho encaixado na zona de falha do Alonzo. Esta zona de falha apresenta os traços de lineamentos mais contínuos, com altas concentrações de diques

e alinhamentos que são facilmente identificados nos dados topográficos SRTM como longas cristas (Figura 1), podendo ser agrupados em zonas de falha NW-SE. Estas estruturas são bem marcadas em rochas sedimentares das formações Paleozóicas, com alinhamentos que chegam ultrapassar 50 km de comprimento em direção à cobertura de basalto e coincidem com a área de Alinhamento do rio Alonzo.

Aspectos Geológicos e Geomorfológicos

O Estado do Paraná possui relevo representado por uma sucessão de planaltos, formando uma seqüência de patamares que inclinam suavemente para Oeste acompanhando o mergulho das formações geológicas da Bacia Sedimentar do Paraná Maak, (1948); Camolezi *et al.*, (2012), Fortes *et al.*, (2008), Couto *et al.*, (2011a).

As transições entre esses planaltos são distintas por relevos altamente escarpados, como a Escarpa da Serra Geral, também denominada localmente de Serra do Cadeado e da Bufadeira. As morfoestruturas da borda planáltica limítrofe do Segundo com o Terceiro Planalto paranaense encontram-se associadas a unidades litológicas aflorantes (Figura 1 e 2) e por estruturas tectônicas como falhas, juntas e diques.

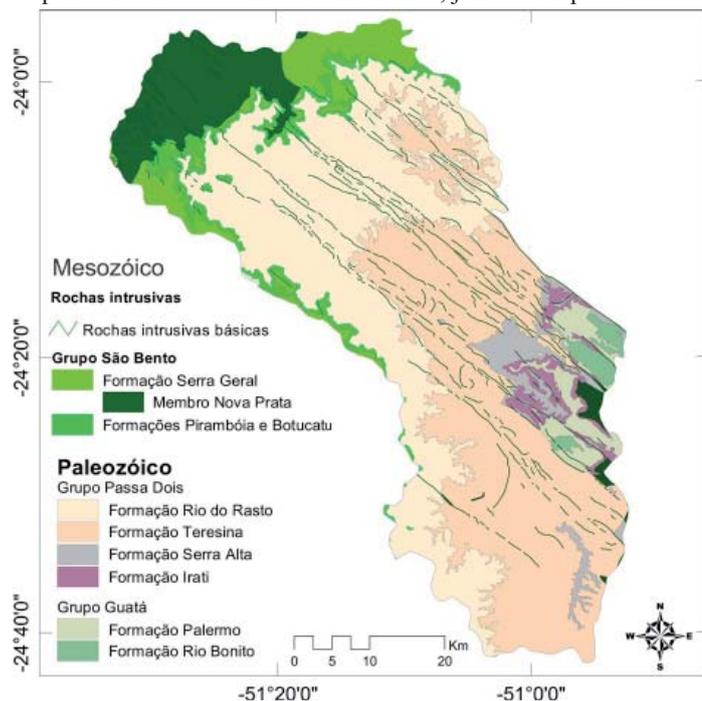


Figura 2 – Mapa Geológico da bacia hidrográfica do rio Alonzo. Modificado de Mineropar (2001)

No contexto geológico a área de estudo está inserida na Bacia Sedimentar do Paraná e o arcabouço estratigráfico é composto, da base para o topo, são: Grupo Guatá, Passa Dois e São Bento que serão resumidamente descritas na seqüência (Figura 2).

O Grupo Guatá agrupa os siltitos e arenitos das Formações Rio Bonito (Permiano Médio) e Palermo (Permiano Médio). A Formação Rio Bonito é composta por arenitos, siltitos e folhelhos, contendo localmente camadas de carvão e calcário. A Formação Palermo consiste principalmente por siltitos arenosos, localmente ocorrem arenitos finos a médios no topo da unidade (MINEROPAR, 2002).

O Grupo Passa Dois, compreende as Formações Irati (Permiano Médio), Serra Alta (Permiano Médio), Teresina (Permiano Superior) e Rio do Rasto (Permiano Superior), estando todas estas unidades muito bem representadas em afloramentos, presentes na área de estudo.

A Formação Irati é composta por folhelhos negros, por vezes betuminosos,ossilíferos, intercalados com dolomitos e calcários, já a Formação Serra Alta é composta por argilitos, folhelhos e siltitos,ossilíferos e escuros. A Formação Teresina é composta por siltitos e arenitos muito finos intercalados, e calcáriosossilíferos subordinados. Formação Rio do Rasto é composto por siltitos de cores azuladas, acinzentadas e esverdeadas, com intercalações de argilitos, arenitos finos e níveis carbonáticos (MINEROPAR, op cit).

O Grupo São Bento compreende as Formações Botucatu/Piramboia (Jurássico - Triássico), e Serra Geral (Neocretácico). Os arenitos da Formação Piramboia são compostos por arenitos médios a muito finos, bimodais. Na base ocorrem associados a argilas e no topo apresentam-se mais grossos e por vezes conglomeráticos. Ambiente transicional fluvio-lacustre/eólico. Já os arenitos da Formação Botucatu compõem-se de arenitos finos a médios, bimodais, com níveis argilosos e conglomeráticos subordinados (STRUGALE, 2004). Ambas as formações são de difícil diferenciação em campo.

A Formação Serra Geral que ocupa o topo da coluna estratigráfica na região estudada, e é representada por basaltos e alguns estratos de dacitos porfiríticos resultantes de vulcanismo fissural encontrados principalmente na região de Grandes Rios. Os basaltos são negros, afaníticos ou equigranulares muito finos; quando alterados apresentam cor cinza e esfoliação esferoidal. Já os dacitos porfiríticos possuem matriz afanítica de cor cinza escuro com fenocristais subédricos milimétricos (eventualmente centimétricos) de plagioclásio, além de serem mais resistentes à erosão do que os basaltos, talvez em função de seu aspecto menos fraturado (STRUGALE, 2004). É comum a ocorrência de camadas de arenitos eólicos intercaladas aos basaltos, denominadas arenitos *intertrapp* (MAACK, 1981), as quais atestam o caráter de continuidade da “sedimentação Botucatu” durante o “vulcanismo Serra Geral” e assim sua estreita relação temporal.

Por toda área afloram diques com dimensões que variam de alguns metros a centenas de metros, apresentam rochas máficas e secundariamente félsicas de granulação média a grossa. (STRUGALE et al, 2004).

No seu contexto geoestrutural, a bacia do rio Alonzo relaciona-se com o Alinhamento do Rio Alonzo (FERREIRA, 1982), o qual compõe parte do flanco NW do Arco de Ponta Grossa. Em relação às faixas estruturais (SOARES *et al.*, 1982), elas estão localizadas inteiramente na faixa MI-5 (Pirai do Sul – Curiúva), com direção N45W (STRUGALE, 2002).

As análises estruturais, até o momento aplicadas, indicam registros de dois eventos deformacionais rúpteis, D1 e D2 (STRUGALE, 2002), os quais se relacionam a regimes tectônicos extensional e transtensional, respectivamente. O primeiro iniciou por controlar a intrusão do enxame de diques Eocretáceos do Arco de Ponta Grossa e, a partir de então, desenvolveu deformação progressiva com a geração de falhas rúpteis descontínuas. O segundo, de provável idade Neocretácica a Paleógeno/Neógeno, promoveu importantes reativações nas paredes dos diques e a formação de bandas de deformação nos arenitos. Esse segundo evento pode ter perdurado por mais tempo dentro do Neógeno e provocado, assim, deformações nas superfícies locais.

Trabalhos recentes têm apontado para indicativos de neotectônica e o controle estrutural no desenvolvimento e na evolução da paisagem na área de confluência entre os rios Alonzo e Ivaí, carta de Faxinal Couto *et al.*, (2011a, b); Fortes *et al.*, (2009); Manieri, (2010); Camolezi *et al.*, (2012).

Materiais e métodos

Foi elaborado um banco de dados de forma digitalizada em ambiente SIG foi utilizado, o *software*: “*SPRING*®”, versão 5, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) o sistema de projeção utilizado foi UTM e *datum* horizontal WGS1984.

A base de dados empregada nesta pesquisa inclui os seguintes produtos de sensoriamento remoto:

- Dados SRTM, reamostrados com resolução espacial de 30 m, processados com algoritmos que representem diferentes variáveis morfométricas, obtidos do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005), disponível no endereço eletrônico: <<http://www.dpi.inpe.br/topodata>>.

- Cenas LANDSAT 5 TM de 29/10/2009 ponto 222 órbita 077 bandas 1,2,3,4,5 e 7, obtidos do catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, disponível no endereço eletrônico: <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>>.

A análise foi complementada com: a) informações cartográficas disponíveis nas folhas: Faxinal-S (SG.22-V-B-III-1) e Bairro dos Françaes (SG.22-V-B-III-2), fornecidas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Exército brasileiro – Ministério da Defesa, e as folhas Rio Bom (SF.22-Y-D-VI-3) e Mauá da Serra (SF.22-Y-D-VI-4), fornecidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE); b) mapa geológico produzido pela MINEROPAR (Minerais Do Paraná S/A) na escala 1:250.000 (MINEROPAR, 2002).

Análise do Terreno

Foram realizadas análises do terreno por meio de dados SRTM, elaborados mapas hipsométrico, de declividade, aspecto, os perfis topográficos e perfis longitudinais dos rios.

Perfis topográficos transversais foram obtidos do DEM para visualizar as características morfoestruturais. Perfis longitudinais dos canais de drenagem 24 sub-bacias hidrográficas localizadas na área de estudo da Zona de Falha do rio Alonzo também foram obtidos.

O mapa de declividade e de aspecto foram gerados a partir do DEM em *SPRING* 5. Análise DEM auxiliou na análise dos atributos relacionados com elevação de uma área de zona de falha (MENGES, 1990; DUNCAN *et al.*, 2003; JOSHI *et al* 2013; CAMOLEZI *et al.*, 2012).

As imagens sombreadas em variados exaeros de relevo, azimutes de iluminação e elevações auxilia no estudo da topografia regional e características estruturais para identificação e traçado de lineamentos (MENGES, 1990; DUNCAN *et al.*, 2003; HOOPER *et al.*, 2003; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2012; JOSHI *et al.*, 2013; CAMOLEZI *et al.*, 2012).

Índices Geomorfológicos

Foram calculados os índices geomorfológicas sensíveis à tectônica ativa e ou reativada (KELLER; PINTER, 2002) para detecção de áreas anômalas que indicassem a participação da morfotectônica no modelado do relevo. Para isso, foi utilizada a rede de drenagem como ponto principal das análises, pois, de acordo com Schumm *et al.* (2000), a rede de drenagem modifica seu curso e se adapta às novas formas, de modo a apresentar padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo. Foram calculados Índice Relação Declividade – Extensão – RDE, Fator de Assimetria da Bacia (FAB) e Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT).

Índice Relação Declividade – Extensão – RDE (*SI Index* ou *Hack Index*):

Conhecido na literatura internacional como *SL Index* (Relação *Slope vs. Length*), o RDE é utilizado como forma de detecção de possíveis deformações tectônicas. Utilizando-se de parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal da drenagem, esse índice constitui um indicador sensível a mudanças na declividade de um canal fluvial.

Assim, as anomalias de drenagem podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica Hack (1973); Štěpančíková *et al.*, (2008) JOSHI *et al.*, (2013); Etchebehere *et al.*, (2004); Fujita *et al.*, (2011); Martinez *et al.*, (2011), entre outros.

Os valores compreendidos entre os limiares 1 e 10 correspondem a anomalias de segunda ordem, já os valores

superiores a 10 a anomalias de primeira ordem. O cálculo é dado pela seguinte fórmula:

$$\text{RDE total} = (\text{DH}/\text{Lg L}) \quad (1)$$

$$\text{RDE trecho} = (\text{Dh}/\text{Dl}) \cdot \text{L} \quad (2)$$

(1) 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 sua foz; Lg L é o logaritmo natural da extensão total do curso da água.

(2) Onde, Dh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso da 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 da água a montante do ponto para o qual o índice RDE (relação declividade extensão) está sendo calculado.

Fator de Assimetria da Bacia (FAB):

A assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu rio principal, perpendicularmente à direção de seu eixo. É um modo de avaliar a existência de inclinações tectônicas em escala de uma bacia de drenagem e pode ser aplicado em áreas relativamente extensas Cox (1994); Keller; Pinter (2002); Hare; Gardner (1985); Salamuni *et al.*, (2008), entre outros. O cálculo é dado pela seguinte fórmula:

$$\text{Af} = 100 (\text{Ar}/\text{At}) \quad (3)$$

(3) A expressão Ar é a medida da área de toda porção direita da bacia e At corresponde à medida da área total da bacia de drenagem.

Quando o índice resultante possui valor muito próximo ou igual a 50, a bacia possui condições estáveis. No entanto, um resultante abaixo ou acima de 50 pode ocorrer devido à mudança de inclinação do terreno resultante de atividade tectônica ou por erosão diferencial de controle estrutural litológico. Podem ser atribuídos valores de limiar absolutos para avaliar a assimetria. Os valores de Af muito altos ou muito baixos podem indicar, respectivamente, basculamento à esquerda ou à direita da bacia hidrográfica.

Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT):

Fator de Simetria Topográfica Transversal é baseado na migração preferencial do canal e caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal. Quando não há alteração do perfil topográfico, T é próximo a zero, enquanto a assimetria cresce na medida em que os valores de T se aproximam de 1 ao canal. Hare; Gardner (1985); Salamuni *et al.*, (2008), entre outros.

$$\text{T} = \text{Da}/\text{Dd} \quad (4)$$

(4) Onde, Da corresponde à distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo, e Dd à distância da linha média da bacia ao divisor da bacia.

Resultados e discussão

Análise Morfotectônica do Terreno

A mudança abrupta na encosta, no setor NW da bacia, é marcante na paisagem, é a linha de Escarpa da Serra do Cadeado (Figura 3), corresponde aos segmentos de rupturas de declives acima de 30° na periferia do *front* da escarpa, mudanças abruptas de declividade também são visualizadas nas encostas das cristas de diques alinhados preferencialmente a NW entre os diques com valores inferiores de declividade variando a valores de 1° a 6°.

Os baixos valores de declividade abaixo da escarpa correspondem às áreas de extensas coberturas detriticas intercaladas por grandes blocos de matacões chegando até 3m de altura. Camolezi *et al.*, (2012), Maniere, (2010) e Santos, (2010) mapearam extensos leques de deposição fluviais nos sopés das escarpas marcados inúmeras facetas triangulares e trapezoidais.

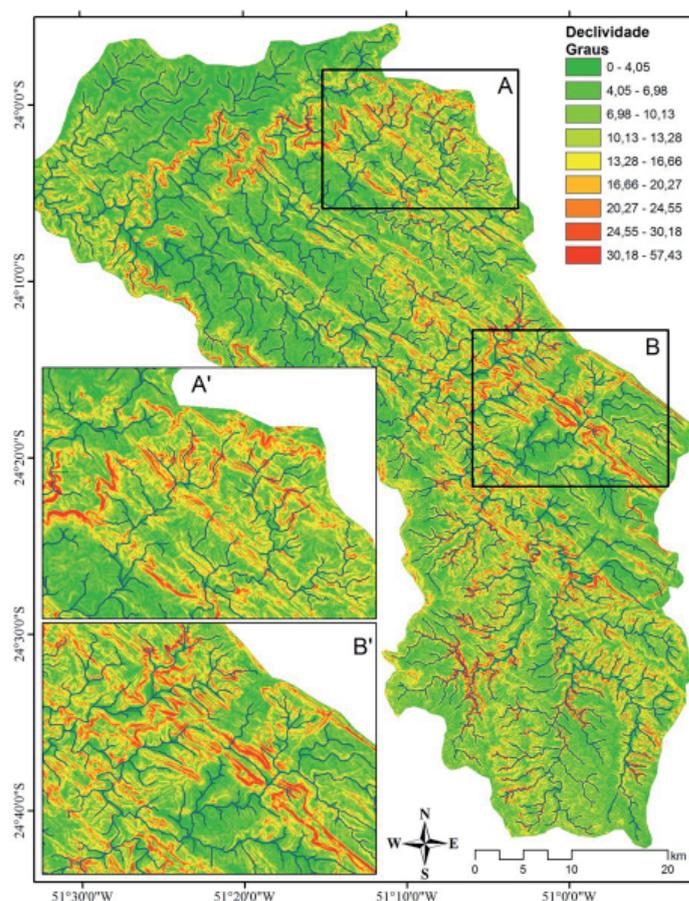


Figura 3 – Mapa de declividade da área de estudo. Os valores estão em graus de inclinação. Os quadrantes indicam os longos alinhamentos de drenagem encaixados em zonas onde as drenagens rompem com os diques atravessando-os.

O mapa de direção das vertentes, aspecto do terreno, (Figura 4), mostra que a maioria dos direcionamentos são preferenciais NE, que controlam o relevo. Ocorre para esses alinhamentos quebra no direcionamento preferencial das vertentes estando por toda área da bacia alinhamentos que evidenciam essas mudanças.

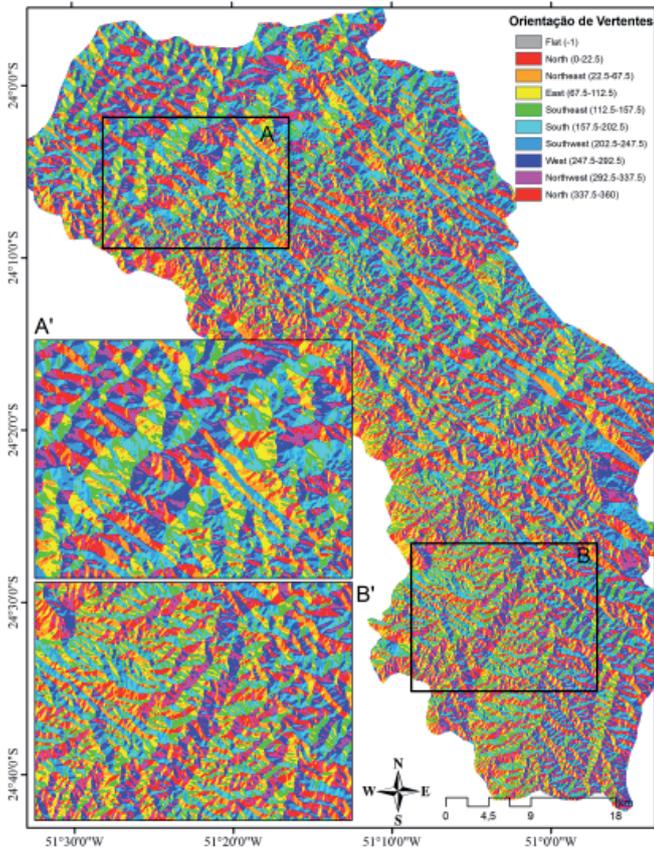


Figura 4 – Mapa aspecto da área de estudo. Observe os quadrantes que indicam os longos alinhamentos com mudanças abruptas nas cores dos pixels indicando controle estrutural no relevo.

Análise dos Perfis Topográficos

Os perfis topográficos transversais da área de estudo destaca o relevo altamente variável em todos os setores e mostra contrastes em elevação entre os segmentos. A secção transversal I – I' (Figuras 5 e 6) atravessa os Blocos B, C e D, que representam os três principais blocos morfoestruturais da área estudada.

O bloco B corresponde à escarpa da Serra do Cadeado (Escarpa Triásico - Jurássica), que consiste nas maiores altitudes da área, no topo acima de 900 metros predominam as rochas basálticas da Formação Serra Geral. Nesse bloco em alguns vales afloram a Formação Botucatu/Pirambaia, bem como no *Front* da escarpa é embasada por essa litologia com, arenitos de aspecto silicificados, entre 900 a 750 metros, abaixo aflora os arenitos da Formação Rio do Rastro.

A transição do Bloco B para o Bloco C é marcante o processo de subsidência do vale do rio Alonzo (Figura 6 secção transversal I – I'), com uma diferença altimétrica de 350 metros de forma abrupta, a porção NE desse Bloco apresenta-se mais dissecada, colocando em evidência cristas retilíneas de diques de diabásio muito abundantes nessa área, e que na porção NW ficam menos evidente, pois estão sobrepostos pelos basaltos da Formação Serra Geral (ZALÁN *et al.*, 1990).

A secção transversal II – II' atravessa os blocos A e C. O bloco A apresenta excentricidades, composto em sua totalidade por rochas máficas e ácidas da Formação Serra Geral – Membro Nova Prata, apresenta diferenças altimétricas sendo os pontos

mais altos dessa secção não ultrapassa 800 metros, trata-se da porção menos elevada da Serra do Cadeado, e é representante expressivo do Terceiro Planalto Paranaense, nesse setor desenvolvem-se extensas superfícies em platôs.

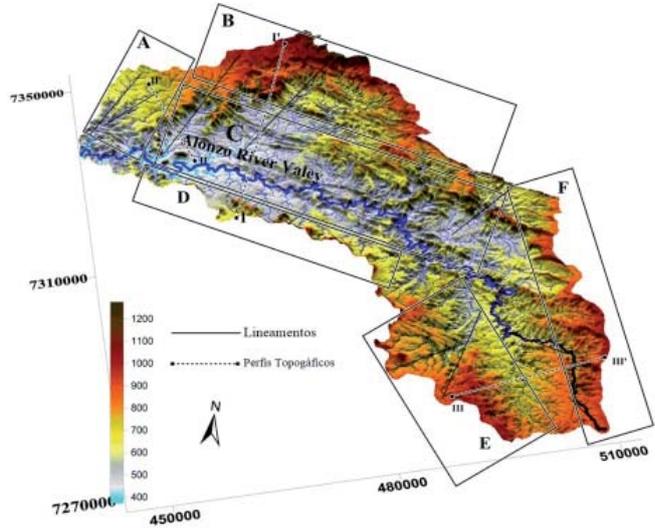


Figura 5 – Modelo de Elevação Digital do Terreno apresentando os sistemas de blocos tectônicos e localização dos perfis topográficos transversais da bacia hidrográfica do rio Alonzo.

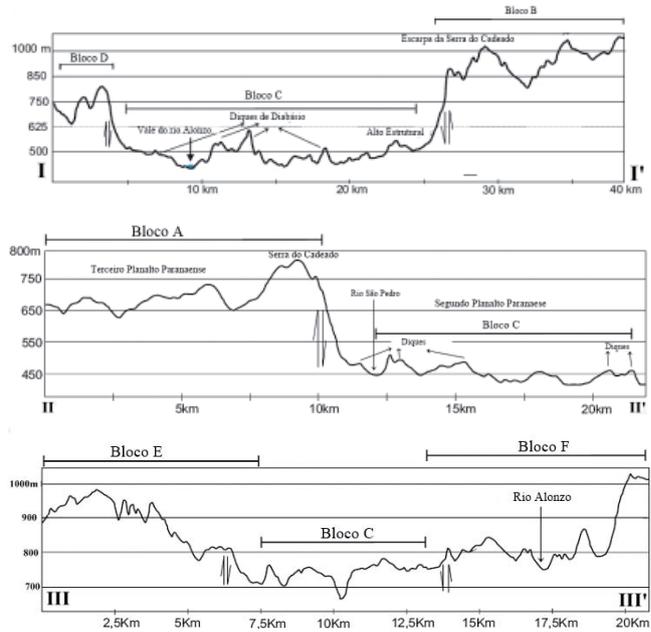


Figura 6 – Secção transversal I – I' apresentando os Blocos B, C e D. O Bloco B corresponde a Serra do Cadeado, relevo de altas altitudes acima de 750 m e elevado grau de dissecação, Bloco C representa o vale do rio Alonzo, com altitudes inferiores 450 m e com presença de extensos diques de diabásio. O bloco D representa o divisor esquerdo da bacia do rio Alonzo apresentando cotas altimétricas inferiores ao divisor direito, em média 750 m. Secção transversal II – II' apresentando os Blocos A e C. O Bloco A corresponde ao Terceiro Planalto Paranaense, aflora parte menos elevada da Serra do Cadeado em torno de 800 m, e Bloco C corresponde Segundo Planalto Paranaense destacando os exames de diques de diabásio. Secção transversal III – III' apresentando os Blocos C, E e F. Nessa secção o Bloco C não corresponde diretamente ao vale do rio Alonzo, embora apresente-se em zona mais rebaixada do relevo. O Bloco F corresponde ao vale do rio Alonzo, o Bloco E corresponde a área esquerda de interflúvio da bacia do Alonzo e destaca-se relevo fortemente dissecado.

As formas de relevo no Bloco A são colinas de topos alongados, essa característica mostra a importância dos derrames basálticos na configuração do relevo, cuja disposição horizontal e a resistência litológica representam os principais fatores controladores da morfologia colinosa atual e pretérita (COUTO et al, 2011 B).

A secção transversal III – III' atravessa os Blocos C, E e F e apresenta o mais complexo setor da bacia do rio Alonzo. Essa secção foi escolhida principalmente por atravessar uma área de anomalias de primeira ordem do índice RDE localizada no setor sul da bacia hidrográfica do rio Alonzo (Figura 7).

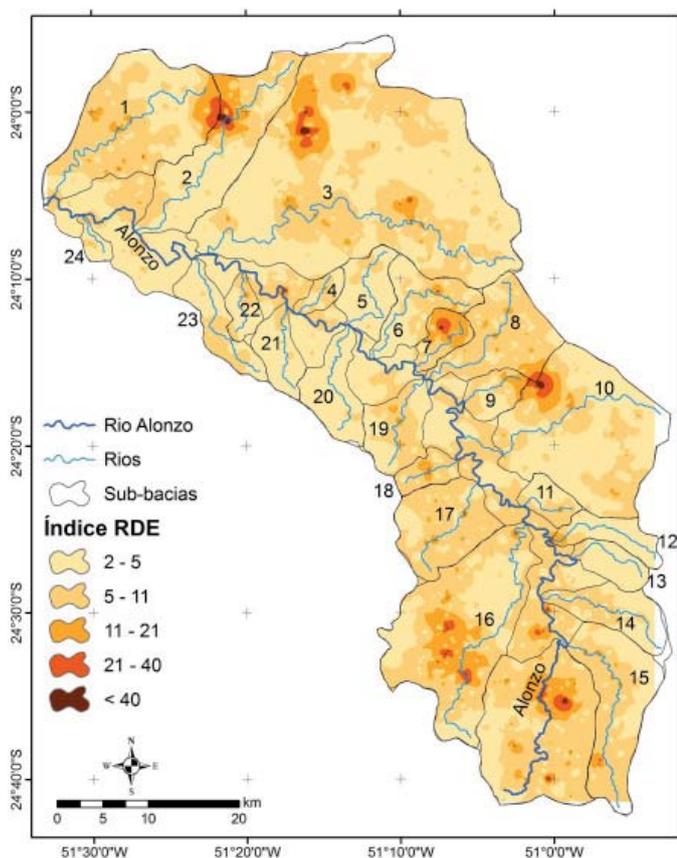


Figura 7 – Sub-bacias hidrográficas do rio Alonzo e zonas interpoladas do índice RDE ($RDE_{total} - RDE_{trecho}$) valores acima de 11 indicam anomalias de 1ª Ordem.

O bloco C nesse setor não corresponde diretamente ao vale do canal do rio Alonzo, esse Bloco apresenta características muito similares aos dos setores anteriores, todavia nessa porção a bacia corresponde integralmente aos arenitos da Formação Teresina com relevos fortemente dissecados, com drenagens entalhadas formando vales em V e profundos. O relevo é composto por elevações residuais sendo os afloramentos escassos, devido a exuberante floresta de eucaliptos

no município de Ortigueira e também pelas extensas áreas recobertas por colúvios.

A transição do Bloco C para o Bloco F é marcada por uma área soerguida e já em processos de entalhe do rio Alonzo em sua zona de cabeceira, o Bloco F conta com um extenso lineamento, área que controla cerca de 40 km do rio Alonzo conforme descrito anteriormente, nesse setor o perfil longitudinal do rio, apresenta-se acima da linha de melhor ajuste e em processo degradacional, (figura 8) é justamente o local onde a Formação Serra Alta apresenta-se aflorando.

Análise dos Perfis Longitudinais

A análise da rede de drenagem foi iniciada pela delimitação da bacia hidrográfica do rio Alonzo. Foram escolhidas apenas as sub-bacias com drenagens principais com mais de 6 km de comprimento do canal principal, cuja representatividade para fórmulas dos parâmetros morfométricos seria a mais adequada Etchebehere *et al.* (2004); Fujita *et al.*, (2011); Andrades Filho (2010). Foram analisadas, portanto, 24 sub-bacias (Figura 7, tabela 1).

Tabela 1: Relação número da sub-bacia e nome da drenagem principal que compõe a bacia hidrográfica do rio Alonzo.

NÚMERO DA BACIA	NOME DO RIO PRINCIPAL
BC 01	Rio Azul
BC 02	Rio São Pedro
BC 03	Rio Pereira
BC 04	Rio Fazenda Brasileira
BC 05	Arroio Lajeado
BC 06	Ribeirão Abugueiro
BC 07	Ribeirão Mirim
BC 08	Rio do Rosário
BC 09	Arroio Salteiro
BC 10	Rio Bonito
BC 11	Córrego Anta Fêmea
BC 12	Rio Novo
BC 13	Lajeado Liso
BC 14	Rio das Três Barras
BC 15	Córrego Barreiro Grande
BC 16	Rio da Faca
BC 17	Córrego Botocudos
BC 18	Rio da Estância Boa Vista
BC 19	Arroio dos Agua Doce
BC 20	Arroio Imbueiro
BC 21	Rio da Limeira
BC 22	Ribeirão da Limeira
BC 23	Ribeirão das Antas
BC 24	Água Grande

Uma avaliação geral da rede de drenagem da bacia do rio Alonzo aponta forte controle por lineamentos estruturais, o nível de base hidrográfica é dado pelo rio Alonzo, que ocupa posição axial, com cotas médias de 380 a 420 m.

O rio Alonzo possui uma extensão de 171 km, desde sua nascente, no município de Ortigueira, até sua foz, localizada nas proximidades do município de Grandes Rios. As altitudes variam de 1000 m a 380 m, representando uma amplitude de 620 m. O rio encontra-se, em sua maior parte, desajustado, sendo diferenciados dois trechos em ascensão (convexo) e em subsidência (côncavo) (Figura 8).

A análise do perfil longitudinal do rio Alonzo (Figura 8) mostra que ele apresenta, em seu trecho inicial até os primeiros 20 km, um soerguido de cerca de 500 m acima da linha de melhor ajuste. Também nesse trecho encontra-se sua maior anomalia do índice RDE trecho 11,18 (Figura 7 e 8).

Outro segmento do rio, a partir dos 160 km do início de seu trecho, apresenta-se abaixo da linha de melhor ajuste e com muitas quebras, as quais formam degraus ao longo do perfil. Na figura 8, o índice de RDE apresenta valores acima de 2, em todo o trecho sobre a Formação Rio do Rasto e Teresina. Nesses locais, o rio apresenta rupturas de declividades em forma de cachoeiras e corredeiras.

Por toda a área, observam-se sub-bacias com anomalias de primeira e segunda ordem, principalmente no alto e no baixo curso do rio (Figura 7). Esses dados são corroborados aos seus respectivos perfis longitudinais representados na Figura 9. Podem-se atribuir essas anomalias às áreas onde o canal atravessa as elevações de diques de diabásio, zonas mais resistentes e rochosas, formando cachoeiras e corredeiras de fundo rochoso.

A partir dos dados da figura 8 e tabela 2, observa-se que o rio Alonzo apresenta uma anomalia de primeira ordem com valor de 12 no trecho embasado pela formação Serra Alta. O Fator de Assimetria da Bacia do rio Alonzo é de 65. Os valores de FSTT das bacias são uma média referente aos vários trechos averiguados. Os valores obtidos para a bacia do rio Alonzo indicam um basculamento intermediário, com a ocorrência de valores mais elevados, ou mais anômalos, em áreas onde há coincidências com *trends* de lineamentos NE, nessas áreas, ocorrem feições que indicam anomalias na rede de drenagem, com valores de segunda e primeira ordem de RDE, no alto curso da bacia na porção NE (Figura 7 e 8).

Todas as sub-bacias de drenagens apresentam perfis longitudinais em desequilíbrio, com áreas de agradação e degradação (Figura 9), o que indica evidente instabilidade estrutural e mudanças nos níveis de base locais por soerguimentos de determinadas áreas, bem como por mudanças litológicas por contatos discordantes. Cabe salientar também a presença dos diques de diabásio, os quais controlam todo o sistema de drenagem da área, conforme já ressaltado por Couto *et al.*, (2011b).

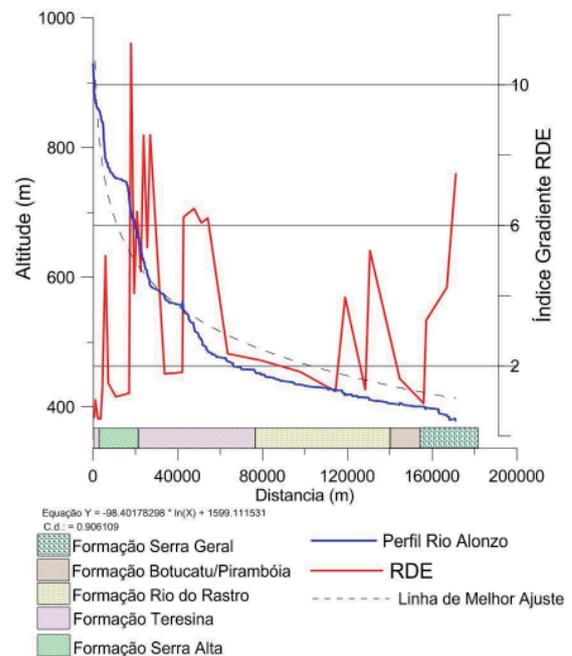


Figura 8 – Perfil Longitudinal do Rio Alonzo.

Tabela 2: Resumo das variáveis morfométricas do rio Alonzo e suas sub-bacias.

Drenagem	Extensão (Km)	Cota Cab.	Cota foz	Amplitude	FAB	FSTT
Rio Alonzo	171,43	926,61	369,8	556,81	65	0,23
BC 01	32,05	763,55	381,87	381,68	53	0,24
BC 02	46,55	959,15	390,33	568,28	55	0,19
BC 03	55,18	1074,82	405,77	669,05	23	0,89
BC 04	6,71	547,83	423,66	124,17	55	0,20
BC 05	14,94	665,64	433,9	231,74	46	0,30
BC 06	21,28	742,61	434,74	307,87	51	0,15
BC 07	9,22	659,86	434	225,86	61	0,25
BC 08	20,88	768,7	442,64	326,06	65	0,23
BC 09	8,46	642,38	445,39	196,99	67	0,22
BC 10	31,5	745,44	455,76	289,68	66	0,32
BC 11	7,12	583,12	477,08	106,05	31	0,62
BC 12	15,76	804,16	509,72	294,44	45	0,35
BC 13	10,5	758,77	531,87	226,9	25	0,80
BC 14	20,04	906,86	566,42	340,44	44	0,21
BC 15	28,91	907,31	583,93	323,38	42	0,58
BC 16	41,09	941,22	482,44	458,78	24	0,57
BC 17	15,69	793,7	467,53	326,17	40	0,31
BC 18	7,43	665,49	458,95	206,54	52	0,15
BC 19	14,65	636,95	442,88	194,07	46	0,12
BC 20	5,27	508,66	433,46	75,2	31	0,67
BC 21	16,56	642,54	433,41	209,14	33	0,42
BC 22	11,8	629,05	419,21	209,84	32	0,55
BC 23	8,8	517,65	412,65	105	56	0,13
BC 24	18,76	682,96	406,95	276,01	36	0,54

Todos os 24 perfis longitudinais exibem anomalias de segunda ordem (Figuras 7 e 9, tabela 1), e todos os 24 perfis apresentam altos valores de RDE, bruscas quedas de declives

e anomalias de primeira ordem acima de 12. Ao analisarmos a figura 7, os dados coincidem com a espacialização das zonas anômalas de drenagens. Além disso, os dados de campo, como falhas e rejeitos, confirmam as zonas anômalas.

A avaliação e a aplicação do método RDE para detec-

ção de anomalias de drenagens apresentaram três principais respostas para a bacia em questão: 1

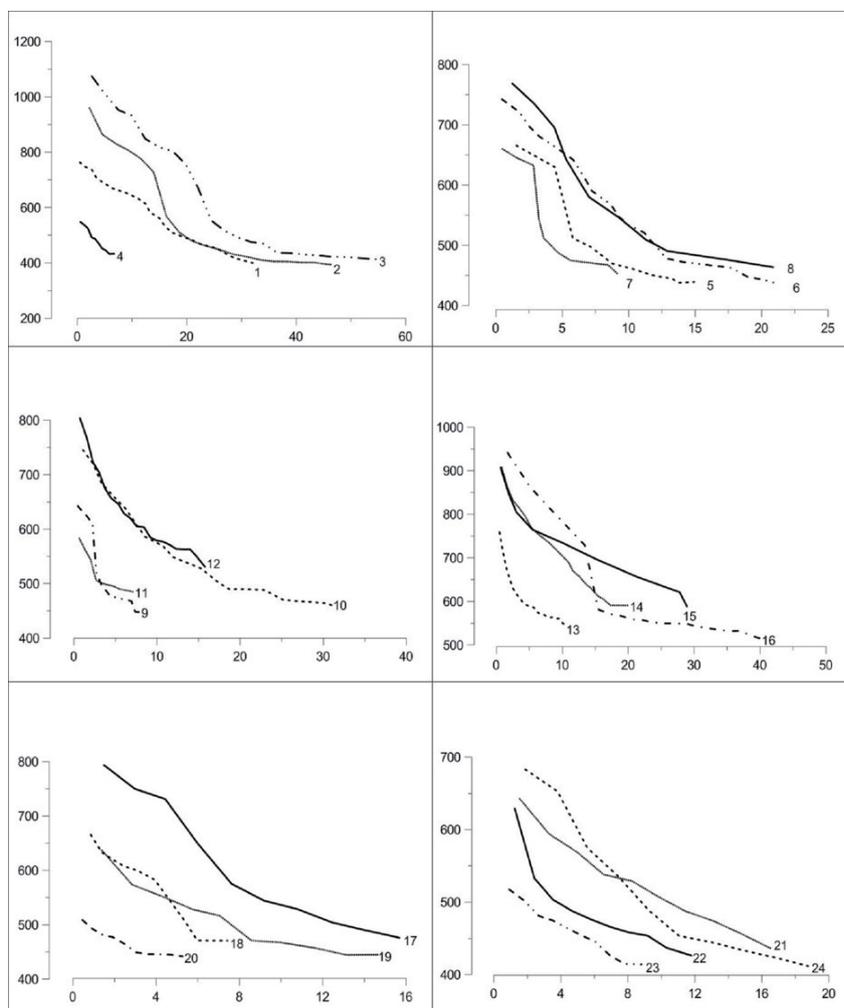


Figura 9 – Perfis longitudinais dos canais das sub-bacias de drenagem que configuram a bacia hidrográfica do rio Alonzo – escala vertical e horizontal em metros.

Análise dos Lineamentos

Foram mapeados 5.000 lineamentos estruturais, os quais correspondem a traços de falhas e juntas mapeados com base em produtos de Sensoriamento Remoto. As distribuições, tanto das frequências dos lineamentos, quanto dos comprimentos acumulados, para toda a bacia, indicam os seguintes grupos, em ordem decrescente de importância: N50-60W; N70-80W; N20-30E; N50-60E; 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, e as principais famílias de falhas, reconhe-

cidas em campo (figura 10).

As direções e comprimentos N40-60W 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 Jerônimo-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.

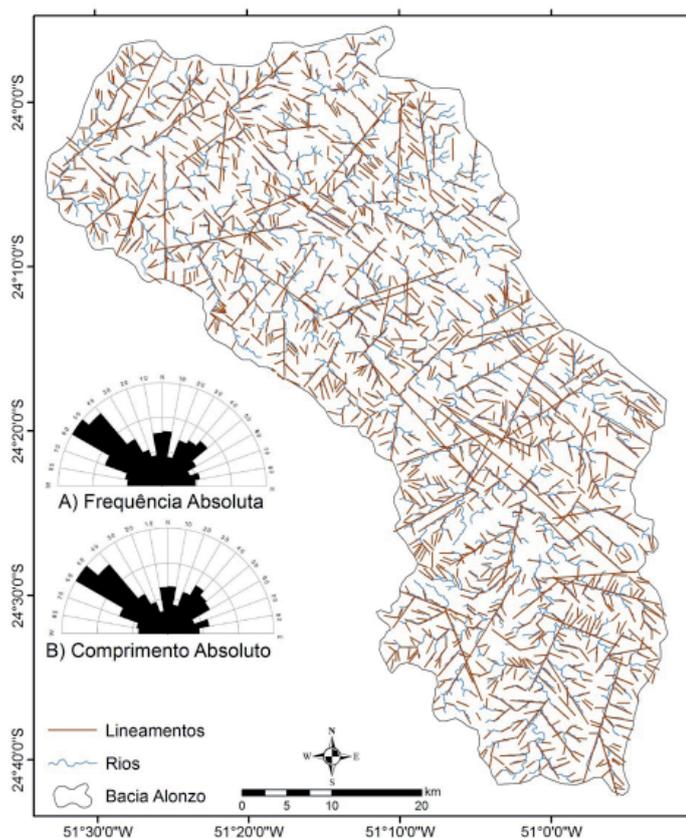


Figura 10 – Lineamentos estruturais obtidos para a bacia do rio Alonzo

Os traços de falhas e juntas de direção N40-60W apresentam forte representatividade na morfologia local, pois refletem estruturas positivas associadas a intrusões ígneas da Fm. Serra Geral. Essas intrusões formam corpos de geometria tabular e alongada, com cerca de 100 m de largura, que se destacam nos baixos topográficos em meio as litologias pelíticas mais friáveis das unidades permianas.

O segundo *trend* estrutural mais importante é de direção N20-60E, como observado nos diagramas de frequência e comprimento absoluto (Figura 10). São alinhamentos descontínuos, mas com alta frequência quase sempre segmentando os alinhamentos principais (N40-60W). Na área de estudo esses alinhamentos acompanham principalmente os canais de ordem menor.

Os lineamentos N-S apresentam traços curtos e descontínuos, porém bem espaçados entre si, denotando caráter de superposição em relação às demais direções. Essa direção ocorre segmentando os corpos intrusivos, podendo ser observados diques deslocados e relevos escalonados. A despeito de constituírem um *trend* secundário, os lineamentos N-S, podem também representar segmentos de canais e canais de primeira ordem de grandeza, denotando possível atividade neotectônica com influência nos relevos locais.

Santos (2010) observou forte controle dos lineamentos de direção N-S no desenvolvimento de escarpas e canyons do rio Bufadeira, localizado na parte nordeste da bacia do rio Alonzo.

Os lineamentos E-W são inexpressivos na área, conforme os diagramas da figura 11. Contudo, em campo eles mostram forte influência no relevo local, podendo também ocorrer segmentando as intrusões ígneas da Fm. Serra Geral.

Considerações finais

A avaliação da rede de drenagem para identificação da influência morfoestrutural e morfotectônica demonstrou sucesso quanto aos métodos empregados de análises morfométricas e quanto ao uso de ferramentas do geoprocessamento e sensoriamento remoto, ambos indispensáveis a esta pesquisa. É possível constatar que a bacia hidrográfica do rio Alonzo apresenta-se fortemente controlada pelas estruturas geológicas regionais, o que, por consequência, influencia, de forma direta, na evolução e na organização espacial da rede de drenagem de toda área. Além disso, as principais drenagens que compõe a bacia hidrográfica apresenta-se desajustada e com indicativos de controles estruturais. Salientam-se como elemento controlador do relevo da bacia em questão os diques de diabásio, de direção preferencial NW, onde formam extensas cristas, por onde permeiam canais de drenagens formando extensas zonas de drenagens paralelas.

Referências bibliográficas

- ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. D. F. caracterização morfoestrutural da parte central emersa da bacia paraíba (PB). **Geociências** (UNESP. Impresso) v. 31, n. 1, p. 13-29, 2012.
- BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ARTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. **Sismicidade do Brasil**. IAG-USP, 1994.
- CAMOLEZI, B. A., FORTES, E., MANIERI, D. D. **Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais**: O caso da bacia do ribeirão São Pedro - Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.13, n.2, p.201-211, 2012
- COUTO, E. V.; FORTES, E.; SORDI, M. V.; MARQUES, A. J.; CAMOLEZI, B. A. Seppômen Maps For Geomorphic Developments Analysis: The Case Of Paraná Plateau Border, Faxinal, State of Paraná, Brazil. **Acta Scientiarum. Technology** (Impresso), v. 34, n. 1, p. 71-78 2011a.
- COUTO, E. V.; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F.C.; FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, **Geociências** (UNESP. Impresso),v.30, n.3. 2010b.
- COX, R.T. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 106 p. 571-581. 1994.
- DUNCAN, C., MASEK, J., FIELDING, E., How steep are the Himalaya? Characteristics and of along-strike topographic variations. **Geology** v.31, 75-78. 2003.
- 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.
- FERREIRA, F.J.F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. Dissertação (Mestrado em Geociências), Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 1982 b.
- FORTES, E.; CAVALINI, A.; VOLKMER, S.; MANIERI, D. D.; SANTOS, F. R. Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: Uma Abordagem Preliminar. **Terr@Plural**, Ponta Grossa, 2 (2): 279-292, 2008.
- FUJITA, R., GON, P., STEVAUX, J., SANTOS, M., ETCHEBEHERE, M.. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n.4, 2011.
- HACK, J.T., Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, 1(4): 421-429, 1973.
- HARE P, W.; GARDNER I,W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M.; HACK, J.T. (eds.). **Tectonic Geomorphology**. Proceedings 15th. Annual Binghamton. 1985.
- HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Padrão de fraturas da região da Serra dos Órgãos (RJ) e sua relação com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 452-464, 2009.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. Aspectos litoestruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
- HOOPER, D.M., BURSİK, M.I., WEBB, F.H., Application of high resolution interferometric DEMs to geomorphic studies of fault scarps, Fish Lake Valley, Nevada-California, USA. **Remote Sensing of Environment** 84, 255-267. 2003.
- 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.
- IRONDO, M; SUGUIO, K. Neotectonics of the Amazon plain. **INQUA Neotectonic, Bulletin**, 4:72-78. 1981
- 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.
- KELLER, E.A. & PINTER, N. **Active Tectonics**, Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. 2002.
- MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, pp.102-200, 1948.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Tectônica pós-miocênica e controle estrutural de drenagem no rio Apodi-Mossoró, nordeste do Brasil. **Boletim de Geografia**, v. 31, n. 2, p. 57-68, 2013.
- MANIERI, D. D. **Comportamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas do Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio São Pedro Faxinal PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2010.
- MANTELLI, L; ROSSETTI, D. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 1, p. 42-54, 2009.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A. & TREIN, E. Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, 26, p.85-124, 1967.
- MARTINEZ, M; HAYAKAWA, E.H.; STEVAUX, J.C.; PROFETA, J.D. SI Index as indicator of anomalies in the longitudinal profile of Pirapó river. **Revista Geociências (Rio Claro)** v.30 n.1 p.63 - 76, 2011.
- MENGES, C.M., Late Quaternary fault scarps, mountain-front landforms, and Pliocene-Quaternary segmentation on the range-bounding fault zone, Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. In: Krinitsky, E.L., Slemmons, D.B. (Eds.), **Neotectonics in Earthquake Evaluation. Reviews in Engineering Geology**, vol. 8. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 131-156. 1990.
- MINEROPAR - Minerais do Paraná S/A. Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:1.000.000 (meio digital). Curitiba, CD-ROM. 2002
- NETO, E.V.S.; CERQUEIRA JR., A. M. The Paraná Basin, Brazil, **AAPG Memoir**, 51, p. 681-708, 1990.
- PETROVSZKI, J.; TIMÁR, G. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity, **Geomorphology** v. 122, (3-4) P. 223-230. 2009.
- SANTOS, F. R. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/ PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2010.
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese (para cargo de professor titular) - Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Tese para cargo de Professor Titular, 1991.
- _____. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretação Preliminares. **Geonomos, Revista de Geociências**, vol I, nº 1, IGC/UFMG, p.1-15, 1993.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34(4), p. 469-478, 2004.
- SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil) São Paulo: **Revista brasileira de Geociências**, 25 (3): 151-164. 1995.
- SCHUMM, S. A. River response to base level change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.
- SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. & HOLBROOK, J.M. **Active tectonics and alluvial Rivers**. Cambridge University Press, Cambridge, 2000.
- SOARES, P.C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2., 1982, Brasília,. Anais... Brasília, DF: CNPQ, 1982. v. 1, p.157-168.
- ŠTĚPANČIKOVÁ P.; ŠTEMBERK J.; VILÍMEK V.; KOŠŤÁK, B. Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic) **Geomorphology**, v.102 p.68-80, 2008.
- STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v.63, p.923-938, 1952.
- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Piramboia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Rev. Bras. de Geociências**, vol. 34, p.303-316, 2004.
- STRUGALE M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozoico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 2002.
- VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005, p. 3595-3602. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00018-8.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 242-252, 1987.