**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

DIEGO MORAES FLORES

**RESPOSTA GEOMORFOLÓGICA DE RIOS EM LEITOS ROCHOSOS SOBRE
ÁREAS DE DERRAMES ÍGNEOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL MEMBRO
SUPERIOR**

Versão Corrigida

São Paulo 2017

DIEGO MORAES FLORES

RESPOSTA GEOMORFOLÓGICA DE RIOS EM LEITOS ROCHOSOS SOBRE
ÁREAS DE DERRAMES ÍGNEOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL MEMBRO
SUPERIOR

Versão Corrigida

Tese apresentada para a obtenção do grau de
Doutor em Geografia junto ao Programa de Pós
Graduação em Geografia Física da Faculdade de
Filosofia, Letras e Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo – USP.

de acordo: Orientadora: Profa. Dra. Déborah de Oliveira

São Paulo, 8 de Novembro de 2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada à fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

F634r

Flores, Diego Moraes

RESPOSTA GEOMORFOLÓGICA DE RIOS EM LEITOS ROCHOSOS SOBRE
ÁREAS DE DERRAMES ÍGNEOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL MEMBRO
SUPERIOR / Diego Moraes Flores;
orientadora Déborah de Oliveira. - São Paulo, 2017.

316 f.

Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração:
Geografia Física.

1. Rios. 2. Canais Fluviais. 3. Geomorfologia. 4. Rochas Vulcânicas. 5. Formações
Geológicas. I. Oliveira, Déborah de, orientadora. II. Título.

Errata

Folha	Linha	Onde se lê	Leia-se
-------	-------	------------	---------

FLORES, D. M. **Resposta geomorfológica de rios em leitos rochosos sobre áreas de derrames ígneos da formação serra geral membro superior.** Tese apresentada a Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de doutor em Geografia.

Aprovado em: 25 de Setembro de 2017

Prof. Dr. Fernando Nadal J. Villela. Instituição: Universidade de São Paulo (USP)

Julgamento: Aprovado

Prof. Dr. Antonio Carlos Colângelo. Instituição: Universidade de São Paulo (USP)

Julgamento: Aprovado

Prof. Dr. Edison Fortes. Instituição: Universidade Estadual de Maringá (UEM)

Julgamento: Aprovado

Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez. Instituição: Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE)

Julgamento: Aprovado

Prof. Dra. Déborah de Oliveira (orientadora). Instituição: Universidade de São Paulo (USP).

Julgamento: Aprovado

Dedicatória

À minha esposa Tatiane Cardoso Batista Flores pelo apoio incondicional em todos os momentos, principalmente nos de incerteza e de antipatia. Sem você nenhuma conquista valeria a pena.

Aos meus pais e irmãos (Antônio, Laerte, Rodolfo e Gabriela Flores) que torceram mesmo de longe pelo meu sucesso.

Aos meus sogros e cunhado (Maurício, Sinézia e Rodolfo Batista) pelo apoio e estímulo.

Agradecimentos

Agradeço aos que eu considero meus dois orientadores nesta empreitada. À **Prof^a. Dr^a. Déborah de Oliveira** pertencente ao Programa de Pós Graduação em Geografia Física da **FFLCH/USP**, pela oportunidade e confiança em mim empregada.

Ao **Prof. Dr. Adalto Gonçalves Lima**, pertencente ao Departamento de Geografia da Universidade Estadual do Centro Oeste - UNICENTRO Guarapuava (PR), o meu sincero reconhecimento pela oportunidade de realizar este trabalho ao lado de alguém que transpira sabedoria. Meu respeito e admiração pela sua serenidade, capacidade de análise e pelo seu dom no ensino da ciência, inibindo sempre a vaidade em prol da simplicidade e eficiência. E que por uma infelicidade de datas, não pude oficializar como coorientador da tese. Mas que foi de suma importância para que este trabalho se desenvolvesse.

Agradeço ao amigo e professor Dr. Wellington Barbosa da Silva pelas horas de amizade e contribuição no laboratório de geomorfologia da UNICENTRO.

Agradeço ao professor Dr. Mauricio Camargo Filho pela disponibilidade de uso dos materiais e equipamentos do laboratório de geomorfologia da UNICENTRO e pelas dúvidas sanadas.

Aos demais professores do departamento de Geografia da UNICENTRO pelo apoio e estímulo que sempre me depositaram. Aos amigos professores que fiz no departamento de Pedagogia da UNICENTRO pelo encorajamento.

Aos amigos e colegas que fiz na cidade de Guarapuava (PR) pela amizade e incentivo.

Agradecimentos ao Programa de Pós Graduação em Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo – USP, pela oportunidade de fazer parte do corpo discente desta que figura entre uma das maiores universidades do mundo.

Agradecimentos ao **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)** pelo financiamento à pesquisa através da bolsa de doutoramento (nº do processo: 162331/2015-0).

Epígrafe

**Foi um rio que passou em
Minha vida
E meu coração se deixou levar...
(Paulinho da Viola)**

RESUMO

FLORES, D. M. **Resposta geomorfológica de rios em leitos rochosos sobre áreas de derrames ígneos da formação serra geral membro superior**. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, 2017.

Os estudos sobre rios em leitos fluviais rochosos têm servido de base para o entendimento da evolução das paisagens que se inserem. A análise mais detalhada das litologias que compõem estes leitos fluviais, se tornam desta forma, imprescindíveis para o entendimento da evolução das morfologias resultantes da interação, entre os processos fluviais e a resistência erosiva imposta pela rocha.

A presente pesquisa visou obter a resposta geomorfológica de canais com leito predominantemente rochoso, sobre duas unidades litológicas da Formação Serra Geral nível superior. A primeira de origem vulcânica básica, é composta pelos Basaltos Hipoialinos e a segunda de composição ácida, é formada pelos Riodacitos.

Partiu-se da análise da estruturação física de cada litologia pertencente a estas unidades e das fragilidades inerentes a cada uma, em relação aos processos fluviais mais atuantes sobre os leitos fluviais de três cursos principais e de seus principais afluentes.

Utilizou-se do modelo de regressão denominado, relação declive-área ($S = k_s A^{-\theta}$) para as análises das variações de declividade e de concavidade dos perfis dos rios a fim de compreender quais os principais controles que determinam a modificação dos ajustamentos morfológicos.

Foi observado que as duas unidades litológicas apresentam alta erodibilidade frente a potência de escoamento. Primeiro porque o intemperismo generalizado prepara ambas as rochas para os principais processos fluviais identificados: abrasão/macro abrasão e arrancamento. Estes processos atuam mais intensamente sobre o fraturamento rochoso, que mesmo distinto entre as duas litologias (Hipoialinos = $\sim 50 \text{ m/m}^2$; Riodacitos = $\sim 9 \text{ m/m}^2$) permitem a erosão efetiva dos leitos fluviais. Segundo que, a interferência tectônica altera a dispersão dos dados da relação declive-área integral dos canais fluviais (R^2), mascarando as tendências de ajustamento das declividades dos perfis longitudinais.

Os valores de ajustamento da potência do escoamento, sobre a resistência erosiva das rochas, só pôde ser vislumbrados, a partir da análise dos índices de concavidade (θ) e de declividade (k_s), de acordo com os segmentos discretizados dos perfis longitudinais em domínios homogêneos, de cada litologia pertencente ao leito fluvial. A separação dos limiares superiores que representam os trechos de maior declividade, em relação aos limiares inferiores, que representam os trechos de menor declividade relativa, também foi necessária para a compreensão das tendências de ajuste morfológico pela potência do escoamento.

Palavras Chave: Rios em Leitos Rochosos; Perfil Longitudinal; Formação Serra Geral membro superior; Análise Declive-Área.

ABSTRACT

FLORES, D. M. Geomorphological response of rivers in bedrock over areas in igneous flows of the Formação Serra Geral upper limb. Tese (Doutorado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, 2017.

Studies about rivers in rocky riverbeds have served as a basis for understanding the evolution of the landscapes that are inserted. The more detailed analysis of the lithologies that composes these riverbeds are thus essential for the understanding of the evolution of the resulting morphologies from the interaction between the river processes and the erosive resistance imposed by the rocks of the riverbeds.

The present research aimed at obtaining the geomorphological response of channels with rock layer, on two lithological units of the Serra Geral Formation, upper level. The first one of basic volcanic origin, is composed of basalts and the second of acid composition, is formed by rhyodacites.

The starting point was the analysis of the physical structure of each lithology belonging to these units and of the inherent weaknesses in each one, in relation to the fluvial processes most active on the river layers of three main courses and their main tributaries.

The regression model called the slope-area ratio ($S = k_s A^{-\theta}$) was used for the analyzes of the slope and concavity variations of the river profiles in order to understand the main controls that determine the modification of the morphological adjustments.

It was observed that the two lithological units present high erodibility against the flow power. First, because the general weathering prepares both rocks for the main fluvial processes identified: abrasion / macro abrasion and pulling out.

These fluvial processes act more intensely on the rocky fracture, which, even distinguished between the two lithologies (basalts = 50 m / m²; rhyodacites = 9 m / m²), allows for the effective erosion of the riverbeds. Second, tectonic interference alters the data dispersion of the slope-area integral relation of the fluvial channels (R²), masking the adjustment tendencies of the slope longitudinal profiles.

The values of the adjustment of the river profiles could only be glimpsed, according to the indices of concavity (θ) and slope (k_s), according to the discretized segments of the longitudinal profiles, in homogeneous domains, of each lithology belonging to the riverbed.

The separation of the upper thresholds that represent the sections of greater slope, in relation to the lower thresholds, which represent the sections of smaller relative slope, was also necessary to understand the morphological adjustment tendencies of the profile slopes.

Keywords: Rivers in Rocky Beds; Longitudinal profile; Serra Geral Formation upper level; Slope-Area Analysis.

Listas de ilustrações

Figura 1. Acesso ao município de Guarapuava e região.	21
Figura 2. Localização das bacias hidrográficas do presente estudo.	23
Figura 3. Delimitação dos pontos de intersecção entre curvas de nível e rio, para a mensurações da áreas de drenagem e distâncias lineares.	27
Figura 4. Organização da tabela final de dados para a aplicação da relação declive-área, exemplo: Rio Coutinho.....	28
Figura 5. Sobreposição da rede de drenagem sobre o MDE gerado a partir da imagem SRTM de resolução de 30m. A figura representa o domínio das bacias hidrográficas do rio Coutinho, Maracujá e Campo Real.	31
Figura 6. Trecho do rio Coutinho que exemplifica o traçado dos lineamentos em feixe (linhas pretas) e dos lineamentos em série (linhas vermelhas). A fotoanálise para traçado dos lineamentos considerou a sobreposição do MDE de sombreamento, fotografias área ortorretificadas (1: 10.000), interpretação sobre as curvas de nível e análise das propriedades e padrão da rede de drenagem.....	33
Figura 7. Exemplificação da propriedade de densidade de drenagem. Em A, densidade alta de canais fluviais; em B, densidade moderada e C baixa densidade.	34
Figura 8. Exemplificação da propriedade de forma da angularidade, nas junções dos canais fluviais. A variação de alta (A) a baixa angularidade (C) da junção dos canais reflete o controle estrutural nas desembocaduras dos rios.	35
Figura 9. Exemplificação da propriedade de tropia de drenagem indicando se a rede de drenagem apresenta alta (A), moderada (B) ou fraca (C) orientação dos lineamentos em feixe. A quantidade destes e sua disposição na rede de drenagem permitem interpretar se os planos de acamamento ou foliação da estrutura rochosa subjacente estão realizando maior ou menor controle estrutural sobre a drenagem.	35
Figura 10. Exemplificação da constituição de zonas homólogas seguindo as informações retiradas das propriedades de drenagem elencadas neste estudo.....	36
Figura 11. Sistematização dos padrões básicos de drenagem segundo Howard (1976). 37	
Figura 12. Exemplificação das propriedades de assimetria de drenagem.	38
Figura 13. Representação da sistematização para classificação dos minerais através do uso das propriedades óticas. Fonte: Perkins e Henke (2000) adaptado.....	39
Figura 14. Exemplificação dos raios extraordinários e ordinários em minerais do grupo uniaxial indicando os sentidos de alongação da elipse. Fonte: UNESP (2017).	41

Figura 15. Representação das três direções de um eixo ótico de mineral biaxial. Fonte: UNESP (2017).	41
Figura 16. Exemplo de identificação do plano de clivagem de um plagioclásio. Mineral comum aos Basaltos Hipoialinos e Riodacitos coletados na área de estudo.	43
Figura 17. Plagioclásio em formato subédrico a anédrico.....	44
Figura 18. Exemplo de lâmina delgada produzida a partir de um riodacito.....	46
Figura 19. Ilustração do giro da platina de um microscópio. Fonte: UNESP (2017).....	47
Figura 20. Tabela de cores de interferência, segundo Raith-Sorensen (2011) e Michael-Levy (1888) adaptada por Raith, et al., (2014).	48
Figura 21. Sequência de procedimentos para confecção das lâminas delgadas de rocha, até a visualização em microscópio petrográfico.	50
Figura 22. Exemplo de processo de corrosão sobre leito de rio (rio Coutinho), com carapaças de oxidação em rocha ácida. Localização: 448527E; 7199091S	63
Figura 23. Exemplo de feição em “marmita” gerada pelo turbilhonamento do fluxo de água, junto com clastos sobre o leito fluvial do rio Coutinho. Localização:448406E; 7199004S.	64
Figura 24. Início Do processo de abrasão sobre o leito rochoso, forma alongada em reentrância por sedimentos mais grosseiros e finos suspensos, presença de uma marmita, submersa próxima à fratura da rocha, formada na base. Localização: 448297E; 7198899S.	65
Figura 25. Blocos de tamanho métrico arrancados do leito fluvial pela força da vazão. Abaixo na figura, detalhe de fraturas que servem como linhas de descontinuidade para ação abrasiva; visão de frente do matacão no canto inferior direito. Localização: 448256E; 7198168S.	66
Figura 26. Cunhas clasto-hidráulicas inseridas em fraturas estruturais de leito rochoso em trechos de leito fluvial distintos do rio Coutinho. Localização A: 448858.00E; 7199108.00S. Localização B: 448227.32E; 7198008.81S.	67
Figura 27. Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná com delimitação dos tipos félsicos, máficos que afloram e principais diques. O quadrante com a seta indica os platôs de Guarapuava e Pinhão (PR), mais discutido a frente. Fonte: Almeida et al. (2012).	78
Figura 28. Mapa de pré-rifte quando ainda se formava a separação das placas Sul-americana e africana. Legenda segundo autor da fonte: 1-basaltos; 2-rochas ácidas tipo	

Chapecó (atual membro Guarapuava); 3-ácidas tipo Palmas; 4-diques; 5-entorno. Fonte: PAIVA FILHO, (2003), apud NARDY, (2002).	79
Figura 29. Distribuição das formações geológicas do Grupo Serra Geral segundo a nova classificação. Fonte: Mineropar (2013).	84
Figura 30. Formações Geológicas existentes nas bacias hidrográficas do Estudo.	85
Figura 31. Associação toleítica dos riodacitos - transicional. Fonte: NARDY et al., (2008).	86
Figura 32. Modelo de um derrame félsico/ácido segundo Jerram e Petford (2014).	89
Figura 33. Coluna estratigráfica conceitual antiga que engloba o Grupo Serra Geral, mas que fornece uma boa ideia das posições verticais dos derrames. Fonte: Peate et al., (1992), apud Paiva Filho, (2003).	90
Figura 34. Seção esquemática idealizada de todo um derrame de basalto máfico e suas zonas morfológicas em A. No detalhe a esquerda em B, topo do derrame com variedades de vesículas e amígdalas. Fonte: Modificado de ALMEIDA, et al. (2012).	92
Figura 35. Modelo de expansão do fluxo de lava. Fonte: Jerram, e Petford (2014).	93
Figura 36. Pontos de saídas a campo, onde foram selecionadas amostras para análise petrográfica macroscópica e microscópica. Foi priorizada a coleta de setores de leito fluvial, no entanto, também foram coletadas e analisadas amostras de vertente e topos de morros.	95
Figura 37. Afloramento de Riodacitos em área exposta de pedreira em vertente contrária à calha do rio Coutinho. Localização: 449260 E; 7199358 N.	96
Figura 38. Estruturação de fraturamento truncado, paralelo aos bandamentos mineralógicos ou em cruzamento a eles. O fraturamento via ação hidráulica (intensificado pela percolação), influencia o destacamento de lajes de espessuras variadas, acelerando a erosão sobre os Riodacitos. Localização: 449260 E; 7199358 N.	97
Figura 39. Modelo de secção esquemática de estruturação dos derrames vulcânicos ácidos. Na área de estudo nos afloramentos de vertente/topo predominavam características de zona central com bandamentos ígneos. Fonte: Nardy et al., (2008).	98
Figura 40. Sequência de amostras de Riodacitos retirados em campo para a produção de lâminas delgadas. Localização:	100
Figura 41. Exemplos de lâminas delgadas produzidas a partir de amostras de campo.	101

Figura 42. Afloramento de riódacito com presença de bandamentos de minerais avermelhados (óxidos). Localização: 448780E; 7199198.....	101
Figura 43. Imagem de lâmina delgada em luz polarizada a 15° de Riódacito de amostra relativa a figura 42.	102
Figura 44. Pontos de saídas a campo, onde se coletou amostras para as análises macroscópicas e microscópicas de vertente e topos de morros.....	105
Figura 45. Linhas de fraturas em cunha (ângulos agudos) evoluem pelo intemperismo diferencial. Localizações: (A) 454278E; 7206216S. (B) 452641E; 7206123S.....	106
Figura 46. Modelo usual para os derrames máficos existentes na Bacia Sedimentar do Paraná. Fonte: Mineropar (2013); Martin et al., (2005).	107
Figura 47. Modelo da formação das zonas de colunata (disjunção colunar) em entablatura, onde a água possui participação ativa no processo de resfriamento e formação das juntas colunares. Fonte: Jerram e Petford, (2014).....	109
Figura 48. Perfil de pedreira de Basalto Hipoialino de zona de entablatura em leque de núcleo de derrame, com presença de níveis de veios hidrotermais. Localização: 446564E; 7205380N.....	110
Figura 49. Basalto Hipoialino em pedreira, entablatura em leque. Localização: 446564E; 7205380N.	111
Figura 50. Perfil vertical de pedreira de Basalto Hipoialino com feição de cisalhamento dividindo blocos prismáticos. Localização: 445508E; 7198502N.	111
Figura 51. Entablatura em bloco com alto grau de fragmentação. Localização: 446564E; 7205380N.	112
Figura 52. Zona de entablatura em bloco de Basaltos Hipoialinos, com trecho em formato de leque. Localização: 445508E; 7198502N.	113
Figura 53. Perfil de pedreira evidenciando a entablatura em blocos do derrame. Localização: 445508E; 7198502N.	113
Figura 54. Soleira em estrada rural de basalto hipoialino. Localização: 451871E; 7210353N.	114
Figura 55. Exemplo de entablamento em cunha de área plana, leito rochoso de Basalto Hipoialino. Localização: 448398E; 7209922N.	115
Figura 56. Entablamento em cunha em leito do rio Alto Passo Ruim, afluente do rio Maracujá (Basalto Hipoialino). Foto Adalto G. Lima gentilmente cedida. Localização: 440950E; 7200194N.....	115

Figura 57. Perfil de corte de estrada rural em basalto microfanerítico com disjunção trucada, presença de brecha vulcânica na parte inferior. Na parte superior do perfil processo acentuado de pedolização. Localização: 455119E; 7207264N.	116
Figura 58. Detalhe da foto 57 acima de feição trucada de basalto microfanerítico. Localização: 455119E; 7207264N.	117
Figura 59. Em A, Geodo intemperizado de cristais de quartzo indicando feição de fluxo e dividindo zona de topo da entablatura do derrame. Localização: 441925E; 7195548N. Em B, Feição de geodo de quartzo em topo de morro, área próxima às rochas do membro Foz do Areia. Localização: 452501E; 7202817N.	118
Figura 60. Áreas representativas de zona de central de derrame de Basalto Hipoialino e de transição para base e topo de derrame. Localizações: (A) 446586E, 7205400S; (B) 432741E, 7188428S; (C) 445427E, 7198700S; (D) 444225E; 7198963S.	119
Figura 61. Amostras em lâmina delgada das áreas representativas de topo de morro e vertentes de acesso às calhas fluviais. Localizações: 446586E, 7205400S; 432741E, 7188428S; 445427E, 7198700S; 444225E; 7198963S; 440968E; 7200124S.	121
Figura 62. Amostras de lâmina delgada de Basaltos Hipoialinos demarcando os piroxênios observados. Localizações: 443424E, 7206963S; 441853E, 7213932S; 433282E; 7211577S; 430851E, 7209981S; 427103E, 7201544S.	123
Figura 63. Os opacos preenchem em maior quantidade os espaços das lâminas delgadas dos Basaltos Hipoialinos. Localizações: 425553E; 7200306S; 423155E; 7195217S; 426376E, 7190827S; 435956E, 7200828S.	124
Figura 64. Vesículas irregulares preenchendo o espaço entre os minerais opacos, cristais de plagioclásios e piroxênios. Localizações: (A-B): 443942E; 7196646S. (C-D): 440968E; 7200124S.	125
Figura 65. Amígdalas observadas em lâminas delgadas das amostras de Basaltos Hipoialinos. Localizações: 446562E, 7200465S; 455119E, 7207264S; 453676E, 7208085S; 452840E, 7208994S.	127
Figura 66. Mapa Geomorfológico que abrange a região de estudo, segundo Mineropar (2006).	129
Figura 67. Médias de precipitação e temperatura para o município de Guarapuava (PR). Fonte: Thomas e Vestena, (2003).	130
Figura 68. Mapa de Solos das bacias hidrográficas do estudo.	131

Figura 69. Bacias hidrográficas dos rios Coutinho, Maracujá e Campo Real. Padrões da rede de drenagem das bacias hidrográficas coexistem em setores distintos.....	133
Figura 70. Gráfico de rosetas com a frequência dos lineamentos estruturais em feixe acumulados para as bacias hidrográficas do estudo. Os maiores acumulados de feixes estruturais encontram-se no quadrante NE.....	134
Figura 71. Gráfico de rosetas com a frequência dos lineamentos estruturais em série para o conjunto das bacias hidrográficas do estudo. Os maiores acumulados encontram-se no quadrante NE.....	134
Figura 72. Mapa de zonas homólogas das bacias hidrográficas do estudo.	135
Figura 73. Área interpretada da zona homóloga A; esta ocorre sobre os Basaltos Máficos (Hipoialinos e Maciços).	137
Figura 74. Gráfico de rosetas dos lineamentos na zona homóloga A. Em A, concentração de lineamentos em feixe no quadrante NE. Em B, concentração de lineamentos em série no quadrante NW.....	138
Figura 75. Gráfico de rosetas de frequência para a zona homóloga B. Em A, distribuição dos lineamentos em feixe na zona homóloga B, com o quadrante NE tendo a maior quantidade. O mesmo ocorre com os lineamentos em série em B, porém, os lineamentos mais extensos linearmente ocupam o quadrante NW.....	139
Figura 76. Recorte da área da zona homóloga B.....	141
Figura 77. Gráfico de rosetas de frequência de lineamentos para a zona homóloga C. Em A, maior concentração de lineamento em feixe no quadrante NW. Em B, os lineamentos em série concentram-se no quadrante NE, seguindo a direção dos alinhamentos regionais.	142
Figura 78. Trecho de afluente do rio Coutinho, em sua margem esquerda, com plano de falha identificado, em escala local na calha do afluente. Localização: 448338E; 7195987S.....	143
Figura 79. Mapa da zona homóloga C.....	144
Figura 80. Perfil longitudinal do rio Coutinho com a demarcação dos trechos côncavos e convexos.	148
Figura 81. Exemplificação da morfologia degrau-depressão. Em A, trecho do ponto 27 do perfil do rio Coutinho, Localização: 448860E, 7199097S. Em B, afluente da margem esquerda do rio Coutinho, Localização: 451378E, 7199467S.	149

Figura 82. Exemplificação de trecho côncavo do perfil do rio, com a presença de morfologia soleira depressão (<i>pool-riffle</i>). Localização: 447469E, 7195210S.	150
Figura 83. Outro trecho caracterizado como <i>pool-riffle</i> . Localização: 448132E; 7195915S.	150
Figura 84. Setor a montante do rio Coutinho no intervalo dos pontos 1 ao 15.	152
Figura 85. Segmento do rio Coutinho entre os pontos 15 a 25 do perfil longitudinal.	153
Figura 86. Ruptura de declive (<i>knickpoint</i>) em rocha intermediária (ácida) referente ao trecho dos pontos 16-20 do perfil longitudinal do rio Coutinho. Localização: 446870E, 7208451S.	154
Figura 87. Trecho de grande incidência de lineamentos em série transversais ao rio Coutinho, entre os pontos 26 a 42 do perfil longitudinal.	157
Figura 88. Perfil longitudinal do rio Coutinho com os lineamentos em série traçados.	159
Figura 89. Mosaico com a delimitação do trecho do rio Coutinho entre os pontos 40 e 43 do perfil longitudinal.	161
Figura 90. Mosaico com a delimitação do trecho do rio Coutinho a partir do ponto 43 até a sua foz no rio Jordão.	163
Figura 91. Trechos distintos do perfil longitudinal do leito fluvial do rio Coutinho. ..	165
Figura 92. Ruptura de declive (<i>knickpoint</i>) referente ao ponto 16 do perfil longitudinal do rio Coutinho. Fonte do esquema estratigráfico do derrame basáltico: (NARDY et al., 2008). Localização: 446870E; 7208451S.	166
Figura 93. Área de ruptura de declive de onde foi retirada amostra de rocha intermediária (ácida) para análise de lâmina delgada. Localização: 446699E; 7208447N.	167
Figura 94. Lâmina delgada de riodacito do leito fluvial d.....	168
Figura 95. Exemplificação das características de resistência erosiva presentes nos Riodacitos. Localização: 448383E, 7196326S.	169
Figura 96. Trechos distintos do rio Coutinho de onde foram retiradas amostras para a confecção das lâminas delgadas. Localizações: Ponto 32-33 do perfil (A) 448860E, 7199097S; ponto 35 do perfil (B) 448372E, 7196286S; ponto 37 do perfil (C) 448233E, 7198036S; ponto 44 do perfil (D) 436309E, 7185340S.	170
Figura 97. As imagens de A - F representam as amostras retiradas em campo, demonstradas na figura 96. Luz não polarizada de A - C, luz polarizada em D - F. Objetiva de 4 x 0.10 polegadas.	171

Figura 98. Visão parcial de macla de plagioclásio com fratura interna a ele. Matriz vítrea ao redor da macla. Luz polarizada com angulação de 170° da platina. Objetiva de 4 x 0.10 pol.	172
Figura 99. Demais amostras de lâminas de Riodacitos produzidas de amostras dos trechos de leito fluvial do intervalo de pontos 26-40 e 44-46 do perfil do rio entre. ...	173
Figura 100. Feições ressaltadas das linhas de bandamentos dos Riodacitos. Localizações: A-B, 448383E, 7196326S; C-D, 448233E, 7198036S.	174
Figura 101. Exemplos de formação de sulcos e marmitas no leito fluvial de Riodacitos do rio Coutinho. Localizações: A-B, 448860E, 7199097S; C-D, 448860E, 7199097S.	175
Figura 102. Formação de cunhas clasto-hidráulicas em fraturas. Localizações: 448860E, 7199097S; 435175E, 7184157S.	176
Figura 103. Densidade alta de fraturas aumenta a separação dos blocos e a percolação do fluxo de água entre elas. Localização: 448227E, 7198008S.	180
Figura 104. Exemplificação de áreas com avançado processo de arrancamento de blocos do leito fluvial (ponto 37-38 do perfil do rio). Localização: 448227E, 7198008S.	181
Figura 105. Gráficos da relação declive-área do perfil longitudinal do rio Coutinho. Segmentação de trechos de homogeneidade litológica e de zonas superiores e inferiores dos subsegmentos.	186
Figura 106. Segmentos das <i>knickzones</i> 2 e 3, trecho convexo 2, do perfil do rio Maracujá. Localizações: Em A, 430460E, 7212653S; em B, 431719E, 7211639S.	188
Figura 107. Segmento referente ao trecho côncavo no ponto 17 do perfil do rio Maracujá. Morfologia soleira-depressão (<i>riffle-pool</i>) foi mais observada em zonas de baixa declividade relativa. Localização: 432322E, 7211346S. Fonte croqui: Disponível em: http://www.lifeinfreshwater.org.uk/web%20pages/rivers/Channels.htm . Acesso em: 19/05/2017.	189
Figura 108. Transição entre o trecho convexo 3 (integra a <i>knickzone</i> 4) e côncavo 4, referente aos pontos 18 a 20 do perfil longitudinal do rio Maracujá. Localização: Em A, 435937E, 7209054S; em B, 436735E, 7208677S.	190
Figura 109. Segmento referente ao trecho convexo 4, integrando as <i>knickzones</i> 5 e 6 do perfil longitudinal do rio Maracujá. Localização: A-D, 437152E, 7205875S; E-G, 436006E, 7200692S; em H, 436213E, 7200629S.	191

Figura 110. Sistematização das morfologias a partir da segmentação em trechos côncavos e convexos do perfil longitudinal do rio Maracujá.....	194
Figura 111. Setor de cabeceiras até trecho médio sobre o ponto 20 do rio Maracujá..	196
Figura 112. Ruptura de declive entre os pontos 23 e 25. Localização: 436006E, 7200692S.....	197
Figura 113. Segmento do perfil do rio Maracujá entre os pontos 21 a 31.	197
Figura 114. Segmento do rio Maracujá representativos (trecho convexos 2 – <i>knickzone</i> 2) com afloramento de Hipoialinos referentes a área de fraturamento colunar inferior da zona de entablatura, segundo modelo de Martin et al. (2005). Localização: 430460E, 7212653S.....	199
Figura 115. Trecho de ruptura de declive referente ao ponto 15 do perfil do rio Maracujá. Em B, a lâmina delgada a matriz vítrea divide espaço com as ripas de plagioclásio. Localização: 431583E, 7211702S.....	200
Figura 116. Estruturação dos Basaltos Hipoialinos no trecho correspondente aos pontos 15-16 do perfil do rio Maracujá. Localização: 430460E, 7212653S.....	201
Figura 117. Amostras de lâminas delgadas mais representativas, do trecho de leito fluvial do rio Maracujá. Localizações das amostras: 430460E, 7212653S; 428141E, 7213328S; 427184E, 7213454S; 427454E, 7214922S.	203
Figura 118. Ruptura de declive referente ao ponto 19 do perfil do rio Maracujá. Localização: 435942E, 7209135S.	204
Figura 119. Amostras de lâminas delgadas do rio Maracujá, ponto 19 do perfil do rio. Localização: 435942E, 7209135S.	206
Figura 120. Pontos 21- 22 do perfil do rio Maracujá. Localização: 437152E, 7205875S.	207
Figura 121. Lâminas delgadas produzidas de amostras dos pontos 21-22 do perfil do rio Maracujá. Localização: 437152E, 7205875S.....	208
Figura 122. <i>Knickzone</i> 6 correspondente a área dos pontos 23-25 do perfil do rio Maracujá. Localização: 435974E, 7200701S.....	210
Figura 123. Gráficos da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Maracujá.	215
Figura 124. Afloramento de Basalto Hipoialino em áreas de vertente/topo partindo da calha do rio Campo Real a partir do ponto 24. Localizações: ruptura Cachoeirinha (E): 423969E; 7185747S; ruptura afluente margem direita: 421372E; 7185613S.....	217

Figura 125. Trecho final (foz) de tributário do rio Campo Real nas imediações do ponto 8 do perfil do rio, confirmando, pelo menos no trecho a presença dos Hipoialinos. Localização: 425097E; 7204573S.....	218
Figura 126. Perfil longitudinal do rio Campo Real e delimitação dos trechos convexos (<i>knickzones</i>) e côncavos (zonas de baixa declividade relativa). Como observado em outros rios sobre Basaltos Hipoialinos, o escalonamento em patamares de degraus formados por conjuntos de morfologias degrau-depressão (<i>step-pool</i>) é característico também a este rio.....	221
Figura 127. Trecho do leito fluvial do rio Campo Real correspondente ao ponto 9 do perfil (cota 985 m). Localização: 424955E; 7204287S.....	222
Figura 128. Amostras mais representativas, de lâminas delgadas de trecho do leito fluvial do rio Campo Real (ponto 9 e imediações do leito fluvial). Localização: 424955E; 7204287S.	224
Figura 129. Lâmina delgada produzida de amostra rochosa retirada do ponto 20 do perfil do rio. Localização: 423190E; 7195372S.....	225
Figura 130. Segmento final da <i>knickzone</i> 7 (trecho convexo 2) do perfil do rio Campo Real (ponto 20). Localização: 423190E; 7195372S.....	226
Figura 131. Segmentos representativos de trechos de baixa declividade relativa do perfil do rio Campo Real. Localizações: (A) 425553E; 7200306E; (B) 423116E; 7194388S.	227
Figura 132. Material intersticial encontrado em pontos do leito fluvial com pouca água corrente (ponto 23 do perfil do rio). Localização: 423000E; 7187634S.	228
Figura 133. Pontos de macro abrasão, pré-arrancamento e arrancamento dos blocos de Hipoialinos em local de fluxo constante do rio Campo Real (ponto 25 do perfil do rio). Localização: 423000E; 7187634S.	229
Figura 134. Fraturamento das colunatas e sua evolução para patamares em degraus. Localização: 423000E; 7187634S.	230
Figura 135. Grande ruptura de declive do rio Campo Real (<i>knickpoint</i>) referente ao ponto 25 do perfil longitudinal do rio. Localização: 423000E; 7187634S.	232
Figura 136. Lâmina delgada confeccionada de amostra do ponto 25 do perfil do rio Campo Real. Localização: 423000E; 7187634S.	233
Figura 137. Segmento 1 do rio Campo Real com os lineamentos incidentes sobre o canal do rio.	234

Figura 138. Segmento 2 (pontos 19-30) do perfil do rio Campo Real com os lineamentos incidentes sobre o canal do rio.	235
Figura 139. Perfil longitudinal do rio Campo Real e os lineamentos transversais e longitudinais incidentes em seu leito fluvial.	236
Figura 140. Gráficos da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Campo Real.	240
Figura 141. Rios analisados conjuntamente pela relação declive-área a fim de compreender a resposta geomorfológica de seus perfis longitudinais.	244
Figura 142. Exemplo de segmentação do perfil do rio Coninho em trecho de homogeneidade litológica referente aos Basaltos Hipoialinos. Os valores da relação declive-área indicam a tendência de melhor ajuste dos processos fluviais sobre os Basaltos Hipoialinos.	248
Figura 143. Relação declive-área do rio Taguaruçu, onde os valores de ajustamento elevado fornecem a ideia de que as forças de resistência erosiva existentes em seu canal fluvial estão sendo vencidas pela drenagem.	249
Figura 144. Área de incidência de lineamentos em série e de truncamento do relevo entre rios Coutinho e Rincão Canoas.	253
Figura 145. Mosaico dos rios/segmentos sob influencia dos lineamentos estruturais. Houve grande correlação entre os pontos com influencia estreatural e os pontos que representam os limiares superiores, representantes das maiores declividades.	256
Figura 146. Trecho de transição entre limiar inferior e superior do rio Baú. Localização: 430863E, 7210000S.	258
Figura 147. Relação entre o índice de <i>knickzone</i> (K_{zi}) e o índice de declividade normalizado (k_{sn}) para os rios/segmentos separados por unidade litológica.	260
Figura 148. Exemplificação da variação das declividades com afluente de pequena ordem, que desagua em trecho de baixa declividade relativa do rio Coutinho. Localização: 448338E, 7195987S.	262
Figura 149. Exemplificação da existência de <i>knickzones</i> em Basaltos Hipoialinos com a presença das morfologias degrau-depressão (<i>step-pool</i>). O rio em questão é um afluente de menor ordem do rio/segmento Rincão Canoas. Localização: 447143E, 7202403S.	263
Figura 150. Relação entre o índice de concavidade dos canais selecionados para cada unidade litológica e a razão LK/LL que exhibe a proporção de trechos de <i>knickzones</i> e <i>lowzones</i> dos perfis dos rios.	264

Listas de tabelas

Tabela 1. Classificação dos valores de densidade de drenagem adaptada	34
Tabela 2. Coluna estratigráfica do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, segundo Mineropar (2013).....	82
Tabela 3. Valores de medição de distâncias dos trechos de <i>knickzones</i> e <i>lowzones</i> do rio Coutinho.	151
Tabela 4. Medição das densidades de fraturas nos trechos de leito fluvial exposto do rio Coutinho (Riodacitos).	178
Tabela 5. Valores de medição de distâncias dos trechos <i>knickzones</i> e <i>lowzones</i> do rio Maracujá.....	192
Tabela 6. Medição das densidades de fraturas nos trechos de leito fluvial exposto do rio Maracujá - Aplicação da equação (3), pág. 52, ($I = n/4r$).	211
Tabela 7. Medição das densidades de fraturas nos trechos de leito fluvial exposto do rio Campo Real- Aplicação da equação 3, pág. 52, ($I = n/4r$).	220
Tabela 8. Dados da relação declive-área dos rios pertencentes às bacias hidrográficas do estudo.....	245
Tabela 9. Valores de R^2 para os limiares superiores e inferiores dos rios/segmentos por unidade litológica.	251
Tabela 10. Valores dos índices de concavidade e de K_{sn} para os limiares superiores e inferiores com destaque para rios/segmentos em Riodacitos	252
Tabela 11. Valores dos índices de concavidade (θ) e de K_{sn} para os limiares superiores e inferiores com destaque para rios/segmentos em Basaltos Hipóialinos	254

Listas de abreviaturas e siglas

MDE	Modelo digital de elevação
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission (Missão Topográfica Radar Shuttle)
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
SIG	Sistema de Informação Geográfica
MINEROPAR	Serviço Geológico do Paraná
ITC	Instituto de Terras, Cartografia e Geociências do Paraná
ITCG	Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná
QGis	Quantum GIS

Lista de símbolos

A	Área de drenagem (km ²)
d	Profundidade da coluna de água (m)
E	Taxa de incisão (mm/ano)
g	Aceleração da gravidade (9,81 m/s ²)
K	Coefficiente de erodibilidade (mm/ano)
k_b	Coefficiente de erodibilidade conforme a tensão de cisalhamento (mm/ano)
k_s	Índice de declividade (m/m)
L	Comprimento do rio, do ponto médio de um trecho até o divisor (km)
n	Índice de rugosidade (adimensional)
Q	Vazão (m ³ /s) (descarga do fluxo)
Q_c	Vazão crítica (m ³ /s)
r	Raio hidráulico (adimensional)
C_f	Fator de fricção adimensional
K_q	É um coeficiente dimensional
S	Gradiente de energia ou declividade do canal (m/m)
t_b	Tensão de cisalhamento basal
U	Taxa de soerguimento (mm/ano)
a''	Constante positiva de processos dependentes
w	Largura do canal (m)
k_b	Coefficiente dimensional dependente dos processos erosivos
θ	Índice de concavidade (adimensional)
ρ	Densidade da água (1000 kg/m ³)
c	É uma constante positiva
τ_o	Tensão de cisalhamento real (N)
τ_c	Tensão de cisalhamento crítica (N)
$\partial z / \partial t$	Razão do tempo da taxa de mudança da elevação do leito do canal
qs, qc	É uma função não específica do sedimento e fluxo de água
K'	É um coeficiente dimensional que engloba a dependência das taxas de erosão sobre a rocha
k_w	É um coeficiente dimensional e b é uma constante positiva empiricamente
n	Quantidade total de intersecções internas as áreas circulares
$n\varepsilon$	Raios extraordinários

<i>nw</i>	Raios ordinários
I	Densidade média no trecho medido
Dd	Densidade de drenagem
Lt	Comprimento total do canal
txt.	Extensão de arquivo
TiO ₂	Óxido de titânio
MgO	Óxido de magnésio
Al ₂ O ₃	Óxido de Alumínio
CaO	Óxido de cálcio
Fe ₂ O ₃	Óxido férrico ou óxido de ferro III
SiO ₂	Dióxido de silício
Na ₂ O	Óxido de sódio
K ₂ O	Óxido de potássio
Cu	Cobre
Fe	Ferro
Ti	Titânio
LTiB	Baixa concentração de TiO ₂
HTiB	Alta concentração de TiO ₂
BiT	Baixa concentração de TiO
AiT	Alta concentração de TiO
TiO	Monóxido de titânio ou óxido de titânio II
APP	Área de Preservação Permanente
R ²	Índice de correlação declividade e áreas de drenagem
K _{sn}	Índice de declividade normalizado
I _{kz}	Índice de <i>knickzone</i>
K _s SUP	Índice de declividade superior
K _s INF	Índice de declividade inferior
LK	Extensão total das <i>knickzones</i>
LL	Extensão total das <i>lowzones</i>
LK/ LL	Razão entre a extensão de LK e LL

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
1.1. Motivação da pesquisa.....	17
2. RESSALVA A NOVA CLASSIFICAÇÃO DO GRUPO SERRA GERAL	18
3. PROBLEMATIZAÇÃO E OBJETIVOS	19
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	21
4. MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	24
4.1. Materiais	24
4.2. Etapas de gabinete	26
4.2.1. Seleção dos Canais	26
4.2.2. Base Cartográfica e dados básicos para o modelo declive-área.....	26
4.2.3. Modelo declive-área / modelo de regressão	29
4.2.4. Mapeamento estrutural a partir da análise da rede de drenagem	30
4.2.4.1. Principais propriedade dos elementos texturais da rede de drenagem	34
4.2.5. Lâminas delgadas das amostras de rochas coletadas	39
4.2.6. Procedimentos para preparação das lâminas	49
4.2.7. Elaboração dos perfis longitudinais	50
5. ETAPAS DE CAMPO	50
5.1. Densidade de fraturas.....	51
6. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	52
6.1. Morfometria	52
6.2. Relação Declive-Área (slope-area)	54
6.3. Rio de leitos rochosos e seus principais processos fluviais	62
6.4. Aspectos relevantes dos perfis longitudinais	68
6.5. Influência estrutural sobre os perfis longitudinais	68

6.6. <i>Knickpoints, knickzones</i> , convexidades e/ou rupturas de declive	70
6.7. Fatores de resistência das rochas à erosão e sua ocorrência nos leitos fluviais de basalto regionais à área de estudo	72
7. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	75
7.1. Grupo Serra Geral	76
7.2. Nova classificação do Grupo Serra Geral	81
7.3. Caracterização dos derrames e estrutura litológica da área de estudo.	84
7.4. Membro Guarapuava - Formação Covó	86
7.5. Características das estruturas internas de um derrame félsico/ácido	88
7.6. Membro Três Pinheiros - Derrames máficos/básicos	89
7.7. Características dos fluxos de derrames máficos	92
8. RESULTADOS DAS SAÍDAS A CAMPO E CORRELAÇÃO COM A BIBLIOGRAFIA	94
8.1. Riodacitos na área de estudo.....	94
8.2. Características petrográficas macroscópicas e microscópicas dos Riodacitos das amostras de vertentes/topos	99
8.3. Características petrográficas dos derrames máficos dos Basaltos Hipoialinos das amostras de vertentes/topos	103
8.3. Feições de resfriamento	105
8.4. Entablatura do derrame ígneo máfico	107
8.5. Entablatura em Leque	110
8.6. Entablatura em bloco	112
8.7. Entablamento sigmoidal e em cunha	114
8.8. Disjunção tabular truncada	116
8.9. Vesículas e geodos	117
8.10. Resultados das análises de lâminas delgadas de vertentes/topo	118
9. RESULTADOS LEVANTADOS A PARTIR DA GEOMORFOLOGIA REGIONAL E DEMAIS ASPECTOS FÍSICOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	128

9.1. Análise estrutural a partir das propriedades e padrões da rede de drenagem das bacias hidrográficas	131
10. RESULTADOS DOS DADOS PARA OS PERFIS LONGITUDINAIS PRINCIPAIS	145
10.1. Análise da morfologia do perfil longitudinal do rio Coutinho (Basaltos Hipoialinos - Riodacitos Pórfiros)	146
10.2. Análise da interferência tectônica sobre o perfil longitudinal do rio Coutinho	151
10.3. Análise das características estruturais dos Riodacitos no leito fluvial do rio Coutinho e suas fragilidades erosivas	164
10.4. Influência das fraturas na determinação dos processos fluviais mais efetivos sobre o leito fluvial dos Riodacitos.....	176
10.5. Análise da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Coutinho	182
11. RESULTADOS DA ANÁLISE DA MORFOLOGIA DOS PERFIS LONGITUDINAIS DOS RIOS MARACUJÁ E CAMPO REAL.....	187
11.1. Morfologia do perfil longitudinal do rio Maracujá.....	187
11.2. Análise da interferência estrutural sobre o perfil longitudinal do rio Maracujá	195
11.3. Análise das características estruturais dos Basaltos Hipoialinos no leito fluvial do rio Maracujá e suas fragilidades erosivas	198
11.4. Análise da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Maracujá	212
12. RESULTADOS DA ANÁLISE DA MORFOLOGIA, CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS BASALTOS E FRAGILIDADES EROSIVAS DO PERFIL LONGITUDINAL DO RIO CAMPO REAL.....	216
12.1. Análise da interferência estrutural sobre o perfil longitudinal do rio Campo Real.	233
12.2. Análise da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Campo Real	237
13. ANÁLISE DA RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA INTEGRADA DOS PERFIS LONGITUDINAIS ESTUDADOS E DE SEUS AFLUENTES PRINCIPAIS	241
13.1. Análise a partir dos limiares superiores e inferiores e os índices de LK/LL ...	250

14. CONCLUSÕES	266
15. FUTURAS PESQUISAS.....	270
16. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	271

1. INTRODUÇÃO

1.1. Motivação da pesquisa

As pesquisas sobre canais de leitos rochosos (mistos - rochoso/aluvial) têm desempenhado um relevante papel de interface entre áreas da geomorfologia, devido à possibilidade de extrapolação de resultados e de sua interdisciplinaridade, (MCNAMARA et al., 2006; AMBILI; NARAYANA, 2014; KALE, 2005). As pesquisas na área vêm possibilitando novas visões de como as redes de drenagem interferem na evolução do relevo (TUCKER et al., 2001; MERWADE, 2012; ANTÓN, et al., 2014;).

As diversas abordagens, sejam elas com enfoque na análise estrutural ou na análise dinâmica, têm permitido observar os possíveis sinais acerca de mudanças climáticas e de atividades tectônicas. Isso é possível tomando como base, por exemplo, a análise das estruturas superficiais de um canal fluvial, identificando a evolução dos sinais registrados sobre os perfis longitudinais dos rios, (WOBUS et al., 2006).

Os rios de leitos rochosos (misto rochoso/aluvial) fornecem boas indicações de mudanças climáticas ou de movimentação tectônica, mesmo em áreas intraplacas como a Sul-americana (ETCHEBEHERE; et. al., 2005; ETCHEBEHERE; SAAD, 2002; ETCHEBEHERE et al., 2006).

Pesquisas diversas (HOWARD; KERBY, 1983;; WHIPPLE;TUCKER, 1999; KIRBY et al., 2003; KIRBY; WHIPPLE, 2001; SNYDER et al., 2001; DIETRICH et al., 2003), têm desenvolvido estudos sobre taxas de incisão de leitos rochosos e melhorado os modelos de quantificação da evolução do relevo e da paisagem, utilizando dados de perfis longitudinais e processos intracanal.

No Brasil ainda são bem recentes as pesquisas nesta temática (rios com leito rochoso) e muito pequena a quantidade de pesquisadores. Parte destes autores, (ETCHEBEHERE et al., 2004; LIMA, 2009, 2010, 2012, 2014; LIMA; BINDA, 2013, 2015; SOUSA LIMA et al., 2011) têm usado índices morfométricos para pesquisas de canais rochosos como parâmetros para análise de perfis longitudinais e inferências sobre a evolução dos rios e relevo associado. Estudos deste gênero têm alcançado um grande progresso sobre as respostas evolutivas de denudação das paisagens (WOBUS et al., 2006; SNYDER, et al., 2000; MONTGOMERY, 2001; WOBUS, et al., 2003; DUBINSKI; WOHL, 2013; BUBECK et al., 2015; LAMB et al., 2015).

Os índices morfométricos quando utilizados neste contexto auxiliam as análises acerca da evolução da morfologia dos rios, bem como de sua mecânica fluvial condicionada ou não às diversas características geológicas e geomorfológicas.

No caso dos rios de leitos rochosos, impera os modelos e índices aplicados às paisagens de tectônica ativa, e em largas bacias hidrográficas de extensões territoriais consideráveis (HOWARD, et al., 1994; KIRBY e WHIPPLE, 2001; BROCKLEHURST; WHIPPLE, 2002; WOBUS et al., 2006; AMBILI; NARAYANA, 2014). Contudo, os modelos existentes podem ser adaptados às paisagens e bacias hidrográficas que se inserem em regiões onde a tectônica não é ativa (ou pelo menos diminuta) e com menor extensão territorial, sem grandes perdas da acurácia e com possibilidades de interpretação em relação as suas características evolutivas (LIMA, 2009, 2010, 2012, 2014; LIMA; BINDA, 2013, 2015).

Outro aspecto importante são os processos erosivos inerentes aos leitos rochosos. Uma vez caracterizados e bem delimitados quanto ao seu funcionamento, fornecem bases para inferências diversas da resposta geomorfológica do perfil longitudinal, partindo da compreensão do seu poder de incisão sobre as rochas (WHIPPLE et al., 2000; VAN DER BEEK; BISHOP, 2003; DUVALL et al., 2004; LAMB et al., 2015; WOBUS et al., 2006;; TUROWSKI et al., 2008; ORTEGA et al., 2014).

Neste sentido, buscou-se através deste estudo compreender a resposta geomorfológica de canais com leito predominantemente rochoso, além de também complementar os estudos geomorfológicos em leitos de litologia vulcânica, iniciados por Lima (2009, 2010, 2012, 2014) em recorte territorial no Brasil.

Pretende-se analisar de forma específica três perfis longitudinais inseridos em duas tipologias litológicas vulcânicas localizadas na porção superior da Formação Serra Geral. A ideia é utilizar metodologia, norteadas pela aplicação da relação declive-área (*slope-area*), índice morfométrico, que possibilitará a observações de valores quantitativos, indicadores da evolução erosiva dos leitos fluviais dos rios selecionados.

2. RESSALVA A NOVA CLASSIFICAÇÃO DO GRUPO SERRA GERAL

Antes de apresentar os principais questionamentos e objetivos que fomentaram a pesquisa, cabe inicialmente apontar uma mudança que ocorreu no curso da pesquisa, acerca da nomenclatura utilizada para as unidades que compõem as litologias estudadas.

A classificação estratigráfica da Formação Serra Geral e nomenclatura de seus membros e unidades sofreu uma reclassificação, segundo a Mineropar (2013). Embora, a instituição tenha finalizado o trabalho em meados de 2013, como consta em citação e referencial bibliográfico, a publicação ficou disponível em seu formato atual tempos depois.

Este trabalho iniciou-se quando ainda a terminologia era dada como Formação Serra Geral. Contudo, ao longo de sua elaboração considerou-se a nova classificação, embora, o título tenha permanecido como Formação.

Isto se deu, devido questões administrativas, relativas ao depósito e classificação bibliográfica da tese no programa de pós graduação da instituição.

No entanto, esta versão corrigida possibilitou considerar de fato, a nova nomenclatura e subdivisões. A descrição pormenorizada classificação e posições estratigráficas das formações e membros geológicos foi feita no item 7 desta tese.

3. PROBLEMATIZAÇÃO E OBJETIVOS

O Grupo Serra Geral contém formações e membros que subdividem vários subtipos litológicos de origem vulcânica. Predominam derrames de constituição máfica (propriedades geoquímicas de caráter básico), e em menor proporção volumétrica e espacial, derrames félsicos (propriedades ácidas).

Na área de estudo selecionou-se dois membros apenas do nível superior do Grupo Serra Geral, onde ocorre o contato direto entre rochas félsicas (Riodacitos) e rochas máficas (Basaltos Hipoalinos).

Outro aspecto relevante para a pesquisa foi a análise da interferência estrutural ligada a tectônica, regional e local. Pois, acredita-se que esta exerça uma influência, significativa sobre a evolução dos perfis de rios em leitos rochosos, por se tratar de um condicionante primordial na estruturação e direcionamento dos canais fluviais.

A relação declive-área, referencial morfométrico mais importante deste estudo é aqui utilizado para mensurar parâmetros de variabilidade dos declives dos rios selecionados. Esta deriva de equações que surgiram com os trabalhos de Hack (1957), Brush (1961) e Flint (1974).

Howard e Kerby, (1983), Stock e Montgomery, (1999), Whipple e Tucker, (2002), Duvall et al., (2004), entre outros, usaram o índice para análise de incisão fluvial em leitos rochosos, além de relacioná-la com outros parâmetros morfométricos.

Lima (2009, 2010, 2012, 2014), utilizou a relação declive-área em estudos no mesmo Grupo Serra Geral, sobretudo, em membro **inferior**. Dentre inúmeras constatações, o autor (LIMA, 2009) credita uma complexidade grande na maneira como a declividade dos perfis varia em relação à vazão.

A resistência da rocha não totalmente intemperizada e seu tipo de fraturamento podem determinar diferenças de resistência à erosão em derrames distintos de uma mesma litologia e, conseqüentemente, podem influenciar nos valores de diminuição da declividade do perfil (LIMA, 2009, 2010, 2012, 2014).

Outros aspectos importantes destes rios de leitos rochosos são os processos inerentes a eles. Processos como abrasão, macro abrasão e arrancamento (HANCOCK et al., 1998) desempenham importante papel na evolução dos perfis, por sua eficiência em agir diretamente sobre o leito rochoso, sobretudo, quando fraturado, facilitando a remoção de blocos rochosos em períodos de vazão mais intensa (SKLAR; DIETRICH 2001, 2004; SCOTT, 2015).

Estes temas levantaram ao questionamento, de como poderia ser a resposta geomorfológica dos perfis longitudinais de leitos rochosos que compõem o Grupo Serra Geral **superior**? Levando em consideração também, a interferência tectônica, inferida pela incidência de lineamentos estruturais, sobre as bacias hidrográficas que englobam os perfis longitudinais.

Desta forma, o objetivo principal foi obter a resposta geomorfológica a partir do entendimento da evolução erosiva de canais fluviais em leitos rochosos sobre as duas litologias citadas. Visou também compreender como os processos fluviais influenciam a evolução dos perfis longitudinais a partir da formação das morfologias geomorfológicas resultantes da evolução erosiva.

Como objetivos específicos a caracterização de processos erosivos intracanal (para explicar as variações de declive) existentes sobre os leitos fluviais dos principais rios e a avaliação da interferência dos lineamentos estruturais nos modelos dos perfis longitudinais.

Foram executados levantamentos e descrições sobre a estrutura dos derrames e ocorrências litológicas nos leitos fluviais. Contabilização da densidade de fraturamento dos leitos fluviais, análise macroscópica e microscópica das amostras litológicas coletadas em campo e sua correlação com as características erosivas que influenciam as morfologias fluviais dos perfis longitudinais.

Mapeamentos morfométricos de base, também foram utilizados para a análise dos aspectos gerais dos perfis longitudinais, como a produção de modelos digitais de elevação (MDEs) e estabelecimento dos padrões e assimetrias da rede de drenagem.

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se encontra do município de Guarapuava (Figura, 1) e porções pequenas dos municípios vizinhos a norte e oeste. As três bacias hidrográficas (Figura, 2), rio Campo Real, rio Coutinho e rio Maracujá, juntas possuem aproximadamente, 909,138 km² de área. Localizadas a oeste de Curitiba, no Terceiro Planalto Paranaense. Estas distam aproximadamente 255 km da capital Curitiba. O principal acesso por Leste-Oeste se dá pela BR-277 e Norte-Sul o acesso é pela PR 466.

Figura 1. Acesso ao município de Guarapuava e região.

A análise principal foi realizada sobre os perfis longitudinais dos rios Coutinho, Maracujá e Campo Real no município de Guarapuava (PR), Estado do Paraná. Além de análise sobre os principais afluentes em uma análise integrada dos índices morfométricos (item 13).

Segundo mapeamento geológico oficial (MINEROPAR, 2013) o rio Coutinho corta nas áreas de cabeceiras até média bacia, as rochas de caráter máfico, denominadas de Basaltos Hipoialinos, densamente fraturados. A partir de média bacia, corta rochas ígneas de caráter ácido, denominados de Riodacitos Pórfiros com menor grau de fraturamento.

Os rios Campo Real e Maracujá (este segundo, maior afluente da margem direita do rio Coutinho) cortam em quase toda sua extensão os Basaltos Hipoialinos. Os tributários destes rios intercalam-se, a depender do posicionamento, frente ao curso principal, ora rochas máficas, ora as rochas félsicas. Imprimindo uma importância relevante à análise e a interpretação erosiva do recorte escolhido.

Figura 2. Localização das bacias hidrográficas do presente estudo.

4. MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Neste capítulo apresenta-se as informações referentes ao uso dos materiais e laboratórios de pesquisa que permitiram a organização dos procedimentos metodológicos que foram necessários para a elaboração da pesquisa. Os materiais foram obtidos em sua maioria em órgãos públicos oficiais, ligados as universidades envolvidas ou a instituições de pesquisa e serviço público.

Os softwares utilizados foram de uso livre ou com licença permitida temporariamente no período da pesquisa. Os materiais comprados para a obtenção de dados específicos, como a produção das lâminas delgadas das amostras de rochas coletadas em campo foram compradas com a verba de bolsa de pesquisa fornecida pelo CNPQ ou gentilmente cedida pelo laboratório de Geomorfologia da Universidade Estadual do Centro Oeste (UNICENTRO), mas que foram prontamente respostos quando do uso.

4.1. Materiais

A documentação cartográfica utilizada para a pesquisa consiste em:

- Cartas topográficas do IBGE na escala de 1: 50.000 digitalizadas e georreferenciadas folhas: Guarapuava SG.22-V-D-III-3 (MI 2838/3); Guarapuava SG. 22-V-D-II-4 (MI 2837/4) e Lagoa Seca SG. 22-V-D-II-3 (MI 2937/3);
- Folha Guarapuava digitalizada e georreferenciada na escala 1: 100.000, diretoria de serviço geográfico do exercito região sul, SG.22-V-D-III;
- Folha Palmeirinha digitalizada e georreferenciada na escala 1: 100.000, diretoria de serviço geográfico do exercito região sul, SG.22-V-D-II;
- Folha Guarapuava digitalizada e georreferenciada na escala 1: 250.000, Ministério do Exército, SG.22-V-D MIR 512.
- Mapeamento geológico produzido pela Mineropar (2006, 2013) para o Estado do Paraná. Folha SG.22-V-D na escala de 1: 500.000.

Os materiais acima foram adquiridos no site do Instituto de Terras Cartografia e Geociências do Estado do Paraná, além de *shapes* temáticos, disponíveis para download em: < <http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=51> > .

- Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - NASA) resolução de 30 m, sistema de coordenadas geográficas e datum UTM WGS84. Articulação compatível com a escala 1: 250.000 (IBGE), SG.22-V-D. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/pr/pr.htm>> .
- Imagem SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - NASA) resolução de 30 m, sistema de coordenadas geográficas e datum UTM WGS84. Articulação compatível com a escala 1: 250.000 (IBGE), SG.22-V-D. Disponível em: <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>>.
- MDEs do projeto TOPODATA resolução de 30 m, formato tiff, Datum UTM WGS84, articulação da folha 25S525. Disponível em: <<http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata/>>.
- Imagens ortorretificadas na escala 1: 10.000 do município e região gentilmente cedidas pelo PARANÁ CIDADES SERVIÇO AUTÔNOMO e Laboratório de hidrologia do departamento de geografia – UNICENTRO (PR). Fotos: 2837-1; 2837-2; 2837-3; 2837-4; 2838-1; 2838-2; 2838-3; 2838-4; 2852-1; 2852-2; 2853-1; 2853-2.

Softwares de mapeamento:

- Quanto GIS versão 2.8.1;
- Google Earth Professional;

Softwares acessórios:

- INKSCAPE 0.91;
- GEOrient 32v9;
- Pacote Office 2010.

Outros materiais:

- Laminadora de rocha STRUERS do tipo LaboPol-35, discos de 300 mm de diâmetro e rotações de 50 - 500 rpm;
- Microscópios petrográficos gentilmente cedidos para uso pelo laboratório de Geomorfologia da Universidade do Centro Oeste - UNICENTRO campus Guarapuava (Nikon Eclipse 50/Pol; Leica Laborlux 12 Pol).
- Lamínulas ou lâminas de vidro; resinas para colagem e demais materiais disponibilizados pelo laboratório de Geomorfologia da UNICENTRO.

4.2. Etapas de gabinete

As etapas de gabinete foram realizadas com vistas a identificar os dados que seriam úteis no norteamento às saídas a campo e para a conferência dos pontos que referem-se às zonas de convexidade dos canais e concavidade destes.

A seleção dos canais, a organização dos dados de distância e área; a confecção de base cartográfica e preparação das lâminas delgadas foram os procedimentos realizados para as pesquisas *in loco* e são aqui discriminadas com mais detalhes.

4.2.1. Seleção dos Canais

A escolha dos canais seguiu alguns critérios: rios maiores que 6 km de extensão longitudinal por apresentarem de forma mais desenvolvida, processos fluviais de incisão do canal. Sendo menos comum esta configuração em canais de extensão menor, onde os processos coluviais são mais preponderantes. Outro critério importante de escolha foi de que os rios estivessem completamente ou pelo menos intercalasse seu curso, sobre os Riodacitos e Basaltos Hipoialinos, pertencentes ao Grupo Serra Geral.

Esta seleção foi realizada antes sobre base cartográfica produzida e relacionado os dados obtidos da relação declive-área para melhor determinação das saídas a campo. Os pontos mais distantes da linha de tendência nortearam as saídas a campo por serem considerados zonas de rupturas de declive com afloramento da rocha do leito fluvial ou devido a interferência dos lineamentos estruturais na disposição dos trechos convexos e direcionamento dos canais.

Seguem a seguir, com maiores detalhes, cada etapa dos procedimentos metodológicos.

4.2.2. Base Cartográfica e dados básicos para o modelo declive-área

Com o uso das imagens SRTM foram extraídas automaticamente através dos *softwares* de mapeamento, as curvas de nível. Estas foram produzidas na escala de 1: 10.000 com intervalos de equidistância de 5 m. As redes de drenagem foram extraídas automaticamente com supervisão do pesquisador usando-se ferramentas (*suíte hidrology*) em ambiente SIG. Entretanto, realizou-se em um segundo momento, digitalização da rede de drenagem e curvas de nível, das bacias hidrográficas sobre as

imagens ortorretificadas na escala de 1: 10.000 e confrontadas com a base cartográfica disponibilizada pelo PARANÁ CIDADES SERVIÇO AUTÔNOMO. Possíveis erros de traçados da drenagem foram corrigidos nesta etapa realizando-se a análise entre a rede de drenagem automática e a traçada sobre as imagens ortorretificadas.

As cartas topográficas georreferenciadas serviram adequar a rede de drenagem e curvas de nível produzidas em ambiente SIG (além de corrigir possíveis anomalias produzidas pela geração automática). A maior exatidão no uso deste material produção ortorretificado, em escala de detalhe, possibilitou a identificação mais precisa, por exemplo, das possíveis feições estruturais. Ainda no ambiente SIG, foram realizadas as primeiras medições de distâncias e áreas de drenagem, para estabelecimento dos dados da relação *declive-área*.

Os procedimentos iniciais para a montagem da relação declive-área consistiram na inserção de pontos de intersecção entre a curva de nível e o rio. Foi elaborada uma planilha eletrônica, onde cada ponto (georreferenciado) continha o dado altimétrico de elevação com o trecho do rio. Em seguida, delimitou-se a área de drenagem (ambiente SIG) para cada ponto de intersecção da curva de nível com o rio, de modo a organizar os valores em metros quadrados e quilômetros quadrados (Figura, 3).

Em seguida, realizou-se a medição de distância de ponto a ponto, seguindo o canal fluvial de montante até a sua jusante, estabelecendo assim, os valores em metros e quilômetros entre eles. Todos os dados foram exportados para uma planilha no *software Excel*.

Figura 3. Delimitação dos pontos de intersecção entre curvas de nível e rio, para a mensurações da áreas de drenagem e distâncias lineares.

No *software Excel* foi realizado os cálculos da relação declive-área para cada canal, onde foram previamente organizados dados de área, comprimento e distância em metros e quilômetros de cada ponto. Também foi feito o cálculo de declividade de cada ponto que representa os trechos do canal fluvial, onde se dividiu o valor da altura pela distância medida entre um ponto a outro.

Importante salientar, que, foi necessário organizar na tabela (Figura, 4) um procedimento de suavização (LIMA, 2014), suprimindo os valores repetidos de intersecção das curvas de nível, com o trecho do rio, para que não houvesse erros nos cálculos. O conveniente é que na etapa de inserção dos pontos já se considere a primeira curva de nível que intersecciona o trecho do rio, desconsiderando a repetição caso ocorra.

Outra questão importante é que o produto gerado pela extração automática da drenagem e das curvas de nível pode gerar alguns erros de traçados, cabendo ao pesquisador identificar antes estes erros e corrigi-los manualmente dentro do ambiente do *software*.

Ponto	Curvas	comprimento (m)	Distância (M)	Distancia KM	AREA_KM	AREA_METROS	S_DECLIVIDADE
0	1150				0,939314008	939314	
1	1145	35,761	35,761	0,0358	1,3671	1367099	0,139817119
2	1140	58,752	94,513	0,0945	1,537089944	1537094	0,085103486
3	1135	92,687	187,200	0,1872	1,780329943	1780325	0,053944998
4	1130	33,124	220,324	0,2203	1,987470031	1987468	0,150947953
5	1125	228,132	448,456	0,4485	2,499249935	2499245	0,021917136
6	1120	27,535	475,991	0,4760	2,651350021	2651350	0,181587071
7	1115	465,530	941,521	0,9415	3,646650076	3646650	0,010740446
8	1110	508,101	1449,622	1,4496	5,135260105	5135260	0,009840563
9	1105	166,617	1616,239	1,6162	6,814539909	6814541	0,030008943
10	1100	2439,849	4056,088	4,0561	12,78289986	12782877	0,002049307
11	1095	878,211	4934,299	4,9343	14,99370003	14993735	0,005693393
12	1090	323,767	5258,066	5,2581	16,65439987	16654351	0,015443205
13	1085	458,856	5716,922	5,7169	18,69120026	18691176	0,010896665
14	1080	69,946	5786,868	5,7869	20,13249969	20132542	0,071483716
15	1075	202,831	5989,699	5,9897	21,86639977	21866389	0,024651064
16	1070	1851,385	7841,084	7,8411	27,60090065	27600877	0,002700681
17	1065	369,635	8210,719	8,2107	30,26779938	30267774	0,013526858
18	1060	40,494	8251,213	8,2512	31,13260078	31132572	0,123475083
19	1055	139,631	8390,844	8,3908	31,84729958	31847260	0,035808667
20	1050	59,161	8450,005	8,4500	32,5163002	32516265	0,084515137
21	1045	795,510	9245,515	9,2455	50,4552002	50455233	0,006285276
22	1040	186,310	9431,825	9,4318	53,77270126	53772744	0,026836992
23	1035	1817,358	11249,183	11,2492	62,21279907	62212809	0,002751247
24	1030	2756,083	14005,266	14,0053	75,90670013	75906725	0,001814169
25	1025	247,318	14252,584	14,2526	78,79460144	78794585	0,020216887
26	1020	6486,690	20739,274	20,7393	160,4349976	160434848	0,000770809
27	1015	2293,229	23032,503	23,0325	169,9839935	169984401	0,002180332
28	1010	258,357	23290,860	23,2909	171,8840027	171884181	0,019353066
29	1005	77,058	23367,918	23,3679	172,7420044	172742318	0,06488619
30	1000	251,183	23619,101	23,6191	174,8630066	174862948	0,019905806
31	995	161,847	23780,948	23,7809	175,6620026	175662240	0,030893375
32	990	92,281	23873,229	23,8732	176,1589966	176159008	0,054182334
33	985	92,281	23965,510	23,9655	176,7929993	176793330	0,054182334
34	980	553,686	24519,196	24,5192	178,9129944	178913479	0,009030389
35	975	92,280	24611,476	24,6115	179,727005	179727325	0,054182922
36	970	92,280	24703,756	24,7038	180,7960052	180795635	0,054182922
37	965	65,915	24769,671	24,7697	181,9299927	181930292	0,075855268
38	960	1868,325	26637,996	26,6380	185,5879974	185587845	0,002676194
39	955	54,035	26692,031	26,6920	186,7149963	186714520	0,092532618
40	950	93,176	26785,207	26,7852	188,2319946	188231939	0,053661887
41	945	1256,794	28042,001	28,0420	192,1159973	192115623	0,003978377
42	940	1352,788	29394,789	29,3948	203,7350006	203734791	0,003696071
43	935	8164,755	37559,544	37,5595	600,34198	600342493	0,000612388
44	930	10312,637	47872,181	47,8722	676,2680054	676267763	0,000484842
45	925	1065,680	48937,861	48,9379	678,882019	678881590	0,00469184
46	920	584,349	49522,210	49,5222	680,2369995	680236640	0,00855653
47	915	2534,671	52056,881	52,0569	680,2379125	680237912	0,001972643

Figura 4. Organização da tabela final de dados para a aplicação da relação declive-área, exemplo: Rio Coutinho.

Foram testadas algumas maneiras de extrair as áreas de contribuição da rede de drenagem de forma automática, usando as ferramentas dos *softwares*. Para que estes pudessem considerar a área de contribuição de fluxo de cada ponto de intersecção automaticamente diminuindo o tempo de organização dos dados.

Contudo, tais ferramentas (*suíte hidrology dos softwares*) nem sempre consideravam o tamanho real da área de contribuição para cada ponto. Neste caso, realizou-se a delimitação manualmente (dentro do aplicativo, mas com ferramentas de controle do pesquisador) considerando os interflúvios naturais identificados pelo traçados das curvas de nível, como divisores de água para cada área de contribuição.

4.2.3. Modelo declive-área / modelo de regressão

A relação declive-área, modelo de regressão do tipo função potência possibilita obter uma interpretação da variabilidade dos declives dos perfis selecionados. A potência do escoamento, capacidade erosiva entendida pela vazão como processo de incisão sobre o leito fluvial é um dos elementos que determina esta variabilidade da declividade do canal, que na expressão é entendida pelos valores de S .

A resistência erosiva do leito fluvial é o outro aspecto importante, que também determina a variabilidade dos declives dos rios. As constantes k_s e θ (m/n) respectivamente, são os coeficientes de declividade (*steepness*) e coeficiente de concavidade (HOWARD; KERBY, 1983; STOCK; MONTGOMERY, 1999; WHIPPLE; TUCKER, 2002; DUVALL et al., 2004) que permitem no contexto estudado, inferir a partir do modelo de regressão, o comportamento destas duas variáveis. O coeficiente K_s e o expoente θ representariam, assim o comportamento da declividade para um determinado domínio de resistência à erosão (LIMA, 2009).

A notação A , representa a área de drenagem de cada ponto estabelecido junto à curva de nível. Esta notação (A) substitui a medição de valores de vazão *in loco*, por se entender que a potência do escoamento (vazão) é maior com o aumento da área de drenagem. Organizada na forma de equação, a declividade de um canal (S) é uma função da área de drenagem (A), ou seja, da vazão (FLINT, 1974; WHIPPLE, 2004; LIMA, 2009), como mostrada na seguinte equação:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

A linearização da função potência se dá pelo uso da regressão linear como medida de ajuste do modelo aos dados coletados. Se o valor de R^2 não estão bem ajustados à reta de tendência (KIRBY; WHIPPLE, 2001; LIMA, 2009), a interpretação dos dados leva ao entendimento de que há um escalonamento maior do perfil do rio.

Os pontos com picos destoantes à reta representam, portanto, as zonas de rupturas de declive. Mas o escalonamento citado não seria um escalonamento regular, e sim um escalonamento irregular, derivado de controles diversos (como litologia variada e estrutural ligada a incidência de) e que ainda não foram ajustados hidraulicamente pela evolução erosiva do perfil (LIMA, 2009).

O índice de declividade K_s , indica o grau de interferência no perfil longitudinal (WHIPPLE, 2004) pela capacidade de resistência erosiva da rocha à erosão (LIMA, 2009, 2014) ou pela constituição de lineamentos estruturais negativos e positivos (NADALIN, 2014) sobre o perfil longitudinal. Os valores de retorno do coeficiente k_s , mais próximo de 1 indica essa idealização da interferência ou perturbação sobre o canal fluvial.

No caso do coeficiente de concavidade (θ) os valores mais próximo de 1 representam um maior ajuste dos processos de incisão do canal fluvial sobre a resistência impressa pela litologia deste.

Além dos principais cursos fluviais escolhidos para aplicação na análise da relação declive-área, optou-se também em selecionar os principais afluentes das três bacias hidrográficas em questão e aplicar o mesmo modelo de regressão para cada um. Pretendeu-se desta forma, compreender o comportamento geral destes afluentes quanto ao escalonamento dos perfis longitudinais e o controle litológico-estrutural, que estes apresentam, sendo eles discutidos com mais afinco e de forma integrada no capítulo 13.

4.2.4. Mapeamento estrutural a partir da análise da rede de drenagem

Com o objetivo de delimitar a influencia estrutural sobre a rede de drenagem das bacias hidrográficas e dos perfis longitudinais analisados, inicialmente, elaborou-se o mapeamento estrutural através do tratamento das imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução de 30 m.

A primeira etapa do mapeamento consistiu em gerar no ambiente SIG um mapa de relevo sombreado, com a imagem SRTM. A imagem foi transformada em um MDE (Modelo Digital de Elevação) a fim de destacar as feições do relevo, através da

simulação direcional da iluminação solar (azimute e inclinação solar). Estabeleceram-se valores de azimute e iluminação variados para correta visualização das feições do relevo.

Entretanto, optou-se pelo valor azimutal de 315° e 45° de inclinação solar para a melhor visualização das formas que compõem as bacias hidrográficas. Estes valores se mostraram os melhores para as interpretações a cerca da estruturação da rede de drenagem, bem como das interferências estruturais.

O estabelecimento da demarcação das linhas estruturais e da determinação dos valores azimutais e de inclinação solar citados, foi baseado em diversos trabalhos do gênero (VALERIANO, 2005; NADALIN, 2014,2017; SORRIBAS et al., 2011; FONSÊCA; CORRÊA, 2011), facilitando assim, o correto traçado dos lineamentos estruturais.

A função (*Analytical hillshade*) dos aplicativos usados foi a ferramenta necessária para o incremento de contraste por equalização do histograma, necessários para a geração do MDE de sombreado. Esta função ressalta a variação tonal das bordas (entre elas os trechos que tenha linhas estruturais) das feições morfológicas do terreno, facilitando a detecção e visualização das feições lineares do relevo e zonas de ruptura (Figura, 5).

Figura 5. Sobreposição da rede de drenagem sobre o MDE gerado a partir da imagem SRTM de resolução de 30m. A figura representa o domínio das bacias hidrográficas do rio Coutinho, Maracujá e Campo Real.

A análise estrutural sobre a rede de drenagem foi realizada através de fotoanálise a partir do uso do MDE sombreado citado anteriormente. Fotografias áreas ortorretificadas na escala de 1: 10.000 (georreferenciadas), as curvas de nível com equidistância de 5 m, também foram importantes para interpretação dos padrões de drenagem e lineamentos incidentes. Foram considerados nesta etapa os preceitos teóricos de Howard (1976), Nadalin (2014, 2017) e Soares e Fiori (1976).

Os preceitos teóricos baseiam-se na análise lógico-dedutiva derivada da análise geomorfológica, para inferir sobre a disposição das estruturas rochosas subjacentes e sua influencia na configuração da rede de drenagem.

Padrões de drenagem com anomalias no traçados dos canais são indicadores de possível controle estrutural. Adaptações foram feitas para aplicação dos preceitos teóricos dos autores citados anteriormente, utilizando-se da seguinte sistematização teórica:

- 1º) propriedade dos elementos texturais da rede de drenagem;
- 2º) densidade de textura dos elementos da rede de drenagem;
- 3º) estruturação dos lineamentos provenientes da influencia estrutural na disposição da rede de drenagem atual.

Os elementos práticos de fotoanálise e fotointerpretação utilizados para esta pesquisa foram:

- Elementos de lineação: são formas retilíneas ou em curva (arco) que podem ser positivos quando se salientam como cristas ou negativos como depressões ou sulcos. Indicam quando em conjunto: direção de camadas, foliações ou direção do mergulho das estruturas rochosas.

Podem ser lineações em feixe (paralelas e em continuidade longitudinal), associadas a acamamento e foliação das rochas ou podem ser em série (paralelas ou transversais) associadas às falhas e fraturas estruturais oriundas de esforços tectônicos ao longo do tempo geológico.

Os alinhamentos que são segmentos maiores em extensão longitudinal, que podem ser retilíneos ou em arco foram tratados nesta pesquisa, igualmente como lineações negativas. Entendeu-se que, as bacias hidrográficas, aqui estudadas, apresentavam-se alinhamentos extensos longitudinalmente, em maior número em relação as lineações (negativas) mais curtas em extensão, como preconiza Nadalin (2014, 2017) ao sugerir a separação em dois tipos de traçado.

Optou-se desta maneira, neste procedimento, para que se obtivesse uma boa visualização destes elementos, sem poluição visual nos mapas produzidos, dispondo de apenas duas categorias de classificação de linhas estruturais.

Denominou-se assim, como lineações em série, as linhas em cor vermelha, por apresentarem como características essenciais, a disposição transversal multidirecional, espaçadas no espaço geográfico e irregulares, sem um padrão definido. Estas formam angulações diversas em relação às lineações em feixe (cor preta), que se apresentaram sempre mais curtas em extensão e paralelas com continuidade longitudinal, expondo mais provavelmente a direção dos planos de acamamento sob a rede de drenagem (NADALIN, 2014, 2017), (Figura, 6).

Figura 6. Trecho do rio Coutinho que exemplifica o traçado dos lineamentos em feixe (linhas pretas) e dos lineamentos em série (linhas vermelhas). A fotoanálise para traçado dos lineamentos considerou a sobreposição do MDE de sombreamento, fotografias área ortorretificadas (1: 10.000), interpretação sobre as curvas de nível e análise das propriedades e padrão da rede de drenagem.

4.2.4.1. Principais propriedade dos elementos texturais da rede de drenagem

As propriedades utilizadas para a análise da rede de drenagem do conjunto foram:

Densidade de drenagem: considerada pela maior ou menor quantidade de elementos da drenagem em uma dada área. Na divisão de zonas homólogas (mais a frente) estabeleceu-se a quantificação não só para as bacias hidrográficas do estudo, mas também pela área da densidade da rede de drenagem das zonas homólogas identificadas. Utilizando-se da equação:

$$Dd = Lt / A \quad (2)$$

onde, Dd é a densidade de drenagem, Lt é o comprimento total dos canais e A é a área do polígono territorial considerado. Para a qualificação dos valores obtidos seguiu-se os preceitos de Beltrame (1994), segundo tabela 1 e figura 7.

Tabela 1. Classificação dos valores de densidade de drenagem adaptada

Valores de densidade de drenagem (Dd)	Qualificação da Densidade de drenagem (Dd)
Menor que 0,50	Baixa
De 0,50 a 2,00	Moderada
De 2,01 a 3,50	Alta
Maior que 3,50	Muito alta

Fonte: Beltrame (1994).

Figura 7. Exemplificação da propriedade de densidade de drenagem. Em A, densidade alta de canais fluviais; em B, densidade moderada e C baixa densidade.

Angularidade da rede de drenagem: foi utilizada, mais de maneira qualificada, a fim de indicar a idealização da geometria de junção dos canais. Esta informação

contribuiu com a identificação e a influencia dos fatores estruturais sobre o traçado da drenagem. Foram classificadas como alta (ângulos maiores que 90°), moderada (ângulos próximos a 90°) ou baixa (ângulos inferiores a 90°). Podendo ser entendida também, como forma de junção dos canais, (Figura, 8).

Figura 8. Exemplificação da propriedade de forma da angularidade, nas junções dos canais fluviais. A variação de alta (A) a baixa angularidade (C) da junção dos canais reflete o controle estrutural nas desembocaduras dos rios.

Tropia: contemplou as diversas orientações preferenciais da rede de drenagem, em função de um controle estrutural. Esta pode ser maior ou menor a depender, por exemplo, da orientação das lineações em feixe. Trechos de drenagem onde as lineações em feixe são mais presentes indicam tropia alta. Se a presença destas lineações é menor a tropia pode ser considerada moderada ou baixa. Para as lineações em série leva-se em consideração apenas sua maior ou menor densidade, também classificada como alta, moderada ou baixa, (Figura, 9).

Figura 9. Exemplificação da propriedade de tropia de drenagem indicando se a rede de drenagem apresenta alta (A), moderada (B) ou fraca (C) orientação dos lineamentos em feixe. A quantidade destes e sua disposição na rede de drenagem permitem interpretar se os planos de acamamento ou foliação da estrutura rochosa subjacente estão realizando maior ou menor controle estrutural sobre a drenagem.

Zonas homólogas: são aqui utilizadas como áreas homogêneas onde se visualiza semelhanças contíguas dos elementos descritos anteriormente: densidade de drenagem, angularidade (forma), tropia das lineações em feixe e densidade das lineações em série.

A quantidade de zonas homólogas será maior ou menor a depender da concentração de propriedades texturais de drenagem (citadas anteriormente neste item) em uma dada área identificada no mapeamento. Que aliás, refletirá a maior ou menor influencia do controle estrutural exercido pelos lineamentos sobre a rede de drenagem.

Na figura 10 na sequencia, em A, a densidade de drenagem é de moderada a alta, a angularidade é alta, sobretudo nas confluências de canais de segunda ordem (STRAHLER, 1952). A tropia também é alta nas lineações em feixe e moderada nas lineações em série, as linhas em série (com tracejado) separam a zona A da B. a zona homóloga B apresenta densidade de drenagem alta, angularidade moderada, tropia baixa e densidade de lineações em série de baixa a moderada. As cores utilizadas para destacar a exemplificação são apenas ilustrativas, a linha tracejada serve de limite entre as zonas homólogas (Figura, 10).

Figura 10. Exemplificação da constituição de zonas homólogas seguindo as informações retiradas das propriedades de drenagem elencadas neste estudo.

Padrões de drenagem: remete aos padrões básicos que a rede de drenagem apresenta segundo sua constituição fluvial. Cada padrão se apresenta em função dos efeitos vinculados da evolução tectônica, com expressões e significados estruturais sobre a rede de drenagem (HOWARD, 1976; SUMMERFIELD, 1991). Abaixo, a figura no formato de tabela que serviu de norteamento teórico para a classificação dos padrões observados nas bacias hidrográficas do estudo (Figura, 11):

Padrão básico	Significado	Modificações no padrão básico	Significado
A. Dendrítico	Sedimentos horizontais ou oblíquos, rochas cristalinas. Declive regional suave.	A1. Subdendrítico A2. Pinado A3. Anastomosado A4. Distributário	A1. Controle secundário menos expressivo, geralmente estrutural. A2. Textura fina, material friável. A3. Planícies aluviais e de marés, deltas. A4. Leques aluviais.
B. Paralelo	Declives moderados a fortes, relevos alongados paralelos.	B1. Subparalelo B2. Colinear	B1. Declives intermediários ou controlado por relevo paralelo. B2. Cristas arenosas.
C. Trelíça	Rochas dobradas, vulcânicas ou metasedimentares de baixo grau; áreas de fraturas paralelas.	C1. Subtrelíça C2. Trelíça recurvada C3. Trelíça direcional C4. Trelíça de falha C5. Trelíça de junta	C1. Relevos alongados paralelos. C2. Dobras com mergulho homoclinal suave. C3. Declives suaves com cristas de praias. C4. Falhas paralelas irregulares. C5. Falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas.
D. Retangular	Juntas e/ou falhas em ângulos retos com divisores interceptando a continuidade regional.	Angular	Juntas e/ou falhas em padrão retangular-angular (padrão composto).
E. Radial	Vulcões, domos e residuais de erosão.	Centrípeto	Crateras caldeiras e outras depressões.
F. Anelar	Domos e bacias estruturais.		Feições (domo e bacia) distinguidas por tributários mais longos de correntes subsequentes anelares.
G. Multibacias	Depósitos superficiais irregulares, áreas de vulcanismo recente, dissolução calcárea e solos gelados.	G1. Glacialmente perturbada G2. Cárstico Termo-cárstico Bacia alongada	G1. Erosão e/ou deposição glacial. G2. Calcários Solos gelados Planícies costeiras e deltas.
H. Contorcido	Rochas metamórficas contorcidas, acamadas. Camadas resistentes dadas por diques, veios e bandas migmatíticas.		Tributários mais extensos de correntes subsequentes curvadas são indicativos do mergulho das camadas metamórficas, permitindo a distinção entre anticlinais e sinclinais.

Figura 11. Sistematização dos padrões básicos de drenagem segundo Howard (1976).

Assimetria de drenagem: a identificação de assimetrias de drenagem também foi utilizada na pesquisa para inferir como a estrutura influencia no traçado dos canais

fluviais. O caimento baixo (MINEROPAR, 2013) das camadas rochosas basálticas da área de estudo imprime às propriedades de densidade de drenagem, de extensão dos canais e de angularidade dos afluentes, diferenças significativas de traçado.

Isto também, permite a inferência dos planos de acamamento dos derrames, pela disposição da drenagem em superfície. O entendimento das assimetrias de drenagem possibilitou compreender e visualizar as linhas de lineamentos negativos mais efetivos na configuração da rede de drenagem.

Para demarcação dos símbolos que representam cada tipo de assimetria (assimetria forte; assimetria moderada; assimetria baixa e assimetria nula ou simétrica) considerou-se os dois lados do canal fluvial com lineamento negativo incidente, que normalmente coincidente com um rio de ordem mais alta (STRAHLER, 1952) promovendo a conversão do fluxo d'água para si.

A assimetria é forte quando as três características (densidade, extensão dos canais e angularidade) se diferenciam. Classificou-se como moderada quando esta se diferencia em apenas duas características (densidade e extensão diferentes) e baixa, caso venha a se diferenciar em uma delas (extensão). Sendo a drenagem simétrica não há como classificá-la como assimétrica e sim como similar (NADALIN, 2014, 2017). A direção do mergulho das camadas é indicada pelo sentido de escoamento dos rios mais extensos (Fig. 12) (NADALIN, 2014, 2017).

No exemplo abaixo da figura 12, em A, assimetria é forte, devido a densidade, extensão e angularidades serem distintas com disparidade na extensão, densidade e angularidades, dos dois lados dos canais fluviais principais. Em B, assimetria é moderada, devido a densidade e extensão dos canais serem diferentes, comparando-se os dois lados do canal principal. Em C, assimetria é baixa, devido a extensão dos canais ser o item mais distinto. Em D, assimetria é nula ou simétrica, porque a densidade, extensão dos canais e seus ângulos de junção serem similares.

Figura 12. Exemplificação das propriedades de assimetria de drenagem.

Os gráficos de roseta com as direções dos lineamentos foram elaboradas no software livre GEORiente 32v9, disponível em: http://www.holcombe.net.au/software/rodh_software_georient.htm.

As direções azimutais foram tabeladas no ambiente SIG com a ferramenta *Azimuthfinder* e exportadas como tabela na extensão de arquivo *txt*. No programa de computador GEORiente 32 v.9 foram elaboradas as rosetas com as frequências de direções dos lineamentos (em feixe e em série).

4.2.5. Lâminas delgadas das amostras de rochas coletadas

A classificação mineralógica utilizada por pesquisadores e especialistas da área de mineralogia tem como um dos seus referenciais a identificação e o uso das propriedades óticas. Estas são destinadas a interpretar e precisar as características cristalográficas, de formação e de estruturação dos minerais.

Basicamente a organização para identificação dos minerais das rochas seguiu a sistematização preconizada como no esquema abaixo da figura 13:

Figura 13. Representação da sistematização para classificação dos minerais através do uso das propriedades óticas. Fonte: Perkins e Henke (2000) adaptado.

Os critérios mais usuais para esta pesquisa foram àqueles utilizados para a identificação dos minerais e de suas propriedades mais básicas com foco em propriedades que influencie a erodibilidade da rocha. Não se procurou verticalizar as informações de estruturação geoquímica dos minerais, para que a questão da erodibilidade não se perdesse do foco do estudo. Mesmo que as questões geoquímicas de estruturação tenha relação direta com a coesão da rocha intacta.

Desta forma, considerou-se com um dos itens a opacidade que representa a possibilidade de reflexão total de luz ou seja, quando não se pode ver características diagnósticas, através da lâmina delgada produzida para o mineral.

Na pesquisa a opacidade observada nos minerais foi compreendida pela concentração de óxidos na área da lâmina delgada ou a grande porção da matriz vítrea (óxidos) presente na amostra de rocha coletada e uma vez tratada em laboratório.

Os minerais não opacos, classificam-se como isotrópicos, que é quando, o índice de refração da luz é constante, independente da direção considerada. Neste caso, o raio de luz se propaga com a mesma velocidade em todas as direções (NARDY et al., 2009).

Os minerais que apresentam uma rede cristalina homogênea possui simetria em seu arranjo cristalino, facilitando mais sua identificação quando se relaciona as demais características diagnósticas. Já os minerais chamados de anisotrópicos possuem índices de refração nas diferentes direções de propagação da luz em seu interior (NARDY et al., 2009). Isso indica que, na estruturação da rede cristalina dos minerais, que perfazem o grupo, há diferenças entre as distâncias que determinam as ligações atômicas responsáveis pelo arranjo cristalino dos minerais.

O grupo de minerais anisotrópicos se subdivide em uniaxial, que é quando o mineral possui dois índices de refração principais, compreendem os minerais que se cristalizam nos sistemas trigonal, tetragonal e hexagonal. Os minerais do grupo biaxial são aqueles que possuem três índices de refração principais e compreendem os minerais que se cristalizam nos sistemas ortorrômbico, monoclinico e triclínico (NARDY et al., 2009).

Os sinais óticos determinam os índices de refração principais dos minerais, que dependem dos índices de refração. Nos minerais considerados uniaxiais os eixos óticos são dois, paralelos e perpendiculares à face do cristal. Os raios extraordinários (n_e) e ordinários (n_o) estão ligados a direção e distância dos eixos óticos de cada mineral. Os valores de distância dos índices de direção do eixo ótico determinam a formação de uma

elipse de revolução em sentido positivo (+) ou negativo (-), sendo sempre um maior ou menor em relação ao outro, (UNESP, 2017), (Figura, 14):

Figura 14. Exemplificação dos raios extraordinários e ordinários em minerais do grupo uniaxial indicando os sentidos de elongação da elipse. Fonte: UNESP (2017).

O grupo biaxial de minerais apresenta três eixos óticos principais, onde cada um representa um índice de refração, sendo os seus comprimentos proporcionais a cada índice de refração do raio incidente (UNESP, 2017), (Figura, 15).

Figura 15. Representação das três direções de um eixo ótico de mineral biaxial. Fonte: UNESP (2017).

Todavia, como relatado anteriormente esta pesquisa, empregou de maneira mais simplificada as propriedades óticas para a compreensão da estruturação das litologias, com vistas ao entendimento de suas características de erodibilidade fluvial.

Não coube aqui, uma investigação profunda sobre os minerais e sua cristalografia, prerrogativa da sistematização citada. Realizou-se uma análise que permitiu inferir sobre a estruturação rochosa, possíveis direcionamentos dos fluxos de lava e características possíveis para o avanço intempérico sobre os minerais. Informações estas, mais úteis para uma interpretação da evolução erosiva dos perfis longitudinais dos rios estudados.

A análise facilitou o entendimento de possíveis zonas de alteração a partir da estruturação dos minerais e como a sua disposição pode influenciar na formação de áreas de ruptura, de alteração ou de fragilidade erosiva nas rochas.

Os procedimentos metodológicos seguiram os direcionamentos de Heinrich (2014), Tratz (2009), Nardy et al. (2009), Raith, et al. (2014), Perkins e Henke (2000) e Mineropar (2013), para confecção das lâminas delgadas e sua análise.

Primeiramente realizou-se a descrição macroscópica das amostras onde se apresentou informações sobre cor, granulação, mineralogia visível, estruturação básica dos minerais (quando possível), textura, possíveis deformações, grau de intemperização e coerência rochosa.

Para a descrição microscópica realizou-se a descrição da dimensão dos minerais (tamanhos), a descrição de características básicas dos minerais observados nas lâminas delgadas produzidas e uma estimativa modal dos minerais essenciais ou daqueles interpretados (em porcentagem). Demais informações foram levantadas a partir da bibliografia consultada e confrontada com a análise própria das lâminas delgadas.

As características aqui consideradas para a identificação e interpretação das lâminas de rochas foram principalmente de caráter morfológico e ótico. No caso morfológico, a simetria da forma externa de um cristal relaciona-se com a simetria de sua forma interna (ligação entre átomos), determinando diferentes formas cristalinas, resultantes da combinação de diferentes faces cristalinas (RAITH, et al., 2014).

Para esta pesquisa foram consideradas as seguintes características morfológicas e óticas: clivagem, variação de cor conforme movimentos da platina (pleocroismos), forma, relevo e associações mineralógicas mais comuns. Para adquirir maior precisão na identificação dos minerais, a comparação com trabalhos realizados na região foi fundamental, pois, isto facilitou a associação das características observadas nas lâminas delgadas aqui produzidas, com as lâminas dos trabalhos anteriores já realizados.

A clivagem pôde ser inferida pelo traço retilíneo de planos que seccionam o grão cristalino. Quando os planos de clivagem estão orientados paralelamente à direção de observação na objetiva (perpendicular à platina) eles aparecem como linhas escuras e finas (RAITH, et al., 2014).

O exemplo da figura 16 a seguir, permite o melhor entendimento, pois em A, a seta amarela indica a linha que separa uma face cristalina de outra. Em B, a linha bem definida da aresta do cristal não pode ser mais visualizada em função do giro da platina

que provoca a modificação de entrada de luz polarizada sobre o mineral, possibilitando também a visualização do relevo do mineral em relação aos demais.

Figura 16. Exemplo de identificação do plano de clivagem de um plagioclásio. Mineral comum aos Basaltos Hipoalinos e Riodacitos coletados na área de estudo.

A forma do cristal foi determinada pelas faces cristalinas de um cristal, sem obstruções ou quando sua forma se sobrepõe as formas dos demais minerais que ocupam o espaço na estrutura da rocha. Os cristais de minerais podem ser euédricos, quando as faces cristalinas são racionais e bem desenvolvidas. Subédricos, quando parcialmente bem desenvolvidas suas faces e anédricos quando não desenvolvidas, ou seja, sem forma definida conforme plano cristalográfico, (PERKINS; HENKE, 2000).

O exemplo da figura 17 a seguir, permite observar um dos lados (esquerdo da foto) com a forma subédrica (um pouco melhor desenvolvida) com arestas mais nítidas. O lado direito do cristal, a forma arredondada pode ter sido originário de processos de dissolução ou de fusão parcial, fornecendo-lhe uma forma anédrica (MINEROPAR, 2013).

Figura 17. Plagioclásio em formato subédrico a anédrico.

O relevo é outra característica simples de identificação, e que foi útil na diferenciação dos cristais à luz polarizada ou não polarizada (explicação mais abaixo) do microscópio. Ele permite identificar o contraste de uma superfície de um mineral e dos demais minerais ao redor, devido os diferentes índices de refração que cada um apresenta.

Isto se tornou um facilitador a mais, para a identificação dos minerais nas lâminas delgadas. Pois, minerais com relevo alto, que normalmente apresentam altos índices de refração promovem melhor visualização de fraturas e fendas, em relação aos minerais que apresentam menores índices de refração e consequentemente, relevo baixo (PERKINS; HENKE, 2000). Os contornos distintos aparentam estar acima ou abaixo dos materiais adjacentes, quanto maior for a diferença entre os respectivos índices de refração, mais pronunciados serão o contorno do mineral e o seu relevo, (RAITH, et al., 2014).

As maclas foi outro aspecto importante ligado a identificação do mineral. A observação dos diversos planos de clivagem foi facilitada quando havia intercrescimento de um ou mais cristas do mineral.

A visualização do relevo do mineral também foi amparada pela formação das maclas. Estas são possíveis de serem observadas, quando partes adjacentes dentro de um mesmo mineral têm diferentes ângulos de extinção, ou seja, diferentes orientações cristalográficas, (NARDY et al., 2009).

O uso de identificação de cores para a identificação do mineral e de suas características intrínsecas foi o recurso mais usual e facilitador na determinação e precisão dos minerais em lâmina delgada, fazendo uso das propriedades óticas.

A absorção, seletividade, bem como, reflexão de determinadas cores do espectro foi o que possibilitou em conjunto com as demais características físicas do mineral, sua identificação e correta interpretação (RAITH, et al., 2014).

Nos minerais isotrópicos, a rotação da platina do microscópio não provoca mudança na cor de reflexão, devido sua estrutura quimicamente homogênea (RAITH, et al., 2014). Nos minerais anisotrópicos, as cores refletidas podem ser variadas a depender do giro da platina, devido a direções de vibração da luz, que é absorvida ao atravessar o mineral.

O pleocroísmo, neste caso, é o termo utilizado para determinar que um mineral detém a capacidade distinta de absorver diferencialmente vários comprimentos de ondas de luz. Por sua vez, as ondas de luz serão transmitidas em diversas direções cristalográficas, e, desse modo, apresentará variadas cores em diferentes direções, sendo mais fácil de visualizar sob luz polarizada (RAITH, *et al.*, 2014).

Nardy et al., (2009) complementa a definição relatando que o pleocroísmo de um mineral é o fenômeno que certos minerais não opacos, transparentes e coloridos apresentam, ao absorverem a luz de maneira diferente, segundo diferentes direções de vibração no seu interior.

A diferença entre a luz polarizada e não polarizada reside no fato de, a luz não polarizada apresentar vibração da luz em inúmeras direções, mas todas elas perpendiculares à direção de propagação do raio. A análise, sob esta luz não permite observar as cores de refração e reflexão dos minerais em lâmina delgada, apenas características como relevo (em alguns casos) e a disposição dos minerais nas lâminas (NARDY et al., 2009).

Já a luz polarizada por sua vez, apresenta apenas uma direção de vibração, também perpendicular a sua direção de propagação. Isto permite que se possam observar as cores de reflexão e refração que os minerais venham a apresentar, a

depende de suas características de absorção da luz e interação com os raios incidentes (RAITH, et al., 2014).

Minerais que não apresentam cor alguma, não absorvem luz. Outros que absorvem todos os comprimentos de luz branca incidente mostrarão a cor negra ou escura (exemplo os opacos). Aqueles que absorvem algum comprimento específico de onda da luz transmitirão uma cor conforme seu índice de refração (PERKINS e HENKE, 2000; NARDY et al., 2009; RAITH, et al., 2014).

As cores observadas nas lâminas delgadas ao microscópio, com a introdução do analisador são chamadas de cores de interferência. Estas cores diagnósticas variam a depender da orientação do cristal, no giro da platina permitindo a plena identificação do mineral e de outras peculiaridades, (RAITH, et al., 2014).

Outra característica usual para a identificação do mineral foi descobrir a angulação, na qual o mineral apresenta ou não as cores específicas e suas características estruturais. A bibliografia (PERKINS e HENKE, 2000; NARDY et al., 2009; RAITH, et al., 2014) denomina esta característica de: *ângulo de extinção*. Que é quando, os cristais dos minerais deixam de possibilitar a observação de características específicas, como clivagem, relevo e cores diagnósticas. O exemplo da figura 18 permite observar em A, luz não polarizada, com apenas a distinção dos opacos (minerais que sempre refletem a cor escura). Em B, C e D, o giro da platina do microscópio (respectivamente 60°, 90° e 40°) permite observar a variação textural, cores de reflexão/refração e demais características dos minerais presentes na lâmina da rocha.

Figura 18. Exemplo de lâmina delgada produzida a partir de um riódacito.

No giro da platina, a ângulos específicos, o cristal apresenta ou deixa de apresentar uma determinada característica; uma cor por exemplo. O giro da platina promove a variação na direção da luz que atravessa o mineral, modificando as relações de direção de vibração da luz, com os eixos cristalográficos dos minerais.

Cada mineral pode apresentar ângulos específicos de extinção (mais que um), onde não mais é possível enxergar suas características. Esta possibilidade se dá apenas aos minerais anisotrópicos, (PERKINS e HENKE, 2000; UNESP, 2017).

O exemplo da figura 19 permite entender a descrição, onde a luz incidente atravessa o mineral em diferentes ângulos, na qual se modifica as relações de vibração com o eixo cristalográfico do mineral. Em A, uma situação, na qual o cristal encontra-se em uma direção de vibração (eixos r e I) paralela ao polarizador PP (a 0° com o retículo NS do microscópio), possibilitando a observação de alguma característica diagnóstica. Em B, situação distinta, onde a direção de vibração (eixos r e I) atinge um ângulo de 30° (ângulo de extinção), não permitindo mais a observação da característica diagnóstica anterior

Figura 19. Ilustração do giro da platina de um microscópio. Fonte: UNESP (2017).

Todas as características diagnósticas utilizadas foram comparadas com as referências bibliográficas consultadas, entre elas, a tabela de cores de interferência de Michael-Levy (1888), mais atualmente otimizada por Sorensen (2011), na qual, auxiliou na identificação das cores correspondentes dos cristais de minerais ao giro da platina em diferentes graus (Figura, 20). As cores diagnósticas visualizadas para cada mineral está em função do índice de refração do mineral nas direções de vibração (eixos r e I).

Desta forma, o uso da tabela permitiu com mais precisão identificar os cristais de minerais das lâminas delgadas a partir de suas cores diagnósticas em diferentes ângulos de rotação.

Figura 20. Tabela de cores de interferência, segundo Raith-Sorensen (2011) e Michael-Levy (1888) adaptada por Raith, et al., (2014).

4.2.6. Procedimentos para preparação das lâminas

A preparação inicial das lâminas consistiu em coleta de amostras frescas em campo. Realizaram-se corte de pedaços laminares de 0,5 cm das rochas em marmorarias ou em laboratório, usando máquina de mão (máquina do tipo Makita com lâminas diamantadas resistentes para a fricção com a rocha). Na sequência desbastou-se o pedaço de rocha em uma laminadora do tipo Struers (Figura, 21A) que possui diversas rotações por segundo, com adicionamento de água e carbureto de silício (várias granulometrias de carbureto a depender da espessura e dureza do material) durante as rotações para desbaste rápido da rocha.

Ao atingir uma espessura mínima possível, a rocha desbastada foi anexada à lâminula de vidro fosca de proporções de 15 x 40 mm, e colada com cola especial. O ideal é que se use o Bálsamo do Canadá, porém foi utilizado araldite e epóxi (resinas colantes) em mistura, o que se mostrou muito eficiente e sem interferência na visualização dos minerais (Figura, 21B).

Após um dia de espera, para a finalização da lâmina de rocha (já junta à lamínula de vidro) foi realizado o desbaste em placa de vidro fosco ou de textura fosca, a mão (Figura, 21C), com uso de carbureto de silício de granulometria fina (Malha 1000 - Hiper Fino), de modo que tanto a lamínula de vidro e rocha não ultrapassasse 0,03 mm de espessura. Realizados estes procedimentos, as lâminas encontravam-se prontas para análise em microscópio petrográfico (Figura, 21D).

As lentes de objetivas utilizadas na análise de microscópio foram: objetiva de 4 x 0.10 polegadas e objetiva de 10 x 0.25 polegadas. Objetivas de maior poder de zoom não foram proveitosas na análise.

Figura 21. Sequência de procedimentos para confecção das lâminas delgadas de rocha, até a visualização em microscópio petrográfico.

4.2.7. Elaboração dos perfis longitudinais

Os perfis longitudinais foram elaborados a partir da base cartográfica na escala de 1: 10.000 produzida em ambiente SIG. Os valores de altura e distância entre cada curva de nível foram exportados para planilha eletrônica (*Excel*) onde foram confeccionados os perfis de cada rio. Esta etapa foi realizada concomitante a organização dos dados da relação declive-área.

5. ETAPAS DE CAMPO

As saídas a campo foram determinadas conforme a organização dos gráficos da relação declive-área. As áreas selecionadas para conferência dos leitos rochosos seguiram-se a partir da seleção dos pontos que destoavam da linha de tendência no

modelo de regressão e que representassem possíveis zonas de ruptura, identificadas nos perfis longitudinais. Posteriormente tais pontos foram marcados nas imagens de satélite, fotografias aéreas e cartas topográficas para visita *in loco*.

A separação de segmentos dentro dos perfis também orientou as saídas a campo. Quando tais segmentos equivalassem às zonas de alta declividade e baixa declividade do perfil longitudinal, os pontos correspondentes a estas zonas foram observados para conferência da litologia do leito fluvial e características processuais mais evidentes. O objetivo foi identificar quais as possíveis causas geradoras das formações dos trechos de alta declividade e quais características que são mais determinantes na formação das zonas de baixa declividade.

Aventou-se a hipótese de que nestas zonas, mesmo havendo interferência clara dos lineamentos estruturais, poderia existir uma tendência erosiva atrelada ao modo como encontra-se a estruturação da rocha do leito fluvial. Sendo necessário, portanto, averiguar que características a litologia do leito fluvial apresentava em tais pontos do perfil longitudinal, previamente observados nos gráficos do modelo de regressão, fotografias ortorretificadas e imagens de satélite.

A escolha dos pontos para observação em campo também foi orientada pela ocorrência de zonas de rupturas ligadas diretamente aos lineamentos traçados sobre trechos específicos dos leitos fluviais. Estas também, pré visualizadas no trabalho de gabinete, sobre imagens de satélite, fotografias aéreas e mapeamento estrutural.

5.1. Densidade de fraturas

A mensuração da densidade de fraturas foi relevante neste estudo, pois, possibilitou compreender melhor características de resistência de cada litologia. A ideia foi conferir se a maior densidade de fraturas influencia a velocidade dos processos de denudação fluvial.

As medições foram realizadas em trechos de leito fluvial exposto (ou quando exposto) em áreas circulares de 2 m^2 (*scanline* circular), contabilizando todas as fraturas que intersectavam dentro do círculo amostral nos trechos de leito fluvial. Os dados obtidos foram contabilizados e aplicados à equação:

$$I = n/4r \quad (3)$$

onde n é a quantidade total de intersecções internas as áreas circulares (MAULDON, et al., 2001).

6. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

Os preceitos teóricos aqui apresentados visam contextualizar não só a temática da pesquisa, mas orientar os procedimentos metodológicos fornecendo-lhes um direcionamento coerente quanto ao encaminhamento científico. A apresentação dos principais autores ou daqueles aqui mais importantes visou elucidar a evolução dos procedimentos de pesquisa, para análise de perfis longitudinais. Tomando como base o uso de índices morfométricos, como forma dentre inúmeros parâmetros de análise geomorfológica.

O levantamento realizado não esgota e nem permite maiores inovações quanto a teorização de hipóteses em Geomorfologia Fluvial, a partir da apresentação dos índices e procedimentos de análise, mas permite maior compreensão de como estes são relevantes no entendimento dos processos de modificação da superfície inseridas nos contextos fluviais e suas morfologias resultantes.

6.1. Morfometria

Os estudos contemporâneos em geomorfologia têm fornecido parâmetros quantitativos com a finalidade de compreender melhor os aspectos que direcionam as mudanças sobre o relevo. Seu arsenal metodológico tem sido ampliado e melhorado, e, sobretudo, se tornado interdisciplinar. Bertolini (2012), afirma que há dois seguimentos de destaque neste sentido, contribuindo para a melhora do enquadramento teórico e favorecendo assim, a escolha mais adequada do conjunto de técnicas para os estudos. Sua segmentação é feita da seguinte forma: os estudos de análise morfométrica e análise morfodinâmica.

Os primeiros serviriam para avaliar os fatores morfogenéticos responsáveis pela elaboração pretérita do relevo, levando-se em consideração a relação geológico-geomorfológica. Na análise morfodinâmica as condições atuais dos processos vigentes de elaboração do modelado permitiria entender a natureza e a espacialização dos processos erosivos atuais, conforme Suertegaray, (2001).

No passado a pesquisa geomorfológica regional apresentava uma característica de cunho mais descritivo e genético, porque era necessário conhecer grandes domínios morfológicos (morfogênese). Atualmente as pesquisas geomorfológicas têm tido uma

preocupação maior com as questões ambientais de cunho pontual (morfodinâmica), (SUERTEGARAY, 2001).

Na análise morfométrica, por exemplo, os cursos fluviais e as vertentes são importantes como elementos de análise dos sistemas geomórficos. A categoria declividade dos canais fluviais em conjunto com as vertentes dos vales proporciona o conhecimento do comportamento do gradiente do fluxo de água e o transporte de material no sistema fluvial (STRAHLER, 1977).

O entendimento destes conceitos permite uma análise integrada com os demais elementos do relevo, promovendo assim outras extrapolações. Os declives dos canais fluviais e das vertentes, por exemplo, podem apresentar uma correlação positiva no contexto de bacia hidrográfica, pois são parâmetros de análise relevantes para indicar possíveis ajustes ocorridos sobre a drenagem em função da vazão e resistência erosiva ao longo de um tempo.

Os estudos que utilizam por exemplo, a análise morfométrica como metodologia fornecem boas práticas a cerca do entendimento evolutivo das redes de drenagem e de seus processos relacionados. Diversas metodologias foram elaboradas com o intuito de servir de referência, além de estabelecer procedimentos analíticos para a compreensão de conceitos como estrutura, gênese das formas, dinamismo dos processos denudativos, entre outros.

A análise morfométrica, entendida como o levantamento de índices ou indicadores quantificáveis, podem ser utilizados para caracterizar elementos específicos de uma bacia hidrográfica ou os elementos que compõem o seu conjunto. O estabelecimento de variáveis numéricas podem permitir que se estabeleça interpretações diretas dos dados compilados e tratados de um dado fenômeno.

O uso de índices como expressões matemáticas, bem contextualizadas e inseridos como algoritmos em softwares de mapeamento, têm permitido que as análises morfométricas possam não só acelerar análises em recorte de tempo curto (pesquisas sobre aspectos morfodinâmicos), mas também, entender resultados oriundos de análises da morfogênese (escalas de tempo maior).

Isto, forneceu às pesquisas geomorfológicas em todas as suas correntes filosóficas inúmeras possibilidades de interpretação e inter-relacionamentos. Contribuindo assim, para uma junção de procedimentos metodológicos que favoreçam maior precisão das interpretações e inferências.

Atualmente, como mencionado, o processo de extração destas variáveis é feito em conjunto e automaticamente ou semi-automaticamente (a depender dos encaminhamentos), a partir de modelos digitais de elevação (MDEs). Ferramentas eletrônicas disponíveis em grande parte dos sistemas de informação geográfica (SIGs), têm possibilitado rapidez e agilidade na tomadas de decisões prévias e finais.

Estudos têm demonstrado que a exatidão dos parâmetros extraídos automaticamente a partir de MDEs é muito próxima, ou melhor, daquelas obtidas a partir de métodos manuais. Contudo, o trabalho de campo não pode ser substituído, pois é ele que dá sentido e fornece boas constatações as hipóteses de um estudo. A tecnologia inserida nas análises sempre será melhor conduzida, quando de boa contextualização teórica e com incisivas informações de campo.

6.2. Relação Declive-Área (slope-area)

A análise quantitativamente de parâmetros dos perfis de leitos rochosos inicia-se pelo entendimento de como ocorre a incisão fluvial. A chamada lei da potência do escoamento (*stream power law*), um modelo de incisão baseado na ideia de tensão de cisalhamento deriva de uma sequência de expressões matemáticas, modeladas por diversos pesquisadores (HOWARD; KIRBY, 1983; SEIDL; DIETRICH, 1992; HOWARD, 1994; STOCK; MONTGOMERY, 1999; WHIPPLE; TUCKER, 1999; KIRBY; WHIPPLE, 2003).

Segundo Snyder et al., (2000) a expressão que gerou o *modelo ou relação declive-área*, inicialmente remete a hipótese de que as taxas de erosão do leito rochoso (E) são dadas em volume por unidade de área do canal por hora, expressa pela lei da função da tensão de cisalhamento basal (t_b):

$$E = k_b t_b^a, \quad (4)$$

onde k_b é um coeficiente dimensional dependente dos processos erosivos, da resistência da rocha e da possibilidade de ocorrência de carga do leito. O expoente “a” é uma constante positiva de processos dependentes. Completando a formulação acima, o valor de t_b , segundo Snyder et al., (2000) é adquirido considerando as hipóteses de conservação de massa da água e de estado uniforme do fluxo, onde a expressão da tensão de cisalhamento basal é obtida da seguinte forma:

$$T_b = \rho C_f^{1/3} [gSQ/W]^{2/3}, \quad (5)$$

onde ρ é a densidade da água, C_f é o fator de fricção adimensional, g é a aceleração gravitacional, S é o declive local (dz/dx), Q é a descarga do fluxo e W é uma característica da largura do canal. A descarga do fluxo, portanto é uma relação inerente à bacia hidrológica dada por:

$$Q = K_q A^c \quad (6)$$

onde A é a área de drenagem a montante, K_q é um coeficiente dimensional e c é uma constante positiva. Ainda segundo Snyder et al., (2000) a relação de aumento da largura do canal a jusante atrelado com o aumento da descarga leva a uma combinação:

$$W = K_w Q^b = K_w K_q^b A^{bc}, \quad (7)$$

onde K_w é um coeficiente dimensional e b é uma constante positiva empiricamente observada com valor aproximadamente de 0.5 para rios de caráter aluvial segundo Leopold e Miller (1956). Os produtos de $K_w K_q^b$ e bc podem se obtidos de dados de área de drenagem e mensurações de campo da largura do canal.

Desta forma, as equações 4 a 7 poderiam ser combinadas, segundo autores (HOWARD; KERBY, 1983; SKLAR; DIETRICH, 1998; SNYDER et al., 2000) com a finalidade de obter uma aplicação mais simples das equações da lei de incisão pela ideia da tensão de cisalhamento (potência de escoamento). A equação pode ser entendida da seguinte forma:

$$E = KA^m S^n, \quad (8)$$

Com as relações combinadas, segundo os autores (op. cit.) a derivação das expressões é a seguinte:

$$K = k_b k_w^{-2a/3} K_q^{2a(1-b)/3} \frac{\rho}{g}^{2a/3}, \quad (9)$$

$$m = (2ac/3) (1-b); \quad (10)$$

$$n = 2a/3; \quad (11)$$

onde:

$$m/n = c(1-b), \quad (12)$$

Ainda segundo a sequência construtiva das expressões (SNYDER et al., 2000), as equações de 8 a 12 destacam os parâmetros sem restrições importantes no modelo da lei de tensão de cisalhamento. Segundo Snyder et al., (2000) e Whipple e Tucker, (1999) a equação 12 indica que na razão m/n é esperada a representação de um conjunto *amplo de processos de incisão fluvial* dirigidos pelo curso d' água e expressados pela referida lei.

A lei de tensão de cisalhamento ou potência do escoamento tem como mote, desta forma, a tentativa de demonstrar ajustes do perfil do rio considerando os processos incisivos presentes na calha fluvial e que denotam limiares erosivos. Como por exemplo, abrasão e transporte de carga de leito, dois importantes processos fluviais, sem aqui estabelecer com mais detalhes outros processos fluviais.

Esta lei, segundo a bibliografia (STOCK; MONTGOMERY, 1999; WHIPPLE; TUCKER, 1999; KIRBY; WHIPPLE, 2003), pode ser relacionada com a estabilidade (ou não estabilidade) de conservação da massa rochosa, ao analisar a taxa de mudança da elevação do leito do rio e sua mensuração do soerguimento da rocha em relação a um nível de base local. A mensuração das taxas de erosão sobre a litologia (SNYDER et al., 2000; KIRBY et al., 2003), são assim, delimitadas pela equação abaixo:

$$\partial z / \partial t = U - E = U - KA^m S^n, \quad (13)$$

Onde $\partial z / \partial t$ é o tempo da taxa de mudança da elevação do leito do canal, e U é a taxa de soerguimento da rocha. A equação 13, ainda segundo Snyder et al., (2000), pode ser ainda combinada, a fim de indicar através de índices, o estado de ajuste do declive, do perfil do rio, conforme a seguinte equação:

$$S_e = (U/K)^{1/n} A^{-m/n}, \quad (14)$$

onde para os casos de uniformidade de U e K , m/n prescreve, segundo os autores (SNYDER et al., 2000), uma idealização de que o rio tenda a apresentar tendência a concavidade, ou seja, os processos fluviais estariam mais ajustados a resistência erosiva do leito fluvial. Assim o coeficiente $(U/K)^{1/n}$ daria a declividade dos perfis longitudinais.

A relação da função do poder de escoamento implícita pela equação 14 foi observada empiricamente em muitas localidades geológicas diferentes do planeta (WHIPPLE; TUCKER, 1999) como gradiente do rio, sendo ela reescrita de forma mais simples pela equação:

$$S = k_s A^{-\theta}, \quad (15)$$

onde expoente “ θ ” (índice de concavidade) e o coeficiente K_s , (índice de declividade ou pela tradução literal inclinação), poderiam ser mensurados diretamente pela regressão linear dos dados de declividade e área de drenagem (SNYDER et al., 2000). O coeficiente K_s sendo um coeficiente dimensional de erosão é similar ao princípio do índice desenvolvido por Hack (1957) e conceptualmente idealizado por Gilbert (1877), do índice de gradiente da corrente ou do fluxo do rio, naquela ocasião, usado de uma forma mais generalizada.

O item A na equação 15 refere-se à área de contribuição de drenagem, S é o gradiente local do canal e m e n (θ) são constantes que refletem a bacia hidrológica, geometria hidráulica e processos de erosão intrínsecos aos rios (WHIPPLE et al., 2000; WHIPPLE; TUCKER, 1999; KIRBY; WHIPPLE, 2001).

As relações existentes na equação que serve de análise do perfil longitudinal do rio são dadas pelas equações 11 e 12 são:

$$\theta = m/n, \quad (16)$$

$$K_s = (U/K)^{1/n}, \quad (17)$$

Ambas as taxas de U e K devem ser uniformes através do canal, onde estas condições são conhecidas. O uso da regressão linear foi, e é utilizado justamente, com a finalidade de obter uma observação mais precisa dos segmentos do perfil longitudinal e de possíveis interferências em sua evolução erosiva (LIMA, 2009).

Esta configuração da derivação considera que as relações entre largura do canal e descarga, e entre descarga e área de drenagem da bacia hidrográfica são, portanto, adequadamente descritas pela função da lei de potência de escoamento (relação declive-área) dada pela equação 15 (WHIPPLE; TUCKER, 1999; KIRBY, et al., 2003).

Como o modelo foi idealizado a fim de possibilitar a observação do perfil do canal, qualquer desvio no modelo de regressão passou a ser encarado pelos pesquisadores (OUIOMET, et al., 2009) como condições de desajustes ou perturbações sobre o leito fluvial.

Os *knickpoints* inseridos em trechos de convexidades são normalmente atribuídos a qualquer perturbação no traçado ou disposição altimétrica, no espaço e no tempo do canal fluvial, podendo ser estes associados rearranjos estruturais.

No entanto, estes *knickpoints* podem ser formados quando o rio encontra uma mudança relativa na erodibilidade de seu substrato rochoso (LIMA; BINDA, 2013, 2015), devido a uma incisão contínua, com taxa erosiva semelhante aos seus segmentos a montante e a jusante. Um trecho de canal que flui sobre uma secção de rochas mais resistentes pode apresentar um trecho mais íngreme em relação a outro, onde as condições de estrutura e erodibilidade da rocha se mostram distintas (LIMA; BINDA, 2013, 2015).

Alguns trabalhos (SKLAR; DIETRICH, 1998, 2001; SLINGERLAND et al., 1997) levam ainda em consideração, a participação do fluxo de sedimentos na quantificação da incisão dos leitos rochosos. Onde há uma razão de dependência do

fluxo de sedimento, (qs), para a capacidade de carreamento dos sedimentos, (qc), que é dada pela equação seguinte:

$$K = K' f(qs, qc) \quad (18)$$

onde $f(qs, qc)$, é uma função não específica do sedimento e fluxo de água, e K' é um coeficiente dimensional que engloba a dependência das taxas de erosão sobre a rocha e processos erosivos (WHIPPLE; TUCKER, 1999). Sklar e Dietrich, (1998) determinaram que o fluxo de sedimentos apresenta um papel duplo que influencia as taxas de erosão.

O primeiro papel seria acelerando a erosão pelo aumento do número de clastos no fluxo; o segundo, inibindo a erosão pela cobertura parcial do leito por partículas de impacto. Whipple e Tucker (2002) conseguiram determinar uma proposta que equacionasse esta situação dos sedimentos de fluxo, aventando a seguinte ideia: o índice do gradiente do canal e seu desenvolvimento podem ser mais bem entendidos quando a influencia do sedimento de fluxo é capturado pelas mudanças a jusante na equação de potência de escoamento, sendo a função $f(qs, qc) = 1$ (WHIPPLE; TUCKER, 2002).

Em condições de estabilidade estrutural (idealizado), com $(\partial z / \partial t = 0)$ e com U e K relativamente uniforme (relativamente, porque as taxas de soerguimento são pequenas ou não possíveis de serem mensuradas, pelo menos neste trabalho) e quando comparadas com outras regiões do globo, onde a tectônica é maior, m e n (θ) seriam constantes, e o equilíbrio do gradiente do canal (S) tenderia a diminuir como uma função, da aplicação da lei de potência do escoamento (equação 15).

Esta concepção teórica estaria, portanto, de acordo com o pensamento aqui concatenado, baseando sua formulação sobre estudos de perfis longitudinais com o uso da relação declive-área, como referencial de análise morfométrica para estudos sobre rios de leitos rochosos.

A equação contribui, portanto com a identificação, de uma relação em condições do entendimento dos ajustes do declive do perfil do rio a partir do entendimento de suas variáveis erosivas. Satisfeita essa condição, o coeficiente k_s e o expoente θ representariam, como já relatado, o comportamento da declividade para um determinado domínio de resistência à erosão, (LIMA, 2009).

Segundo Kirby et al., (2003) a equação 15 representa a taxa de mudança do gradiente do canal com o aumento da área de drenagem, e não a distância do fluxo. Os autores afirmam ainda que, há uma diferença entre o índice de concavidade dado por (θ) e a concavidade intrínseca dada pela razão m/n . Os dois parâmetros são apenas

equivalentes, sob restritas condições de estabilidade dos canais experienciados pela uniformidade de U e K ao longo de sua extensão (SNYDER et al., 2000).

O índice de concavidade em fluxos naturais pode variar sobre amplas extensões. Em ambos, o índice de concavidade (θ) e o índice de declividade (K_s), de um dado alcance são então, facilmente estimados a partir do uso da regressão linear do gradiente do canal (SNYDER et al., 2000; KIRBY et al., 2003).

Como mencionado, o modelo é amplamente aplicado em paisagens com tectônica ativa. Suas implicações e observações topográficas estão atreladas pelos argumentos dos diversos autores as configurações de relevo e características dos canais de leitos rochosos destas paisagens. Contudo, algumas presunções também podem ser ampliadas a paisagens que não apresentem tectônica ativa semelhante ou pelo menos possua uma influência estrutural pretérita no tempo e espaço.

Uma aproximação matemática a fim de estabelecer valores de comparação entre perfis longitudinais (WHIPPLE, 2000) encontrou um intervalo de valores para o índice de concavidade (θ), sendo este entre 0.35 a 0.7 em canais rochosos desenvolvidos sobre substrato relativamente uniforme e com taxas de soerguimento relativamente uniforme ao longo de sua extensão. Os valores de concavidade (θ) igual a 0.45 (WHIPPLE, 2004), obtidos de procedimentos de normalização, para que se pudesse comparar aspectos de resistência erosiva entre canais, possibilitou análises de perfis de bacias hidrográficas distintas.

A normalização dos valores declividade se torna relevantes, quando se pretende estabelecer uma análise integrada dos dados entre diferentes trechos do perfil do rio ou mesmo a comparação entre perfis longitudinais de diferentes rios, contribuindo com uma interpretação mais regional.

Na primeira regressão (equação 15) os dados de declive-área são identificados e ajustados aos dados do perfil do rio como um todo. Nas demais regressões, os segmentos são individualizados a fim de identificar trechos homogêneos litologicamente e que não possuam grandes interferências estruturais (quando possível).

Metodologicamente os dados de cada perfil do rio (ou segmentos discretizado) são organizados, a fim de possibilitar a obtenção de um valor médio de concavidade (θ_{ref}) ou como chamado na bibliografia: valor de concavidade de referência (WOBUS, et. al., 2006). Esta organização permite, a partir do dado de referência, uma comparação mais precisa entre os rios que perfazem as bacias hidrográficas, levando-se em consideração sua resistência erosiva em relação ao poder de incisão.

O índice de concavidade (θ) de referência possibilita inferir o grau de ajuste hidráulico do conjunto da bacia ou de várias bacias quando comparado os rios que pertencem a elas, permitindo interpretações evolutivas e tomando a referência de concavidade destes (WOBUS, et. al., 2006; WHIPPLE, et. al., 2001).

Com o índice de concavidade (θ_{ref}) de referência em mãos, é possível determinar a normalização do índice de declividade (K_{sn}). A concavidade (θ_{ref}) de referência é requerida para elaboração e interpretação dos valores de declividade, porque K_s e θ são fortemente correlacionáveis. O índice de declividade K_{sn} passa a servir de parâmetro de comparação entre segmentos distintos dos perfis longitudinais, bem como, a comparação entre perfis dos rios das bacias hidrográficas, pois remete a ideia de resistência erosiva do canal.

O valor de K_{sn} segundo a literatura (WOBUS, et. al., 2006) possibilita identificar zonas de soerguimento tectônico e zonas de rebaixamento tectônico entre perfis de rios e de segmentos dentro dos perfis dos rios, em paisagens onde a tectônica é influenciadora. No caso desta pesquisa, a estruturação influenciada pelos lineamentos.

O índice de concavidade (θ_{ref}) de referência é usualmente tomado como uma média regional obtida de todos os valores de concavidade (θ) dos rios das bacias hidrográficas estudadas. Estes podem ser estimados de uma plotagem sobreposta de todos os dados dos rios que compõem a (s) bacia (s) hidrográfica (s).

Índices de concavidades (θ_{ref}) de referência encontram-se conforme as referências da área, em intervalos médios, entre 0,35-0,7 (SNYDER, et. al., 2000; KIRBY e WHIPPLE, 2001; WHIPPLE, et. al., 2000; WOBUS, et. al., 2003; WOBUS et. al., 2006). A concavidade de referência encontrada e utilizada para este trabalho foi de 0.45, estimada da média de todos os rios pertencentes as bacias hidrográficas.

Para realizar a normalização do índice de declividade, K_{sn} , para um índice de concavidade (θ_{ref}) de referência, utiliza-se as equações a seguir:

$$Acent = 10^{(\log A_{max} + \log A_{min})/2} \quad (19)$$

e

$$K_{sn} = K_s Acent^{(\theta_{ref} - \theta)} \quad (20)$$

Onde k_s e θ são determinados pela regressão da equação 15, A_{min} e A_{max} são as áreas máximas e mínimas de um dado segmento do perfil (ou do perfil do rio todo) analisado e $Acent$ é um valor médio do rio/segmento analisado, que será elevado e

multiplicado ao produto final da subtração do valor entre a concavidade (θ) do rio/segmento e do valor de concavidade de referencia (θ_{ref}) da média obtida entre os rios selecionados.

No Brasil, Lima (2009, 2010, 2012, 2014) aplicou tal modelo de regressão no estudo de rochas que compõem perfis longitudinais do Grupo Serra Geral, nos derrames da unidade **inferior** de caráter mais máfico/básico.

Os dados obtidos pelo autor (LIMA, 2009, 2012, 2014) indicaram que há diferenças de evolução dos perfis dos rios, se comparados aos modelos mais clássicos (LEINZ, 1949), sobre as rochas efusivas existentes em território nacional.

As rupturas de declive (zonas de convexidade) se formariam também em zonas de derrames vesicular/amigdaloidal, ampliando o entendimento de bibliografias anteriores (LEINZ, 1949), que afirmavam que estas rupturas de declive só se formariam em áreas de estrutura maciça (devido o diaclasamento vertical preponderante).

Assim, as zonas de ruptura (inseridas em zonas de convexidade do perfil dos rios) se formariam segundo Lima e Binda (2013) em qualquer nível dos basaltos da de formações litológicas pertencentes aos derrames inferiores, pois, haveria outros fatores de influencia para a geração das rupturas de declive internos aos perfis dos rios.

Nas zonas de baixa declividade relativa dos perfis dos rios estudados ainda nestes derrames (LIMA; BINDA, 2013), as zonas de ruptura se formam preponderantemente em basaltos vesiculares-amigdaloidais. As fraturas ou diáclases pertencentes as rochas seriam indutores erosivos importantes. Fraturas e falhas geológicas (quando identificadas) afetariam direta e/ou indiretamente a formação de zonas de ruptura independente dos subtipos de basalto (LIMA; BINDA, 2013).

Sendo assim, as zonas de basaltos vesiculares-amigdaloidais somados as zonas de disjunção horizontal, nestes derrames inferiores, permitiriam a migração de zonas de ruptura e formação de trechos convexos nos perfis dos rios. Estas zonas de rupturas não migrariam apenas por retração paralela conforme indicado pelos modelos antigos (LEINZ, 1949), e sim pela formação de morfologias do tipo *degrau-depressão* (*step-pool*) com a presença de morfologias *soleira-depressão* (*pool-riffle*), sobretudo em trechos de baixa declividade relativa.

Os níveis maciços, segundo os autores (LIMA; BINDA, 2013) se retrairiam paralelamente, conforme o modelo de Leinz (1949), mas de forma mais lenta, podendo sofrer influencia de basculamento de blocos, na base da ruptura, formando assim, os trechos de convexidade.

Desta forma, para o entendimento da modificação dos declives dos perfis dos rios. A análise da composição-estrutural da rocha, bem como, da influencia estrutural que estruturam o relevo, somados, a ação dos processos fluviais, permite compreender ou inferir, os possíveis ajustes impressos nas morfologias intracanaís. Isto, consequentemente, contribui para uma interpretação da estruturação dos perfis longitudinais e, por conseguinte, induzem direta ou indiretamente, as modificações das paisagens que os englobam.

6.3. Rio de leitos rochosos e seus principais processos fluviais

Segundo Christofolletti, (1981) os leitos rochosos correspondem a trechos onde as rochas aflorantes ainda não se encontram totalmente decompostas. Segundo Howard et al., (1994), Whipple et al. (2004) e Lima (2009), o termo *bedrock* denota a ideia de leito rochoso, incluindo também, as margens rochosas, sendo a expressão *bedrock channel* (canal rochoso) o termo mais apropriado aos rios com leito rochoso, que possuem ou não as margens de seus leitos compostos por rochas.

Os canais rochosos, na verdade, sem alguma cobertura sedimentar não existem por grandes extensões, sendo desta forma, o mais apropriado chamá-los de *canais mistos*, rochoso-aluvial (LIMA, 2009). Por conveniência será utilizado aqui o termo leito fluvial rochoso para fluência do texto.

Assim, o termo leito fluvial rochoso, deve se referir a trechos descobertos de material aluvial. Enquanto, o termo aluvial deve ser empregado a trechos que detenham cobertura sedimentar mais fina, mesmo que sejam mobilizáveis durante as enchentes (LIMA,2009).

Os canais rochosos são aqueles que possuem leitos coesos, mesmo que ainda sofram a ação do fluxo de material de carga intensa erosão em seu substrato rochoso. Lima (2009) aponta três tipos de canais rochosos: canal confinado inteiramente na rocha, com exposição rochosa tanto no leito quanto nas margens; canal com margens rochosas, mas com cobertura aluvial no leito e canal com exposição rochosa apenas no leito.

Uma peculiaridade dos rios em leitos fluviais rochosos é que sua declividade é geralmente maior do que rios predominantemente aluviais. Como o escalonamento é uma característica importante nos leitos fluviais rochosos, a potência do escoamento (vazão) é sempre relevante.

Sua capacidade de remoção não permite que durante um tempo muito longo os materiais permaneçam sedimentados, salvo em trechos de baixa declividade, onde estes, geralmente conseguem se acumular com mais facilidade (TINKLER; WHOL, 1998; HOWARD, 1998). Entretanto, Lima (2009) aponta que no conjunto os trechos considerados de baixa declividade podem apresentar valores médios de maior declividade. Como em canais de leito rochoso a sedimentação é menor e transitória, sua morfologia dependerá muito mais dos processos hidráulicos envolvidos do que o trabalho da sedimentação sobre o leito, a não ser aquela de maior porte (coluvial). A ação erosiva no leito rochoso ocorre quando a potência e velocidade do escoamento são grandes o suficiente para transportar a carga do leito (WHIPPLE; TUCKER, 1999; WHIPPLE et. al., 2004; LIMA, 2009).

Desta forma, torna-se importante a delimitação dos processos fluviais mais atuantes sobre o leito fluvial rochoso, segundo alguns autores (CHRISTOFOLETTI, 1981; HANCOCKET et al., 1998; WHIPPLE et al., 2000; RICHARDSON; CARLING, 2005; CHARLTON, 2008), são eles: *corrosão*, *abrasão (corrasão)*, *macro abrasão*, *arrancamento e cavitação*.

A *corrosão* são todos os processos químicos em reação com água e sedimentos, que estão sobre as rochas do leito fluvial. Denominada também como dissolução, a corrosão facilita a ação de outros processos fluviais, por criar um desgaste inicial à rocha, as temperaturas mais altas, em média das regiões tropicais e subtropicais potencializa este processo (Figura, 22).

Figura 22. Exemplo de processo de corrosão sobre leito de rio (rio Coutinho), com carapaças de oxidação em rocha ácida. Localização: 448527E; 7199091S

A *abrasão* é o atrito contínuo das partículas de sedimentos carregadas pela água, atingindo as rochas do leito fluvial e suas margens. Neste processo o canal é riscado, lixado e polido por partículas transportadas no fluxo. A carga do leito e a carga em suspensão são ferramentas eficientes na ação abrasiva. A abrasão mecânica pode ser provocada pela água corrente e leva ao aprofundamento do leito do rio, em substrato rochoso, o atrito mecânico ocorre principalmente através do impacto de fenoclastos, seixos maiores ou menores e blocos de dimensão centimétricas a métricas, (BIGARELLA, 2007).

A abrasão está frequentemente concentrada onde há deficiências e irregularidades na superfície da rocha. Isso pode levar ao desenvolvimento de reentrâncias e buracos ou o termo mais apropriado como “marmitas” (*potholes*). O turbilhonamento (vórtices) da água sobre irregularidades cria formas circulares profundas sobre o leito fluvial rochoso. Uma vez que a marmita começa a se desenvolver, o fluxo é afetado, assim a erosão se torna mais intensa sobre aquele ponto (BIGARELLA, 2007; LIMA, 2009), (Figura, 23).

Figura 23. Exemplo de feição em “marmita” gerada pelo turbilhonamento do fluxo de água, junto com clastos sobre o leito fluvial do rio Coutinho. Localização: 448406E; 7199004S.

Qualquer material grosseiro que se acumule na marmita gira em torno do fluxo de água, aprofundando e ampliando-a. Ao longo do tempo as marmitas coalescem,

levando a uma diminuição da elevação do leito fluvial, contribuindo com a formação de zonas de ruptura e possibilitando o rebaixamento do perfil do rio.

A remoção do material rochoso por material mais fino transportado pelo fluxo, tal como a areia, conduz ao desenvolvimento de formas esculpidas. Além das marmitas, descritas, incluem-se os “*flutes*”, espécie de reentrâncias escavadas diretamente no leito. A água transporta os sedimentos e deixam formas alongadas, e pouco profundas como regos, formados pela grande velocidade das águas de enchentes.

Ondulações (*scallops*), (LIMA, 2009) podem surgir sobre o leito fluvial rochoso e refletem as estruturas internas e sentido do fluxo, mas é mais comum em unidades litológicas sedimentares ou sedimentação em processo de consolidação, (Figura, 24).

Figura 24. Início Do processo de abrasão sobre o leito rochoso, forma alongada em reentrância por sedimentos mais grosseiros e finos suspensos, presença de uma marmita, submersa próxima à fratura da rocha, formada na base. Localização: 448297E; 7198899S.

O arrancamento (*plucking*) é um processo que envolve a remoção de blocos de rocha a partir do leito fluvial do canal. Por arrasto e por ação hidráulica de intensa vazão pode ser classificado também como macro abrasão, isso quando material coluvial/aluvial em saltação lascam e fraturam o leito rochoso. Este se difere da micro abrasão, que é quando ocorre o fraturamento grão por grão, inclusive pelas partículas (LIMA, 2009). Para maior fluência do texto considerou macro abrasão o processo onde clastos centimétricos contribuem para o desgaste do leito fluvial rochoso.

A macro abrasão como processo anterior e concomitante ao arranque, provocada pela força do fluxo fluvial e age destacando fragmentos do leito fluvial e de suas margens. O tamanho dos blocos de arranque podem ser consideravelmente grande. Tinkler (1993) relata que blocos de arenito de mais de 2 metros de diâmetro e largura foram removidos de rios no vale do Mile Creek, Península do Niagara, Ontário (EUA), durante fluxos normais de inverno, quando a profundidade de fluxo foi de menos do que 0,4 m.

A erosão por arranque requer a presença de blocos delimitados por discontinuidades estruturais, tais como fraturas e planos de acamamento, (LIMA, 2010). Antes dos blocos serem arrastados pelo fluxo, ocorre um desgaste inicial de fragmentos para que se soltem as lascas maiores (WHIPPLE, 2004), (Figura, 25).

Figura 25. Blocos de tamanho métrico arrancados do leito fluvial pela força da vazão. Abaixo na figura, detalhe de fraturas que servem como linhas de discontinuidade para ação abrasiva; visão de frente do matacão no canto inferior direito. Localização: 448256E; 7198168S.

O desgaste subaéreo e outros processos de enfraquecimento desempenham um papel importante no arrancamento. Processos de enfraquecimento descritos por Hancock *et al.* (1998) incluem a abrasão de lajes expostas por partículas transportadas na carga do leito fluvial, que por sua vez, possibilitam a formação de *cunhas clasto-*

hidráulicas (HANCOCK et al., 1998; LIMA, 2010; LIMA; BINDA, 2013, 2015), o que leva ao alargamento de fissuras e fraturas estruturais na rocha do leito fluvial.

As pequenas partículas de carga do leito são capazes de introduzir fissuras que serão alargadas por forças do fluido aquoso. As partículas em seguida, com o passar do tempo, amplia o vão entre fraturas estruturais, possibilitando a entrada de mais partículas. Se a vazão aumentar, o arranque pode proceder, se diminuir as cunhas podem servir de proteção *momentânea* à fratura exposta (Figura, 26).

Figura 26. Cunhas clasto-hidráulicas inseridas em fraturas estruturais de leito rochoso em trechos de leito fluvial distintos do rio Coutinho. Localização A: 448858.00E; 7199108.00S. Localização B: 448227.32E; 7198008.81S.

Em outro caso, e sob condições de velocidade de fluxo muito elevada, alterações súbitas na pressão podem gerar ondas de choque que enfraquecem o leito fluvial pelo processo conhecido como *cavitação*. Este efeito é causado pelo colapso súbito de bolsas de vapor dentro do fluxo do rio (KNIGHTON, 1998).

A cavitação refere-se à formação de bolhas pela diminuição da pressão da água em um trecho do canal fluvial. As bolhas ao estourarem junto à superfície delimitadora do canal fluvial liberam uma grande energia de impacto, que promove, por sua vez, a fragmentação das rochas em suspensão (LIMA, 2010).

6.4. Aspectos relevantes dos perfis longitudinais

Uma das características do sistema fluvial é funcionar como um sistema interligado. Qualquer modificação em uma parte do sistema afeta as demais. Os principais fatores que determinam o escoamento de um rio são: descarga, velocidade, forma do canal, gradiente (declive), nível de base e carga de sedimentos (CHRISTOFOLETTI, 1980, 1981). Tais fatores alternam-se constantemente, de forma que, eventualmente, pode haver uma modificação no gradiente para acomodar o volume de água disponível, e conseqüentemente modificar a quantidade de carga do leito.

A análise de um perfil longitudinal possibilita a identificação das chamadas anomalias ou das zonas de ruptura de declive. Independente da denominação, estas interferem na declividade da sua nascente até a foz. Os estudos dos perfis longitudinais têm possibilitado a caracterização e espacialização dos trechos distintos, caracterizados através das rupturas de declive que ocasionam maior declividade em segmentos do canal de drenagem (LIMA, 2009).

De acordo com Stock e Montgomery (1999) as transformações geradas em perfis longitudinais de rochas basálticas, levam a morfologias diferenciadas durante o processo de evolução, devido ao processo de incisão ser influenciado pelas rupturas de declive, que ao aumentar as declividades médias potencializam a vazão (LIMA, 2009). A caracterização de canais de drenagem a partir dos levantamentos de dados e confecção de perfis longitudinais favorece a compreensão do desenvolvimento dos canais de drenagem, do relevo e conseqüentemente da paisagem.

6.5. Influência estrutural sobre os perfis longitudinais

Segundo estudos (BEAUMONT et al., 1992; MOLNAR; ENGLAND, 1990; KIRBY et al., 2003) a interferência estrutural é um componente importante de direcionamento das forças que governam a erosão. A remoção de material de superfície ao longo do tempo mantém uma inter-relação com as áreas sob influência estrutural. Esta pode orientar os processos de incisão dos rios em leitos fluviais rochosos em paisagens específicas a depender de como os blocos rochosos que delimitam o relevo, se adequam a movimentos distensivos, por exemplo, (SEIDL; DIETRICH, 1992; TINKLER; WOHL, 1998).

Em área intraplacas com pouca atividade tectônica (mais recentemente no tempo geológico), o clima pode ser o elemento mais importante, sobretudo em paisagens tropicais e subtropicais como as do Brasil. Os processos de incisão fluvial podem ser delimitados por regimes de chuvas ou alternância de regimes de vazão crítica ou não. A atividade estrutural, embora diminuta em território nacional, surge como elemento de contraposição à atividade denudadora, potencializada pela variação sazonal dos climas. Seu registro nas paisagens se dará através de sinais impressos em morfologias e superfícies do relevo.

As modificações na superfície terrestre compreendidas pelos sinais impressos ao longo do tempo, devido atividade estrutural e/ou por atividades oriundas das mudanças climáticas, em perfis longitudinais, podem ser, por exemplo, interpretados pela geometria dos canais e podem funcionar como meio para codificar sinais das mudanças a cerca da atividade estrutural e/ou de mudança climática (KIRBY; WHIPPLE, 2012).

Nos canais de leitos rochosos, as rupturas de declive, podem ser geradas a partir da movimentação de blocos ou trações de grandes porções terrestres, estas ligadas aos movimentos gerais das placas tectônicas (WHIPPLE; TUCKER, 1999). A identificação de seus alinhamentos estruturais em escala regional e local pode contribuir para o entendimento do traçado dos canais fluviais e identificação das extensões lineares estruturais geradas pela movimentação tectônica mais atual ou pretérita no tempo geológico.

Nos perfis longitudinais, tais marcas podem ser identificadas pelo padrão de drenagem, condicionado aos alinhamentos estruturais, às capturas fluviais de trechos de segmentos dos rios ou por rupturas de declive, em trechos do perfil dos rios, expondo não só litologias subjacentes, mas principalmente frentes de resistência erosiva ao fluxo d'água, na forma de zonas de convexidades do perfil longitudinal (LIMA, 2009).

As rupturas de declive, portanto, em um perfil longitudinal podem ser compreendidas como rupturas abruptas e únicas (*knickpoints*) ou em zonas de ruptura (*knickzones*), quando há presença de uma sequência de várias rupturas de declive em trechos do perfil do rio (LIMA, 2014). Entretanto, rupturas ou zonas de ruptura não necessariamente remetem a incidência de alinhamentos tectônicos ou interferências do tipo. Estas morfologias podem ser fruto de diferenças na estruturação física das rochas.

6.6. *Knickpoints*, *knickzones*, convexidades e/ou rupturas de declive

Os *knickpoints* são considerados rupturas declive ou mesmo quebra do gradiente em secções dos canais fluviais, entre um trecho a montante e um a jusante (LIMA; BINDA, 2103). São secções subitamente íngremes no perfil longitudinal de um curso de água (WHIPPLE; TUCKER, 1999). Em leitos rochosos estão em constante mudança de forma, ao longo do perfil longitudinal em função de sua estruturação litológica e processos incidentes.

A análise desta feição permite identificar não só sua posição e distribuição, mas as morfologias finais como um marcador essencial da relação entre a incisão fluvial e a estrutura rochosa. Possibilitando maiores inferências sobre a evolução das paisagens. Sua distribuição em uma ou mais bacias hidrográficas é extremamente importante para estudos de evolução da paisagem e fundamental para a geomorfologia fluvial, sobretudo, estudos sobre canais de leito fluvial rochoso.

Os *knickpoints* nesse contexto representam uma interrupção no padrão côncavo ideal de um perfil longitudinal de um rio e podem ser gerados pela mudança no nível de base, deformação estrutural ou aumento da incisão vertical pelo canal no trecho como um todo ou em pontos específicos do canal a depender dos processos ali atuantes (WOHL et al., 1999).

A sequência e conjunto de pequenas ou grandes rupturas no perfil de um rio que se caracterizam como *knickzones* (WOHL et al., 1999; SELANDER, 2004; LIMA, 2009) fornece ao perfil longitudinal em basaltos, por exemplo, o caráter escalonado típico. Muitas vezes algumas sequências de *knickpoints*, com extensões curtas são consideradas como um ponto num perfil longitudinal delimitados em gráficos, mas em observação de campo podem ser identificadas como *knickzones*.

O uso do termo *knickpoint* também é relativamente limitado a uma característica visualmente distinta. Portanto, o termo *knickzone* é usado como um termo geral para os segmentos localmente íngremes, incluindo sequências de *knickpoints*. Normalmente a identificação de *knickzones* e *knickpoints* ocorre em escala de bacia hidrográfica. Quando comparado o seu conjunto em diversas bacias hidrográficas, o estudo fornece boa visualização para fins de compreensão da evolução da paisagem. Os *knickpoints* podem ser gerados por evolução de estruturas tectônicas antigas, bem como, por ação neotectônica (ETCHEBEHERE et al., 2004; SOUSA LIMA et al., 2001; COUTO et al., 2013).

Mesmo em áreas de pouca movimentação tectônica a evolução de uma paisagem através da deformação na superfície do terreno, pode gerar anomalias condicionadas por deformações neotectônicas, podendo ser observadas em perfis de rios (GUEDES et al., 2006). Os ajustamentos de blocos de falhas e/ou movimentos eustáticos poderiam criar falhas e níveis de base rebaixados formando e propagando os *knickpoints* ao longo dos cursos d'água (SNYDER et al., 2002; JANSEN et al., 2011).

Nos basaltos esta propagação pode ser inferida analisando posicionamento e evolução de segmentos côncavos e de segmentos convexos a partir do traçado de lineamentos estruturais transversais ou lineares aos canais fluviais (LIMA, 2012). Mudanças bruscas ou interrupções gerando os *knickpoints* ou em seu conjunto *knickzones*, determinariam as mudanças no gradiente do rio e consequentemente, induziriam, de forma indireta ou mais diretamente, mudanças nas taxa de denudação do perfil do rio, primeiro e influenciariam no conjunto do relevo adjacente, o desencadeamento de processos sobre as vertentes e demais morfologias.

Nos rios de leitos rochosos, os processos que atuam erodindo e aumentando a incisão das estruturas dos *knickpoints* e *knickzones* são variados, como mencionados anteriormente: abrasão, macro abrasão, arrancamento (*plucking*), “*fluting*”, espécie de sulcos em formato cilíndrico, deslocamento de peças das rochas, esfoliação em lâminas, entre outros processos.

O tipo de estrutura da rocha e característica de solidificação, somados a inclinação do mergulho e ação hidráulica são outros fatores relevantes na determinação dos processos citados (LIMA, 2009). Whipple et al. (2000), indicam que as fraturas e planos de estratificação exercem maior controle sobre a evolução das rupturas em leitos rochosos (mistos) e sobre as morfologias fluviais atreladas ao leito fluvial.

Miller (1991) estudou *knickpoints* em estratos homogêneos e determinou que estes, são influenciados por estilos de suas juntas, tipos de camadas litológicas e as relações entre os mergulhos de seus estratos e direção do fluxo da corrente. Seidl (1993) e Dietrich (1992) classificaram em seus estudos a abrasão e dissolução (em litologias específicas) como os principais processos de incisão vertical do canal, originados pelo fluxo da corrente, levando assim a propagação dos *knickpoints* em direção a montante.

Segundo Seidl (1993, 1994), Dietrich (1992) e Lima (2009) há duas maneiras de propagação dos *knickpoints*, sendo elas: retração paralela, por retração constante da face de ruptura e a segunda seria, a inclinação da face da ruptura por erosão da parte superior do *knickpoint*.

Gardner (1983, apud LIMA, 2009) cita o termo *substituição* para descrever a inclinação da face pela erosão da aresta superior, com deposição dos sedimentos a jusante da ruptura. Mas isso ocorreria em rochas com resistência relativamente menor, se comparadas às rochas ígneas como basaltos. A rotação da face e consequentemente sua inclinação em rochas mais resistentes, ocorreria, quando, sua rotação se concentrasse nas arestas da rocha exposta, superior ou inferior. A base da ruptura ou a aresta superior, quando exposta, possibilitaria a força máxima de ataque pelo fluxo de água (tensão crítica de cisalhamento), gerando assim, a inclinação da face e levando a propagação do *knickpoint* em direção a montante (LIMA, 2009).

Selander (2004) pesquisou *knickpoints* em leitos rochosos na costa oeste do EUA no estado de Oregon, em rochas como arenitos e siltitos intercalados por intrusões de rochas basálticas. O autor (op. cit.) observou que o deslocamento em lâminas ou esfoliação em folhas (planos de acamamento) ocorria em função do fluxo de água sobre as arestas das rochas e era o processo mais imperativo nos rios estudados.

A face que sofria o ataque gerava uma ruptura mesmo que diminuta (centimétrica) gerando um formato convexo na face da ruptura e levando ao rebaixamento do leito fluvial com o tempo e a sua retração a montante.

Os processos que promoviam a remoção do material das áreas de *knickpoints* ocorriam com maior expressão sobre os agrupamentos de juntas, fraturas rochosas e da ação do fluxo caracterizado pelos “*flutings*” (cilindros erosivos). Esta configuração conforme Selander (2004), permitiria a existências de áreas preferenciais de erosão sobre os leitos rochosos, criando assim, uma correlação direta entre orientação da face do *knickpoint* e a orientação das fraturas do leito fluvial.

6.7. Fatores de resistência das rochas à erosão e sua ocorrência nos leitos fluviais de basalto regionais à área de estudo

O conhecimento de resistência erosiva das rochas é fundamental para determinar as várias características geomorfológicas existentes em um dado relevo. A capacidade de resistência erosiva da rocha permite inferir sobre como os processos erosivos atuantes conseguem remover ou alterar uma dada litologia. Segundo Jatobá (2014), a evolução do relevo possui certo vínculo de natureza genética bastante acentuada com o tipo de rocha subjacente e o processo de intemperismo desenvolvido sobre ela.

Dentre os fatores de resistência das rochas pode-se elencar a coesão (rocha intacta), permeabilidade e a capacidade de alteração conforme o meio. A coesão é a maior ou menor solidez da agregação dos elementos constituintes das rochas (minerais). Quando as rochas apresentam uma grande coesão de seus minerais passam a oferecer maior resistência (mas não inacessível) erosiva ao intemperismo (em suas diversas formas), o que não ocorre com rochas formadas de partículas mineralógicas livres (JATOBÁ, 2014).

A permeabilidade é a característica que permite compreender a absortividade em relação às águas de infiltração. Rochas como basaltos (foco neste estudo), têm sua permeabilidade vinculada às diáclases, fraturas estruturais e/ou grandes planos de falhas. Enquanto os arenitos, por exemplo, são mais porosos, por conter mais espaços livres (se este não sofreu algum tipo de compactação ou intrusão ígnea).

A alterabilidade das rochas refere-se a como os minerais constituintes interagem com o meio e as substâncias de ataque (corrosão). Também existem os fatores de natureza química que influenciam na formação e evolução do relevo terrestre, como a homogeneidade da rocha, a condutibilidade e a solubilidade, mas que não são foco para este estudo (JATOBÁ, 2014).

Características como coesão (rocha intacta) e, sobretudo, fraturamento, seja este, de origem estrutural pretérita no tempo geológico ou de origem de tectônica ativa, apresentam uma importância maior, pelo fato de serem determinantes na influência de processos erosivos específicos, aliados a ação da potência de escoamento fluvial (*stream power*) nos leitos fluviais rochosos. A orientação e espaçamento das diáclases e fraturas em relação ao fluxo do rio são os critérios utilizados nas pesquisas do gênero (SELANDER, 2004, WHIPPLE; TUCKER, 1999; SNYDER et al., 2002; BISHOP et al., 2005; JANSEN et al., 2011, entre outros).

Estes critérios permitem também inferir os mecanismos de funcionamento dos principais processos de incisão nos leitos rochosos (WHIPPLE, et al., 2000). O impacto de clastos menores e de blocos de tamanho métrico agem sobre as fraturas ampliando seu espaçamento, e conseqüentemente promovem a ocorrência de processos erosivos como a abrasão/macro abrasão e o arrancamento de material do leito fluvial (HANCOCK et al., 1998) já caracterizado anteriormente. A abrasão é mais presente quando os clastos são menores em fluxos de pouca intensidade e com a vigência de densidade de fraturas menor, sendo a modificação do leito fluvial, neste caso mais morosa.

A macro abrasão e o arrancamento de blocos do leito fluvial rochoso são os processos mais efetivos, em períodos de vazão intensa, sendo os fatores de densidade de fraturas, orientação destas e espaçamento entre os blocos fraturados, determinantes para a velocidade do processo e rebaixamento do leito fluvial rochoso (SCOTT, 2015). As fraturas mais densamente espaçadas correspondem a maiores taxas de erosão em trechos com alcances de leito rochoso predominante (ORTEGA et al., 2014). Em menor escala de observação, as marmitas, por exemplo, em rios com leitos rochosos podem ser feições correlacionadas com a orientação das fraturas. Contudo, esta tendência não é observada em todas as litologias (LIMA; BINDA, 2013).

Nos basaltos estudados regionalmente à área de estudo, Lima (2009) e Lima e Binda (2013, 2015) reportaram que leitos rochosos com distintas resistências erosivas a atividade da vazão imprimem ajustes diferenciados das declividades do canal em função de características específicas das rochas.

Níveis de derrames vulcânicos diferenciados em função de sua fase de resfriamento gerariam fraturamento genéticos também distintos. Nestes basaltos, existiriam zonas rochosas de caráter maciço e zonas rochosas com característica vesicular/amigdaloidal (LIMA, 2009).

Quando estes níveis diferenciados em relação a sua gênese ocorrem de forma alternada ao longo do perfil longitudinal, zonas alternadas de resistência erosiva surgem. Nos níveis maciços, com menor densidade de fraturas preponderaria o arrancamento de blocos pela ação, no tempo, da potência de escoamento (vazão), formando por sua vez, zonas de ruptura (convexas no perfil, portanto de maior declividade).

Enquanto, nos níveis (derrames) vesiculares/amigdaloidais a abrasão/macro abrasão, principalmente influenciariam a formação de zonas de baixas declividades, devido ao seu grau de vesiculação, dimensionamento e heterogeneidade mineralógica, influenciando desta forma, a uma menor resistência erosiva (LIMA, 2009, 2014). O arrancamento neste caso, também pode ser um processo efetivo, mas ocorreria, necessariamente pelo preparo do leito fluvial pelos processos antecedentes, abrasão e macro abrasão.

Outra questão relatada pelos autores (LIMA, 2009; LIMA; BINDA, 2013, 2015) é que a posição das fraturas no leito fluvial também pode determinar a velocidade dos processos fluviais sobre os basaltos estudados. Se preponderantemente na horizontal, o basalto pode sofrer mais rapidamente com a abrasão (macro) e arranque. Pois, o fluxo

d'água encontra zonas de fragilidade, semelhantes aos de planos de “acamamento” de litologias sedimentares, à medida que estas se encontram transversais ao fluxo, facilitando assim, a remoção de grandes porções rochosas em períodos de maior vazão.

Enquanto, que nas rochas com fraturas verticais, as frentes erosivas se comportam como de maior resistência, por conta de sua densidade de fraturas menor, se comparadas as primeiras, o que leva o fluxo a tardar na dilatação das fraturas existentes da rocha.

Normalmente nestes casos, o solapamento de base de derrame, controlados pelo fluxo do rio, promoveriam a retração das áreas de ruptura de declive que formam os trechos convexos observados em zonas de ruptura (*knickzones*) ou rupturas pontuais (*knickpoints*), (LEINZ, 1949; LIMA, 2009).

Estas e possíveis outras características litológicas serão tomadas como relevantes para a identificação dos aspectos estruturais genéticos que podem determinar a erodibilidade das rochas aqui estudadas (Riodacitos e Basaltos Hipoialinos). A fim de compreender se estas apresentam semelhanças ou distinções de erodibilidade conforme relato neste item.

7. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo visa caracterizar a geologia o recorte territorial que abrange as bacias hidrográficas, bem como as ocorrências litológicas que perfazem os leitos fluviais dos perfis longitudinais dos rios selecionados.

No entanto, no item 7.1 realizou-se uma apresentação dos aspectos formativos do Grupo Serra Geral a partir da nova classificação, com especificação dos dois membros geológicos principais que perfazem os leitos fluviais estudados.

Na sequência dos itens foi apresentado o levantamento teórico estrutural dos derrames que englobam as duas litologias foco (Riodacitos e Basaltos Hipoialinos), com exemplificação de saídas a campo em trechos além dos leitos fluviais. Este procedimento foi realizado a fim de compreender os limites de ocorrências geológicas fora do escopo do leito fluvial dos rios e melhor precisar o mapeamento geológico realizado na área.

As lâminas delgadas produzidas neste contexto serviram para orientar as discussões a cerca das litologias e sua ocorrência em topos e vertentes de acesso as calhas fluviais, bem como, direcionar os pontos de observação em campo.

Uma caracterização geomorfológica breve também foi realizada neste capítulo, com o objetivo de compreender as morfologias existentes no recorte de pesquisa, fora das áreas de influência dos leitos fluviais.

7.1. Grupo Serra Geral

Diversos trabalhos tratam da formação das províncias basálticas existentes sobre a superfície terrestre e que dissertam sobre a Bacia Sedimentar do Paraná (ALMEIDA et al., 2012). Existe certo consenso sobre a forma relativamente rápida com que os derrames vulcânicos ocorreram sobre esta superfície terrestre (MILANI, 1997).

A literatura especializada utiliza de modelos ativos, passivos e híbridos, atrelados ao aquecimento do manto, de sua evolução dômica e rifteamento das placas tectônicas contíguas, para indicar como os basaltos continentais surgiram das grandes erupções (SHAW; SWANSON, 1970; ALMEIDA et al., 2012) ou de fluxos inflados de erupções menores de lava vulcânica (HON et al. 1994; SELF et al. 1998).

Outra vertente é que os fluxos simples (tabulares) e compostos (lobos e erupções simples mas conjugadas) são os mecanismos para as formações morfológicas superficiais em diversas províncias basálticas, denotando mais de um tipo de mecanismo de erupção (WAICHEL, 2006).

No caso dos derrames vulcânicos do Grupo Serra Geral, sua origem remete a derrames de basaltos toleíticos continentais que formaram uma das grandes províncias ígneas do mundo (LIP's - *large igneous provinces*). Os derrames fazem parte do que se convencionou chamar de grandes províncias basálticas continentais, que inclui também os platôs oceânicos e *riftes* vulcânicos (PAIVA FILHO, 2003).

O termo toleítico remete a uma quantidade relativa de sílica no magma extravasado e solidificado. Os derrames em questão compreendem um dos maiores volumes de extravasamento intracontinental de lavas do globo e está ligado aos processos de ruptura de Gondwana e abertura do Atlântico sul (supersequência de Gondwana III), (MILANI, 1997).

As rochas formam uma gama extensa de derrames sucessivos de *trapps* basálticos (do alemão *treppe*, degraus-escada), acumulados em pacotes espessos de até 80 m cada (ALMEIDA et al. 2012). A sucessão de derrames pode chegar a mais de 1.500 m de espessura.

Piccirillo et al. (1988) denominou-a de Província Ígnea Paraná-Entendeka, devido o mesmo período de formação dos exemplares rochosos existentes na costa oeste da Namíbia no continente africano. Esta estruturação tectônica esteve diretamente ligada à junção tríplice gerada pela ação do *hot spot* de Tristão da Cunha, na qual gerou diversos fraturamentos tectônicos. O sistema de fraturamentos, complementares ao *rift* Atlântico é o responsável pela abertura, fragmentação e espalhamento dos “fragmentos” Gondwânicos (PICCIRILLO et al., 1988).

Os derrames do Grupo Serra Geral cobrem 75% da bacia e totalizam por volta de 800.000 Km³. Tais derrames são no geral, sub-horizontais, ou com inclinação média máxima de 5° em direção ao centro da bacia, representando um peso de 2000 ton/m² ou peso total de 25x10¹⁴ toneladas (ALMEIDA, et al., 2012).

As idades dos derrames vulcânicos estipuladas por alguns autores (ROCHA CAMPOS, et al., 1988; TUNER, et al., 1994; MILANI, 1997, 2004; RENNE, et al. 1998; ALMEIDA, et al., 2012), remetem ao fim do Jurássico e Eocretáceo, estes estudos se valeram da técnica de datação de ⁴⁰Ar/³⁹Ar e dados paleomagnéticos para estimarem as datas de extravasamento. Tais trabalhos (op. cit.) conseguiram estimar através de análises específicas a fase principal do extravasamento, que ocorreu entre ~130 e ~135 milhões de anos atrás, sendo as camadas de base do pacote com idade em torno de ~137,8 ± 0,7 Ma, e ~126,8 ± 2,0 Ma para as camadas de topo do pacote vulcânico.

A atividade magmática em si, ocorreu do sul para o norte, tendo relação direta com diversas intrusões de diques do Arco de Ponta Grossa (PAIVA FILHO, 2003). Como o produto do vulcanismo que cobriu a Bacia Sedimentar do Paraná está atrelado ao rifteamento da crosta sul-americana, o magma, ocupou uma série de fissuras radiais e falhas associadas, cobrindo e preenchendo de forma relativamente rápida no tempo geológico os diversos pontos ao longo do eixo de abertura (MILANI, 1997; ALMEIDA, et al., 2012). Isto possibilitou a solidificação de suas lavas com características químicas e físicas relativamente distintas entre elas (Figura, 27).

Figura 27. Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná com delimitação dos tipos félsicos, máficos que afloram e principais diques. O quadrante com a seta indica os platôs de Guarapuava e Pinhão (PR), mais discutido a frente. Fonte: Almeida et al. (2012).

Segundo Paiva Filho (2003) os derrames de caráter básico foram formados no período pré-rifte e nas grandes fissuras que seguiram a erupção da dorsal central

formada. São hoje facilmente identificados em diques espalhados ao longo da área da Bacia Sedimentar do Paraná. Ocorrem também na região litorânea entre outras rochas encaixantes, e no interior dos planaltos de efusivas ao longo dos principais lineamentos estruturais associados (Figura, 28).

Figura 28. Mapa de pré-rifte quando ainda se formava a separação das placas Sul-americana e africana. Legenda segundo autor da fonte: 1-basaltos; 2-rochas ácidas tipo Chapecó (atual membro Guarapuava); 3-ácidas tipo Palmas; 4-diques; 5-entorno. Fonte: PAIVA FILHO, (2003), apud NARDY, (2002).

Nardy et al., (2008), afirmaram que a porção mais significativa da província é a dos derrames vulcânicos que representam o Grupo Serra Geral, cobrindo quase toda a porção meridional do Brasil. A evolução deste processo de fissuras para erupção central contribuiu para uma mistura da lava básica (maior viscosidade) com material da crosta e/ou manto superior, permitindo o surgimento de lavas de caráter intermediário, onde o teor de SiO_2 é um pouco maior (entre 50 a 66%, as rochas de caráter mais básico apresentam normalmente menor quantidade de sílica).

As lavas de caráter mais ácido ($\text{SiO}_2 > 66\%$) com menos viscosidade, surgiram em um contexto de grandes vulcões (de escudo e central), onde porções de outras rochas já existiam em um contexto continental e teriam entrado em contato novamente em estado de fusão com derrames vulcânicos mais jovens, aumentando o caráter ácido (NARDY, et al., 2008).

Outra hipótese, é que as câmaras magmáticas independentes tenham surgido ao longo do eixo de abertura e ao mesmo tempo no interior da placa (continente) emanando lavas com teor de sílica maior e maior presença de água (MILANI, 1997; PAIVA FILHO, 2003; NARDY et al., 2008).

Segundo Almeida et al. (2012) e Nardy et al. (2008) o Grupo Serra Geral por ser de caráter toleítico (com certa abundância em sílica), representada pelos basaltos e andesi-basaltos, tem em sua constituição minerais essenciais, como plagioclásios e pelo menos dois tipos de piroxênios (augita e pigeonita), compondo a porção mais abundante (90%) no volume total do material magmático. Contudo, subtipos andesíticos (7%) e de rochas félsicas (3%) completam o restante do produto de origem vulcânica, onde a presença de quartzo e outros minerais são maiores.

Piccirillo e Melfi (1988) em análises químicas distinguiram dois grupos de basaltos toleíticos principais em função do teor de óxido de titânio (TiO_2): primeiro grupo de baixo teor de TiO_2 ($< 2\%$ em porcentagem peso), caracterizado por menores quantidades de P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y. Segundo grupo, com alto teor de TiO_2 ($> 2\%$ em porcentagem peso), caracterizado por maiores quantidades de elementos como Rb, Th e U onde é maior a razão de álcalis/sílica.

Segundo Piccirillo e Melfi (1988), o conjunto de derrames máficos e félsicos do Grupo Serra geral pode ser melhor compreendido pela associação genética e de composição dos seus óxidos. De forma simples, dividiram em derrames *toleíticos* e *toleíticos-transicional*. Os autores (op. cit.) identificaram que o primeiro grupo toleítico, denominado na classificação antiga, como Unidade Pitanga (quando não se denominava

Grupo Serra Geral e sim Formação), concentra os derrames constituídos por basaltos com baixo teor em óxido de titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$) associado, principalmente, às rochas ácidas do tipo Palmas.

O segundo grupo, possui também derrames vulcânicos toleíticos, porém, deslocados em direção aos derrames *transicionais*. Este é constituído por basaltos com alto teor em titânio ($\text{TiO}_2 \geq 2\%$), engloba em sua classificação genética, rochas ácidas denominadas na classificação antiga do como do tipo Chapecó.

No item a seguir (7.2) apresentasse com mais detalhes a nova classificação estratigráfica do Grupo Serra Geral com ênfase aos dois membros mais importantes para esta pesquisa.

7.2. Nova classificação do Grupo Serra Geral

Recentemente a Mineropar, atualmente denominada pela lei nº 18929, de 20 de dezembro de 2016 como Instituto de Terras, Cartografia e Geologia do Paraná - ITCG, instituição responsável pelas pesquisas de cunho geológico no Estado do Paraná, lançou uma nova classificação estratigráfica, reorganizando a posição da Serra Geral como *Grupo* e não mais *Formação*.

A classificação segundo a instituição segue propostas realizadas pela *International Stratigraphic Guide* elaborado pela *International Subcommission on Stratigraphic Classification* (ISSC) no ano de edição (2005) da *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*. Os procedimentos e classificações ali estabelecidos estão servindo de atualização do Código de Nomenclatura Estratigráfica em curso, no Brasil, que dirige-se a adotar as regras do ISSC.

Dentre os critérios utilizados pela instituição para organizar a classificação recente encontra-se: a identificação de cada uma das formações e respectivos membros a partir de metodologia de mapeamento faciológico em áreas vulcânicas. Sendo considerado a geometria ou arquitetura faciológica das rochas, cor primária desta, proporções de lavas, produtos vulcanoclásticos e sedimentares. Além da classificação petrográfica, classificação química e assinatura geoquímica das litologias.

Este trabalho optou por apresentar e utilizar a nova classificação procurando focar a caracterização das litologias que perfazem apenas os leitos fluviais e áreas do recorte do estudo, realizando a correlação com a classificação anterior, apenas quando necessário.

A nova classificação procurou identificar os processos físicos de vulcanismo e variações das propriedades litológicas mapeando as sequências de derrames e seus limites. Segundo a Mineropar (2013) foi realizada pesquisa em uma malha densa de conferência em campo das sequências dos derrames vulcânicos, que levou em consideração as variações laterais, verticais e geoquímicas.

No Estado do Paraná o Grupo Serra Geral abrangem quatro formações: Cascavel, Barracão, Candói e Covó - e um total de treze membros, sendo estes descritos sinteticamente na tabela 2 e figura 29 na sequência:

Tabela 2. Coluna estratigráfica do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná, segundo Mineropar (2013).

Unidades litoestratigráficas	Associações faciológicas
<u>FORMAÇÃO COVÓ</u>	Interdigitação de ignimbrito reomórfico, lava ignimbrítica e fluxos de lava com composição de riodacito, quartzo-latito, andesito, riolito, vitrófiro.
Membro Guarapuava	Ignimbrito reomórfico com composição de riodacito , quartzo-latito, andesito, riolito, brecha de fluxo e vitrófiro.
Membro Palmas	Ignimbrito reomórfico, lava ignimbrítica e fluxos de lava de composição riolítica.
<u>FORMAÇÃO CANDÓI</u>	Derrames tabulares de basalto cinza com entablamento sigmoidal e disjunção hexagonal na base e no topo, variando lateralmente a lobos tabulares de basalto hipohialino cinza-escuro e basalto cloritizado cinzaesverdeado.
Membro Três Pinheiros	Derrames tabulares de Basalto Hipoialino com entablamento em leque e em bloco, recobrem localmente basaltos Foz do Areia e Ivaiporã, intercalam-se a basaltos e brechas do Membro Cantagalo, na Formação Barracão.
Membro Foz do Areia	Derrames tabulares espessos de basalto fanerítico cinza, sem evidências de hidrotermalismo, zona vesicular de topo delgada e descontínua, com preenchimentos de quartzo, calcita e zeólita, disjunção colunar e entablamento sigmoidal bem desenvolvidos, com níveis de brecha hidrovolcanoclástica somente na base da sequência
Membro Ivaiporã	Intercalação de derrames tabulares e lobados de basalto fanerítico cinza com níveis isolados de brecha hidrovolcanoclástica.
Membro General Carneiro	Intercalação de derrames tabulares e lobados de basalto fanerítico cinza com níveis isolados de brecha hidrovolcanoclástica.
Membro Chopinzinho	Derrames tabulares com estrutura interna com zona de topo de basalto hipohialino com disjunção colunar fina recobrimdo geodos de ametista e núcleo de basalto fanerítico cloritizado. Intercalações de brecha peperítica.

<u>FORMAÇÃO BARRACÃO</u>	Derrames tabulares e lobados de basaltos avermelhados (oxidação pervasiva) com abundantes intercalações de rochas vulcanoclásticas e sedimentares.
Membro Flor da Serra do Sul	Derrames tabulares de ferro-basalto roxo esverdeado com entablamento em cunha, sigmoidal e tetragonal, intercalados a brecha vulcanoclástica.
Membro Cantagalo	Intercalação de derrames lobados de basalto vesicular, com abundantes brechas de fluxo cimentadas por sílica e calcita, brechas vulcanoclásticas, arenito conglomerático de grânulos, arenito fino a siltico e siltito.
Membro Salgado Filho	Intercalação de derrames lobados de basalto vesicular, brechas vulcanoclásticas, arenito fino a siltico e siltito.
<u>FORMAÇÃO CASCAVEL</u>	Derrames lobados, lobos tabulares e derrames tabulares de basalto avermelhado, com intercalações vulcanoclásticas e sedimentares diminuindo em proporção da base para o topo da sequência.
Membro Toledo	Derrames tabulares de ferro-basalto cinza-arroxado com entablamento em cunha, sigmoidal e disjunção mais comumente tetragonal, intercalados a brecha hidrovulcanoclástica, arenito e lobos de basalto cinza.
Membro Santa Quitéria	Lobos tabulares e derrames lobados de basalto vesicular intercalados a brechas vulcanoclásticas, tufo e sedimentos terrígenos.
Membro Foz do Iguaçu	Lobos tabulares e derrames tabulares de basalto cinza intercalados a raros níveis de tufo e arenito.

Figura 29. Distribuição das formações geológicas do Grupo Serra Geral segundo a nova classificação. Fonte: Mineropar (2013).

No itens a seguir (7.3 em diante) descreveu-se as características estruturais formativas das litologias que são foco deste estudo abrangendo informações litoquímicas obtidas de referências secundárias e que foram produzidas para a região.

7.3. Caracterização dos derrames e estrutura litológica da área de estudo.

Segundo a classificação da Mineropar (2013) a presença de água no processo de solidificação e resfriamento dos derrames vulcânicos pertencentes ao Grupo Serra Geral foi importante na diferenciação das formações e membros geológicos reorganizados na nova classificação.

O primeiro membro mais importantes para este estudo é: o **membro Três Pinheiros**, pertencente à Formação Candói, (unidade Pitanga nas classificações anteriores). Este membro apresenta uma variedade de basalto, denominada de basalto hipoialino, de cor cinza-escuro e brilho resinoso, com disjunção colunar fina, vertical ou em leque, além de entablamento em blocos centimétricos a métrico (MINEROPAR, 2013).

O processo de sua formação provavelmente ocorreu devido ao recobrimento de lava em resfriamento por água represada. No caso do basalto hipoialino, provocou

choque térmico, responsável por características de super resfriamento devido os padrões finos de disjunção desta rocha (MINEROPAR, 2013).

O outro membro relevante para a pesquisa é o **membro Guarapuava** da Formação Covó, anteriormente denominado como unidade Guarapuava. Na nova classificação estas são apresentadas como ignimbritos de composição predominantemente riodacítica e textura porfírica, com associação de quartzo-latito, andesito, riólito, brecha de fluxo e vitrófiro.

Um terceiro membro geológico que aflora na região de estudo, com menor área de ocorrência é o membro Foz do Areia (anteriormente chamado de unidade Ribeira). Este aflora nos limites das bacias hidrográficas da área de estudo e é composto de basaltos maciços, de lavas toleíticas e andesibasaltos de lavas intermediárias (andesitos toleíticos), e faz transição entre as rochas ácidas dos Riodacitos e os Basaltos Hipoialinos, (Figura, 30).

Figura 30. Formações Geológicas existentes nas bacias hidrográficas do Estudo.

7.4. Membro Guarapuava - Formação Covó

Na porção centro-sul da Bacia Sedimentar do Paraná ocorrem as formações de rochas félsicas, que segundo os estudos litoestratigráficos de Nardy et al. (2008), são rochas vulcânicas ácidas, do mesozoico e que recobrem uma área de 64.000 km², e ocupam um volume de 15.300 km³, representando 2,5% do volume total do Grupo Serra Geral. São oriundas da contaminação do magma toleítico máfico quando em contato com a crosta terrestre na fase final do extravasamento. O membro Guarapuava segundo dados de Nardy et al. (2008) possui 0,5% do total.

Na região do município de Guarapuava (PR), estas rochas ácidas, sustentam platôs e altos topográficos que passam dos 1100 m. Segundo Nardy et al., (2008), as rochas ácidas do membro Guarapuava estão mais próximas aos alinhamentos dos rios Uruguai e Iguaçu, além de constituírem os platôs de Guarapuava (PR), perfazem também os platôs de Três Pinheiros (1606 km²), Entre Rios (401 km²) e Pinhão (1776 km²).

O membro Guarapuava apresenta maiores quantidades de álcalis (7,45% a 8,34%), ou seja, maiores quantidades de minerais ferro-magnesianos alcalinos como os piroxênios e feldspatos cálcicos. Tem como origem o material de fusão do basalto do atual membro Três Pinheiros (antiga unidade Pitanga) e está mais associado geoquimicamente a Dacitos e Riodacitos, (DE LA ROCHE et al., 1980; PICCIRILLO; MELFI, 1988; apud NARDY et al., 2008), (Figura, 31).

Figura 31. Associação toleítica dos riodacitos - transicional. Fonte: NARDY et al., (2008).

As rochas do membro Guarapuava, geralmente são porfiríticas, com plagioclásios que passam os 15 mm, constituindo 20% da rocha no mínimo, outros minerais como augita, pigeonita e titanomagnetita são bem presentes, a matriz afanítica é de coloração cinza clara quando mais inalterada e acastanhada quando alterada (NARDY et al., 2008).

Dados paleomagnéticos de Pacca e Ernesto (1982) e Nardy (1996) indicaram que as extensões dos derrames podem chegar a 30 km em seus perfis estudados, com corpos de natureza ácida tabulares e de grande extensão lateral, chegando a se estender por quilômetros.

Em relação à estruturação vertical estratigráfica, Nardy et al., (2008) identificou três domínios. O primeiro inferior, possui uma zona de contato com o substrato de basalto máfico, sendo o fluxo magmático de composição ácida. Ocorrem em alguns casos, brechas com fragmentos produzidos pelo intemperismo e provenientes da erosão de outras rochas vulcânicas, constituídas com formatos angulosos de até 20 cm de comprimento de basalto, normalmente vesicular e preenchido por uma matriz vítrea de composição ácida.

Nesta zona mais inferior os autores (NARDY, et al., 2008) identificaram também, minerais secundários e de preenchimento, como calcita, zeólitas, quartzo, limonita, etc. Neste caso a sua espessura total foi registrada com menor relação entre as demais zonas, suas seções, chegam a apresentar de 1 até 5 m, denotando pouco atrito com a rocha abaixo.

O nível intermediário, segundo Nardy et al., (2008), não apresenta tantas diferenciações, remete a uma região de resfriamento e compactação sem indicações de algum tipo de fluxo. As rochas são maciças, com poucas vesículas e amígdalas, que não passam de alguns milímetros de comprimento e não ultrapassam 1% do volume total da rocha. Mas tornam-se mais abundantes e maiores, atingindo até 10 mm de comprimento, nas proximidades do topo da sequência.

Neste domínio, ainda segundo Nardy et al., (2008) ocorrem juntas de atitude vertical, contínuas, com espaçamento horizontal entre 1 e 2 m. há também a presença de bandamentos ígneos de coloração branca que alterna-se com bandamentos de coloração mais escura (avermelhada). As claras têm cerca de 2 cm de espessura, composição quartzo-feldspática e mostram maior grau de cristalinidade em comparação com as bandas escuras, que, por sua vez, exibem coloração cinza-escuro avermelhado (minerais opcos) parcialmente cristalizadas e de menor espessura (< 2cm).

O bandamento se apresenta em sua atitude, de forma horizontal e se caracteriza pela grande continuidade lateral, persistindo por vários quilômetros de extensão, especialmente nos afloramentos de rochas do membro Guarapuava que remetem aos Riodacitos.

O contato entre as duas bandas é irradiado, os fenocristais de plagioclásio não orientados compartilhados entre elas, aparenta não terem sido diretamente afetados pelo fluxo. Mas provavelmente por diferenças no grau de compactação e concentração de voláteis. A estrutura se desenvolveu após o fenômeno de escoamento do magma na superfície, durante o processo de resfriamento (NARDY et al. 2008).

No nível superior, seguindo Nardy et al. (2008), ocorrem diaclasamento plano-paralelo cerrado, onde lajes com espessuras variam de 10 a 20 cm formando pilhas de até 10 m. Os autores (op. cit.) acreditam que esta característica de acamamento ígneo, ocorra pela possibilidade de existência de uma superfície lisa e horizontal para a movimentação do material no seu período de solidificação.

Na porção superior, as características mudam para um padrão ondulado, que configura em escala de afloramento, anticlinais e sinclinais, podendo inclusive apresentar atitude vertical. Os autores (NARDY, et al., 2008) esclarecem ainda, que as análises de microscopia dos minerais em luz polarizada não acusaram fluxo de lava através da textura. No geral os derrames solidificaram de forma rápida, em altas temperaturas (acima de 1000°), com formação de matriz vítrea acima de 70%.

7.5. Características das estruturas internas de um derrame félsico/ácido

Os derrames de caráter mais ácido possuem uma característica básica que os diferencia dos derrames máficos/básicos: sua viscosidade alta pelo maior teor de sílica. O que facilita também, sua caracterização a poucas variações quanto sua estrutura interna.

Os fluxos também são menores em proporção, quando comparados com os máficos, além do fraturamento diferencial. Sua estruturação interna se dá em lavas de blocos com diversas faces planas em curvas ou angulosas. Suas juntas no geral são tabulares ou em placas destacáveis. As partes inferiores dos derrames apresentam juntas tabulares de pouco espaçamento (centímetros), paralelas a superfície abaixo ou comprimindo-se devido o movimento da lava. Podem apresentar brechas ou vidros vulcânicos pelo contato com outras rochas de superfície. No topo, as juntas são mais

espaçadas e formam placas horizontais, mas podem ser verticais perto da superfície formando rampas, (JERRAM; PETFORD, 2014), (Figura, 32):

Figura 32. Modelo de um derrame félsico/ácido segundo Jerram e Petford (2014).

7.6. Membro Três Pinheiros - Derrames máficos/básicos

A distribuição latitudinal dos derrames de basalto toleítico pôde ser entendida pela divisão feita por Bellieni (1983), Comin-Chiaramonti e Piccirillo (1988), ao longo da Bacia Sedimentar do Paraná:

- Porção Meridional, ao sul do lineamento do Rio Uruguai, com presença, sobretudo, de basaltos e andesitos associados de constituição mais básica (LTiB – baixa concentração de TiO_2 e outros óxidos $< 2\%$);

- Porção Setentrional ao norte do lineamento do Rio Piquiri, com presença de basalto associados à Riodacitos e riólitos do tipo Chapecó (HTiB – alta concentração de TiO_2 e outros óxidos $> 2\%$);

- Bacia Sedimentar do Paraná central, entre os dois lineamentos citados (Uruguai e Piquiri) onde há maior vizinhança entre as formações de caráter básico e ácido.

Esta distinção se fez relevante, pois, a área de estudo se encontra da porção central latitudinalmente na Bacia Sedimentar do Paraná. Os tipos de derrames dos membros do Grupo Serra Geral inferior (na área de estudo atualmente classificada como Membro Foz do Areia) encontra-se sob as litologias superiores (Riodacitos – Membro Guarapuava e Hipoialinos – Membro Três Pinheiro), (Figura, 33).

Coluna estratigráfica preliminar das efusivas da Bacia do Paraná (Peate et al. 1992). Cada unidade de magma foi desenhada com sua espessura máxima conhecida. Todo o pacote tem, no mínimo, 2,9 km de espessura, capeia a Fm. Botucatu e é recoberto pelo Grupo Bauru. A coluna foi modificada quanto à posição do riolito Chapecó (riodacito pórfiro - Mb. Goio-En) e da sequência de riolitos tipo Palmas, sotoposta discordantemente. O Chapecó situa-se na base da unidade Pitanga que está enfeixada, junto com a Paranaapanema, na Mb. Serra Geral Superior (HTiB). A unidade ácida tipo Palmas e os magmas básicos tipo Ribeira, Esmeralda, Gramado (LTiB) e Urubici (HTiB) pertencem ao Membro Serra Geral Inferior. Aventando-se a possibilidade da correlação entre as unidades Palmas de Santa Catarina com as do Rio Grande do Sul, estas deverão estar posicionadas no topo do Membro Serra Geral Inferior (estratigraficamente discordante sob o derrame do riodacito pórfiro do Mb Goio-En).

1 = Rochas sedimentares, 2 = Unidade Urubici; 3 = Unidade Gramado; 4 = Unidade Esmeralda; 5 = Unidade Ribeira; 6 = Unidade de Pitanga; 7 = Unidade Paranaapanema.

Figura 33. Coluna estratigráfica conceitual antiga que engloba o Grupo Serra Geral, mas que fornece uma boa ideia das posições verticais dos derrames. Fonte: Peate et al., (1992), apud Paiva Filho, (2003).

Os derrames que agregam os basaltos máficos apresentam coloração mais escura (melanocrático) e são no geral de estrutura microcristalina, texturas intergranular, e em alguns casos de aspecto vítreo. Ocorrem também variedades porfiríticas ou microporfiríticas. Esta diferenciação de estrutura das rochas se dá pela maneira como ocorreu o resfriamento dos derrames individuais.

Peate et al. (1992), agrupou os magmas **básicos** em tipos: **BTi** de baixa concentração de titânio (antigas unidades Gramado e Esmeralda). E **ATi**, de alta concentração de titânio, (antigas Unidades Urubici, **Pitanga - atual Membro Três Pinheiros**, Paranapanema e Ribeira), com características composicionais similares.

Segundo Lopes (2008), outra maneira de diferenciar quimicamente os basaltos é pela razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que são maiores nos basaltos de baixo titânio (BTi) variando de 0,707 a 0,710 e menores em basaltos de alto-titânio (ATi) variando entre 0,704 e 0,706.

Destes magmas tipos o que mais interessa para pesquisa é o *Basalto Hipoialino* (antiga Unidade Pitanga e atual Membro Três Pinheiros), que se encontra ao longo da margem nordeste e leste da Bacia Sedimentar do Paraná e afloram a norte/noroeste do município de Guarapuava (PR). Segundo Lopes (2008) o Basalto Hipoialino na região possui concentrações de TiO_2 variando de 1,5 a 4,1%.

Segundo o modelo clássico (LEINZ, 1949), há diferenciações existentes entre topo, parte central do derrame e base dos derrames máficos. E isso remete a fluxos diferenciais de lava e de como evoluíram as juntas de resfriamento e de contração da lava. A base normalmente apresenta zonas de vesículas e é comum a ocorrência de basalto mais escuro (melanocrático) do tipo vítreo com uma faixa microcristalina e diaclases horizontais.

Na parte central que pode chegar até 40 m, as diaclases são verticais e separam blocos e colunas nas rochas. No entanto, em sua porção mais ao centro são comuns descontinuidades horizontais, sobretudo, no terço superior (separando da zona de amígdalas) e inferior (separando da base do derrame).

Na parte superior do derrame, em sua porção basal, formam-se novamente as diaclases horizontais e próximas ao limite superior ocorrem as zonas vesiculares e amígdaloídes de topo novamente, às vezes, por vários metros de espessura (ALMEIDA, et al., 2012), como exemplificado na figura 34:

Figura 34. Seção esquemática idealizada de todo um derrame de basalto máfico e suas zonas morfológicas em A. No detalhe a esquerda em B, topo do derrame com variedades de vesículas e amígdalas. Fonte: Modificado de ALMEIDA, et al. (2012).

Arioli et al., (2008) descreveram as associações faciológicas na porção central da Bacia Sedimentar do Paraná, sobretudo, àquelas existentes no município de Guarapuava (PR). Sendo elas classificadas pelos autores em: *derrames tabulares de basalto*, constituídos de textura afanítica a porfirítica. Variando do cinza escuro ao mais claro, com manchas avermelhadas pela oxidação de elementos ferruginosos e manchas esverdeadas a pretas, devido a formação de argilo-minerais e óxidos de manganês.

Estes derrames descritos possuem por vezes, uma zona vesicular e amigdalóide superior de alguns centímetros onde pode aparecer quartzo, celadonita, calcita, zeólitas e até geodos de origem silicática (ARIOLI et al., 2008).

Na região que abrange as bacias hidrográficas do estudo, a bibliografia indica que ocorram feições em blocos com disjunção colunar e entablatura em leque, (MINEROPAR, 2013). É comum quando mais intemperizados, alguns blocos apresentarem esfoliação esferoidal com maiores zonas de fraturamento.

7.7. Características dos fluxos de derrames máficos

O fluxo de lava ou derrame, que se desloca sobre a superfície, formando lençóis magmáticos criam uma crosta isolante permitindo a expansão do núcleo do fluxo e consequentemente do derrame em todas as direções. Assim, o magma adquire mais tempo, e demora mais para se resfriar e cristalizar, deslocando-se em grandes distâncias (JERRAM; PETFORD, 2014).

Contudo, um fluxo de lava não é uma massa ígnea homogênea, ela pode apresentar características diferentes, seja por material oriundo direto da câmara magmática ou por contaminação com a crosta. Jerram e Petford (2014) dividem os derrames em dois grandes tipos de fluxos: fluxos máficos/basálticos, de baixa viscosidade e fluxos félsicos/silicosos, de maior viscosidade.

Esta característica remete ao ambiente originário dos derrames vulcânicos, que determinarão as características morfológicas, mineralógicas e de composição do derrame. As lavas subáreas são divididas normalmente em três partes, uma inferior, uma central e uma superior mais espessa que sofre expansão e possibilita a formação de amígdalas e vesículas. Estas superfícies apresentarão uma textura a depender do tipo de fluxo subaéreo formado (JERRAM; PETFORD, 2014), onde a expansão ocorre de dentro para fora, quando a crosta externa já está formada, diferenciando as zonas do derrame.

Os grandes derrames basálticos são menos viscosos pelo baixo teor de sílica. Possuem menos gases dissolvidos e são de alta temperatura, possibilitando sua locomoção por quilômetros de distância. Podem ser originados de grandes eventos geológicos formando continentes e ilhas vulcânicas. A variação morfológica é adquirida pela fluidez no processo de solidificação e pode gerar nesta etapa do processo alguns tipos de derrames quanto a sua morfologia e fluxo (TEIXEIRA, 2001).

Figura 35. Modelo de expansão do fluxo de lava. Fonte: Jerram, e Petford (2014).

8. RESULTADOS DAS SAÍDAS A CAMPO E CORRELAÇÃO COM A BIBLIOGRAFIA

Este capítulo apresenta os levantamentos realizados em campo, em escala regional além dos limites que abrangem as bacias hidrográficas do estudo em alguns casos. Os itens que se seguem visam apresentar as informações adquiridas em uma escala mais abrangente (reduzida) e conforme se adentra as ocorrências sobre os leitos fluviais, a escala de observação passa a ser de maior detalhe. Desta forma, apresentam-se dados que foram coletados a partir dos afloramentos de vertente/topo e gradualmente adentram aos leitos fluviais.

O objetivo foi levantar com maior precisão informações estruturais que compõem as rochas do recorte de estudo, possibilitar a coleta de amostras para a produção de lâminas delgadas e conhecer melhor peculiaridades erosivas das duas litologias (Riodacitos e Basaltos Hipóialinos).

Inicia-se a caracterização e discussão sobre os Riodacitos e em seguida sobre os Basaltos Hipóialinos. As lâminas produzidas sobre amostras dos trechos de leito fluvial serão discutidas no item 9 que abarca os resultados dos perfis longitudinais principais. Neste capítulo as informações das lâminas apresentadas referem-se aos afloramentos de vertente/topo.

8.1. Riodacitos na área de estudo

As saídas a campo para conferência das características litoestruturais dos Riodacitos, como já mencionado nos itens 4 e 6, seguiu trabalho prévio dos pontos destoantes da linha de tendência da relação declive-área, para melhor precisão de quais seriam as áreas a serem visitadas em campo.

A discussão dos pontos referentes aos trechos de leito fluvial serão apresentadas mais a frente (item 9). Neste item, apresenta-se as informações selecionadas e interpretadas dos pontos de campo referentes a vertentes/topo. Estes pontos selecionados fora das áreas de leito fluvial serviram para uma boa inferência das características estruturais dos Riodacitos, pois apresentavam exemplares com menor teor de intemperização.

As amostras de campos foram selecionadas em diferentes locais provenientes tanto da calha fluvial dos rios em Riodacitos, como de áreas de topo de morro e vertente

de acesso às calhas fluviais. Sendo estas duas últimas as apresentadas e interpretadas aqui neste item.

O mapa da figura 36 indica os pontos onde foram coletadas amostras (52) e observados os afloramentos de riodacitos. Contudo, a área percorrida para conferência extrapola os limites dos Riodacitos,. Isto foi necessário para que se obtivesse uma ideia geral dos limites litoestratigráficos, mesmo que o mapeamento oficial (MINEROPAR, 2013) apresente um alto grau de acerto nas áreas de ocorrência destas rochas.

Para que as informações coletadas se tornasse repetitiva, selecionou-se alguns pontos dentre todos, para apresentação das características macroscópicas e microscópicas.

Figura 36. Pontos de saídas a campo, onde foram selecionadas amostras para análise petrográfica macroscópica e microscópica. Foi priorizada a coleta de setores de leito fluvial, no entanto, também foram coletadas e analisadas amostras de vertente e topos de morros.

Nos trechos de afloramento de vertentes/topos, observados nos campos e confrontados com a bibliografia, os Riodacitos que afloram apresentavam uma coloração de cinza claro, quando mais frescos, tendendo ao marrom-pardo quando mais intemperizados.

Segundo Paiva Filho (2003) a espessura dos derrames pode variar até aproximadamente 500 m em espessura integral. Sendo que na área de estudo, pelas características macroscópicas dos afloramentos, os trechos estudados aparentemente, se concentravam em área central do derrame ácido, não ultrapassando os 5 m verticais.

Os afloramentos de Riodacitos observados possuíam no geral, matriz fina a porfirítica a depender da localidade. Sua estrutura maciça, apresentavam bandamentos visíveis de orientação plano-paralelos, com os planos variando de 1 mm a até 5 cm, nos exemplares mais frescos. O bandamento plano paralelo foi a característica mais comum visualizada dos Riodacitos em todos os pontos de afloramentos da rocha, seja em perfil vertical exposto ou ao longo de vertentes expostas.

O exemplo da figura 37 demonstra as características vistas em campo e que possuem correlação com a bibliografia regional (PAIVA FILHO, 2003; MINEROPAR, 2013). A coloração cinza claro com os bandamentos mais nítidos quando menos intemperizados e de um cinza pardo, quando mais intemperizados, pelo efeito da maior hidratação. Os bandamentos plano-paralelos de minerais avermelhados e mais claros, evoluem para as linhas de fraturamento da rocha, sendo elas justamente dispostas paralelamente aos bandamentos ou que se iniciavam a partir deles.

Figura 37. Afloramento de Riodacitos em área exposta de pedreira em vertente contrária à calha do rio Coutinho. Localização: 449260 E; 7199358 N.

O alinhamento dos minerais horizontalizados pode ser fruto do direcionamento do fluxo de lava dos derrames no processo de extravasamento, como comentado por Paiva Filho (2003) e pela Mineropar (2013) em seus estudos regionais. O indicativo da direção do fluxo magmático pretérito foi inferido pela presença de fenocristais,

possíveis de serem vistos a olho nu e pela direção dos bandamentos em seu conjunto na posição horizontal.

Nos afloramentos avistados, tais bandamentos por vezes se cruzavam como uma estruturas truncadas formadas possivelmente pelo direcionamento dos fluxos magmáticos pretéritos. Estas linhas em formato de cunhas alcançavam até 5 cm de espessura, sendo o destacamento de lajes, ressaltadas, pelo efeito das acomodações físicas, sofridas pela rocha, quando mais hidratadas.

Este processo de fraturamento por via hidráulica que gerava primeiro, o deslocamento de lajes de rocha, diminutas, de espessura milimétrica, posteriormente, havia a quebra de blocos maiores ou lajes mais espessas (em alguns casos métricas), via as diaclases, que aumentavam gradativamente seus espaçamento e deslocamento à medida que mais quantidade de água adentrava as fraturas (Figura, 38).

Figura 38. Estruturação de fraturamento truncado, paralelo aos bandamentos mineralógicos ou em cruzamento a eles. O fraturamento via ação hidráulica (intensificado pela percolação), influencia o destacamento de lajes de espessuras variadas, acelerando a erosão sobre os Riodacitos. Localização: 449260 E; 7199358 N.

As características de zona de topo ou base de derrame nos afloramentos foram mais ausentes nos setores estudados. Os perfis de encosta expostos em vertentes, quando muito apresentavam algumas vesículas de aproximadamente 5 mm mas que não foram completamente avistadas nos trechos foram das calhas fluviais ou mesmo em grandes quantidades nos pontos referentes a vertentes/topos.

Presumiu-se desta forma, que na área de estudo nos trechos observados de vertente/topo, ocorria uma predominância dos afloramentos pertencentes a zona central dos derrames ácidos, sem uma evidência clara de características de transição para topo ou base de derrames ácido. Contudo, esta constatação não pode ser inferida para toda a área de ocorrência dos derrames ácidos, como indicam os modelos criados pelos estudos regionais, dos quais apontam características mais completas acerca destes derrames de rochas ácidas (NARDY et. al., 2008; PAIVA FILHO, 2003; MINEROPAR, 2013), (Figura, 39).

Figura 39. Modelo de seção esquemática de estruturação dos derrames vulcânicos ácidos. Na área de estudo nos afloramentos de vertente/topo predominavam características de zona central com bandamentos ígneos. Fonte: Nardy et al., (2008).

Nos pouco casos que houve a presença de vesículas na rochas aflorantes, estas, chegavam a no máximo 1 mm de diâmetro, os maiores cristais visualizados foram os de plagioclásios, que nos exemplares porfiríticos apresentavam-se, em média com no máximo de 5 mm de diâmetro a depender do grau de textura da rocha.

Pela bibliografia (PAIVA FILHO, 2003; MINEROPAR, 2013) estas zonas (base, em torno de 10 m e topo em torno de 5 m aproximadamente), ocorrem em porções territoriais mais distantes desta que perfaz o estudo, e apresentam as características estruturais e texturais apresentados na figura 38, segundo os estudos regionais.

8.2. Características petrográficas macroscópicas e microscópicas dos Riodacitos das amostras de vertentes/topos

Os plagioclásios foram os minerais mais evidentes de serem observados a olho nu, bem como por microscopia ótica (ver mais a frente item 8.3). Estes compõem em média mais de 60% dos cristais maiores e não apresentam arestas totalmente regulares (subédricos). Apresentavam tamanhos, que em alguns casos passavam dos 5 mm de diâmetro.

Os piroxênios (augita e pigeonita), feldspatos (micrólitos) e quartzos (todos os minerais citados apresentavam-se como anédricos), completam os minerais essenciais observados em amostras dos afloramentos.

Os óxidos (minerais opacos) se mostraram importantes na formação das linhas de intemperismo da rocha, por compor os bandamentos muitas vezes delimitadores das linhas de fraturamento destas. Pelas observações diretas (macroscópicas) realizadas sobre as linhas de bandamento de minerais, que perfazem a litologia, nos locais de topo de morro e vertente, indicaram que a hidratação destas se concentravam sobre os óxidos. Mesmo com plagioclásios bem cristalizados, estes apresentavam os primeiros sinais mais visíveis de alteração física e química da rocha (Figura, 40).

Figura 40. Sequência de amostras de Riodacitos retirados em campo para a produção de lâminas delgadas. Localização:

As laminas delgadas produzidas a partir das amostras representadas na figura 40 indicaram que as linhas de bandamentos de minerais avermelhados, de fato coincidem com as linhas de óxidos (minerais escuros e opacos) nas lâminas delgadas. Estes óxidos se mostraram em todas as lâminas os minerais mais alterados, circundando os plagioclásios (euédricos a subédricos) ou os piroxênios (subédricos), delimitando os pontos de maior fragilidade erosiva das amostras (Figura, 41).

Em A, por exemplo, o mineral de plagioclásio parcialmente alterado é cortado por uma linha de transversal (esquerda superior – direita inferior) de opacos, completados por minerais mais claros (quartzos). Este exemplo representa uma amostra menos alterada apresentadas em C e D da figura 40.

Em B, outra amostra coletada apresenta plagioclásio de tamanho milimétrico e bem alterado (subédrico a anédrico quanto a forma), que se avizinha a uma quantidade de óxidos maior alinhados a um traçado do canto direito superior ao centro da imagem. A linha de óxidos representa na amostra da figura 41, as linhas avermelhadas em A e B da figura 40, anteriormente apresentada.

Figura 41. Exemplos de lâminas delgadas produzidas a partir de amostras de campo.

Outra amostra de vertente coletada representa um afloramento de acesso a calha do rio Coutinho. A rocha se apresentava com uma grande quantidade de plagioclásios intersticiais formando a estrutura rochosa de matriz fina a porfírica. Os bandamentos eram caracterizados também pela alternância de camadas cinza claras e camadas mais avermelhadas, com espessuras centimétricas. A textura no geral era porfírica, com fenocristais maiores de plagioclásios e de feldspatos sobre matriz muito fina, de cor cinza-claro/avermelhada (Figura, 42).

Figura 42. Afloramento de riodacito com presença de bandamentos de minerais avermelhados (óxidos). Localização: 448780E; 719919S.

Em A, na figura 42 a presença das primeiras linhas de intemperização da rocha, formando as diaclase em material maciço dos Riodacitos. Em B, destaque para os

cristais de plagioclásio cristalizados na rocha e vesículas vazias (observadas em pouca quantidades nos campos) na base da amostra de mão. As manchas escuras são concentrações de óxidos de espessura centimétricas que evoluirão em linhas de quebra.

Nas lâminas delgadas produzidas, os piroxênios apresentavam-se em menor quantidade e apareciam entre os plagioclásios e opacos. Sua coloração alaranjada em luz polarizada possibilitou distinguir dos demais minerais mais nitidamente. Além desta característica diagnóstica, a forma frequentemente anédrica, devido o intemperismo mais avançado e o tamanho menor permitiu diferenciar dos plagioclásios em microscópio.

Os óxidos nesta amostra eram relativamente abundantes, mas com certa equiparação quantitativa em relação aos plagioclásios. Os óxidos não refletiam nenhuma coloração (característica diagnóstica) e apresentavam a forma anédrica.

Os plagioclásios, em ripas finas e alongadas eram mais presentes em formato euédrico a subédrico, com algumas maclas existentes (porção inferior central da figura 43), perfazendo boa parte da matriz da rocha. Sua coloração cinza platina (giro da platina do microscópio em diferentes ângulos) e as arestas bem definidas, compoendo seu plano de clivagem (diagnóstico), permitiu identificá-lo com muita facilidade.

A estimativa (aproximada) em porcentagem para a lâmina delgada examinada foi de: Plagioclásios acima de 40%, óxidos 30%, piroxênios: 20% e matriz silicática 10%, (Figura, 43).

Figura 43. Imagem de lâmina delgada em luz polarizada a 15° de Riodacito de amostra relativa a figura 42.

8.3. Características petrográficas dos derrames máficos dos Basaltos Hipoialinos das amostras de vertentes/topos

A classificação morfológica de derrames, desenvolvida nas províncias de basaltos continentais proposta por Shaw e Swanson (1970) e sintetizados por Bondre et al. (2004), divide os derrames de basalto em: **tabulares** ou simples, e em derrames **lobados** ou compostos. Na área de estudo foram identificados mais amplamente quanto à morfologia, derrames tabulares simples tanto para as ocorrências máficas, sendo o mesmo para os Riodacitos anteriormente descritos.

Nos basaltos continentais segundo a bibliografia (MINEROPAR, 2013), os derrames tabulares constituem grandes volumes de magma persistentes e em grandes lençóis com espessuras laterais e verticais. Apresentam juntas colunares bem definidas e ocorrem por vezes, por metros de distância.

Os Basaltos Hipoialinos fruto dos derrames máficos são distintos em termos estruturais e texturais dos Riodacitos Pórfiros, marcadamente o grau de fraturamento desta rocha é o principal aspecto que se difere dos Riodacitos.

A textura afanítica e coloração melanocrática cinza-escuro de brilho resinoso com minerais equigranulares de espessura muito fina é imperceptível a olho nu. Sua grande quantidade de minerais opacos (óxidos) o torna mais suscetível ao intemperismo em um ambiente com água circundante, potencializado pela densidade alta de fraturamentos oriundos do resfriamento dos derrames ígneos.

Segundo Mineropar (2013) as superfícies de fratura subconchoidais, comuns aos Hipoialinos são indicativas do alto conteúdo de matriz vítrea (mesóstase), oriundas de inflação dos derrames máficos, por muitas vezes, gerados pela distribuição em túneis de lava vulcânica.

A diferenciação química segundo a bibliografia (LOPES, 2008; NARDY, et al., 2008; MINEROPAR, 2013) remete a teores mais baixos de MgO, Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, TiO₂ e teores maiores de SiO₂, Na₂O e K₂O, que determinam uma evolução geoquímica maior aos basaltos faneríticos de disjunção tabular, ou seja, a presença de determinados óxidos leva a um tempo maior necessário de cristalização e inflação dos derrames, o que não ocorreu com os Hipoialinos de centro e topo dos derrames vulcânicos a região.

Outra questão levantada nos estudos da Mineropar (2013) é que os Basaltos Hipoialinos da parte superior dos derrames sofreram no processo de acomodação, interferências pelas irregularidades das lavas sobrepostas, influenciando assim, a

formação das fraturas de resfriamento, marcadamente mais abundantes zona de entablatura e de topo de derrame ígneo.

Em todos os afloramentos de perfil de encosta, de pedreiras a céu aberto e dos leitos fluviais dos rios estudados, tais características foram muito bem visualizadas. Apenas os exemplares, que perfaziam a base dos derrames destoavam das características gerais existentes nos Basaltos Hipoialinos que foi de entablatura (zona central do derrame). Foi possível em alguns casos a visualização de pequenas vesículas, com preenchimento de celadonita. Isso levou a crer que entre estas zonas distintas do derrame pudesse haver alguma diferença de resistência erosiva.

No geral, tanto os basaltos tabulares (simples) ou lobados (compostos) apresentam plagioclásios e piroxênios como minerais essenciais, imersos em matriz vítrea (mesóstase). Sendo as vesículas mais presentes conforme se aproxima da base dos derrames observados ou nos poucos casos em zona de topo de derrame.

Ainda segundo a Mineropar (2013) a formação dos minerais essenciais e demais secundários, segue uma sequência de cristalização mineralógica e de estruturação. Sendo ela dividida em três fases, a fase do extravasamento ou estágio magmático principal, onde se formaram os fenocristais maiores de plagioclásios e piroxênios. Uma fase intermediária, onde estes dois grupos mineralógicos se cristalizaram, mas com tamanhos e formas mais irregulares, nesta fase, maior parte da matriz vítrea da rocha se formou, oriundo de um resfriamento rápido. Uma terceira fase caracteriza-se por um estágio pós-magmático, onde a alteração da rocha vigente possibilitou a saída de gases voláteis formando as vesículas.

Foram selecionadas 50 amostras para análise de lâminas delgadas (discussão no item x) selecionadas das áreas indicadas no mapa da figura 44. As mais representativas foram selecionadas no intuito de melhor caracterizar os Basaltos Hipoialinos. Os vazios espaciais, sem pontos de campo ou de coleta de amostras, visualizado no mapa da figura 44, ocorreram devido a não permissão dos proprietários ou por impossibilidade física de acesso aos trechos existentes.

Figura 44. Pontos de saídas a campo, onde se coletou amostras para as análises macroscópicas e microscópicas de vertente e topos de morros.

As principais características observadas na área de estudo (contabilizando as áreas além das calhas fluviais) e que foram comparadas às características dos derrames tabulares dos modelos bibliográficos foram:

8.3. Feições de resfriamento

As feições de resfriamento ocorrem como estruturas em zonas: a estrutura interna de um derrame de basalto compreende essencialmente as zonas vesiculares/amigdaloides de topo e base e o núcleo do basalto maciço. A zona vesicular/amigdalóide de topo é geralmente mais espessa (~3 m) e possui mais vesículas/amígdalas (20-60%) do que a base (com tamanhos de 0,3-0,6 m e volume de 20-30%), (MINEROPAR, 2013). A zona de entablatura compreende área de disjunção colunar superior e inferior, mais algumas feições típicas internas, como fraturamento dos blocos em colunas.

Linhas de resfriamento em cunha foram visualizados em alguns casos de lajes expostas de trecho de leitos fluviais afluentes e de laje exposta em estradas, mais

comumente em estradas rurais, principalmente nas áreas de transição do membro Foz do areia para o membro Três Pinheiros, confundindo por vezes a identificação litológica a olho nu, pela menor quantidade de linhas de fraturas apresentadas.

As cunhas ou feições em linhas retas em confluência em ângulos mais agudos no encontro das linhas ressaltava os pontos de maior fragilidade da rocha e que eram os locais onde o intemperismo diferencial agia primeiro no preparo para o destacamento de blocos. Por vezes, estas linhas de fraturas que evoluem do intemperismo apresentavam preenchimentos de material silicático, que no tempo eram removidos pelas águas superficiais, nos períodos chuvosos, se presentes próximos aos leitos fluviais ou em vertentes de acesso mais íngremes.

Figura 45. Linhas de fraturas em cunha (ângulos agudos) evoluem pelo intemperismo diferencial. Localizações: (A) 454278E; 7206216S. (B) 452641E; 7206123S.

O modelo estratigráfico para os basalto máficos de Martin et. al. (2005) auxiliou na identificação e diferenciação das rochas observadas em campo do Membro Três Pinheiros, principalmente pela presença maior de densidade de fraturas, mais evidentes, quando comparado aos exemplares do membro Foz do Areia Foz do Areia. As análises de lâminas delgadas (mais a frente) no laboratório visaram também facilitar a identificação, bem como, a comparação com as referências bibliográficas relativas à área de estudo e região (Figura, 46).

Figura 46. Modelo usual para os derrames máficos existentes na Bacia Sedimentar do Paraná.
Fonte: Mineropar (2013); Martin et al., (2005).

8.4. Entablatura do derrame ígneo máfico

A disjunção colunar dos derrames ígneos pode ser identificada pela separação das unidades de colunas que perfaz a parte interna de um derrame (núcleo). A formação da disjunção em leque e em bloco do modelo de Martin et. al. (2005) ocorre em função do resfriamento da lava. As juntas colunares formam-se primeiro, sendo as maiores na ordem de 3-6 m de espaçamento e perfil curvo na planta, podendo diminuir em dimensão (0,3-2 m). O formato prismático varia de vertical a subvertical, devido o desenvolvimento perpendicular às bordas do derrame (MARTIN et al., 2005; LOPES, 2008).

As juntas transversais moldam as colunas em intervalos decimétricos e menos regulares do que as verticais. Ocorrem por vezes, preenchimentos diversos nas juntas

colunares do que nas transversais (MARTIN, et al. 2005; LOPES, 2008; JERRAM; PETFORD, 2014).

Nas observações em campo em áreas de vertente/topo, as disjunções visualizadas foram comuns em lajes de estrada. A disjunção era identificada como superior quando associadas aos geodos de zona de topo e quase sempre em cotas mais altas (embora isso não seja uma regra, pois não foi possível determinar quantos derrames representam a unidade como um todo), e ora inferior quando da presença de brechas e vesículas (características de zona de base do derrame) e quase sempre associadas em cotas mais baixas dos derrames.

Nos Basaltos Hipoialinos, dentro da zona de entablatura foi mais visualizado a disjunção em leque e bloco (descrição à frente), em local de pedreira exposta, laje de estrada ou leito de rio.

A *colunata* superior do derrame é separada da parte central, quando se identifica as zonas de percolação de água que influencia na formação dos *entablamentos*. Os entablamentos são zonas de blocos irregulares onde a água teve participação direta no resfriamento, levando a formação de colunas com facetas menores em largura e blocos irregulares dispostos verticalmente ou levemente inclinados. A *colunata* (área de disjunção colunar) pode apresentar faces mais desenvolvidas e bem espaçadas, separadas pelas juntas/fraturas principais, podendo ser superiores ou inferiores a zona de entablamento, como descrito no tópico anterior (ARIOLI, et al., 2008; JERRAM; PETFORD, 2014).

O resfriamento também se processa de forma mais rápida na entablatura, denotando um espaçamento menor se comparado às zonas de disjunção, devido à perda rápida de calor pelas áreas de disjunção colunar ou por sua inflação (MINEROPAR, 2013), (Figura, 47).

Figura 47. Modelo da formação das zonas de colunata (disjunção colunar) em entablatura, onde a água possui participação ativa no processo de resfriamento e formação das juntas colunares. Fonte: Jerram e Petford, (2014).

Na área de estudo foram observados todos os quatro tipos (sigmoidal, em cunha, em leque e em bloco) de entablamentos confirmados pela Mineropar (2006, 2013) no

Estado do Paraná. Contudo os dois primeiros foram mais visualizados em lajes de estradas rurais e leitos fluviais rochosos expostos, os dois últimos puderam se observados bem destacados em afloramentos expostos por pedreiras, cortes de estrada ou grandes rupturas de declive (rio Campo Real, item 12).

8.5. Entablatura em Leque

A entablatura em leque (ARIOLI et. al., 2008) forma-se pela reação da lava com água superficial, que acelera o resfriamento e reorganiza a distribuição das isothermas, ocupando geralmente o topo do derrame, no caso aqui estudado, em derrames tabulares. O arranjo pode ser convergente ou divergente para a base e marcas de bisel nas disjunções das colunas (JERRAM e PETFORD, 2014).

Na área de estudo, visualizou-se afloramentos como este, de Basalto Hipoialino com presença de veios hidrotermais. Feições cisalhadas também foram observadas indicando compreensão do fluxo no processo de solidificação.

O aspecto prismático e de poucas vesículas (celadonitas) nos cortes observados, apresentavam também marcas de cisalhamento horizontal dividindo o perfil aflorado em entablatura de blocos, (Figuras, 48-50).

Figura 48. Perfil de pedreira de Basalto Hipoialino de zona de entablatura em leque de núcleo de derrame, com presença de níveis de veios hidrotermais. Localização: 446564E; 7205380N.

Figura 49. Basalto Hipoialinoem pedreira, entablatura em leque. Localização: 446564E; 7205380N.

Figura 50. Perfil vertical de pedreira de Basalto Hipoialinocom feição de cisalhamento dividindo blocos prismáticos. Localização: 445508E; 7198502N.

8.6. Entablatura em bloco

A entablatura em bloco perfaz a área central do derrame ígneo e é gerada pela interferência de todos os tipos de juntas que atingem o núcleo, a partir das bordas do derrame (LOPES, 2008). Forma-se por fraturamento em prismas menores (5-15 cm) de basalto afanítico, sem orientação definida produzindo um padrão mais desorganizado de fragmentação. Pode representar uma variação lateral do entablamento em leque, por interferência de leques adjacentes, ou a zona basal dos leques, na transição à disjunção colunar abaixo, (MINEROPAR, 2013).

Na área de estudo foi visualizado em diversos afloramentos dos Basaltos Hipoialinos, em cortes de secções em pedreiras, lajes de estrada e leitos fluviais. O alto grau de faturamento e sua textura afanítica são as marcas características desta rocha, pelas medições em afloramentos de perfis verticais, obteve-se em pelo menos uma média de dez linhas de fraturas por metro linear. Quando dispostos em soleiras, apresentava-se como prismas poligonais característicos do resfriamento ígneo (Figuras 51 - 54).

Figura 51. Entablatura em bloco com alto grau de fragmentação. Localização: 446564E; 7205380N.

Figura 52. Zona de entablatura em bloco de Basaltos Hipoialinos, com trecho em formato de leque.
Localização: 445508E; 7198502N.

Figura 53. Perfil de pedreira evidenciando a entablatura em blocos do derrame. Localização:
445508E; 7198502N.

Figura 54. Soleira em estrada rural de basalto hipoialino. Localização: 451871E; 7210353N.

8.7. Entablamento sigmoidal e em cunha

O entablamento sigmoidal são superfícies que se apresentam em aspecto curvo quando visualizado sua secção, possui espaçamento que pode variar entre 5 a 80 cm, ocorrendo normalmente entre as disjunções colunares de topo por ação das isotermas ascendentes e descendentes (JERRAM; PETFORD, 2014).

As isotermas são como marcas em borda cortadas obliquamente, diferem das juntas transversais por serem mais regulares, geram deformações ao longo das juntas colunares ou entablamentos. Funcionam também como zonas de transição entre as partes do derrame, em função das propriedades físicas de fluidos como a água e substâncias dissolvidas. Influenciam no aspecto dos rejeitos horizontais em basalto fanerítico e de fraturamento conchoidal em Basalto Hipoialino(LOPES, 2008).

O entablamento em cunha se apresenta como um conjunto de disjunções planares, colunas mais retas, que se entrecortam em baixo ângulo, formando prismas em cunha (LOPES, 2008). Sua visualização no plano é de padrão geométrico em linhas semicurvas se encontrando em um ponto único.

Segundo Mineropar (2013) a hipótese de formação destas feições se dá pelo cisalhamento gerado por um determinado tipo de derrame mais viscoso que gera tensões

internas. Nas partes baixas do derrame em contato com o relevo, o contato é compressivo e nas zonas de quebra do relevo é distensivo. Segundo Mineropar (2013) e Marsh (1995) o entablamento em cunha pode ser o produto de tensões cisalhantes desenvolvidas no interior de fluxos de lava com cristalinidade elevada. Nas áreas de ocorrência de Basalto Hipoialino foram visualizados planos de entablamento em cunha em leitos fluviais expostos e soleiras em estradas (Figuras, 55 - 56).

Figura 55. Exemplo de entablamento em cunha de área plana, leito rochoso de Basalto Hipoialino.
Localização: 448398E; 7209922N.

Figura 56. Entablamento em cunha em leito do rio Alto Passo Ruim, afluente do rio Maracujá (Basalto Hipoialino). Foto Adalto G. Lima gentilmente cedida. Localização: 440950E; 7200194N.

8.8. Disjunção tabular truncada

Na base de derrames, a disjunção tabular com formato flexível truncado, é comum em zonas de cisalhamento. Esta feição pode ser o resultado de dois processos combinados: fluxo e inflação de derrame. A inflação pode gerar a disjunção e o fluxo de lava parcialmente solidificado pode provocar deslizamento e truncamento das placas de basalto, (LOPES, 2008).

Na área de estudo, em trecho de vertente do Rio Fuegos (ponto amarelo na figura 57), afluente do rio Coutinho foi observado uma zona truncada em perfil de corte de estrada de rocha basáltica em estágio avançado de intemperismo. O basalto de textura microfanerítica apresentava nítida transição para brecha vulcânica com presença de veios hidrotermais perpendiculares. A zona truncada se encaixa na descrição de disjunção truncada de Lopes (2008) e Mineropar (2013), (Figuras. 57-58).

Figura 57. Perfil de corte de estrada rural em basalto microfanerítico com disjunção truncada, presença de brecha vulcânica na parte inferior. Na parte superior do perfil processo acentuado de pedolização. Localização: 455119E; 7207264N.

Figura 58. Detalhe da foto 57 acima de feição trucada de basalto microfanerítico. Localização: 455119E; 7207264N.

8.9. Vesículas e geodos

Áreas que apresentam minerais bem cristalizados são indicadores de transição estratigráfica dos derrames ígneos. Na áreas de estudo, pela localização das cotas e disposição das feições na topografia local, considerou-se que o aparecimento destes minerais representasse um trecho de zona de topo ou de transição para esta, em função da visualização de geodos em topos de morros principalmente.

A proximidade com as áreas limites de litologia do membro inferior (Foz do Areia) do Grupo Serra Geral, remete a uma possibilidade destes geodos serem pertencentes a este membro e não o Três Pinheiros (Basaltos Hipoialinos).

Estas feições foram observadas em meio a trechos de estrada onde os perfis de solo já consolidados pela pedolização os envolviam. Os geodos continham minerais cristalizados de diâmetros horizontais centimétricos a decimétricos.

Segundo Lopes (2008), estas feições podem resultar da compressão de vesículas e geodos inicialmente esferoidais, durante a inflação de derrames, geralmente descrita como sendo feição de fluxo, devido a movimentação da água e/ou cristalização de gases na formação do geodo, (Figura, 59).

Figura 59. Em A, Geodo intemperizado de cristais de quartzo indicando feição de fluxo e dividindo zona de topo da entablatura do derrame. Localização: 441925E; 7195548N. Em B, Feição de geodo de quartzo em topo de morro, área próxima às rochas do membro Foz do Areia. Localização: 452501E; 7202817N.

8.10. Resultados das análises de lâminas delgadas de vertentes/topo

As análises de lâminas delgadas das áreas de vertente/topo indicaram que a textura das rochas, no geral varia de fanerítica a afanítica. A composição geral mineralógica das amostras se dividem da seguinte forma: 40-45 % de plagioclásios, de 30-35 % de matriz vítrea e os outros 20-25 % de piroxênios e demais minerais comuns a esta rocha, que por ventura ocorram (celadonita, calcedônia, clorita, etc...).

As amostras da figura 60, correspondem a Basaltos Hipoialinos de topo de derrame dispostos no geral em áreas de divisor de águas e de vertentes de acesso às calhas fluviais.

Referem-se às áreas onde foi possível observar corte de perfil vertical da zona central do derrame, dispostos com entablamento em leque com colunatas e blocos. Sua textura é no geral afanítica, de coloração cinza-escuro (melanocrático), recobrando por vezes, derrame de basalto maciço, este, também cinza-escuro, um pouco mais fanerítico, mas com tendência a minerais mais finos, apresentando disjunção colunar hexagonal em formatos mais regulares e sem indícios de alteração hidrotermal. Quando presentes, as vesículas foram vistas em tamanhos diminutos (milimétricas) e sem preenchimento de minerais.

As marcas de isotermas com fraturamento subconchoidal eram bem observáveis nestes afloramentos, as marcas de bisel acompanhavam estas marcas compondo conjuntamente as disjunções colunares, medindo no geral, de 10 a 20 cm de altura, quando soltas pela ação intempérica se quebravam em blocos prismáticos de aproximadamente 35 cm² de área (Figura 60).

Figura 60. Áreas representativas de zona de central de derrame de Basalto Hipoalino e de transição para base e topo de derrame. Localizações: (A) 446586E, 7205400S; (B) 432741E, 7188428S; (C) 445427E, 7198700S; (D) 444225E, 7198963S.

As amostras de mão selecionadas para a confecção das lâminas delgadas das áreas da figura 60 zonas de entablatura foram no geral caracterizadas com coloração melanocrática, textura afanítica a fanerítica (quando mais próximo da transição com a base dos derrames), equigranular, muito fina, e sem vesículas visíveis. O material verde e fino observado sobre muitas diaclases e algumas vesículas mal formadas, pode ser segundo os estudos da Mineropar (2013) sobre a região celadonita de alteração.

Segundo Mulocher (2013), o aparecimento de celadonita em basaltos é possível a partir do resultado de processos de alteração hidrotermal sobre as rochas em processo pós-magmático.

Na análise das lâminas delgadas, a textura se mostrou fanerítica a porfirítica, com minerais intergranulares a matriz vítrea (mesóstase) predominante. Os opacos (óxidos) ocupavam quase que igualmente o espaço na lâmina com os cristais de plagioclásios. Em menor quantidade os piroxênios completavam a estrutura dos Basaltos Hipoialinos. A composição mineralógica destas amostras se dividiam em aproximadamente da seguinte forma: 35 % de plagioclásios, 35 % de matriz vítrea, 15 % de piroxênios e 5 % de vesículas.

Os plagioclásios apresentavam forma subédrica a euédrica em formatos ripiformes a tabulares com limites regulares, sendo comum a estes a geminação de maclas polissintéticas com tamanhos milimétricos. Estas observações foram mais comuns às lâminas delgadas de amostras retiradas da base de derrames ou próximas a áreas de ocorrência de vesículas e amígdalas. Nas lâminas de amostras de centro dos derrames, os plagioclásios ocorriam em tamanhos pequenos e mais em formatos ripiformes.

Algumas fraturas transversais visualizadas nestes minerais, apresentavam com linhas de agrupamento de óxidos alinhados ao fraturamento rochoso, característico dos Basaltos Hipoialinos.

Em todos os casos ocorrem plagioclásios tabulares ou ripiformes, apresentando também maclas polissintéticas imersos entre matriz vítrea. A luz polarizada na amostra da letra A, observa-se linha de alteração da rocha exemplificada pela concentração e opacos cruzando a lâmina, onde os cristais mal formados de quartzo a completa. Nas amostras da letra B a H, a luz polarizada representam amostra de centro do derrame ígneo, contudo mais próximo do limite de sua base, e as demais (letras D, F e G) representam o núcleo da zona de entablatura do derrame vulcânico. A objetiva usada para extrair as imagens foi de 4 x 0.10 polegadas. Angulação da platina das amostras entre as letras B-H, respectivamente: 55°, 0°, 0°, 0°, 10°, 60° e 100°, (Figura, 61).

Figura 61. Amostras em lâmina delgada das áreas representativas de topo de morro e vertentes de acesso às calhas fluviais. Localizações: 446586E, 7205400S; 432741E, 7188428S; 445427E, 7198700S; 444225E; 7198963S; 440968E; 7200124S.

Os piroxênios ocorriam no geral com cristais anédricos, com limites irregulares, as fraturas transversais eram comuns ao mineral e sua coloração a luz polarizada (nicos cruzados) era acastanhada a alaranjada a depender do movimento da platina do microscópio. A clorita por vezes foi observada substituindo os piroxênios devido o processo de intemperização sobre a amostra.

A quantidade de piroxênios nas amostras não era elevada, porém constante, perfazendo todas as amostras retiradas em campo. Os piroxênios são minerais essenciais dos basaltos, sua identificação em lâmina delgada foi facilitada pelo alto relevo em relação aos plagioclásios e demais minerais, visualizadas a luz não polarizada nas amostras das letras A, D e G (Figura, 62).

Nas demais, a luz polarizada em objetiva de 4 x 0.10 polegadas,

A absorção de várias cores (pleocroísmo) à luz polarizada (nicos cruzados), facilitou sua identificação, principalmente pelas cores verde ao rosa. Apresentava forma euédrica, em prismas com secções basais ou lamelar, com pelo menos duas boas clivagens, formando ângulos retos, observáveis nas amostras representadas pelas letras A, B, D e E em objetiva de 10 x 0.25 polegadas, com angulação da platina respectivamente de B, C, E, F e H de: 15°, 15°, 25°, 20° e 35°, (Figura, 62). Em todos os casos os piroxênios possuem alto relevo, paleocroísmo, principalmente entre verde e alaranjado, forma prismática a lamelar e contatos bem definidos, mesmo quando intemperizados.

Figura 62. Amostras de lâmina delgada de Basaltos Hipoialinos demarcando os piroxênios observados. Localizações: 443424E, 7206963S; 441853E, 7213932S; 433282E; 7211577S; 430851E, 7209981S; 427103E, 7201544S.

A matriz vítrea apresentava uma grande quantidade de opacos compondo as lâminas analisadas em meio aos plagioclásios e piroxênios. Não apresentavam formas definidas e contatos regulares. Em seu conjunto não havia visualização de cores, tanto à luz polarizada ou não polarizada. O alinhamento às linhas de fraturas de resfriamento foi observado em poucos casos, sendo o mais comum sua disposição aleatória nas amostras de lâminas.

Tanto em luz não polarizada, como em luz polarizada, os opacos não apresentaram nenhuma cor ou característica quanto a cristalização de seus minerais (óxidos), (Figura, 63).

Figura 63. Os opacos preenchem em maior quantidade os espaços das lâminas delgadas dos Basaltos Hipoialinos. Localizações: 425553E; 7200306S; 423155E; 7195217S; 426376E, 7190827S; 435956E, 7200828S.

As vesículas em sua maioria ocorria nas laminas delgadas em formatos irregulares e de tamanhos pequenos, na forma anédrica e com limites irregulares, com preenchimento de clorita em alguns casos. Na luz polarizada (nicos cruzados) apresentavam variação de cor de um verde alaranjado, a depender do movimento da platina do microscópio, para um acastanhado, sem o uso da luz polarizada (nicos descruzados).

Nas amostras das letras A e C da figura 64, (objetiva de 4 x 0.10 polegadas) a luz não polarizada (nicos descruzados), as vesículas apresentavam coloração amarronzada-alaranjada e limites mal definidos em franco processo de alteração.

Nas amostras das letras B e D da mesma figura (objetiva de 10 x 0.25 polegadas) e angulação da platina respectivamente de 70° e 140° a luz polarizada (nicos cruzados), as vesículas apresentavam tons verde-bege, com relevo se destacando em relação aos demais minerais.

Figura 64. Vesículas irregulares preenchendo o espaço entre os minerais opacos, cristais de plagioclásios e piroxênios. Localizações: (A-B): 443942E; 7196646S. (C-D): 440968E; 7200124S.

As amígdalas ocorrem em formatos circulares em formatos arredondados, ora preenchidas por vidro vulcânico, ora por minerais parcialmente cristalizados de origem silicática em sua cavidade. As bordas destas amígdalas podem apresentar clorita ou celadonita, fruto de processos secundários de cristalização, quando da presença de água no resfriamento da rocha, segundo Mineropar (2013).

Quando as amígdalas sofrem com o processo de intemperização os minerais cristalizados em seu interior se transformam em calcedônias ou argilomonerais (MINEROPAR, 2013). As ocorrências de amígdalas nos derrames, normalmente estavam associadas à transição de base para o topo destes, sendo que estas ocorriam em conjunto com as vesículas entre as zonas dos derrames (base – entablatura – topo).

Nas amostras representadas pelos intervalo de letras de A-F, em objetiva de 4 x 0.10 polegadas, com luz não polarizada (letras A, C e E) e luz polarizada (letras B, D e F, e com angulação da platina respectivamente: 10°, 5° e 0°, a visualização de amígdalas menos alterada ocorre, mais precisamente em (B) com cristais de quartzo ainda presentes.

Amígdalas com alteração (calcedônia no interior) entre a matriz vítrea das amostras foi observadas nas amostras das letras: (A, C-F). Nas amostras das letras de G-J, com uso da objetiva de 10 x 0.25 polegadas e com luz não polarizada em G e I, e luz polarizada em H e J (angulação da platina respectivamente: 15° e 50°), os cristais silicáticos podem ser visualizados em uma textura sem formas bem definidas.

Em (H e J), a luz não polarizada, o preenchimento silicático é sem cor, apenas nas letras I, o efeito de luz do microscópio fornece um tom avermelhado as amígdalas. As bordas de algumas amígdalas apresentaram cloritas ou celadonita em alteração (Figura, 65).

Figura 65. Amígdalas observadas em lâminas delgadas das amostras de Basaltos Hipoiálicos. Localizações: 446562E, 7200465S; 455119E, 7207264S; 453676E, 7208085S; 452840E, 7208994S.

9. RESULTADOS LEVANTADOS A PARTIR DA GEOMORFOLOGIA REGIONAL E DEMAIS ASPECTOS FÍSICOS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

Os derrames basálticos encontrados no município de Guarapuava (PR) e região e são encontrados a partir do reverso da escarpa da Serra da Esperança, marco morfológico que divide o Segundo Planalto Paranaense do Terceiro Planalto. A partir da subida da serra a paisagem dissecada é caracterizada por uma sucessão de morros, morretes e colinas mais suaves e com menor amplitude altimétrica. A região que compreende o município de Guarapuava (PR) está inserida no chamado Terceiro Planalto Paranaense como unidade Morfoescultural. As subunidades que abrangem uma porção grande do município são denominadas de Planalto de Palmas/Guarapuava e Planalto do Foz do Areia (MINEROPAR, 2006).

O Planalto de Palmas/Guarapuava, segundo a Mineropar (2006) apresenta dissecação baixa e ocupa uma área de 3.266,71 km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 840 metros com altitudes variando entre 520 m (mínima) e 1.360 m (máxima). O sítio urbano em si está sobre o platô de rochas ácidas (Riodacitos e Dacitos), onde a dissecação do relevo é considerada baixa, pelo mapeamento oficial.

Os vales das redes de drenagem em sua maioria são de leitos rochosos ou mistos (rochoso-aluvial) em formato de “U” e vales ligeiramente abertos quando em direção as desembocaduras. A partir dos topos aplainados e de suas vertentes retilizadas do platô central, seguindo em direção norte do município, as vertentes levemente se convexizando, conforme se aproximam das cabeceiras dos rios. Nos interflúvios que dividem os planaltos do Alto/Médio Piquiri, Planalto de Pitanga/Ivaiporã e Palmas/Guarapuava, há uma série de lineamentos que provavelmente delimitam dissecações de relevo distintas.

Nas áreas de ocorrências da unidade dos Basaltos Hipoialinos no Planalto de Pitanga/Ivaiporã, as feições morfológicas de morros são mais destacadas e/ou alongadas com dissecações verticais mais proeminentes. Os declives nesta porção são maiores que > 12%, com gradientes altimétricos de mais de 980m, diferentemente da região central do platô onde os declives são menores que <6%. As altitudes variam entre 320 m (mínima) e 1.300 m (máxima). As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V” (Figura, 66).

Figura 66. Mapa Geomorfológico que abrange a região de estudo, segundo Mineropar (2006).

O clima regional incidente no município, segundo Thomas e Vestena (2003) é do tipo subtropical mesotérmico-úmido, com temperatura média anual de 17°C, pluviosidade bem distribuída, com média mensal acima de 100 mm e média anual acima de 1900 mm (Figura 67).

Figura 67. Médias de precipitação e temperatura para o município de Guarapuava (PR). Fonte: Thomas e Vestena, (2003).

A vegetação nativa predominante no município de Guarapuava (PR) é a floresta subtropical do tipo Floresta Ombrofila Mista Alto-Montana e Montana (TRATZ, 2008), compostas por formações latifoliadas e de coníferas, estas últimas representadas pelo Pinheiro do Paraná (*Araucária angustifolia*), (MINEROPAR, 2006). Na área rural do município há ainda a incidência de pequenas manchas em extensão de campo limpo e cerrado.

Os solos que perfazem a maior parte das bacias dos rios Coutinho e Maracujá são os LATOSSOLOS VERMELHOS DISTRÓFICOS de textura argilosa sobre vegetação de campo subtropical. Apenas nas cabeceiras da bacia que a vegetação passa a ocorrer como floresta subtropical perene. Na área central da bacia hidrográfica, na calha do rio Maracujá e de alguns afluentes, têm-se a ocorrência de solos NEOSSOLOS LITÓLICOS HÚMICOS de textura argilosa sobre vegetação de campo subtropical, (MINEROPAR, 2006).

Na bacia do rio Campo Real também é maior a ocorrência de LATOSSOLOS VERMELHOS DISTRÓFICOS de textura argilosa sobre campo subtropical. Uma porção pequena de floresta subtropical perene ocorre ao norte da bacia nas nascentes do rio e uma área de cerrado nas proximidades da foz, (MINEROPAR, 2006).

No entanto, as áreas das bacias hidrográficas são bem antropizadas pela agricultura de precisão. Tendo como culturas principais os grãos que visam o grande mercado de *commodities* (soja, trigo, cevada, milho, etc...). As áreas de estepes ou gramíneas lenhosas, com floresta de galeria ocorrem ao longo das margens (APPs) dos rios e nas cabeceiras. Onde o relevo é mais alto há áreas de reflorestamento de pinheiros e pinus (Figura, 68).

Figura 68. Mapa de Solos das bacias hidrográficas do estudo.

9.1. Análise estrutural a partir das propriedades e padrões da rede de drenagem das bacias hidrográficas

A análise estrutural da rede de drenagem das bacias hidrográficas apresentou uma variedade nas propriedades texturais elencadas para o recorte territorial do estudo.

A primeira propriedade, densidade de drenagem foi calculada para as duas principais bacias hidrográficas (Coutinho e Campo Real). A bacia hidrográfica do rio Coutinho (abrangendo seu principal afluente, rio Maracujá) apresentou uma densidade de drenagem de $2,32 \text{ km/km}^2$, classificada segundo Beltrame (1994) como densidade alta.

A bacia hidrográfica do rio Campo Real apresentou o valor de densidade de drenagem de $1,76 \text{ km/km}^2$, qualificado como densidade moderada. O total das duas bacias hidrográficas conjuntas apresentou um valor de $2,02 \text{ km/km}^2$, dentro da faixa de densidade alta (BELTRAME, 1994).

O padrão básico de drenagem observado para o conjunto das bacias hidrográficas foi uma coalescência dos padrões dendrítico a subdendrítico, sobretudo, nos trechos de ocorrência dos Basaltos Hipóialinos, onde o controle estrutural exercido pelos lineamentos pareceu determinar traçados de angularidade suave mais a jusante das drenagens principais, a fortemente controlada, em direção aos trechos mais próximos às cabeceiras.

Entretanto, de forma menos evidente, na área de ocorrência dos afluentes da margem direita do rio Campo Real foi interpretado que há uma mescla dos padrões paralelo e dendrítico/subdendrítico. O padrão paralelo e subtreliçado foram interpretados, dispostos em canais de pequena ordem, em trechos de montante da margem esquerda do rio Coutinho e trechos de montante dos afluentes, da margem esquerda do rio Maracujá (maior afluente da margem direita do Coutinho).

Possíveis conjuntos de falhas oriundas da incidência de lineamentos estruturais, sobretudo, lineamentos positivos (*sills*) permitiu a formação de drenagens paralelas entre si, mas com angulações moderadas (próximos a 90°) nas desembocaduras, permitindo a identificação de drenagens dispostas paralelas entre si. Estas drenagens se mostraram também, combinadas a canais ramificados em padrão subdendrítico ou subtreliçado a depender da localidade (Figura, 69).

Na figura 69A, a exemplificação de um setor com padrão dendrítico a subdendrítico, apresenta alta densidade de canais por m^2 , este padrão foi mais comum à rede de drenagem no trecho. Em 69B, o paralelismo dos canais evidencia relevos mais alongados e menor densidade de canais por m^2 , mas com combinações de outros padrões de drenagem. Em 69C, o padrão subtreliçado coexiste com o padrão

subdendrítico, em canais de baixa ordem a montante (cabeceiras margem esquerda do rio Coutinho), evidenciando a influência do controle estrutural no encaixe dos canais fluviais.

Figura 69. Bacias hidrográficas dos rios Coutinho, Maracujá e Campo Real. Padrões da rede de drenagem das bacias hidrográficas coexistem em setores distintos.

O controle dos lineamentos estruturais, sobre o traçado da rede de drenagem denotou influência dos dois tipos de lineamentos aqui organizados para explicar a interferência tectônica no traçado dos canais.

Os lineamentos em feixe, conforme Nadalin (2016) indicam as possíveis direções dos planos de acamamento das rochas. Observando a disposição da rede de drenagem em superfície, os lineamentos estruturais em feixe concentraram-se no quadrante NE. No entanto, a quantidade de traçados pertencentes ao quadrante NW também relevante.

Não foi possível estimar com precisão o mergulho geral das camadas na área de ocorrência do estudo. Contudo, baseado na distribuição, da direção geral do membro Três Pinheiros para N45°E, estipulada pela Mineropar (2013) e associada à direção dos rejeitos de blocos basculantes, paralelos ao lineamento do Piquiri, de direção N60°W, também estimadas pelos estudos da instituição (op. cit.), acredita-se que os lineamentos estruturais, neste caso em feixe, correspondam a adequações dos blocos de rejeito de falhas localizadas na região ao longo do tempo geológico, (Figura, 70).

Figura 70. Gráfico de rosetas com a frequência dos lineamentos estruturais em feixe acumulados para as bacias hidrográficas do estudo. Os maiores acumulados de feixes estruturais encontram-se no quadrante NE.

As direções dos lineamentos em série também prevaleceram no quadrante NE, (Figura, 71). Os rios identificados em trechos de influencia destes lineamentos apresentaram-se mais retilinizados em determinados segmentos, tendendo a formar trechos curvilíneos, quando relativamente livres do controle exercido pelos lineamentos em série.

Figura 71. Gráfico de rosetas com a frequência dos lineamentos estruturais em série para o conjunto das bacias hidrográficas do estudo. Os maiores acumulados encontram-se no quadrante NE.

As demais propriedades texturais da drenagem, como já mencionado, indicou uma diversificação interna às bacias hidrográficas e em setores específicos das destas. Sendo estas melhor analisadas a partir da segmentação realizada em *zonas homólogas* (Figura,72).

Mapa de zonas homólogas das bacias hidrográficas estudadas

Figura 72. Mapa de zonas homólogas das bacias hidrográficas do estudo.

A área que cobre a zona homóloga A, se sobrepõe aos derrames de Basalto Hipoialino de norte a sul das bacias hidrográficas do rio Coutinho (e margem direita do rio Maracujá) e rio Campo Real. A referida área cobre as manchas de afloramento de basalto inferior (membro Foz do Areia) e trecho, que segundo a Mineropar (2013) a sul das duas bacias hidrográficas afloram os Riodacitos Pórfiros (ver item 12.1).

A zona homóloga A, limita-se com toda a margem direita do rio Maracujá e margem direita do trecho a jusante do rio Coutinho. Esta zona homóloga apresenta-se com canais fortemente controlados pela litologia subjacente (Basaltos Máficos).

A maior concentração de lineamentos em feixe está disposta no setor de cabeceiras do rio Maracujá (a norte das bacias hidrográficas) e ao longo da bacia hidrográfica do rio Campo Real. Os lineamentos em série orientam os canais de maior ordem (terceira e quarta ordem), principalmente para a direção sul, os tributários de primeira e segunda ordem são transversais a estes e paralelos (Figura, 73).

Figura 73. Área interpretada da zona homóloga A; esta ocorre sobre os Basaltos Máficos (Hipoialinos e Maciços).

A zona homóloga A, apresenta predominância de canais no padrão subtreliçado (de forma não tão clara) a subdendrítico, especialmente no setor de cabeceiras (Norte) dos canais principais Coutinho e Maracujá. Neste setor a incidência de lineamentos interfere na estruturação dos canais configurando melhor o padrão subtreliçado, sobretudo a NW. Alguns lineamentos positivos que formam interflúvios alongados, reproduzem certo paralelismo aos afluentes de segunda ordem, que se encontram orientados para a direção sul, a jusante da bacia hidrográfica do rio Campo Real.

A densidade de drenagem obtida para a zona homóloga A é de $2,68 \text{ km/km}^2$, que a configura como a de maior densidade de drenagem, entre as três zonas homólogas. A passagem para um padrão de drenagem paralelo/subdendrítico fica mais evidente conforme se observa a disposição da drenagem a jusante.

A angularidade dos canais é alta a moderada com tropia alta dos lineamentos em feixe, e densidade alta dos lineamentos em série. As assimetrias de drenagem dividem-se nesta zona A, em pelo menos dois setores distintos: a norte com assimetrias fortes,

com mergulhos direcionados, sobretudo de W-L e NW-SE e assimetrias moderadas a baixas, no setor sul, a jusante do rio Campo Real e Coutinho.

No setor sul da zona homóloga A, como mencionado, os canais convergem hegemonicamente para sul. As assimetrias de drenagem são moderadas, com certa alternância entre as margens fluviais. Apresentam-se mais densas de canais tributários nas margens esquerdas e menos densas, com canais fluviais curtos, nas margens direitas dos tributários de baixa ordem (primeira e segunda ordem) fluvial. Em ambas as margens destes tributários, os lineamentos estruturais exercem controle sobre o direcionamento do fluxo do canal.

Os lineamentos em série neste setor, orientam os canais tributários da margem direita do rio Coutinho, fornecendo-lhes certo paralelismo no sentido L-W. Entre os tributários do rio Campo Real os lineamentos em série estabelecem de forma mais evidente determinadas inflexões de trechos fluviais no sentido do fluxo principal (Sul).

No geral, na zona homóloga A, os lineamentos em feixe, controlam fortemente canais de primeira e segunda ordem, concentrados preeminentemente no quadrante NE, observado a partir do gráfico de rosetas produzido (Figura, 74). Os lineamentos em série apresentam certo equilíbrio quantitativo entre os dois quadrantes.

Figura 74. Gráfico de rosetas dos lineamentos na zona homóloga A. Em A, concentração de lineamentos em feixe no quadrante NE. Em B, concentração de lineamentos em série no quadrante NW.

A zona Homóloga B, estende-se, desde o setor norte e faz limite com o canal fluvial do rio Maracujá. Compreende toda a margem esquerda deste rio, até o seu limite sul na margem direita do rio Coutinho, próximo da foz do rio Maracujá.

Caracteriza-se como a zona homóloga de menor densidade de drenagem ($2,03 \text{ km/km}^2$). Seu padrão básico de drenagem foi classificado como dendrítico/subdendrítico. Os lineamentos em feixe são menos presentes nos canais de primeira e segunda ordem e apresentam pouco paralelismo, sendo estes mais bem distribuídos no quadrante NE. Um maior número de lineamentos em feixe ocorre no quadrante NE, especialmente nas cabeceiras da margem esquerda do rio Coutinho, onde os três membros litológicos aqui estudados ocorrem. Outro aspecto observado é que, a pequena quantidade de lineamentos em feixe determina uma tropia baixa para os canais desta zona homóloga.

O controle exercido pelos lineamentos estruturais é mais efetivo através dos lineamentos em série, que se apresenta similar no gráfico de rosetas dos lineamentos em feixe, e encontram-se regularmente bem distribuídos nos dois quadrantes (NW/NE). O quadrante NE possui um número maior de linhas estruturais, porém os lineamentos mais extensos linearmente ocupam o quadrante NW (Figura, 75).

Figura 75. Gráfico de rosetas de frequência para a zona homóloga B. Em A, distribuição dos lineamentos em feixe na zona homóloga B, com o quadrante NE tendo a maior quantidade. O mesmo ocorre com os lineamentos em série em B, porém, os lineamentos mais extensos linearmente ocupam o quadrante NW.

A angularidade das junções fluviais é de alta a moderada, nesta zona homóloga, sendo observada uma maior presença de assimetrias moderadas de drenagem quando setorizados trechos específicos dos canais, como nas desembocaduras próximas do rio Coutinho. Quando há a presença de lineamentos em feixe, traçados sobre os canais, pode-se verificar certa proximidade dos ângulos de junção a 90° , como no setor NE da zona homóloga B. Onde os lineamentos em série não são tão presentes, os ângulos de junção apresentam-se mais fechados (agudos), ou seja, menores que 90° , menos evidente, mas presente nas desembocaduras dos canais de primeira ordem em setores de cabeceiras em diversos pontos da zona homóloga B.

Em situações nas quais os lineamentos em série interferem no traçado do canal de maior ordem (terceira e quarta ordem), o ângulo de junção, de um rio de ordem menor, acaba por corresponder a um ângulo próximo de 90° (forma moderada) ou a 90° (forma alta). Independentemente da presença ou não de lineamento em feixe traçado sobre ele. Os tributários mais extensos linearmente concentram-se nas margens esquerdas e com maior ramificação de afluentes de baixa ordem, ou seja, maior densidade de drenagem, de um dos lados do canal fluvial. Acredita-se que a presença maior dos lineamentos em série, contabilizada para o quadrante NE, influa nesta situação, pois o domínio geológico na zona homóloga B é de Basaltos Hipoialinos (máficos), o que levaria uma certa homogeneidade no grau de fraturamento litológico.

A angularidade (próxima dos 90° - forma moderada) dos canais mais extensos e ramificados de forma desigual, apenas se modificam quando desembocam no rio Coutinho, já em área de contato litológico dos Basaltos Hipoialinos para Riodacitos Pórfiros (Figura, 76). A assimetria de drenagem passa ser considerada forte, com pouca densidade de canais de baixa ordem e o controle dos lineamentos em série se faz mais presente na margem esquerda do rio Coutinho, no domínio da zona homóloga C.

Mapa da zona homóloga B

Figura 76. Recorte da área da zona homóloga B.

A zona homóloga C, engloba quase toda a área de ocorrência dos Riodacitos Pórfiros. Uma área menor de ocorrência dos Basaltos Maciços Inferiores (membro Foz do areia) avança entre os Riodacitos no setor NE da bacia hidrográfica do rio Coutinho. Nesta zona homóloga C, a densidade de drenagem é alta ($2,58\text{km}/\text{km}^2$), mas inferior à zona homóloga A ($2,68\text{ km}/\text{km}^2$). O padrão básico de drenagem observado foi o subdendrítico, mas com forte paralelismo dos canais tributários do rio Coutinho, especialmente aqueles que se encontram nas desembocaduras da margem esquerda, encaixados nos lineamentos em série existentes e que se estendem por vezes até a zona homóloga B.

Mesmo que os lineamentos em feixe tenham sido traçados em menor quantidade (tópia mais baixa), sua concentração no quadrante NW, exerce controle sobre os tributários da margem esquerda no sentido do curso principal (rio Coutinho), que está incidente em lineamentos em série em quase todo o percurso entre as zonas homólogas B e C.

Os lineamentos em série, embora mais espaçados (densidade moderada), também exercem controle estrutural sobre as drenagens. Dispõe-se, principalmente no quadrante NE, e acompanham o sentido geral dos alinhamentos estruturais regionais como o do Piquiri (MINEROPAR, 2013), (Figura, 77).

Figura 77. Gráfico de rosetas de frequência de lineamentos para a zona homóloga C. Em A, maior concentração de lineamento em feixe no quadrante NW. Em B, os lineamentos em série concentram-se no quadrante NE, seguindo a direção dos alinhamentos regionais.

As assimetrias de drenagem são no geral classificadas como moderadas, tendo os afluentes mais extensos ocupando as margens esquerdas dos tributários do rio Coutinho.

A densidade de canais se apresentou maior nas margens esquerdas, criando uma disparidade entre os dois lados. Embora tenham sido delineados poucos lineamentos em feixe para esta zona C, quando estes são mais evidentes e bem demarcados, infere-se que os cursos d'água se desenvolvem com mais facilidade nas margens esquerdas destes tributários, provavelmente por conta de zonas mais fraturadas, por conta de falhas em escala local, permitindo a formação de pequenas drenagens em extensão e maior ramificação de canais neste lado do rio (Figura, 78).

Figura 78. Trecho de afluente do rio Coutinho, em sua margem esquerda, com plano de falha identificado, em escala local na calha do afluente. Localização: 448338E; 7195987S.

A formação de possíveis conjuntos de fraturas ou falhas de blocos tectônicos, localizados, pode ter influenciado na formação de canais fluviais sobre estas linhas preferenciais, geradas a partir da tectônica, sobretudo, no lado esquerdo dos afluentes da margem esquerda do rio Coutinho. A angularidade dos canais se mostrou também moderada (próxima de 90°), com as formas de junções similares e paralelas entre si (Figura, 79).

Mapa da zona homóloga C

Figura 79. Mapa da zona homóloga C.

10. RESULTADOS DOS DADOS PARA OS PERFIS LONGITUDINAIS PRINCIPAIS

Os resultados dos dados obtidos para os três principais rios aqui analisados iniciou-se de uma análise da morfologia geral dos perfis longitudinais. Sequencialmente realizou-se uma interpretação estrutural incidente sobre os perfis longitudinais e por fim a análise dos processos fluviais determinantes no estabelecimento das características erosivas. A correlação entre as lâminas delgadas produzidas a partir das amostras, em conjunto com as observações feitas *in loco*, contribui com o entendimento das fragilidades litológicas de cada rocha.

A descrição e especificação das características de cada litologia e da zona do derrame, observadas nas saídas a campo foram um dos caminhos para o entendimento da resposta geomorfológica apresentada por estas litologias, frente aos processos erosivos fluviais incidentes. Pois, tais características contribuíram para o entendimento da evolução das morfologias dos leitos fluviais que perfazem os perfis longitudinais, ao ponto de esclarecer quais peculiaridades físicas das rochas são mais determinantes na modificação das morfologias fluviais.

Consideraram-se as propriedades mais representativas na estruturação dos perfis longitudinais em basaltos. Sendo uma delas o escalonamento topográfico formado em função de propriedades litológicas determinantes na geração de rupturas de declive nos basaltos.

Como sugerido por Lima (2009) identificou-se para cada perfil longitudinal zonas morfológicas determinantes. Por exemplo, *knickpoints* e *knickzones*, formam trechos de convexidade ou de rupturas de declive (áreas onde potencialmente se desenvolve mais os processos erosivos do leito fluvial) dos canais fluviais. Trechos de baixa declividade relativa, formam as zonas côncavas dos canais fluviais (áreas onde os processos erosivos teoricamente são menos incisivos), estas zonas morfológicas são relevantes na compreensão da evolução erosiva dos canais.

Outra sistematização adotada foi à aplicação do modelo da relação declive-área. Utilizou-se da relação não apenas, para a análise dos perfis longitudinais como um todo, mas também em trechos segmentados dentro do perfil longitudinal. A segmentação dos trechos dos perfis longitudinais permitiu a interpretação específica de trechos com pouca ou nenhuma interferência estrutural dos lineamentos. A aplicação do modelo de

regressão (relação declive-área) realizada primeiramente para os canais completos e em seguida para os trechos segmentados, procurou individualizar os trechos mais homogêneos possíveis quanto à ocorrência litológica no leito fluvial. Visto que a análise do perfil integral por si só não foi suficiente para uma explanação completa, pela grande ocorrência de lineamentos estruturais ao longo dos perfis longitudinais.

Identificou-se as zonas superiores e zonas inferiores de variação de declividade para o perfil longitudinal integral, inclusas aos segmentos individualizados dentro do perfil longitudinal. Isso se fez necessário, pois, determinadas propriedades dos derrames basálticos, aqui estudados (Riodacitos e Basaltos Hipoialinos), aliadas a interferência estrutural sobre os canais fluviais, ocultam ou dificultam a observação de tendências erosivas existentes em cada perfil.

A segmentação de trechos sem ou com pouca interferência estrutural permitiu interpretar melhor, qual a resposta geomorfológica fornecida pela litologia, na sua relação com a potência do escoamento (vazão). Uma vez que, os valores da relação declive-área gerados permitiram uma melhor compreensão da resposta dada pela rocha e de suas propriedades estruturais, frente aos processos erosivos atuantes sobre o leito fluvial.

10.1. Análise da morfologia do perfil longitudinal do rio Coutinho (Basaltos Hipoialinos - Riodacitos Pórfiros)

O perfil longitudinal do rio Coutinho como um todo, apresenta nove trechos convexos com pelo menos treze rupturas de declives associadas (*knickpoints*). Três trechos foram caracterizados como *knickzones*, observados não só no mapeamento do perfil longitudinal, mas vistos e conferidos em saída a campo.

No domínio dos Basaltos Hipoialinos os trechos convexos somaram-se cinco, sendo o sexto, em transição com o domínio dos Riodacitos. No segmento dos Riodacitos Pórfiros, além do trecho que faz divisa com os Basaltos Hipoialinos foram demarcados mais três trechos convexos, com duas rupturas de declive (*knickpoints*), totalizando os nove do perfil longitudinal todo.

As *knickzones* foram todas mapeadas e observadas no perfil longitudinal sobre os Riodacitos Pórfiros. No entanto, em observações de campo pôde-se constatar que

entre as cotas 1070 m e 1050 m aproximadamente (pontos 15 a 20 do perfil longitudinal), o rio Coutinho cortava rocha de transição (caráter ácido) e não os Basaltos Hipoialinos, como mapeado para o setor, pela Mineropar (2013), (discussão no item 10.3).

As rupturas de declive (*knickpoints*) observadas configuraram-se como trechos de grande desnível, compõem grandes paredões rochosos que chegavam por vezes a 10 m verticais. Não obstante, algumas rupturas de declive apresentavam-se menores com pequenas rupturas escalonadas, que no geral mediam de 60 cm a 3 m de desnível vertical.

A primeira *knickzone* identificada inicia-se um pouco antes do ponto 27 do perfil longitudinal (cota 1015 m), e se estende até o ponto 37 (cota 965 m), apresentando uma extensão de pelo menos 1,7 km. O segmento possui rupturas sucessivas, sendo a última, na cota de 965 m (ponto 37 da figura 80), a ruptura de maior desnível vertical, observada em todo perfil longitudinal media 10 m aproximadamente.

A segunda *knickzone* inicia-se na cota de 965 m (ponto 37) e se estende até a cota de 940 m (ponto 40), apresentando 2 km de extensão linear. A partir dos pontos 38-39, entre as cotas 960 m e 955 m ocorrem rupturas de declive escalonadas com dimensões verticais e lineares variadas. A terceira *knickzone* identificada, entre os pontos 44 (cota de 935 m) e 46 (cota de 920 m) apresentou uma extensão linear aproximada de 11,9 km. As rupturas foram menos perceptíveis, bem como a visualização da rocha do leito fluvial. A junção das *knickzones* 1 e 2 não ocorreu, devido a um pequeno trecho côncavo, não perceptível na escala do perfil longitudinal da figura,80.

Figura 80. Perfil longitudinal do rio Coutinho com a demarcação dos trechos côncavos e convexos.

No conjunto das *knickzones* o escalonamento em rampas apresentavam um padrão morfológico já relatado aos Basaltos Maciços Inferiores dos estudos de Lima (2009, 2012, 2014), mas com diferenças para os Riodacitos, em função de peculiaridades estruturais da rocha, como o fraturamento a partir dos bandamentos ígneos.

As sequências de rupturas intercaladas formavam pequenas depressões pouco aprofundadas, existentes em todas as zonas convexas observadas. As morfologias em questão, chamadas de degrau-depressão (*step-pool*) estavam associadas, quase sempre anteriores aos *knickpoints*, mas não necessariamente com a presença de rupturas de declive mais acentuadas (Figura, 81). Foram vistas nos rios principais e em seus afluentes.

Morfologia degrau-depressão (*step-pool*)

Figura 81. Exemplificação da morfologia degrau-depressão. Em A, trecho do ponto 27 do perfil do rio Coutinho, Localização: 448860E, 7199097S. Em B, afluente da margem esquerda do rio Coutinho, Localização: 451378E, 7199467S.

Outra observação obtida sobre o perfil longitudinal do rio Coutinho foi a presença do escalonamento de pequenas rupturas em trechos de baixa declividade relativa (*lowzones*). Nestes trechos, no entanto, o escalonamento observado estava relacionado a um segundo tipo de morfologia, também já relatado em rios em leito

rochoso (misto rochoso-aluvial). A morfologia visualizada foi do tipo soleira-depressão (*pool-riffle*), (Figura, 82).

Figura 82. Exemplificação de trecho côncavo do perfil do rio, com a presença de morfologia soleira depressão (*pool-riffle*). Localização: 447469E, 7195210S.

As morfologias soleira-depressão são formadas principalmente pelo acúmulo de blocos desprendidos dos trechos de convexidade do leito e são carregados pelo fluxo de água do rio a jusante. Porém, a sua presença em zonas de convexidade foi parcialmente vista em segmentos de menor inclinação internos as zonas convexas, mas não detectáveis no mapeamento ou gráfico no perfil longitudinal, mas visualizadas em campo. Na figura 83 a seguir, outro trecho de baixa declividade relativa do rio Coutinho (ponto 41), com a presença de morfologia *pool-riffle*, formadas pelo acúmulo de blocos removidos do leito fluvial, quando da vazão mais intensa.

Figura 83. Outro trecho caracterizado como *pool-riffle*. Localização: 448132E; 7195915S.

A seguir na tabela 3 foi realizada uma síntese apresentando os valores referentes aos trechos medidos sobre o perfil longitudinal do rio Coutinho:

Tabela 3. Valores de medição de distâncias dos trechos de *knickzones* e *lowzones* do rio Coutinho.

	Extensão (km)	Pontos do perfil longitudinal
<i>knickzone</i> 1	1,7	27-37
<i>knickzone</i> 2	2,0	37-40
<i>knickzone</i> 3	11,9	43-46
Extensão total das <i>knickzones</i> (LK)	15,71	
<i>Lowzone</i> 1	2,7	20-23
<i>Lowzone</i> 2	3,0	23-25
<i>Lowzone</i> 3	10,7	40-43
Extensão total das <i>Lowzones</i> (LL)	16,57	
Extensão total do rio	52,05	
Intervalo topográfico	230	
Área total da Bacia hidrográfica (km ²)	680	

10.2. Análise da interferência tectônica sobre o perfil longitudinal do rio Coutinho

Os lineamentos em série existentes sobre o rio Coutinho interferem de forma mais contundente em seu traçado e morfologia de duas formas diferentes. No primeiro caso, há intervalos do perfil longitudinal em que os lineamentos ocorrem longitudinalmente ao leito fluvial, orientando o canal principal em segmentos retelinizados ou mantendo-o encaixado internamente a área de influencia do lineamento, mesmo com a presença de meandros. O condicionamento dos meandros é mais notório, sobretudo nos trechos de baixa declividade relativa (trechos côncavos).

No segundo caso, os lineamentos em série encontram-se transversais ao leito fluvial, expondo por vezes grandes faces verticais de ruptura de declive (*knickpoints*). Há situações nas quais, o lineamento transversal encontra-se em determinado ponto, mas a face da ruptura localiza-se metros ou quilômetros afastados a montante, em função (possivelmente) da erosão regressiva atuante ao longo do tempo.

Da área de nascente do rio (ponto 1, cota 1145 m) até as proximidades com o ponto 12 do perfil longitudinal (cota 1090 m) a interferência estrutural, delimitada pelos lineamentos em série sobre o perfil é longitudinal. O rio Coutinho corre todo encaixado

sobre lineamentos em série, que o condiciona, no intervalo de pontos citado. Apenas um lineamento transversal entre os pontos 9 e 10 (cotas 1105 m e 1100 m) passa a estabelecer sobre o perfil, interferência fornecendo-lhe forma convexizadas no trecho do perfil, com a geração de uma pequena ruptura de declive e levando-o a uma inflexão de NW-SE para S (Figura 84).

Figura 84. Setor a montante do rio Coutinho no intervalo dos pontos 1 ao 15.

Ao lado da margem esquerda do rio, a presença de lineamentos subordinando a orientação dos afluentes é mais destacada. A densidade de canais do lado esquerdo, determina uma assimetria de drenagem de forte a moderada e evidencia como a interferência estrutural é um fator importante na configuração do traçado e na formação de rupturas de declive. A partir dos ponto 12-13, outro lineamento em série incidente flexiona o canal fluvial para leste, onde uma ruptura de declive acaba estabelecendo a formação da zona convexa 3 identificada na figura 80. Os lineamentos em série condicionam o traçado do rio, como possibilita inflexões do seu curso, determinando assimetrias de drenagem distintas ora entre as margens direita ora na margem esquerda. No trecho, a densidade de drenagem de afluentes (também sobre lineamentos) é maior

na margem esquerda. As angularidades moderadas (próximo de 90°) se encontram na margem esquerda do perfil do rio. Os afluentes mais extensos e ramificados ocorrem neste setor e estão orientados em função dos lineamentos em feixe, principalmente nos tributários de pequena ordem, os lineamentos em série orientam principalmente os tributários de terceira ordem.

No trecho do rio Coutinho dos pontos 15 a 25, quatro lineamentos em série cortam transversalmente o leito fluvial do rio. Destes, três influenciam diretamente na formação de rupturas de declive. Os mais significativos são os lineamentos em série incidentes entre os pontos 16 a 23. Os lineamentos em série condicionam os traçados da drenagem, mantendo certa angularidade e provocando deslocamento do sentido do fluxo lateralmente e verticalmente.

Entre os pontos 16 a 20, dois lineamentos em série podem ter provocado o basculamento do bloco à jusante, criando um bloco abatido em falha normal na direção SE e um deslocamento aparente no sentido NE-SW, na desembocadura de um afluente proveniente de NE. Neste ponto o rio apresenta um pequeno deslocamento para SW e volta a correr para S, com influencia de outro lineamento em série que o desloca neste novo sentido (SW), (Figura, 85).

Figura 85. Segmento do rio Coutinho entre os pontos 15 a 25 do perfil longitudinal.

Devido a erosão regressiva a face da ruptura de declive (*knickpoint*) expôs um litotipo de natureza intermediária (de caráter ácido), possivelmente entre Riodacito e uma rocha básica (Hipoialinos a montante). O possível basculamento gerou uma regressão erosiva até as proximidades do ponto 16, com uma ruptura de declive de 8 a 10 m de altura na segunda queda e de 2 m na primeira queda a montante. A seta amarela na figura 86 indica o sentido da face da ruptura do bloco basculado. O lineamento em série incide próximo ao ponto 20, aproximadamente 670 m a frente de onde se encontra a queda d'água (ponto 16). Na figura 86A, a vista de cima da queda, com aproximadamente 2 m de altura é possível ter uma visão parcial da primeira queda. Em B, vista frontal da ruptura de declive com aproximadamente 8 a 10 m, uma visão da segunda queda. Em C, o afloramento da rocha intermediária (ácida) com textura vesicular na base da segunda ruptura de declive. Os esquemas representam as visões, frontal e vertical, que com auxílio dos croquis permite inferir os efeitos de deslocamentos aparentes dos blocos basculados no trecho.

Figura 86. Ruptura de declive (*knickpoint*) em rocha intermediária (ácida) referente ao trecho dos pontos 16-20 do perfil longitudinal do rio Coutinho. Localização: 446870E, 7208451S.

O afloramento imprevisto da rocha intermediária no trecho levou a crer que possivelmente em setores específicos de zonas de contato entre os tipos de derrames superiores, os lineamentos em série, interfiram em localidades específicas provocando exposição da litologia ácida e levam a retomadas erosivas rápidas no tempo e consequente erosão dos Basaltos Hipoialinos que deveria ocorrer no trecho em questão, segundo a Mineropar (2013). Outra hipótese é que o mapeamento oficial não tenha identificado a presença no setor da litologia e a mapeado como ocorrência máfica.

A presença de superfície vesicular na base da ruptura de declive é o indicativo de transição entre os tipos de derrames. Esta configuração fornece ao conjunto da área uma diferenciação de resistência erosiva ao perfil longitudinal no ponto em questão.

A jusante, o rio segue condicionado no traçado de um grande lineamento em série, de sentido NW-SE até as proximidades do ponto 25 do perfil longitudinal. Seus afluentes, principalmente, da margem direita apresentam-se alinhados paralelamente e orientados por incidência de lineamentos em feixe no sentido SW-NE.

Os Basaltos Hipoialinos voltam a aflorar a montante da ruptura a aproximadamente 400 m de distância. No entanto, não foi possível o acesso à calha fluvial, devido a não autorização de alguns proprietários ou o difícil acesso ao leito do rio, isso até ponto 25. A partir deste, já foi possível observar os afloramentos de Riodacitos, em campo e pelo mapeamento oficial (MINEROPAR, 2013).

Entre os pontos 25 e 26 ocorre a transição dos derrames de Basalto Hipoialinos para os derrames de Riodacitos Pórfiros, compondo o leito fluvial do rio Coutinho, prosseguindo até a sua foz no rio Jordão.

No intervalo dos pontos 26 a 42 do perfil longitudinal é o trecho do rio com maior concentração de rupturas de declive e de menor distância entre elas, com declives mais acentuados. Os lineamentos em série existentes, além de direcionar a orientação do canal principal são fundamentais na formação de rupturas de declive verticais, bem como da geração das *knickzones* para o trecho.

As assimetrias de drenagem entre estes pontos são notadamente fortes, devido a transição clara entre Riodacitos, na margem esquerda do Coutinho e Basaltos Hipoialinos na margem direita deste rio.

Feições truncadas a NW da área do leito fluvial para o trecho geraram interferências no traçado do rio Coutinho que podem ser vistas na área que abrange o

intervalo dos pontos 27 a 42 do perfil longitudinal, estando o canal inteiro do rio Coutinho longitudinalmente encaixado em lineamentos em série. Os lineamentos em feixe só podem ser visualizados em afluentes de primeira ordem a NE do recorte territorial. A angularidade dos canais é no geral moderada, apresentando desembocaduras mais ou menos agudas a depender da influencia estrutural dos lineamentos em série ou nos poucos casos em feixe.

Inflexões são observadas a partir do ponto 27 pela incidência de lineamentos em série que provocam nova inflexão do rio para o sentido SW, estando este ainda condicionado pela estruturação linear (Figura, 87). A densidade de lineamentos em série gerou feições truncadas (imagem sombreada) do relevo a NW da localização da sequência dos pontos. Sua influencia sobre o rio, aliado a incidência estrutural no trecho do canal provocou inflexões em diversas direções até o rio retomar o sentido SW depois do ponto 42 do perfil longitudinal.

Figura 87. Trecho de grande incidência de lineamentos em série transversais ao rio Coutinho, entre os pontos 26 a 42 do perfil longitudinal.

Os lineamentos em série transversais sobre a área entre os pontos 27 a 37 configuram-se como os lineamentos relevantes na declividade geral do trecho. A assimetria de drenagem no trecho é forte com canais de extensão e ramificação distintas, em função do contato entre as duas litologias, sendo estes menos extensos e menos ramificados do lado dos Riodacitos (margem esquerda).

Os afluentes inseridos na margem esquerda do rio neste setor encontram-se paralelos entre si e também inseridos em lineamentos em série, com angularidade próxima dos 90° (forma moderada) em suas desembocaduras. A tropia dos canais é menor no trecho em função da pouca incidência de lineamentos em feixe.

As maiores rupturas de declive (*knickpoints*) encontram-se neste trecho, onde a presença grande de pequenos trechos escalonados, menos perceptível no perfil do gráfico, mas visível em campo, imprime a perfil do rio maior convexidade no trecho.

Este escalonamento decorrente de sucessivas rupturas de declive imprimem ao rio Coutinho a presença de sucessivas *knickzones*. São nas áreas destas *knickzones* que foi possível observar as características estruturais litológicas e feições erosivas mais claramente, possibilitando a inferência das causas que levam a formação da morfologias escalonada do perfil do rio (Figura, 88).

Figura 88. Perfil longitudinal do rio Coutinho com os lineamentos em série traçados.

As vertentes mais íngremes da margem direita do rio Coutinho a partir do ponto 40 do perfil longitudinal, até meados do ponto 43, baliza os limites dos Riodacitos com os Basaltos Hipoialinos. Uma sequência de interflúvios observados através de um alinhamento de topos alinhados de NE para SW demarcam os limiares entre os dois subtipos litológicos no trecho (mapa central na figura 89).

A separação dos patamares mais altos da área que separa os Basaltos Hipoialinos e os Riodacitos pode ser observada no mapa sombreado (primeiro da figura 89). Quando justaposto às hachuras que correspondem as áreas de ocorrências das litologias (terceira na figura 89), sobre o MDE de sombreado e sobre imagem ortorretificada do setor é possível ver mais claramente que o traçado do rio no setor separa as duas litologias, sendo a calha fluvial ainda sobre o domínio dos Riodacitos.

O mesmo trecho apresenta baixa declividade relativa em relação ao setor anterior, sem a presença de rupturas de declive ou escalonamento gerado por interferência estrutural. O meandramento do canal é maior no trecho, mas se faz confinado ao grande lineamento em série que se encontra longitudinal ao canal entre os pontos 40 e 43 (Figura, 89).

O trecho em questão, próximo ao ponto 43, inicia o segmento do perfil do rio de zona de baixa declividade relativa, onde não há incidência de lineamentos transversais nem rupturas de declive em degraus. O rio corre inserido em um lineamento em série linear que o orienta sentido SW. Os limites interfluviais da margem direita determinam os limites entre Riodacitos e Basaltos Hipoialinos no trecho.

No entanto, em seus afluentes da margem esquerda, sobre os riodacitos alguns lineamentos em feixe foram mapeados, aumento a tropia da drenagem no setor. A ramificação dos canais e a extensão dos afluentes sobre os lineamentos em feixe se torna maior, diferenciando-se dos canais afluentes da margem direita, sobre os Basaltos Hipoialinos.

Esta diferenciação denota aos canais angularidade moderada e permite que os canais sobre Riodacitos passem a apresentar maior densidade de drenagem no trecho em direção a jusante do rio Coutinho (Figura, 89).

Figura 89. Mosaico com a delimitação do trecho do rio Coutinho entre os pontos 40 e 43 do perfil longitudinal.

O segmento do rio a partir do ponto 43 até a foz, representa o trecho final do perfil longitudinal, com a presença de um segmento convexo compondo a última *knickzone* existente. Pelo menos quatro rupturas foram inferidas pela observação em campo, entre os pontos 44 e 46 e correlacionadas ao perfil longitudinal confeccionado. Mas a observação plena das morfologias degrau-depressão foi prejudicada pelo grande fluxo d'água no trecho de jusante, no momento das visitas a campo.

A exposição da rocha e acesso ao leito foi realizada pelas margens em trechos específicos a partir do ponto 45. Entre os pontos 43 e 44 do perfil, a assimetria de drenagem é inexistente ou nula, salvo áreas pontuais (muito próximo do ponto 43) onde se observou no mapeamento, assimetria forte entre as margens do rio.

A densidade de drenagem apresentou-se como semelhante entre as margens e extensão similar entre os afluentes, a partir do trecho médio entre os pontos 43 e 44. A partir do ponto 44 as assimetrias se tornam moderadas, com a predominância dos afluentes de extensão e densidade de drenagem maior na margem esquerda do rio Coutinho, área onde predomina os Riodacitos.

Em todo trecho final do perfil do rio afloram apenas os Riodacitos, com os lineamentos em série cortando o canal de E-W e NW-SE. Os principais afluentes no trecho estão justamente inseridos nestes lineamentos em série, com os seus tributários paralelos (em feixe) entre si e dispostos transversalmente em relação aos primeiros (Figura, 90).

Os desníveis são menores com apenas uma *knickzone* existente entre os pontos 44 e 46. Os lineamentos em série são mais evidentes e influenciam os traçados dos tributários em ambas as margens, principalmente na direção E-W. Os lineamentos em série são paralelos e no sentido transversal orientando os canais de primeira e segunda ordem.

Figura 90. Mosaico com a delimitação do trecho do rio Coutinho a partir do ponto 43 até a sua foz no rio Jordão.

10.3. Análise das características estruturais dos Riodacitos no leito fluvial do rio Coutinho e suas fragilidades erosivas

Buscou-se neste item analisar como a estruturação dos Riodacitos influencia na evolução da declividade do canal. Que fatores determinam a maior ou menor resistência erosiva da rocha em relação ao fluxo d'água, e conseqüentemente sua influência na diminuição das declividades. Correlacionou-se desta forma, as observações de campo, às características de fragilidade de resistência erosiva dos trechos do leito fluvial observados, à análise das amostras de lâminas delgadas obtidas dos trechos do leito fluvial do rio Coutinho, para a interpretação da morfologia do perfil longitudinal.

Ao longo de todo perfil longitudinal do rio Coutinho, em seu leito foi apenas visto características de zona central de derrame. A chamada zona de bandamento ígneo (NARDY, et al., 2008), foi a característica estrutural existente nesta zona da rocha, a mais visualizada no leito fluvial.

Os bandamentos descritos são compostos por faixas que concentram óxidos em faixas horizontalizadas e sucedidas por faixas com minerais de origem silicática. Esta configuração levou a interpretação de que todo o perfil longitudinal, pelo menos na maioria dos trechos visitados, encontra-se sobre zona central de derrame.

As linhas de bandamentos mineralógicos são os locais onde os processos intempéricos agem inicialmente criando descontinuidades erosivas. O deslocamento entre os bandamentos passa a ser gradualmente maior formando pequenos degraus de desníveis distintos, fornecendo ao leito fluvial pequenas rupturas de origem intempérica. Uma vez ressaltadas pela ação hidráulica do fluxo d'água, estas áreas passam a evoluir erosivamente na forma de disjunções horizontais centimétricas.

O avanço intempérico sobre a superfície da rocha exposta promove também a remoção de minerais, principalmente os óxidos. Esta peculiaridade ocorre em função da alteração realizada pelos agentes intempéricos superficiais. Os plagioclásios, mais bem cristalizados, são os primeiros a serem intemperizados e removidos, posteriormente são os piroxênios.

Uma vez intemperizadas as superfícies bandadas passam a evoluir em morfologias de pequenos degraus, criando desníveis no leito e facilitando assim o deslocamento gradual de lascas ou pedaços dos Riodacitos (Figura 91,A-D),

potencializados pela ação do fluxo d'água (ação física ou hidráulica). Na figura 91E-F, a superfície da rocha apresenta aspecto vesiculado, mas isso ocorre devido a intemperização gradual dos minerais mais bem cristalizados (plagioclásios) e de tamanhos centimétricos, sendo estes removidos principalmente pelo fluxo do rio.

Localizações:

Figura 91. Trechos distintos do perfil longitudinal do leito fluvial do rio Coutinho.

Apenas uma exceção em relação a zona estratigráfica dos derrames ácidos foi vista sobre o perfil longitudinal do rio Coutinho. No ponto 16 do perfil, como já

relatado, o afloramento de rocha de gênese intermediária (ácida), se apresentou com características distintas. Esta demonstrava no face vertical íngreme diaclasamento vertical. A base da ruptura, averiguada de maneira imprecisa (acesso dificultado pelo fluxo), apresentava características de acamamento ígneo horizontal com feições de disjunção horizontal, (Figura, 92A).

À frente da ruptura, seguindo o curso do rio, em sua margem direita (aproximadamente 4 m), havia um afloramento da rocha com aspecto vesiculado de natureza genética. A presença desta zona de acamamento e suas disjunções horizontalizadas levaram a crer que o trecho em questão compusesse um nível inferior do derrame ácido intermediário. O surgimento deste nível em superfície, pela interpretação dada só poderia ocorrer caso o rio já tivesse escavado através de seu fluxo a zona central do derrame, comum ao perfil inteiro e expondo o nível inferior como exemplificado no esquema da figura 91B.

Como no perfil do rio integral, não foram visualizado outros trechos com a mesma característica, a hipótese já relatada anteriormente no item 10.2 pareceu mais válida. Que a face de ruptura exposta tenha sido gerada por interferência estrutural, dos lineamentos incidentes a frente do ponto 16, gerando possivelmente um basculamento do bloco.

Figura 92. Ruptura de declive (*knickpoint*) referente ao ponto 16 do perfil longitudinal do rio Coutinho. Fonte do esquema estratigráfico do derrame basáltico: (NARDY et al., 2008). Localização: 446870E; 7208451S.

A amostra macroscópica para este ponto específico indicou características de rocha ácida (félsica) de coloração clara (leucocrática), mais afanítica, em relação a sua textura, variando de fina a média (porfirítica). A estrutura relativamente maciça, mas com marcas iniciais de alteração química e física, foram melhor visualizadas em amostras da face vertical. Os bandamentos de óxidos foram vistos em menor densidade, e os minerais mais cristalizados (plagioclásios) apresentavam em dimensão aparentemente equigranular (Figura, 93).

Figura 93. Área de ruptura de declive de onde foi retirada amostra de rocha intermediária (ácida) para análise de lâmina delgada. Localização: 446699E; 7208447N.

Em relação as características microscópicas a partir da análise em lâmina delgada em luz natural (nicois descruzados) e polarizada (nicois cruzados) indicou características de textura porfirítica com matriz vítrea em sua maior quantidade. Vesículas foram observadas em quantidades consideráveis, preenchidas por mineral secundário, de alteração química, apresentando coloração esbranquiçada quando mais alterada.

A presença de minerais opacos (óxidos) foi relativamente abundante, contudo, em tamanhos variáveis, e que no geral apresentavam-se diminutos, por vezes, em linhas de intemperização da amostra. Estas linhas de alteração foram também, correlacionáveis às linhas de bandamentos de minerais mais escuros (avermelhados) das amostras de mão.

A composição mineralógica compreende 50% de matriz vítrea, 10% de vesículas de tamanhos variados, preenchidas por calcedônia e/ou celadonita, na maioria dos casos, com alguma presença de cristais diminutos de quartzo ou calcedônia em processo de alteração. Os minerais opacos formam em torno de 40% (óxidos) da lâmina observada. Todos estes, se apresentam com variação nos tamanhos, tendo seu formato anédrico no geral (sem forma definida quanto as suas faces de crescimento cristalino).

Na figura 94A, a linha de bandamento de óxidos contorna a vesícula parcialmente preenchida por calcedônia em intemperização com bordas formadas por celadonita e matriz vítrea, vistas também em diferentes aproximações em 94B. Em 94C é possível ver com mais detalhe o nível de alteração da vesícula e em D, visão geral da lâmina.

Figura 94. Lâmina delgada de riodacito do leito fluvial do rio Coutinho.

Na amostra coletadas para o trecho de *knickzones* nas imediações dos pontos 26-27, a evolução erosiva preferencial sobre os bandamentos ígneos, também foi a característica de fragilidade mais observada nos afloramentos rochosos do leito fluvial. A presença de minerais de plagioclásios associados a estas linhas bandadas, permitiam que o fluxo de água do rio removesse as lascas (pedaços de lajes) menores compostas pelos minerais de bandamentos silicáticos.

O surgimento das discontinuidades nos Riodacitos na forma de pequenas rupturas era o primeiro passo para a movimentação de blocos maiores do leito fluvial. Na figura 95A, a amostra fresca do ponto 33 de mão possibilita a observação dos plagioclásios mais bem cristalizados imersos em massa afanítica cinzenta antes de um estágio de avançado intemperismo.

Em 95B e C, a lâmina delgada da amostra coletada indica a linha de alteração composta pelos óxidos e associados por vezes a cristais de plagioclásios, que uma vez removidos fornecem a rocha, o aspecto vesiculado oriundo do intemperismo generalizado. Em 95D-F, as visões das reentrâncias formadas pelo intemperismo dos bandamentos de óxidos e a permanência dos minerais silicáticos ressaltam as linhas erosivas residuais.

Figura 95. Exemplificação das características de resistência erosiva presentes nos Riodacitos. Localização: 448383E, 7196326S.

As amostras retiradas de outros trechos de *knickzones* na sequência dos pontos 33-37 e 44-46, as características estruturais da rocha aflorada foram as mesmas. A

textura das amostras era no geral porfirítica a fanerítica, com presença relativamente grande de vesículas de tamanhos milimétricos. Os bandamentos eram comuns, como nas demais amostras, mas com espessuras variadas. Sendo em sua maior proporção milimétricas e em poucos casos de espessura centimétricas visíveis a olho nu.

Por se apresentarem mais intemperizadas nos trechos de leitos, as linhas de bandamentos eram mais visíveis na forma de destacamento de pequenas placas ou em linhas de reentrâncias, onde a percolação da água agia de maneira evidente alterando física e quimicamente a rocha. As vesículas desempenhavam um papel relevante na velocidade de alteração da rocha, quando estas, se encontram acumuladas em porções específicas da rocha, facilitando assim a formação das linhas de alteração (Figura, 96).

Figura 96. Trechos distintos do rio Coutinho de onde foram retiradas amostras para a confecção das lâminas delgadas. Localizações: Ponto 32-33 do perfil (A) 448860E, 7199097S; ponto 35 do perfil (B) 448372E, 7196286S; ponto 37 do perfil (C) 448233E, 7198036S; ponto 44 do perfil (D) 436309E, 7185340S.

Para facilitar a apresentação das principais características observadas sobre as lâminas delgadas dos trechos de leito fluvial do rio Coutinho foi realizado uma síntese das informações retiradas da análise das lâminas. Pois, em todas as amostras coletadas

as características existentes tanto, nas amostras de mão, como na análise microscópica foram as mesmas. Sendo apresentadas aqui apenas as peculiaridades mais marcantes a cerca das amostras.

Em todas as lâminas delgadas os bandamentos de óxidos formavam as linhas de minerais opacos. A presença de fenocristais de plagioclásios de tamanho milimétrico a centimétricos foi bem presente, sendo as vezes difícil de enquadrar no visor das objetivas de menor aumento. Os opacos (óxidos) apresentavam formas anédricas com sua matriz vítrea, os piroxênios lamelares e pedaços de plagioclásios também foram comuns na visualização das lâminas, com proporções menores de minerais silicáticos mais claros (Figura, 97).

Figura 97. As imagens de A - F representam as amostras retiradas em campo, demonstradas na figura 96. Luz não polarizada de A - C, luz polarizada em D - F. Objetiva de 4 x 0.10 polegadas.

Os plagioclásios variavam quanto sua forma, podendo ser euédricos a subédricos, na maioria das amostras analisadas. O relevo dos cristais quase sempre se mostrou baixo, sendo na forma anédrica apenas quando pouco cristalizados ou deformados pela estruturação do derrame.

Nos Riodacitos, se mostraram também tabulares a ripiformes, e em alguns casos hexagonais. Maclas deste mineral foram observadas em muitas amostras, demonstrando o intercrescimento do mineral, denotando a ideia de um tempo maior de cristalização e crescimento na estrutura da rocha, (Figura, 98). Muitos plagioclásios, bem como os piroxênios lamelares apresentavam fraturas, possivelmente provenientes do intemperismo diferencial atuante ao longo do tempo de exposição.

Figura 98. Visão parcial de macla de plagioclásio com fratura interna a ele. Matriz vítrea ao redor da macla. Luz polarizada com angulação de 170° da platina. Objetiva de 4 x 0.10 pol.

Os piroxênios de maior cristalização observados nos Riodacitos, apresentavam-se em estrutura lamelar ou em prismas mal definidos, com formas subédricas a anédricas e se faziam presentes, em muitos casos, isolados na matriz vítrea, em interstícios dos plagioclásios ou inclusos sobre estes. Seu relevo foi visto quase sempre alto, facilitando a identificação nas objetivas do microscópio. A capacidade de absorver de forma distinta, em vários comprimentos de ondas de luz, e em diversas direções cristalográficas a luz, facilitou sua visualização, sob luz polarizada (nicos cruzados),

permitindo diferenciá-los de outros possíveis minerais presentes nos Riodacitos, (Figura, 99).

Em 99A, cristal de plagioclásio atravessando a linha de bandamento de óxidos da rocha, no canto inferior bandamento félsico de cristais diminutos de quartzo e plagioclásios a luz polarizada, com angulação de 70° da platina. Em 99B, plagioclásio bem cristalizado em matriz vítrea com grande concentração de óxidos, luz polarizada com angulação da platina de 60°. Em 99C, macla de plagioclásio com piroxênio (augita) sobreposto ao cristal (inclusão), luz polarizada com angulação da platina de 105°. Em 99D, macla de plagioclásio em meio a matriz vítrea de óxidos e cristais félsicos, luz não polarizada. Objetiva de 4 x 0.10 polegadas em todas as imagens.

Figura 99. Demais amostras de lâminas de Riodacitos produzidas de amostras dos trechos de leito fluvial do intervalo de pontos 26-40 e 44-46 do perfil do rio entre.

Os processos fluviais que mais se destacaram nas condições observadas dos trechos de leito fluvial em Riodacitos foram abrasão/macro abrasão e arrancamento. A macro abrasão pareceu ser mais efetiva e mais bem visualizada na formação das feições resultantes da alteração dos bandamentos em linha horizontais. Produzida pelo impacto de clastos maiores em trânsito, que promoviam por sua vez, a existência de arestas vivas nas faces fraturadas, (Figura, 100 A-D).

A ação macro abrasiva de clastos carregados pelo fluxo de água, contribuía com a formação dos pequenos patamares erosivos de formato festonado (linhas e setas amarelas nas imagens da figura 100).

Figura 100. Feições ressaltadas das linhas de bandamentos dos Riodacitos. Localizações: A-B, 448383E, 7196326S; C-D, 448233E, 7198036S.

A abrasão em si permite a formação de feições de superfícies polidas e/ou de escavação, através do processo contínuo de material fino carregado pelo fluxo d'água atuando sobre a litologia. As marmitas e sulcamentos como regos (*flutes*) em pontos específicos do leito fluvial são normalmente o resultado deste processo (abrasão).

Quando normalmente atrelados às juntas de contração ou alguma fratura litológica o desenvolvimento destas feições sempre é mais rápido e aprofunda o processo de denudação do leito fluvial.

A macro abrasão neste caso passa a ser mais permanente com clastos (lajes) de tamanho centimétricos desprendidos do próprio leito que passam a se alojar no interior destas feições, aumentando a profundidade e o diâmetro das marmitas e dos sulcos (*flutes*) existentes no leito fluvial (Figura, 101). Esta configuração foi vista em todos os pontos com rocha exposta, sendo as feições existentes em maior número quando atreladas a juntas de contração do derrame ou fraturas formadas por influencia estrutural.

Figura 101. Exemplos de formação de sulcos e marmitas no leito fluvial de Riodacitos do rio Coutinho. Localizações: A-B, 448860E, 7199097S; C-D, 448860E, 7199097S.

A evolução gradual dos espaçamentos destas feições leva ao deslocamento de grandes blocos de rocha e consequentemente o seu arrancamento e movimentação. Os blocos uma vez soltos, em conjunto com a potência de escoamento dada pela vazão do rio passam a ser um importante agente de denudação do leito fluvial, acelerando assim o rebaixamento das declividades.

10.4. Influencia das fraturas na determinação dos processos fluviais mais efetivos sobre o leito fluvial dos Riodacitos

As fraturas oriundas do resfriamento da rocha, ou àquelas formadas pela influencia estrutural sobre o perfil longitudinal rio Coutinho são determinantes no estabelecimento da densidade de fraturas. Estas influenciam diretamente os processos fluviais, pois potencializa a ação de denudação fluxo do rio. No caso dos Riodacitos do leito fluvial do rio Coutinho, o processo que parece ser mais provocador da alteração das declividades do perfil é o arrancamento (*plucking*) de blocos rochosos.

O deslocamento de lascas ou de lajes da rocha que se inicia com a abrasão evolui para o arrancamento de blocos. Incialmente, o material de tamanho centímetro, se aloja como cunhas nas fraturas litológicas que se formaram com o tempo comportando-se como cunhas clasto-hidráulicas (SELANDER, 2004; LIMA, 2009). A intensificação da ação do fluxo aprofundam as distâncias entre os blocos, permitindo a infiltração de água sob partes do leito fluvial, ocasionando o desprendimento dos blocos rochosos da base (Figura, 102). Este padrão foi observado em todos os trechos de *knickzones* e com alguma incidência de lineamento no conjunto da morfologia do rio.

Figura 102. Formação de cunhas clasto-hidráulicas em fraturas. Localizações: 448860E, 7199097S; 435175E, 7184157S.

Quando a vazão passa a ser mais efetiva, principalmente (mas não só), em períodos de cheia, a movimentação destes blocos soltos ou quase soltos ocorre, oportunizando o arrancamento de porções grandes de material do leito, sobretudo, nas áreas *knickzones* (rocha exposta).

Estes trechos passam a expor com mais clareza as morfologias degrau-depressão, em sua maioria anteriores às rupturas de declives mais íngremes. A sequência de regressão erosiva destas feições morfológicas a montante se dá mais rapidamente quanto maior for o arrancamento de blocos dos sítios nas quais se encontram.

Entretanto, a existência das morfologias degrau-depressão nos Riodacitos não pareceu esta condicionada necessariamente ao estabelecimento do fraturamento em cunhas clasto-hidráulicas. A presença deste tipo de fraturamento em grande quantidade acelera a formação das morfologias citadas, mas também sua rápida remoção, por conta da maior efetividade de arranque imposta pela potência do escoamento.

A contabilização das densidades de fraturas nos trechos do leito fluvial observados em campo indicou alta correlação entre maior densidade de fraturas no trecho e as feições de arrancamento existentes sobre eles. A contabilidade da densidade de fraturas (tabela 4) se deu nos trechos de exposição do leito fluvial com a possibilidade de estabelecer uma amostral, para a contagem de todas as fraturas internas a área, conforme demonstrado na equação 3 ($I = n/4r$), onde n é número de fraturas contabilizadas.

Estas áreas amostrais se inseriam, sobretudo, nas *knickzones* identificadas no trabalho, onde a influencia estrutural, pelos lineamentos em série, transversais e lineares ao canal, delimitavam um maior fraturamento da rocha favorecendo por sua vez o arrancamento dos blocos.

Outra observação feita foi a de que os planos de acamamento quando contrários ao fluxo de água do rio eram removidos aparentemente na mesma velocidade que aqueles que se encontram no sentido do fluxo. As linhas de fraturas geradoras de blocos desprendidos ou mesmo os blocos com bandamentos mais evidentes, dispostos perpendiculares ao leito fluvial não pareceu exercer maior resistência erosiva, mesmo porque a infiltração do fluxo de água nas fraturas e a ação abrasiva sobre os bandamentos pareceu ser relativamente rápida.

Tabela 4. Medição das densidades de fraturas nos trechos de leito fluvial exposto do rio Coutinho (Riodacitos).

Pontos do perfil	Identificação da <i>scanlines</i> de cada ponto (2m ²)	Qde de fraturas (2m ²)	Extensão do trecho medido	Observação
27-30	1	11	900 m	
	2	9		
	3	11		
	4	18		
	5	12		
	6	19		
	7	9		Fraturas horizontais
	8	13		
	9	13		
	10	25		Desplacamento erosivo
	11	38		Fraturamento
	Total:	178		
	Média Total	16,18		
	Densidade de fratura média do trecho	4,04		
Pontos do perfil	Identificação da <i>scanlines</i> de cada ponto (2m ²)	Qde de fraturas	Extensão do trecho medido	Observação
38-40	1	74	454 m	Fraturamento
	2	61		Marcas de macro abrasão
	3	59		Cunhas clasto-hidráulicas
	4	55		Fraturamento
	Total	249		
	Média total	62,25		
	Densidade de fratura média do trecho	15,5625		
Pontos do perfil	Identificação da <i>scanlines</i> de cada ponto (2m ²)	Qde de fraturas	Extensão do trecho medido	Observação
34-37	1	36	112 m	
	2	32		
	3	30		
	4	37		Cunhas clasto-hidráulicas
	total	135		
	Média total	54		
	Densidade de fratura média do trecho	13,5		

Pontos do perfil	Identificação da <i>scanlines</i> de cada ponto (2m ²)	Qde de fraturas	Extensão do trecho medido	Observação
44-46	1	20	2,28 km	Fraturamento com menor densidade
	2	15		
	3	29		
	4	20		
	5	18		
	6	25		
	total	127		
	Média total	21,16666667		
	Densidade de fratura média do trecho	5,291666667		
	Média do rio	9,599905303		

- Aplicação da equação 3, ($I = n/4r$).

A densidade alta de fraturas propicia, portanto, condições favoráveis para o processo de arranque de blocos rochosos do leito fluvial, por facilitar o destacamento dos blocos maiores do leito fluvial (Figura 103, A-B).

Figura 103. Densidade alta de fraturas aumenta a separação dos blocos e a percolação do fluxo de água entre elas. Localização: 448227E, 7198008S.

As fraturas estruturais paralelas ou subparalelas, decorrentes de sua concentração contribuía com a rápida evolução das feições do tipo cunhas clasto-hidráulicas ou como em pequenas depressões poligonais, que variavam de tamanho conforme a profundidade das fraturas sobre o leito fluvial.

Em todos os trechos que formavam as *knickzones*, esta configuração estrutural serviu de indicativo de influencia no arranque dos blocos da rocha, onde as cunhas clasto-hidráulicas se delineavam mais facilmente acelerando a infiltração do fluxo entre as fraturas (Fig. 104, A-F).

Figura 104. Exemplificação de áreas com avançado processo de arrancamento de blocos do leito fluvial (ponto 37-38 do perfil do rio). Localização: 448227E, 7198008S.

Desta forma, a evolução denudativa do leito fluvial em Riodacitos segue a seguinte sequência lógica:

- No leito fluvial onde os Riodacitos afloram não foi observado diferenciação de zona de derrame diferente do que seria a zona de central (entablatura). Exceção feita apenas ao ponto 16 do perfil longitudinal do rio Coutinho.
- Os planos de acamamento ígneo (bandamentos), promove a intemperização inicial e permite que o fluxo de água do rio gradativamente promova a dissolução do material, que por sua vez gerará clastos removidos do leito fluvial.

Os patamares entre as porções de blocos que se destacam, formando os degraus e as depressões em sequência são fruto do impacto dos clastos (macro abrasão);

- Primeiro, as disjunções ou fraturas litológicas principais orientam as frentes de deslocamento expondo mais o bloco de rocha ao fluxo de água;
- Aos poucos pequenos degraus deslocados se formam e facilitam a separação dos blocos pela infiltração da água nas linhas de fraturas;
- Fraturas mais profundas controlam a sequência dos pontos de maior fragilidade em que os blocos soltos serão possivelmente arrancados;
- O conjunto de fraturas paralelas ou subparalelas que formam por vezes cunhas ou pequenas depressões poligonais no leito fluvial ajudam a congregiar as depressões das morfologias degrau-depressão.
- A inclinação dos planos de acamamento dos derrames em qualquer lado da margem pode influenciar quais fraturas serão mais rapidamente escavadas. A potência do escoamento consegue suplantiar com certa rapidez a resistência erosiva da rocha, mesmo se a inclinação é contrária ao fluxo do rio. Portanto, o arranque dos blocos permanece possível independente da inclinação;
- A velocidade do arranque pareceu ser mais efetiva em função da maior densidade de fraturas (de qualquer natureza) existente nos trechos de leito fluvial.
- O aparecimento da morfologia degrau-depressão observada em todos os pontos de *knickzone* ou anterior a um *knickpoint* (ruptura de declive) obedece a esta sequência evolutiva dos processos fluviais incidentes sobre o leito fluvial dos Riodacitos.

10.5. Análise da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Coutinho

A análise feita sobre os valores da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Coutinho integralmente indica uma correlação baixa ($R^2 = 0,1883$). A segmentação do perfil em duas metades, a fim de identificar se uma determinada unidade litológica (uma vez que o Coutinho corre sobre os Basaltos Hipoialinos e Riodacitos) influencia nos valores gerais também não apresentou valores correlacionáveis para cada domínio analisado.

O trecho do perfil sob os domínios dos Basaltos Hipoialinos apresentou correlação baixa ($R^2 = 0,2734$), apenas um pouco acima se comparado ao perfil integral. O mesmo pode ser dito acerca da segunda metade, referente aos domínios dos Riodacitos, que também obteve correlação baixa ($R^2 = 0,2952$).

Em um primeiro instante esta configuração dada pelos valores de R^2 indicam que pode haver interferências no ajuste hidráulico do rio sobre a resistência erosiva do leito fluvial. O valor baixo do índice de concavidade para o perfil integral indica isso ($\theta = 0,378$). Entretanto, quando se observa os índices de concavidade (θ) dos dois domínios separados, vislumbra-se que nestes segmentos há uma tendência de ajuste hidráulico, mais evidente para os Riodacitos, do que para os Hipoialinos, por apresentarem seus valores mais altos de quando somados no conjunto.

O segmento correspondente aos Basaltos Hipoialinos apresentou um valor de concavidade de ($\theta = 0,57$), sendo o segmento dos Riodacitos o valor do índice de ($\theta = 1,6$). Contudo, esta diferenciação dos valores de concavidade só indica que estas litologias evoluem erosivamente de forma distintas.

Segundo alguns autores (SNYDER et al., 2000; KIRBY E WHIPPLE, 2001; KIRBY et al., 2003; WOBUS et al., 2003; LIMA, 2009, 2014) os valores de ajustamento da drenagem no intervalo de 0,4 - 0,7 para o índice de concavidade indicaria um padrão de ajustamento dos processos fluviais sobre a litologia.

Duvall, et. al. (2004) obtiveram valores de concavidade distintos ao compararem duas litologias a partir de trechos de mudança litológica, com valores de até ($\theta = 0,83$) para litologias mais resistentes e ($\theta = 0,48$) para litologias friáveis em regiões de baixa atividade tectônica.

O valor do índice de declividade (K_s) nos Riodacitos se mostrou bem mais elevado ($k_s = 92,62$) do que nos Basaltos Hipoialinos ($k_s = 0,0863$) comparando-se os trechos segmentados. Valores de índice de declividade mais altos são indicativos de alguma interferência que gera elevação nas declividades do perfil, aumentando por sua vez, a resistência erosiva. Os índices (θ) e (k_s) elevados podem ser respectivamente indicativo de alta erodibilidade associada a um controle tectônico que força a incisão, elevando a declividade (LIMA; FLORES, 2017).

O valor mais baixo para concavidade no conjunto do perfil longitudinal pode-se atribuir, portanto, e neste caso, a interferência estrutural gerada pelos lineamentos em

série, incidentes ao longo do perfil do rio. A presença das *knickzones*, sobretudo, no segmento dos Riodacitos gera as dispersões das declividades em função das interferências estruturais. A dispersão observada no modelo está em função da baixa concavidade geral visualizada dos dados da relação declive-área.

No entanto, como o valor do índice de concavidade (θ) neste seguimento (Riodacitos) é mais elevado, a hipótese é de que a potência de escoamento esteja conseguindo superar, inclusive a influencia estrutural, que porventura realizou algum basculamento regional (falhas normais, inversas ou transversais). Esta diferença de ajuste dos dados, entre os dois segmentos pode ter sido gerada, no caso dos Hipoialinos, pela área de influencia do ponto 16 do perfil do rio (Item 10.2), além dos lineamentos incidentes ao longo do perfil do rio.

O afloramento de rocha intermediária, interno ao compartimento dos Hipoialinos pode determinar diferenças de erodibilidade do substrato (k_s), levando a uma variabilidade das propriedades litológicas a serem superadas pela potência de escoamento. Esta configuração criaria uma interferência nos valores dos índices de concavidade (θ), bem como no ajuste do modelo (R^2).

A fim de discriminar melhor as tendências observadas nos dados integrais selecionaram-se os pontos que configuraram as zonas superiores ou pontos relativos às maiores declividades. O mesmo foi feito para os pontos referentes às menores declividades do segmento. Este desdobramento visou analisar os dados com a menor interferência possível dos lineamentos estruturais, que notadamente provoca dispersões dos pontos da relação declive-área, em função do aumento das declividades nos trechos em que incide.

A mesma lógica visou também analisar os trechos de alta e baixa declividade que apresente homogeneidade litológica, ou seja, avaliar as tendências nos trechos onde os Basaltos Hipoialinos e Riodacitos apresentassem domínio pleno e compará-los com os dados do perfil integral. Os valores dos limiares superiores, pontos de alta declividade do perfil integral apresentou valor intermediário para ($R^2 = 0,5$). O valor de índice de concavidade retornou um valor baixo ($\theta = 0,38$) e o índice de declividade também ($k_s = 0,34$). Áreas de ocorrência destes pontos correspondem às zonas de convexidade do perfil com a existência de *knickzones* que ainda oferecem maior resistência à potência do escoamento.

Os valores que retornaram dos limiares inferiores, dos pontos de baixa declividade do perfil integral, apresentaram melhor correlação ($R^2 = 0,9$) entre declividade e área de drenagem. O índice de declividade mais baixo ($k_s = 0,0245$) e o índice de concavidade ($\theta = 0,64$) mais alto é um indicativo de maior controle hidráulico exercido sobre ambas litologias. As áreas de incidência destes pontos correspondem em grande parte a zonas côncavas do perfil longitudinal ou a trechos iniciais destas zonas.

Quando discretizado ainda mais o perfil longitudinal, separando-o entre o trecho dos Basaltos Hipoialinos e dos Riodacitos, estabelecendo a mesma análise para limiares superiores e inferiores, a tendência de ajuste hidráulico do conjunto fica mais evidente.

Os limiares superiores dos Basaltos Hipoialinos se mostraram mais altos para a correlação declividade e área de drenagem ($R^2 = 0,6$), como também para o índice de concavidade ($\theta = 0,5$) e menor para o índice de declividade ($k_s = 0,41$). (Fig.116). Os limiares inferiores retornaram valores ainda mais ajustados para a correlação declive-área ($R^2 = 0,8$), para o índice de concavidade ($\theta = 0,59$) e para o índice de declividade ($k_s = 0,0201$), neste caso mais baixo.

O valor de correlação dos limiares superiores do trecho do perfil do rio que é coberto pelos Riodacitos se apresentou com um ajustamento alto para a relação declive-área ($R^2 = 0,9$). O índice de concavidade do segmento ($\theta = 1,64$) indica alta erodibilidade da rocha e o índice de declividade ($k_s = 384,5$) alto é indício de controle estrutural exercido pelas *knickzones* existentes nestes pontos dos limiares superiores.

Acredita-se que estas zonas podem ainda funcionar como áreas de maior resistência erosiva no tempo, daí seu valor alto para o índice de declividade (k_s). Porém, estas zonas atualmente se encontram em franco processo de denudação, por parte da potência de escoamento, traduzida pelo seu valor alto de (R^2), o que remete pelos valores de concavidade, maior controle hidráulico na denudação litológica.

Os limiares inferiores apresentaram também correlação ajustada para a relação declive-área ($R^2 = 0,8$) do segmento, com índice de concavidade alto ($\theta = 1,9$), indício de que os Riodacitos são altamente erodíveis, mesmo com o índice de declividade alto ($k_s = 195,9$). Este último, como nos limiares superiores, apenas indicaria que as zonas de maior declividade representadas por estes limiares foram forçadas estruturalmente as elevando as *knickzones*. Mas que atualmente estão sendo superadas pela ação fluvial erosiva, rebaixando o perfil do rio gradualmente no tempo (Figura, 105).

Figura 105. Gráficos da relação declive-área do perfil longitudinal do rio Coutinho. Segmentação de trechos de homogeneidade litológica e de zonas superiores e inferiores dos subsegmentos.

11. RESULTADOS DA ANÁLISE DA MORFOLOGIA DOS PERFIS LONGITUDINAIS DOS RIOS MARACUJÁ E CAMPO REAL

Os rios Maracujá (principal afluente da margem direita do rio Coutinho) e o rio Campo Real correm em toda a sua extensão sobre os Basaltos Hipoialinos. O mapeamento geológico oficial (MINEROPAR, 2013) indica que no trecho final a jusante do rio Campo Real os Riodacitos voltam a aflorar em superfície integrando a calha do rio Campo Real.

Entretanto, as saídas a campo indicaram que até a sua foz, o Campo Real corre sobre os Basaltos Hipoialinos. Observações realizadas diretamente sobre afluentes em ambas as margens do rio Campo Real, no setor de foz, sobre trechos de leito fluvial e vertentes, corroboraram a presença dos Basaltos Hipoialinos compondo este setor. Exemplo visto foi o do rio Cachoeirinha, afluente principal da margem esquerda do Campo Real (ver discussão mais a frente).

11.1. Morfologia do perfil longitudinal do rio Maracujá

O perfil longitudinal do rio Maracujá detém cinco trechos côncavos e convexos ao longo de seu percurso. As *knickzones* completam sete ao todo, englobando todas as rupturas de declive observadas em campo, exceção feita ao ponto 17, onde a ruptura de declive vista não foi classificada como *knickzone* e sim apenas como ruptura de declive isolada.

O escalonamento do perfil também é uma característica marcante ao leito fluvial do rio maracujá, que corre sobre Basaltos Hipoialinos. As rupturas de declive são no geral, menos íngremes e mais inclinadas verticalmente, com estágios aparentemente avançados de retração a montante (ver mais a frente discussão). Apenas à sequência de pontos do perfil, entre 23 e 25, a ruptura de declive apresenta desnível vertical abrupto, muito em função da presença de um lineamento estrutural no trecho.

Em relação às *knickzones* delimitadas, apenas as de número 1 e 7, não puderam ser visitadas, em função do difícil acesso. Sua constatação como tal foi realizada por imagens de satélite, imagens ortorretificadas e mapeamento do perfil. Todas as demais foram observadas *in loco*.

A *knickzone* 1, pertencente ao segmento do rio entre os pontos 13 e 14 de 1 km aproximadamente de extensão entre os pontos (cotas 1020-1015 m), apresenta morfologia

degrau-depressão (*step-pool*), com apenas uma pequena ruptura de declive de 60 cm de altura. Esta morfologia (*step-pool*) retorna a ser vista a partir do ponto 15, onde sua presença em pequenos patamares erosivos é mais perceptível até surgir duas quedas d'água (*knickpoints*), com desnível vertical sobre a área de influência do segmento do ponto 16 (cota 1005 m).

Nesta localidade que se configura como a *knickzone* 3, há duas rupturas (*knickpoints*) de 2 m de desnível vertical cada, com 3 metros de distância entre elas aproximadamente, separadas por uma grande área depressionária e com represamento natural do rio.

Na figura 106A, morfologia degrau-depressão representa a sequência dos pontos 13-14, com uma ruptura de declive de 60 cm de desnível (centro da imagem). Em 106B, sequência de imagens referentes aos pontos 15-16, onde a morfologia degrau-depressão antecede (visão antes da queda) o *knickpoint* (1) mais íngreme (2 m de desnível), seguido de depressão curta até ser seguido por nova depressão (visão depois da queda) e outro *knickpoint* a frente.

Figura 106. Segmentos das *knickzones* 2 e 3, trecho convexo 2, do perfil do rio Maracujá. Localizações: Em A, 430460E, 7212653S; em B, 431719E, 7211639S.

O rio segue em um trecho côncavo (3) do perfil longitudinal iniciado a partir da ruptura de declive do ponto 17 (cota 1000 m), onde passa a apresentar um estreitamento de suas margens, com a presença em todo o trecho côncavo da morfologia soleira-depressão (*pool-riffle*). Esta é gerada pelo acúmulo de blocos soltos que se concentram, sobretudo nos meandros da margem côncava do rio (Figura, 107 A-B).

Figura 107. Segmento referente ao trecho côncavo no ponto 17 do perfil do rio Maracujá. Morfologia soleira-depressão (*riffle-pool*) foi mais observada em zonas de baixa declividade relativa. Localização: 432322E,7211346S. Fonte croqui: Disponível em:

<http://www.lifeinfreshwater.org.uk/web%20pages/rivers/Channels.htm>. Acesso em: 19/05/2017.

Outro trecho convexo se inicia a partir do ponto 18 (cota 995 m), englobando a *knickzone* 4, onde uma nova ruptura de declive surge sobre o ponto 19 (cota 990 m) do perfil do rio, de também aproximadamente 2 m de desnível vertical (Figura, 108A). Esta ruptura delimita a transição para um novo trecho côncavo (4), que se estende por 2 km de extensão, onde o rio segue meandrante e essencialmente aluvial até o início do trecho convexo 4 (Figura, 108B).

Antecede a ruptura de declive em 108A, sequências pequenas de morfologias degrau-depressão (*step-pool*). Após o ponto de ruptura do declive uma área depressionária se apresenta em um represamento natural, onde o rio segue em trecho de baixa declividade relativa voltando a apresentar meandramento do canal e carga aluvial como demonstrada em 108B, antes da entrada no segmento do perfil do rio da área de influência do ponto 21 (*knickzone* 5).

Figura 108. Transição entre o trecho convexo 3 (íntegra a *knickzone* 4) e côncavo 4, referente aos pontos 18 a 20 do perfil longitudinal do rio Maracujá. Localização: Em A, 435937E, 7209054S; em B, 436735E, 7208677S.

O trecho convexo 4 integra inicialmente o segmento final da área de influência do ponto 20 do perfil do rio (cota 985 m) e passa a apresentar as morfologias degrau-depressão em menores intervalos de sequência constituindo a *knickzone* 5, já referente ao segmento dos pontos 21 e 22 do perfil do rio (cotas 980 m e 985 m). Neste segmento as rupturas não ultrapassam 60 cm de desnível vertical e são em sua maioria pouco inclinadas em relação ao leito fluvial. Em todo o segmento (21 e 22) as rupturas apresentavam-se intercaladas por depressões com distâncias lineares de no máximo 10 metros cada. Em 109A-D, o segmento dos pontos 21 a 22 evidencia as morfologias degrau-depressão (*step-pool*) alternando-se em extensões máximas de 10 m.

A *knickzone* 6, mais extensa (quase 12 km) também inserida no trecho convexo 4, inicia-se a partir de segmento final do ponto 22. Onde o rio segue por meandros com a presença de pequenas rupturas de declive similares a área de influência do ponto 21. Contudo, a partir do ponto 23 (cota 970 m) a alternância das morfologias degrau-depressão são maiores e mais próximas umas das outras, até o surgimento de uma grande ruptura de declive pertencente ao segmento dos pontos 24 e 25 do perfil do rio (cotas 965 m e 960 m).

Neste trecho há duas rupturas de declive (*knickpoints*), que se encontram separadas por uma distância de aproximadamente 5 m. Sendo a segunda mais íngreme (7-8 m de desnível vertical) e mais encoberta pelo fluxo de água volumoso no lado esquerdo da margem do canal (Fig. 120). Em 109E-G, os dois *knickpoints* referem-se a área de influência dos pontos 24 e 25 do perfil do rio. Em 109H, as morfologias soleira-depressão (*pool-riffle*), voltam a aparecer no leito do rio compondo o trecho côncavo 5.

O rio segue para o sentido S-SW alternando as morfologias degrau-depressão em seu leito, até a entrada na área de influência do trecho côncavo 5, pontos 27 a 28 do perfil longitudinal do Maracujá (cotas 955 m e 950 m), onde as morfologias soleira-depressão (*pool-riffle*) retornam a aparecer em função da grande quantidade de blocos removidos dos trechos anteriores.

Figura 109. Segmento referente ao trecho convexo 4, integrando as *knickzones* 5 e 6 do perfil longitudinal do rio Maracujá. Localização: A-D, 437152E, 7205875S; E-G, 436006E, 7200692S; em H, 436213E, 7200629S.

Neste trecho côncavo (5) entres os pontos 27 e 28, o rio apresenta meandramento característico de zonas de baixa declividade relativa, até a chegada em trecho, no qual realiza flexão do curso em quase 90° a leste (ver mais abaixo influencia estrutural, item 11.2), em direção a área de influência do ponto 29 (cota 945 m), onde um novo trecho convexo se inicia, integrando a *knickzone* 7.

Em seu trecho final a jusante, o rio Maracujá flexiona para S-SW novamente, antes de sua desembocadura no rio Coutinho. Apresenta por vezes neste segmento final, morfologias soleira-depressão (*pool-riffle*), mas associadas também, a segmentos com as morfologias degrau-depressão (*step-pool*), não perceptíveis no gráfico do perfil do rio (Figura, 110).

A tabela 5 apresenta em síntese os dados de extensão das *knickzones* e *Lowzones* (segmentos de baixa declividade relativa) analisadas do rio Maracujá.

Tabela 5. Valores de medição de distâncias dos trechos *knickzones* e *lowzones* do rio Maracujá

	Extensão dos trechos correspondentes as LK-LL (m)	Pontos do perfil longitudinal
(LK) <i>Knickzone</i> 1 <i>Knickzone</i> 2 <i>Knickzone</i> 3 <i>Knickzone</i> 4 <i>Knickzone</i> 5 <i>Knickzone</i> 6 <i>Knickzone</i> 7	694,192	5 a 9
	1072,135	11 a 14
	559,787	15 a 16
	101,383	19 a 20
	366,796	21 a 22
	1185,366	23 a 26
	818,015	
	1099,924	29 a 30
	332,430	
	859,180	
	886,416	
	5315,880	
	2834,460	
	536,673	
	74,107	
	916,560	
Extensão total das <i>knickzones</i> (LK) - (km)	17.65	
(LL) <i>Lowzone</i> 1	38,451	3 a 4
	229,165	9 a 10

<i>Lowzone 2</i>	283,219	17 a 18
<i>Lowzone 3</i>	123,31	27 a 28
<i>Lowzone 4</i>	520,649	
<i>Lowzone 5</i>	875,773	
	894,600	
	3985,989	
	1644,630	
	1971,074	
	496,597	
	5007,511	
	3625,955	
	4065,035	
Extensão total das <i>Lowzones</i> (LL) – (km)	23.76	
Extensão total do rio (km)	41,45	
Intervalo topográfico (m)	155 m	
Área total da Bacia hidrográfica (km ²)	366

Legenda

- ▲ Ponto do perfil longitudinal
- Kinckzones
- Basaltos Hipoialinos
- ... Trecho Côncavo
- Rupturas de declive (knickpoint)
- Trecho Convexo

Figura 110. Sistematização das morfologias a partir da segmentação em trechos côncavos e convexos do perfil longitudinal do rio Maracujá.

11.2. Análise da interferência estrutural sobre o perfil longitudinal do rio Maracujá

A análise acerca dos lineamentos incidentes sobre o perfil longitudinal do rio Maracujá indica que estes sejam responsáveis pela formação de *knickzones* específicas.

Mas esta configuração não é o único motivo aventado para explicar a exposição de frentes de resistência do leito fluvial. Evidências de campo (ver item 11.3) mostraram que a exposição de basaltos com maior resistência erosiva em segmentos do rio é mais diretamente responsável pela formação de *knickzones* específicas e que não tem relação direta com a incidência dos lineamentos em série. A maior resistência erosiva assim, seria explicada por estruturação litológica diferenciada daquela da zona de entablatura (item 11.3).

Iniciando do setor de cabeceiras até o fim do trecho côncavo 4 (ponto 20 do perfil do rio), por seis vezes os lineamentos em série interferem no traçado do canal do rio. Entre os pontos 4 e 5 e sobre o ponto 6 do perfil do rio, dois lineamentos intersectam o mesmo, transversalmente ao canal, influenciando na formação do trecho convexo 1 e *knickzone* 1.

Os demais lineamentos estruturais em série (relativamente densos no trecho) influenciam o canal direcionando-o longitudinalmente para SE. Esta estruturação ocorre entre os pontos 10-12, 14-17 e 19-20 (Figura, 111). As assimetrias de drenagens forte ligadas à incidência de lineamentos em feixe em abundância (tropia alta), sobretudo incidentes sobre os afluentes mais diretos em entre as margens esquerda e direita. A angularidade é quase perpendicular nas desembocaduras dos tributários encaixados sobre os lineamentos em feixe. Isto indica a influencia grande dos lineamentos neste trechos do rio Maracujá, orientando não apenas o rio principal, mas também seus afluentes.

Figura 111. Setor de cabeceiras até trecho médio sobre o ponto 20 do rio Maracujá.

A sequência de pontos de 21 a 30 do perfil do rio encontra-se longitudinalmente condicionada pelos lineamentos em série. Estes direcionam o traçado do rio em sucessivas inflexões do canal ora para SW ora para SE, até a sua foz no rio Coutinho, sendo neste último trecho, já flexionado novamente para a direção sul.

Entre os pontos 23-24, 25-26 e após o ponto 29 do perfil do rio ocorrem lineamentos em série transversais ao canal fluvial (densidade alta destes). Os lineamentos em série incidentes sobre as sequências de pontos do perfil 23 a 25 (dois lineamentos transversais) são diretamente responsáveis pelas duas grandes rupturas de declive (*knickpoints*) existentes no trecho entre os pontos 23 a 26 e influenciam também diretamente a formação das *knickzones* 5 e 6 (Figura, 112).

Figura 112. Ruptura de declive entre os pontos 23 e 25. Localização: 436006E, 7200692S.

A angularidade dos canais neste trecho é alta, por conta da presença massiva dos dois tipos de lineamentos existentes (em feixe e em série), direcionando o rio principal e afluentes em sucessivas inflexões. A densidade de drenagem, bem como as assimetrias de drenagens são mais presentes na margem direita do Maracujá, por conta da presença dos Basaltos Maciços em contato com os Basaltos Hipoialinos no setor.

A margem esquerda, apresenta menor densidade de drenagem e rios com ramificação similar, tendo menos assimetrias (moderadas), encontram-se totalmente inseridos na área dos Basaltos Hipoialinos (Figura, 113).

Figura 113. Segmento do perfil do rio Maracujá entre os pontos 21 a 31.

11.3. Análise das características estruturais dos Basaltos Hipoialinos no leito fluvial do rio Maracujá e suas fragilidades erosivas

Ao longo de todo o perfil longitudinal do rio Maracujá e dos trechos expostos de seu leito fluvial, a característica estrutural dos Basaltos Hipoialinos mais observada foi a de zona central de derrame (entablatura). Especialmente, características que remetem às fraturas formadas a partir da disjunção em leque e em bloco com elevada densidade de linhas de quebra, como vistas em perfis de pedreiras e estradas (item 8.5).

Contudo em trechos específicos do leito do rio Maracujá foi visualizada estruturação do derrame com fraturas semelhantes aos de zona em disjunção colunar inferior (MARTIN et al., 2005) de menor densidade de fraturas. Nestes trechos do rio, as rochas apresentavam maior espaçamento entre as fraturas, de 7 a 10 cm em média, e diâmetros dos blocos que chegavam próximos a 15 cm.

Nos trechos de leito fluvial observados com menor espaçamento entre fraturas, a distância entre elas era de 3 a 5 cm, com diâmetros que chegavam ao máximo a 10 cm em média. Devido a estas observações, acredita-se que os trechos de leito fluvial que perfazem as zonas de disjunção em leque e em bloco pertencentes à zona mais central da entablatura dos derrames, apresentem diferenciação de resistência erosiva, em relação àqueles da zona estratigráfica inferior.

Nas *knickzones* (2,3 e 4) que integram as sequências de pontos 13-14, 15-16 e 19 do perfil do rio foi observado diretamente em seu leito, Basalto Hipoialino com textura fanerítica e menor espaçamento entre as fraturas. A rocha apresentava fraturas horizontais delimitando a quebra dos blocos maiores e fraturas verticais delimitando as colunatas. Segundo Mineropar (2013) este basalto é do tipo tabular espesso, classificado como fanerítico e de transição para a base de derrame, pertencente ao membro Três Pinheiros.

Na área de leito fluvial dos pontos 13-14, a densidade média de fraturas contabilizadas no segmento inteiro (~820 m de extensão do rio) foi de 39 fraturas, com blocos que chegavam a 15 cm de diâmetro e espaçamento médio das fraturas de 7 a 10 cm. Neste ponto do rio, apenas um pequeno conjunto de colunatas verticais foi observada, e que não ultrapassava no ponto de ruptura, 8 cm de altura.

Esta junção de fatores levou a crer que este ponto em questão representaria a zona de fraturamento colunar inferior, principalmente pela baixa densidade de fraturas e seu maior espaçamento, em comparação com os trechos observados mais a jusante do perfil longitudinal. Nenhuma vesiculação foi observada e feições de arranque se situavam ao longo dos limites de fraturas dos blocos.

A amostra de mão apresentava textura fanerítica, com grau relativamente avançado de intemperismo nos limites de cada bloco em contato direto com o fluxo d'água. Em lâmina delgada analisada do ponto em questão, a amostra apresentava em sua composição mineralógica, um equilíbrio entre matriz vítrea e plagioclásios em formatos alongados, sendo alguns mais bem cristalizados em maclas, mas em franco processo de alteração.

O espaçamento entre fraturas era de 7 a 10 cm em média, com textura fanerítica e colunata de até 8 cm de altura na única avistada no ponto (em 114A-C). Em 114D, visão de trecho da lâmina delgada confeccionada de amostra retirada do local, a matriz vítrea compartilha o espaço com cristais de plagioclásios em processo de alteração.

Figura 114. Segmento do rio Maracujá representativos (trecho convexos 2 – *knickzone* 2) com afloramento de Hipoialinos referentes a área de fraturamento colunar inferior da zona de entablatura, segundo modelo de Martin et al. (2005). Localização: 430460E, 7212653S.

No segmento dos pontos 15-16 do perfil do rio, as rochas que perfazem as feições morfológicas de degrau-depressão apresentavam textura fanerítica média, com uma estrutura maciça e com poucas ou quase nenhuma vesícula visível. O espaçamento médio nas amostras eram de 3 a 7 cm, com marcas de macro abrasão sobre as linhas de fraturas.

Na frente da primeira ruptura de declive, as fraturas horizontais e verticais delineavam a quebra de grandes blocos (diâmetros de 40 cm em média) de estrutura mais maciça, criando degraus escalonados verticais de até 50 cm. A frente da primeira ruptura de declive citada, em uma área de aproximadamente 5 m², o basalto se mostrava brechado e com cavidades em sua maioria vazias.

Em algumas poucas vesículas existentes foi visto material mineral secundário, mas em avançado processo de intemperização. Nas cavidades maiores, a formação de marmitas foi observada, mas sem feições de polimento da superfície da rocha, característico de processos abrasivos por material mais fino.

As lâminas delgadas produzidas para o ponto em questão apresentou matriz vítrea densa e com pouca cristalização de minerais. Exceção aos minerais de plagioclásios que se mostravam em formatos ripários acompanhados de uma quantidade menor de piroxênios anédricos (Figura, 115).

Figura 115. Trecho de ruptura de declive referente ao ponto 15 do perfil do rio Maracujá. Em B, a lâmina delgada a matriz vítrea divide espaço com as ripas de plagioclásio. Localização: 431583E, 7211702S.

A segunda ruptura ainda referente ao ponto 15 apresentava a mesma configuração de fraturamento vertical e horizontal escalonado, gerado pelo arranque de blocos maiores. A textura brechada não foi observada a frente deste ruptura, como na

primeira. A mensuração da densidade de fraturas média para o trecho foi de 20,75 fraturas ao longo do segmento medido (~860 m de extensão do rio).

A ruptura de declive apresenta fraturamento vertical e horizontal de pouca densidade e área brechada à frente, com processos de formação de marmitas sobre as cavidades vazias da rocha exposta, (Figura, 116).

Figura 116. Estruturação dos Basaltos Hipoiálicos no trecho correspondente aos pontos 15-16 do perfil do rio Maracujá. Localização: 430460E, 7212653S.

As lâminas delgadas produzidas para o trecho em questão (pontos 15-16) indicou as mesmas características antes relatadas, para as amostras externas aos leitos fluviais. A diferenciação se deu pela maior presença de opacos (óxidos) compondo a base da matriz vítrea da rocha, em relação ao total de minerais cristalizados.

Outra peculiaridade observada nestas amostras foi a quase ausência de vesículas e amígdalas nos exemplares coletados. O que de certa forma, se contradiz pela presença de feições vesiculares no trecho de leito fluvial visitado e amostra de mão. As poucas vesículas observadas encontravam-se mal formadas, com relevo sobrepostas às ripas de plagioclásios (Figura, 117F).

Nas amostras citadas, os piroxênios se apresentaram diminutos e mal formados, em alguns, casos lamelares e em fase avançada de intemperização. Apresentavam-se também, associados às maclas de plagioclásios, sendo nestas situações mais bem cristalizados, mas ainda, sem forma ou clivagem bem definida.

As maclas de plagioclásios (Figura 117E, luz não polarizada) envoltas com os opacos (óxidos) dividia quase que em 50% a matriz vítrea. O alto potencial de alteração da rocha em contato a água, infere-se portanto, pela rápida interação dos óxidos com a água, possibilitando desta forma, a ligeira alteração dos plagiocládios.

O giro da platina em diferentes ângulos permitiu visualizar as diferentes cores de absorção, principalmente dos plagioclásios (paleocroismo). Na figura 117 de A-F (menos E), a luz polarizada permite observar os diversos tamanhos, cores e os planos de clivagem deste mineral. Objetiva de 4 x 0.10 polegadas (Figura, 117).

Figura 117. Amostras de lâminas delgadas mais representativas, do trecho de leito fluvial do rio Maracujá. Localizações das amostras: 430460E, 7212653S; 428141E, 7213328S; 427184E, 7213454S; 427454E, 7214922S.

As observações realizadas nos pontos anteriores são comuns aos basaltos observados também ao ponto 19 (trecho convexo 3, *knickzone* 4), a diferença neste, reside na maior presença de feições rugosas de macro abrasão que compunham os blocos, presentes na ruptura de declive mais íngreme (~2 m de desnível).

Além disso, as linhas preferenciais de arranque originadas inicialmente pelo fraturamento característico da rocha, encontravam-se ressaltadas pelo intemperismo generalizado. A densidade média de fraturas contabilizadas para este segmento do rio referente à área de influência do ponto 19 foi de 17,87 fraturas em média. As margens em ambos os lados apresentavam grandes blocos fraturados que delimitavam pequenas ilhas barreira de materiais removidos da *knickzone* e trabalhados pelo fluxo de água do rio. Material lenhoso e de sedimentação fina a grosseira constituíam estas ilhas internas ao rio, localizadas contíguas a suas margens (Figura, 118).

A textura fanerítica e fraturamento menos denso da rocha permitia o arranque de blocos de até 40 cm de diâmetro, o mesmo observado na *knickzone* 3, se repetiu nesta *knickzone* (sequência 118C). Em suas margens o afloramento dos basaltos delimitava em ambos os lados ilhas barreira proveniente da sedimentação carregada e trabalhada pelo fluxo de água do rio (sequência A-B). No canto inferior direito detalhe da lâmina delgada produzida, com alguns minerais bem cristalizados (em cinza) em meio à massa afanítica da matriz vítrea da rocha.

Figura 118. Ruptura de declive referente ao ponto 19 do perfil do rio Maracujá. Localização: 435942E, 7209135S.

As demais lâminas delgadas produzidas para este trecho do rio (ponto 19) apresentou uma quantidade maior de plagioclásios bem cristalizados, chegando a terem alguns deles tamanhos centimétricos na visualização das lâminas delgadas (Figura, 119).

Na figura 119A, E e G, a luz não polarizada, as linhas orientadas de óxidos, mesmo com certa dificuldade de visualização ocorrem paralelas aos plagioclásios, sendo por vezes ambos orientados na mesma direção. A cristalização dos plagioclásios variada em termos de tamanhos, ocorre essencialmente no formato ripiforme.

Nas demais letras da figura 119 a luz polarizada é possível observar uma variação de cores (paleocroismo) com o movimento da platina do microscópio, facilitando a visualização de feições do mineral e de seu relevo, sendo o cinza prateado ao cinza escuro a cor mais comum. Objetiva de 4 x .010 pol.

A textura fanerítica observada nas amostras de mão ajuda a inferir este basalto presente neste trecho do rio Maracujá, refere-se a um nível mais baixo na coluna estratigráfica, e explica a presença de minerais mais bem cristalizados como os plagioclásios, mesmo estes, em estágio de intemperização elevada, por conta do contato constante com o fluxo de água do rio.

Figura 119. Amostras de lâminas delgadas do rio Maracujá, ponto 19 do perfil do rio. Localização: 435942E, 7209135S.

No trecho convexo 4, área que integra as *knickzones* 5 e 6, que congrega os pontos 21 a 25, os Basaltos Hipoialinos que afloram no leito fluvial passam a apresentar textura mais afanítica e menor distância entre as fraturas. Nestas *knickzones* os patamares de colunatas apresentavam em média de 10 cm a 30 cm de altura, com a formação de blocos prismáticos, de 3 a 5 cm de diâmetro.

A densidade de fraturamento médio da rocha, referente ao ponto 21 foi de 52,58 fraturas ao longo do segmento de rio medido. Na margem esquerda imediata a calha do rio, alguns exemplares da rocha apresentavam pequenas vesículas preenchidas possivelmente por celadonita de 1 a 3 mm de diâmetro (Figura, 120).

Isto levou a crer que, o nível deste derrame, no ponto visitado (21) poderia coincidir com soleiras vesiculares, delimitadas pelos modelos de estruturação dos derrames básicos (MINEROPAR, 2013; MARTIN, et al., 2005; ARIOLI, et al., 2008, NARDY et al., 2008) para a região estudada. A linha que representa as vesículas seria uma zona intermediária entre a parte central do derrame de sua zona de base.

A alta densidade de fraturamento, com marcas de isothermas e fraturamentos em colunatas (Figura, 120C) e com vesículas (120D) contribui com a afirmação de zona de transição. Foram observadas em todo o leito e margem fluvial referente a este pontos do perfil do rio as feições de macro abrasão e arrancamento, comuns ao leito do rio neste segmento.

Figura 120. Pontos 21- 22 do perfil do rio Maracujá. Localização: 437152E, 7205875S.

As lâminas delgadas selecionadas para o ponto em questão mostraram-se com maior presença de óxidos ocupando a área da rocha e a presença de plagioclásios ripários mais finos e diminutos. Embora, tenha sido observado também estes minerais parcialmente cristalizados ou já em vias de alteração química (Figura, 121A-B). O piroxênios lamelares vistos já se encontravam quase que completamente alterados ou com linhas de quebra, a luz polarizada se mostravam na coloração rosa avermelhado (Figura, 121B).

Figura 121. Lâminas delgadas produzidas de amostras dos pontos 21-22 do perfil do rio Maracujá. Localização: 437152E, 7205875S.

Em área exposta da grande ruptura de declive relativa ao ponto 24 a densidade de fraturas média contabilizadas foi de 59,75 fraturas em um segmento de extensão total aproximada de 3450 m.

O arranque dos blocos do leito fluvial se desenvolvia a partir dos pequenos patamares escalonados associados aos trechos de *knickpoints* sobre o leito fluvial. Estes trechos configuram-se conforme o modelo das colunatas com fraturamento vertical de zonas de disjunção em leque e em bloco (ARIOLI, et al., 2008; MARTIN, et al., 2005) da zona central dos derrames de basalto Hipoialinos.

Este arranjo de fraturas, principalmente, em colunatas e em blocos com fraturamento denso da rocha visualizados, no segmento das *knickzones* 5 e 6 do leito do rio Maracujá, imprimia ao trecho como um todo, aparentemente, menor resistência erosiva frente à ação fluvial (Figura, 122).

Este entendimento se deu devido à configuração das feições resultantes dos patamares erodidos, que se dispunha em escalonamento gradual rio abaixo, com feições de macro abrasão em linhas de fraturas dos blocos desprendidos dos patamares a

montante. Estes eram removidos rapidamente em períodos de maior vazão fluvial, dispondo-se em acumulados, em trechos ao longo dos meandros a jusante, principalmente nos trechos de baixa declividade relativa (trechos côncavos).

Os patamares escalonados resultantes da ação da potência do escoamento sobre as colunatas de fraturamento dos derrames de basaltos passavam dos 30 cm de altura. Sendo estas removidas gerando o processo contínuo de macro abrasão sobre o leito fluvial potencializando ainda mais o arranque dos blocos rochosos. As marcas de isothermas serviram de confirmação para uma afirmação de que neste trecho, o rio corre ainda, sobre zona central de derrame basáltico (entablatura).

As lâminas delgadas confeccionadas não se mostraram distintas das amostras das *knickzones* a montante ou como dos pontos 21-22. A cristalização menos desenvolvida dos cristais de plagioclásios e a sua distribuição equivalentemente menor em relação à matriz vítrea continuou sendo a tendência (Figura, 122G).

Em 122G, a lâmina delgada compunha-se aproximadamente em 35% de cristais de plagioclásios (cinzas), 15% de piroxênios alterados (marrom-alaranjado), 50% de matriz vítrea (óxidos) e uma vesícula vazia (com material removido pelo fluxo de água).

A tabela 6 (na sequência depois da figura 122) foi elaborada a fim de organizar a contagem das fraturas nas áreas amostrais, disponíveis sobre os trechos de leito fluvial do rio Maracujá expostos, e de acesso permitido.

Figura 122. Knickzone 6 correspondente a área dos pontos 23-25 do perfil do rio Maracujá.

Localização: 435974E, 7200701S.

Tabela 6. Medição das densidades de fraturas nos trechos de leito fluvial exposto do rio Maracujá - Aplicação da equação (3), pág. 52, ($I = n/4r$).

Pontos do perfil	Identificação das <i>scanlines</i> de cada ponto (2 m ²)	Q ^{de} de fraturas (2 m ²)	Extensão do trecho medido	Observações
13-14	1	136	820 m	Espaçamento maior entre blocos de 7 a 10 cm
	2	176		
	Total	312		
	Média total	156		
	Densidade de fratura média do trecho	39		
15-16	1	86	860 m	Fraturas verticais e horizontais
	2	80		Blocos maiores
	Total	166		Basalto brechado e vesiculado
	Média total	83		
	Densidade de fratura média do trecho	20,75		
19-20	1	70	900 m	Basalto rugoso e arrancado pelo fluxo
	2	73		
	Total	143		
	Média Total	71,5		
	Densidade de fratura média do trecho	17,875		
21-22	1	233	1650 m	Densidade de fraturas altas
	2	200		Leito do rio e margens com vesículas
	3	198		
	Total	631		
	Média Total	210,3333333		
	Densidade de fratura média do trecho	52,58333333		
23-25	1	245	3450 m	Densidade alta de fraturas
	2	231		Patamares em colunatas e blocos soltos
	3	241		Ruptura de declive íngreme
	Total	717		
	Média Total	239		
	Densidade de fratura média do trecho	59,75		
	Média do rio	37,99		

11.4. Análise da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Maracujá

A análise dos dados obtidos da relação declive-área para o perfil do rio Maracujá indicam, segundo a bibliografia (KIRBY; WHIPPLE, 2001), um estado de equilíbrio entre as forças de ajuste hidráulico de incisão em relação a resistência erosiva imposta pela litologia subjacente. O valor do índice de concavidade de ($\theta = 0,58$) é representativo de rios com tendência a um ajuste hidráulico (SKLAR; DIETRICH, 1998).

Entretanto, o ajuste relativamente mais baixo ($R^2 = 0,46$), indicam perturbações sobre o perfil do rio. Correlacionando de forma geral, os pontos de dispersão na linha de tendência no gráfico da relação declive-área, estes coincidem com as zonas de convexidade (*knickzones*) do perfil longitudinal.

O valor do índice de declividade ($k_s = 0,0678$) isoladamente não fornece base para uma interpretação completa do perfil do rio. Pois, seu valor baixo só pode ser utilizado, no conjunto do rio, como indicativo de menor resistência da rocha frente à vazão fluvial (WOBUS, et al., 2006).

A segmentação do perfil em um trecho que apresente homogeneidade litológica ou com menor interferência estrutural se torna novamente imprescindível para melhor interpretação dos dados do perfil do rio. A distribuição dos pontos de forma segmentada do perfil integral, para cada trecho homogêneo ou de maior homogeneidade, possibilita maiores inferências acerca das tendências de resistência erosiva dos derrames de Basalto Hipóialinos e/ou da efetividade da ação fluvial sobre o leito do rio.

Foi selecionado o trecho entre os pontos 8 e 22 do perfil longitudinal completo, por apresentar maior homogeneidade litológica dos basaltos (não totalmente, mas maior) e menor quantidade de lineamentos em série existentes ao longo e transversalmente ao leito fluvial.

O índice de concavidade para o segmento dos pontos 8 a 22 apresentou valores mais ajustados para o índice de concavidade ($\theta = 1,2$), indicando tendência erosiva mais acelerada por parte da vazão. Isto imprime ao trecho do rio uma tendência evolutiva de concavidade do perfil ou pelo menos maior no trecho em questão. O valor de ajuste do modelo ($R^2 = 0,7$) se mostrou mais elevado, podendo confirmar a tendência erosiva relatada anteriormente.

O índice de declividade um pouco mais elevado ($k_s = 0,61$) remete desta forma, as interferências existentes sobre este trecho discretizado, dispersando alguns pontos nesta nova segmentação. Estas interferências coincidem de forma relativamente direta com a sequência de pontos (13-14, 15-16 e 19-20). Estes pontos observados em campo, referem-se àqueles de afloramento de basaltos do tipo tabular espesso e mais maciço, com fraturas verticais e horizontais delimitando a quebra de blocos maiores, classificados (MINEROPAR, 2013) como mais fanerítico em sua textura e de transição para a base de derrame (item anterior 11.3).

Esta maior resistência erosiva observada, pela dispersão dos pontos no modelo de regressão, seria uma resposta fornecida pela característica estrutural da rocha nestes trechos, não existentes nos trechos a jusante, mas com a interferência mais direta da estruturação gerada pela incidência de lineamentos.

A fim de depreender se a tendência erosiva mais elevada no segmento (8-22) se confirma de fato, foram separados os pontos que configuram a zona superior ou pontos relativos às maiores declividades no segmento 8 a 22, formando nesta nova segmentação, um novo gráfico declive-área. O mesmo foi feito para os pontos referentes às menores declividades do segmento, com a finalidade de observar se a tendência erosiva relativamente mais ajustada se confirma em ambos os subsegmentos discretizados.

A segmentação do perfil que corresponde aos limites superiores retornaram valores ainda mais ajustados para o índice de concavidade ($\theta = 1,2$) e para os valores de correlação da linha de tendência ($R^2 = 0,9$), confirmando a tendência erosiva relativamente alta do trecho para um perfil côncavo, mesmo compondo pontos de alta declividade.

O valor do índice de declividade ($k_s = 1,51$), também elevado corrobora a maior resistência erosiva referente a estes pontos, que correspondem as frentes erosivas expostas no leito do rio.

Os valores reportados pelos pontos inferiores que representam as baixas declividades do subsegmento, também indicaram tendência ao rebaixamento do trecho do perfil longitudinal em direção a uma concavidade. O índice de concavidade ($\theta = 1,1$) encontra-se próximo do valor de ajustamento hidráulico, observado no subsegmento superior. O valor de retorno de correlação da linha de tendência, do subsegmento

inferior ($R^2 = 0,9$) expressa a mesma situação de ajuste hidráulico ou de que a potência de escoamento, esteja de fato, promovendo o processo de denudação mais rapidamente, sobre o leito do rio, mesmo em pontos onde a rocha apresente uma estruturação de resistência erosiva maior.

Desta forma, os processos erosivos identificados como prevalecentes sobre o leito do rio Maracujá (abrasão, macro abrasão e arrancamento), como também vistos sobre o leito do rio Coutinho, e potencializados inicialmente pelo intemperismo generalizado sobre a rocha, promovem a modificação gradual da morfologia do leito. Mas que só podem se interpretados como tal, quando separados em subsegmentos isolados das interferências que geram a dispersão dos dados (lineamentos estruturais).

A correlação dos dados referentes aos trechos sem a presença mais direta dos lineamentos estruturais, quando novamente organizadas na relação declive-área permitem visualizar valores de melhor ajuste à linha de tendência. Presumindo-se que, o perfil longitudinal do rio Maracujá desenvolve, ainda que de forma não evidente nos dados integrais a ele, a concavidade do perfil longitudinal, melhor manifestada nos subsegmentos homogêneos.

Isto condiz com estudos do gênero em diversas localidades (SKLAR; DIETRICH, 1998; WHIPPLE, et al., 2000; KIRBY; WHIPPLE, 2001; LIMA, 2009, 2012, 2014; LIMA; BINDA, 2013, 2015; LANE et al., 2015). Onde os processos citados conseguem superar as forças de resistência erosiva e provocar o rebaixamento gradual (relativamente rápido) das declividades ao longo do perfil do rio potencializado sazonalmente pela variação da vazão.

Na figura 123A, modelo de regressão para o perfil integral. Em 123B, discretização do segmento dos pontos 8 a 22 (maior homogeneidade litológica). Em 123C-D, demonstra-se o gráfico da relação declive-área, aplicada para as os pontos de alta e baixa declividade do segmento discretizados em 123B.

Figura 123. Gráficos da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Maracujá.

12. RESULTADOS DA ANÁLISE DA MORFOLOGIA, CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS BASALTOS E FRAGILIDADES EROSIVAS DO PERFIL LONGITUDINAL DO RIO CAMPO REAL

O rio Campo Real corre completamente sobre os Basaltos Hipoialinos a partir do ponto 4 do perfil do rio. Como descrito anteriormente (item 11) o trecho final do rio Campo Real, pelo mapeamento oficial (MINEROPAR, 2013), indicava a presença de Riodacitos em seu leito a partir do ponto 24 (cota 910 m). Entretanto, investidas de campo sobre o leito fluvial do rio e sobre as áreas adjacentes próximas (em todas as direções em um raio de 2 km aproximadamente, distância esta, até as nascentes dos afluentes no trecho), não permitiu avistar afloramentos de Riodacitos (vertentes e topos). Mas sim, de Basaltos Hipoialinos, se estendendo pelo menos, ao longo da calha do rio e de suas margens até o ponto de sua foz.

A título de exemplificação, um de seus últimos afluentes (o rio Cachoeirinha) localizado na margem esquerda, a aproximadamente 2 km de distância linear da calha do rio Campo Real (entre os pontos 28 e 29 do perfil do rio) apresentou afloramento de Basaltos Hipoialinos. Sendo inclusive, identificada ruptura de declive (*knickpoint*) em seu leito fluvial (Figura, 124). A mesma verificação foi feita em sua outra margem (direita) com outro afluente de menor porte, e também apresentando ruptura de declive (menor desnível no caso), em ambos os casos há interferência de lineamentos em feixe sobre os leitos (discussão a frete item 12.1).

Em ambas as margens, a figura, 124A, C e F e em 124B, D e E, a ruptura de declive do rio Cachoeirinha último e maior afluente da margem esquerda do rio Campo Real afloram os Basaltos Hipoialinos. Em 124G, pequena ruptura de declive localizada em afluente da margem direita.

A mesma estruturação de entablatura em bloco dos Hipoialinos foi vista nesta localidade, contrariando, portanto, o mapeamento oficial para o setor da bacia hidrográfica, que indica Riodacitos.

Figura 124. Afloramento de Basalto Hipoialino em áreas de vertente/topo partindo da calha do rio Campo Real a partir do ponto 24. Localizações: ruptura Cachoeirinha (E): 423969E; 7185747S; ruptura afluente margem direita: 421372E; 7185613S.

O perfil do rio Campo Real apresenta 4 trechos de concavidade (baixa declividade relativa) e três de convexidade englobando pelo menos oito *knickzones* identificadas em campo e pelo mapeamento.

O primeiro trecho côncavo (1) e parte do primeiro trecho convexo (1) integram os pontos 2 e 4 do perfil do rio. Além das duas primeiras *knickzones* que correspondem à transição entre afloramento de Basaltos Maciços do membro Foz do Areia para os Basaltos Hipoialinos do membro Três Pinheiros. As observações especificamente neste ponto de transição foram prejudicadas em função da dificuldade de acesso. A mata fechada e a não permissão de entrada em algumas propriedades privadas foram as principais causas.

A confirmação da presença destes basaltos do nível inferior e de sua transição para os Hipoialinos se deu pelo uso da informação referenciada pelo mapeamento oficial (MINEROPAR, 2013) e a partir da foz de um tributário (margem esquerda do rio Campo Real) nas imediações do ponto 8 (cota 990 m) do perfil, na qual se obteve acesso novamente as proximidades da calha do rio Campo Real (Figura, 125).

O retorno dos valores da relação declive-área para esta área de transição será discutida mais abaixo (item 12.2) e podem ajudar a corroborar a presença dos Basaltos Maciços antes do ponto 5 do perfil do rio (cota 1005 m).

Figura 125. Trecho final (foz) de tributário do rio Campo Real nas imediações do ponto 8 do perfil do rio, confirmando, pelo menos no trecho a presença dos Hipoialinos. Localização: 425097E; 7204573S.

O escalonamento do perfil do rio Campo Real como identificado para o rio Maracujá também é característico e em patamares. A interação com os processos

fluviais atuantes (abrasão, macro abrasão e arrancamento) possibilitaram a formação das morfologias degrau-depressão (*step-pool*) inseridas nos trechos convexos, (Figura, 126).

A morfologia degrau-depressão foi primeiramente vista na *knickzone* 4 (ponto 9 do perfil, cota 985 m) com a presença de um patamar de 20 cm de desnível que antecedia a ruptura de declive maior (~1,50 m). As disjunções formadas inicialmente pelo intemperismo generalizado ressaltavam as colunatas desenvolvidas verticalmente e que apresentavam em média de 10 a 20 cm de altura, com blocos que mediam em média entre 3 a 7 cm de diâmetro no máximo.

Um segundo patamar em degrau no ponto em questão foi observado, medindo aproximadamente 60 cm. Mas este se encontrava encoberto parcialmente pelo fluxo de água da área de depressão, logo a frente da ruptura de declive.

A densidade de drenagem média contabilizada no ponto 9 do perfil do rio, nas áreas que foram possíveis de serem medidas (área amostral de 2 m²) foi de 48,75 fraturas em um trecho de no máximo 158 m de extensão.

Este valor médio de densidade de fraturas se aproxima do encontrado nos segmentos de leito fluvial com Basaltos Hipoialinos do leito do rio Maracujá (item 11.3), apresentando as mesmas características de zona central de derrame (zona de disjunção em leque e em blocos - entablatura).

A tabela 7 ajuda a identificar as semelhanças em termos de quantidade das fraturas existentes nos Basaltos Hipoialinos do leito fluvial do rio Campo Real.

Tabela 7. Medição das densidades de fraturas nos trechos de leito fluvial exposto do rio Campo Real- Aplicação da equação 3, pág. 52, ($I = n/4r$).

Pontos do perfil	Identificação da scanline de cada ponto (2 m ²)	Qde de fraturas (2 m ²)	Extensão do trecho medido	Observação
9	1	191	158 m	Espaçamento entre blocos de 5 a 7 cm
	2	199		
	total	390		
	Média total	195		
	Densidade de fratura média do trecho	48,75		
14-15	1	190	400 m	Espaçamento entre blocos de 5 a 7 cm
	2	195		
	3	215		
	total	600		
	Média total	200		
	Densidade de fratura média do trecho	50		
19-20	1	193	500 m	Ruptura de declive ~ 1,5 m altura
	2	205		
	3	226		
	4	230		
	5	218		
	Total	1072		
	Média Total	214,4		
	Densidade de fratura média do trecho	53,6		
24	1	196	200 m	Três Grandes rupturas de declive
	2	231		Patamares degrau-depressão
	3	126		Disjunção de colunatas e blocos
	4	218		Macro abrasão e arranque
	5	237		Blocos de 3 a 7 cm de diâmetro
	Total	581		
	Média Total	193,6666667		
	Densidade de fratura média do trecho	48,41666667		
	Média do rio	50,19166667

Legenda

▲ Ponto do perfil longitudinal	--- Trecho Convexo	Basaltos Hipoialinos
▲ Trecho de kniczone (curto)	-.-.- Knickzones	Basaltos maciços nível inferior
... Trecho Côncavo	~ Rupturas de declive (knickpoint)	

Figura 126. Perfil longitudinal do rio Campo Real e delimitação dos trechos convexos (*knickzones*) e côncavos (zonas de baixa declividade relativa). Como observado em outros rios sobre Basaltos Hipoialinos, o escalonamento em patamares de degraus formados por conjuntos de morfologias degrau-depressão (*step-pool*) é característico também a este rio.

O padrão de fraturamento em colunatas verticais e em blocos característicos de zona central de derrame (entablatura) pode ser bem visualizado na figura 127A-B, vista anterior a ruptura de declive com pequeno degrau antecedendo-a. Em 127C, bloco de Basalto Hipoialino em intemperização maior na porção externa e núcleo ainda intacto. Em 127 D-F, o padrão de arrancamento das colunatas e blocos ocorre preferencialmente nas linhas de fraturamento oriundos da rocha, formando degraus que variam inicialmente de 5 a 20 cm, evoluindo para uma ruptura de declive maior, exemplificada em 127G, onde dois degraus mais evidentes formam um único *knickpoint*.

Figura 127. Trecho do leito fluvial do rio Campo Real correspondente ao ponto 9 do perfil (cota 985 m).

Localização: 424955E; 7204287S.

A denudação do *knickpoint* segue conforme o sentido do fluxo do rio, onde este se infiltra sobre o conjunto de fraturas da rocha, salientadas pelo intemperismo, facilitando por sua vez, o processo de arrancamento das colunatas e dos blocos que as compõem.

As lâminas delgadas produzidas para o ponto em questão (9), indicou as mesmas características observadas para os leitos fluviais de Hipoialinos da bacia hidrográfica do rio Maracujá. A luz polarizada na figura 128 A-F, a presença de óxidos (aproximadamente mais de 60% do total) é abundante, com uma matriz vítrea que não permite visualizar linhas preferencias de oxidação, mas repleta de opacos que se mostram dividindo espaço com os plagioclásios (35%).

Plagioclásios ripiformes e piroxênios lamelares (5%) completam o rol de minerais comuns aos Hipoialinos. Alguma cloritização de bordas de vesículas (daquelas existentes) foi observada em lâmina.

No geral, as amostras se mostraram afaníticas quanto a textura e com escassas clivagens consideradas boas em formas euédricas, sendo a maioria dos plagioclásios e piroxênios com formas subédricas. As fraturas e quebras sobre os plagioclásios existentes, apresentavam mais uma cristalização incompleta do que uma quebra oriunda de alguma esforço ou movimentação do fluxo de lava pretérito. Em luz não polarizada em 128 G-H os piroxênios alterados foram melhor visualizados imersos a matriz de opacos. Objetiva de 4 x 0.10 polegadas.

Figura 128. Amostras mais representativas, de lâminas delgadas de trecho do leito fluvial do rio Campo Real (ponto 9 e imediações do leito fluvial). Localização: 424955E; 7204287S.

Nas demais *knickzones* a jusante foram visualizadas as mesmas características estruturais e de denudação do leito fluvial com a predominância dos processos fluviais de macro abrasão e arrancamento descritas ao ponto 9 do perfil do rio. A diferença foi à ausência de rupturas de declive (*knickpoints*) com maior desnível como descrito anteriormente, só retornando a aparecer na *knickzone* 8 (trecho convexo 3).

No geral as áreas de *knickzone* apresentavam-se com as morfologias degrau-depressão compondo todo o trecho convexo em sequência de patamares, dos quais parecem regredir a montante, conforme o ritmo de arranque das colunatas e blocos do leito fluvial.

A *knickzone* 7 entre os pontos 19 e 20 com três rupturas de declive e com desnível respectivamente de 20 cm, 70 cm e 1 m verticalmente é a exemplificação deste conjunto de características existentes ao longo do perfil do rio Campo Real e que delimita em via de regra a sua morfologia integral.

A lâmina delgada produzida para o ponto 20 do perfil do rio indicou uma quantidade grande de opacos (mais de 70%) e em menor quantidade os plagioclásios (20-25% do total de minerais) ripários mal formados (subédricos a anédricos), (Figura, 129).

Figura 129. Lâmina delgada produzida de amostra rochosa retirada do ponto 20 do perfil do rio.

Localização: 423190E; 7195372S.

Na figura 130 A-C, visões panorâmicas das duas margens do rio no ponto 20 do perfil do rio, com afloramento dos Basaltos Hipoialinos em ambas as margens compondo o leito fluvial. Em 130 D-E, especificação da morfologia degrau-depressão (*step-pool*) e no detalhe em 130 E as feições de macro abrasão e arrancamento que são observadas em todo trecho que

se referem a *knickzones* em zona de convexidade. A terceira ruptura relatada para o segmento encontra-se mais a jusante em 130 C, com mais difícil acesso para o seu registro em imagem.

Figura 130. Segmento final da *knickzone* 7 (trecho convexo 2) do perfil do rio Campo Real (ponto 20).
Localização: 423190E; 7195372S.

Os trechos de concavidade, como observados nos demais rios estudados também apresentaram as mesmas características, meandramento do canal e carga aluvial predominante compondo o material carregado. Sendo que, apenas em segmentos específicos, ocorria o acúmulo de blocos levados pela vazão do rio, formando as morfologias soleira-depressão (*pool-riffle*), quando não pequenas ilhas barreiras temporárias alongadas e moldadas pelo fluxo d'água.

Em 131A, vista de meandro do rio em trecho essencialmente composto de carga de leito aluvial referente ao ponto 16 do perfil longitudinal (trecho côncavo do perfil). Em 131B, tomada de outro segmento de baixa declividade referente à proximidade do ponto 21 do perfil do rio.

Figura 131. Segmentos representativos de trechos de baixa declividade relativa do perfil do rio Campo Real. Localizações: (A) 425553E; 7200306E; (B) 423116E; 7194388S.

O último trecho convexo (3) engloba a última *knickzone* (8) identificada para o rio Campo Real. Este apresenta em conjunto, as maiores rupturas de declive observadas em seu perfil longitudinal. As morfologias degrau-depressão ocorrem ainda mais ressaltadas em função dos vários patamares que se formam antes das rupturas de declive de maior desnível altimétrico.

Foi observado nos patamares que compõem estas morfologias (*step-pool*) intemperismo generalizado sobre as fraturas das colunatas e dos blocos. O aumento gradual do espaçamento entre as disjunções facilitava aos processos de macro abrasão, principalmente. Onde não havia grandes inclinações ou desnível vertical do degrau, o arrancamento da colunata (s) ou do bloco (s) foi a visualização mais comum.

O avanço da vazão sobre as áreas já preparadas pelo intemperismo ou já influenciadas pela abrasão/macro abrasão (Figura, 132B) deixava suas marcas principalmente onde ocorriam material intersticial entre algumas linhas de fraturas e sobre a superfície da rocha.

Este material inicialmente alojado nas fraturas pareceu simular maior resistência erosiva em relação aos processos fluviais, por permanecer sobre a superfície rochosa, mesmo quando esta se encontrava em avançado estágio de intemperismo.

Aventou-se então que, este material fosse desta forma, fruto de deposição de carga de leito (mais fino) em um processo inicial de litificação ou material residual de resfriamento da rocha penetrado nas disjunções de resfriamento. Sua presença nos limites das fraturas ou como material sobressalente, só foi visto em pontos onde o fluxo do rio não era corrente a todo o momento

O ressaltado destas linhas residuais permitia observar melhor as marcas de macro abrasão na superfície da rocha, relativo aos períodos em que o fluxo de água do rio se espalhava para o topo dos patamares residuais gerados pela denudação geral do leito fluvial (Figura, 132A).

Figura 132. Material intersticial encontrado em pontos do leito fluvial com pouca água corrente (ponto 23 do perfil do rio). Localização: 423000E; 7187634S.

Os patamares denudados do leito fluvial seguiam o padrão visualizado em todos os segmentos de leitos fluviais visitados, seja no rio Campo Real, no rio Maracujá ou afluentes que correm sobre os Basaltos Hipoialinos. As colunatas arrancadas preferencialmente nas linhas de fraturas que, no geral mediam de 5 a 20 cm de altura, pela ação de infiltração da água venciam a resistência dos blocos (de 3 a 7 cm de diâmetro), que uma vez, desprendidos eram arrancados e continuavam a manter feições de macro abrasão sobre o leito fluvial, permitindo a regressão da morfologia a montante (Figura, 133).

Figura 133. Pontos de macro abrasão, pré-arrancamento e arrancamento dos blocos de Hipoialinos em local de fluxo constante do rio Campo Real (ponto 25 do perfil do rio). Localização: 423000E; 7187634S.

A densidade média de fraturas contabilizadas em todo o segmento medido apresentou um valor de 48,41 fraturas a partir das áreas amostrais contabilizadas. Valor este, próximo ao de todos os outros trechos medidos e perto da média para o rio Campo Real (50,19 fraturas). Um pouco acima apenas da contabilizada para o rio Maracujá (37,99 fraturas), que pela presença de litologia em nível estratigráfico inferior, em relação aos exemplares visualizados no leito fluvial do Campo Real, explica o nível de fraturamento médio maior.

Ao longo do perfil do rio Campo Real, por os níveis de derrames serem mais homogêneos e com mais interferência estrutural (lineamentos) sobre as áreas de *knickzones* (ver mais a frente item 12.1), acredita-se que a ocorrência de rupturas de declive (*knickpoints*) siga de forma mais clara o padrão erosivo observado sobre os Hipoialinos, potencializados é claro pela incidência de lineamentos, sobretudo nos trechos convexos. A evolução erosivo dos patamares, conforme o fluxo do rio, determinava o ritmo da regressão erosiva das morfologias degrau-depressão (Figura, 134).

Figura 134. Fraturamento das colunatas e sua evolução para patamares em degraus. Localização: 423000E; 7187634S.

Ainda referente à *knickzone* 8, próximo ao ponto 25 (cota 905 m) o leito fluvial do rio Campo Real apresentava três grandes rupturas de declive. As duas primeiras com um desnível médio de no máximo 5 m e a maior com um desnível aproximado de 10 m. Outras pequenas rupturas a montante, de desnível menor compõem a *knickzone* 8 evoluindo estas também morfologicamente conforme o padrão descrito de macro abrasão e arranque sobre as colunatas e blocos dos Basaltos Hipoialinos.

As paredes laterais das margens do rio após a ruptura de maior desnível (~10 m) apresentava estrutura típica de zona de entablatura com disjunção em leque. As colunatas passavam de 1 m de altura no conjunto, evidenciando o sentido do fluxo magmático do momento do extravasamento magmático.

Foi observado solapamento generalizado destas margens do rio, que pareciam seguir o padrão de fraturamento vertical das colunatas. O efeito da gravidade atuava sobre as colunas intemperizadas com o tempo, as movimentando para baixo. O efeito de contração (variação sazonal da temperatura) das juntas ressaltavam os espaçamentos existentes facilitando sua movimentação e aumentando a dissecação horizontal no ponto.

A base da ruptura de declive de maior desnível (a terceira) também apresentava solapamento das colunatas e dos blocos. Neste caso, a ação da vazão do rio, atuava principalmente no ponto de transição entre os limites das colunatas da parte inferior e de um nível de disjunção horizontal que aflorava na base do *knickpoint*.

Esta configuração de solapamento já foi teoricamente idealizada e empiricamente constatada sobre o modelo de evolução das rupturas de declive em basaltos do Grupo Serra Geral, quando da presença de limites de disjunção vertical e horizontal (LEINZ, 1949; LIMA, 2009). Todavia, não sendo o único modelo de evolução destas morfologias sobre os basaltos do grupo citado, havendo outras configurações quando da presença de níveis distintos do derrame vulcânico no percurso longitudinal dos rios.

Na sequência da figura 135 A-E detalhamento das colunas de disjunção em leque característico de zona central de derrame dos basaltos. Especialmente em 135E, desprendimento das colunatas promove maior dissecação horizontal com o avançar do tempo. Em 135C, detalhe de solapamento da base da ruptura em função da vazão incidente como nos modelos de regressão paralela para áreas de basalto com fraturamento vertical e horizontal, (LEINZ, 1949; LIMA, 2009). Na sequência 135F-I, tomadas distintas da ruptura de declive com as morfologias degrau-depressão (*step-pool*) antecedentes ao *knickpoint*.

Figura 135. Grande ruptura de declive do rio Campo Real (knickpoint) referente ao ponto 25 do perfil longitudinal do rio. Localização: 423000E; 7187634S.

As lâminas delgadas produzidas para o ponto em questão, como nas demais não foi distinta. Presença de muitos opacos (50% a 70%) e plagioclásios (20% a 25%) ripários com alguma macla ou mineral mais bem cristalizado (euédricos). Os piroxênios (aproximadamente 5%) quando mais visíveis apresentavam forma anédrica ou já em fase avançada de intemperização. Como já relatado a rápida reação química dos opacos e demais minerais em um ambiente de muita circulação de água promovia ligeiro destacamento estrutural dos minerais ou que se refletia no padrão erosivo dos blocos e colunatas dos Hipoialinos (Figura, 136).

Na figura 136, a luz polarizada, exemplificação do que relatado anteriormente e observado em todas as amostras produzidas para o trecho dos pontos 23 a 25 do perfil do rio Campo Real. No detalhe ao centro, plagioclásio com duas faces bem definidas (angulação da platina a 90°), quanto ao seu plano de clivagem, com outros minerais do mesmo mineral já alterados quimicamente e imersos à matriz vítrea (opacos).

Figura 136. Lâmina delgada confeccionada de amostra do ponto 25 do perfil do rio Campo Real.

Localização: 423000E; 7187634S.

12.1. Análise da interferência estrutural sobre o perfil longitudinal do rio Campo Real.

O perfil longitudinal do rio Campo Real apresenta um maior número de lineamentos em série, sobretudo, perpendicular ao seu canal, influenciando inclusive os pontos de convexidade e os segmentos com *knickzones* pertencentes a estas zonas. Os mesmos lineamentos em série que incidem transversalmente ao rio Campo Reais também orienta o cursos de afluentes na direção E-W. Os lineamentos em feixe delimitam os cursos dos tributários, em sua maioria, também em direção perpendicular ao canal principal, no geral com a mesma direção E-W.

O segmento do rio relativo aos pontos 4 a 9 é mais influenciado por lineamentos em série disposto longitudinalmente ao canal do rio, orientando-o na direção NE-SW. Os pontos 7 e 9 apresentam rupturas de declive mapeadas no perfil (ponto 7-8, não visto em campo) e observadas em campo (ponto 9). O intervalo dos pontos 4-5 conta com a presença de Basalto Maciço Inferior (MINEROPAR, 2013), mas que não pôde ser observado *in loco*.

Os demais segmentos com *knickzones* apresentam influencia direta de lineamentos estruturais incidentes com compando as morfologias escalonadas típicas das zonas de *knickzones*. Estes pontos inclusive apresentam as rupturas de declive de maior desnível altimétrico, como as do ponto 23-25 do perfil do rio.

algumas inflexões para E, também em função de lineamentos em série incidentes, voltando a correr para S depois da primeira metade do ponto 28, mais precisamente após a foz do rio Cachoeirinha, último afluente, mais representativo da margem esquerda antes de sua foz no rio Jordão (Figura, 138).

As assimetrias de drenagem no trecho final do rio são moderadas, com tropia moderada dos canais que compõem ambas as margens, em função da incidência dos lineamentos em feixe que quase determinam uma densidade de drenagem similar entre as margens. A angularidade moderada, bem como a extensão pequena destes canais seguem a disposição destes lineamentos em feixe.

Figura 138. Segmento 2 (pontos 19-30) do perfil do rio Campo Real com os lineamentos incidentes sobre o canal do rio.

Figura 139. Perfil longitudinal do rio Campo Real e os lineamentos transversais e longitudinais incidentes em seu leito fluvial.

12.2. Análise da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Campo Real

Os valores de correlação declividade e área de drenagem para o perfil do rio Campo Real se mostraram muito baixo ($R^2 = 0,25$). O índice de concavidade para o perfil integral também apresentou valor baixo ($\theta = 0,35$), o mesmo ocorreu para o índice de declividade do perfil do rio ($k_s = 0,0209$).

As interferências estruturais, relativamente densas no perfil do rio como um todo, formando importantes zonas de convexidade, somando-se com o primeiro trecho até o ponto 5, pela presença de Basaltos Maciços de maior resistência erosiva, por conta de sua estrutura, poderia por si só já responder pelos baixos valores de R^2 e do índice de concavidade (θ).

No entanto, o valor baixo do índice de declividade do perfil do rio, não fornece essa ideia de maior resistência erosiva criada a partir da formação de zonas de convexidades atreladas influencia estrutural ou ligadas ao segmento de Basalto Maciço.

A segmentação do perfil do rio em trechos para a análise volta a ser relevante neste contexto. Pois, a erodibilidade dos Basaltos Hipoialinos, ainda mais com características de zona de entablatura (em leque e bloco) é alta como observado em campo e deveria ser identificada (pelo menos com valores mais altos) nos valores dos índices de concavidade e de correlação declividade e área de drenagem.

A primeira segmentação foi realizada para o conjunto de pontos que engloba apenas aqueles que correspondem aos domínios dos Basaltos Hipoialinos, com a seleção de 21 pontos do perfil. Do ponto 9 ao ponto 23, procurou-se homogeneizar o segmento do rio da interferência estrutural que notadamente é provocadora da dispersão dos pontos do modelo de regressão.

Mesmo com a presença alta de lineamentos transversais sobre o segmento discretizado, os valores da relação declive-área foram modificados. O valor intermediário ($R^2 = 0,6$) de correlação, já se mostrou um pouco mais elevado do que no primeiro caso. E o índice de concavidade se mostrou também mais elevado ($\theta = 0,79$), já o índice de declividade se manteve baixo ($k_s = 0,0848$).

A separação em um segundo segmento com menos pontos de dispersão evidencia uma correlação ainda melhor para ($R^2 = 0,7$), com mesmo efeito para o índice de concavidade ($\theta = 1,1$), com a manutenção ainda baixa do valor do índice de declividade do canal ($k_s = 0,3183$).

Para elencar melhor os motivos que mantém os valores de declividade baixos, mesmo com a presença de lineamentos sobre o perfil e justificar as mudanças obtidas sobre o índice de correlação da declividade e da área de drenagem, além do índice de concavidade do perfil, foram discretizados do perfil integral os pontos relativos às altas declividades e das baixas declividades, como realizado para os dois primeiros perfis aqui estudados.

O valor de correlação de declividade e área de drenagem para os limiares inferiores foi alto de ($R^2 = 0,8$), com índice de concavidade de ($\theta = 0,7$) e índice de declividade baixo ($k_s = 0,0475$). Para os limiares superiores o índice de correlação também retornou valores altos ($R^2 = 0,7$), o mesmo para ocorreu para o índice de concavidade ($\theta = 0,7$), tendo o índice de declividade valor, um pouco maior que o limiar inferior, mas permanecendo relativamente baixo no contexto do canal fluvial.

Analisando em conjunto estes índices discretizados e os integrais, somados às observações de campo e do modelo de denudação sobre os Basaltos Hipoiálicos, acredita-se que a interferência estrutural (lineamentos) influencie na constituição das zonas de convexidade ao elevar as declividades médias. Mas não têm sido isso, suficiente para conter por completo a capacidade erosiva da potência de escoamento do rio, traduzida pelos valores do índice de concavidade que remete a erodibilidade da rocha, e obtidos a partir da análise segmentada.

O rio tem conseguido rebaixar suas declividades, gradativamente mesmo sobre os segmentos elevados estruturalmente e mesmo com a presença dos Basaltos Maciços a montante (cinco primeiros pontos do perfil). O ajuste do ponto 4, pertencente ao domínio dos Basaltos Maciços ao segmento dos pontos de limiares superiores permite afirmar isso.

A semelhança dos valores dos índices destes dois limiares permite afirmar que a a potência de escoamento do rio, têm removido com certa rapidez no tempo de seu leito fluvial as colunatas e blocos fraturados, rebaixando o perfil do rio. A tendência a concavidade surgiu portanto, mesmo com a grande interferência estrutural existente (Figura, 140). A mesma força exercida pela potência de escoamento do rio têm conseguido vencer a resistência de níveis de derrames distintos (Basaltos Maciços) existentes ao longo do perfil longitudinal, mesmo se fosse o trecho final do perfil longitudinal, pertencente aos Riodacitos Pórfiros, como preconizado no mapeamento oficial (MINEROPAR, 2013).

Na figura 140 é possível visualizar estas interpretações levantadas a cerca do perfil do rio Campo Real. Em 140A, os valores integrais da relação declive-área não permite afirmar a

tendência de concavidade do perfil do rio. A partir dos segmentos discretizados em 140B-C, a tendência de concavidade é vislumbrada pelos valores mais ajustados de correlação declividade-área e dos índices de concavidade de cada segmento separado.

Nos gráficos elaborados para os segmentos superior e inferior, referente aos pontos de alta e baixa declividade (zonas convexas e côncavas) permite afirmar a tendência de alta erodibilidade dos Basaltos Hipoialinos, pelos valores de ajuste do modelo de R^2 e pelos valores de seus respectivos índices de concavidade (θ), sendo que os valores de declividade (k_s), indica a presença dos lineamentos em série sobre os pontos do perfil do rio (Figura, 140 D-E).

Figura 140. Gráficos da relação declive-área para o perfil longitudinal do rio Campo Real.

13. ANÁLISE DA RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA INTEGRADA DOS PERFIS LONGITUDINAIS ESTUDADOS E DE SEUS AFLUENTES PRINCIPAIS

Foi realizada uma comparação a partir da relação declive-área dos três principais rios aqui estudados, rios Coutinho, Maracujá e Campo Real em conjunto com os principais afluentes de suas respectivas bacias hidrográficas.

Entretanto, a seleção dos canais afluentes foi maior naqueles que correm sobre os Basaltos Hipoialinos, em relação aos canais sobre Riodacitos. Isto ocorreu devido, os canais em Basaltos Hipoialinos apresentaram-se em maior número e mais passíveis para a análise.

Os dois principais motivos para a diferença de quantidades entre os canais de cada unidade litológica foram: um número maior de rios/segmentos extensos longitudinalmente para os Hipoialinos, por se entender que canais fluviais mais extensos, desenvolvem melhor seus processos fluviais internos. O que não foi possível de se obter com todos os rios em Riodacitos.

O segundo motivo foi a possibilidade de separação dos perfis dos rios em segmentos mais homogêneos litologicamente, quando da interferência estrutural sobre os canais fluviais. Isso foi melhor aproveitável nos Hipoialinos e menos nos canais fluviais sobre Riodacitos.

A discretização dos perfis longitudinais foi realizada separando os perfis por unidade litológica e por segmentos superiores e inferiores. A finalidade foi depreender a resposta geomorfológica fornecida pelos perfis longitudinais, não apenas dos cursos principais, mas também dos seus afluentes a partir da interpretação de índices mais específicos.

Os afluentes não necessariamente correm sobre a mesma unidade litológica do rio onde desaguam. As exceções foram assinaladas na tabela 8 (e as demais a frente), organizada a partir da análise da relação declive-área feita para cada canal fluvial (aplicado o modelo de regressão para cada um). Os valores obtidos possibilitaram uma interpretação sobre as tendências de evolução erosiva dos perfis dos rios analisados no conjunto das bacias hidrográficas e individualmente (Figura, 141).

O índice de declividade normalizado (k_{sn}), (WHIPPLE, 2000, 2004; WOBUS, et al., 2006) foi aplicado para todos os rios/segmentos com o objetivo de compreender os possíveis controles que influenciam na variação das declividades dos perfis dos rios. Uma vez que, o índice de declividade possibilita identificar a variabilidade nas taxas de soerguimento ou rebaixamento estrutural de blocos rochosos basculantes, variações de resistência erosiva das

rochas e variações do clima (SNYDER, et al., 2000; KIRBY; WHIPPLE, 2001; WOBUS, et al., 2006; LIMA, 2009). Este último sendo uniforme na área de estudo, não se tornou, portanto, um fator de controle sobre os perfis longitudinais aqui pesquisados.

Os demais índices utilizados serviram para identificar como os fatores de controle influenciam a tendência erosiva dos rios. A identificação dos trechos em *knickzones* e *lowzones* (zonas de baixa declividade relativa), e sua representação através de índices obtidos a partir dos limiares superiores e inferiores ($K_{sn \text{ SUP}}$ e $K_{sn \text{ INF}}$) de cada canal selecionado, possibilitou entender a tendência erosiva dos trechos discretizados.

O índice de *knickzone* (I_{kz}), por exemplo, é a razão entre a quantidade de *knickzones* e a extensão do perfil longitudinal. Este permitiu identificar a proporcionalidade das *knickzones* sobre o canal fluvial. Outro índice utilizado foi, a razão entre *knickzones* (LK) e *lowzones* (LL), que permitiu compreender como a proporcionalidade de *knickzones* expressa por sua quantidade, pode se configurar como um fator de maior resistência erosiva do canal, relacionando sua razão do conjunto dos rios/segmentos aos valores do índice de concavidade (θ) também do conjunto dos rios/segmentos (LIMA e FLORES, 2017).

Figura 141. Rios analisados conjuntamente pela relação declive-área a fim de compreender a resposta geomorfológica de seus perfis longitudinais.

Tabela 8. Dados da relação declive-área dos rios pertencentes às bacias hidrográficas do estudo.

Rios	Extensão (km)	Desnível (m)	Área da bacia (km)	LK - Extensão Knickzone (km)	LL - Extensão Lowzone (km)	θ	Ks	R ²	K _{sn} integral	K _s ^{SUP}	K _s ^{INF}	θ ^{SUP}	θ ^{INF}	K _{sn} seg ^{SUP}	K _{sn} seg ^{INF}	R ² _{SUP}	R ² _{INF}	Ikz	LK/L L
Aeroporto	9,5	90	3,63	0,87	2,43	0,368	0,026	0,5943	0,0221	0,0587	0,016	0,181	0,764	0,0172	0,0487	0,79	0,98	0,59	0,36
Estrela	7,37	100	10	2,57	3,86	0,576	0,0279	0,6243	0,0263	0,0546	0,0322	0,878	0,904	0,034	0,0181	0,9	0,97	0,4	0,67
Rincão Canoas integral	10,47	145	22,27	6,71	3,76	0,377	0,0543	0,0915	0,0606	4,4497	6,4295	2,511	3,3	0,071	0,0312	0,98	0,91	0,19	1,78
Rincão Canoas Hipoalinos	3,55	70	6,92	0,35	1,52	0,297	0,0535	0,0402	0,0636	0,935	0,48	1,55	1,86	0,150	0,035	0,771	0,52	1,4	0,23
Rincão Canoas Riodacitos	6,92	70	15,34	0,53	1,75	1,9	9E-05	0,1354	1,699	419843	701.197	5,4	6,1	0,198	0,035	0,76	0,97	0,578	0,30
Gramados	7,21	130	19,15	4,33	2,87	0,448	0,0523	0,3754	0,0523	0,2893	0,0136	0,5	0,5	0,254	0,0133	0,9	0,9	0,55	1,51
Fueros	7,86	110	16,57	3,25	4,58	0,474	0,0341	0,3656	0,0335	0,0794	0,015	0,3	0,48	0,0263	0,0144	0,64	0,82	0,38	0,7
Coninho	9,17	140	25,96	3,84	5,32	0,78	0,0747	0,6861	0,0636									0,32	0,72
Coninho Hipoalinos	4,17	65	10,2	0,45	1,9	0,72	0,0749	0,4565	0,0831									0,96	0,24
Coutinho Riodacitos	37,8	105	601,44	15,71	16,57	1,6	92,62	0,2952	0,0858	384,58	195,93	1,64	1,98	0,37	0,0261	0,96	0,81	0,08	0,95
Coutinho Hipoalinos	14	120	78,78			0,574	0,0863	0,2734	0,008	0,4189	0,0201	0,58	0,59	0,163	0,0126	0,65	0,59		
Coutinho integral	52,05	230	680,23	15,71	16,57	0,378	0,0669	0,1883	0,0855	0,3459	0,0245	0,38	0,64	0,444	0,0118	0,55	0,9	0,0057	0,94
Alto Maracujá	9,86	155	33,46	8,3	1,55	0,384	0,0382	0,5851	0,0371	0,1162	0,0186	0,52	0,53	0,098	0,0172	0,93	0,89	0,202	5,35
Alto Passo Ruim	12,8	160	33,72	5,75	5,39	0,42	0,0318	0,6372	0,0317	0,2446	0,0172	0,83	0,41	0,101	0,018	0,97	0,97	0,312	1,06
Baú	12	130	35,67	5,46	6,56	0,42	0,0338	0,3458	0,035	0,1004	0,021	0,51	0,62	0,172	0,0734	0,8755	0,5368	0,5	0,83
Corvinho	10,56	140	61,78	5,81	5,22	0,324	0,0322	0,3691	0,0196	0,0915	0,0852	0,216	0,333	0,07	0,0119	0,49	0,94	0,56	1,11
Lanceta	7,56	130	12,45	4,96	2,59	0,472	0,031	0,6523	0,031	0,0975	0,0144	0,52	0,49	0,0862	0,0138	0,65	0,94	0,6	1,91
Taguaruçu integral	9,09	115	22,61	3,83	5,25	1,16	0,162	0,664	0,0414	0,4784	0,0852	1,3	1,2	0,0661	0,0215	0,92	0,78	0,33	0,72
Maracujá integral	41,45	155	366,49	17,65	23,76	0,583	0,0678	0,4615	0,0434	1,511	0,2998	0,19	0,73	0,201	0,0195	0,15	0,97	0,16	0,74
Maracujá discretizado	12,04	70	173,98	2,2	9,84	1,2	0,6198	0,74	0,0294	1,511	0,2998	1,2	1,11	0,0022	0,0203	0,99	0,99	0,33	0,22

(P8-22)																			
Palmeirinha	5,59	145	7,8	1,64	3,94	0,916	0,0753	0,6572	0,069									1,21	0,41
Campo Real	38,52	150	228,9	23,13	15,38	0,352	0,0209	0,2594	0,0272	0,1395	0,0475	0,72	0,75	0,0514	0,0194	0,75	0,85	0,1	1,5
Arroio	13,59	95	54,01	4,27	7,51	0,706	0,0498	0,4759	0,0297	0,1191	0,0175	0,774	0,559	0,0509	0,0198	0,73	0,94	0,93	0,56
Pelado	8,17	65	20,63	2,99	4,73	0,687	0,0441	0,2675	0,0287	0,4514	0,0411	1,47	0,93	0,058	0,0137	0,98	0,92	1,33	0,63

Legenda

Riodacitos
Pórfiros
Basaltos
Hipoialinos
Basaltos
Maçços-
Hipoialinos-
Riodacitos
Basaltos
Maçços-
Hipoialinos
Canal integral
Maiores ajustes

Corre em seu primeiro trecho sobre os **basaltos maciços** e depois passa a correr sobre os **Basaltos Hipoialinos** e trecho final sobre os **Riodacitos**.

Corre em seu primeiro trecho sobre os **basaltos maciços** e depois passa a correr sobre os **Basaltos Hipoialinos**.

Corre em seu primeiro trecho sobre os **Basaltos Hipoialinos** e depois passa a correr sobre os **Riodacitos**.

Valores de maior ajuste dos dados.

Siglas:

- Ks– índice de declividade do perfil longitudinal do rio;
- Ksn – índice de declividade do perfil normalizado do perfil do rio ou de segmento do rio com homogeneidade litológica;
- Ks SUP – índice de declividade de segmento superior (pontos de maior declividade) discretizados;
- Ks INF - índice de declividade de segmento inferior (pontos de menor declividade) discretizados;
- θ SUP – índice de concavidade de segmento superior;
- θ INF - índice de concavidade de segmento inferior;
- Ksn – SEG – SUP/INF – índice de declividade normalizado de segmento superior ou inferior;
- Ikz – índice de knickzone;
- LK/LL - razão Knickzone/Lowzone.

A relação declive-área para os rios pertencentes as bacias hidrográficas do estudo em relação aos perfis integrais não apresentaram bom ajustamento do modelo pelos valores de R^2 . O valor máximo obtido da relação declive-área foi obtido de segmento de rio discretizado do rio Maracujá, que apresentou $R^2 = 0,74$. Todos os demais rios em seus perfis integrais ou separados por unidade litológica ficaram no intervalo de $R^2 = 0,1$ a $0,6$ (tabela 8).

Em alguns casos não foi possível discretizar os segmentos dos rios em todas as unidades litológicas na qual este se insere ou não foi possível obter valores relativos aos índices de análise aqui sugeridos (ver legenda tabela 8), por conta de perturbações nos dados, produzidos, principalmente por lineamentos estruturais incidentes. Segmentos dos perfis, que por ventura apresentasse uma quantidade mínima de pontos, também foram excluídos da análise por não possibilitarem uma interpretação adequada de seus valores.

Os valores de K_{sn} de todos os rios/segmentos, no geral também se mostraram baixos (0,02 a 0,08). A única exceção foi o rio Rincão Canoas, no segmento sobre os Riodacitos ($K_{sn} = 1,6$).

Acredita-se que os valores que se situam na faixa de ($k_{sn} = 0,08$), ligeiramente mais altos, ocorram por conta da incidência de lineamentos em seus perfis longitudinais e reflitam também a presença de pelo menos, duas unidades litológicas distintas dispostas ao longo do perfil dos rios. Exemplo, são os rios Rincão Canoas e Coutinho, que mesmo segmentados em suas unidades litológicas, mantiveram pelo menos, para os Riodacitos, valores mais altos em relação aos demais ($k_{sn} = 1,6$ para o Rincão Canoas e $k_{sn} = 0,08$ para o rio Coutinho).

Para os rios/segmentos sobre os Basaltos Hipoialinos, os valores de k_{sn} apresentaram-se também baixos, no intervalo de ($k_{sn} = 0,01$ a $0,08$). Os valores de concavidade (θ) integrais mostraram que o ajustamento de cada litologia apresentou variações significativas a depender da litologia e do grau de interferência estrutural no conjunto.

Os rios sobre os Riodacitos, em seu perfil integral (rios Aeroporto e Estrela) ou em segmentos conforme homogeneidade litológica (rios Coutinho e Rincão Canoas) demonstraram valores de ajustamento da drenagem com valores de concavidade intermediária ($\theta = 0,3-0,5$) e de concavidade alta, respectivamente ($\theta = 1,6$ e $\theta = 1,9$) para os segmentos destas litologias.

A mesma configuração de variabilidade dos valores de concavidade pôde ser vista para os rios sobre os Hipoialinos (tabela 8), no intervalo de ($\theta = 0,2$ a $\theta = 0,7$), como exemplo, o rio Baú ($\theta = 0,4$).

Segundo diversos autores (SNYDER et al., 2000; KIRBY; WHIPPLE, 2001; BROCKLEHURST; WHIPPLE, 2002; KIRBY et al., 2003; WOBUS et al., 2006; VANLANINGHAM, MEIGS e GOLDFINGER 2006; AMBILI e NARAYANA, 2014; LIMA, 2009, 2014;), o intervalo de valores de concavidade entre 0,3-0,7, em determinadas condições uniformes podem representar um ajustamento dos processos fluviais, sobre a litologia do leito fluvial. Características da secção do canal e/ou da estruturação rochosa podem acelerar o processo de incisão pela vazão e suplantam até mesmo características de resistência erosiva mais resistentes, (SKLAR; DIETRICH, 1998).

No rio Coninho que corre sobre três litologias distintas (tabela 8), o valor de concavidade integral ($\theta = 0,7$) indica a configuração de ajuste dos processos descrita anteriormente. Quando separado o rio conforme suas unidades litológicas, o único segmento passível de análise do rio Coninho, segmento dos Hipoialinos, apresentou os dados de concavidade de ($\theta = 0,72$). Isso permitiu vislumbrar que o ajustamento das concavidades dos rios sobre os Hipoialinos parecer ser efetivo no tempo, permitindo o rio rebaixar relativamente rápido o seu perfil mesmo quando da presença de litologias mais resistentes (Basaltos Maciços e Riodacitos), (Figura, 142).

Figura 142. Exemplo de segmentação do perfil do rio Coninho em trecho de homogeneidade litológica referente aos Basaltos Hipoialinos. Os valores da relação declive-área indicam a tendência de melhor ajuste dos processos fluviais sobre os Basaltos Hipoialinos.

Um segundo caso de rio afluente, com valores relativamente ajustados do modelo de regressão ($R^2 = 0,6$) e sobre duas litologias distintas, aliado a um valor alto, para concavidade do perfil longitudinal foi o rio Taguaruçu. Este corre quase em toda sua extensão (até o ponto 16 do perfil) sobre os Basaltos Maciços, notadamente mais resistentes (LIMA, 2009; LIMA; BINDA, 2013, 2015) e com menor fraturamento litológico se comparado aos Hipoialinos.

O rio demonstra uma tendência de ajustamento hidráulico elevada, dado pelo seu alto índice de concavidade ($\theta = 1,16$), e baixo k_{sn} (0,0414). Neste caso, parece que tanto a interferência tectônica transversal ao canal e a presença da rocha mais resistente compondo parte do leito fluvial, não impede a potência de escoamento de promover a diminuição das declividades do canal como um todo (Figura, 143).

Figura 143. Relação declive-área do rio Taguaruçu, onde os valores de ajustamento elevado fornecem a ideia de que as forças de resistência erosiva existentes em seu canal fluvial estão sendo vencidas pela drenagem.

As pesquisas já realizadas (LIMA, 2009, LIMA e BINDA, 2013, 2015) sobre os Basaltos do nível inferior do Grupo Serra Geral indicaram que canais encaixados

longitudinalmente em um lineamento, exemplo caso do rio Taguaruçu, apresentam uma capacidade de erosão maior sobre o leito fluvial. Isto ocorre devido ao maior nível de fraturamento oriundo da influencia estrutural, que reduz a resistência erosiva da rocha (no caso, o Basalto Maciço). Isso implicaria em um retrocesso rápido dos *knickpoints* e *knickzones*, aumentando os valores do índice concavidade (θ), (LIMA, 2009).

Contudo, as observações sobre os perfis integrais, com uma ou mais litologias integrando o canal fluvial foram insuficientes para vislumbrar a resposta geomorfológica fornecida pelos leitos fluviais, principalmente no conjunto dos rios, dadas pela relação da potência de escoamento (vazão) e resistência erosiva das litologias subjacentes. Ainda mais visto que, as interferências estruturais perturbam os dados do modelo de regressão.

Sendo necessário, portanto, uma maior discretização dos dados de cada canal por unidade litológica e/ou por segmento com homogeneidade litológica de cada rio, analisada no item a seguir.

13.1. Análise a partir dos limiares superiores e inferiores e os índices de LK/LL

Por conta da grande variação observada dos valores de ajuste do modelo de regressão e dos valores dos índices de concavidade (θ) e de declividade normalizados (K_{sn}) integrais dos rios do estudo, a discretização de seus limiares superiores (θ , k_{sn} dos pontos de maior declividade) e inferiores (θ , k_{sn} dos pontos de menor declividade relativa) se mostrou mais uma vez relevante.

Embora não tenham sido observadas grandes variações na estrutura estratigráfica dos derrames (básico e ácido) que compõem os leitos fluviais, a variação das declividades, quando não oriundas da interferência estrutural (lineamentos), coincidiu com os trechos que apresentavam variação na densidade do fraturamento.

A análise dos limites superiores, correspondentes aos trechos de maior resistência (trechos convexos do perfil longitudinal) erosiva e dos limiares inferiores, representantes de trechos com menor resistência de erosiva (trechos côncavos), permitiu observar de fato as tendências erosivas de cada canal e dos segmentos dos rios discretizados, possibilitando melhores inferências gerais.

Quando observado os valores de R^2 do modelo para os rios/segmentos, discretizados por unidade litológica homogênea, observou-se que o ajustamento dos modelos é maior, com R^2 acima de 0,7 (tabela 9), em sua maioria.

Tabela 9. Valores de R^2 para os limiares superiores e inferiores dos rios/segmentos por unidade litológica.

Rios/segmentos	R^2 Limiares Superiores		R^2 Limiares Inferiores	
	Hipoialinos	Riodacitos	Hipoialinos	Riodacitos
Rincão Canoas	0,7	0,76	0,52	0,97
Aeroporto		0,79		0,98
Estrela		0,9		0,97
Gramados	0,9		0,9	
Fueros	0,6		0,8	
Coutinho	0,6	0,9	0,59	0,81
Alto Maracujá	0,93		0,89	
Alto Passo Ruim	0,97		0,97	
Baú	0,8		0,5	
Corvinho	0,4		0,4	
Lanceta	0,6		0,94	
Maracujá (P8-22)	0,9		0,97	
Campo Real	0,7		0,85	
Arroio	0,7		0,94	
Pelado	0,9		0,92	

Os valores do índice de concavidade (θ) para esta nova seleção ainda se mostrou com certa variabilidade. Mas, com valores que indicam ajuste dos processos fluviais sobre os leitos fluviais e/ou maior ajustamento da potência de escoamento em relação à resistência erosiva de cada litologia.

Quando se observa apenas os rios/segmentos sobre os Riodacitos o ajuste do índice de concavidade dos limiares superiores é maior nos trechos dos rios Coutinho, Rincão Canoas e rio Estrela (tabela 10), tendo apenas o rio Aeroporto valor mais baixo no limiar superior ($\theta_{SUP} = 0,181$).

Os valores de concavidade (θ) para os limiares inferiores, por sua vez, nos rios/segmentos em Riodacitos apresentaram em todos eles, valores altos, indicando possível maior erodibilidade da rocha nos segmentos de menor declividade relativa (tabela 10).

Tabela 10. Valores dos índices de concavidade e de K_{sn} para os limiares superiores e inferiores com destaque para rios/segmentos em Riodacitos

Rios/Segmentos	θ^{SUP}	θ_{INF}	$K_{sn} \text{ seg}_{-}^{SUP}$	$K_{sn} \text{ seg}_{-}^{INF}$
Aeroporto	0,181	0,764	0,0172	0,0487
Estrela	0,878	0,904	0,034	0,0181
Rincão Canoas Riodacitos	5,4	6,1	0,198	0,035
Coutinho Riodacitos	1,64	1,98	0,37	0,0261
	Rios/segmentos discretizados sobre os Riodacitos			
	Maior ajuste dos dados para o índice de concavidade dos limiares superiores e inferiores para unidades litológicas em Riodacitos (θ^{SUP} ; θ_{INF})			
	Maior ajuste dos dados para o índice de declividade normalizado para cada limiar ($K_{sn} \text{ seg}_{-}^{SUP}$; $K_{sn} \text{ seg}_{-}^{INF}$)			

Quando se analisa apenas os k_{sn} destes rios/segmentos em Riodacitos, a variabilidade dos valores volta a se apresentar. Os rios/segmentos dos rios Rincão Canoas e Coutinho apresentaram os maiores valores nos limiares superiores para k_{sn} ($k_{sn}^{SUP} = 0,37$; $k_{sn}^{SUP} = 0,198$) respectivamente (tabela 10), e os rios Aeroporto e Estrela, os menores ($k_{sn}^{SUP} = 0,0172$; $k_{sn}^{SUP} = 0,034$).

Esta diferença decorre, sobretudo, pelo fato dos segmentos em Riodacitos, dos rios Rincão Canoas e Coutinho apresentarem lineamentos transversais nos trechos que compõe os limiares superiores. Esta interferência eleva os valores de k_{sn} dos limiares superiores, que no caso destes rios/segmentos em especial, sofrem diretamente a influencia de uma área onde o relevo local é bastante influenciado pela incidência de lineamentos transversais e lineares aos canais fluviais, isto acaba por influenciar os pontos referentes aos limiares superiores (Figura, 144).

A incidência de lineamentos sobre a área de influencia dos pontos 18 e 21-22 do perfil dos segmentos do rio Rincão Canoas e na sequência de pontos 27-41 do segmento do rio Coutinho são os trechos mais evidentes da interferência estrutural refletida em valores maiores de k_{sn} . A presença de um lineamento em série longitudinal em todo o rio Rincão Canoas, corrobora a hipótese de que o nível de fraturamento da rocha aumente a quantidade

de fraturas e linhas de cisalhamento da rocha (Riodacitos) no trecho em questão e que foram observadas nos segmentos com *knickzones*, em todo perfil do rio Coutinho (itens 10.3 e 10.4).

Outra observação é que o material abrasivo oriundo da montante, principalmente, do segmento sobre os Basaltos Hipoialinos, potencialize os processos fluviais de macro abrasão e arrancamento no trecho dos Riodacitos. Pois os valores do índice de concavidade (θ) superior e inferior para este segmento se mostraram elevados (mais a frente na discussão da tabela 11).

Estas observações responderiam pelos valores dos índices de concavidade (θ) elevados dos dois segmentos dos rios sobre os Riodacitos (de seus limiares inferior e superior), (tabela 10), sendo que, esta litologia, em sua estrutura intacta, apresenta maior resistência erosiva e menor grau de fraturamento em condições sem interferência estrutural, em relação aos Basaltos Hipoialinos.

Na figura 144 abaixo destaque para o trecho onde a maior incidência de lineamentos estruturais respondem pela elevação das declividades dos pontos referentes aos limiares superiores dos segmentos dos rios Rincão Canoas e Coutinho sobre os Riodacitos. As setas indicam a área onde esta influencia é maior e onde se localiza a sequência de pontos dos limiares citados

Figura 144. Área de incidência de lineamentos em série e de truncamento do relevo entre rios Coutinho e Rincão Canoas.

Nos segmentos dos limiares inferiores a presença dos lineamentos em série é menor. Estes ocorrem apenas longitudinalmente aos canais fluviais (segmentos considerados). Nestes trechos de baixa declividade relativa, os lineamentos longitudinais são mais comuns e condicionam os canais fluviais por vezes induzindo a existência de áreas com maior fraturamento litológico, o que possibilitaria o melhor desenvolvimento dos processos fluviais denudativos listados.

Quando se observa os rios/segmentos nos Basaltos Hipoialinos a variabilidade dos valores de concavidade (θ) dos limiares superiores e inferiores é um pouco maior. Mas com alguns rios/segmentos apresentando valores de ajuste dos índices.

Os rios/segmentos do Rincão Canoas, Alto Passo Ruim, Maracujá (segmento) e Pelado (tabela 11) correm sobre os Hipoialinos e apresentam os valores maiores para o índice de concavidade superior (θ^{SUP}). E mesmo os valores dos limiares inferiores, mostram-se mais altos que os demais rios/segmentos, com exceção apenas do limiar do rio Alto Passo Ruim ($\theta_{\text{INF}} = 0,41$).

Os demais rios (tabela 11) apresentaram-se com valores dentro da faixa ($\theta = 0,4-0,7$) de ajustamento dos processos fluviais frente à resistência erosiva da litologia, que perfaz os leitos fluviais para os dois limiares. Apenas o rio Corvinho apresentou-se com valores mais baixos para os dois limiares.

Tabela 11. Valores dos índices de concavidade (θ) e de K_{sn} para os limiares superiores e inferiores com destaque para rios/segmentos em Basaltos Hipoialinos

Rios/Segmentos	θ^{SUP}	θ_{INF}	$K_{\text{sn seg}}^{\text{SUP}}$	$K_{\text{sn seg}}_{\text{INF}}$
Rincão Canoas Hipoialinos	1,55	1,86	0,150	0,035
Gramados	0,5	0,5	0,254	0,0133
Fueros	0,3	0,48	0,0263	0,0144
Coutinho Hipoialinos	0,58	0,59	0,163	0,0126
Alto Maracujá	0,52	0,53	0,098	0,0172
Alto Passo Ruim	0,83	0,41	0,101	0,018
Baú	0,51	0,62	0,172	0,0734
Corvinho	0,216	0,333	0,07	0,0119
Lanceta	0,52	0,49	0,0862	0,0138
Maracujá discretizado (P8-22)	1,2	1,11	0,0022	0,0203
Campo Real	0,72	0,75	0,0514	0,0194
Arroio	0,774	0,559	0,0509	0,0198

Pelado	1,47	0,93	0,058	0,0137
	Rios/segmentos discretizados sobre os Basaltos Hipoialinos			
	Maior ajuste dos dados para o índice de concavidade dos limiares superiores e inferiores para unidades litológicas em Basaltos Hipoialinos (θ^{SUP} ; θ_{INF})			
	Maior ajuste dos dados para o índice de declividade normalizado para cada limiar ($K_{sn} \text{ seg}^{SUP}$; $K_{sn} \text{ seg}_{INF}$)			

A observação dos dados de k_{sn} indica a presença de valores mais baixos no geral, mas com algumas pequenas diferenças. Todos estes rios/segmentos apresentaram incidência de lineamentos estruturais em pontos específicos dos canais fluviais (rios/segmentos discretizado) cortando-os ou direcionando-os longitudinalmente.

Os valores de k_{sn} mais altos nos limiares superiores, da tabela 11, apresentam correlação em quase todos os casos, com os pontos de incidência de lineamentos transversais sobre os perfis dos canais fluviais. A correlação destes valores superiores com as observações de campo, revela que as sequências de trechos com *knickzones* é válida. Como estes trechos correspondem as áreas de maior resistência erosiva, conclui-se que os segmentos superiores englobam os trechos de maior declividade, por se manter mais no tempo, as litologias em seu leito fluvial.

A figura 145, nas indicações das setas amarelas é possível observar nos mapas produzidos, os pontos onde os declives são maiores, vistos em campo e que mantém a presença de trechos de *knickzones* (afloramento rochoso do leito fluvial) e que se revelaram na relação declive-área os valores dos limiares superiores dos segmentos discretizados.

Rios/segmentos Coutinho – Gramados

Figura 145. Mosaico dos rios/segmentos sob influencia dos lineamentos estruturais. Houve grande correlação entre os pontos com influencia estreutural e os pontos que representam os limiares superiores, representantes das maiores declividades.

A presença das *knickzones* vistas em campo, também foi um indicativo de que havia diferenças de resistência erosiva ao longo dos trechos convexos dos leitos fluviais sem a presença mais direta de lineamentos. Os casos mais notórios foram a sequência de pontos do leito fluvial (pontos 13-14; 15-16; 19 – ver item 13.3), já discutidos para o rio Maracujá e um ponto que representa a transição do limiar inferior para o limiar superior de em um de seus afluentes diretos, o rio Baú.

No segmento do rio Maracujá foi observado Basalto com maior resistência erosiva e nível de fraturamento menor. Nestes trechos do rio/segmento citados, a rocha apresentaram características de um nível inferior da zona central dos derrames.

No rio Baú, a observação de campo e sua correlação com os dados produzidos em gabinete, permitiu identificar uma transição do limiar inferior (ponto 17 do perfil do rio) para o limiar superior (a partir do ponto 18 do perfil do rio), sob influencia indireta de um lineamento a norte, e com lineamentos em feixe nos tributários de menor ordem mais próximos. No ponto em questão, os Basaltos apresentavam características de densidade de fraturamento ($I = 50$ aproximadamente a cada área amostral de $2m^2$) similar as dos pontos observados no rio Maracujá (pontos 13-14; 15-16; 19 – ver item 13.3, tabela 6).

Como o k_{sn} do rio Baú foi maior para os limiares superiores (tabela 11), muito por conta dos lineamentos incidentes diretamente, acredita-se que o valor ligeiramente maior para o limiar inferior ($K_{sn} \text{ seg }_{INF} = 0,0734$) em relação aos demais valores dos outros rios, reflita também a influencia estrutural indireta na região do ponto 17, (observa-se pela figura 145 anterior, a presença de um lineamento que determina um desnível topográfico entre o rio Maracujá e o rio Baú).

Contudo a presença de Hipoialinos com fraturamento menor e blocos ligeiramente maiores compondo esta área de transição, isto reflita de forma menos direta, mas relevante, nos valores de k_{sn} e os eleve se refletindo em ($K_{sn} \text{ seg }^{SUP} = 0,172$), em ambos limiares.

O ponto 17 do perfil do rio Baú é um ponto inferior, disperso no modelo de regressão (declive-área) e representa uma transição para o limiar superior, com maior influencia estrutural. A influencia estrutural, somada a presença de Basaltos Hipoialinos com densidade menor de fraturamento, reflete valores ligeiramente mais altos para k_{sn} superior e inferior do rio. Na sequência da figura 146 A-E, tomadas diferentes entre os dois pontos (17-18) do perfil do rio. No gráfico da relação declive-área a localização dos pontos no perfil integral e os

valores de concavidade (θ), declividade (k_s) e R^2 que refletem tal argumentação realizada acima.

Figura 146. Trecho de transição entre limiar inferior e superior do rio Baú. Localização: 430863E, 721000S.

Relacionando os valores dos índices de I_{kz} e k_{sn} , dos rios/segmentos separados e identificados pela tabela 9, por unidade litológica percebe-se que conforme aumenta os valores de I_{kz} aumenta também os valores de K_{sn} . Entretanto, o valor de R^2 para as duas unidades é baixo, indicando que há muita variabilidade nos dados utilizados para confeccionar o modelo.

Acredita-se que interferência estrutural no relevo, somada a diferença de evolução dos *knickpoints* (e as *knickzones* associadas), mais a diferença de estrutura dos derrames explique a variação relativamente grande dos valores individuais de I_{kz} e do conjunto dos dados extraídos para k_{sn} .

Em estudo realizado sobre os Basaltos Inferiores (LIMA; FLORES, 2017), quando possível a análise sobre rios com maior homogeneidade litológica, os valores de R^2 se mostraram mais ajustados. Pois, o aumento gradual dos valores do índice de I_{kz} apresentava correspondência aos valores de k_{sn} do conjunto dos rios. A existência das *knickzones* (mesmo suprimida a interferência estrutural) ao longo dos perfis dos rios, mantiam trechos de alta declividade e com rochas de maior resistência erosiva à potência de escoamento dos rios.

No caso do conjunto dos rios/segmentos aqui estudados, a mesma correlação positiva do modelo utilizado em outras condições (LIMA; FLORES, 2017), mas semelhantes e sobre outros litotipos de Basalto, não foi completamente possível. Nos dados extraídos para os Riodacitos, R^2 foi baixíssimo ($R^2 = 0,0136$). Primeiro por conta, dos poucos exemplares de rios/segmentos possíveis para a análise nos Riodacitos. Segundo que, a interferência tectônica grande sobre estas rochas dificultou a segmentação dos rios em trechos mais homogêneos.

Desta forma, foi apenas possível indicar, de forma menos concreta pelo desdobramentos dos índices de regressão (Figura, 147), que o aumento dos trechos de *knickzones* refletem um aumento dos valores de k_{sn} , mais nos Basaltos Hipoialinos, onde o valor de ($R^2 = 0,0507$), mesmo muito baixo, apresentou valores de k_{sn} maior ($k_{sn} = 0,549$) do que nos Riodacitos.

Fica assim, uma lacuna relevante e que se pretende deixar em aberto para futuros estudos, a uma investigação mais apurada, com a busca de maior números de canais fluviais para comparação por unidade litológica e com menos interferência estrutural.

Figura 147. Relação entre o índice de *knickzone* (K_{zi}) e o índice de declividade normalizado (K_{sn}) para os rios/segmentos separados por unidade litológica.

Em todos os rios/segmentos analisados, mesmo os que não fizeram parte desta última seleção (tabela 9), observou-se a presença e alternância de segmentos (curtos e mais extensos) com *knickzones* em ambas as litologias. Os canais com influência direta e/ou indireta de interferência estrutural por lineamentos apresentavam em trechos distintos (ora mais a montante, ora mais a jusante) dos leitos fluviais, a morfologia degrau-depressão (*step-pool*) com pequenos *knickpoints* associados. Os trechos de convexidade dos perfis destes rios e as zonas de rupturas de declive, entretanto, ocorria em uma escala de observação menor, ou seja em canais de menor extensão e menor volume de vazão fluvial.

No geral, os rios afluentes se assemelhavam ou apresentavam as mesmas configurações morfológicas dos perfis de seus cursos principais, no tocante a estas características morfológicas de resistência erosiva e padrão de fraturamento. Estes afluentes estavam atrelados a trechos configurados como *knickzones* e *lowzones*, onde a interferência estrutural também e principalmente influenciavam via aumento do fraturamento da rocha o surgimento de patamares escalonados nos perfis dos rios.

A figura 148 e 149 exemplificam a argumentação e observações realizadas em campo. Ao longo do perfil longitudinal dos afluentes, a alternância das morfologias degrau-depressão (*step-pool*) imprimiam aos rios, a morfologia escalonada, observado em todos os rios sobre Riodacitos e Hipoialinos.

A presença de *knickpoint* com face vertical livre em afluente de Riodacito, indica também a influencia estrutural (lineamentos, sobretudo transversais) no local, pela presença deface livre de uma rupturas de declive (pontos de maior declividade) em escala menor de extensão e altura (~2 m de altura).

Na sequência da figura 148A-G, observação de pontos distintos do perfil do rio afluente, onde o fraturamento é maior nos trechos de morfologia degrau-depressão, com fraturas delimitando a separação de blocos maiores da rocha.

Na figura 149, leito fluvial de afluente do rio Rincão Canoas sobre Hipoialinos, com a mesma presença das morfologias degrau-depressão. O fraturamento em blocos determinava a formação dos patamares escalonados e o padrão morfológico mais comuns aos Basaltos estudados.

Figura 148. Exemplificação da variação das declividades com afluente de pequena ordem, que desagua em trecho de baixa declividade relativa do rio Coutinho. Localização: 448338E, 7195987S.

Figura 149. Exemplificação da existência de *knickzones* em Basaltos Hipoialinos com a presença das morfologias degrau-depressão (*step-pool*). O rio em questão é um afluente de menor ordem do rio/segmento Rincão Canoas. Localização: 447143E, 7202403S.

A relação entre os índices de concavidade (θ) e a razão LK/LL (Figura, 150) para o conjunto dos rios/segmentos (rios/segmentos da tabela 9) das unidades litológicas selecionadas apresentou valores de R^2 mais ajustados para os Basaltos Hipoialinos ($R^2 = 0,7$) e menos ajustados para os Riodacitos ($R^2 = 0,014$), que pela pequena quantidade de canais fluviais separados impediu maior aprofundamento na análise.

Para os Hipoialinos a concavidade ($\theta = 0,5$) diminui conforme aumenta a razão LK/LL (0,475), ou seja, quando há a presença de trechos de maior resistência, estes tendem a apresentar maiores declividades (observados nos valores de k_{sn} e conferidos em campo). Provavelmente, alguma característica de resistência litológica (estrutural – menor densidade de fraturas, exemplo dos trechos observados no rio Maracujá, item 11.1 e rio Baú) ou de

incidência de lineamentos diretamta sobre o leito fluvial, contribui para a formação dos *knickpoints* visualizados.

Figura 150. Relação entre o índice de concavidade dos canais seleccionados para cada unidade litológica e a razão LK/LL que exhibe a proporção de trechos de *knickzones* e *lowzones* dos perfis dos rios.

Novamente fica a necessidade de maiores análises para melhor precisar a relação mais positiva (ou não) destes índices (θ -LK/LL), sobretudo nos canais fluviais sobre os Riodacitos. Embora tenham apresentado concavidade alta no conjunto ($\theta = 0,9$) quando relacionados a LK/LL (0,382), não permitiu uma boa interpretação devido o número pequeno de canais selecionados.

Mas quando estes, foram analisados individualmente, indicaram pelos valores de seus limiares (superior e inferior), rápida erodibilidade dos Riodacitos, e uma tendência de ajuste hidráulico do rio em relação a resistência imposta pela rocha, sendo esta dos Riodacitos tão alta, quanto aos dos Basaltos Hipoialinos.

Portanto, a tendência a concavidade dos canais só pôde ser analisada quando observado os seus limiares (superior e inferior) um por um e observado os valores de k_{sn} individualmente. Sendo a relação melhor analisada no conjunto dos dados em agrupamentos para os canais fluviais em Basaltos Hipoialinos, onde foi possível separar um número maior de rios/segmentos.

Nos Riodacitos, embora o número para a análise dos rios/segmentos separados tenha sido menor, a observação dos dados individuais e as saídas a campo, forneceram boas informações acerca de como os processos fluviais, se relacionam a estruturação litológica dos Riodacitos (fraturamento a partir dos bandamentos e em como a tectônica possibilita a formação de fraturas, por exemplo).

A elevada denudação dos leito fluviais, pela potência do escoamento ao longo do tempo, decorre, desta forma, pela relativamente rápida evolução dos processos fluviais sobre esta rocha ácida, que em sua estrutura intacta (mais silicática e com menos fraturas em relação aos Hipoialinos) seria mais resistente erosivamente se comparada aos Basaltos Hipoialinos.

Por sua vez, os Basaltos Hipoialinos apresentam maior grau de fraturamento e reagem (quimicamente) mais rapidamente com a água, intemperizando-se de forma mais ligeira no tempo e sendo também, mais facilmente removida pela potência de escoamento, devido o alto nível de fraturamento da zona central de seus derrames.

Os trechos de maior declividade ao longo dos perfis dos rios em Hipoialinos, ocorrem (nos poucos casos) pela presença de nível de derrame vulcânico, com menor de fraturamento (transição zona central do derrame zona de base) ou por incidência de lineamentos, responsáveis pela formação de grandes desníveis altimétricos (exemplo: rios Maracujá e

Campo Real em maior escala, itens 11 e 12 e pequenos afluentes como descrito anteriormente).

No geral, os rios nas duas litologias (Hipoialinos e Riodacitos) apresentaram, individualmente e quando segmentados de forma mais homogênea possível tendência rápida erodibilidade, traduzida pelos valores dos índices de concavidade (θ) dos perfis dos rios/segmentos. Os fatores que elevam, desta forma, as declividades médias e também aqueles que exercem o rebaixamento destas, variam em função das propriedades litológicas de cada segmento de rio (fraturas principalmente) e pelo grau de interferência tectônica.

14. CONCLUSÕES

A resposta geomorfológica obtida a partir dos resultados da análise sobre os rios principais aqui estudados (rios Coutinho, Maracujá e Campo Real) e de seus afluentes principais deixou evidente que tanto os Riodacitos como Basaltos Hipoialinos, quando presentes na forma de sua estrutura central de derrame, compondo os substratos dos rios são altamente erodíveis pela potência do escoamento.

Sendo o nível de fraturamento atrelado a evolução erosiva dos processos intracanaís atuantes sobre a estruturação da rocha do leito mais determinante no escalonamento característico dos rios em leitos rochosos (misto rochoso/aluvial).

Como observado nas saídas a campo, não foram identificadas grandes diferenças nas propriedades estruturais dos níveis verticais dos derrames, tanto dos rios principais como de seus afluentes (salvo alguns casos). Apenas trechos com transição entre a zona central e zona inferior dos derrames. Mas que são determinantes na formação de segmentos de maior resistência erosiva internos aos canais fluviais.

O principal fator para a formação de áreas de resistência erosiva foi principalmente a diferença de densidade de fraturamento nas áreas de segmentos com *knickzones*.

Mesmo havendo transição entre unidades litológicas, internas ao um mesmo rio, como entre Hipoialinos e Riodacitos ou entre Basaltos Maciços e Hipoialinos, o controle hidráulico exercido pela potência de escoamento dos rios, pareceu atuar de forma relativamente rápida sobre as propriedades litológicas (entende-se principalmente, mas não só pelas fraturas litológicas), denudando de forma distinta e eficiente, os leitos fluviais nas diferentes litologias.

Quando a densidade de fraturas se apresentou relativamente mais alta (mais nos Hipoialinos do que nos Riodacitos, mas não totalmente determinante na denudação geral), perfazendo trechos do leito fluvial, a combinação eficiente dos principais processos fluviais observados: abrasão/macro abrasão e o arrancamento permitia uma rápida (no tempo) diminuição das declividades, já constatadas em estudos sobre os Basaltos do nível inferior do Grupo Serra Geral.

A evolução dos trechos de perfis longitudinais erodidos seguia uma sequência simples: primeiro compreendendo, a forma como que ocorre o preparo da rocha (intemperismo generalizado), e segundo como os processos fluviais evoluem sobre as litologias intemperizadas e fraturadas.

Nos Riodacitos, mesmo com densidade média menor (densidade média de 9 m/m^2) em relação, aos Basaltos Hipoialinos (50 m/m^2), a rapidez com que os processos fluviais conseguem promover o arranque dos blocos do leito fluvial era alicerçado inicialmente no intemperismo geral sobre as linhas de bandamento da rocha (linhas de oxidação dos minerais opacos). Por sua vez, evoluíam para feições de abrasão a partir do impacto de clastos, promovendo o deslocamento de lajes do leito fluvial (macro abrasão) e criando assim, pequenos patamares erosivos. O arranque ocorria quando da vazão mais intensa que removia grandes blocos de rocha associada também a macro abrasão dos blocos menores.

Nos Basaltos Hipoialinos o fraturamento por disjunção colunar, em leque e/ou em bloco foi o fator mais influenciador para a efetividade dos processos fluviais. A denudação generalizada do leito fluvial ocorria a partir do arranque das colunatas verticais e dos blocos fraturados pertencentes a estas colunatas. Criando como nos Riodacitos, volumes grandes de blocos soltos a jusante das áreas de arrancamento.

O fraturamento por efeito de contração e dilatação da rocha permitia a formação de cunhas clasto-hidráulicas, principalmente nos Riodacitos, e menos evidente nos Hipoialinos.

As fraturas (feições de cisalhamento, por exemplo) geradas pela influencia estrutural sobre, e ao longo dos leitos fluviais, e mais presentes nos trechos de *knickzones* são os fatores mais determinantes para a exposição da litologia. As feições de macro abrasão e consequentemente de arrancamento de blocos do leito fluvial nos Riodacitos, por exemplo, evoluíam pela efetividade do fluxo de água nas linhas preferenciais (fraturas litológicas), com o acúmulo de clastos oriundos dos processos de macro abrasão. A formação de marmitas e

reentrâncias (*flutes*) pelo vórtice do fluxo de água contribuía com a segregação de blocos e consequentemente com o preparo de trechos do leito fluvial para o arranque.

Os degraus (*steps*) com formatos poligonais eram gerados a partir da intensificação dos processos fluviais sobre as fraturas litológicas e tendiam a aumentar a profundidade e sua largura, criando grandes depressões (*pools*). Isto foi observado mais evidentemente nos Riodacitos do que nos Basaltos Hipoialinos, que no geral apresentavam formatos superficiais mais variados, em função do desprendimento dos limites das arestas das colunatas e dos blocos rochosos.

As morfologias soleira-depressão (*pool-riffle*) foram mais bem visualizadas em trechos de baixa declividade relativa e associadas ao acúmulo de blocos rochosos arrancados dos trechos de maior declividade (*knickzones*), em ambas litologias.

A presença das morfologias degrau-depressão (*step-pool*) em todos os segmentos dos rios, seja em Riodacitos ou em Basaltos Hipoialinos remetiam a trechos de *knickzones* e às rupturas de declive mais íngremes (*knickpoints*). Estas se formavam em função da sequência evolutiva dos processos fluviais incidentes sobre o leito fluvial de acordo com a intensidade dos processos fluviais citados ou por influencia estrutural criando grandes desníveis altimétricos, que por sua vez, promovia maior incisão fluvial.

A presença das *knickzones* como zonas de resistência erosiva aparecem no contexto estudado, mais em função estrutural, do que pela presença de zonas verticais das unidades litológicas de maior resistência erosiva (menos nos poucos casos de Basaltos Maciços do membro inferior observados ou da transição vertical no nível do derrame vulcânico, visualizados principalmente em segmentos do rio Maracujá e Baú).

Sua identificação (das *knickzones*) nos perfis longitudinais elaborados remete a trechos inseridos nas zonas de convexidade dos perfis dos rios. Sendo as zonas de concavidade, os trechos de baixa declividade relativa.

O uso da relação declive-área para a análise dos perfis longitudinais se mostrou menos esclarecedora quando aplicada para os perfis integrais. Pois, apenas remetia a valores de dispersão, influenciados pela influencia estrutural, principalmente, existentes em todos os canais fluviais ou à diferenciação no nível vertical dos derrames básicos (já mencionado).

Quando segmentados por unidade litológica e pelos limiares superiores e inferiores de cada canal fluvial, permitiu observar melhor a tendência de diminuição das declividades existentes em quase todos os rios do presente estudo, corroborando a afirmação de que tanto

os Basaltos Hipoialinos, como os Riodacitos Pórfiros apresentam alta erodibilidade frente à potência de escoamento. Os valores, portanto, obtidos a partir dos índices de declividade integrais (K_s) estavam mais relacionados a controles por influencia estrutural

Os valores mais ajustados dos índices de concavidade (θ), (quando mais próximos de 1), integrais ou pelos limiares, serviram de indicativo da diminuição da resistência erosiva das rochas ou da maior erodibilidade da rocha. Mas que podiam se mostrar alterados, em função do controle exercido pela estrutural em trechos específicos dos canais.

Outro fator de influencia nos valores de concavidade ocorreram em função de trechos de transição entre condições erosivas e deposicionais. Por isso da necessidade de discretização dos perfis em segmentos homogêneos, tanto em relação a litologia quanto em relação a interferência tectônica.

Os valores analisados de forma mais detalhada e individualmente para cada canal, a partir dos índices de desdobramento (K_{sn} , I_{kz} e LK/LL) da relação declive-área, quando relacionados aos valores de concavidade (θ) e declividade (k_s), não foram totalmente conclusivos, sendo necessário maiores aprofundamentos.

Como os valores dos índices de desdobramento não puderam ser utilizados com total precisão para identificar tendências de ajuste hidráulico, quando analisados em conjunto, em função principalmente das interferências estruturais existentes fica a necessidade de pesquisar novos perfis de rios inseridos, sobretudo nos Riodacitos.

Assim as morfologias resultantes da evolução dos processos fluviais sobre os Riodacitos e Basaltos Hipoialinos estão principalmente sujeitas ao grau de fraturamento de ambas as rochas e da influência tectônica direta ou indireta sobre os canais fluviais.

A distinção evidente na composição litológica de cada uma (sendo uma de composição básica – maior concentração de óxidos e facilmente alterável em ambiente quente e úmido; a outra de composição ácida – com maior concentração de sílica e mais resistente aparentemente ao intemperismo químico), se mascara pela ação dos processos denudativos gerais atuando sobre estas. A evolução semelhante às paisagens que as compõem se diferenciam quando visualizadas mais detidamente nas áreas de influencia dos canais fluviais.

Estas conclusões salvo algumas distinções, vai de encontro com os levantamentos realizados sobre os derrames vulcânicos do Grupo Serra Geral e que mostram que as formas de relevo inseridas no contexto do Grupo Serra Geral apresentam distinções evolutivas a depender das tipologias dos derrames existentes.

15. FUTURAS PESQUISAS

O estudo realizado sobre os leitos fluviais rochosos (misto rochoso/aluvial) de Basaltos Hipoialinos e Riodacitos elucidou muitas dúvidas em relação aos fatores que levam a diminuição das declividades dos rios que se encontram sobre estas litologias.

Em todos os rios estudados o fraturamento das rochas que perfazem as duas unidades litológicas distintas, em termos de composição estrutural, se mostraram determinantes para a evolução dos processos fluviais inerentes. Mas também, permitiu compreender o quão rápido, pode ser a denudação dos perfis longitudinais e sua influencia na constituição da paisagem, relativamente homogênea se observada em escala regional.

Contudo, nos rios pesquisados foram poucas as observações de substrato do leito fluvial fora da zona central dos derrames basálticos, que notadamente apresentam-se com maior densidade de fraturamento. Há a necessidade de se ampliar as pesquisas sobre leitos fluviais (ou intensificar a pesquisa de campo) que possam apresentar estruturação litoestratigráficas verticais diferentes para as litologias aqui estudadas (Riodacitos e Basaltos Hipoialinos).

Necessidade também imperiosa de verificar se a resistência erosiva apresenta-se de forma distinta, no contexto destas duas unidades litológicas, caso venha se encontrar níveis verticais diferentes daqueles descritos neste estudo. Além de ampliar o leque de atuação para outras localidades onde se encontra os Riodacitos.

Demais estudos sobre perfis longitudinais sobre derrames basálticos de estruturação composta, como zonas de limites ou de contato, entre derrames vulcânicos lobados e derrames tabulares simples iniciaram-se, direcionadas pelo projeto de pesquisa criado pelo Prof. Dr. Adalto Gonçalves de Lima da UNICENTRO – Campus Guarapuava (*Fluvial erosion on basalts: slope-area approach*). O projeto visa compreender o comportamento erosivo dos rios existentes sobre estas zonas e demais unidades litológicas basálticas.

Vislumbrou-se também, a extensão da metodologia da relação declive-área sobre rios de leitos rochosos, inseridos em litologias sedimentares do Segundo Planalto Paranaense. A finalidade é compreender o comportamento erosivo destes leitos fluviais e os processos inerentes mais efetivos responsáveis por sua denudação.

Outras pesquisas a partir do desdobramento da aplicação da relação declive-área se mostraram possíveis, como a modelagem matemática a partir do uso de MDEs (modelos

digitais de elevação). O modelo de regressão se mostrou válido em pesquisas (MACNAMARA et al, 2006) que tinham a finalidade de estabelecer limiares geomorfológicos e de distribuição de energia em áreas específicas (áreas de cabeceiras por exemplo) das bacias hidrográficas. O objetivo é compreender os mecanismos de controle erosivo que podem promover ou não distúrbios superficiais do relevo em setores de vertentes, a partir dos valores obtidos dos limiares intracanal.

16. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**, n.18, 1969.

ALMEIDA F. F. M. 1981. Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. In: SBG, II Simpósio Regional de Geologia, 3, 198, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1981. v. 1, p.1-20.

ALMEIDA F. F. M., BRITO NEVES B. B., CARNEIRO C. 2000. The origin and evolution of the South American Plataform. **Earth Science Reviews**, 50: 77-111.

ALMEIDA FERNANDO FLÁVIO, MARQUES YOCITERU HASUI; CELSO DAL RÉ CARNEIRO; ANDREA BARTORELLI; **Geologia do Brasil org.** - São Paulo: Beca, 900p. 2012.

AMARAL, J.A.; LIMA, A.G. Correlação de propriedades geológicas e geomorfológicas do segmento de cabeceira do Rio Guabiroba, Guarapuava-PR. In: **II Semana de Integração Ensino, Pesquisa e Extensão**, Guarapuava. UNICENTRO. 2011.

AMBILI, V.; NARAYANA, A. C. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. **Geomorphology**, v. 217, p. 37–47, 2014.

ANTÓN, L., DE VICENTE, G., MUÑOZ-MARTÍN, A., STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, 206, 250-261. 2014.

ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B. **Mapeamento geológico da Formação Serra Geral – Folha de Guarapuava**, Escala 1: 250.000. Relatório final. Curitiba, MINEROPAR, 2008.

ARIOLI, E.E.; LICHT, O.A.B.; VASCONCELLOS, E.M.G.; BONNET, K.L.; SANTOS, E.M. Faciologia vulcânica da Formação Serra Geral na Região de Guarapuava, Paraná. SIMP. VULC. AMB. ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu, **Anais...**Foz do Iguaçu, SBG, 2008.

BALDWIN, J. A.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B3, 2003.

BEAUMONT, C., FULLSACK, P., AND HAMILTON, J. Erosional control of active compressional orogens, in McClay, K.R., ed., Thrust tectonics: New York, **Chapman and Hall**, p. 1–18. 1992.

BELLIENI G., BROTZU P.; COMIN-CHIARAMONTI P.; ERNESTO M., MELFI A., PACCA I. G.; PICCIRILLO E. M. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, **25(3)**: 579-618. 1984.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILO, E.M.; STOLVA, D. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, p. 355 – 383, 1983.

BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas: modelo de aplicação**. Florianópolis: UFSC, 112 p. 1994.

BERTOLINI, W.Z. Construindo o relevo terrestre: os primórdios da geomorfologia nas obras de Burnet, Buffon e Hutton. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, Volume 24 (2012), p. 80-91. DOI: 10.7154/RDG.2012.0024.0005.

BERTOLINI, W.Z. O conceito de equilíbrio em geomorfologia: perspectivas teóricas e metodológicas para sua avaliação. **REVISTA GEONORTE**, Edição Especial, V. 1, N.4, p. 33 – 45, 2012.

BIGARELLA, J. J. SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**. Curitiba, v. 7: p. 1-164. 1962.

BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, 16/17:153-198, 1965.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2 ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007.

BINDA, A. L.; LIMA, A.G. Considerações teóricas sobre transporte e deposição de detritos lenhosos e avaliação de casos a partir do Rio das Pedras, Guarapuava-PR. **In: Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2008, Belo Horizonte. UGB/UFMG. 2008.

BISHOP, M.P.; JAMES, L.A.; SHRODER Jr, J.F.; WALSH, S.J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research. **Geomorphology**. 137. p. 5–26. 2012.

BISHOP, P., HOEY, T. B., JANSEN, J. D., ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, 30(6), 767–778. 2005.. <http://doi.org/10.1002/esp.1191>

BISHOP, P.; GOLDRICK, G. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. **Geological Society, London, Special Publications**, 346(1), 267–287. <http://doi.org/10.1144/SP346.14>. 2010.

BISHOP, P.; HOEY, T.B.; JANSEN, J.D.; ARTZA, I.L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 30, p. 767-778, 2005.

BISHOP, P.; YOUNG, R.W.; McDOUGALL, I. Stream profile change and longterm landscape evolution: early Miocene and modern rivers of the east Australian highland crest, Central New South Wales, Australia. **J. Geology**, v. 93, p. 455-474, 1985.

BONDRE, N.R.; DURAIWAMI, R.A.; DOLE, G. A brief comparison of lava flows from the Deccan Volcanic Province and the Columbia-Oregon Plateau Flood Basalts: implications for models of flood basalt emplacement. **Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)**, v. 113, n. 4, p. 809–817, 2004.

BONDRE, N.R.; DURAIWAMI, R.A.; DOLE, G. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. **Bull. Volcanol.**, v.66, p. 29-45, 2004b.

BROCKLEHURST, S. H. Tectonics and geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 34, n. 3, p. 357–383, 2010.

BROCKLEHURST, S. H.; WHIPPLE, K. X.; FOSTER, D. Ice thickness and topographic relief in glaciated landscapes of the western USA. **Geomorphology**, v. 97, n. 1–2, p. 35–51,

2008.

BROCKLEHURST, S.H.; WHIPPLE, K.X.,. Hypsometry of glaciated landscapes in the western U.S. and New Zealand. **Am. Geophys. Union, Trans.** 81 (48), F504. 2000.

BRUSH, L. M. Drainage basins, channels, and flow characteristics of selected streams in Central Pennsylvania. **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper**, 282F, p.145-181, 1961.

BUBECK, A. The tectonic geomorphology of bedrock scarps on active normal faults in the Italian Apennines mapped using combined ground penetrating radar and terrestrial laser scanning. **Geomorphology**, v. 237, p. 38–51, 2015.

BULL, W.B. Threshold of critical power in streams. **Geol. Soc. Am. Bull.**, Part I, v.90, p.453-464, 1979.

BUTLER, R.W.H; BOND, C.E.; SHIPTON, Z.K.; JONES, R.R.; CASEY, M. Fabric anisotropy controls faulting in the continental crust. **J. Geological Society**, v. 165, n. 2, p. 449-452, 2008.

CASTILLO, M., P. BISHOP, AND J. D. JANSEN (2013), Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments: The case of the Isle of Jura, Scotland, **Geomorphology**, 180–181, 1–9, doi:10.1016/j.geomorph.2012.08.023.

CHARLTON, R.O. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Nova York, ed. Routledge, 275p. 2008.

CHATANANTAVET, P.,; PARKER, G. (2009). Physically based modeling of bedrock incision by abrasion, plucking, and macroabrasion. **Journal of Geophysical Research**, 114(F4), F04018. <http://doi.org/10.1029/2008JF001044>.

CHEN, Y.-W., J. B. H. SHYU, AND C.-P. CHANG . Neotectonic characteristics along the eastern flank of the Central Range in the active Taiwan orogen inferred from fluvial channel morphology. **Tectonics**, 34, 2249–2270, 2015. doi:[10.1002/2014TC003795](http://doi.org/10.1002/2014TC003795).

CRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Blücher, 1981.

CRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. Sao Paulo: Edgard Blücher, 1980. 188p.

COHEN, S.; WILLGOOSE, G.; HANCOCK, G. A methodology for calculating the spatial distribution of the area-slope equation and the hypsometric integral within a catchment. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. April 2007, p. 1–13, 2008.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. USP/IAG, 1988. p.47-72.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.. **A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas**. *Ciências da Terra*, 9: 6-11. 1984.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Geologia da borda sudeste da Bacia do Paraná**. *Geociências*, **12**: 590-611. 2008.

CROSBY, B.T.; WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand', **Geomorphology**, vol. 82, no. 1-2, pp. 16-38. 2006.

CUNHA, C. M. L.; MENDES, I. A.; SANCHEZ, M. C. Técnicas de Elaboração, Possibilidades e Restrições de Cartas Morfométricas na Gestão Ambiental. **Geografia**, Rio Claro – SP, v. 28, nº3, p 415-429. 2003.

CYR, A. J., GRANGER, D. E., OLIVETTI, V.; MOLIN, P. (2014). Distinguishing between tectonic and lithologic controls on bedrock channel longitudinal profiles using cosmogenic ¹⁰Be erosion rates and channel steepness index. **Geomorphology**, 209, 27-38. [doi:10.1016/j.geomorph.2013.12.010](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.010).

DE BIASI, M.; CUNHA, K. B. da. **Cartas de energia do relevo: sua confecção e utilização**. *B. Goiano Geogr.* 3(1- 2):195-200, jan./dez. 1983.

DE LA ROCHE H., LETERRIER P., GRANDCLAUDE P., BERTRAND H.. A classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, **29**: pp. 183-210. 1980

DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v.194, p. 237-263, 1991.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. In **Progress Made in Geomorphological Mapping**. Brno. 1967. p. 35-66.

DIETRICH, W. E.; BELLUGI, D. G.; SKLAR, L. S., STOCK, J. D., HEIMSATH, A. M.; ROERING, J. J. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics, in R.M. Iverson and P. Wilcock (editors), *Prediction in Geomorphology*, **Geophysical Monograph** 135, American Geophysical Union, p. 103-132. 2003.

DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY, D. R. et al. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrane model. **J. Geol.**, Chicago, v. 101, p. 259-278, 1993.

DUBINSKI, I. M.; WOHL, E. Relationships between block quarrying, bed shear stress, and stream power: A physical model of block quarrying of a jointed bedrock channel. **Geomorphology**, 180-181, 66–81. 2013. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.007>.

DUBINSKI, I.M. **Physical modeling of jointed bedrock erosion by block quarrying**. 2008. PhD Thesis. Department of Geosciences, Colorado State University, Fort Collins.

DUVALL, A., KIRBY, E.; BURBANK, D. W.. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*, 109(F3), F03002. 2004. <http://doi.org/10.1029/2003JF000086>.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, Serviço de Produção de Informação, 1999. 412 p.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, v. 25, p. 290-319, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. C. Feições de liquefação: implicações paleossísmicas e exemplos de aplicação. **In: JORNADAS DEL CENOZÓICO DEL URUGUAY**, 2., 2002, Montevideo. 2002

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Feições de liquefação em sedimentos quaternários no vale do rio do Peixe, região ocidental paulista: implicações paleossísmicas. **Geociências**, v. 21, n. 1/2, p. 43-56, 2002.

ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; SAAD, A. R.; CASADO, F. D. C. Análise morfoestrutural aplicada no vale do rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Revista Universidade de Guarulhos**, v. x, n. 6,

p. 45–62, 2005.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J.. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações Neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 4, N. 2, p. 43-56, outubro de 2004.

EVANS, J.A.; ZALASIEWICZ, J.A.; CHOPEY-JONES, A. The effect of small- and large-scale facies architecture of turbidite mudrocks on the behaviour of isotope systems during diagenesis. **Sedimentology**, 56, 863-872. 2008.

EVANS, M. J.; KUHN M.; MEDEIROS E.; PETERSEN C.; SEXTON, M.; THOMPSON L. Chemical Weathering and Hot Springs in the Bhutan Himalaya, **GSA Annual Meeting**, Charlotte, NC, November, 2012.

FERNANDES, A. J.; MALDANER, C.; AZEVEDO SOBRINHO, J.M.; PRESSINOTTI, M. M. N.; WAHNFRIED, I.; FERREIRA, L. M.; VARNIER, C.; IRITANI, M. A.; HIRATA, R. Estratigrafia e estruturas dos basaltos da Formação Serra Geral na região de Ribeirão Preto. SIMP. VULC. AMB. ASSOCIADOS, 4, 2008, Foz do Iguaçu, **Anais...Foz do Iguaçu**, SBG, 2008.

FINNEGAN, N. J. **Channel morphology and bedrock river incision: theory, experiments, and application to the eastern Himalaya**. PhD Dissertation, Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle. 2007.

FINNEGAN, N.J.; ROE,G.; MONTGOMERY, D. R.; HALLET, B. Controls on the channel width of rivers: implications for modeling fluvial incision of bedrock. **Geology**, v.33, n.3, p.229-232, 2005.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. **Water Resour. Res.**, Washington, D.C., v. 10, no. 5, p. 969-973, 1974.

FLORENZANO, Tereza Gallotti (org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FONSECA, B. M. **O uso do sistema de informações geográficas na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional-MG**. Dissertação de Mestrado. IGC – UFMG. Belo Horizonte. 2010. 93 p.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. D. B. Uso de MDE na Extração de Lineamentos para Detecção de Reativações Neotectônicas na Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, MG. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE**, n. Figura 1, p. 3483–3490, 2011.

FOSTER, M. A.; KELSEY, H. M. Knickpoint and knickzone formation and propagation, South Fork Eel River, northern California. **Geosphere**, 8(2), 403–416. 2012. <http://doi.org/10.1130/GES00700.1>.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L.. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesq. Geociências* 36 (1), 49-57. 2009.

FRANKEL, K.L.; PAZZAGLIA, F.J.; VAUGHN, J.D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v. 119, n. 3/4, p. 476-486, 2007.

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; PERINOTTO, A.J.; ETCHEBEHERE, M.L.; VEROSLAVSKY, G. Paraná basin: mineral resource potentials in Brazil, Uruguay and Paraguay, **International Geology Review**. 39, 703 – 722. 1997.

GARDNER, T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 94, p. 664-72, 1983.

GILBERT, G. K. **The Geology of the Henri Mountains**. Washington: United States Geographical and Geological Survey. 1877.

GOLDSTEIN, A.; MARSHAK, S. Analysis of fracture array geometry. In: MARSHAK, S. & MITRA, G. (org.). **Basic methods of Structural Geology**. Prentice Hall: Englewood Cliffs, 1988, p. 249-268.

GOODE, J. R.; WOHL, E. Substrate controls on the longitudinal profile of bedrock channels: Implications for reach-scale roughness. **Journal of Geophysical Research**, 115(F3), F03018.2010. <http://doi.org/10.1029/2008JF001188>

GOUDIE, A.S. **Encyclopedia of Geomorphology**, Routledge, London and New York, vol. 1, pp. 595. 2004.

GRAHN, Y.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S.. Silurian and Lower Devonian chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. **Palynology**. 24:143-172. 2000.

GREGORY, K.J.; WALLING, D.E. **Drainage basin form and process**. Edward Arnold Ltd., Londres. 1973.

GUEDES I. C. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Inácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UnG - Geociências**, Guarulhos, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. **J. Res. U.S. Geol. Surv.**, Washington, D.C., v. 1, no. 4, p. 421-429, 1973.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.**, Washington, D.C., no. 294B, p. 421-429, 1957.

HAN, J. G.; CHOI, S. J. Stream analysis of small drainage basin in an ancient landform, Korean Peninsula. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 95, n. AUGUST, p. 323–333, 2014.

HANCOCK, G.S.; SMALL, E.E. The coupling of subaerial weathering and rock erosion in streams. **Eos Trans. AGU**, v.83, n.7, Abstract H21C-0843, Fall Meet. Suppl., 2002.

HANCOCK, GREGORY S.; ANDERSON, ROBERT S.; WHIPPLE, KELIN X. Beyond power: Bedrock river incision process and form, in Tinkler, K., and Wohl, E. E., eds., *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels*: Washington D.C., **American Geophysical Union, Geophysical Monograph 107**, p. 35-60. 1998.

HARTSHORN, K.; HOVIUS, N.; DADE, W.B.; SLINGERLAND, R.L. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt. **Science**, v. 297, p. 2036-2038, 2002.

HAYAKAWA, Y.S.; OGUCHI, T. DEM-based identification of fluvial *knickzones* and its application to Japanese mountain rivers, **Geomorphology**, vol. 78, no. 1-2, pp. 90-106. 2006.

HAYAKAWA, Y.S.; OGUCHI, T. GIS analysis of fluvial *knickzones* distribution in Japanese mountain watersheds', **Geomorphology**, vol. 111, pp. 27-37. 2009.

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach In: Chorley, R.J., 1972. **Spatial analysis in geomorphology**. p. 225-245. 1972.

HON, W.; GRIFFITH, M.; CHONG, P.; YANG, D. S. C. Extraction and isolation of antifreeze proteins from winter rye (*Secale cereale* L.) leaves. , **Plant Physiology Bethesda**, v. 104, n. 3, p. 971-980, 1994.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydropysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America** 56, 2 75-370. 1945.

HOWARD, A. D. Theoretical model of optimal drainage networks. *Water Res. Research*, v. 26, n. 9, p. 2107-2117, 1990.

HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **J. Geophys. Res.**, v. 99, no. B7, p. 13971-13986, 1994.

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, New York, v. 94, p. 739-752, 1983.

HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

HOWARD, A.D. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p.297-319. (Geophysical monograph 107).

HOWARD, A.D.; DIETRICH, W.E.; SEIDL, M.A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geoph. Research*, v. 99 (B7), p. 13971-13986, 1994. doi:[10.1029/94JB00744](https://doi.org/10.1029/94JB00744).

IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. Manuais técnicos em geociências n. 5. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro : IBGE, 2009. 182 p.

JANSEN, J. D., D. FABEL, P. BISHOP, S. XU, C. SCHNABEL, A. T. Codilean Does decreasing paraglacial sediment supply slow knickpoint retreat?, **Geology**, **39**, 543–546. 2011.

JARRETT, R.D. Hydraulics of high-gradient streams. *J. Hydraulic Engineering*, v.110, n.11, p.1519-1539, 1984.

JATOBÁ, L., LINS, R. C. e SILVA, A. F. **Tópicos Especiais de Geografia Física**. 2 ed. Petrolina: PROGRESSO, 2014.

JERRAM, D.A. Volcanology and facies architecture of flood basalts. In: MENZIES, M.A.; KLEMPERER, S.L.; EBINGER, C.J.; BAKER, J. (eds). Volcanic rifted margins. **Geol. Soc. Amer. Special Paper**, n. 362, p. 119-132, 2002.

JERRAM, D.A.; WIDDOWSON, M. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood **volcanism**. **Lithos**, v.79, p. 385-405, 2005.

JIN Q., XIONG S., LU P.. Catalysis and hydrogenation: volcanic activity and hydrocarbon generation in rift basins, eastern China. **Applied Geochemistry**, **14**: 547-558. 1999.

KALE, V. S.; JOSHI, V. U. Evidence of formation of potholes in bedrock on human timescale: Indrayani river, Pune district, Maharashtra. **Current Science**, v. 86, n.5, 2004.

KALE, V. S. The sinuous bedrock channel of the {Tapi River, Central India}: Its form and processes. **Geomorphology**, v. 70, p. 296–310, 2005.

KATTENHORN S.A., SCHAEFER C.J. Thermal-mechanical modeling of cooling history and fracture development in inflationary basalt lava flows. **Journal of volcanology and geothermal research** 170 (3-4): 181-197. **2008**.

KING, S. D.; ANDERSON, D. L. An alternative mechanism of flood basalt formation, **Earth Planet. Sci. Lett.**, **136**, 269–279, 1995. doi:[10.1016/0012-821X\(95\)00205-Q](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00205-Q).

KIRBY E.; WHIPPLE K.X.. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, 44 pp. 54–7. 2012.

KIRBY, E., WHIPPLE, K. X., TANG, W., CHEN, Z. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. **Journal of Geophysical Research**, **108** (B4), 2217. 2003. <http://doi.org/10.1029/2001JB000861>

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, **Geology**, 29(5), 415–418. 2001.

KNIGHTON, A.D. Downstream variation in stream power. **Geomorphology**, v.29, p. 293-306, 1999.

KNIGHTON, A.D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. Arnold: Londres, 1998.

KOBOR, J. S.; ROERING, J. J. Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: implications for rock uplift and shallow landsliding. **Geomorphology**, 62(3-4), 239–256. 2004. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.013>.

LAMB, M. P. New insights into the mechanics of fluvial bedrock erosion through flume experiments and theory. **Geomorphology**, v. 244, p. 33–55, 2015.

LAMB, M.P.; DIETRICH, W.E., The persistence of waterfalls in fractured rock. *Geol. Soc. Am. Bull.* 121 (7e8), 1123e1134. <http://dx.doi.org/10.1130/B26482.1>. 2009.

LANGBEIN, W.B.; LEOPOLD, L.B. Quasi-equilibrium states in channel morphology. **American Journal of Science**, v.262, n.6, p.782-794, 1964.

LATTMAN, L.H. Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. **Photogramm. Eng.**, v.24, p. 568-576, 1958.

LAVÉ, J.; J. P. AVOUAC. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, **106**, 26,561–26,591, 2001. doi:[10.1029/2001JB000359](https://doi.org/10.1029/2001JB000359).

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. Boletim FFCL/USP, **Geologia**, n. 5, p. 1-61, 1949.

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G.R.; ISOTTA, C.A.L. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, v.15, n.4, p.79-91, 1966.

LEOPOLD, L.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freeman, 1964.

LIMA, A. G. Correspondência geológica do índice SL: um exemplo em rochas vulcânicas e uma análise crítica. (**SINAGEO 2012**).

LIMA, A. G. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Rev. Bras. Geocienc.**, São Paulo, v. 42, suppl. 1, p. 34-41, 2012.

LIMA, A.G.; BINDA, A.L. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Paraná Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 86-94, 2015. dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.02.004

LIMA, A.G. Uso da relação declive-área para avaliação de interferências neotectônicas em perfil longitudinal de rio. **Boletim de Geografia**, v. 32, n. 2, p. 158-172. 2014. <http://dx.doi.org/10.4025/bolgeogr.v32i2.18848>

LIMA, A.G. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. **Brazilian Geographical Journal**, v. 4, n. 2, p. 680-692. 2013.

LIMA, A.G.; BINDA, A.L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 262-270. 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.10.004>

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Vazão de margens plenas em canal misto rochoso-aluvial: um teste preliminar de equações empíricas. **In: Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2008, Belo Horizonte. UGB/UFMG. 2008.

LIMA, A. G.; FLORES, D. M. River slopes on basalts: Slope-area trends and lithologic control. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 76, p. 375–388, 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.014>.

LIMA, A.G. Morfologia da rede de drenagem do Rio Cascavel e sua potencial interação hidrossedimentar com o ambiente urbano de Guarapuava, PR: Notas preliminares. **Ciência e Natura**, v. 33, n.2, p. 241-257. 2011.

LIMA, A.G. **Avaliação do controle geológico-estrutural no comportamento da rede de drenagem do Rio das Pedras, Guarapuava - PR**. Dissertação (Mestrado em Geociências). IGCE - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Rio Claro. 1999.

LIMA, A.G. Caracterização geomorfológica preliminar da bacia do Rio das Pedras, Guarapuava - PR. **Geografia**. Rio Claro, v.24, n.2, p.37-51, 1999.

LIMA, A.G. E BINDA, A.L. River knickpoints in basalts of the Paraná Basin, Brazil: Lithological and tectonic controls. **Geological Society of America**. v. 44, n.7, p. 423. 2012.

LIMA, A.G. E SOARES, M.F. Ajuste na geometria do canal na transição de leito aluvial para leito rochoso no Rio Cascavel, Centro Sul do Paraná. (SINAGEO 2012).

LIMA, A.G. Orientações de canais na bacia do Rio das Pedras (Guarapuava - PR). *Geociências*. São Paulo, v.18, n.2, p.245-260, 1999.

BINDA, A. L.; LIMA, A.G. Considerações teóricas sobre transporte e deposição de detritos lenhosos e avaliação de casos a partir do Rio das Pedras, Guarapuava-PR. In: **Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2008, Belo Horizonte. UGB/UFMG. 2008.

LIMA, A.G. Resistência de rochas basálticas e a erosão em leito fluvial. In: 44 **Congresso Brasileiro de Geologia**, Curitiba. SBG. 2009.

LIMA, A.G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência**. v.6, p.339 – 354. 2010.

LIMA, A.G. **controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da formação serra geral no estado do paraná**. 2009. 240 f.(Tese de Doutorado em Geografia). Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Curso de Pós-Graduação em Geografia. Florianópolis, 2009.

LIN, Z.; OGUCHI, T. Longitudinal and transverse profiles of hilly and mountainous watersheds in Japan. **Geomorphology**, v. 111, n. 1–2, p. 17–26, 2009.

LONG, P.E.; WOOD, B.J. Structure, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.97, n. 9, p. 1144-1155, 1986.

LOPES, K.. Caracterização morfológica, petrográfica e química dos derrames da província magmática do Paraná, com ênfase para as rochas aflorantes no município de Guarapuava. **Dissertação de Mestrado**. Setor de Ciências da Terra. Universidade Federal do Paraná. 101p. 2008.

LORENC, M.W.; BARCO, P.M.; SAAVEDRA, J., The evolution of potholes in granite bedrock, western Spain. **Catena**, v. 22, n.4, p. 265–274, 1994.

MACKEY, B. H., SCHEINGROSS, J. S., LAMB, M. P.; FARLEY, K. A. Knickpoint formation, rapid propagation, and landscape response following coastal cliff retreat at the last interglacial sea-level highstand: Kaua'i, Hawai'i. **Geological Society of America Bulletin**, 126(7-8), 925–942. 2014. <http://doi.org/10.1130/B30930.1>

MANTOVANI M. S. M.; PEATE D. W.; HAWKESWORTH C. J.. Geochemicalstratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO

E. M., MELFI A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, USP, pp.15-24. 1988.

MANTOVANI, M. S. M.; B. B. BRITO NEVES. The Paranapanema lithospheric block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories, **Gondwana Res.**, **8**, 303–315, 2005. doi:[10.1016/S1342-937X\(05\)71137-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71137-0).

MARSH B.D. Solidification fronts and magmatic evolution. **Mineralogical Magazine** **60**, 5-40. 1995

MARTIN, B. S.; PETCOVIC, H. L.; REIDEL, S. P. Goldschmidt Conference 2005: Field Trip Guide to the Columbia River Basalt Group. **Field Trip Guides**, n. May, 2005.

MASSONG, T.M.; MONTGOMERY, D.R. Influence of sediment supply, lithology and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.112, p.591-599, 2000.

MAULDON M.; DUNNE W.M.; ROHRBAUGH M.B. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. **J. Struct. Geol.**, **23**, pp. 247-258.2001.

MCNAMARA, J. P. et al. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. **Forest Ecology and Management**, 2006.

MELFI, A.J. Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.31, p.1079-1089, 1967.

MELFI, A.J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1988.

MERWADE, V. **Watershed and stream network delineation using ArcHydro Tools**. p. 1–22, 2012.

MILANI E. J., FRANÇA A. B., SCHNEIDER R. L.. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **8(1)**: 69-82. 1994

MILANI E. J., THOMAZ FILHO A.. Sedimentary Basins of South América. In: CORDANI U. G., MILANI E. J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D. A. **Tectonic Evolution of South America**. In-Fólio Produção Editorial, Rio de Janeiro, pp.: 389. 2000.

MILANI, E. J. Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 3, p. 351–396, 2000.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**(4):473-484. 1998.

MILANI, E.J., ZALÁN, P.V.. Brazilian Geology Part 1: the Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. **Short Course Notes**. 1998

MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese de Doutorado, 2 volumes. 1997.

MILLER, J. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel bed degradation along downcutting streams in South-central Indiana. **J. Geol.**, Chicago, v. 99, p. 591- 605, 1991.

MILLER, JERRY R. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south- central Indiana, *Journal of Geology*, v. 99, p. 591-605. 1991.

MINÁR, J.; EVANS, I. A. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. **Geomorphology** 95. p. 236–259. 2008.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ / ITC – INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**, 1:650.000. Curitiba: MINEROPAR, 2006.

MINEROPAR. Mapa Geológico do Paraná. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=48>. Acesso em 26 de outubro de 2015.

MINEROPAR. **Mapa Geomorfológico do Estado do Paraná**. Paraná: Mineropar. 2006.

MINEROPAR. Serviço Geológico do Paraná - MINEROPAR. **O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná**. Curitiba : Mineropar, 2013. 2 v.

MITCHELL, K. J.; MACKLEY, R.D.; PEDERSON, J. L. Quantifying bedrock strength with respect to fluvial erodibility along the Colorado River: comparing in situ and laboratory methods. **Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs**, v.37, n.7, p. 295, 2005.

MOGLEN, G.E.; BRAS, R.L. The importance of spatially heterogeneous erosivity and the cumulative area distribution within a basin evolution model. **Geomorphology**, Amsterdam, v.12, p.173-185, 1995.

MOLNAR, P.; ANDERSON, R. S.; ANDERSON, S. P.. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. **J. Geophys. Res.** 112:F03014. 2007. doi:10.1029/2005JF000433.

MOLNAR, P.; ENGLAND, P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? **Nature**, vol, 346. P.29-34. 1990.

MONTGOMERY D. R. Process domains and the river continuum. **Jawra**. Volume 35, Issue 2 April 1999. Pages 397–410. **DOI:** 10.1111/j.1752-1688.1999.tb03598.x.

MONTGOMERY, D. R. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. **American Journal of Science**, v. 301, n. 4–5, p. 432–454, 2001.

MONTGOMERY, D. R.,; E. FOUFOULA-GEORGIOU. Channel network source representation using digital elevation models, **Water Resour. Res.**, 29(12), 3925–3934, doi:[10.1029/93WR02463](https://doi.org/10.1029/93WR02463). (1993),

MONTGOMERY, D.R.; GRAN, K.B. Downstream variations in the width of bedrock channels. **Water Resources Research**, v.37, p.1841-1846, 2001.

MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins, **Geological Society of America Bulletin**, v. 109, no. 5, p. 596-611. (1997)

MONTGOMERY, DAVID R. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady state topography. **American Journal of Science**, v. 301, no. 4-5, p. 432-454. (2001)

MONTGOMERY, DAVID R., ABBE, TIM B., BUFFINGTON, JOHN M., PETERSON, N. PHIL, SCHMIDT, KEVIN M., STOCK, JONATHAN D. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins, **Nature**, v. 381, p. 587-589. 1996.

NADALIN, R.J. (ORG.). Tópicos especiais em cartografia geológica. 2. ed. Curitiba: Departamento de Geologia – UFPR, 2017. 404 p.

NADALIN, R.J. (ORG.). Tópicos especiais em cartografia geológica. 1. ed. Curitiba: Departamento de Geologia – UFPR, 2014.

NARDY A. J. R., OLIVEIRA M. A. F., MACHADO F. B.. Litogeoquímica das Rochas Vulcânicas Ácidas da Formação Serra Geral: Magmas-Tipo e suas Possíveis Zonas de Efusão na Bacia do Paraná. In: **Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**, pp. 381-386. 2002

NARDY A. J. R.; PICCIRILLO E. M.; COMIN-CHIARAMONTI P.; MELFI A. J., BELLINI G.; OLIVEIRA M. A. F.. Caracterização litoquímica e aspectos petrológicos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral: região centro-sul do Estado do Paraná. **Geociências**, São Paulo, 12/2: 275-313. 1993.

NARDY A.J.R.; OLIVEIRA M.A.F.; BETANCOURT R.H.S.; VERDUGOS D.R., MACHADO F.B. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências**, **21**(1):15-32. 2002.

NARDY, A. J. R; MACHADO, F.B; OLIVEIRA A.F de. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: Litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. In: **Revista brasileira de geociências**. São Paulo, 01 -23 de março de v. 38, p. 26-33, 2008.

NARDY, A.J.R. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado em Geociências). IGCE – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Rio Claro. 1995.

NARDY, A.J.R.; MARQUES, L.S.; RAPOSO, M.I.B. Aspectos petrológicos das rochas efusivas ácidas da região centro-sul do estado do Paraná. **Geociências**, v.5/6, p. 43-57, 1987.

NASCIMENTO, E.R., NETO, J.M.R e REBELO, A.M.A. Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade do relevo no entendimento do nível de exposição dos sistemas cársticos ocorrentes na região norte do município de Curitiba, PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.11, n.2, 2010. p. 61-68.

NIMER, E. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE, Departamento de Recursos Naturais e estudos Ambientais, 1989. 422 p.

ORTEGA, J. A. GÓMEZ-HERAS, M.; PEREZ-LÓPEZ, R; WOHL, E. Multiscale structural and lithologic controls in the development of stream potholes on granite bedrock rivers Geomorphology, **Geomorphology**, Vol. 204, p. 588-598. 2014.

ORTEGA, J. A., WOHL, E., LIVERS, B. Waterfalls on the eastern side of Rocky Mountain National Park, Colorado, USA. **Geomorphology**, 198, 37–44. 2013. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.010>.

OUIMET, W.B.; WHIPPLE, K.X.; GRANGER, D.E. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges: **Geology**, v. 37, p. 579–582, doi:10.1130/G30013A.1. 2009.

PACCA I.G.; ERNESTO M. Utilização da variação paleosseccular e de reversões do campo geomagnético para medida de tempo decorrido entre eventos magmáticos sucessivos. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**, 32, Resumo Expandido, p. 1621-1628. 1982.

PAISANI, J. C., PONTELLI, M.E., CORRÊA, A.C.B., RODRIGUES, R.A.R. Pedogeochemistry and micromorphology of oxisols - A basis for understanding etchplanation in the Araucárias Plateau (Southern Brazil) in the Late Quaternary. **Journal of South American Earth Sciences** 48 (2013) 1-12. [doi:10.1016/j.jsames.2013.07.011](http://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.011)

PAIVA FILHO A. **Estratigrafia e tectônica do nível de Riodacitos Pórfiros da Formação Serra Geral**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, São Paulo, Tese de Doutorado, 185 p. 2003.

PAIVA FILHO, A.; CROSTA, P.; AMARAL, G. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da formação Serra Geral (Sul do Brasil). SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, 2, Brasília, DF. **Anais...** Brasília –DF, Instituto de Pesquisas Espaciais, 1982, v. 1, p.135-40. 1982.

PAZZAGLIA, F. J. Landscape evolution models, in Gillespie, A. R., Porter, S. C., and Atwater, B. F., eds., The Quaternary Period in the United States: Amsterdam, **Elsevier**, p. 247-274, **2003**. doi:10.1016/S1571-0866(03)01012-1.

PAZZAGLIA, F.J.; GARDNER, T.W.; MERRITS, D. J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: TINKLER, K. & WOHL, E. E. (eds.). Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels: Washington: American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 207–235. (**Geophysical monograph** 107).

PEATE D. W. The Paraná–Etendeka Province. In: MAHONEY J. J. & COFFIN M. F. **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism**. American Geophysical Union, Washington, pp.: 217–245. 1997.

PEATE D. W.; HAWKESWORTH C. J.; MANTOVANI M. S. M. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution, *Bull. Volcanol*, **55**: 119-139. 1992

PEATE D.W.; HAWKESWORTH C.J.; MANTOVANI M.S.; SHUKOWSKY W. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**: 1223-1226. 1990.

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. (eds. J. J. Mahoney and M. F. Coffin), **American Geophysical Union**, Washington, D. C..1997. doi: 10.1029/GM100p0217.

PEDREIRA A.J., MARTINS A.A.M., SAMPAIO A.R., LOUREIRO H.S.C., LOPES J.N., ARAÚJO J.B.A., FERNANDES FILHO J., GUIMARÃES J.T., BOMFIM L.F.C., SANTOS R.C. dos, MELO R.C. de.. Projeto Paulipetro: Geologia do Bloco SG.22-H (ACS-77). **Relatório Final**. São Paulo, Paulipetro (Consórcio CESP-IPT) – CPRM, 2 volumes. 1981.

PENCK, W. (1924) **Die Morphologische Analyse**. Stuttgart, J. Engelhorn's Nachf. 283p.

PENK, W. **Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology**; trad. De Hella Czech. e Catherine C. Boswell. London, Macmillan. 1953. 429p.

PERKINS, D.; HENKE, K. R. **Minerals in thin sections**. New Jersey, ed. Prentice Hall. 2000.

PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, 38(6), 570–576. <http://doi.org/10.1002/esp.3302>.

PHILPOTTS A. R. 1990. **Principies of Igneous and Metamorphic Petrology**. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 498 pp. 2013.

PICCIRILLO E. M., COMIN-CHIARAMONTI P., MELFI A., STOLFA D., BELLINI G., MARQUES L. S., GIARETTA A., NARDY A. J. R., PINESE J. P. P., RAPOSO M. I. B., ROISEMBERG A.. Petrochemistry of continental flood basalts – rhyolite suites and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects**. USP, São Paulo, pp. 107-156. 1988.

PICCIRILLO E.M., BELLINI G., CAVAZZINI G., COMIN-CHIARAMONTI P., PETRINI R., MELFI A.J., PINESE J.P.P., ZANATADESCHI P., DE MIN A.. Lower

Cretaceous tholeiitic dike swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. **Chem. Geol.**, **89**:19-48. 1990.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 29, n. 2, p. 217 – 226. 1997.

RAITH, M.M.; RAASE P.; REINHARDT J. **Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas**. Tradução de Maria do Carmo Gastal e Márcia Elisa b. Gomes. 126 pp. e-Book ISBN 978-3-00-046279-5 (PDF), 2014.

RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E. Erosion rates in the southern Oregon coast range: Evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield, **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 16, p. 307-322. 1991.

RENNE, P. R.; D., K.; E., M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism, **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 144, p. 199-212, 1996.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G. et al. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979, 1992.

RICE, S. P.; CHURCH, M. Longitudinal profiles in simple alluvial systems. **Water Resour. Res.**, Washington, D.C., v. 37, no. 2, p. 417-426, 2001.

RICHARDS M.A; DUNCAN R.A; COURTILLOT; V.E. Flood basalts and hot-spot tracks; plume heads and tails. **Science** 246: 103-107. (1989).

RICHARDSON, K.; CARLING, P. A. A typology of sculpted forms in open bedrock channels. **Geological Society of America Special Papers**, 2005, 392, p. 1-108,

ROCHA-CAMPOS A. C.; CORDANI U. G.; KAWASHITA K.; SONAKI H. M.; SONAKI I. K.. Age of the Paraná Flood Volcanism. In: Mesozoic Flood Vulcanism from the Paraná Basin (Brazil): **Petrogenetic and Geophysical Aspects**, IAG-USP, São Paulo, pp. 25-45. 1988.

RODRIGUES, S. C. E.; BRITO, J. L. S. Mapeamento geomorfológico de detalhe - uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as novas técnicas em geoprocessamento. **Caminhos de Geografia**. 1(1): 1-6. 2000., v. 1(1), p. 1-6, 2000.

ROE, G.H.; MONTGOMERY, D.R.; HALLET, B. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles: **Geology**, v. 30, p. 143–146, 2002. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030 2.0.CO;2.

ROSS, J. L. S. - O registro cartográfico dos fatos Geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia/FFLCH/USP**, n.º 6, 17-29, 1992.

ROY, S. G.; KOONS, P. O.; UPTON, P.; TUCKER, G. E. (The influence of crustal strength fields on the patterns and rates of fluvial incision. **J. Geophys. Res. Earth Surf.**, 120: 275–299. doi: [10.1002/2014JF003281](https://doi.org/10.1002/2014JF003281). 2015.

SAMPAIO, T. V. M. Índice de Concentração de Rugosidade (ICR): uma proposta para o mapeamento morfométrico via emprego de Geotecnologias. **Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**. Viçosa-MG, 2009. Disponível em: Acesso em 07 abr. 2009.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem** - uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente - ES.. Tese de Doutorado. IGC/UFMG. Belo Horizonte, 2008. 147 p. 2008.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise das incongruências dos índices de dissecação e rugosidade. **Anais do VII Encontro Nacional de Geomorfologia**. Belo Horizonte, 2008.

SCHAEFER, C.J.; KATTENHORN, S.A. Characterization and evolution of fractures in low volume pahoehoe lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho. **GSA Bulletin**, 116, 322-336. 2004.

SCHMIDT, K.M.; ROERING, J.J.; STOCK, J.D.; DIETRICH, W.E., MONTGOMERY, D.R., SCHAUB, T. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range, **Canadian Geotechnical Journal**, v. 38, 2001.

SCHOBENHAUS C; BRITO NEVES BB. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul Americana. In: BIZZI AL, SCHOBENHAUS C, VIDOTTI MR GONÇALVES JH

(Eds), **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, Brasília**: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, p. 5-54. 2003.

SCHUMM, S.A. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **J. Geology**, v. 101, p. 279-292, 1993.

SCHUMM, S.A., MOSLEY, M. P., Weaver, W. E. Experimental Fluvial. **Geomorphology**. New York, Wiley, 413 p. 1987.

SCOTT, DANIEL. An Examination of the effects of Joint Geometry on the Inferred Erosion Rate of Bedrock Channels in the Austrian Alps. **MARSHALL PLAN SCHOLARSHIP PAPERS**, The Austrian Marshall Plan Foundation. 2015.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v.92, p. 335-67, 1982.

SEIDL, M.A.; DIETRICH, W.E. The problem of bedrock channel erosion. **Catena Suppl.** 23, p.101-124, 1992.

SEIDL, M.A.; DIETRICH, W.E.; KIRCHNER, J.W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. **J. Geology**, v. 102, p. 457-474, 1994. doi: 10.1086 /629686.

SELANDER, J.A. **Processes of knickpoint propagation and bedrock incision in the Oregon Coast Range**. University of Oregon B.S. thesis, Eugene, Oregon. 2004.

SELBY, M.J. **Hillslope Materials and Processes**. Oxford University Press, Inc. 2000.

SELBY, M.J. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. **Z. Geomorph. N.F.**, v.24, n.1, p.31-51, 1980.

SELF S.; KESZTHELYI L.; THORDARSON TH. The importance of pāhoehoe. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**. Vol. 26:81-110 (Volume publication date May 1998. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.81>).

SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ. *O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná*. Curitiba, Mineropar, 2013.v1.

SHAW, H. R.; SWANSON, D. A. Eruption and flow rates of flood basalts. Proceedings of the second Columbia river basalt symposium, Eastern Washington State College, Cheney Washington, March 21-23 1969. (Co –editors Ernest H. Gilmour and Dale Stradling), pp. 271-299. EWSC press, 1970.

SHREVE, R.L. Infinite topologically random networks, **Journal of Geology**, Chicago, v.75, p.178-86. 1967.

SHREVE, R.L. Statistical law of stream numbers. **Journal of Geology**, Chicago, v.74, n.1, p.17-37. 1966.

SHRODER Jr., J. F.; BISHOP, M. P. A perspective on computer modeling and fieldwork. **Geomorphology** 53, p. 1-9. 2003.

SILVA I. R.; BITTENCOURT A.C.S.P.; DOMINGUEZ J.M.L; SILVA, S. B. M. Uma Contribuição à Gestão Ambiental da Costa do Descobrimento (Litoral Sul do Estado da Bahia): Avaliação da Qualidade Recreacional das Praias. **Geografia**, 28(3): 397 – 414. 2003.

SKLAR, L.; DIETRICH, W.E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, , p. 237-260. (**Geophysical monograph 107**). 1998.

SKLAR, L.S.; DIETRICH, W.E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, v.29, n.12, p.1087-1090, 2001.

SKLAR, L.S; DIETRICH, W.E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*, v.40, n.6, W06301. 2004., doi: 10.1029/2003WR002496,

SKLAR, LEONARD; DIETRICH, WILLIAM. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, in Tinkler, K. and Wohl, E.E., eds., Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels: Washington D.C., American Geophysical Union, **Geophysical Monograph 107**, p. 237-260. 1998.

SLINGERLAND, R., S. D.; WILLETT, H. L.; HENNESSEY, A. new fluvial bedrock erosion model based on the work-energy principle, *Eos Trans. AGU*, 78(46), **Fall Meet. Suppl.**, F299, 1997.

SNYDER, N.; WHIPPLE, K.; TUCKER, G. & MERRITTS, D. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geol. Soc. Am. Bull.** v.112, p.1250–63, 2000.

SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geomorphology**, v.53, p. 97-27, 2003.

SNYDER, N.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E.; MERRITTS, D. J. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 8, p. 1250-1263. 2001.

SOARES P.C. **Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná**. Tese de Titular. UFPR, Curitiba, PR. 148 p. 1991.

SOARES, P. C.; FIORI, A.P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.16, n.32, p.71-104, 1976.

SOARES, P.C.; BARCELOS, P.E.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T.; BALLIEIRO, M.G.; MENESES, P.R. Lineamentos em imagens de Landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, 2, 1982. Brasília, DF. **Anais...**Brasília DF, 1982.

SOARES, P.C.; BARRETO, M.L.K.; REDAELLI, R. Aplicação da análise morfoestrutural em semidetalhe com fotos aéreas na Bacia do Paraná. SIMP. REG. GEOL., III, 1981. Curitiba. **Anais...**, Curitiba, 1981.

SORRIBAS, M. V. et al. Buscando áreas de drenagem mínima para definição da rede de drenagem a partir da litologia. **XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, n. 51, p. 1–14, 2011.

SOUZA, L. F. E SAMPAIO, T. V. M. **Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade à identificação de classes de dissecação do relevo**: uma proposta de quantificação e automatização em ambiente SIG. III Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação Recife - PE, 27-30 de Julho de 2010.

SOUZA-LIMA, W.; BORBA, C.; RANCAN, C.C.; CANGUSSU, L.P.; COSTA, M.N.C.; MENEZES, M.R.F; RIBAS, N.; GALM, P.C.; SILVA, B.O.; BEZERRA, P.V. Formação Karapotó - Uma Nova Unidade Estratigráfica de Provável idade Siluro-Devoniana da Bacia Sergipe-Alagoas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 24. Aracaju: **Anais...** p. 284. 2011.

SPAGNOLO, M.; PAZZAGLIA, F. Testing the geological influences on the evolution of river profiles: a case from the northern Apennines (Italy). **Geogr. Fis. Dinam. Quat.**, Torino, v. 28, p. 103-113, 2005.

SPIRIDONOV, A. I. **Principios de la Metodología de las Investigaciones de Campo y el Mapeo Geomorfológico**. Habana: Universidad de la Habana, Faculdade de Geografia, Vol. 3. 1981.

SPOTILA, J. A.; MOSKEY, K. A.; PRINCE, P. S. Geologic controls on bedrock channel width in large, slowly-eroding catchments: Case study of the New River in eastern North America. **Geomorphology**, v. 230, n. FEBRUARY, p. 51–63, 2015.

STEWART, B.W.; CAPO, R.C.; CHADWICK, O.A. Quantitative strontium isotope models for weathering, pedogenesis and biogeochemical cycling. **Geoderma** 82 (1–3), 173–195. 1998.

STOCK, J. D. Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 117, n. 11, p. 174–194, 2005.

STOCK, J. D.; DIETRICH, W. E. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature, **Water Resources Research**, v. 39, no.4, p. 1- 25. 2003.

STOCK, J.D.; MONTGOMERY, D.R. Geologic constraints on bedrock river incision using stream power law. **J. Geophys. Research**, v.104, p. 4983-4993, 1999. doi: 10.1029/98JB02139.

STRAHLER, A. N. **Geografía Física**. 3ªed. Ediciones Omega S.A. Barcelona. 1977.

STRALHER, A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geolog. soc. bulletin**, 63 (10) : 1.117-1.142. 1952.

SUERTEGARAY, D. M. A.. **Espaço Geográfico uno e múltiplo**. Scripta Nova. n. 93, 15 de julho de 2001.

SUMMERFIELD, M.A. **Global geomorphology—an introduction to the study of landforms**: New York, Longman Scientific & Technical and John Wiley & Sons, Inc., 537 p. 1991.

TEIXEIRA, W et al. **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2001.

THOMAZ, E. L.; VESTENA, L. R. **Aspectos climáticos de Guarapuava – PR**. Guarapuava: Unicentro, 2003.

THORDARSON, T. & SELF, S. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: a gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? *J. Geophys. Res.* v.103, p. 411–445, 1998.

TINKLER, K. J. Critical flow in rockbed streams with estimated values for Manning's n. *Geomorphology*, v.20, p.147-164, 1997.

TINKLER, K. J.; WOHL, E.E. A primer on bedrock channels. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union: Washington, DC, , p.1-18. (**Geophysical monograph** 107). 1998.

TOMKIN, J.H.; BRANDON, M.T.; PAZZAGLIA, F.J.; BARBOUR, J.R.; WILLET, S.D. Quantitative testing of bedrock incision models for the Clearwater River, NW Washington State. *J. Geophys. Research*, v.108, n.B6, p.2308, 2003. doi: 10.1029/2001JB000862.

TORRES, F. T. P.; MACHADO, P. J. O. **Introdução à geomorfologia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.

TORRES, F. T. P.; MACHADO, P. J. O. **Introdução à hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.

TRATZ, C.M. E LIMA, A.G. Avaliação do modelo declive-área em rios desenvolvidos sobre rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. **XVII Semana de Iniciação Científica**. UNICENTRO. 2012.

TRATZ, E. B. **As rochas vulcânicas da província magmática do Paraná, suas características de relevo e sua utilização como recurso mineral no município de Guarapuava-PR**. Dissertação de Mestrado, programa de Pós-graduação em Geografia UFSC, Florianópolis- SC, 2009.

TRATZ, E. B.; SILVA, P. A. H.. Análise das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, de suas características de relevo e diferenciações na paisagem a partir de análises petrográficas e interpretação do Modelo Digital do Terreno (MDT), no município de Guarapuava, Paraná, Brasil.. In: **12o Encuentro de Geógrafos de América Latina**, 2009.

TRICART, J. Principes et méthodes de l geomorphologie. **Paris: Masson** Ed., 1965, 201p.

TUCKER, G. E. et al. **Statistical analysis of drainage density from digital terrain data** *Geomorphology*, 2001.

TUCKER, G. E.; SLINGERLAND R. L. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. **Basin Res.**, 8, 329 – 349, 1996.

TUCKER, G.E.; BRAS, R. L. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. **Water Resour. Res.**, v. 36, p.1953–64, 2000.

TURNER, S. P.; REGELOUS, M.; KELLEY, S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p. 333-348, 1994.

TUROWSKI, J. M. et al. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. **Geomorphology**, v. 99, n. 1–4, p. 26–38, 2008.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “JÚLIO DE MESQUITA FILHO”. Mineralogia Óptica. e-learning. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/elearn.html>. Acesso em: 11 de Junho de 2017.

VALERIANO, M. de M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. cap. 3, p. 72-104.

VALERIANO, M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 3595–3602, 2005.

VAN DER BEEK, P.; BISHOP, P. Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B6, 2003.

VANLANINGHAM, S.; MEIGS, A.; GOLDFINGER, C. The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone forearc, Oregon , USA. **Earth Surf. Processes Landf.**, Sussex, v. 31, no. 10, p. 1257-1279, 2006. <http://doi.org/10.1002/esp>.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw – Hill do Brasil. 1975.

WAICHAL, B.L. Lavas do tipo pahoehoe na região Oeste do Paraná: Descrição e implicações na formação do magmatismo Serra Geral. **REVISTA VARIA SCIENTIA**. v.05. n.10, dezembro de 2005. p. 59-64.

WAICHEL B.L.; LIMA E. F de; LUBACHESKY, R; SOMER, C.A. Peperitos da Formação Serra Geral: Um exemplo da porção Oeste do Estado do Paraná. In: III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS. Cabo Frio. **Anais...** Cabo Frio, 02 a 07 de Agosto de 2005.

WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; SOMER, C.A. Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral: terminologia e aspectos de campo. *Pesquisas em Geociências*, v. 33, n.2, p. 123-133, 2006.

WAICHEL, B.L.; LIMA, E. F; LUBACHESKY, R., SOMMER, C.A. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bull Volcanol.** 68: 599–610. 2006. DOI 10.1007/s00445-005-0034-5.

WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin Volcanologique**, 35(3), 579-590. 1971. Doi: 10.1007/BF02596829.

WHIPPLE, K. X. Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 32(1), 151–185. 2004. <http://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356>.

WHIPPLE, K. X., Fluvial landscape response time: How plausible is steadystate denudation?, **Am. J. Sci.**, 301, 313 – 325, 2001.

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 112, n. 3, p. 490–503, 2000.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661–17674, 1999.

WHIPPLE, K.X.; HANCOCK, G.S.; ANDERSON, R.S. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.112, n.3, p. 490–503, 2000.

WHIPPLE, K.X.; MEADE, B.J. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state. **J. Geoph. Research.** v.109, F01011, doi:10.1029/2003JF000019, 2004.

WHIPPLE, K.X.; SNYDER, N.L.; DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology*, v.28, n.9, p.835-838, 2000.

WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. Implications of sediment flux dependent river incision models for landscape evolution. **J. Geoph. Research.** v.107, n.B2, doi: 10.1029/2000JB000044, 2002.

WHIPPLE, K. X.; SNYDER, N. P.; DOLLENMAYER, K.. B. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska, **Geology**, v. 28, no. 9, p. 835-838. 2000.

WHITE, L. D; MCCARTHY, K. A.; MCFARLAND, W. D.; WILKINSON J. M. The dynamic relationship between ground water and the Columbia River: using deuterium and oxygen- 18 as tracers. **Journal of Hydrology**, n. 135, 1-12 Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. 1992.

WHITE, R.; MCKENZIE, D.J. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **J. Geophys. Res.** 94. (B6), 7685-77 29. 1989.

WHITTAKER, A. C.; ATTAL, M.; COWIE, P.A.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. **Geomorphology**, v. 100, p. 506-526, 2008.

WHITTAKER, A. C.; COWIE, P.A.; ATTAL, M.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. **Basin Research**, v.19, p. 529-556, 2007.

WILLGOOSE, G. R. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. **Water Resour. Res.** 30, p. 151 – 159, 1994.

WOBUS, C. W.; HODGES, K. V.; WHIPPLE, K. X. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front? **Geology**, **31**(10), 861-864. 2003. DOI: [10.1130/G19730.1](https://doi.org/10.1130/G19730.1)

WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; SNYDER, N. P.; JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Geological Society of America Special Paper**, 80301(398), 55–74. 2006.. [http://doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](http://doi.org/10.1130/2006.2398(04)).

WOHL, E. E. Bedrock benches and boulder bars: floods in the Burdekin Gorge of Australia. **Geol. Soc. Am. Bull.**, v.104, p. 770-778, 1992.

WOHL, E. E. Bedrock channel incision along Picaninny creek, Australia. **J. Geology**, v.101, p. 749-761, 1993.

WOHL, E. E.; MERRITT D. M. Bedrock channel morphology. **Geological Society of America Bulletin**, September, 2001, v. 113, no. 9, p. 1205-1212, doi: 10.1130/0016-7606(2001)1132.0.CO.

WOHL, E.E. **Mountain Rivers**. Washington: American Geophysical Union. 2000.

WOHL, E.E., GREENBAUM, N.; SCHICK, A.P.; BAKER, V.R. Controls on bedrock channel incision along Nahal Paran, Israel. **Earth Surf. Process. Landforms**. v.19, p. 1–13, 1994.

WOHL, E.E.; IKEDA, H. Patterns of bedrock channel erosion on the Boso Peninsula, Japan. **J. Geology**, v.106, p.331-345, 1998.

WOHL, E.E.; ACHYUTHAN, H. Substrate influences on incised-channel morphology. **J. Geology**, v.110, p.115-120, 2002.

WOLMAN, M. G.; MILLER J.P. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. **The Journal of Geology**, 68, no. 1 (Jan., 1960): 54-74. <https://doi.org/10.1086/626637>.

YIN, D.; PEAKALL, J.; PARSONS, D.; CHEN, Z.; AVERILL, H.M.; WIGNALL, P.; BEST, J. Bedform genesis in bedrock substrates: Insights into formative processes from a new experimental approach and the importance of suspension-dominated abrasion. **Geomorphology**. 255. pp. 26-38. 2016. ISSN 0169-555X.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; A STOLFI, M.A. M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: De RAJA GABAGLIA, G.P. e MILANI, E.J. (Coordenadores). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. PETROBRÁS, Brasil. 1990.

ZAPROWSKI, BRENT J., EVENSON, EDWARD B., PAZZAGLIA, FRANK J., EPSTEIN, JACK B. (2001) Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains, **Geology**, v. 29, no. 6, p. 547-550.

ZUQUETTE, L. V.; GANDOLFI, N. **Cartografia Geotécnica**. São Paulo: Oficina de Texto, 2004. 190 p.