

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

VANESSA RODRIGUES MARQUES

Análise Morfométrica do Ribeirão do Meio com Aplicação do Índice de Declividade de Hack.

Morphometric Analysis of Ribeirão do Meio Using Hack's Stream Gradient Idex.

SÃO PAULO
2024

VANESSA RODRIGUES MARQUES

Análise Morfométrica do Ribeirão do Meio com aplicação do Índice de Declividade de Hack.

Trabalho de Graduação Integrado (TGI) apresentado ao Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Geografia.

Área de Concentração: Geografia Física

Orientador: Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela.

SÃO PAULO
2024

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 a fonte.

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

Ma Marques, Vanessa Rodrigues
Análise Morfométrica do Ribeirão do Meio com
Aplicação do Índice de Declividade de Hack. / Vanessa
Rodrigues Marques; orientador Fernando Nadal Junqueira
Villela - São Paulo, 2024.
44 f.

TGI (Trabalho de Graduação Individual)- Faculdade
de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da
Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia.

1. Geomorfologia. 2. Hidrografia. 3. Morfometria.
I. Villela, Fernando Nadal Junqueira, orient. II.
Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

MARQUES, Vanessa Rodrigues. Análise Morfométrica do Ribeirão do Meio com Aplicação do Índice de Declividade de Hack. Trabalho de Graduação Integrado (TGI) apresentado à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Bacharel m em Geografia.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

Prof. Dr. _____ Instituição _____

Julgamento _____ Assinatura _____

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a meu pai, Ubiratan Pinheiro Marques, pelo amor incondicional, e apoio destinado a mim durante toda essa jornada de segunda graduação pela Universidade de São Paulo, para me tornar, enfim, Geógrafa. Dedico este trabalho também aos docentes do departamento de Geografia pelas excelentes aulas que modificaram ainda mais minha consciência sobre os fenômenos sociais e físicos da Terra.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Fernando, meu orientador, pelas excelentes aulas, tanto em sala de aula como nos trabalhos de campo, pela constante disposição e abertura ao diálogo, pelas correções no trabalho, suporte na interpretação dos resultados, e por compreender minhas demandas como mãe após o nascimento da Isis.

À Michele, cuja participação na confecção dos dados técnicos do trabalho foi imprescindível, de absoluta importância. Uma amiga que ressurgiu em minha vida num momento tão importante me auxiliando com seu conhecimento e apoio. Afinal, foi ela quem primeiro me incentivou a cursar Geografia.

Ao Professor Marcos, que além de desempenhar um papel determinante na construção do meu conhecimento em pedologia nas aulas de Estágio Supervisionado em Solos com a Professora Sidneide Manfredini, participou ativamente da confecção dos dados técnicos do trabalho e me auxiliou na seleção da área de estudo e no fornecimento do material cartográfico, digital e bibliográfico para este TGI.

À Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH) e à USP pela oportunidade de realização do curso e por todo o suporte oferecido à comunidade discente.

Obrigada!

“Assim, em poucas palavras o elemento fundamental do cenário brasileiro foi uma vasta planície produzida pela desnudação entre o Cretáceo inferior e Terciário médio, quando foi soerguida, sendo mais tarde reduzida a um planalto dissecado pela erosão policíclica que escavou vales em quase toda a superfície, ou, localmente, uma série de elevações de topo coincidente sobre as cristas(...)Esta vasta peneplanação (...) é denominada peneplanação Sul Americana”

Lester C. King. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia. Ano XVIII. Abril – Junho, 1956. nº 2. p. 5.

RESUMO

MARQUES, Vanessa Rodrigues. Análise Morfométrica do Ribeirão do Meio com Aplicação do Índice de Declividade de Hack. 2024. 42 f. Trabalho de Graduação Integrado (TGI) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2024.

O trabalho realizado teve como objetivo estabelecer uma análise sistêmica sobre os compartimentos geomorfológico, pedológico e geológico na bacia hidrográfica do Ribeirão do Meio, utilizando o método da morfometria para obtenção de dados geométricos e quantitativos relativos a este canal fluvial. Com o uso dos softwares QGis 3.22 e Excel e das cartas geomorfológica, pedológica e mapa geológico da área de estudo foram confeccionados o perfil longitudinal do ribeirão e o gráfico do Índice de Declividade de Hack, também chamado de Índice RDE (Relação Declividade Extensão). Este índice expressa as “anomalias” relativas ao perfil de equilíbrio do canal fluvial por meio da medida da magnitude dos *knick points*. A estes dois produtos foi associado o rodapé estratigráfico, composto pela representação dos compartimentos geomorfológico, pedológico e geológico expressando as respectivas variações ao longo da vertente do canal para embasar a análise sistêmica proposta. A confecção do perfil longitudinal como procedimento capaz de fornecer dados quantitativos sobre a distribuição das formas do relevo e seus desvios por meio da aplicação do índice de Hack, visou à verificação da compatibilidade entre os resultados obtidos para os *knick points* no contexto da vertente setorizada e a possibilidade de correlacioná-los aos processos bem como às informações qualitativas referente a área de estudo expressas nos rodapés estratigráficos e revisão bibliográfica.

Palavres Chave: perfil longitudinal, vertente, *knick points*, canal fluvial, morfogênese.

Abstract

The aim of this work was to establish a systemic analysis of the geomorphological, pedological and geological compartments in the Ribeirão do Meio watershed, using the morphometry method to obtain geometric and quantitative data on this river channel. Using QGis 3.22 and Excel software and the geomorphological, pedological and geological maps of the study area, the longitudinal profile of the stream and the Hack Declivity Index graph, also known as the RDE Index (Declivity Extent Ratio), were produced. This index expresses the “anomalies” relating to the equilibrium profile of the river channel by measuring the magnitude of the knick points. The stratigraphic footer was associated with these two products, consisting of a representation of the geomorphological, pedological and geological compartments, expressing the respective variations along the channel slope to support the proposed systemic analysis. The preparation of the longitudinal profile as a procedure capable of providing quantitative data on the distribution of relief forms and their deviations through the application of the Hack index, aimed to verify the compatibility between the results obtained for the knick points in the context of the sectorized slope and the possibility of correlating them to the processes as well as to the qualitative information regarding the study area expressed in the stratigraphic footings and bibliographic review.

Keywords: longitudinal profile, slope, knick points, river channel, morphogenesis.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Localização da área de estudo

FIGURA 2. Seção geológica

FIGURA 3. Coluna estratigráfica

FIGURA 4. Rede de drenagem

FIGURA 5. Recorte do mapa geomorfológico do Estado de São Paulo.

FIGURA 6. Recorte do mapa da Geomorfologia da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba

FIGURA 7. Recorte do mapa pedológico da Serra de São Pedro

FIGURA 8. Medidas para cálculo do Índice de Declividade de Hack.

FIGURA 9. Ilustração simplificada dos gráficos RDE e Perfil Longitudinal.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. PROBLEMA DE PESQUISA E OBJETIVOS	2
3. JUSTIFICATIVA E PERGUNTAS	4
3.1. Aportes Metodológicos.....	4
4. A ÁREA DE ESTUDO	5
4.1. Características Gerais.....	5
4.2. Aspectos climáticos gerais da área de estudo.....	7
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO	9
5.1. Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná.....	9
5.2. Geomorfologia da área de estudo	14
5.3. Pedologia da área de estudo e suas relações com a Geomorfologia.....	24
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
6.1. Procedimentos Operacionais	28
6.2. O Perfil Longitudinal do Ribeirão do Meio	29
6.3. Índice de Hack - Relação Declividade Extensão (RDE).....	32
6.4. Descrição e análise do perfil longitudinal	33
7. Discussão dos resultados	37
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	40
REFERÊNCIAS.....	42

1. INTRODUÇÃO

A geomorfologia fluvial é o ramo da geomorfologia que tem como objetos de interesse “os processos e as formas relacionadas com o escoamento dos rios” (CHRISTOFOLLETTI, 1988 p.66). Entendidos como sistemas em si mesmos ou como parte de sistemas maiores, em referência às bacias hidrográficas às quais pertencem, é indiscutível a influência exercida pelos rios sobre a formação das paisagens, seja em relação à morfogênese, aos fluxos de energia e matéria desencadeados pela movimentação da água e transporte de sedimentos, ou como resposta à estrutura que os suportam (CHRISTOFOLETTI, 1988; HACK, 1973).

Nesse sentido, os estudos em geomorfologia fluvial apoiados numa abordagem sistêmica adquirem um caráter agregador entre os compartimentos que compõe determinada paisagem: o geológico, o pedológico e o geomorfológico, pois permite que se estabeleçam as relações entre os processos e as formas do relevo.

No presente trabalho consideramos o canal fluvial como um sistema morfológico, tendo como referência os critérios de classificação dos sistemas elaborados por Chorley e Kennedy (1971, in CHRISTOFOLETTI, 1980 p. 3, 4 e 5), com a proposta de estabelecer as relações entre as variáveis geométricas e de composição do leito a partir da aplicação do índice de declividade de Hack, por meio da confecção do perfil longitudinal e rodapé estratigráfico que mostre as características morfológicas do canal fluvial.

O perfil longitudinal “é uma propriedade da geometria do curso d’água” (HACK, 1973 p.421), e pode ser entendido como um método quantitativo de análise, que relaciona as variáveis de declividade e comprimento em determinados trechos do rio por meio do índice de declividade (*stream gradient-index*), expresso na fórmula: $k = S.L$, onde k é o índice de declividade; S é a declividade tangente ao perfil; e L é o comprimento em determinado trecho (HACK, op. cit).

Desenvolvido por John T. Hack, o índice de declividade (*stream gradient-index*) é uma unidade de medida aplicável de maneira simples a qualquer curso d’água, a partir da consulta aos mapas topográficos ou por meio de medições fotogramétricas, que é capaz de indicar evidências de variações na forma e estrutura presentes ao longo da extensão do rio (HACK, 1973 p.421).

Na bibliografia nacional o índice de declividade é chamado de índice RDE (Relação Declividade Extensão), e é utilizado no contexto de estudos morfométricos que incluem a confecção de perfis longitudinais em canais fluviais, dos quais podemos citar os estudos de Almeida (1964), Pinheiro (2014), Etchebehere (2006), e Porto et al (2013). Segundo Etchebehere (2006), no âmbito internacional o RDE foi aplicado nas análises de Seeber & Gornitz, (1983) referentes à Neotectônica, em avaliações no Himalaia, e nos Estados Unidos por de McKeown et al. (1988) no Arkansas e

Missouri, e também na Califórnia, para avaliar o comportamento da falha de Saint Andreas por Merritts & Vicent (1989).

O canal fluvial selecionado para o presente trabalho é o Ribeirão do Meio, localizado na Serra de São Pedro SP, área que é objeto de produção científica para os estudos da geomorfologia, geologia e pedologia devido a diversidade dos aspectos morfogenéticos e tectônicos encontrados na região. Situada na unidade morfológica da Depressão do Médio Tietê, transição entre as unidades morfoesculturais do Planalto Ocidental e da Depressão Periférica Paulista da Bacia Sedimentar do Paraná (ROSS & MOROZ, 1997), a morfologia desta área é considerada por grande parte dos pesquisadores como Fernando Almeida, Margarida Penteado, Marcos Pinheiro, e outros, como um relevo dissimétrico composto por uma escarpa de cuesta de um lado, e no reverso por uma rampa de mergulho suave (ALMEIDA 1964, apud VILLELA et al. 2018, p. 132).

No *front*, ou frente desta cuesta, formaram-se uma série de anfiteatros que foram dissecados por uma rede de drenagem composta por algumas subbacias hidrográficas com orientação N-S, que descem a Serra e atravessam a Depressão Periférica, onde se encontram as colinas de topos alongados denominadas Glacis, até desaguiarem no rio Piracicaba (PINHEIRO, 2014, p. 14).

Esta paisagem é significativa para as pesquisas em geomorfologia fluvial pela diversidade de fatores que determinaram a sua formação, como a influência da Neotectônica sobre a área (VILLELA et al, 2018; PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2015), a disposição dos canais fluviais que concordam com o sentido dos principais alinhamentos presentes na Serra, e pelo fato de os seus cursos atravessarem ao menos 4 unidades litoestratigráficas, desde suas cabeceiras localizadas no Planalto Ocidental sobre os arenitos da Formação Itaqueri, até as suas desembocaduras sobre a Formação Pirambóia que caracteriza a Depressão Periférica Paulista (PINHEIRO, 2014).

Dessa forma, a utilização da análise morfométrica como procedimento capaz de fornecer dados quantitativos sobre a distribuição das formas e seus desvios por meio do perfil longitudinal e índice de Hack, visou à verificação da compatibilidade entre os resultados obtidos para os *knick points* no contexto da vertente setorizada e a possibilidade de correlacioná-los aos processos bem como às informações qualitativas referente a área de estudo expressas nos rodapés estratigráficos e revisão bibliográfica.

2. PROBLEMA DE PESQUISA E OBJETIVOS

Sendo o perfil longitudinal uma variável dependente que surge como resposta ao controle exercido pelas variáveis independentes, das quais podemos destacar o débito, carga detrítica fornecida ao canal, tamanho dos detritos, resistência ao fluxo, e declividade, o equilíbrio dinâmico de um canal

fluvial é atingido quando houver ajuste constante às flutuações que ocorrem entre as variáveis do sistema (CHRISTOFOLLETI, 1980, p. 109).

Desde a teoria Davisiana, considera-se a competência dos rios em realizar trabalho no transporte de sedimentos como o parâmetro de análise da condição de equilíbrio de um canal fluvial. Não foi diferente na teoria do equilíbrio dinâmico de Hack, que por meio da aplicação do índice de declividade demonstra que alterações nos segmentos dos rios ocorrem por dois motivos: flutuações na carga detrítica ou diferenças no leito rochoso (CHRISTOFOLLETI, 1980, p. 101; HACK, 1973).

Em relação à área de estudo, Pinheiro & Queiroz Neto (2015, p. 603- 605), com a aplicação do RDE (total) por setor em relação à curva de melhor ajuste ou ao perfil de equilíbrio, foram identificadas irregularidades presentes no curso do Ribeirão do Meio que se relacionam a:

1. No trecho da escarpa: associação dos *knickpoints* às variações litológicas e declividade elevada;
2. Em relação à área dos Glacis que apresenta maiores evidências de atividade tectônica: há situação de provável subsidência à montante e de ascensão à jusante, trechos demarcados pelo lineamento Santa Maria-Cabreúva, fornecendo indícios da atuação da Neotectônica na área.

Outro aspecto recorrente na bibliografia consultada diz respeito à orientação no mergulho das camadas, das falhas e da rede de drenagem, presentes na escarpa da Serra de São Pedro em relação à orientação geral encontrada da zona geomorfológica do médio tietê dentro da Bacia Sedimentar do Paraná.

Portanto, os objetivos do presente projeto de pesquisa foram:

- A partir das relações observadas entre as informações do rodapé estratigráfico e do RDE por setor para o perfil de equilíbrio, compreender o significado morfológico das alterações quantificadas.
- Compreender a influência das falhas, mergulho das camadas, e do Lineamento Santa Maria-Cabreúva no controle tectônico da morfologia do relevo, inclusive quanto à orientação N-S da rede de drenagem
- Investigar se a ascensão e subsidência a montante e a jusante dos Glacis, respectivamente, podem ser entendidas como áreas de remoção de sedimentos na primeira e de deposição na segunda, pelo trabalho realizado pelo rio, e indicar uma possível situação de desequilíbrio neste canal fluvial.
- Verificar as formas topográficas do leito e correlacioná-las aos RDE por setor.

3. JUSTIFICATIVA E PERGUNTAS

A proposta de investigar um canal específico da Serra de São Pedro pela abordagem sistêmica correlacionando as características dos compartimentos da paisagem: o geológico, o pedológico e o geomorfológico, por meio da interpretação dos resultados fornecidos pelo índice de declividade de Hack, tem sua importância no sentido de contribuir para o acesso às possibilidades de aplicação de este instrumento quantitativo para as análises em geomorfologia fluvial, o qual, segundo a bibliografia consultada, apresenta resultados consistentes mas ainda é pouco aplicado nos estudos morfométricos nacionais.

Perguntas:

- Os *knickpoints* e valores de RDE a serem obtidos no perfil longitudinal serão atribuídos a variações morfométricas ou geológicas na bacia do Ribeirão do Meio?
- Segundo o perfil longitudinal, a bacia do Ribeirão do Meio está sofrendo ascensão ou subsidência de acordo com o contexto tectônico regional?

3.1 Aportes Metodológicos

A análise sistêmica dos resultados obtidos com a construção do perfil longitudinal do Ribeirão do Meio teve como subsídios os estudos de Pinheiro (2014), o mapa da Geomorfologia da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2016), Etchebehere (2004) e Hack (1973), além do aprofundamento da revisão bibliográfica sobre a área de estudo, contexto regional e compartimentos geológico, geomorfológico e pedológico.

Segundo a proposta de Hack (1973), para a construção do perfil longitudinal de um canal fluvial, deve-se desconsiderar os primeiros 800 metros de sua extensão a contar de suas cabeceiras, tendo em vista que, como via de regra, neste trecho os canais fluviais não têm a energia cinética da água como o principal fator de esculturação de seu leito (ETCHEBEHERE, 2004, p. 279-280). Apesar de esta orientação ter sido adotada por Pinheiro (2014) e Etchebehere (2004), no presente trabalho optamos por incluir na confecção do perfil longitudinal os primeiros 800 metros de extensão do Ribeirão do Meio pelo fato de que o entalhe da superfície de seu leito tem início já no reverso da Escarpa de Cuesta, e também por se tratar de uma bacia hidrográfica de pequenas dimensões.

A análise dos resultados foi realizada a partir dos gráficos do perfil longitudinal e do Índice de Hack (RDE setor/RDE total). O primeiro, em escala aritmética, tendo a altitude do ribeirão plotada no eixo das ordenadas e extensão no eixo das abscissas, e sobre a curva resultante localizaram-se os *knick points*.

O Índice de Hack, ou relação declividade extensão RDE, expresso por meio de um gráfico de coordenadas cartesianas que dispõe as medidas da extensão no eixo das abscissas e os valores das referente ao índice total da drenagem $RDE_{\text{setor}}/RDE_{\text{total}}$ no eixo das ordenadas (ETCHBERERE, 2006 p. 276). O valor $RDE = 2$ é considerado “o limiar da faixa de anomalia”, sendo os valores $RDE_{\text{setor}}/RDE_{\text{total}} \leq 2$ correspondentes as deformações de 2ª ordem, e por isso menos intensas, enquanto os valores $RDE_{\text{setor}}/RDE_{\text{total}} > 2$ correspondem as deformações de 1ª ordem e mais intensas com possibilidade de estarem relacionadas as variações estruturais ou a atividades tectônicas (SEEBER & GORNITZ, 1983 *apud* PINHEIRO, 2015 p.55).

As interpretações de ambos os gráficos foram subsidiadas pelos dados geológicos e pedológicos do rodapé estratigráfico em conjunto com a análise do mapa de Pinheiro & Queiroz Neto (2016) e do mapa sobre o qual foram identificadas as formas de relevo resultantes de gêneses ligadas às ações fluviais ou às forças estruturais ativas, representadas pelo lineamento Santa Maria Cabreúva e pelas principais linhas de fratura que exercem influência sobre o curso do canal fluvial.

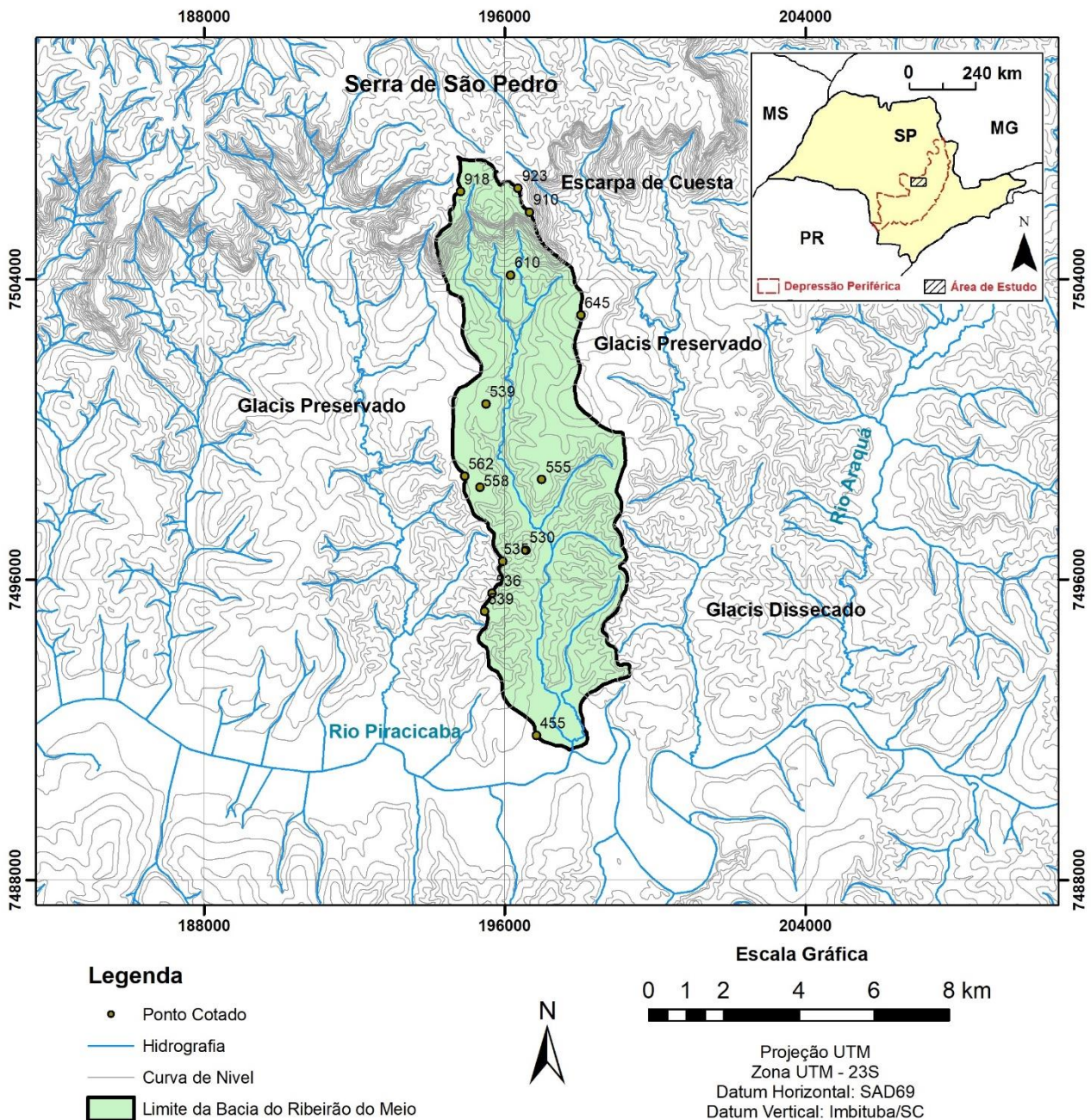
4. A ÁREA DE ESTUDO

4.1 Características Gerais

A bacia hidrográfica do Ribeirão do Meio está localizada na Serra de São Pedro-SP no município de mesmo nome. Sua extensão abrange duas unidades morfoesculturais: a do Planalto Ocidental, onde se localizam as cabeceiras do canal e por onde flui o seu alto curso; e a Depressão Periférica Paulista, especificamente na unidade morfoescultural da Depressão do Médio Tietê, que abriga seus trechos médio e baixo até encontrar o Rio Piracicaba (PINHEIRO, 2014, p. 319; ROSS & MOROZ, 1997).

O canal fluvial do Ribeirão do Meio, das cabeiras até a foz, está instalado sobre os seguintes compartimentos geomorfológicos: as nascentes no reverso da escarpa da Serra de São Pedro, o curso alto no *front* da cuesta basáltica, e os cursos médio e baixo na Depressão Periférica Paulista onde se formaram os Glacis, que pela definição de Pinheiro (2015, *apud* PINHEIRO, 2014) “(...) são as colinas alongadas de topos suavemente convexos situadas entre a base da escarpa e o rio Piracicaba”.

A figura 1 traz localização da sub bacia do Ribeirão do Meio no contexto da Serra de São Pedro-SP. Observa-se a localização aproximada dos Glacis preservados e dissecados e da Escarpa da Cuesta.



Fonte: Folhas Topográficas de São Pedro e Santa Maria da Serra. Escala 1:50.000. IBGE.

Figura 1: Localização da sub bacia do Ribeirão do Meio na Serra de São Pedro SP.

Além dos três compartimentos geomorfológicos presentes na área, Castro *et.al.* (2018 p. 135) acrescenta o Sistema de Terraços Escalonados do tipo fluvial posicionados entre as cotas de 520 metros e 450 metros. Da análise do mapa geomorfológico da área de estudo de Pinheiro & Queiroz Filho (2016) observa-se que estes elementos geomorfológicos apresentam dimensões maiores na planície de inundação do ribeirão, já no leito maior do rio Piracicaba.

Castro *et.al.* (2018 p. 134) também demarca a diferenciação entre as zonas dos Glacis preservados e dissecados. A primeira tem início no tálus, um dos setores que compõe o *front* da cuesta

(PENTEADO, 1983 p. 39), nivelados na altitude de 650 metros, com limite nos afloramentos de arenitos e cornijas dos Glacis que demarcam o início da zona de dissecada, na cota aproximada de 550 metros. Estes possuem composição pedológica complexa com variação lateral nos solos, presença de *stone lines* (linhas de pedra), e maior quantidade de interflúvios, compondo a região da bacia com alta densidade de drenagem, conforme Dias Ferreira (1997, p. 25).

4.2 Aspectos climáticos gerais da área de estudo

Para a caracterização climática foi utilizado o sistema de classificação hierárquica proposto por Novais (2019 in NOVAIS & GALVANI, 2022) cujo alcance dos dados meteorológicos contempla as variações climáticas que ocorrem ao longo de uma vertente, ou seja, aos níveis dos 3º ao 5º táxon do relevo. Este refinamento na escala de abrangência climática utilizou a classificação morfoescultural do estado de São Paulo (ROSS & MORROZ, 1997) e o Banco de Dados de Informações Ambientais o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (BDIA/IBGE) (NOVAIS & GALVANI, 2022 p. 5) para então gerar dados em escala sub-regional expressos nos “Subtipos Climáticos”.

Conforme o Relatório Técnico do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS & MORROZ, 1997), o reverso da escarpa da cuesta na área de estudo, que corresponde a cimeira da Serra de São Pedro, pertence ao Planalto Residual de São Carlos, um recorte espacial do Planalto Ocidental Paulista. No BDIA, em virtude de um maior detalhamento na categorização do relevo, o Planalto Residual de São Carlos sofreu subdivisões e com isso o todo o segmento do reverso da escarpa da cuesta da Serra de São Pedro é denominado Planalto Residual de São Pedro.

O Subtipo Climático que abrange este compartimento é o Tropical Ameno Semiúmido Meridional (TrA'me13) entre as cotas altimétricas de 980 e 660 metros. Tendo em vista que o Planalto Residual de São Carlos é delimitado pela cota altimétrica de 760 metros (ROSS & MORROZ 1997), verifica-se que a abrangência deste Subtipo Climático avança sobre o *front* da escarpa.

No trecho da bacia pertencente a Depressão Periférica Paulista atuam dois subtipos climáticos, o Tropical Semiúmido Meridional e o Tropical Semisseco Meridional, ambos codificados por Tr'me2. O primeiro além de abranger o segmento da escarpa da cuesta entre as cotas de 630 e 510 metros atua também entre os 670 e 500 metros do Planalto Residual de São Pedro. Já o segundo subtipo atua sobre segmento de tálus do *front* da cuesta e na planície da bacia, entre as cotas altimétricas de 565 e 440 metros. A tabela 1 mostra as principais características climáticas atuantes na extensão da bacia do Ribeirão do Meio.

Subtipo Climático		Altitude (m)	3º táxon	TMMMF (°C)	Precipitação Média Anual (mm)	ETP* Média Anual (mm)	Excedente Hídrico Anual (mm)	Déficit Hídrico anual (mm)	Meses Secos (P-ETP)
TrA'me13 Tropical Ameno Semiúmido		980 - 660	Planalto Residual de São Pedro	15,0 – 17,9	1200- 1860	890- 1015	400 - 940	0 - 20	4 - 5
Tr'me2	Tropical Semiúmido	670 - 500	Planalto Residual de São Pedro	18,0 – 18,7	1090 - 1545	1030 - 1100	170 - 530	20 - 85	4 - 5
		630 - 510	Depressão Periférica do Médio Tietê	18,0 – 18,4	1030- 1540	950 - 1100	180 - 875	5 - 70	5
	Tropical Semiseco	565 - 440	Depressão Periférica do Médio Tietê	18,0 – 19,0	1120- 1590	1000 - 1180	345 - 880	20 - 90	6

Tabela 1: Subtipos climáticos presentes na área de estudo. Modificado de Novais e Galvani (2022 pp. 13-14, 16)

A relação entre os atributos climáticos da proposta de Novais (2019 in NOVAIS & Galvani, 2020) fornecem subsídios para o entendimento das condições de entrada a saída de água no sistema ambiental, ou seja, no sistema solo-planta- atmosfera em escala sub-regional.

A Evapotranspiração Potencial (ETP) é um parâmetro que depende das condições atmosféricas, o Excedente Hídrico revela a quantidade de água que restou no sistema em determinado período, e a quantidade de Meses Secos (P-ETP) expressa o potencial de entrada e saída de água no sistema. A Temperatura Média no Mês Mais frio (TMMMF) é um atributo climático relacionado a atuação dos sistemas atmosféricos, os quais analisados em conjunto controlam os tipos de Domínios Climáticos atuantes, que em nossa área de estudo são o Tropical e Tropical Ameno.

Os dados da tabela 1 apresentam valores de precipitação média anual capazes de gerar excedentes hídricos em todos setores da vertente que compõe a área de estudo. Entretanto os déficits hídricos também ocorrem em todos os compartimentos do relevo sendo mais expressivos em dois segmentos: entre as cotas 670 e 500 metros sob o clima Tropical Semiúmido no setor de tálus ou colúvio, onde se encontra o segmento de maior concavidade da vertente representado pelas colinas de topos aplainados dos Glacis; e entre as cotas 565 e 440 metros, onde há alternância entre Tropical Semiúmido e Tropical Semiseco até a cota de 500 metros, para à jusante predominar o subtipo Tropical Semiseco no setor de planície da vertente.

Os déficits hídricos estão relacionados com a quantidade de meses secos durante o ano bem como com as características pedológicas do setor do relevo. Nestes períodos não há excedentes hídricos, pois a Evapotranspiração Potencial (ETP) é superior a Precipitação (P) implicando na diminuição da vazão dos corpos d'água que compõe a bacia hidrográfica bem como na infiltração de

água ao longo dos horizontes do solo, resultando condições de ressecamento e ausência de recarga de água subsuperficial (NOVAIS & GALVANI, 2022 p. 6).

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná

Tendo em vista que a proposta do presente trabalho está centrada num esforço de estabelecer uma análise sistêmica do canal fluvial relacionando três compartimentos, cuja interação por meio de processos climáticos e tectônicos resultaram nas formas atuais do relevo, seguimos a orientação de Jean Tricat (1968) e iniciaremos o desenvolvimento do trabalho pelo inventário geológico da área de estudo. O autor destaca que a geomorfologia está subordinada a geologia estrutural, já que

“são as ações internas que comandam a localização do conjunto de camadas nas quais o relevo é esculpido (vulcanismo, metamorfismo, diagênese dos sedimentos). São as deformações tectônicas que desencadeiam a formação do relevo (...) (TRICART, J., 1968. p. 6).

Tricart (*op.cit.*) refere-se ao conhecimento da morfoestrutura das áreas a serem estudadas, que em nosso caso é representada pela Bacia Sedimentar do Paraná.

Definida como “uma vasta região de sedimentação situada na porção centro oriental da América do Sul” a bacia do Paraná tem evolução do registro estratigráfico da ordem de aproximadamente 440 Ma, entre o período Neo-Ordoviciano do Paleozóico, e o Neocretáceo do Mesozóico (MILANI & RAMOS, 1998 p.473). É a maior bacia Gondwânica do continente americano (ALMEIDA, 1964 p. 83; LEIGHTON & KOLATA, 1990 apud SIQUEIRA, 2011).

Ocupa uma área de 1.400.000 km², sendo 1.100.000 km² pertencentes ao Brasil meridional enquanto os outros 400.000 km² estão divididos entre a parte ocidental do Uruguai, oriental do Paraguai, e o Nordeste da Argentina. Sua extensão é de 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km, com espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas de 8 km dispostos no centro geométrico da bacia (ZALAN et al, 1990).

É classificada como uma sinéclise intracratônica por apresentar alta razão entre área ocupada/espessura (LEIGHTON & KOLATA, 1990 apud SIQUEIRA, 2011p. 9;11) e pela deposição dos sedimentos terem sido alojados sobre um domínio crustal do pré-cambriano de elevada resistência aos esforços que incidem sobre as margens das placas tectônicas (MILANI & RAMOS,1998).

O ambiente deposicional que deu início a formação da bacia não se trata de um único cráton mas de um conjunto de núcleos cratônicos formados durante o Ciclo Brasileiro (750 – 450 Ma),

inicialmente separados mas envolvidos por cinturões orogênicos móveis, unidos por colisões que culminaram em deformações e metamorfismos nos cinturões de dobramentos. Estes foram os processos formadores do paleocontinente Gondwana (ZALAN, et al. 1990 p. 141 e 149).

Os limites atuais da bacia no Brasil resultam de processos erosivos induzidos ou não por eventos tetônicos, como arcos ou soerguimentos. À nordeste e noroeste os decréscimos gradativos nas espessuras dos sedimentos indicam provável ausência de influência tectônica direta sobre os processos erosivos. Sobre a gênese dos limites norte, oeste e oriental houve influência da tectônica expressa na forma de arcos. Ao norte, com direção NO-SE, o arco de Goiania/Alto Parnaíba; na borda oeste, o arco de Assunção com direção é N-S; e os Arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande na borda oriental, ambos com direção NO (ZALAN, et al. 1990 p. 136-140).

Apesar de os arcos à NO estarem provavelmente relacionados a presença de profundas falhas e de diques de diabásio por onde fluíram os derrames basálticos do eocretáceo, também é possível que suas gêneses sejam “respostas flexurais da crosta à sobrecarga de sedimentos da Bacia”. Esta orientação acompanha uma das direções mais importantes nos “trendes de falhas” e lineamentos da bacia. Ainda no contexto da borda oriental, o limite erosional das espessuras dos derrames basálticos sofreram influência de pulsos tectônicos recorrentes, que tiveram como um dos resultados marcantes o soerguimento Serra do Mar iniciado no Cretáceo superior (ZALAN, et al. 1990 p. 136-140).

Com o fim da Orogenia do Brasliano em 450 Ma iniciaram -se os ciclos de sedimentação da bacia do Paraná (440 Ma – 120 Ma) que se desenvolveram em ambientes deposicionais de origem continental eólica, marinha e lagunar, posteriormente recobertos pelo mais extenso derrame de efusivas basálticas do planeta. Na estratigrafia da bacia do Paraná existem seis grandes sequências de pacotes sedimentares, separadas por descontinuidades conforme as figuras 2 e 3 denominadas informalmente por Milani & Ramos (1998 p 476 - 479) como as seis Supersequências compostas por mais de uma unidade litoestratigráfica. Dentre estas, três representam ciclos de transgressão-regressão marinha e as demais ciclos de sedimentação continental (ZALAN, et al. 1991 p.145,146)

A Sequência Siluriano, ou Supersequência Ivaí constitui o primeiro ciclo de sedimentação iniciado o Ordoviciano é composto por depósitos continentais recobertos pelas camadas de origem marinha.

A Supersequência Paraná ou Devoniana representa um ciclo transgressivo-regressivo de oscilação completa do nível do Panthalassa iniciado no Devoniano inferior, com sedimentos arenosos e recobertos por sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa, finalizado apenas devoniano superior. Segundo Almeida (1964 p.84) essa transgressão marinha “cobriu grande área da bacia” transformando-a num “imenso golfo”. Naquele momento já tinha início o confinamento da bacia com soerguimento do Arco de Assunção no Devoniano inferior (ZALAN, et al. 1990 p.145).

Durante o Carbonífero, além do avanço na individualização da bacia a região passou por episódios glaciais. Somente no Permiano foi concluído o seu processo de confinamento, cujos sedimentos representativos deste período (folhelhos e dolomitos betuminosos) são compatíveis com a existência de um grande lago de águas salobras (ALMEIDA, 1964 p.83).

De acordo com Zalan *et. al* (1991 p.145) e Milani & Ramos (1998 p. 478), a Sequência Permo-Carbonífera ou Supersequência Gondwana I é a mais extensa sequência sedimentar da bacia do Paraná e representa o último período de transgressão-regressão marinha, quando se formou um “extenso mar epicontinental com entrada pelo sul” com retomada da sedimentação após o degelo. A deposição de sedimentos assume então dois sentidos alterando a geometria da bacia:

- 1- norte-sul no período transgressivo (Permiano Inferior), quando o pacote de origem glacial alcança a porção meridional da bacia durante a sedimentação do Grupo Itararé, onde se destaca a formação Aquidauana.
- 2- sul-norte no período regressivo (Permiano Superior), em que a espessura dos sedimentos alcança 1400 m, é formada pelo Grupo Passa Dois do qual são característicos os folhelhos betuminosos da formação Itari e as formações Palermo, Teresina, Rio do Rastro e Corumbataí, cuja deposição possivelmente se estendeu até o Triássico inferior.

As Sequências Gondwana II, III e Bauru são formadas apenas por sedimentos continentais. Na Gondwana II tem-se uma alternância de ambientes deposicionais lacustre, fluvial e eólico e um ciclo de subsidência da bacia em consequência e do aporte sedimentar da fase regressiva anterior. É deste período a Formação Pirambóia, composta por sedimentos eólicos (MILANI & RAMOS, 1998 p. 478; ZALAN, et al. 1990 p. 146), que de acordo com CPRM (2006) pertence ao período de transição entre o Permiano Superior-Triássico Inferior.

Gondwana III situa-se durante transição entre o Jurássico Inferior – Cretáceo Superior e consiste no período de formação do grande deserto de Botucatu que foi seguido pela sobreposição dos imensos derrames de lavas da Formação Serra Geral, o qual influenciou na estrutura e processos de subsidência da bacia. A Supersequência Bauru é a última sequência de “acumulação sedimentar e subsidência da bacia do Paraná”, sendo composta por sedimentos continentais conglomeráticos e arenosos (MILANI & RAMOS, 1998 p. 478; ZALAN, et al., 1990 p. 146).

SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA DA BACIA DO PARANÁ

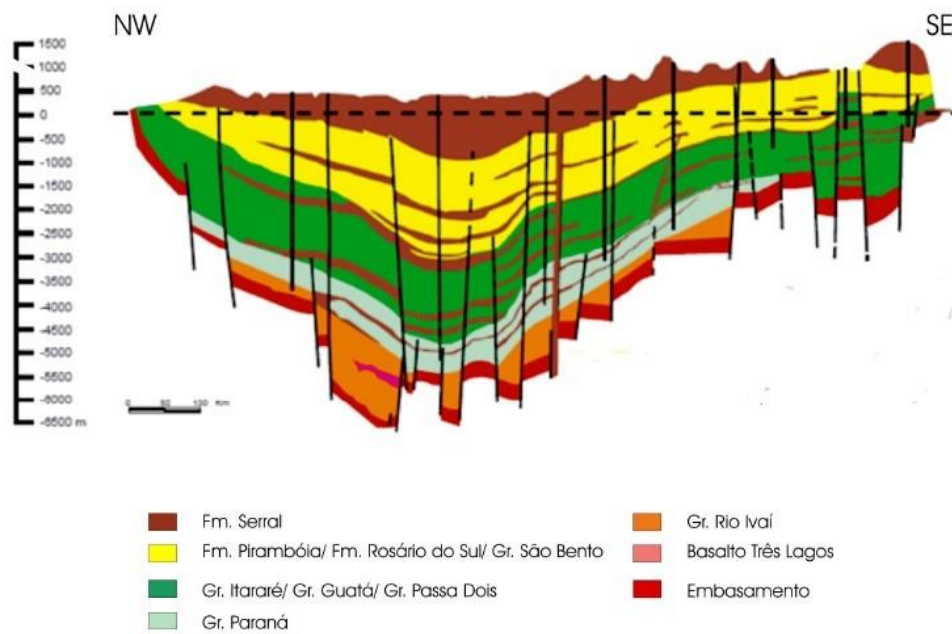


Figura 2: Seção Geológica esquemática da Bacia do Paraná. Milani & Zalan (1998) in Siqueira, 2011. p. 23

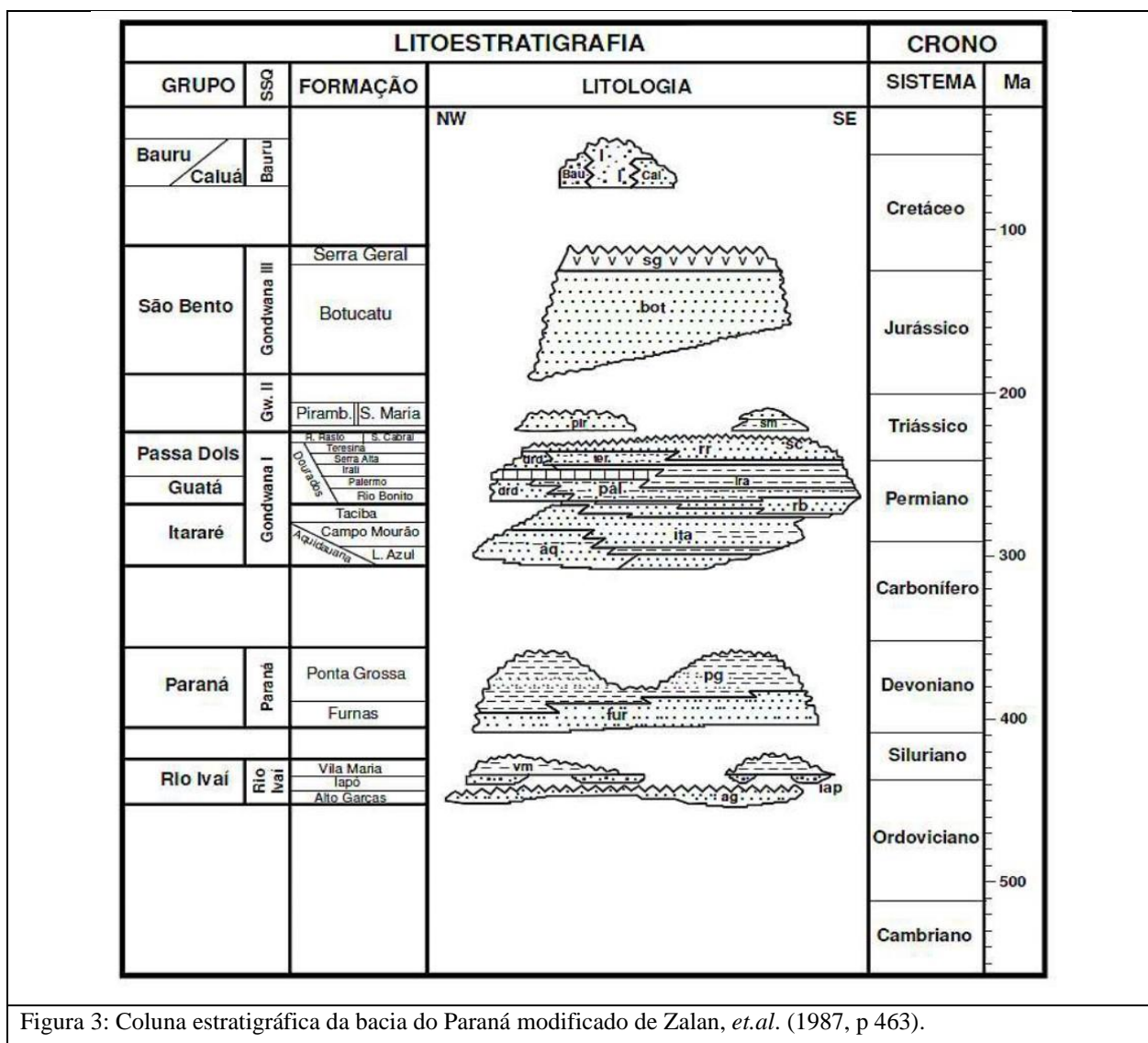


Figura 3: Coluna estratigráfica da bacia do Paraná modificado de Zalan, *et.al.* (1987, p 463).

Especialmente importante para as análises que se seguem no presente trabalho são as sequências Gondwana II e III, as quais compõe o arcabouço litológico da Serra de São Pedro.

De acordo com o Mapa Geológico do Estado de São Paulo (CPRM, 2006) os domínios tectônicos e as unidades litoestratigráficas que compõe a Serra de São Pedro são:

- I. Coberturas Clásticas do Mesozóico – Formação Itaqueri K2Eit (Paleógeno – Paleocênico da Era Cenozóica) - Formação Itaqueri composta por arenito siltico muito fino a grosso de matriz argilosa; folhelhos e conglomerados com clastos de basalto, quartzito, granito, quartzo, argilito e folhelhos entre outros, de ambiente fluvio-continental. Na área de estudo está presente no reverso da cuesta, sobreposto ao basalto.
- II. Bacia Serra Geral: Grupo São Bento, compõe o setor do reverso e *front* da cuesta :

- Formações Botucatu J3K1bt (Jurássico superior – Cretáceo inferior), composto por arenitos finos a grossos de cor vermelha de grãos arredondados de ambiente continental e estratificação cruzada;
 - Serra Geral K1βsg (Cretáceo Inferior), composta por basalto e andesito basáltico thoielítico; riolito e riodacito com intercalações de camadas de arenito, litarenito e arenito vulcânico.
 - Bacia do Paraná – Grupo Passa Dois - Formação Pirambóia, designada P3T1p (entre o permiano inferior e o Triássico superior) composta por arenitos formados em ambiente continental e ólico; compõe o setor da depressão ortoclinal da área de estudo;
- III. Bacia do Paraná – Grupo Passa Dois - Formação Pirambóia, designada P3T1p (entre o permiano inferior e o Triássico superior) composta por arenitos formados em ambiente continental e ólico; compõe o setor da depressão ortoclinal da área de estudo;
- IV. Depósitos colúvio-eluvionares – Qce: areia, silte e argila, compõe os Glacis presentes ao longo do leito maior do ribeirão.
- V. Coberturas Dentríticas Indiferenciadas – Qdi: areia, silte, argila e cascalhos inconsolidados, presentes no setor da foz do rio no encontro com o Piracicaba.

Na estratigrafia do Grupo São Bento em São Paulo, Almeida (1949, p 85-) ressalta a existência de alternância entre os arenitos da Botucatu, depositados em ambiente desértico, e os derrames basálticos da Serra Geral, devido as irregularidades nas ocorrências dos derrames que migravam entre os sistemas de fraturas que apresenta além de variações horizontais e verticais, associações de corpos de diabásio intrusivos de gênese vulcânica, fato relevante para a interpretação dos dados quantitativos gerados com os índices morfométricos gerados no presente estudo.

5.2 Geomorfologia da área de estudo

Situada nas bordas dos derrames basálticos da porção oriental da Bacia Sedimentar do Paraná, as cuestas basálticas possuem algumas características marcantes em sua forma, morfogênese e evolução. São tipos de relevo monoclinais, ou seja, com sentido de inclinação único em direção ao eixo da bacia, dissimétricos, por apresentar topografia consequente em seu reverso e perpendicular no setor do *front*, e têm a estrutura composta por camadas litológicas concordantes de gêneses e resistências diferentes (PENTEADO, 1983 p. 38 – 39). Sua evolução está intimamente ligada às formações de relevos deprimidos subsequentes, as depressões periféricas, consideradas por Ab'Saber

(1972 p. 54) como calhas de denudação dos sedimentos resultantes da alternância entre as fases paleoclimáticas secas e úmidas.

O relevo de *cuestas* é composto por três compartimentos: o reverso, o *front* e a depressão ortoclinal ou subsequente. O reverso é definido como a cimeira da *cuesta*, uma superfície de aplainamento com inclinação suave e contrária ao *front*, que acompanha o mergulho das camadas, à NW na área de estudo, em direção ao eixo da bacia (PENTEADO, 1983 p. 38 – 3).

O *front* constitui a escarpa erosiva da *cuesta* que conecta o reverso à depressão subsequente. Dele fazem parte dois elementos topográficos: a cornija, localizada a parte superior do *front*, composta pelas rochas de maior resistência, que na área de estudo apresenta formato convexo acentuado, quase perpendicular, em decorrência da espessura da camada de basalto que a compõe; e o tálus, segmento composto pelo estrato litológico de menor resistência, de formato côncavo em decorrência do material acumulado na base da encosta (PENTEADO, 1983, p.39; 41; CASSETI, 2005).

Ab'Saber (1949 p. 3-4) relaciona os fatores da morfogênese do relevo de *cuestas* e das depressões a partir do conceito de circundesnudação, o qual é definido inicialmente como “o conjunto dos fenômenos de desnudação periférica que se verificam após fases de epirogênese positiva nas bordas das sinclinais entulhadas”. Então, a erosão, a dissecação e o transporte de sedimentos, promovidos pela superimposição da hidrografia entalharam “profundamente as estruturas regionais removendo as camadas mais espessas da periferia formando linhas de *cuestas* concêntricas onde afloram a pilha de sedimentos regionais” (AB’SÁBER, *op.cit.*)

Na área de estudo a sinclinal entulhada corresponde a depressão periférica paulista com altitudes entre 550-650 metros, classificada como depressão periférica subsequente por Ab’Sáber (1972), com formato de abóbada, delimitada pelo Planalto Atlântico à oeste, e pelo Planalto Ocidental Paulista à leste (ROSS & MORROZ, 1998 p. 32).

Contudo não são apenas aos processos erosivos que se devem as transformações nas superfícies do relevo da área de estudo, bem como da maior parte da compartimentação do relevo brasileiro. O soerguimento a plataforma Sul Americana, um longo processo de eripirogenia pós cretácea, resultou em alterações de natureza estrutural no Planalto Atlântico, com a reativação de falhas pretéritas, o basculamento de blocos que produziu escarpas como a Serra do Mar, e variações altimétricas regionais seguidas por processos erosivos diferenciais sobre a litologia cristalina e metamórfica, os quais resultaram na esculturação de uma série de planaltos que compõe esta unidade morfoescultural (ROSS, 1985; 2011).

Outro efeito do soerguimento da plataforma Sul Americana sobre a área de estudo foi a influência exercida sobre o basculamento da borda oriental da bacia do Paraná em direção ao eixo da bacia, reconhecível na figura 2, o qual contribuiu para a inclinação do Planalto Ocidental na mesma

direção. Este fato tornou um equívoco atribuir simplesmente à compensação isostática a causa da inclinação da borda leste da bacia, em consequência do aporte de sedimentos e aos derrames das efusivas basálticas Serra Geral. A maior exposição em virtude do aumento altimétrico em que se estabeleceu a borda oriental contribuiu para a incidência de processos erosivos mais intensos que escupiram o relevo de cuevas por circundescoberta (ROSS, 1985, 2011).

Ademais, a superimposição da drenagem a que se refere Ab'Saber (1949 pp. 4;10) como elemento fundamental da morfogênese das cuevas e das depressões subsequentes, foi desencadeada por esta epirogênese durante uma fase climática úmida, em que o trabalho de rios que têm suas nascentes no Planalto Atlântico como o Tietê e o Piracicaba deram sequência ao entalhe dos talvegues. Os cursos que realizam este trabalho são classificados em cataclinais ou consequentes, ortoclinais ou subsequentes e anaclinais ou obsequentes, conforme o compartimento do relevo em que se localizam, pela concordância ou não com o sentido do mergulho das camadas e de acordo com a hierarquia na drenagem da qual é parte (CASSETI, 2005; PENTEADO, 1983 p. 39-41).

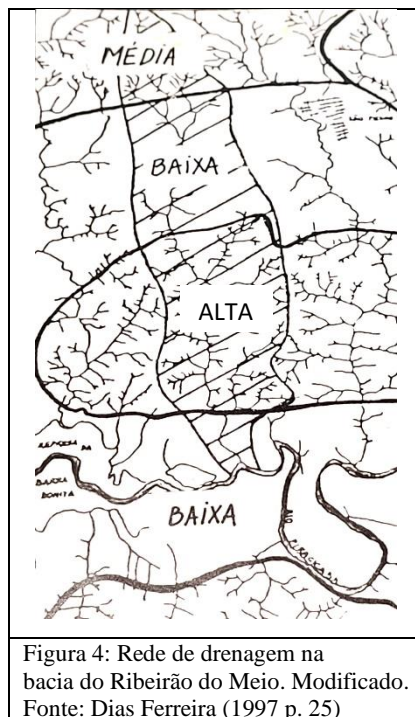
Rios cataclinais são os cursos principais que acompanham o sentido do mergulho das camadas e seguem entalhando os pacotes sedimentares ao longo da depressão periférica. Em nossa área de estudo é representado pelo Rio Tietê, o qual escavou um boqueirão em Barra Bonita no encontro com o Piracicaba para seguir rumo NW até o rio Paraná. (PENTEADO, op. cit.; CASSETI, 2005), Os rios de traçado subsequente, representado em nossa área pelo Piracicaba ainda no domínio da depressão periférica, são os tributários dos cataclinais e têm sua importância na morfogênese das cuevas por iniciarem o entalhe profundo sobre as estruturas sedimentares menos resistentes da borda da bacia (AB'SÁBER, 1949, p.4).

Já a evolução do recuo do *front* cabe ao trabalho dos cursos anaclinais, que promovem a erosão remontante e dão o aspecto festonado e este setor do relevo. Representado pelo Ribeirão do Meio e pelos demais cursos que compõem a drenagem da Serra de São Pedro, são os rios tributários da margem direita do Piracicaba, cujos arranjos em forma de anfiteatro são consequência das inúmeras nascentes presentes na parte somital e setor superior da vertente. A bibliografia indica que os cursos anaclinais geralmente têm traçado contrário ao sentido do mergulho das camadas, no entanto, neste setor o Ribeirão do Meio possui traçado em sentido N-S que acompanha o alinhamento retilíneo da frente da escarpa, arranjo que foi dirigido pelas linhas de fratura (COUTARD, et. al. 2020 p. 37).

Ainda em relação a escarpa, Coutard (1978 *et. al.*) indica que a forte inclinação se deve também a ocorrência de desmoronamentos e consequente acúmulo de material no sopé.

Penteado (1983) considera que para além da espessura e natureza da camada tenra que compõe a escarpa, a densidade da drenagem anaclinal é um elemento que tem forte influência sobre a forma e o declive da vertente. Dias Ferreira (1997 p. 25) apresenta uma setorização da rede drenagem da bacia

do ribeirão do Meio na figura 4, em que se observa uma variação na densidade de drenagem, sendo média na escarpa, baixa no “*avant front*” da cuesta onde estão localizados os glaciais preservados sobre os arenitos Pirambóia, e alta na planície fluvial onde se encontram os glaciais dissecados e baixa novamente na planície fluvial, onde se encontram terraços fluviais de diferentes épocas e a zona dos glaciais dissecados.



Para discriminar os segmentos e estabelecer uma setorização do canal fluvial inserido em sua bacia de drenagem utilizamos a taxonomia do relevo de Ross (2001) o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, 1997, Carta Geomorfológica de São Pedro (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2016) e para a construção do entendimento dos diversos níveis morfológicos presentes nestes setores, tomamos como referência Ross (2011).

Neste modelo de análise o nível de detalhamento das formas é feito em ordem decrescente, ou seja, parte-se da identificação de grandes unidades do relevo para pequenas unidades conforme aumentam-se os táxons. As unidades de análise do relevo expressas de forma simplificada no perfil longitudinal do Ribeirão do Meio enquadram-se no segundo, terceiro, quarto e quinto táxons.

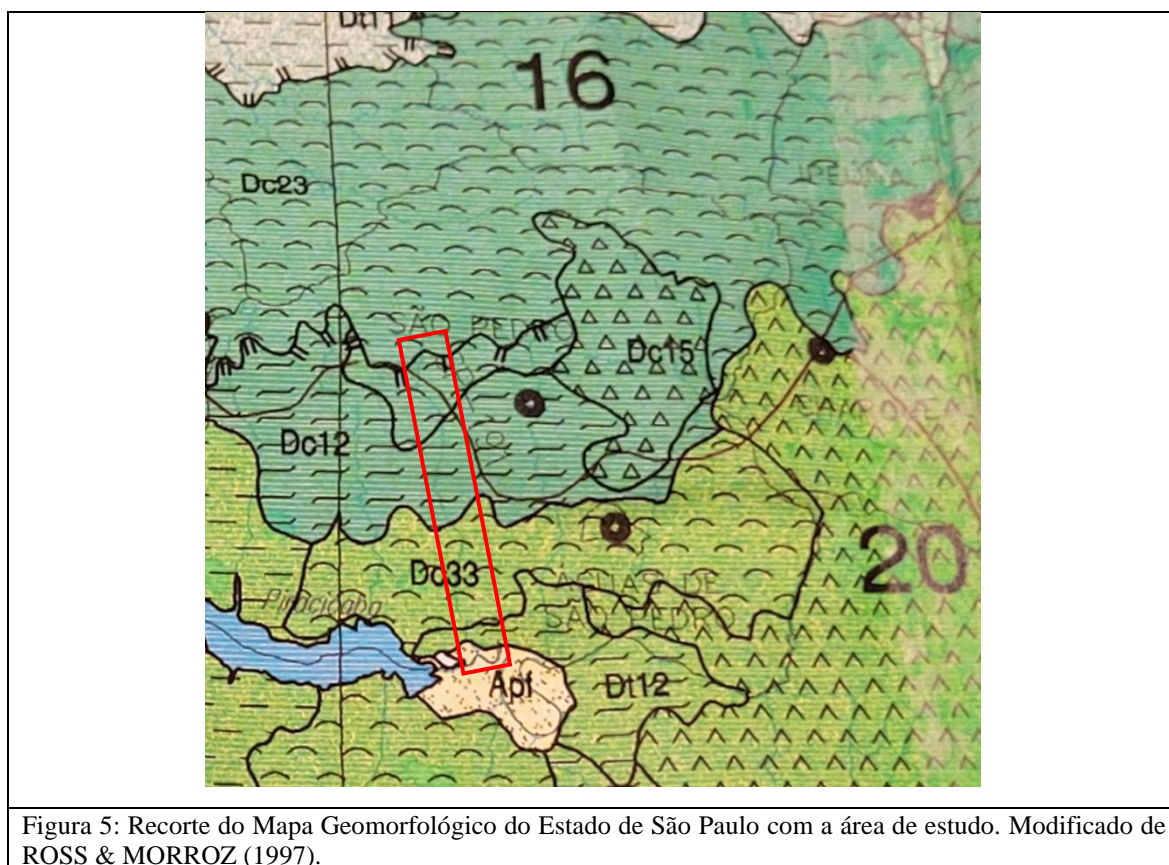
Ao 2º táxon, das Morfoesculturas, tem-se no Planalto Ocidental um curto segmento da bacia no reverso da cuesta configurando a superfície de cimeira, e na Depressão do Médio Tietê, o *front* da cuesta, os trechos de Glaciais preservados e dissecados e a planície fluvial do canal. Tanto para o 3º como para o 4º táxon foram utilizados os processos de denudação ou agradação como parâmetros de agrupamento das formas resultantes da ação de processos morfoclimáticos do Quaternário, de acordo com as respectivas escalas de observação (ROSS & MORROZ, 1997; ROSS, 2011).

O 3º táxon se refere aos “Padrões de Forma do Relevo” onde são agrupadas as unidades que apresentam semelhanças na rugosidade topográfica ou índice de dissecação do relevo, na altimetria e nos formatos dos topos, vertentes e vales, bem como nas dimensões interfluviais. O 4º táxon individualiza os “Tipos de Formas do Relevo” presentes nos agrupamentos do 3º táxon. Inclusos nas categorias resultantes de processos agradação, e que se apresentam na nossa área de estudo, estão as planícies e terraços fluviais, e nas categorias de gênese denudacional estão as colinas com topos convexos ou formas tabulares. As informações destes dois táxons estão relacionadas e por conta disso as suas codificações são complementares.

No 5º táxon estão os tipos de vertentes classificadas como retilíneas, côncavas ou convexas, onde a dimensão interfluvial associada a densidade de drenagem e ao entalhamento médio dos canais são componentes da análise da declividade (ROSS, 2011). Este táxon é de especial importância, pois as vertentes são “o campo de ação dos processos morfogenéticos”. As vertentes possuem o caráter dinâmico tanto de funcionar como setor de ligação entre diferentes partes do relevo, como pela sua tridimensionalidade, da qual servem à morfometria o comprimento, a profundidade e a largura, e por fim, pela sua dimensão temporal tendo em vista que as vertentes são compostas por “sucessivas superfícies e depósitos correlativos que testemunham os processos morfogenéticos” de escala temporal pretérita e presente (CHRISTOFOLETTI, 1980). Além disso as vertentes estão intimamente relacionadas com a pedogênese.

O Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (1997) traz a “cartografia dos fatos geomorfológicos” na escala 1:500.000, o que permite a identificar apenas as unidades dos 2º, 3º táxons, pois os inferiores requerem escalas de detalhe, de 1:10.000 ou 1:5000 para a observação (ROSS, 2011 p. 19.). A área de estudo está na folha 2 do referido mapa que traz a codificação¹ dos padrões de formas semelhantes e das unidades, que subsidiou a confecção da tabela 2, de autoria própria, em que foram substituídas as informações pedológicas e geológicas da carta por outras específicas da bacia, adequadas a nossa escala de observação. Para interpretação da taxonomia do relevo foi utilizada a matriz de índices de dissecação de Ross & Morroz (*op.cit.*).

¹ Codificação: a letra D indica denudação e a letra A, agradação, ou seja, a primeira resulta em dissecação de material e a segunda em acúmulo. As letras minúsculas c, t e pf, informam respectivamente os tipos de modelado, convexo, tabular e planície fluvial. As dezenas significam o nível de entalhamento dos vales, e as unidades a dimensão interfluvial ou a densidade de drenagem (ROSS & MORROZ, 1998 pp.18-19).



2º Táxon			
Unidades Morfoesculturais	Modelado Dominante	Altimetria e Declividade	*Litologia
16 – Planalto Residual de São Carlos	Dc 23; Dc 12: Colinas com topos aplanados	600 a 900 m 10 a 20%; > 30%	Dc 23: arenito siltico matriz argilosa, folhelhos (itaqueri); basalto (serra geral), arenito vermelho (botucatu). Dc 12: depósitos arenosos- argilosos sobrepostos arenitos eólicos (pirambóia)
20 – Depressão do Médio Tietê	Dc 33; Dt 12: Colinas com topos amplos	500 a 650 m 10 a 20%	Dc 33: arenitos eólicos e continentais (pirambóia)
3º Táxon			
Padrões de Formas Semelhantes	Índices de Dissecação do Relevo	Níveis de Dissecação	*Solos: de montante para jusante na área de estudo
	Dc 23; Dc 33	Dissecação média a alta, com vales entalhados e densidade de drenagem média a alta Áreas sujeitas a forte atividade erosiva;	Dc 23: Latossolo Vermelho Amarelo, Neossolo Litólico; Dc 33: Argissolo Vermelho Amarelo.
	Dc 12; Dt 12	Dissecação baixa, vales pouco entalhados e densidade de drenagem baixa; Baixo potencial erosivo.	Dc 12: Neossolo Quartazênico; Dt 12: Argissolo Vermelho Amarelo.

	Apf	Agradação aluvial: áreas sujeitas a inundações periódicas, lençol freático pouco profundo, sedimentos inconsolidados sujeitos a acomodações. Não apresenta dissecação.	Apf: Gleissolo Melânico
Tabela 2: Índices e informações da taxonomia do relevo da área de estudo. Fontes ROSS & MORROZ (1997), CPRM (2006) e OLIVEIRA & PRADO (1989).			

No compartimento do Planalto Residual de São Carlos identificado na figura 5 pelo número 16, os códigos Dc23 e Dc12 indicam as formas de relevo denudacionais. O primeiro corresponde as colinas de topos aplanados do reverso da cuesta, que em nossa área de estudo equivale a aproximadamente 1,5 km onde se acomodam as cabeceiras do ribeirão sobre os arenitos de composição variada da Formação Itaqueri. Conforme a Matriz de Índice de Dissecação do Relevo de Ross e Morroz (1997), o grau de entalhamento dos vales é fraco e a dimensão interfluvial é média, porém a densidade de drenagem com variação entre média e alta lhe confere alto grau de dissecação resultando em forte propensão a atividade erosiva.

O baixo nível de detalhe proporcionado pela escala do mapa não permite a representação da escarpa da cuesta, que pertence ao táxon dos tipos de vertentes. Contudo pode-se entender que este setor está incluso na área do código Dc23 já que é constituído por média densidade drenagem e alto nível de dissecação do relevo, conforme Dias Ferreira, (1997, p. 17) e Queiroz Neto (*et. al.* 1978).

Na Depressão do Médio Tietê, identificada na figura 5 pelo número 20, correspondente à Depressão Periférica Paulista na área de estudo, o código Dc 12 equivale as colinas de topos convexos dos Glacis, que de acordo com Tricart (1968, p. 10,11) são formas de relevo presentes nos sítios de acumulação das vertentes os quais compõe os setores de coluviamento.

Dias Ferreira (1997 p.17–19) os descrevem como “uma zona de amplos interflúvios que se estende do sopé da escarpa para o Sul com uma cobertura arenosa bastante espessa e homogênea”, característica dos Neossolos Quartzarênicos. De acordo com a autora (*op. cit.*). Tal cobertura arenosa sobre as colinas teriam sido depositadas e acumuladas por meio de processos eólicos relativos à fase semi-árida do Quaternário inferior pela qual passou a região Sudeste, o que está de acordo com o tipo de solo pouco desenvolvido representado pelos Neossolos Quartzarênicos.

Os Glacis são colinas que se apresentam de forma preservada neste primeiro setor, em Dc12, certamente pela baixa densidade de drenagem e baixo entalhamento dos vales indicados pelo referido código, mas que no segmento à jusante codificado como Dc33, foram muito dissecados (DIAS FERREIRA, 1997 p. 17-18).

A esta mudança no padrão de forma semelhante para Dc33 revela o processo de morfogênese associados a dois fatores principais: do aumento na densidade de drenagem, classificada em média e

alta, que repercute em maior entalhe dos vales, e da alteração na composição pedológica para Argissolo Vermelho-Amarelo, que apesar de ser um tipo de solo mais desenvolvido com horizonte B (hístico ou textural) é propenso a erosão e são característicos de área dissecadas, conforme indicado.

A jusante dos Glacis dissecados a unidade Dt12 designa um modelado tabular de gênese denudacional com dissecação do relevo e densidade de drenagem baixas, desenvolvido sob vales pouco entalhados nas proximidades da planície de inundação. Trata-se, conforme Pinheiro & Queiroz Neto (2016) do setor de terraços fluviais localizados próximo à confluência com o rio Piracicaba, derivados de flutuações climáticas do Holoceno superior. Os terraços são definidos como “antigas planícies de inundação que foram abandonadas” conforme Leopold *et al.* (1964, apud CHRISTOFOLETTI, 1988 p. 253) os quais apresentam gêneses diferentes.

E a última forma de relevo presente na bacia do Ribeirão do Meio é de agradação fluvial codificada por Apf e designada por Pinheiro (op.cit.) como terrenos inundáveis ou pântanos, aos quais estão associados os Gleissolos Melânicos. Conforme o mapa da “Geomorfologia da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba” (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2016), observa-se a presença de cordões marginais convexos a jusante dos terrenos inundáveis, na margem direita e um terraço do holoceno superior na margem esquerda.

Christofoletti (1988 p. 228-229) designa os cordões marginais convexos como formas de relevo resultantes dos “principais processos de sedimentação que ocorrem nos canais fluviais meândricos”. São formados a partir da ação erosiva desencadeada pelo fluxo do débito das margens plenas² sobre a margem côncava, cujo material removido é transportado por correntes secundárias para a margem convexa, onde é depositado.

Conforme oscila o nível d’água o cordão sedimentar é exposto em um nível altimétrico superior ao do rio como uma crista, posteriormente adquirindo formato de arco quando recoberto por vegetação. Da recorrência deste processo forma-se uma sucessão de arcos (CHRISTOFOLETTI, 1988 p. 229).

Apesar de este componente do relevo ter gênese relativa ao Piracicaba, este guarda relação morfogenética com os terrenos inundáveis da foz do ribeirão. Por estarem situados no segmento mais baixo da vertente, é o trecho onde o fluxo do canal possui energia mais baixa, configurando a área alagada de deposição de sedimentos de granulometria fina como silte e argila. Em consequência do gradiente altimétrico representado pelos cordões, forma-se uma barreira física ao maior espriamento das águas e dos sedimentos associados.

² O débito das margens plenas é definido como a medida da vazão que preenche todo o perímetro úmido do canal fluvial, e acima do qual ocorre transbordamento para a planície de inundação; sua importância morfogenética está relacionada ao maior poder efetivo de esculturação do modelado do canal pela sua maior competência de movimentar o material detrítico quando comparado as vazões tanto de volume superior, quando ocorrem inundações, como de volumes inferiores. (CHRISTOFOLETTI, 1988 p. 59-65).

A Figura 6 traz um recorte do mapa da Geomorfologia da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2016) sobre a qual foram adicionados os *knick points*, os vetores do canal fluvial do Ribeirão do Meio e dos limites da bacia hidrográfica. Esta figura possibilita a visualização das formas de relevo que compõe a bacia hidrográfica do Ribeirão do Meio.

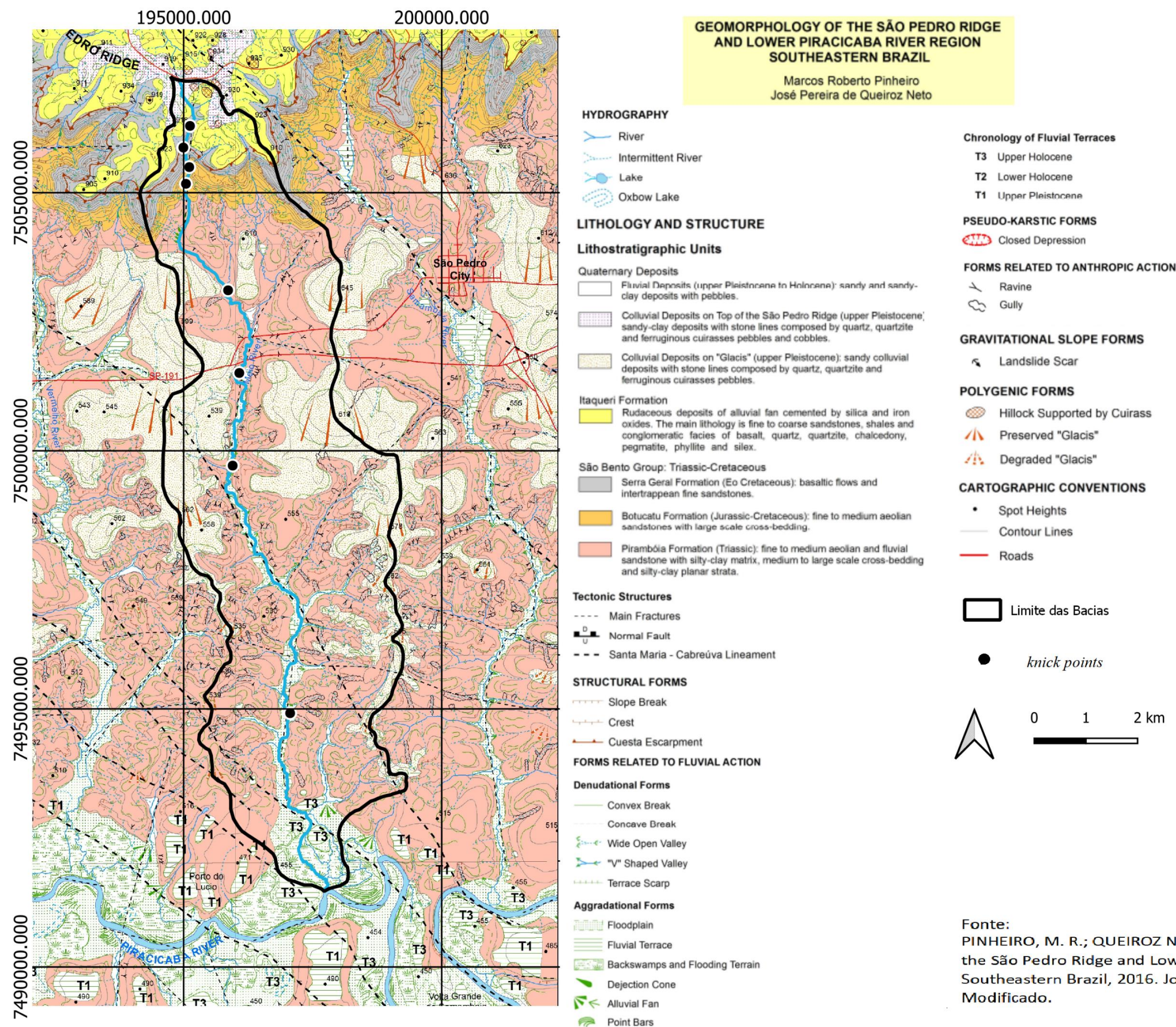


Figura 6: Recorte do mapa da Geomorfologia da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba, modificado de Pinheiro & Queiroz Neto (2016).

5.3 Pedologia da área de estudo e suas relações com a Geomorfologia

A figura 7 traz um recorte da carta pedológica da área de estudo onde é possível visualizar a sequência dos solos ao longo do traçado da drenagem. A nomenclatura pedológica foi atualizada de acordo com a classificação recente do Manual Técnico de Pedologia do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

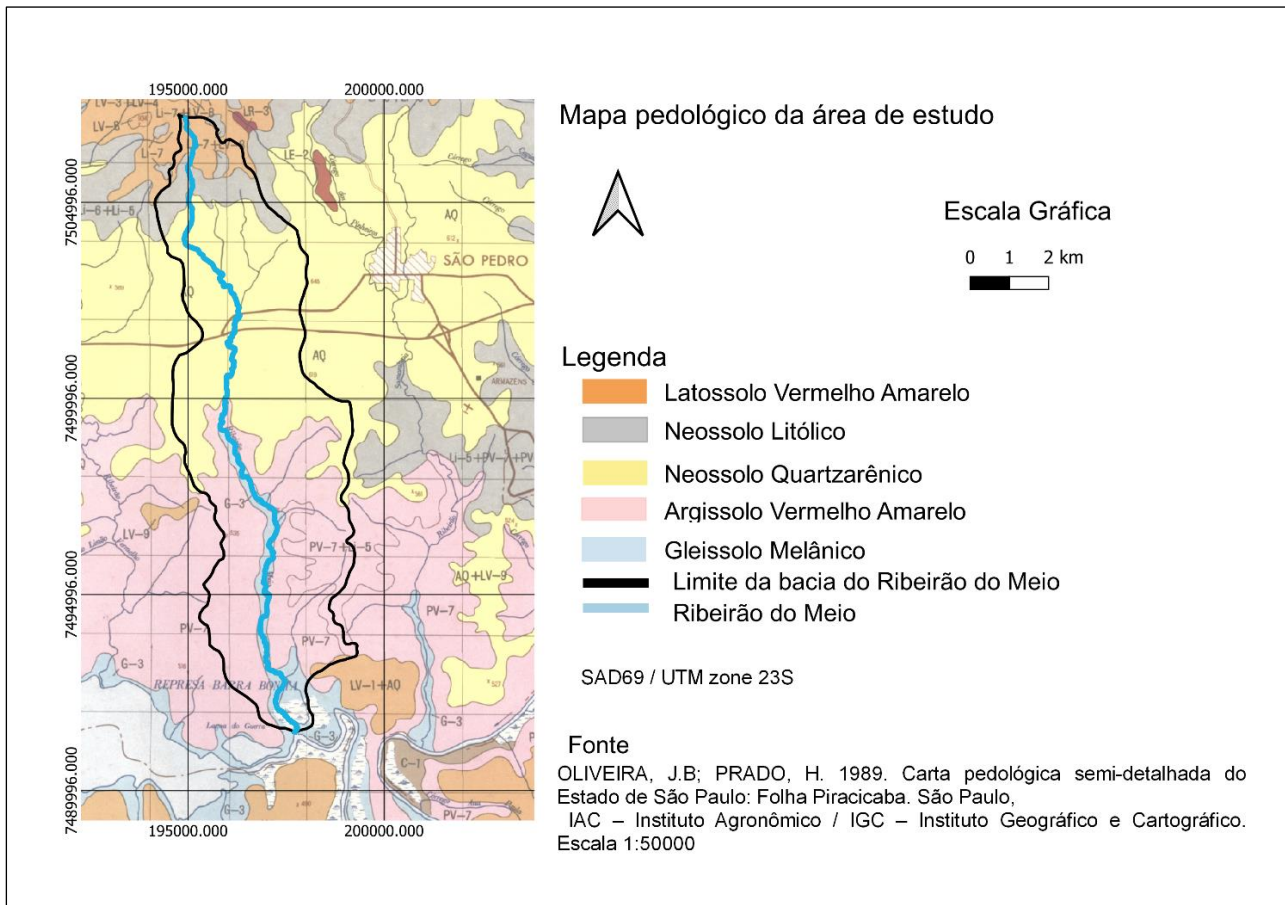


Figura 7: Recorte da Carta pedológica semi- detalhada do Estado de São Paulo. Modificado de Oliveira (1989).

A classe de solos desenvolvida no setor da nascente do ribeirão sobre os arenitos Itaqueri é composta por Latossolos Vermelho-Amarelo. Caracterizados por serem solos profundos, bem drenados, com baixa retenção de água e presentes em áreas de terrenos planos a ondulados, apresentam textura média e alta permeabilidade sendo propensos a processos erosivos quando desenvolvidos sobre declividades elevadas (IBGE, 2007; EMBRAPA; IAC).

A jusante dos Latossolos no *continuum* da vertente, desenvolveram-se os Neossolos que têm como algumas de suas características a ausência de horizonte diagnósticos, o que os torna solos pouco evoluídos com predomínio das características do material originário (EMBRAPA).

Os Neossolos Litólicos são típicos de regiões de relevos dissecados ou íngremes que se desenvolveram sobre duas litologias da área de estudo: os basaltos da Formação Serra Geral no

segmento do reverso da escarpa da cuesta, e avançando sobre esta, recobriu o arenito Botucatu. São solos rasos com espessuras que não ultrapassam os 50 cm e por isso pouco desenvolvidos, nos quais geralmente não se encontram horizonte B, ou B em início de formação, estando o horizonte A em contato direto com o C. São constituídos por cascalhos e até matacões e dispostos sobre relevos inclinados (IBGE, 2007; EMBRAPA; IAC),

Já os Neossolos Quartzarênicos são profundos e arenosos e apresentam minerais primários de fácil intemperização. São excessivamente drenados e por isso apresentam textura arenosa. Ocorrem em relevo plano ou ondulado (IBGE, 2007; EMBRAPA, IAC) como em nossa área de estudo que compõe o setor dos Glacis preservados, assentados sobre os arenitos da Formação Pirambóia.

Seguindo o curso a jusante, o rio adentra no trecho de Argissolo Vermelho-Amarelo, os quais ocorrem em áreas de relevos dissecados e acidentados, estando de acordo com as características da área em que se desenvolveram os Glacis dissecados na bacia hidrográfica. Possuem textura arenosa média, baixa coesão nos horizontes subsuperficiais e permeabilidade reduzida. Apresentam diferença textural abrupta expressa nos elevados teores de argila presentes no horizonte B por iluviação. Esta característica dificulta a capacidade de infiltração da água tornando-os susceptíveis à erosão (IBGE, 2007; EMBRAPA; IAC).

Conforme Dias Ferreira (1997, p. 19-20) os Argissolos formados neste trecho são considerados poligenéticos, pois além da transição abrupta representada pela sobreposição do horizonte A, arenoso e friável (identificado como colúvio) para o B iluvial, apresentam linhas de pedra e estruturas em bandas onduladas na transição A/B. Apesar de os Argissolos Vermelho-Amarelos ocuparem um trecho pouco extenso do leito do canal, sendo precedidos pelos Gleissolos Melânicos, no contexto da bacia hidrográfica este é o tipo de solo que compõe o setor dos Glacis dissecados até o limite com a planície aluvial.

Na planície do Ribeirão, delimitados pelo perímetro do leito e assentados sobre os Depósitos Quaternários, desenvolveram-se os Gleissolos, tipos de solos minerais característicos das proximidades dos cursos d'água e áreas inundáveis, que ocorrem geralmente sobre sedimentos recentes. São hidromórficos e mal drenados em consequência da proximidade ao lençol freático que os mantém constantemente molhados (IBGE, 2007; EMBRAPA; IAC.)

A partir da apresentação das características dos diferentes tipos de solos presentes na área de estudo buscaremos identificar as relações entre pedogênese e morfogênese trazendo de forma simplificada os conceitos da metodologia da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica. Este método propõe o entendimento do solo como cobertura pedológica desenvolvida ao longo da vertente; interpreta-se, portanto, o solo como um *continuum*, onde, para além do desenvolvimento vertical do

perfil são identificadas as alterações laterais que ocorrem no desenvolvimento das diferentes classes de solo (QUEIROZ NETO, 2011; RUBIRA *et. al.* 2019).

Boulet (1993, p. 80) explica que na análise estrutural da cobertura pedológica os solos aparecem como sistemas em transformação, “onde uma cobertura inicial se transforma em outra frequentemente muito diferente” se apresentando de forma discordante com os horizontes dos solos e avançando lateralmente. Isto ocorre em função da circulação vertical e lateral da água ao longo dos horizontes do perfil, a qual ocorre de modo diferente a depender do setor da vertente analisado. Para compreendermos este tipo de interpretação faz-se necessário elucidar os principais aspectos que lhe servem de subsídio.

Nos setores onde a inclinação da vertente é acentuada, ou seja, na frente da escarpa, a circulação da água superficial ocorre com alta energia gerada pelo gradiente altimétrico que favorece a dissecação e o arraste de sedimentos para os setores de jusante, e considera-se que há predominância da morfogênese em relação a pedogênese. No setor côncavo, formado geralmente a partir da acumulação de material proveniente do segmento de montante (colúvio) a ação da água se não dá apenas superficialmente promovendo a reptação de material, mas também de subsuperficialmente contribuindo para a ação pedogenética. Na planície o baixo ângulo de inclinação conforma o segmento onde a circulação da água no solo ocorre de forma mais significativa por meio de infiltração vertical, favorecendo a pedogênese em relação a morfogênese (TRICART, 1968; QUEIROZ NETO, 2011).

Desta forma percebe-se que para o estabelecimento das relações entre o desenvolvimento dos solos em superfícies inclinadas são consideradas as três dimensões que compõe o estudo das vertentes: a profundidade, expressa na circulação da água e profundidade do perfil do solo, a forma, relativa à geometria particular de cada setor, e o tempo, considerado um fator essencial para a formação do regolito capaz de alterar o modelado da vertente (CHRISTOFOLETTI, 1980)

Partindo da combinação destas dimensões é possível interpretar a formação dos solos por meio do balanço morfogenético, onde a ação da meteorização e pedogênese aumentam a espessura do regolito, correspondendo a uma dimensão vertical da vertente, enquanto os movimentos de arraste das partículas e de regolito junto com o escoamento superficial são compreendidos como os componentes paralelos à geometria da vertente, capazes de diminuir a espessura da cobertura pedológica e promover o “rebaixamento do modelado” (CHRISTOFOLETTI, 1980 p. 58-59).

Portanto, as relações entre solo e relevo são melhor compreendidas por meio de análises que contemplem o funcionamento da dinâmica das vertentes como sistemas abertos que estabelecem trocas de matéria e energia por meio do ajuste constante entre a rede de drenagem da bacia hidrográfica e a forma da vertente, conformando um sistema em equilíbrio dinâmico onde a capacidade de transporte

de sedimentos é compatível com a carga sedimentar mobilizada (CHRISTOFOLETTI, 1980 p. 59-60; 1988 p. 105-107).

Foi a partir da relação entre a dinâmica das vertentes e formação dos solos, situados sob o domínio climático tropical úmido, que foi desenvolvido o conceito de catena, o qual expressa as observações recorrentes de que ao longo das vertentes os solos desenvolvem-se na forma de sequências sucessivas comparadas aos elos de uma corrente, tendo a erosão e a circulação da água como principais fatores morfogenéticos, dos quais resulta a aloctonia dos materiais e possivelmente a formação das *stone lines* relativas a descontinuidades erosivas (MILNE, 1936 *apud* QUEIROZ NETO, 2011 p. 14).

Da comprovação empírica de que os solos formam sequências ao longo da vertente e de que as transformações ocorrem não apenas ao longo do perfil vertical mas que avançam lateralmente, chega-se ao reconhecimento das coberturas pedológicas como sistemas, os quais se encontram em estágios de transformação ou equilíbrio dinâmico (QUEIROZ NETO, 2011).

A sequência da cobertura pedológica considerada como um sistema em transformação apresenta os Latossolos, característicos de relevos suavemente ondulados, presentes nos “topos das colinas”, e Argissolos desenvolvidos a partir “das meias encostas” formando relevos ondulados. A transformação de um tipo de solos em outro refere-se passagem de um horizonte B latossólico ao B textural avançando de forma remontante para o topo da vertente com perdas progressivas de argila por iluviação (QUEIROZ NETO *et al*, 1981 p. 68: 2011 p. 15)

Estudos morfopedogenéticos realizados na região da Serra de São Pedro por Villela *et al* (2018) e Dias Ferreira (1997) com aplicação da metodologia da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica em estudos de topossequências, também encontraram evidências de transição na composição dos solos com perda de argila dos horizontes superficiais por iluviação em sentido remontante, assim como indicado na sequência da cobertura pedológica apresentada por Queiroz Neto (*op. cit.*).

Esta sequência encontra semelhanças na sucessão pedológica desenvolvida ao longo da vertente da bacia hidrográfica do Ribeirão do Meio, que apresenta Latossolos Vermelho-Amarelo no reverso da escarpa da cuesta e Argissolos Vermelho-Amarelo recoberto por depósitos neocenoicos a partir da cota altimétrica de 500 metros, na zona dos Glacis dissecados (DIAS FERREIRA, 1997).

Apesar de pertencerem a mesma região, as vertentes analisadas pelos autores (*op. cit.*) possuem características geométricas e extensão muito diferentes da vertente que compõe a bacia do Ribeirão do Meio, que possui a face livre da escarpa com declividade abrupta próxima aos 90 graus com desnível altimétrico de aproximadamente 400 metros, e desenvolvimento dos Neossolos nos setores de colúvio e do *front* da escarpa.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Procedimentos Operacionais

A confecção do perfil longitudinal foi realizada em três etapas e com o uso dos softwares *excel* e *QGis* 3.22:

1. coleta das medidas de extensão total do canal fluvial e de cada compartimento, geológico, geomorfológico e pedológico;
2. geração do gráfico do perfil longitudinal;
3. confecção dos rodapés estratigráficos e legenda.

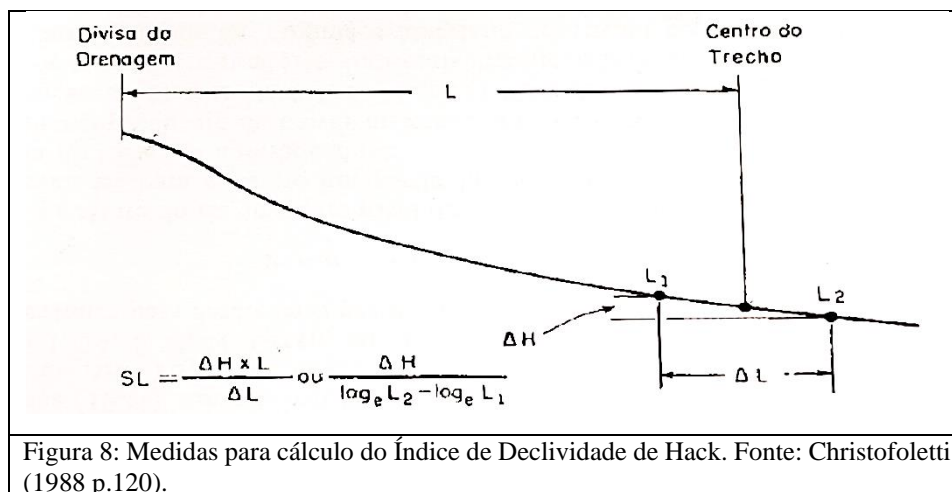
Sobre a base cartográfica de Pinheiro & Queiroz Neto (2016) georreferenciada no QGis, procedeu-se a vetorização de toda a extensão do canal fluvial, desde a nascente principal, situada na cota topográfica aproximada de 915 m até sua foz na cota de 460 m (quando encontra o rio Piracicaba), resultando numa extensão total aproximada de 20.208,495 metros. Os registros das distâncias percorridas realizaram-se de acordo com equidistância de 20 m entre as cotas topográficas. Na sequência coletaram-se separadamente as extensões totais percorridas pelo canal entre os compartimentos geológico e geomorfológico.

O mesmo procedimento foi aplicado sobre a carta pedológica de Oliveira & Prado (1989), ou seja, o georreferenciamento da carta, sobreposição do canal fluvial vetorizado, e coleta das extensões totais do ribeirão em cada compartimento pedológico.

Para cada conjunto de medidas foram geradas tabelas específicas. A partir da tabela de extensão total do Ribeirão do Meio gerou-se o gráfico de dispersão do perfil longitudinal, e com as respectivas tabelas dos compartimentos geológico, pedológico e geomorfológico, foram gerados os gráficos de barra dos rodapés estratigráficos. As cores aplicadas seguiram os padrões dos manuais técnicos específicos do IBGE.

A confecção do gráfico que expressa o Índice de Hack teve como base de cálculo os dados de extensão total, ou distância a cumulada, plotados no *excel*. A aplicou-se então a fórmula: $k = S \cdot L$, onde k é o índice de declividade; S é a declividade ou a tangente ao perfil; e L é o comprimento do rio com medida inicial na cabeceira do rio e final no ponto médio do trecho analisado. Por envolver variações nos parâmetros de altura e declividade a fórmula assume o seguinte aspecto quando desenvolvida:

$$k = S \cdot L = \frac{\Delta H \cdot L}{\Delta L} = \frac{H1 - H2}{\log_e L2 - \log_e L1};$$
 onde ΔH é a diferença altimétrica entre o ponto inicial e o término do canal fluvial e ΔL equivale a extensão do segmento analisado, calculada por meio da diferença entre o ponto inicial $L1$ e o ponto final $L2$, medidos desde a nascente aos referidos pontos. A figura 8 traz um esquema da obtenção de ΔH e ΔL .



A expressão que resulta nos valores da Relação Declividade Extensão (RDE) por setor e RDE total exigiu também o cálculo do logaritmo natural da extensão total do canal, para então aplicá-lo na fórmula e gerar o gráfico de dispersão que expressa o Índice de Hack. Este produto também está vinculado ao rodapé estratigráfico utilizado no perfil longitudinal

6.2 O Perfil Longitudinal do Ribeirão do Meio

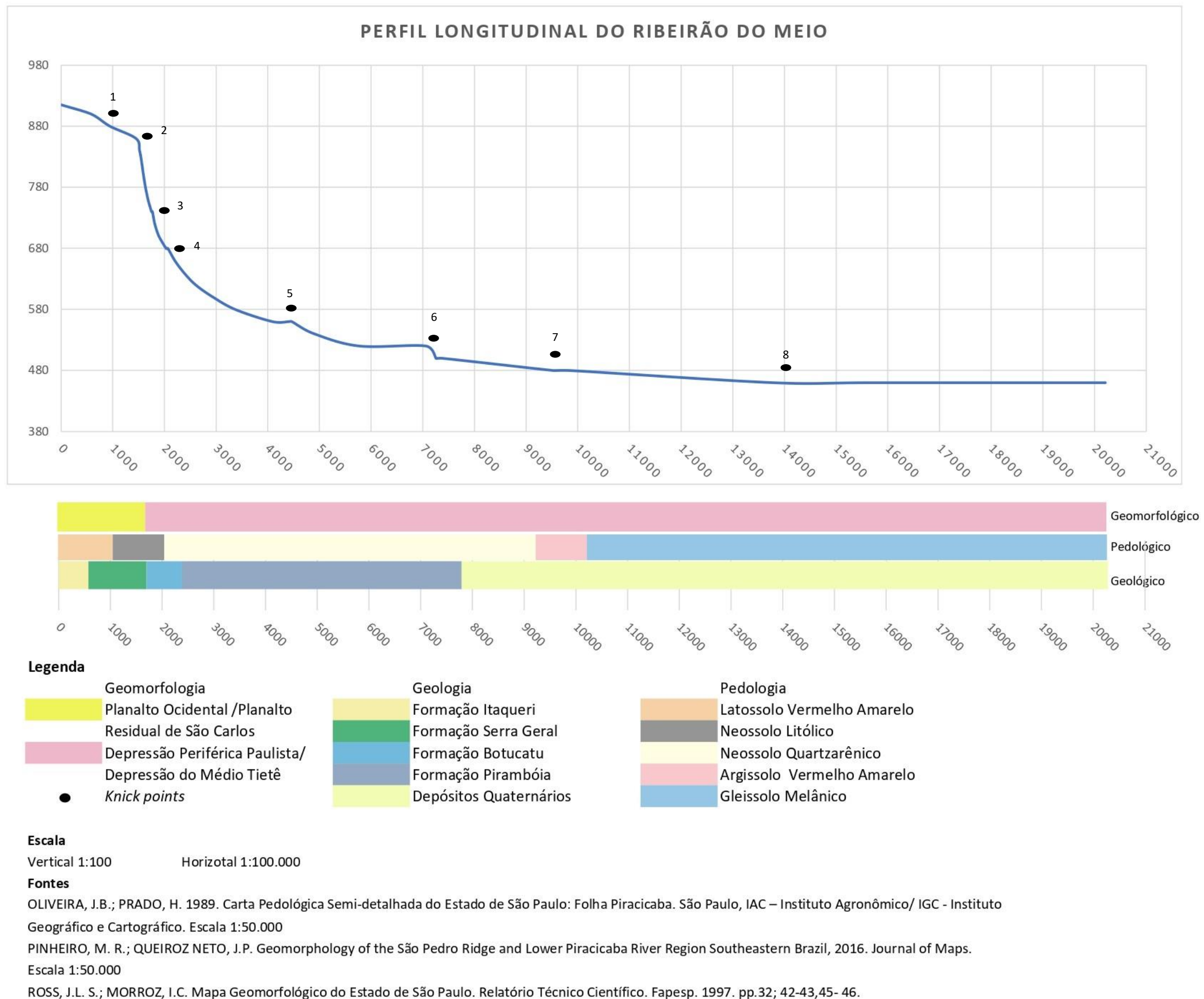
A forma expressa pelo perfil longitudinal revela o ajustamento das variáveis da geometria hidráulica³ às alterações no débito e carga de sedimentos intemperizada, transportada e depositada pelo trabalho desencadeado pela energia cinética da água ao longo do vale fluvial. Portanto, as variações observadas em cada trecho do canal refletem a morfogênese em função do fornecimento de energia e detritos de montante para jusante (CHRISTOFOLETTI, 1988 p.130; 1980 p.73).

Para o Ribeirão do Meio a forma assumida pelo perfil longitudinal é de uma vertente de alta declividade com gradiente altimétrico total, desde o topo até a foz, de aproximadamente 455 metros dos quais 200 metros são representados pelo setor do *front* da cuesta entre as cotas de 840 e 640 metros.

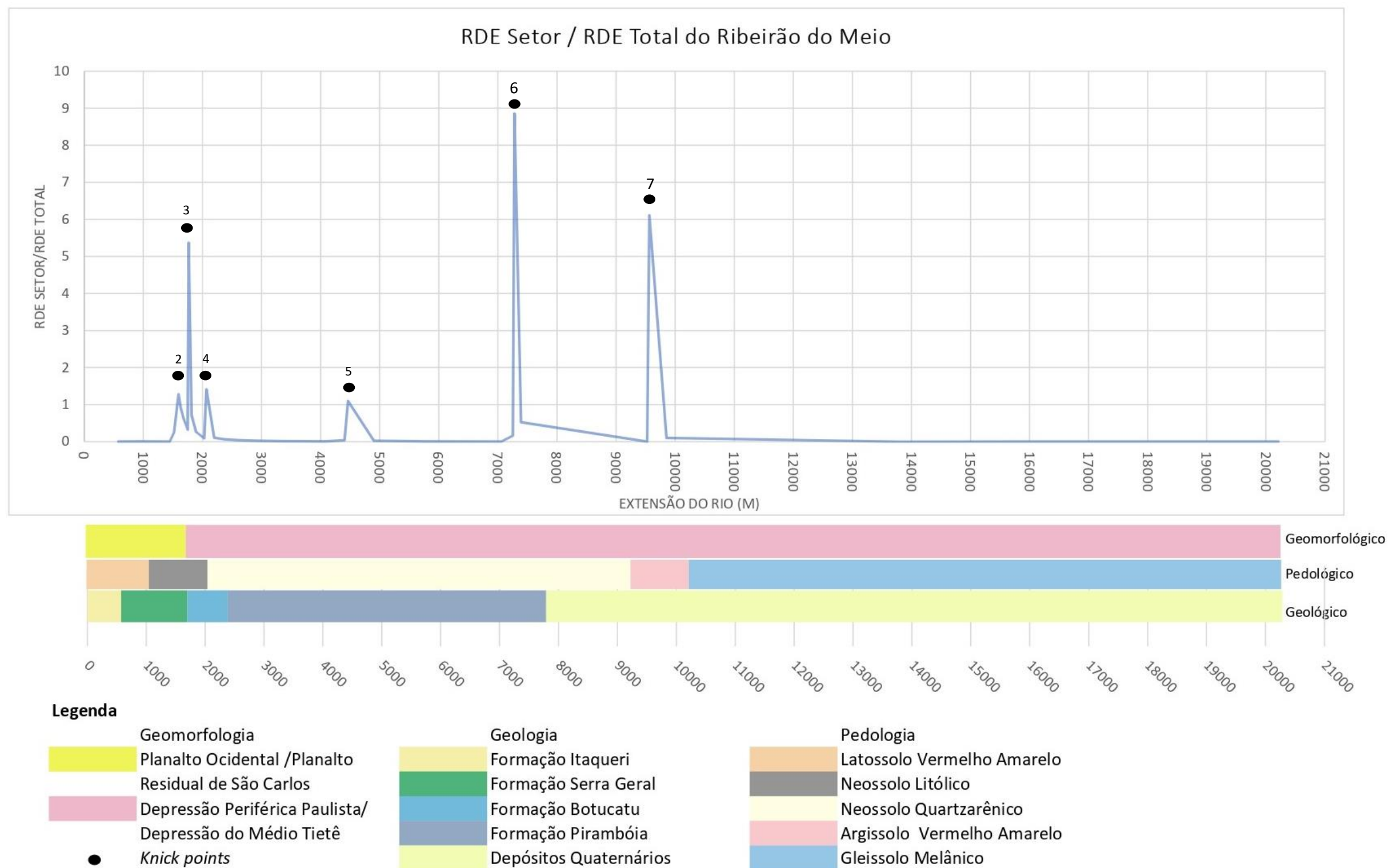
A jusante, entre as cotas altimétricas de 640 e 520 metros, a vertente assume o formato côncavo resultante da deposição dos detritos provenientes da dissecação do relevo promovida pela alta energia adquirida pelo do fluxo de água decorrente do gradiente altimétrico. A diminuição da declividade a jusante é acompanhada pela forma mais retilínea, que expressa na planície do rio o ambiente deposicional dos sedimentos de granulometria mais fina sobre o leito do canal, entre as cotas altimétricas de 500 e 460 metros.

³ Variáveis da geometria hidráulica: gradiente altimétrico, extensão do canal fluvial e a carga do leito em suspensão relacionadas à vazão (CHRISTOFOLETTI, 1988).

Os rodapés estratigráficos posicionados horizontalmente mostram, para quase todos os *knicks points*, a concordância entre suas posições e as mudanças litoestruturais e pedológicas ao longo da extensão do canal fluvial. A maior parte encontra-se concentrado nos segmentos abrupto e côncavo do perfil. Os *knicks* posicionados na planície do perfil expressam suaves formas côncavas voltadas para cima: o de número 7 relaciona-se a transição entre Neossolos Quartzarênicos para Argissolos Vermelho-Amarelo, mas e o de número 8 se encontra em segmento onde não há transição entre nenhum compartimento, sendo possivelmente associado a características pontuais não reveladas pelo perfil.



6.3 Índice de Hack - Relação Declividade Extensão (RDE)



Escala Horizontal: 1:100.000

Fontes

OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. 1989. Carta Pedológica Semi-detalhada do Estado de São Paulo: Folha Piracicaba. São Paulo, IAC – Instituto Agrônomo/ IGC - Instituto Geográfico e Cartográfico. Escala 1:50.000

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J.P. Geomorphology of the São Pedro Ridge and Lower Piracicaba River Region Southeastern Brazil, 2016. Journal of Maps. Escala:1:50.000

ROSS, J.L. S.; MORROZ, I.C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Relatório Técnico Científico. Fapesp. 1997. pp.32; 42-43,45- 46.

Elaboração: Marcos Roberto Pinheiro/ Vanessa Rodrigues Marques

6.4 Descrição e análise do perfil longitudinal

Podemos entender o perfil longitudinal como um instrumento de análise das vertentes para a obtenção de resultados mensuráveis por meio da morfometria relacionados à morfogênese. Portanto sua análise requer que o estabelecimento tanto dos limites superior e inferior da vertente como de uma setorização.

Devido a caráter dinâmico das vertentes, sua delimitação pode seguir o princípio de que o seu limite superior é marcado pelo seu segmento mais alto, onde têm início os processos morfogenéticos de meteorização e transporte de sedimentos até a base da erosão, os quais são desencadeados pela combinação da declividade e circulação da água resultante da atuação da força da gravidade. Já o limite inferior seria o segmento onde “os processos se extinguem”, ou o nível de base da vertente (DYLIK, 1968 p. 125-126 *in* COLTRINARI, 1994) ou seja, o segmento da planície em que a acentuada redução na declividade interfere na capacidade de transporte de sedimentos de granulometria maior pelo canal (CHRISTOFOLETTI, 1988 p. 119-120) tornando as formas do relevo mais estáveis.

Tendo em vista que o traçado do canal se configura como uma vertente de forte inclinação, adotamos uma setorização simplificada, ou separação em parcelas para correlacionar os processos morfogenéticos às formas. Coutard *et.al.* (1978 p. 37) considera apenas dois elementos fundamentais para a delimitação das vertentes, ‘uma ruptura convexa no topo e ao longo dos principais vales, e uma ruptura côncava que marca o contato entre a baixa encosta e a várzea aluvial’. É importante ressaltar que as rupturas referem-se aos pontos em que ocorre a passagem de uma unidade a outra, conforme Christofolletti (1980, p.39).

Para a setorização da vertente expressa no perfil longitudinal utilizaremos a contribuição de Coutard (*op.cit.*) visto que é adequada para pontuar determinadas rupturas ao longo do canal, e também a setorização generalista de Lester King (1953) apresentada por Villela (2011, p. 20) e Christofolletti (1980, p.40), que as divide em quatro partes, por ser apropriada para vertentes fortemente inclinadas e compostas por rochas estratificadas sujeitas à erosão, estando de acordo com as características geomorfológicas do canal fluvial analisado. Aplicamos apenas uma alteração no setor número 3 para melhor adequação ao formato da vertente analisada:

- **Setor 1 da vertente.**

Com formato convexo, este segmento corresponde ao topo da escarpa onde os processos são controlados por rastejo e o intemperismo é acentuado (VILLELA, *op.cit.*); no perfil abrange o segmento do reverso da escarpa e a cornija, entre as cotas 915 e 840 metros, composto pelas rochas basálticas Serra Geral recobertas pelos arenitos da Formação Itaqueri.

Este trecho é marcado por nítido desnível no declive iniciado na cota de 900 metros onde a composição litológica é alterada de arenitos para basaltos, e tem seu ponto mais acentuado expresso pelo *knick point* número 1, sobre a cota de 880 metros, que concorda com o ponto de transição pedológica entre o Latossolo Vermelho-Amarelo um solo profundo e bem desenvolvido, para Neossolo Litólico, um solo raso onde o horizonte B é ausente e por isso é pouco desenvolvido e com propensão à erosão.

Os 760 metros marcam o limite entre o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica que condiz com o limite entre a formação Serra Geral e os arenitos Botucatu.

A consulta a carta geomorfológica mostra nítida compatibilidade entre o curso do canal e o sentido de duas linhas de fratura. A primeira direciona de NW para SE o segmento inicial do rio desde sua nascente, e a segunda linha de fratura causa uma alteração de sentido abrupta no canal para N-S sobre a cota de 900 m, ponto em que o canal recebe a vazão do seu primeiro contribuinte perene, um afluente anaclinal de primeira ordem de sentido NE-SW (PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2016). Em todo este trecho o vale possui forma em “V” conforme Pinheiro (2014, anexo 2).

Portanto, é possível deduzir que o desnível observado e a presença do *knick point* número 1 são influenciados pelo aspecto estrutural, referente a mudança no estrato litológico, pelas linhas de fratura, e pelo aumento na dissecação do relevo induzida pela alteração na composição pedológica de um solo bem desenvolvido para um solo raso e propenso a erosão à qual soma-se o aumento vazão por conta da confluência entre os cursos d’água de primeira ordem.

- **Setor 2 da vertente.**

Corresponde à escarpa retilínea ou face livre, segmento “onde há afloramento das rochas expostas na parte superior da vertente” e os processos de erosão remontante ocorrem com maior intensidade (VILLELA, 2011, p. 20); é o trecho compreendido entre as cotas 840 e 640 metros, onde ocorre há transição das rochas basálticas Serra Geral para os arenitos Botucatu.

Apesar de predominar a forma abrupta com alta declividade, observa-se o início do setor côncavo sobre a cota de 640 metros que corresponde a zona de amplos interflúvios dos Glacis (DIAS FERREIRA, 1997 p.17).

Há 3 *knicks points* neste setor, indicados pelos pontos 2, 3 e 4. O ponto 2 corresponde a cornija, o elemento da parte superior do *front*, desenvolvida sobre as rochas basálticas. É ponto de máxima convexidade que indica grande espessura da camada basáltica e maior resistência à erosão regressiva em relação ao estrato litológico inferior, bem como à dissecação que incide sobre o *front*. Estes fatores contribuem para que a integridade da forma seja mantida pela maior resistência ao solapamento a que estão sujeitas as cornijas do relevo de cuestas. (PENTEADO, 1983, p. 39).

O *knick* número 3 situa-se sobre a cota de 720 metros, a jusante de uma confluência a 90 graus (PINHEIRO, 2014 anexo 2) entre o ribeirão e um afluente da margem direita, quando o rio tem sua direção alterada de NNW-SSW para N-S para se adequar ao sentido da linha de fratura. Enquanto a cobertura pedológica se mantém com os Neossolos Litólicos, o estrato litológico é alterado de basaltos para arenitos sobre cota 760 metros, o que se configura como forte evidência de esta ser a causa da formação deste *knick*. O *knick point* 4 está posicionado sobre a cota 660 metros que marca a alteração pedológica de Neossolo Litólico para Neossolo Quartzarênico, os quais apesar de pertencerem a mesma classe apresentam profundidades muito diferentes, sendo o primeiro raso e pedregoso e o segundo profundo com textura arenosa.

É provável que o *knick* 4 resulte de desmoronamentos ou solapamentos que se têm registros ao longo da escarpa da Serra de São Pedro, os quais podem ter ocorrido tanto em função da evolução das paredes fortemente inclinadas por recuo paralelo, quanto em decorrência de possíveis intercalações de arenitos vulcânicos aos arenitos Botucatu na face da escarpa, já que os derrames de basalto da bacia sedimentar do Paraná ocorreram em fases alternando-se à deposição dos arenitos Botucatu. (COUTARD, *et. al.* 1978 p. 37; PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2015; LEINZ, 1949 p. 4,6).

- **Setor 3 da vertente.**

Parte côncava caracterizada por superfície de acúmulo de sedimentos provenientes do setor superior (VILLELA, *op.cit.*); corresponde ao segmento entre as cotas 640 metros, quando a litologia é alterada para a Formação Pirambóia, até aproximadamente 480 m, já sobre a litologia dos Depósitos Quaternários que compõe o talvegue do canal até a sua foz.

Neste segmento da vertente estão presentes as colinas de amplos interflúvios, os Glacis preservados, cujas altitudes variam entre 640 e 620 metros (DIAS FERREIRA, 1997 p.17).

Em relação ao traçado do canal, Pinheiro & Queiroz Neto (2015 p. 600-601) consideram que há anomalias reconhecidas nas mudanças bruscas de sentido que a drenagem adquire ao longo deste segmento. Pela análise da carta geomorfológica, percebe-se que tais anomalias ocorrem em virtude da presença de duas extensas linhas de fratura, uma designada genericamente de fratura principal com predomínio de sentido N-S entre as cotas de 520 e 480 metros, e a outra é o Lineamento Santa Maria Cabreúva que ao atravessar a bacia em sentido NW-SE passa a dirigir o sentido do ribeirão na cota de 480 metros por 3,4 quilômetros. Os autores (*op.cit.*) consideram estas correspondências entre as anomalias na drenagem e as linhas de fratura como evidências do controle estrutural sobre a rede de drenagem.

Há dois *knicks* neste segmento correspondentes aos pontos 5 e 6 no perfil longitudinal. O *knick* número 5 situa-se sobre a cota 540 metros e apresenta forma convexa acentuada como uma flexura no talvegue do canal, sem vínculo com alterações litológica ou pedológica.

O *knick* 6 conforma a mais acentuada ruptura observada no curso do canal. Situada próxima à cota de 500 metros, no fim de um extenso segmento com sinuosidade pronunciada e justaposto a um terraço composto por depósitos quaternários, sua forma convexa reflete um desnível de 20 metros no curso do canal caracterizando um grotão. Em função deste desnível abrupto e da configuração côncava da curva de nível observada no mapa geomorfológico é provável que este *knick* represente uma queda d'água.

Apesar de mudança na litologia dos arenitos Pirambóia para os Depósitos Quaternários, que marca o início da planície fluvial não estar alinhada com a ruptura de acordo com o rodapé estratigráfico, o *knick point* 6 encontra-se em um trecho do talvegue de transição litológica e pedológica. A transição de Neossolos Quartzarênicos para Argissolos Vermelho- Amarelo que se apresenta a uma distância de 2 quilômetros a jusante do *knick*, sugere uma relação com a frente de dissecação provavelmente de ajuste no nível de base da erosão remontante.

- **Setor 4 da vertente.**

Pedimento: segmento caracterizado por “uma rampa côncava que se estende até a planície fluvial do curso principal” (VILLELA, *op.cit.*). Compreende o segmento entre as cotas 480 e 460 metros em que ocorre alteração apenas no compartimento pedológico no vale do rio, de Argissolo Vermelho-Amarelo para Gleissolos Melânicos, enquanto no estrato litológico se mantém os Depósitos Quaternários.

Trata-se do trecho de curso médio e inferior do canal fluvial cujo fundo do vale apresenta “fundo chato e colmatado por areias”, de acordo com Coutard *et. al.* (1978 p.38). É o trecho onde os Glacis passam de preservados a dissecados, cujo material intemperizado dessas colinas foram certamente transportados e depositados neste trecho do vale.

Neste segmento situam-se os *knicks points* 7 e 8. O de número 7 encontra-se posicionado sobre o segmento de máxima concavidade da curva de nível da cota de 480 metros, estando situado na planície fluvial entre a linha de fratura de sentido N-S, e à aproximadamente de 500 metros do Lineamento Santa Maria Cabreúva de sentido NNW-SSE. Forma uma leve inflexão côncava para cima no leito, possivelmente devido a composição pedológica de Argissolo Vermelho-Amarelo, um solo caracterizado por textura arenosa e de gênese complexa em nossa área de estudo, com alta susceptibilidade a erosão em virtude do horizonte B textural.

É a partir da mudança na composição pedológica de Neossolos Quartzarênicos para Argissolos

e da imposição de uma rede de drenagem composta por numerosos cursos intermitentes que os Glacis sofrem alterações em suas formas de colinas amplas de topos suavemente convexos para os Glacis dissecados.

O *knick* número 8 está localizado sobre a cota altimétrica de 460 metros formando uma leve concavidade para cima. Está situado entre dois terraços da margem esquerda do canal que compõe uma sequência de terraços iniciada a montante, distribuídos ao longo de uma linha de fratura de sentido N-S que exerce nítido controle estrutural sobre o sentido do canal até a zona dos terraços do Holoceno Superior.

Estes terraços são elementos do terreno presentes na última unidade de relevo do canal, a área de terrenos alagáveis da foz do ribeirão, onde o curso sofre nova inflexão à NNW-SSE ao ser atravessado por mais uma das fraturas do Lineamento Santa Maria Cabreúva.

Desta análise do perfil longitudinal é possível afirmar que um dos objetivos de “compreender a influência das falhas, mergulhos das camadas e do Lineamento Santa Maria Cabreúva no controle tectônico da morfologia do relevo inclusive quanto a orientação N-S da drenagem” foi alcançado, pois a correspondência entre as direções adquiridas pelo canal e os planos das falhas ao longo de sua extensão, bem como para os seus tributários, não deixa dúvidas sobre o controle tectônico da rede de drenagem.

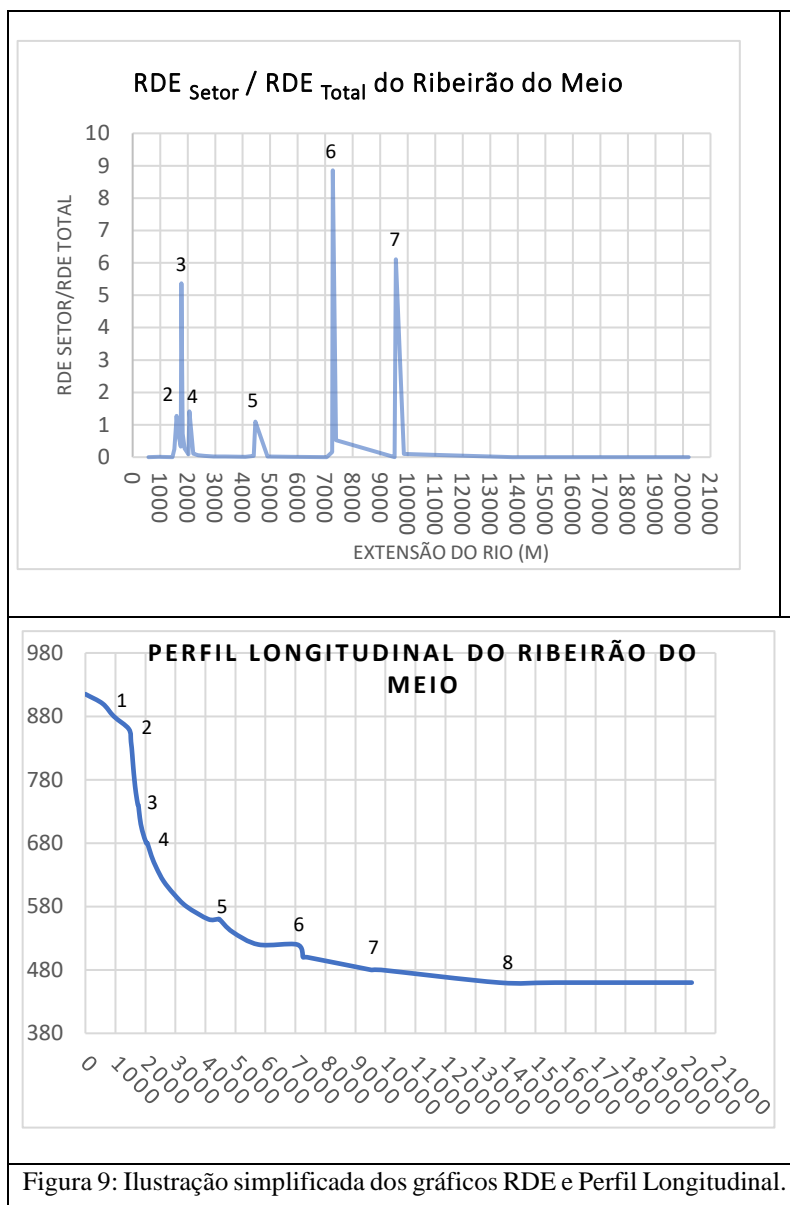
Ademais, a influência dos pulsos tectônicos recorrentes que culminaram no soerguimento da plataforma sul americana num contexto mais amplo, repercutiram localmente no basculamento da borda oriental da bacia com efeitos tectônicos na região Sul e Sudeste do Brasil, como destacado por Ross (2011) e Zalan *et al.* (1990), eventos que certamente influenciaram a superimposição da rede de drenagem tanto dos rios cataclinais, como dos ortoclinais e anaclinais.

7. Discussão dos resultados

Analisando os índices de RDE e o perfil longitudinal, é possível estabelecer a congruência entre o posicionamento dos *knicks points* em relação à extensão do canal fluvial e os pontos em que se registram as irregularidades no vale fluvial. Vale ressaltar que sob a perspectiva do equilíbrio dinâmico tais irregularidades constituem formas resultantes da interação entre os processos atuantes e as resistências dos materiais que compõe o leito, e por isso não devem desaparecer para que se alcance um perfil de equilíbrio, pois essas formas são características morfológicas inerentes ao curso d'água (CHRISTOFOLETTI, 1984 p.134).

Como já exposto, os valores $RDE \leq 2$ enquadram-se na 2ª ordem e correspondem a anomalias no perfil menos intensas, enquanto os valores $RDE_{\text{setor}}/RDE_{\text{total}} > 2$ correspondem as deformações

de 1ª ordem referentes a anomalias mais intensas. A figura 9 traz de modo simplificado os gráficos de RDE e do perfil longitudinal para fornecer uma visualização rápida de modo a retomar os gráficos originais.



Dentre os *knicks* de primeira ordem o de número 3 é o único localizado na escarpa retilínea da vertente e acusa a alteração litológica entre os basaltos Serra Geral e os arenitos Botucatu que marcam a diferença na resistência entre essas rochas, confirmando a validade do índice para indicar as diferenças no leito rochoso conforme Hack (1973 p. 421).

O *knick point* de número 6 se configura como a irregularidade mais expressiva tanto no perfil como no gráfico da relação RDE em função da transição litológica entre os arenitos Pirambóia para os Depósitos Quaternários indicados no rodapé estratigráfico, mas também devido ao controle tectônico da rede de drenagem indicada pelo posicionamento do deste *knick* sobre um “cotovelo

duplo”, conforme o Mapa Morfotectônico da Região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba (PINHEIRO, 2014, anexo 2 p.319). Acrescenta-se a este aspecto as constatações de Coutard *et.al.* (1978 p. 38) de que neste trecho, onde ocorre a transição do alto curso para os cursos médio e baixo do ribeirão, o vale apresenta fundos com seixos e cascalhos, rupturas côncavas podendo conter até blocos de basalto.

Este *knick* significa uma quebra positiva no relevo da escarpa pelo considerável aumento na declividade, sendo expresso no gráfico de RDE pelo pico mais acentuado e no mapa da geomorfologia pela concavidade acentuada no contorno da curva de nível, os quais tomados em conjunto sugerem a presença de uma queda d’água.

E o último *knick* enquadrado entre as deformações de primeira ordem no talvegue é o de número 7. A forte expressividade do índice RDE é uma resposta ao controle tectônico da rede drenagem. Apesar de pertencer a um trecho do canal em que o vale apresenta fundo plano e retilíneo, o *knick* está posicionado sobre uma confluência em 90 graus conforme Pinheiro (2014, anexo 2 p.319). Outro aspecto que influi na existência desta irregularidade é a composição pedológica de Argissolo Vermelho Amarelo cuja susceptibilidade à erosão conferida pela formação de horizonte B textural é uma característica marcante.

Chama a atenção a incongruência entre a projeção do índice no gráfico RDE e pouca expressividade na forma mostrada no perfil para o *knick* 7. Contudo o índice de Hack não busca indicar apenas as irregularidades condizentes com as alterações litológicas, mas também as relativas às flutuações na carga detrítica depositada sobre o canal.

Considerando que o *knick point* 7 está situado sobre a cota de 480 metros, e, portanto, já no contexto de transição do curso médio para baixo, Coutard *et. al.* (1978 p.38) corrobora a hipótese levantada sobre a expressividade do índice deste *knick* estar relacionada a deposição de sedimentos quando caracteriza o fundo do vale neste trecho por “chato e colmatado por areias”.

Os *knicks* de segunda ordem são os de número 2, 4 e 5. O de número 2 corresponde a cornija, o ponto de máxima convexidade do perfil, que no entanto, não possui relação com alterações litológica e nem com o transporte de sedimentos pelo trabalho do canal, assim como para o de número 5. Há apenas uma alteração pedológica para o *knick* 4, de Neossolos Litólicos para Neossolos Quartzarênicos. Contudo este parâmetro não é citado por Hack (1973) como indicador de grande magnitude de irregularidades em canais fluviais, sendo a transição litológica no talvegue e os trechos relativos ao trabalho de deposição de sedimentos os aspectos efetivamente acusados pelo índice de declividade.

A possibilidade aventada de que este *knick* tenha se formado a partir de desmoronamentos ou solapamentos em função de seu posicionamento na frente da escarpa, encontra sustentação no controle

tectônico da drenagem expresso na forma do vale em “V” neste setor identificado no Mapa Morfotectônico de Pinheiro (2014, anexo 2 p. 319), e pela observação de Coutard *et. al.* (1978 p. 37) que associa os vales em “V” aos entalhes profundos causados pela erosão regressiva mais intensa que ocorre no setor da escarpa de cuesta, o qual se configura como o mais dissecado dentre os compartimentos do relevo.

Os *knics* 1 e 8, que não foram registrados pelo índice RDE, podem estar associados a características pontuais não demonstradas por este tipo de levantamento.

Os resultados da presente análise permitem afirmar que o objetivo de “compreender significado morfológico das alterações quantificadas, a partir de suas relações com as informações do rodapé estratigráfico e RDE”, bem como o objetivo de “estabelecer as relações entre as formas topográficas do leito ao RDE” foram alcançados como demonstrado ao longo da discussão apoiada na revisão bibliográfica citada.

Apenas o objetivo de “investigar se a ascensão e subsidência dos Glacis, respectivamente, podem ser entendidas como áreas de remoção de sedimentos na primeira e de deposição na segunda, pelo trabalho realizado pelo rio, e indicar uma possível situação de desequilíbrio neste canal fluvial” não pôde ser alcançado por meio da análise morfométrica proposta.

Contudo, Pinheiro (2014 p.257) fornece as repostas a este objetivo. O Lineamento Santa Maria Cabreúva se configura como um divisor entre dois grandes blocos de comportamentos tectônicos diferentes: o bloco São Pedro a montante do lineamento e o bloco Artêmis Pau D’Alho a jusante do mesmo.

A partir do uso de métodos sofisticados de análise, o autor afirma que há registros de ascensão no bloco Artêmis Pau D’Alho pelo aumento na dissecação do relevo, que na bacia de estudo configura a zona dos Glacis dissecados. Para o bloco São Pedro, que abriga a zona dos Glacis preservados, a subsidência é decorrente do aumento na sedimentação.

Ou seja, a ascensão e subsidência registradas têm causas contrárias a hipótese levantada inicialmente, pois a ascensão não resulta da adição de detritos pelo trabalho do rio na zona dos Glacis dissecados, mas sim pela dissecação do relevo nesta área, ao passo que a subsidência da zona dos Glacis preservados não ocorre pela remoção e transporte de detritos, mas sim pelo aumento na deposição de sedimentos.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a análise morfométrica aplicada ao canal fluvial do Ribeirão do Meio é possível concluir que os valores dos *knics points* e valores de RDE mais expressivos são atribuídos principalmente às

variações relacionadas ao substrato litológico mas também ao controle tectônico da rede de drenagem, que em virtude da nítida relação demonstrada entre os gráficos do perfil longitudinal e índice RDE é possível considerar o método capaz de expressar quantitativamente os processos e as formas do relevo presentes na área de estudo.

Como as irregularidades formadas no canal fluvial podem ter gênese relacionadas ou as características litoestratigráficas ou ao trabalho dos rios de entalhar o vale, transportar os sedimentos e depositá-los nas áreas mais baixas da vertente conforme a granulometria dos detritos, a morfogênese atua de formas diferentes ao longo da vertente.

A perda de energia resulta nas formas de agradação, enquanto a alta energia gerada pela força gravitacional das altitudes elevadas dissecam e entalham os vales por erosão regressiva. Assim, a magnitude do *knick* 7 no gráfico RDE pode ser entendido como mais uma confirmação da validade do método, o que não prescinde da necessidade da revisão bibliográfica para estabelecimento das relações.

Quanto ao contexto tectônico regional de subdência na zona dos Glacis preservados e ascensão dos Glacis dissecados este aspecto não pôde ser visualizado no perfil longitudinal.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A.N. Regiões de Circundesnudação Pós Cretácea, no Planalto Brasileiro. 1949.

_____. Participação das Depressões Periféricas e Subsuperfícies Aplainadas na Compartimentação do Planalto Brasileiro 1972.

ALMEIDA, F. F. M de. Republicação da obra Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista, originalmente publicada no Boletim do Instituto, n. 41, 1964. Revista do Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, v 39, n 3 2018.

Disponível em: <https://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rig/article/view/13133/12725>

BOULET. R. Análise Estrutural da Cobertura Pedológica e Cartografia. XXI Congresso Brasileiro de Ciências do Solo. Campinas, 1993.

CASSETI, W. Elementos de Geomorfologia. Textos para Discussão nº 13. Cegraf, UFG – Editora Associada a Associação Brasileira das Editoras Universitárias. Goiania.1990. Pp 62-78.

CCGM. Comissão do Mapa Geológico do Mundo. Tabela Cronoestratigráfica Internacional v 2017/02 Disponível em: <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02BRPortuguese.pdf>

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia Fluvial Volume I – O Canal Fluvial. Capítulo 3, 4 e 6. Editora Edgard Blucher.1988.

_____. Geomorfologia. Editora Blucher, 1980. Capítulo 1 e 2.

CASTRO, S. S. de. *et.al.* Morfogênese e Pedogênese em São Pedro (SP). Boletim Paulista de Geografia. v. 100, 2018. Pp. 130-136.

COUTARD, J. P.; DIAS FERREIRA, R.P.; PELLERIN, J.; QUEIROZ NETO.J. P. de. Carta Geomorfológica de São Pedro-S.P. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, n.41 1978.

CPRM. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:750.000 2006. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/2966>

DIAS FERREIRA, R. P. Solos e Morfogênese em São Pedro. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Departamento de Geografia. São Paulo – SP. 1997.

DYLIK, J. in COLTRINARI, 1994. Notion du versant em Géomorphologie. 1968 pp. 125-126.

ETCHEBEHERE, M. L de C. el. al. Detecção de Prováveis Deformações Neotectônicas no Vale do Rio do Peixe, Região Ocidental Paulista Mediante Aplicação de Índices RDE (Relção Declividade /- Extensão) em Seguintes de Drenagem. Geociências, UNESP, São Paulo v. 25 n 3. 2006. p. 271 – 273. Disponível em: <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/69320>

EMBRAPA. Solos Tropicais. Disponível em: <https://www.embrapa.br/agencia-de-informacao-tecnologica/tematicas/solos-tropicais/sibcs/chave-do-sibcs>

HACK, JOHN T. Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. Journal of Research of the Geological Survey July –August 1973. volume 1 number 4. p 421- 429 disponível em: HACK, JOHN Disponível em: <https://pubs.usgs.gov/journal/1973/vol1issue4/report.pdf>

IAC. Solos do Estado de São Paulo. Disponível em <https://solossp.iac.sp.gov.br/>

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia Estatística. Manual de Técnico de Pedologia, 2007. 2ª edição. Rio de Janeiro

_____. Instituto Brasileiro de Geografia Estatística. Manual Técnico de Geomorfologia 2ª edição. Rio de Janeiro, 2009.

_____. Instituto Brasileiro de Geografia Estatística. Manual de Técnico de Geologia. Rio de Janeiro 1998.

IUGS. Tabela Cronoestratigráfica Internacional. Comissão Internacional de Estratigrafia. v. 2023/04. Disponível em: <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-04PTPortuguese.pdf>

MILANI, E. J. & RAMOS, V.A.. Orogenia Paleozóica no Domínio Sul- Ocidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências 28 (4) – dezembro de 1998. P. 473-483.

NOVAIS, G. T., GALVANI, E. Uma Tipologia de Classificação Climática Aplicada ao Estado de São Paulo. Revista do Departamento de Geografia. Universidade de São Paulo. 2022

OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. 1989. Carta Pedológica Semi-detalhada do Estado de São Paulo: Folha Piracicaba. São Paulo, IAC – Instituto Agrônomo/ IGC – Instituto Geográfico e Cartográfico. Escala 1:50.000

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do Setor Centro Ocidental da Depressão Periférica Paulista. Tese e Doutorado. USP. São Paulo. 1976. p. 14 – 16. Disponível em : <https://geoparkcorumbatai.com.br>

_____. Fundamentos de Geomorfologia. 3ª edição. Rio de Janeiro, 1983. p. 33- 43.

PINHEIRO, M. R.. Estudo Tectônico da Região da Serra de São Pedro e Baixo Piracicaba/SP. USP. São Paulo. 2014. Capítulos 1 e 2, p. 314.

PINHEIRO, M. R. & QUEIROZ NETO, J. Neotectônica e Evolução do Relevo da Região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba/Sudeste do Brasil. Revista Brasileira de Geomorfologia. v 16 n. 4. 2015. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/668>
PORTO

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J.P. Geomorphology of the São Pedro Ridge and Lower Piracicaba River Region Southeastern Brazil, 2016. Journal of Maps.Escala 1:50.000.

QUEIROZ NETO, J. P. & JORNAUX, A. Carta geomorfológica de São Pedro. Escala 1:50.000 Fapesp. 1969. Disponível em: <https://ppegeo.igc.usp.br/index.php/rig/article/view/13685>

_____. O Papel da Pedogênese no Modelado do Relevo: busca de novos paradigmas. IV Seminário Latino Americano de Geografia Física. Universidade de Coimbra. Maio de 2010.

QUEIROZ NETO *et al* Considerações Sobre as Relações entre Solos e Relevo na Mantiqueira Norte Ocidental. FAPESP. 1981. Pp 65 – 71.

ROSS, J.L.S.; MORROZ, I.C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Relatório Técnico Científico. Fapesp. 1997.

_____. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo: escala 1:500.000. São Paulo: Departamento de Geografia-FFLCH-USP/IPT/FAPESP. 1997.

ROSS, J. L. S. (2011). O Relevo Brasileiro, as superfícies de Aplanamento e os Níveis Morfológicos. Revista Do Departamento De Geografia, 5. Pp. 7-17.

_____. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão da Taxonomia do Relevo. Revista Do Departamento De Geografia nº 6. 2011. Pp. 17-29.

RUBIRA, F. G. *et al*. Sistemas Pedomorfogenéticos na Interpretação da Evolução da Paisagens Quaternárias em Climas Tropicais Úmidos. Mercator, Fortaleza. v. 18. 2019 pp. 1-17.

SIQUEIRA, L.F.S. Tectônica Deformadora em Sinéclises Intracratônicas: As Origens do Alto Estrutural de Pitanga, Bacia do Paraná S.P. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 2011. Pp. 9;11; 23)

TRICART, J. Morfogênese e Pedogênese. Notícia Geomorfológica, Campinas, n.8 (15): 5-18 Jun. 1968.

VILLELA, F.N.J. Análise da Relação Relevo-Rocha-Solo no Contato Planalto Atlântico – Depressão Periférica Paulista. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Departamento de Geografia. São Paulo – SP. 2011. Pp. 19-21; 230-234.

VILLELA, F.N.J et al. Evolução do Modelado do Relevo de Cuestas e dos Materiais no Sopé da Escarpa de Cuesta de São Pedro-SP. Revista de Geografia. V 35 n 4. Recife 2018. p. 132-133.

_____. Evolução do Modelado do Relevo e dos Materiais no Sopé da Escarpa de Cuesta de São Pedro – SP. Revista de Geografia (Recife) V. 35, número 4. XII SINAGEO. 2018.

ZALAN, P.V. et al. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. Atas do III Simpósio Brasileiro de Geologia. Curitiba, 1987.v 1 Pp. 441-473

_____. In Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Coordenadores, Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia e Edson José Milani. Rio de Janeiro: Editora Gávea. 2ª edição. Petrobras. 1990.