

Universidade Federal de São Carlos – Campus de Sorocaba
Centro de Ciências Humanas e Biológicas - CCHB
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA, CONDICIONANTES
MORFOESTRUTURAIS E TERRAÇOS FLUVIAIS NA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITAPETININGA-SP**

RICHARD VINÍCIUS SIQUEIRA RIBEIRO

Sorocaba/2021

Universidade Federal de São Carlos – Campus de Sorocaba
Centro de Ciências Humanas e Biológicas - CCHB
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA, CONDICIONANTES
MORFOESTRUTURAIS E TERRAÇOS FLUVIAIS NA
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITAPETININGA-SP**

RICHARD VINÍCIUS SIQUEIRA RIBEIRO

Dissertação de mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de São Carlos – Campus Sorocaba, para obtenção do título de mestre em Geografia na área de análise ambiental.

Orientação: Prof. Dr. Emerson Martins Arruda.

Sorocaba/2021

Vinícius Siqueira Ribeiro, Richard

Dinâmica Geomorfológica, Condicionantes

Morfoestruturais e Terraços Fluviais na Bacia
Hidrográfica do Rio Itapetininga-SP / Richard Vinícius
Siqueira Ribeiro -- 2021.

171f.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de São
Carlos, campus Sorocaba, Sorocaba

Orientador (a): Emerson Martins Arruda

Banca Examinadora: André de Oliveira Souza, Ermínio
Fernandes

Bibliografia

Ficha catalográfica desenvolvida pela Secretaria Geral de Informática
(SIn)

DADOS FORNECIDOS PELO AUTOR

Bibliotecário responsável: Maria Aparecida de Lourdes Mariano -
CRB/8 6979

Universidade Federal de São Carlos – Campus de Sorocaba
Centro de Ciências Humanas e Biológicas - CCHB
Programa de Pós-Graduação em Geografia

Autor: Richard Vinícius Siqueira Ribeiro

“Dinâmica Geomorfológica, Condicionantes Morfoestruturais e Terraços Fluviais
na Bacia Hidrográfica do Rio Itapetininga-SP”

Orientador: Prof. Dr. Emerson Martins Arruda

Examinadores:

Prof. Dr. Emerson Martins Arruda

Prof. Dr. André de Oliveira Souza

Prof. Dr. Ermínio Fernandes

Sorocaba, 24 de agosto de 2021.

AGRADECIMENTOS

Ao longo do caminho trilhado para elaboração desta pesquisa, são muitos os saberes e práticas compartilhadas entre o pesquisador, instituição e indivíduos que diretamente ou indiretamente participam de todo o processo de construção do trabalho. Sendo assim, a elaboração da dissertação só se concretizou através de muita dedicação por parte do autor e também graças a todo apoio e suporte que todos os setores da universidade oferecem e também a todas aquelas pessoas que estão envolvidas no âmbito acadêmico e também fora dele e que de certa forma colaboraram no enriquecimento do trabalho.

Primeiramente agradeço a Deus, que sempre me acompanha e me dá forças para encarar os desafios da vida, me concedendo sabedoria e discernimento nas minhas escolhas e caminhos ao qual devo trilhar para alcançar meus objetivos.

Um agradecimento especial para meu amigo e orientador, Professor Doutor Emerson Arruda, por mais uma vez me acompanhar nas minhas escolhas e sempre com muito carinho transmitir todo seu conhecimento a mim. Sempre foi uma pessoa que nunca mediu esforços e dedicação para me auxiliar na busca de novos desafios e novas etapas a serem alcançadas. Mais uma vez fica registrada minha admiração e gratidão por me aceitar como orientando e trilhar comigo este árduo caminho da pós-graduação.

Estendo meus agradecimentos a todos os docentes da Universidade Federal de São Carlos que participaram na minha formação acadêmica desde os tempos de graduação e agora na pós-graduação e também de outros professores de outras instituições que me auxiliaram em toda a construção da pesquisa. Em especial, agradeço ao amigo professor André Souza, por todos os conselhos, acompanhamento em campo e discussões, ensino de técnicas, entre outras aptidões necessárias que foram essenciais para conclusão do trabalho e para meu crescimento na ciência. Gratidão também ao professor Ermínio Fernandes, grande inspiração durante a graduação que sempre me auxiliou e auxilia com seu vasto conhecimento e que também sempre acompanhou minha trajetória na ciência. Também dedico um agradecimento a professora Laíze Vilela do grupo de estudos GEPES da UFSCar – Lagoa do Sino, ao qual eu desenvolvi um projeto de extensão e que também me auxiliou

com o ensinamento de técnicas e experiências que acarretaram positivamente na minha pesquisa.

Agradeço também a minha esposa Bianca, que sempre me apoiou e apoia em todas as minhas decisões e que me conforta com todo seu amor e carinho. Minha companheira de vida foi essencial nesse caminho que trilhei, proporcionando momentos de alegria mesmo quando tudo parecia desafiador e impossível de realizar.

Por fim, agradeço a todos os meus familiares que de forma direta ou indireta participaram da minha vida acadêmica, me incentivando a sempre a continuar e nunca desistir. Fica um agradecimento especial a minha mãe, que sempre me incentivou a estudar e nunca parar de buscar conhecimento. Fica também um agradecimento aos meus amigos mais próximos que sempre me incentivaram e me acompanharam em toda minha trajetória.

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA, CONDICIONANTES
MORFOESTRUTURAIS E TERRAÇOS FLUVIAIS NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO ITAPETININGA-SP**

RESUMO

A referida pesquisa envolveu a caracterização geomorfológica da bacia do Rio Itapetininga através da análise da evolução regional das unidades de relevo da bacia em questão e também dos condicionantes morfoestruturais e sua relação com os ambientes deposicionais e dinâmica da rede de drenagem. Buscou-se compreender os processos que influenciam a morfodinâmica regional e local, principalmente no que tange a dinâmica fluvial e seu papel na dissecação, transporte e consequente acumulação de depósitos correlativos em determinadas áreas. A área de estudo se situa na porção sudeste do estado de São Paulo, entre as morfoesculturas da Depressão Periférica Paulista e Planalto Atlântico, apresentando uma complexidade quanto a tipologia do relevo e o padrão da rede de drenagem. O objetivo do trabalho foi compreender a evolução da paisagem a partir das análises de terraços e planícies e sua relação com as mudanças climáticas quaternárias e processos neotectônicos. Quanto ao método, optou-se pela abordagem sistêmica de Christofolleti (1981) e a metodologia foi norteadada por técnicas morfométricas, análise de modelos do relevo, elaboração de mapa temáticos e análises físicas dos depósitos correlativos. Os resultados obtidos apontaram que a área de estudo sofreu influências de eventos tectônicos relacionados a abertura do oceano Atlântico e das estruturas de falhas pré-existentes e também de eventos climáticos Quaternários, principalmente da fase úmida e semiúmida do Holoceno Superior e Inferior. O cruzamento de técnicas e dados permitiu uma compreensão generalizada dos mecanismos que interferem na morfogênese da bacia hidrográfica e que consequentemente demonstram processos relacionados aos últimos milhares de anos.

Palavras-chave: Caracterização geomorfológica, morfoestrutura, mudanças climáticas, depósitos correlativos.

DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA, CONDICIONES MORFOESTRUCTURALES Y TERRAZAS FLUVIALES EN LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL RÍO ITAPETININGA-SP

RESUMEN

Esta investigación involucró la caracterización geomorfológica de la cuenca del río Itapetininga mediante del análisis de la evolución regional de las unidades de relieve de la cuenca en cuestión y también las limitaciones morfoestructurales y su relación con los ambientes depositacionales y la dinámica de la red de drenaje. Se buscó comprender los procesos que influyen en la morfodinámica regional y local, especialmente en lo que respecta a la dinámica fluvial y su papel en la disección, transporte y consecuente acumulación del depósitos correlativos en distintas zonas. El área de estudio se ubica en la porción sureste del estado del San Pablo, entre las morfoesculturas de la Depresión Periférica Paulista y la Meseta Atlántica, introduciendo una complejidad en cuanto a la tipología de relieve y el padron de la red de drenaje. El objetivo del trabajo fue comprender la evolución del paisaje desde del análisis de terrazas y llanuras y su relación con el cambio climático Cuaternario y los procesos neotectónicos. En cuanto al método, optamos por el enfoque sistémico del Christofolleti (1981) y la metodología se guió por técnicas morfométricas, análisis de modelos de relieve, elaboración del mapas temáticos y análisis físico del depósitos correlativos. Los resultados obtenidos mostraron que el área de estudio fue influenciada por eventos tectónicos relacionados con la apertura del Océano Atlántico y estructuras de fallas preexistentes y también por eventos climáticos Cuaternarios, principalmente de las fases húmeda y semihúmeda del Holoceno Superior e Inferior. El cruce de técnicas y datos permitió una comprensión general de los mecanismos que interfieren en la morfogénesis de la cuenca hidrográfica y que, en consecuencia, demuestran procesos relacionados con los últimos miles de años.

Palabras clave: Caracterización geomorfológica, morfoestructura, cambio climático, depósitos correlativos.

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Principais glaciações do Quaternário	34
Quadro 2 – Cronologia das mudanças ambientais do Quaternário Tardio.....	38
Quadro 3 – Proposta de evolução da paisagem da bacia hidrográfica frente as oscilações climáticas do Quaternário.....	148

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores do índice KSN na bacia do rio Itapetininga	118
Tabela 2 – Valores do índice SL-INDEX na bacia do rio Itapetininga.....	121
Tabela 3 – Análise física das amostras coletadas nos terraços da média bacia.....	131
Tabela 4 – Análise física das amostras coletadas na planície da média bacia.....	132
Tabela 5 – Análise física das amostras coletadas no terraço da baixa bacia.....	143
Tabela 6 – Análise física das amostras coletadas na planície da baixa bacia.....	143

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Organograma da relação entre geologia, clima e processos erosivos.....	22
Figura 2 – Perfil esquemático dos níveis deposicionais escalonados (a), encaixados (b), embutidos (c) e integralmente embutidos (d).....	23
Figura 3 – Infográfico do IPCC que demonstra os principais impactos das mudanças climáticas em cada continente e outros elementos ligados ao tema.....	29
Figura 4 – Oscilações climáticas e as diferenças paleoclimáticas entre a situação interglacial atual (esquerda) e a situação glacial do último período seco pleistocênico (direita).....	36
Figura 5 – Modelo do ciclo de encaixamento e preenchimento dos vales fluviais. Traços pontilhados indicam sedimentação dos canais e traços contínuos erosão linear acelerada.....	46
Figura 6 – Modelo de perfil longitudinal em equilíbrio e desequilíbrio de um canal fluvial.....	49
Figura 7 – Perfil esquemático de knickpoint. O modelo “A” demonstra a variação de declividade ao longo do perfil que leva a variação do fluxo de energia, ao qual no ponto indicado começa a predominar a deposição. O modelo “B” demonstra variação abrupta no perfil, demonstrando um nível encaichoerado.....	50
Figura 8 – Rearranjo de drenagem em relação as capturas de drenagem. As linhas tracejadas demonstram o divisor da drenagem.....	54
Figura 9 – Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Itapetininga no Estado de São Paulo.....	57
Figura 10 – Mapa de unidade de gerenciamento de recursos hídricos - 14.....	58
Figura 11 – Mapa das feições climáticas do Estado de São Paulo.....	60
Figura 12 – Áreas de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	62
Figura 13 – Perfil geológico – geomorfológico de E-W do Estado de São Paulo.....	64
Figura 14 – Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo.....	67

Figura 15 – Seção geológica da Bacia Sedimentar do Paraná.....	69
Figura 16 – Posição geográfica das principais serras do sudeste do Brasil.....	70
Figura 17 – Mapa de unidades geológicas da bacia do rio Itapetininga.....	72
Figura 18 – Mapa de unidades do relevo da bacia hidrográfica do rio Itapetininga.....	93
Figura 19 – Perfil topográfico da unidade I.....	94
Figura 20 – Perfil topográfico da unidade II.....	95
Figura 21 – Visão panorâmica da alta bacia do rio Itapetininga.....	97
Figura 22 – Perfil topográfico da unidade III	98
Figura 23 – Extensa planície do rio Itapetininga, localizada na média bacia na região do município de Sarapuí.....	99
Figura 24 – Perfil topográfico da unidade IV.....	101
Figura 25 – Visão panorâmica das áreas planas da baixa bacia do rio Itapetininga.....	102
Figura 26 – Perfil topográfico da unidade V.....	103
Figura 27 – Imagem de satélite da planície fluvial do rio Itapetininga e o setor residual da Serra de Angatuba ao fundo.....	104
Figura 28 – Perfil topográfico da unidade VI.....	107
Figura 29 – Imagem de satélite da planície fluvial na confluência dos rios Itapetininga e Paranapanema.....	105
Figura 30 – Lineamentos regionais na bacia do rio Itapetininga.....	110
Figura 31 – Principais elementos tectônicos da margem nordeste da bacia do Paraná.....	111
Figura 32 – Rosetas de lineamentos regionais de drenagem.....	113
Figura 33 – Rosetas de lineamentos regionais de relevo.....	114
Figura 34 – Densidade de drenagem da bacia do rio Itapetininga.....	117
Figura 35 – Perfil longitudinal do rio Itapetininga.....	123

Figura 36 – Modelo Numérico do Terreno da bacia do rio Itapetininga, na perspectiva NW-SE.....	126
Figura 37 – Modelo Numérico do Terreno da bacia do rio Itapetininga, na perspectiva W-E.....	126
Figura 38 – Imagem de satélite do vale do rio Itapetininga do setor de baixos terraços da média bacia.....	128
Figura 39 – Disposição dos setores de baixos terraços na média bacia do rio Itapetininga.....	129
Figura 40 – Configuração dos níveis de terraço, planície fluvial e perfil topográfico da área.....	130
Figura 41 – Detalhes do perfil e do material do primeiro nível de terraço da média bacia.....	133
Figura 42 – Detalhes do perfil e do material do segundo nível de terraço da média bacia.....	135
Figura 43 – Detalhes do perfil e do material da planície da média bacia.....	138
Figura 44 – Imagem de satélite do vale do rio Itapetininga no setor de baixos terraços da baixa bacia.....	140
Figura 45 – Configuração do canal, dos níveis do baixo terraço, planície fluvial e perfil topográfico da área.....	141
Figura 46 – Detalhes do perfil e do material do terraço da baixa bacia.....	144
Figura 47 – Detalhes do material sedimentar coletado na área da planície da baixa bacia.....	146

SUMÁRIO

1.INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA	15
2.OBJETIVOS	18
2.1 Objetivos Gerais	18
2.2 Objetivos Específicos	18
3.REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	34
3.1 Terraços Fluviais e Dinâmica de Relevô	34
3.2 Oscilações Climáticas do Quaternário	28
3.2.1 Estudo do Clima e a Ciência da Geomorfologia.....	28
3.2.2 Breve Perfil Climático Pré-Quaternário.....	31
3.2.3 Perfil Climático do Quaternário.....	33
3.3 Respostas dos Sistemas Fluviais ao Controle Litoestrutural e Morfoestrutural	41
3.3.1 A Relevância dos Estudos de Sistemas Fluviais.....	41
3.3.2 Fatores de Influência dos Sistemas Fluviais.....	44
3.3.2.1 Erodibilidade e Evolução dos Vales.....	44
3.3.2.2 Nível de Base e Perfil Longitudinal.....	46
3.3.2.3 Gênese das Capturas Fluviais.....	53
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS E TÉCNICAS	56
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	56
4.1.1 Localização da Área de Estudo.....	56
4.1.2 Clima da Área de Estudo.....	59
4.1.3 Geomorfologia da Área de Estudo.....	63
4.1.3.1 Características Geomorfológicas da Alta Bacia.....	64
4.1.3.2 Características Geomorfológicas da Média e Baixa Bacia.....	66
4.1.4 Geologia da Área de Estudo.....	68
4.1.4.1 A Área de Estudos no Contexto das Morfoestruturas.....	68
4.1.4.2 Aspectos Geológicos da Bacia do Rio Itapetininga.....	70
4.1.5 Solos da Área de Estudo	80
4.1.5.1 Aspectos Gerais do Latossolo Vermelho-Amarelo.....	80
4.1.5.2 Aspectos Gerais do Argissolo Vermelho-Amarelo.....	81
4.1.5.3 Aspectos Gerais do Cambissolo Háplico.....	82
4.1.5.4 Aspectos Gerais dos Solos Hidromórficos.....	82

4.2 Levantamento Bibliográfico	83
4.3 Análise Geomorfológica e Mapas Temáticos	83
4.3.1 Mapa Hiposométrico.....	83
4.3.2 Mapa Geológico.....	84
4.3.3 Mapeamento das Unidades de Relevo Regionais.....	84
4.3.4 Mapa de Densidade de Drenagem.....	85
4.4 Análise Morfométrica e Rede de Drenagem	85
4.4.1 Perfil Longitudinal e Índice KSN e SL-Index.....	86
4.4.2 Influência das Anomalias de Drenagem.....	87
4.4.3 Análise de Lineamentos de Relevo e Rede de Drenagem.....	88
4.5 Elaboração de Modelos Numéricos do Terreno (MNT)	88
4.6 Análise dos Terraços Fluviais	89
4.6.1 Análise Física (Granulometria).....	89
4.7 Trabalhos de Campo	90
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	91
5.1 Unidades de Relevo e Caracterização Geomorfológica Regional	91
5.2 Análise Morfométrica e Influências Morfoestruturais	108
5.3 Oscilações Climáticas e Análise dos Terraços e Planícies Fluviais	125
5.3.1 Métodos de Escolha das Áreas-Chave.....	125
5.3.2 Caracterização Geomorfológica dos Terraços da Média Bacia Hidrográfica.....	128
5.3.3 Caracterização Geomorfológica do Terraço da Baixa Bacia Hidrográfica.....	139
6. Considerações Finais	150
7. Referências Bibliográficas	152

1. Introdução e Justificativa

A compreensão da origem e evolução do relevo a partir da análise dos depósitos correlativos constitui-se em importante recurso para se identificar a dinâmica geomorfológica, tanto atual, quanto aquela que se processou no decorrer do Quaternário. Neste contexto, os sedimentos dos ambientes fluviais desempenham papel fundamental, pois se constituem em importantes registros paleoambientais, essenciais aos estudos geomorfológicos, que, ao adotar a bacia hidrográfica como unidade de análise, a qual também constitui uma unidade geomórfica, permite a aplicação de diversas abordagens e técnicas com o objetivo de interpretar a dinâmica atual e pretérita que atuou no relevo, identificando, assim, os agentes envolvidos na sua gênese e evolução.

O estudo de bacias hidrográficas nos permite analisar vários elementos da paisagem que interagem entre si e fornece dados importantes sobre a dinâmica da evolução do relevo e comportamento da rede de drenagem. Christofolletti (1979) afirma que a visão sistêmica adota o mundo como um conjunto integrado e não como partes que estão desassociadas. A planície do Rio Itapetininga possui setores interessantes quanto à morfogênese e pedogênese, apresentando vários setores de níveis de terraços e deposições coluviais, fator este que demonstra aspectos das pulsações climáticas do Quaternário ou até mesmo eventos de cunho tectônico. Assim, o estudo geomorfológico da bacia hidrográfica e a adoção do geossistema como base na análise dos processos morfodinâmicos, contribui no entendimento da disposição espacial dos depósitos sedimentares e seus respectivos significados quanto à evolução da área em análise.

O estudo da evolução da paisagem está estritamente ligado às condições climáticas pretéritas, assunto muito abordado nos estudos da Geomorfologia atual. Não há um entendimento do relevo sem uma análise detalhada da paisagem e os mecanismos que geram as formas de sua superfície. A geomorfologia fluvial fornece bases teóricas e técnicas apropriadas para a interpretação de uma história evolutiva da formação da paisagem e facilita o entendimento dos fatores condicionantes dessa transformação, como na análise dos controles lito-estruturais existentes, na

identificação de setores suscetíveis a captura de drenagem, na disposição dos materiais alúvio-coluvionares ou até mesmo na compreensão da espacialização e comportamento da drenagem, que tende a herdar características do relevo regional .

A análise de setores de planícies e terraços auxiliam no entendimento dos processos das mudanças climáticas pleistocênicas-holocênicas, uma vez que as superfícies erosivas nos remetem a pensar mais sobre as mudanças climáticas. Segundo Perez Filho (et. al. 2016), os terraços fluviais são antigas planícies de inundação, compostas basicamente por uma superfície plana e setores de escarpamento direcionados ao canal fluvial principal. A presença dos terraços fluviais fornece registros importantes sobre a alteração do material de origem, sobre o escoamento superficial dos rios e dos sedimentos. Possivelmente, os preenchimentos ocorridos na formação da Depressão Periférica Paulista (superfícies neogênicas) são fundamentais na formação dessas grandes estruturas planas que a bacia hidrográfica do Rio Itapetininga apresenta.

Os registros paleoambientais podem auxiliar no entendimento da ordem cronológica desses processos geomorfológicos antigos, destacando os períodos de glaciação e interglaciação por qual a área descrita passou. Segundo Corrêa (et. al. 2017) as mudanças ambientais são de caráter cíclico e por isso as respostas do sistema (outputs) e as perturbações (inputs) contribui para o reestabelecimento de condições de repouso e conseqüentemente gera novos processos geomorfológicos e até mesmo gera novos padrões de relevo. A partir desse pressuposto, denota-se que esse estudo fornece importantes contribuições na compreensão de processos pretéritos que caracterizaram paleoambientes e que são atualmente responsáveis pela organização espacial regional como um todo.

Neste sentido, torna-se necessário destacar a importância da pesquisa para o estudo da região de Itapetininga-SP, principalmente no que diz respeito às influências das oscilações climáticas e processos tectônicos sobre a geometria da área da bacia hidrográfica. O estudo fornece dados geomorfológicos inéditos por meio de técnicas de morfometria e análise sedimentológica, gerando informações importantes sobre as características gerais de evolução do relevo da região e do comportamento da rede de

drenagem. O estudo também permite uma nova visão sistêmica sobre a cronologia dos eventos geomorfológicos e como eles se distribuem até o momento atual.

A região de Itapetininga carece de pesquisas relacionadas à Geomorfologia Fluvial e Geomorfologia do Quaternário, fator este que enriquece ainda mais o tema e corpo da pesquisa. Leva-se em conta também que a área de estudo se encontra em províncias geomorfológicas distintas que sofreram com os processos da tectônica regional, principalmente no que diz respeito aos episódios da Reativação Waeldeniana, abertura do Oceano Atlântico, soerguimentos das escarpas do Planalto Atlântico e escavação da Depressão Periférica Paulista. Os dados gerados auxiliarão outras pesquisas acadêmicas e até mesmo setores da sociedade civil que compartilham dos mesmos estudos sobre as ciências da terra.

Considera-se como a hipótese principal desse trabalho, a compreensão do papel das diferentes morfoestruturas presentes no modelado e configuração da paisagem atual. Essas morfoestruturas tendem a reagir aos diferentes períodos climáticos das eras geológicas, principalmente aqueles que remetem à grandes ciclos climáticos do Quaternário. Sendo assim, a análise morfoestrutural por meio dos perfis de terraços e técnicas morfométricas se consolida como o principal caminho para uma compreensão detalhada da evolução da paisagem e até mesmo na solução de perguntas que foram levantadas ao longo do processo de pesquisa.

2. Objetivos

2.1 Objetivo Geral

A pesquisa do mestrado tem como objetivo geral realizar a caracterização geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga, verificando a influência dos condicionantes morfoestruturais na espacialização das unidades de relevo e da rede de drenagem além de identificar os processos geomorfológicos atuantes através de áreas-chave da bacia relacionadas as planícies aluviais e níveis de terraços fluviais, destacando possíveis cenários da evolução da paisagem.

2.2 Objetivo Específicos

Referente aos objetivos específicos, entende-se a necessidade de elencar alguns tópicos importantes que atendam as demandas propostas no objetivo geral da pesquisa, como:

- Caracterização da área de estudo por meio de levantamento de dados geomorfológicos/ambientais regionais e locais existentes e também a elaboração de dados inéditos;
- Interpretação dos compartimentos geomorfológicos e espacialização das unidades de relevo da bacia hidrográfica em questão;
- Aplicação de índices morfométricos que auxiliem na compreensão da organização da rede de drenagem, além de demonstram possíveis respostas fluviais à dinâmica das mudanças climáticas holocênicas e aos processos tectônicos ou neotectônicos regionais e locais;
- Caracterização dos perfis das áreas deposicionais e análise do material sedimentar coletado nas áreas-chave da bacia, buscando a compreensão e integração dos aspectos morfoestruturais e das oscilações climáticas pretéritas;

- Apresentação de um quadro evolutivo sobre a disposição do relevo e da rede de drenagem da área de estudos.

3. Revisão Bibliográfica

Buscou-se neste capítulo uma reflexão inerente as principais bibliografias que nortearam o desenvolvimento da pesquisa científica. Sendo assim, foram escolhidas três principais temáticas que atendessem ao arcabouço teórico necessário para um conhecimento aprofundado dos principais conceitos e outros contextos da Geomorfologia Fluvial, a fim de enriquecer o corpo da pesquisa. Foram utilizadas algumas literaturas clássicas e trabalhos científicos atuais que contemplam a dinâmica dos sistemas fluviais, feições de deposição sedimentar e as oscilações climáticas do Quaternário.

3.1 Terraços Fluviais e Dinâmica do Relevo

Segundo IBGE (2009), os terraços fluviais estão relacionados a acumulação fluvial e possuem forma plano ou inclinada, apresentando ruptura de declive em relação ao leito do rio e as áreas de várzea recentes situadas em nível inferior, entalhadas devido a alteração de condições do escoamento e consequente retomada da erosão. Os terraços fluviais ocorrem nos vales contendo aluviões finos e grosseiros, de idade Pleistocênica e Holocênica. Outra definição referente aos terraços são as bordas de terraços, caracterizadas por ser um desnível que limita um plano de aluvião antigo ou um plano de pedimento. A formação da borda está associada a variação do nível de base regional ou por influência da neotectônica.

Mediante a literatura clássica, de acordo com os estudos de Suguio (2010), os terraços fluviais têm sua gênese ligada ao abandono do uso de sua antiga planície de inundação, processo que leva a formação de diferentes níveis de superfícies de aplainamento ao longo do canal fluvial. Os terraços que possuem limitação por feições de escarpamento possuem suave inclinação no sentido do canal fluvial e apresentam diferentes fragmentos antigos de níveis de base que foram abandonados após nova incisão vertical do canal fluvial principal (SUGUIO, 2010). Martins et. al. (2009) ainda afirma que os terraços podem ter sua formação ligada a um patamar rochoso (strath) ou de acumulação, ao qual no segundo caso se relaciona com coberturas de aluviões presentes na superfície e que são gerados pelo fluxo hidrológico do rio.

Dias et. al. (2015) descreve que os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação que foram abandonadas cotas acima das cheias sazonais por conta do clima úmido e entalhamento do canal. A partir da evolução do relevo e da dinâmica da drenagem, esses terraços acabam se tornando hidrologicamente inativos e começam a ser dissecados, representando vários patamares de formas residuais.

Para Christofolletti (1981), a formação dos níveis de terraço representa dois períodos distintos de erosão. A primeira fase condiz com os eventos de deposição a qual é responsável pela formação da planície de inundação, quando ocorre o fornecimento e acumulação de detritos nas áreas próximas ao canal. A segunda fase compreende o processo de entalhamento, quando o canal fluvial escava e aprofunda o leito do rio, aumentando o perfil do talvegue e conseqüentemente estabelecendo um novo nível de base. Huggett (2007) de acordo com os estudos de Christofolletti (1981) também tece algumas considerações a respeito da gênese dos terraços fluviais a partir do entendimento da cronologia dos eventos climáticos do Quaternário e períodos de glaciação e interglaciação. Para o autor, as oscilações climáticas são fatores preponderantes na relação de carga detrítica e débito fluvial, desencadeando um processo de acúmulo e entalhamento do leito do canal fluvial. Nas fases de glaciação, as ações de erosão lateral do canal com alagamentos dos vales e deposição dos sedimentos grossos ao longo do rio indicam períodos de clima seco. Já nas fases interglaciais (fase úmida) impera a incisão vertical do canal, resultando no abandono da antiga planície e formando outro nível de terraço, com presença de sedimentos mais finos.

Para Stevaux et. al (2017), a formação de terraços fluviais é controlada pela ação isolada ou simultânea da variação do nível de base e também pode ser representada pela relação entre descarga líquida e o suprimento de sedimento do canal, aos quais são fatores cronológicos que ocorrem e atuam em uma bacia hidrográfica. A variação do nível de base provocada por eventos de cunho tectônico ou isostático pode resultar numa transferência a montante de um desequilíbrio no sistema fluvial, que para se recompor, reage com assoreamento soterrando os terraços ou até mesmo com uma incisão vertical e lateral, possibilitando a formação de um terraço. Stevaux et. al. (2017) ressalta que o nível de base também pode variar com as oscilações climáticas. Em

regiões de alta latitude que sofrem com a ação do avanço e recuo das geleiras durante os períodos de glaciação do Quaternário, o volume de pedimento acumulado no vale aluvial é muito intenso o que acaba acarretando na formação de barreiras naturais ao escoamento fluvial. Essa formação de barreiras naturais reforçadas por sedimentos grosseiros resulta na formação de novos corpos hídricos que possuem tamanho para constituir novos níveis de base e promovem a formação de terraços de diferentes níveis. O esquema de desenvolvimento desses processos geomorfológicos supracitados pode ser observado através do organograma da relação entre geologia e clima (figura 1).

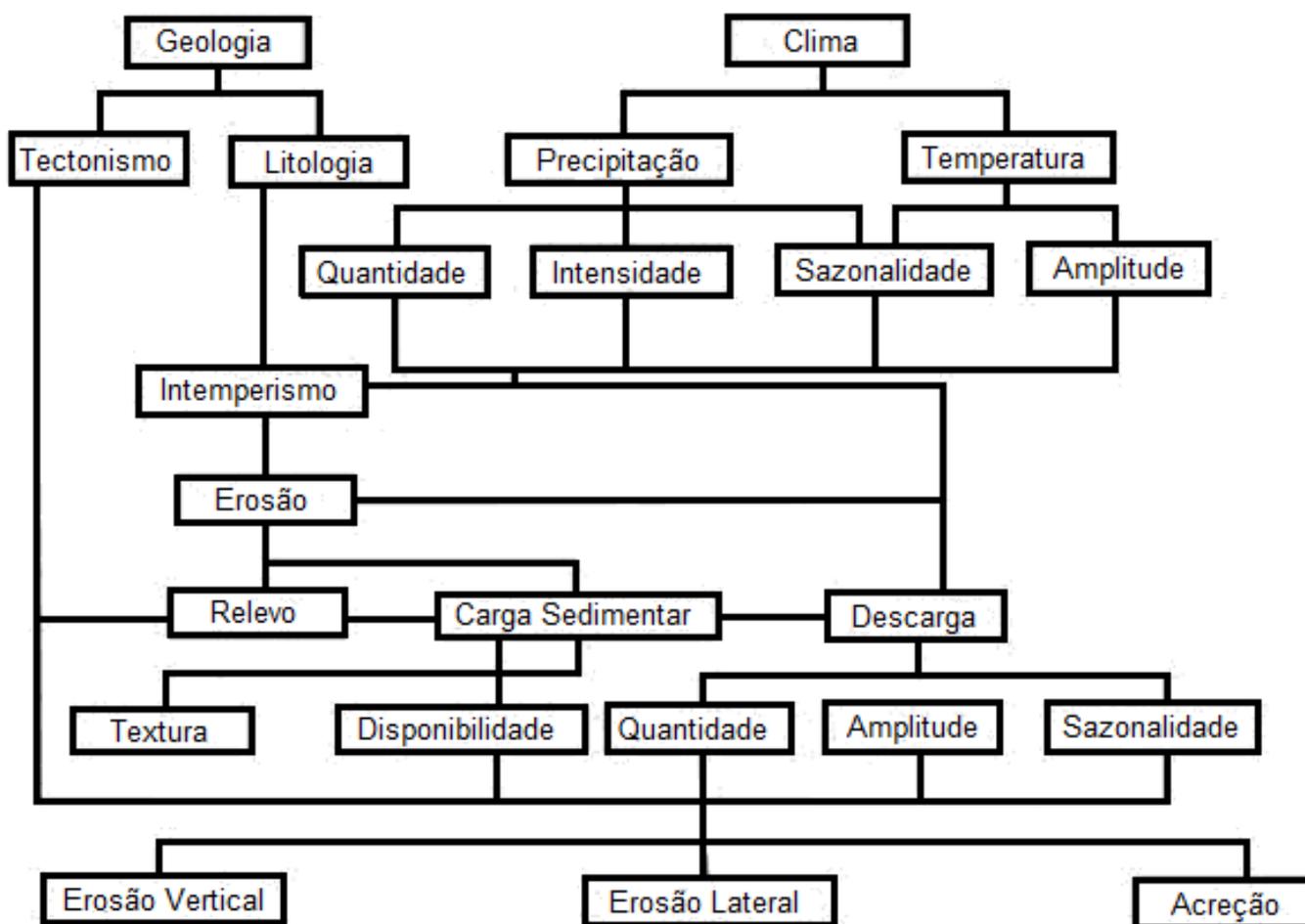


Figura 1: Organograma da relação entre geologia, clima e processos erosivos. **Fonte:** Stevaux et. al. 2017.

Quanto à tipologia dos terraços fluviais, Santos et. al. (2009) em seus estudos na bacia do Rio das Velhas na região do Quadrilátero Ferrífero em

Minas Gerais destaca três tipos de terraços fluviais: os escalonados, os embutidos e os encaixados (figura 2). Todos os tipos supracitados têm seu nível de colaboração no processo de reconstituição do passado geomorfológico dos vales fluviais. Através da análise dos perfis dos terraços, busca-se entender um pouco mais sobre a dinâmica dos paleoeventos e consequentes processos de deposição e sequência sedimentar.

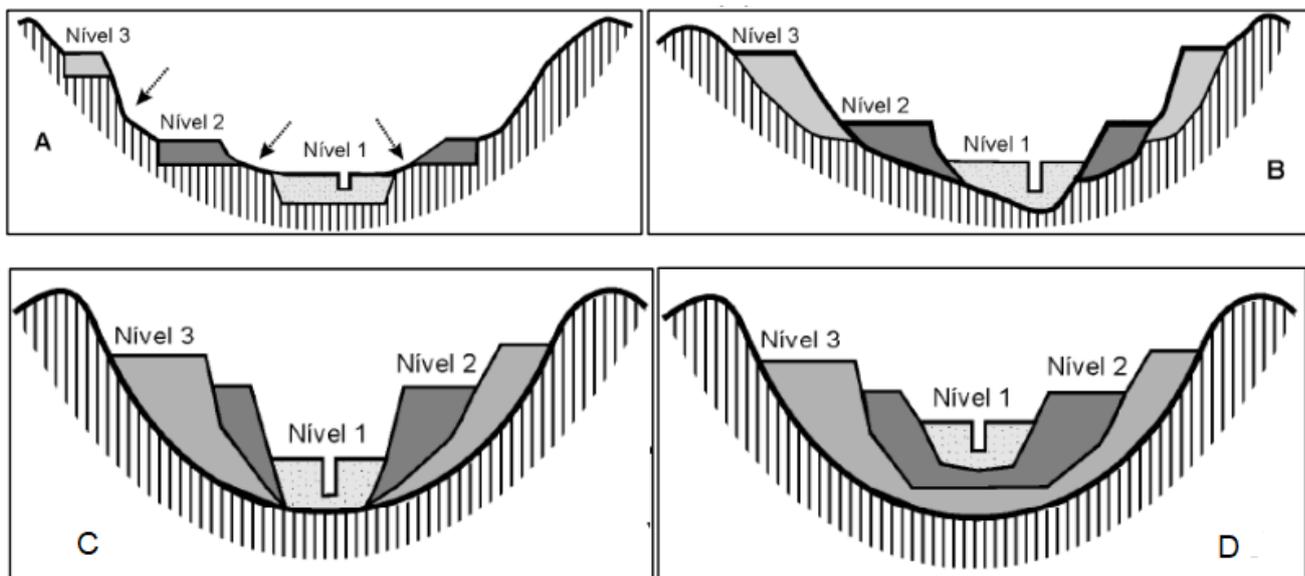


Figura 2: Perfil esquemático dos níveis deposicionais escalonados (a), encaixados (b), embutidos (c) e integralmente embutidos (d). **Fonte:** Barros, 2011.

Ainda nessa perspectiva, Santos et. al. (2009) descreve sobre os diferentes níveis de terraços que podem ser analisados em uma determinada área da bacia hidrográfica. Em níveis de terraços superiores (variação de 75 a 100 metros do canal principal) predominam os terraços escalonados, que tem como característica principal seu assentamento acima do substrato rochoso. Esse tipo de terraço pode ser encontrado ao longo do vale fluvial e estão dispostos em patamares altimétricos distintos, não respeitando um padrão estabelecido. A rocha sã é a estrutura limitadora entre o nível superior e o nível inferior. Os terraços de nível intermediário (10 a 35 metros do canal principal) também apresentaram padrões do tipo escalonado e os terraços de nível inferior (0,2 a 24 metros) apresentaram padrões diferenciados quanto a tipologia se comparado aos níveis cronologicamente mais próximos.

A partir desse pressuposto, Dias & Perez Filho (2015) também

descrevem sobre níveis de terraço em seus estudos na bacia do Corumbataí-SP. Para os autores, os níveis de terraço variam de acordo com as condições naturais do local em análise. Os diferentes níveis estão associados a ação dos fluxos de matéria e energia, que ocorrem em sistemas abertos, relacionados ao clima regional e o controle litoestrutural presente na área de estudo que responde aos processos geomorfológicos pretéritos. No caso da bacia hidrográfica do rio Corumbataí, os autores citam níveis de altos terraços e baixos terraços. Os níveis superiores correspondem a processos mais antigos, datados do Pleistoceno Inferior, período que se caracteriza por uma oscilação climática entre seco e úmido. Já os terraços inferiores correspondem ao período do Pleistoceno Superior, período de oscilação climática entre fase seca e algumas fases úmidas que resultaram no entalhamento fluvial e consequente formação da paisagem atual.

Através de todos os aspectos levantados, denota-se a importância do entendimento da formação e da tipologia dos terraços para compreensão da dinâmica climática e dos processos pedogenéticos e morfogenéticos que atuaram ao longo do Quaternário. Se faz necessário uma análise profunda dos níveis de terraço e material sedimentar como auxílio na interpretação de paleoeventos que foram preponderantes para a determinação do padrão da paisagem atual. Souza & Perez Filho (2018) afirmam que os terraços fluviais estão estritamente ligados a épocas de clima mais quente e mais úmida do que atual, o que nos remete a refletir sobre os processos de energia (inputs e outputs) que atuaram na bacia hidrográfica e que continuam atuando na evolução do relevo regional e padrão da rede de drenagem.

Os estudos de terraços fluviais são uma importante ferramenta da Geomorfologia Fluvial nas questões de interpretação e identificação da evolução do relevo regional e do próprio comportamento da rede de drenagem ao longo da escala de tempo da natureza. Santos & Stevaux (2000) descrevem que os estudos da Geomorfologia Fluvial e Quaternário no Brasil tem como objetivo compreender a dinâmica dos sistemas fluviais e consequentemente atingir uma dimensão maior quanto à evolução da paisagem. Santos et. al. (2009) define que a maior parte dos estudos de registros deposicionais fluviais estão aportados na identificação das sequências aluviais e sua caracterização quanto ao material sedimentar e os patamares de níveis de terraços e de

planície. Sendo assim, busca-se um entendimento maior dos paleoeventos para entender os processos que resultam na própria deposição e disposição dos níveis de terraço a fim de elaborar uma cronologia interpretativa das sequências sedimentares aluviais.

Dias & Perez Filho (2015) ressaltam que as formas de relevo e dinâmica do clima estão estritamente ligadas as análises geomorfológicas atuais. Para os autores, os terraços fluviais estão relacionados aos eventos climáticos quaternários, e, portanto, nos estudos de bacias hidrográficas, a compreensão da formação e evolução dos terraços são elementos que se tornam preponderantes para uma análise profunda sobre as mudanças ambientais na escala de tempo da natureza.

Souza & Perez Filho (2018) também destacam a importância dos estudos de terraços fluviais e planícies de inundação. As feições geomorfológicas de deposição são importantes ferramentas analíticas e que permitem uma compreensão mais uniforme quanto aos processos e dinâmica geomorfológica. Vanderberghe (2002) descreve que os terraços fluviais estão sendo utilizados como ferramentas de registros de ajustes da paisagem, pois suas estruturas indicam rupturas no equilíbrio da dinâmica do sistema fluvial. As áreas que apresentam uma ordem tectônica estável, tais rupturas podem estar associadas a alteração do nível de base decorrente de flutuações climáticas ou de ações antrópicas, as quais podem resultar em diferentes níveis de terraço com acúmulo sedimentar.

Queiroz Neto (2001) ressalta que as formações superficiais que recobrem parte da superfície terrestre são produtos resultantes da alteração da rocha mãe por intemperismo químico e estes sedimentos podem ser retrabalhados e remanejados sobre as estruturas das vertentes, superfícies de erosão e até mesmo nas planícies fluviais. Esse fator testemunha a ação dos processos pedogenéticos e morfogenéticos responsáveis pela evolução e consequente transformação do relevo na escala do tempo geológico.

Em seus estudos sobre o rio Tejo em Portugal, Martins & Cunha (2009) relatam sobre a evolução dos terraços fluviais ao longo do canal do rio. Para os autores, os terraços fluviais representam o quadro evolutivo do rio, ao qual atingiu um equilíbrio a partir de determinado momento. Esse equilíbrio pode ser justificado por um perfil regularizado e que promove o alargamento do canal

fluvial. Os terraços fluviais são importantes registros de alternância de períodos de escavamento, alargamento e eventual agração sedimentar. Nas áreas continentais, essas estruturas erosivas representam arquivos da evolução sedimentar, climática, tectônica e eustática da área de estudo. Todos esses fatores elencados demonstram tal significância sobre os estudos de terraços frente ao desenvolvimento do relevo, pois tais estruturas herdam informações que permeiam o campo histórico da dinâmica da evolução geomorfológica do relevo e rede de drenagem. A interpretação por meio da visão sistêmica permite a integração dos elementos naturais que atuaram e atuam no sistema aberto, permitindo a construção cronológica de eventos climáticos e tectônicos que resultaram na mudança da paisagem ao longo dos últimos milhares de anos.

Martins & Cunha (2009) afirmam que a melhor maneira de correlacionar os terraços e interpretar a evolução da paisagem é proceder um levantamento geomorfológico completo, ao qual seja formado pelo estudo da litoestatigrafia e sedimentologia dos depósitos sedimentares. As datações relativas e absolutas se tornam uma excelente ferramenta de análise frente a atuação dos paleoclimas. As ações tectônicas podem desnivelar setores de terraços e sendo assim, deve-se o devido cuidado aos critérios a serem adotados quanto a correlação de eventos. A tarefa de correlacionar os terraços fluviais no sentido longitudinal ou seção transversal é de difícil compreensão, já que culmina na combinação de inúmeros processos de deposição mais antigos.

Na questão hidrológica, Martins & Cunha (2009) descrevem que um terraço de acumulação pode representar que a energia fluvial era inferior a necessária para o transporte total de carga detrítica, e, portanto, essa superfície de acúmulo indica que o rio estaria em desequilíbrio no sentido de agração. O sistema fluvial pode romper com as condições de equilíbrio desde que o nível de base sofra alguma alteração. As mudanças climáticas ou atividades tectônicas podem causar tal desequilíbrio a ponto de que os sistemas fluviais tenham de desenvolver novos perfis de equilíbrio em posições topográficas anteriores.

Dando destaque a relevância por parte dos estudos de planícies e terraços, Suguio & Bigarella (1979) indicam que os terraços são importantes

chaves de interpretação da história geológica de uma determinada área ou região. As mudanças ambientais levam os rios a retrabalhar seus próprios depósitos previamente formados. A influência de tectônica pode resultar no levantamento ou basculamento da altura do nível de base, já o clima pode afetar a hidrodinâmica do sistema fluvial, influenciando diretamente no padrão de descarga hídrica e transporte da carga sedimentar. Os autores também destacam a importância de correlacionar a sucessão dos terraços. Para tal correlação, se faz necessário o aporte dos estudos sedimentológicos, granulometria, sucessão vertical, dentre outros métodos.

Para Zancopé et. al. (2009), as mudanças climáticas alteram diretamente o perfil longitudinal do rio por influência da vazão e este rio tende a se auto ajustar quanto aos processos erosivos, transporte de material e sedimentação. Sendo assim, o desenvolvimento dos níveis de terraço indica que essas superfícies têm relação direta com esses ajustes. Souza & Filho (2018) citam sobre ajustes estruturais na rede de drenagem durante o Pleistoceno Médio Superior e Holoceno durante seus estudos sobre ambientes deposicionais e coberturas superficiais na bacia do Ribeirão Araquá.

Para finalizar, entende-se que os depósitos quaternários são excelentes ferramentas de interpretação da evolução do relevo, principalmente no que condiz as relações de clima e tectônica. O estudo de terraços aliados a técnicas da geomorfologia fluvial como sedimentologia, anomalias de drenagem, perfil longitudinal, entre outras, se tornam excelentes aliadas no processo de entendimento da origem e desenvolvimento das formas do relevo. Sendo assim, conclui-se que a análise de terraços fluviais sob a óptica de uma visão sistêmica se torna um excelente exercício de integração dos elementos para uma interpretação evolutiva do relevo e da paisagem como um todo.

3.2 Oscilações Climáticas do Quaternário

Neste capítulo, buscou-se a interpretação das influências climáticas na evolução do relevo e na organização da rede de drenagem. Para isso, se fez necessário uma organização textual que permitisse uma compreensão mais detalhada sobre os fenômenos que envolvem o estudo do clima atual e pretérito e quais fatores são inerentes ao processo constante das mudanças climáticas, principalmente no período do Quaternário em que as pulsações climáticas atuaram de maneira incisiva. Sendo assim, o texto se subdivide em três principais subitens ao qual o primeiro subitem trata das questões pertinentes ao contexto histórico do estudo do clima na Geomorfologia. O segundo subitem trata do perfil climático anterior ao período Quaternário, a fim de identificar e elencar fenômenos climáticos que tenham influenciado na dinâmica da paisagem da área de estudo e até mesmo no perfil do relevo regional. Por fim, o último subitem trata das influências climáticas do Quaternário que influenciaram a formação e transformação dos ambientes deposicionais da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga e que de certa forma são os principais objetos de estudo da pesquisa.

3.2.1 Estudo do Clima e a Ciência da Geomorfologia

Para compreensão dos fenômenos que ocorrem nas bacias hidrográficas, a ciência geomorfológica sempre se aportou nas variâncias climáticas e seus paradoxos. Na verdade, desde que as conferências ambientais começaram a existir, o homem vem se debruçando em estudos das mais variadas ciências, para entender um pouco mais sobre as mudanças climáticas que afetam tanto a vida humana e que também é primordial no entendimento da transformação da paisagem. Essa sucessão de eventos climáticos ao longo das eras geológicas pode servir como ferramenta para uma interpretação mais coerente sobre os impactos geoeconômicos que o clima causa na sociedade, e conseqüentemente pode agregar nas mais variadas discussões dos impactos que o clima causa tanto em meio natural quanto em meio social.

Como referido anteriormente, há uma crescente no interesse sobre o entendimento das mudanças climáticas globais. Conti (2005) afirma que ambos os hemisférios sofrem com a questão do degelo das calotas polares, a elevação significativa do mar, a aumento da temperatura dos oceanos, processos de intensificação da desertificação, entre outros fatores que são gerados pelo acúmulo de atividades humanas, principalmente aquelas que condiz com acúmulo de gases na atmosfera terrestre. Órgãos como o IPCC (Intergovernmental Panel of Climatic Change) e a OMM (Organização Meteorológica Mundial) vem investindo em estudos que monitoram estes problemas supracitados (figura 3), propondo ações mitigadoras para que os atuais governos globais busquem sanar a problemática do aumento da temperatura da Terra.

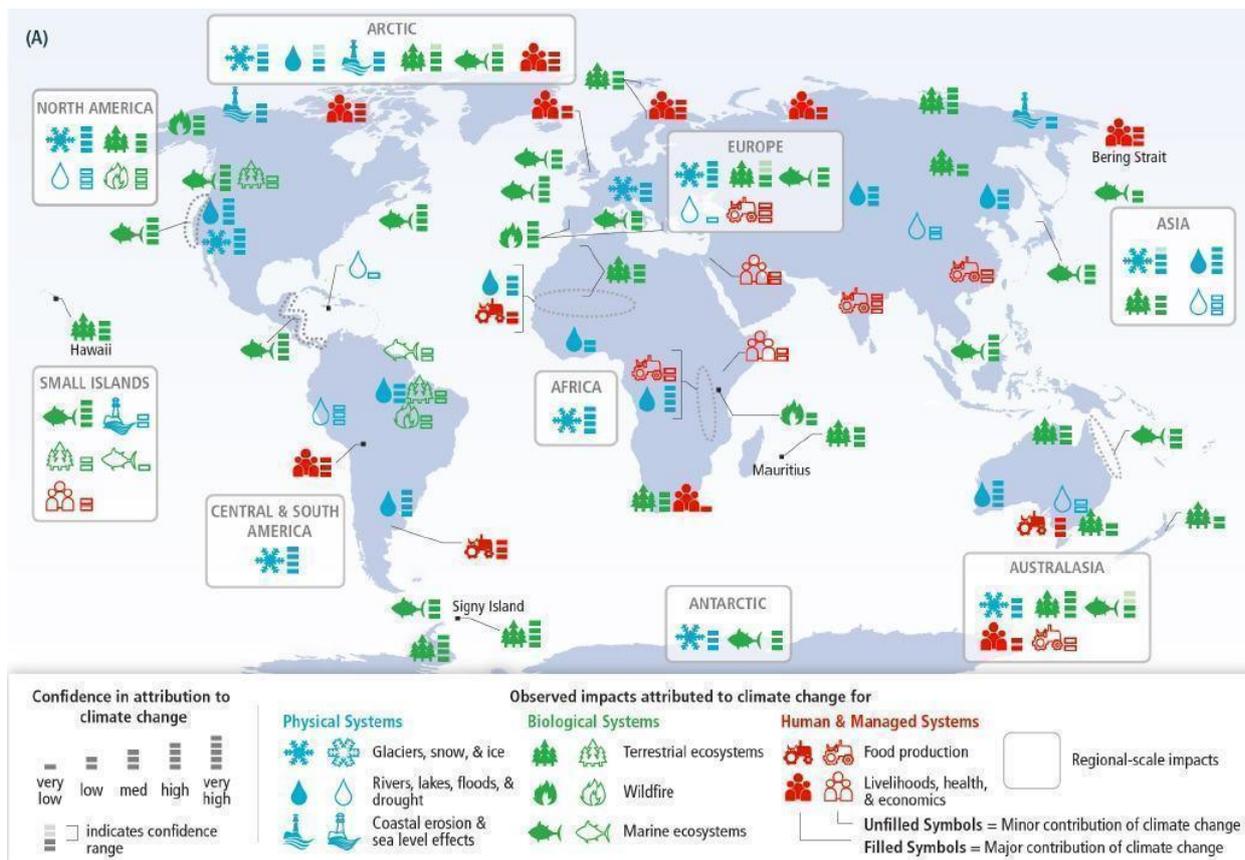


Figura 3: Infográfico do IPCC que demonstra os principais impactos das mudanças climáticas em cada continente e outros elementos ligados ao tema. **Fonte:** IPCC,2014.

Rabassa (2005) apresentou seus estudos durante o X EGAL (Encontro de Geógrafos da América Latina) sobre as atuais mudanças climáticas globais

e denunciou como essas mudanças impactam na configuração da paisagem e geram danos ambientais severos. O autor acima apresentou questões como o rápido degelo do glaciar Upsala, uma das maiores da América do Sul e informou que estes exemplos de fenômenos justificam um cenário caótico ocasionado pelas ações de insensatez humana.

Na esfera da Geomorfologia, é necessário estabelecer padrões chaves na interpretação dessas oscilações climáticas, através de técnicas que permitam a associação da distribuição da paisagem e fenômenos que justifiquem suas mudanças. Sendo assim, alguns modelos podem auxiliar na compreensão da complexidade que é o entendimento da natureza aliada a um determinado recorte de tempo e espaço geográfico.

Outra proposta que se encaixa a perspectiva da pesquisa sobre variações climáticas é a apresentada por Perez Filho e Rubira (2019). Segundo os autores, existe uma diferenciação entre os conceitos de mudanças climáticas, oscilações climáticas e pulsações climática. Cada conceito remete a um nível de tempo e intensidade sobre os eventos de ciclicidade climática e representam determinadas fases do Quaternário, período ao qual a pesquisa dá mais ênfase em conjunção com as análises de terraços.

Para Perez Filho e Rubira (2019), as mudanças climáticas contempla eventos de longa duração e que abrange territórios maiores, como o exemplo dos períodos de glaciação registrados no Quaternário por Penck e Berckner (1909). Essas fases de glaciação estão associadas a pós períodos de aquecimento terrestre que ocorreram no Paleógeno/Neógeno, entre o Plioceno e Pleistoceno Inferior. Essas fases de resfriamento abrupto ocasionaram arrefecimento na temperatura global de até 6° C. Tais eventos se alternam em ciclos de 120.000 anos ao longo dos 800.000 anos, e antes disso, mais associados ao Último Máximo Glacial (UMG) e o Optimum Climático.

Referente ao conceito de oscilações climáticas, Perez Filho e Rubira (2019) ressaltam que se trata de eventos de média duração, que ocorreram ao longo do período Pleistoceno. Essas variações de temperatura abrupta se correlacionam entre picos de estágios de glaciação e interglaciação, onde as características de oscilação de temperatura são bem definidas. Esses eventos climáticos de média duração pode ser caracterizados pela interrupção do descenso do nível do mar ocasionados pelo máximo glacial ou até elevações

marinhas permanentes do optimum climático. Tais eventos sugerem que o volume de gelo das calotas polares interfere diretamente nas oscilações climáticas presentes ao longo do Quaternário. Sendo assim, podem ser relacionados a esse período os eventos Heinrich (queda de temperatura no Ártico), Dansgaard-Oeschger (aumento da temperatura no Ártico), Bolling-Allerod Warming (evento de aquecimento) e posteriores eventos de resfriamento.

O conceito de pulsações climáticas apresentado por Perez Filho e Rubira (2019) já trata de questões inerentes a eventos de curta duração que ocorreram no Pleistoceno Superior e Holoceno, períodos de grande relevância nas análises feitas na área de pesquisa. As pulsações climáticas ocorreram em uma escala de tempo de 2.000 anos a.p, ou seja, fenômenos recentes e que interferiram de maneira atuante no modelado na paisagem atual da bacia hidrográfica em questão. Segundo os autores, esses episódios de pulsos climáticos não têm relação com o volume de gelo global, mas podem se relacionar a eventos de ritmos e intensidade diferente entre diversos sistemas ambientais e zonas climáticas divergentes. A partir desse pressuposto, destaca-se que os eventos de Bond (et. al. 1997) demonstram pulsos climáticos de resfriamento no Atlântico Norte que ocorreram durante o Holoceno. Outros eventos como Período de Aquecimento Medieval (Medieval Warm Period) e Período Romano de Aquecimento (Roman Warm Period) estão relacionados aos pulsos climáticos tratados pelos autores.

A partir dessa introdução sobre estudos climáticos e propostas de conceituação do clima, elaborou-se dois subcapítulos que tratam de um breve perfil sobre momentos climáticos globais e locais, a fim de entender mais sobre a influência do clima na evolução do relevo e rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Itapetininga. O primeiro subcapítulo envolve um cenário Pré-Quaternário, enquanto que o segundo subcapítulo envolve cenários de todo período Quaternário.

3.2.2 Breve Perfil Climático Pré-Quaternário

Eerola (et. al. 2010) afirma que ao longo da evolução da Terra e seus milhões de anos, a atmosfera apresentou grandes mudanças, ou seja, nesses

4 bilhões de anos tivemos fenômenos atmosféricos de pequena e grande escala que oscilaram em tempos diferentes e ordens diferentes. Essas mudanças climáticas foram permeadas por inúmeros fatores endógenos e exógenos do planeta, como a própria fragmentação dos supercontinentes (Pangéia, Gondwana e Laurásia), a intensificação das manchas solares, processos de vulcanismo, a movimentação crustal das placas tectônicas, mudanças da órbita da Terra, o surgimento da vida, dentre outros elementos (Suguio, Suzuki, 2003).

Além dos fatores elencados anteriormente, o papel das grandes glaciações não podem ser esquecidas. Elas afetam por completo o planeta Terra e diretamente afetaram os hemisférios norte e sul durante a era Paleozóica. Segundo Eerola (2010), em terras brasileiras são encontradas algumas evidências importantes que comprovam a ação das geleiras no período Devoniano, Siluriano e Carbonífero. Um exemplo usado é que no período Carbonífero, fazendo um contraste com a formação atual, onde os continentes do hemisfério norte estavam totalmente cobertos por vegetação por estarem próximos à zona equatorial, enquanto os territórios do hemisfério sul estavam totalmente cobertos por geleiras por estarem próximos dos pólos. Como a atmosfera terrestre passou a ter condições próximas a atual, somente no período Paleozóico houve duas grandes glaciações importantes, sendo uma no início do período Cambriano há aproximadamente 500 milhões de anos e uma no final do período Permiano, há aproximadamente 260 milhões de anos (Sant'ana Neto & Nery, 2005). Algumas hipóteses levantadas sugerem que esses processos de glaciações da era Paleozóica estão diretamente relacionados com a posição dos continentes (regiões polares e regiões mais quentes) e com o surgimento dos novos supercontinentes. (Suguio & Suzuki; 2003).

Na era Mesozóica houve uma inversão do ocorrido na era anterior. Um grande aquecimento global que perdurou durante toda a era mudou toda a configuração do planeta. As correntes marinhas começaram a ter outro direcionamento e ficaram mais aquecidas, conseguindo chegar até os polos. Isso também se deve a configuração dos continentes, outro fator preponderante que contribui para esse processo. É no final da era Mesozóica que temos o surgimento de novos oceanos e a separação dos

supercontinentes como a Pangéia. Além disso, temos a reativação dos processos de vulcanismo/tectonismo, mudanças climáticas bruscas e outros elementos que contribuíram para tal configuração. (Suguio & Suzuki; 2003).

Durante a era Cenozóica, logo em seu início no período Terciário, houve alguns eventos de suma importância, como a própria movimentação e separação dos paleocontinentes, a abertura de alguns oceanos novos e o fechamento de oceanos antigos, o surgimento das grandes cadeias orogênicas atuais, ou por uma mudança total da paisagem da terra. Essas mudanças são acompanhadas pelas fortes oscilações climáticas tanto no parâmetro local, quanto no parâmetro regional (Salgado-Laboriau, 1994).

3.2.3 Perfil Climático do Quaternário

Segundo Suguio (2000), é na era Cenozóica que temos as oscilações climáticas mais marcantes, registradas pela alteração dos sedimentos superficiais que sofreram alteração pela ação dos processos glaciais e interglaciais. Toda essa dinâmica do clima alterou por completo a ordem paisagística da Terra e possibilitou alguns debates acerca da atuação do homem frente as questões das mudanças globais atuais. É no Quaternário que se tem evidências sobre alternâncias climáticas de ambientes secos a úmidos, onde os períodos glaciais ficaram marcados pela ação das espessas geleiras que recobriam os continentes e as fases úmidas marcadas por períodos de chuvas torrenciais que retrabalhavam os sedimentos da superfície, configurando novos perfis topográficos.

Salgado-Laboriau (1994) indica em seus estudos através da análise de sedimentos que houve pelo menos 16 processos de glaciação, alguns mais intensos e outros mais leves. Ao longo dessas fases de glaciação, apenas 4 ou 5 foram identificadas pelos estudos geológicos, ou seja, esses 5 processos de glaciação deixaram evidências geomorfológicas em cada região de atuação e foram classificadas de acordo com a região de atuação. Cada glaciação durou cerca de cem mil anos, sendo que houve períodos de intervalos interglaciais que duraram cerca de vinte mil anos. A autora classifica alguns períodos importantes de acordo com cada região de estudo (quadro 1), seguindo a

sequência dos Alpes e do Vale do Rio Reno (Rhuin), um processo de glaciação mais antigo como a do Danúbio (Donau) e que não esteve presente em muitas regiões da Europa e um último período classificado como Wurm-Wisconsin, processo este que começou a cem mil anos atrás e perdurou até doze mil anos atrás.

Alpes e Reno	Ilhas Britânicas	Norte da Europa	América do Norte	Posição no Pleistoceno
Würm	Newer drift	Weichsel	Wisconsin	Superior
<i>Riss-Würm</i>	<i>Ipswichian</i>	<i>Eemian</i>	<i>Sagamon</i>	Superior
Riss	Gripping	Saale	Illinoian	Superior
<i>Mindel-Riss</i>	<i>Hoxnian</i>	Holstein	Yarmouth	Médio
Mindel	Lowestoft	Elster	Kansan	Médio
<i>Günz-Mindel</i>	<i>Cromerian</i>	Cromerian	Aftonian	Médio
Günz	Nebraskan	Inferior		
<i>Donau-Günz</i>	Inferior			
Donau	Inferior			

Quadro 1: Principais Glaciações do Quaternário. **Fonte:** Modificado de Salgado-Labouriau (1991). Apud. Souza (2016).

A autora ressalta que os períodos de interglaciação tem muito a ver com o fato de que alguns processos de precessão dos equinócios, a excentricidade da órbita da Terra e a obliquidade da eclíptica afetaram diretamente as ordens de glaciação do planeta. Essa análise da instabilidade climática nos remete a pensar mais sobre o caráter cíclico do mesmo e como essas flutuações estão diretamente ligadas as diferentes amplitudes do clima, como períodos gélidos e quentes.

Suguio (2000) também reconhece em seus estudos pelo menos seis períodos de glaciação intercalados por processos interglaciais que atuaram nas massas continentais e que perduraram de 1,5 Ma até as fases presentes. Assim como Salgado-Laboriau (1994), o autor reconhece que houve quatro períodos mais relevantes de oscilações nas temperaturas globais de 15.000 anos A.P até a atualidade. Sendo assim, denota-se que as mudanças climáticas do Quaternário foram bem mais agressivas que as do Terciário, onde as evidências geomorfológicas demonstram um período mais uniforme quanto às condições ambientais.

Segundo Ab'Saber (1977) durante esse período de glaciações do Quaternário, as regiões denominadas de tropicais e subtropicais úmidas atuais do Brasil atuavam o clima seco, do tipo árido ou semi-árido. Nos períodos de interglaciação o quadro climático se invertia, ou seja, o clima apresentado era muito semelhante ao atual. As correntes frias que vinham da parte sul do planeta e avançavam até a região do nordeste brasileiro, situação que favorecia a instalação de um clima muito seco, fenômeno este enquadrado no período Neógeno, mesmo período de formação da Depressão Periférica Paulista. Neste período glacial denominado como Wurm/Wisconsin, o aumento da frequência e da intensidade das frentes frias advindas do Sul favoreceu o estabelecimento de uma faixa de aridez que ia do Uruguai até a parte sul do estado da Bahia. Esse evento glacial favoreceu o rebaixamento das temperaturas, que atingiram de 4°C a 6°C nas zonas equatoriais e temperaturas mais baixas nas regiões tropicais e subtropicais.

De acordo com estudos de Behling (2002), na época do Pleistoceno o recuo da vegetação de cerrado da costa brasileira é um forte indicativo da volta do clima seco e gelado. Ab'Saber (1977) diz que esse foi o último período seco que afetou o hemisfério sul. Na época Holocênica, os vales estavam cobertos por floresta enquanto que as vertentes estavam cobertas pela vegetação de cerrado. No Holoceno tardio a vegetação de cerrado começou a ficar mais fechada, ou seja, um indicativo da volta das condições úmidas. Somente depois de 600 mil anos adiante e que tivemos a configuração climática atual, uma vez que as florestas começaram a vigorar na região sudeste. O esquema proposto (figura 4) pelo autor demonstra as oscilações climáticas e as massas de ar frio e quente que dinamizaram o clima do planeta Terra. As mudanças climáticas do Quaternário provocaram oscilações climáticas por todo o globo terrestre. Essas alterações foram preponderantes e influenciaram nos processos pedogenéticos, morfogênicos e geológicos.

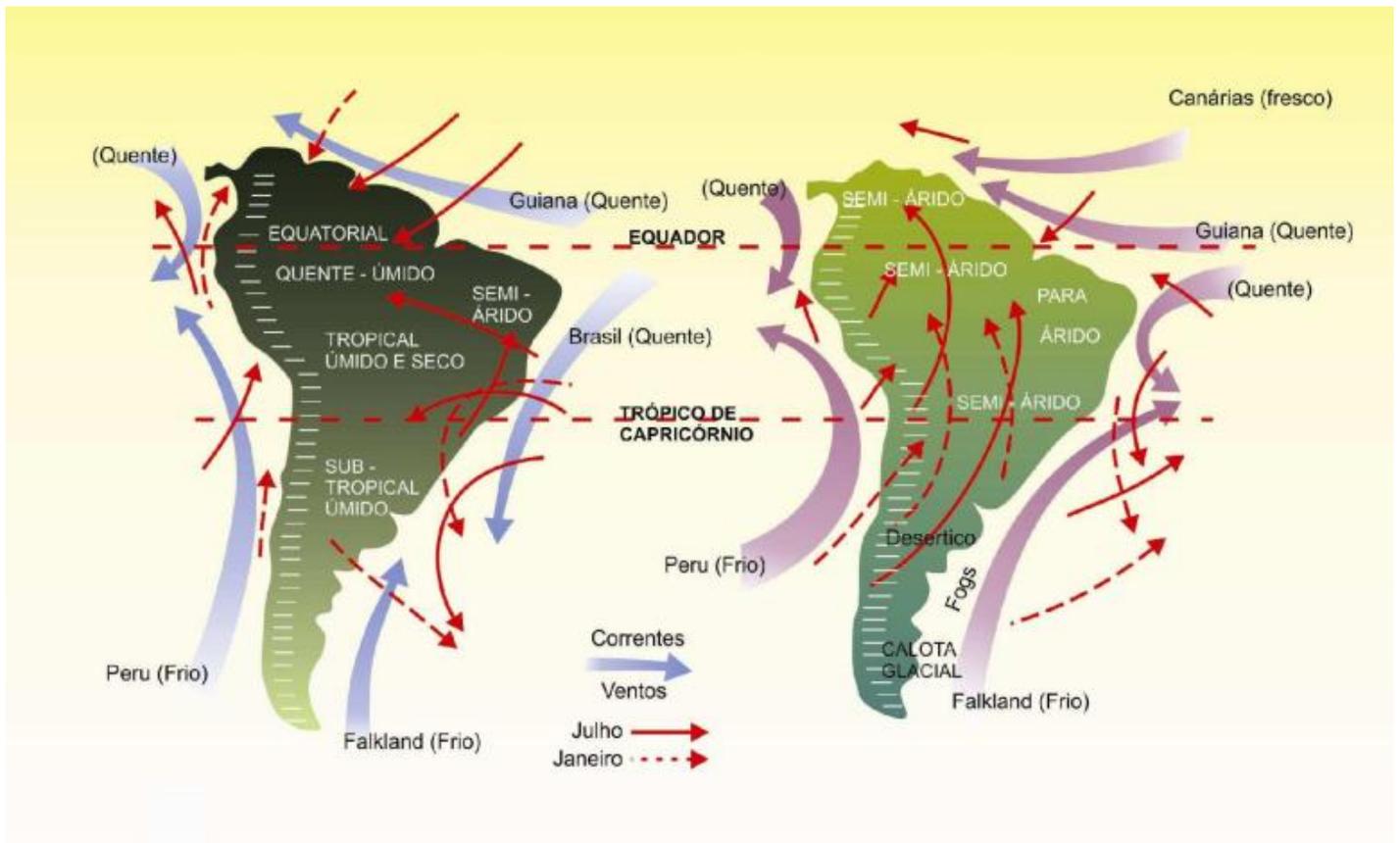


Figura 4: Oscilações climáticas e as diferenças paleoclimáticas entre a situação interglacial atual (esquerda) e a situação glacial do último período seco pleistocênico (direita). **Fonte:** Adaptado de Damuth e Fairbridge (1970) apud. Ab'Saber (1977).

Destacando os períodos glaciais secos do Pleistoceno e Holoceno, os processos de intemperismo físico, mecânico e químico ganham força e influem diretamente na deposição dos depósitos correlativos. Na faixa tropical e subtropical, o clima de aridez dessas fases glaciais produziu uma nova dinâmica pluvial, ao qual foi responsável pelo transporte e seleção granulométrica dos depósitos detríticos, ou seja, processo este que contribui nos processos de pedimentação. (Costa Junior, 2008). Na fase interglacial, dos períodos mais úmidos, o intemperismo químico ganha mais intensidade, sendo assim reorganizando os canais de drenagem, alterando a zona de alteração e coluvionamento e favorece a cobertura dos detritos em condições pretéritas, ou seja, o surgimento das linhas de seixos.

Os registros paleoclimáticos existentes no estado de São Paulo evidenciam os principais períodos climáticos e suas respectivas características e como essas mudanças ocorreram ao longo do Quaternário e por todo o sudeste brasileiro. O conhecimento a respeito das mudanças climáticas no

sudeste brasileiro ainda é muito fragmentado, sendo que muitos segmentos da costa leste do continente ainda não têm nenhum estudo referente ao assunto.

As técnicas de Palinologia, análises isótopas e estudos geoquímicos do solo ajudam numa maior compreensão dessas oscilações climáticas e como o meio ambiente reagiu a tal processo. Levam-se em conta três períodos marcantes para as mudanças na paleocirculação no sudeste brasileiro, sendo eles: O “Último Máximo Glacial” (UMG), que ocorreu entre 23 e 19 mil anos A.P, a “Última Deglaciação”, entre 19 e 11.7 mil anos A.P e por fim o Holoceno, que vem de 11.7 mil anos A.P até os tempos de hoje (CHIESSE et.al. 2008). O Último Máximo Glacial corresponde a última fase da glaciação no hemisfério norte, por volta de 18.000 anos AP. Houve uma diminuição de 1 a 2 graus Celsius na média anual de temperatura, porém alguns autores vão propor que houve uma redução de temperatura de 4 a 8 graus Celsius. Esse resfriamento foi significativamente superior em relação às latitudes mais baixas, o que condiz que o gradiente térmico durante esse período tenha sido bem maior que o atual (CHIESSE et. al.2010).

Thomas & Thorp (1995) apontam que as respostas ao período do Último Máximo Glacial se diferenciam nas *lowlands* e *uplands*, evidenciando que os períodos de resfriamento se alternam entre 30.000 anos e 40.000 anos. Os autores apresentam uma ordem cronológica de eventos (quadro 2) de mudança ambiental, onde de acordo com os autores, nos trópicos úmidos prevaleceu 3 fases de seca entre 5 a 3 mil anos A.P na região da Colômbia enquanto que uma fase árida prevaleceu na África depois de 4,5 mil anos A.P. Segundo Siqueira (2012), o sudeste brasileiro durante o Último Máximo Glacial esteve sob influência direta de um clima de monção, apresentando um corredor de umidade entre a Amazônia e a região Sudeste denominado de Zona de Convergência do Atlântico Sul, de acordo com os modelos climáticos propostos por Cruz (et.al. 2006).

Idades (a.p)	Eventos ambientais nos trópicos
3100-2400	Possivelmente mais seco, acompanhado por deflorestação e ocupação humana, e continuando até o presente. Oeste da África (Gana, pós 2400 Brasil)
3400-3100	Aumento da umidade nos trópicos florestados com aumento da descarga, várias oscilações menores de umidade seguidas
4200-3400	Fases secas no Holoceno Médio, provavelmente muito severas (Oeste da África, Brasil)
5500-4200	Umidade em declínio em algumas áreas dos trópicos úmidos (excursões secas na Amazônia, 5500; 4800)
700-5500	Aumento da umidade e modesto aumento no nível dos lagos.
7800-7000	Redução do nível dos lagos e descarga dos rios no Oeste da África, Brasil
10,500-8000	Segundo período úmido com elevação dos níveis dos lagos e descargas; restabelecimento da floresta entre 9000-8500 anos.
11,00-10,500	Aridez, intervalo frio em muitas áreas, nível baixo dos lagos.
12,500-11,000	Aquecimento rápido com climas instáveis e prolongadas chuvas pesadas na África tropical, nível dos lagos muito alto. (No mundo todo)
13,000/12,000-22/20,000	Tornando-se frio nas <i>upland</i> e seco na maioria das <i>lowland</i> ; por volta de 18.000 anos a linha de árvores retraiu 1000 m, chuvas possivelmente reduzidas em 50%
-22/20,000	Resfriamento, provável transição de úmido para sub-húmido (Gana, Serra Leoa, Uganda, Brasil)
> 32,000	Evidência de resfriamento do clima das <i>uplands</i> , possivelmente tornando-se mais seco (Amazônia, Uganda)
Pós 40,000 (C ¹⁴ + TL)	Registros de sedimentação dispersos sugere aquecimento rápido - datação insegura (Venezuela, Brasil, Kalimantan)
52,000	
63,000 (?) Idades estimadas	
63,000	
80,000	Indicação de esfriamento, condições secas no norte de Queensland, Austrália

Quadro 2: Cronologia das mudanças ambientais do Quaternário Tardio. **Fonte:** Modificado de Thomas & Thorp (1995), apud. Souza 2016.

Alguns setores ficaram sobre influências de condições menos úmidas, principalmente aquelas regiões mais afastadas da linha de costa. Apesar dessa discrepância, Pessenda (et.al. 2010) apresenta alguns dados que reforçam a ideia de um clima úmido e frio. A presença de florestas úmidas como a de Araucárias no estado de São Paulo, em áreas mais próximas ao Planalto Atlântico foram grandes indicativos de uma sincronia entre vegetação e os avanços das geleiras na parte sul do Hemisfério Sul, mais precisamente na região andina do Chile e da Argentina. A Última Deglaciação foi um período marcado por eventos climáticos abruptos, que causaram grandes modificações na paleocirculação na porção sudeste do território brasileiro (Chiesse et.al. 2008). Alguns dados sobre o oceano revelam que a temperatura da superfície do mar na região sudeste ficou mais elevada, enquanto no hemisfério norte ficou mais baixa. Esse fenômeno está relacionado a intensificação da Corrente do Brasil e também ao aprisionamento de calor nas camadas superficiais do Atlântico Sul (CARLSON et. al. 2008).

No Holoceno a transição de vegetação e clima ficam mais evidentes. Na região do Planalto Atlântico as condições climáticas do Holoceno são similares as condições atuais, ou seja, condições climáticas úmidas. (Pessenda, et.al. 2010). Algumas análises palinológicas no Vale do Paraíba feita por Garcia (et.al, 2004), demarcam a transição climática entre o Pleistoceno/Holoceno. Segundo Santos (2009), há uma ativação nos meandros por conta da grande umidade, o que acaba formando os sistemas lacustres. O início do Holoceno foi marcado pelos estágios úmidos e frios entre 9.800 anos e 8.000 anos AP. Essas condições climáticas se intercalaram por períodos mais quentes e úmidos no Médio Holoceno, de 8.000 a 3.500 anos AP. A partir dos 3.500 a 1.950 anos AP, há um ressurgimento de um clima mais úmido e frio.

Em seus estudos na bacia do Ribeirão Araquá, interior de São Paulo, Souza (2016) analisou as características da superfície Urucaia e constatou através da datação por LOE (luminescência óptica estimula) e análise granulométrica a presença de material mais arenoso, com grãos de quartzo arredondado. O grau de arredondamento do material indica a presença de processos eólicos e fluviais, evidenciando o predomínio de uma fase de transição de período semi-úmido para um úmido no Holoceno Médio. Dias e Perez Filho (2014) também analisaram coberturas do Rio Corumbataí e consideraram que a superfície Urucaia foi depositada por processos fluviais, o que de fato comprova que há uma generalização de flutuações climáticas em todo o território da Depressão Periférica Paulista.

Dias e Perez Filho (2015) em seus estudos da planície do Rio Corumbataí conseguiram classificar alguns patamares de altos e baixos terraços e analisaram as amostras através de técnicas de granulometria e datação por LOE. O alto terraço caracterizado por uma superfície sub-horizontal plana e material areno-argiloso indicou um fluxo energético mais fraco em relação aos setores de baixos terraços, demonstrando a presença de um ambiente deposicional de menor energia. A maior presença de sedimentos de argila e silte representa que a deposição ocorreu posteriormente a uma fase climática quente e seca, o que dialoga com a literatura clássica sobre a transição de um clima seco para um mais úmido. As datações por LOE desse setor apresentaram idades de 5.060 ± 570 anos A.P (Holoceno Médio). Considera-se que as características ambientais da formação dos altos terraços

associam-se a uma fase de condições climáticas mais secas.

Sheel-Ybert (2003) em seus estudos paleoambientais no interior do estado de São Paulo demonstra que há presença de uma alta concentração de fragmento de carvão, o que corrobora para associação de um clima mais seco na época do Holoceno entre 10.000 a 6.000 anos AP. A partir de 6.000 anos verifica-se o aumento de uma fase quente e semi-úmida, correspondendo aos estudos de Salgado-Laboriau (1997). Já as datações dos baixos terraços apresentaram idade de 2570 ± 500 A.P (Holoceno Tardio) para coleta do terraço localizado a 5 metros acima do canal fluvial e 1.070 ± 190 anos A.P para coleta do terraço localizado a 3 metros acima do canal fluvial. Destaca-se que durante o período de 2.500 a 1.000 anos A.P, as condições climáticas apontavam condições mais secas, o que colaborou na formação dos níveis baixos de terraço.

Dias e Perez Filho (2015) comentam que o período entre 3.500 a 1.500 anos A.P segue um perfil climático mais seco e que a partir dos 1.500 anos A.P uma fase mais úmida, fator responsável pela definição dos baixos terraços e depósitos mais recentes encontrados. Sendo assim, constata-se que a história evolutiva do clima na bacia do Rio Corumbataí reforça a ideia de forte influência do paleoclima na elaboração dos níveis de terraço, o que pode ser associado a formação dos terraços da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga também, levando em conta a generalização das características climática em âmbito regional.

Outros estudos de Dias e Perez Filho (2015) na bacia do rio Mogi-Guaçu apontam idades de 1.950 ± 225 anos A.P para setores de terraços mais altos, $1.150 \text{ anos} \pm 160$ anos A.P para terraços de nível intermediário e 630 ± 75 anos A.P para terraços de nível mais baixo, próximo ao canal fluvial. Segundo os autores, as idades obtidas se relacionam com os pulsos climáticos da época. Há um predomínio de um período mais seco durante os 1.900 anos, seguido por um período úmido, que ocasionou a diferenciação dos perfis dos terraços e possibilitou o entalhamento do canal fluvial e que desenvolveu as características pedológicas do solo. Após os períodos supracitados a o retorno de um período mais seco nos 1.150 anos que dura até os 650 anos, onde se formou o nível de terraço mais próximo ao canal fluvial.

É interessante ressaltar que este período do Holoceno Superior é caracterizado pela literatura clássica como um período de grande umidade, porém se faz necessário considerar que há também fases de alterações climáticas intermediárias. Os atuais estudos sobre terraços e datações têm contribuído no entendimento de como fatos climáticos pretéritos condicionam a construção da história evolutiva de uma determinada área. Sendo assim, constata-se através dos dados levantados, que a área de estudo também está condicionada aos eventos climáticos holocênicos e o entendimento da intensidade desses eventos permite um olhar mais detalhado sobre a configuração da paisagem atual.

3.3 Respostas dos Sistemas Fluviais ao Controle Litoestrutural e Morfoestrutural

3.3.1 A Relevância dos Estudos de Sistemas Fluviais

O sistema fluvial sempre foi uma ferramenta primordial na interpretação de processos que resultam na modificação da paisagem e que também afetam a vida humana, principalmente no que condiz os processos de ocupação de uma determinada área. As áreas planas de rios sempre são ocupadas pela humanidade, principalmente pelo fato de apresentarem morfologia suavizada e uma comodidade para uso e ocupação do solo. Mediante a isto, a ciência Geomorfológica e outras ciências da Terra utilizam parâmetros baseados nos sistemas fluviais, para entender um pouco mais sobre o comportamento dos rios e como sua dinâmica interfere diretamente no modelado e dissecação do relevo. Silva et. al. (2010) descreve que os sistemas de drenagem sempre foram importantes quanto ao processo de dissecação e remodelado do relevo. Entre os mecanismos de elaboração das formas do relevo, têm-se o papel exercido pela ação direta dos canais fluviais, além de outros processos relacionados à dinâmica das encostas e possíveis eventos neotectônicos.

Davis (1889) disserta sobre a importância dos estudos de sistemas fluviais na história da Geomorfologia Clássica. Para o autor, a teoria da erosão cíclica está totalmente relacionada a evolução dos sistemas hídricos, pois a

partir de seus estudos, criam-se modelos importantes para se compreender mais sobre a evolução de determinada área de estudo. As teorias de Hack (1960) e Howard (1965) também servem como aporte nos estudos da Geomorfologia Fluvial, uma vez que os conceitos desenvolvidos remontam uma ordem cronológica sobre a evolução do relevo em termos de equilíbrio dinâmico e até mesmo na própria interpretação das formas superficiais. Nessa mesma perspectiva, Christofolletti (1980) aponta que a compreensão entre processos fluviais e formas e suas relações estabelecidas se tornam fundamental na reconstituição de um cenário evolutivo da paisagem terrestre, auxiliando em um entendimento mais profundo sobre a evolução geomorfológica de uma área e configuração atual do modelado do relevo.

Gilbert (1877) apresenta uma concepção de que a paisagem possui elementos que interagem entre si. Um exemplo é de que os rios estão sempre associados ao desenvolvimento de seus níveis de base local e enquanto isso o processo de evolução das encostas fornece sedimentos para esses rios, complementando a ideia de um sistema conjunto, ou seja, de um sistema fluvial que tem sua dinâmica própria. Essa interação entre esses elementos resulta nas próprias formas do relevo, sendo que a magnitude e intensidade de eventos estão diretamente ligados as diferenciações topográficas. Da mesma maneira, Silva et. al. (2010) complementa que as formas atuais do relevo são resultantes de uma dinâmica que envolve a ação dos rios em conjunto com as encostas e variação dos processos ao longo das eras geológicas. Outro fator que deve ser levado em consideração é a diferença dos aspectos litológicos e resistência do substrato, além dos fenômenos ligados ao cunho tectônico e variação do clima.

Bishop (1995) descreve a importância dos estudos dos arranjos de drenagem para compreensão e investigação de processos que remetem a controle litoestrutural tanto das estruturas geológicas quanto da tectônica regional. Ambos os elementos podem auxiliar numa análise técnica e formação de uma ordem cronológica que explique de forma detalhada quais foram tais processos que culminaram na ordem ativa da paisagem atual. Gilbert (1877) e Davis (1899) tecem considerações importantes sobre a erosão fluvial. Para os autores, os sistemas fluviais são os sistemas mais importantes na modificação da paisagem, já que os mesmos agem diretamente na esculturação do

modelado e tende a ser ativo até que se estabeleça um equilíbrio com seu nível de base, fator que representa uma nova fase da paisagem, a da maturidade.

Souza e Perez Filho (2016) também tecem algumas considerações sobre os estudos de sistemas fluviais. Os autores afirmam que esses sistemas condicionam processos ativos-passivos na elaboração do relevo, uma vez que os rios atuam como agentes ativos na dissecação do relevo enquanto ao mesmo tempo os rios estão condicionados às características estruturais que formam a paisagem. Sendo assim, percebe-se que no contexto das Geociências tem sido crescente a utilização de análises que permeiam os componentes do relevo através de técnicas diretas e indiretas que envolvam os sistemas hídricos. Os estudos relacionados aos sistemas fluviais por meio da visão sistêmica podem elevar os conhecimentos sobre a morfogênese e morfodinâmica da paisagem e conseqüentemente podem trazer à tona elementos que são proeminentes na compartimentação do relevo (IBGE, 2009).

Grande parte dos estudos geomorfológicos pautados nos sistemas fluviais adotam as bacias hidrográficas como espaços de análise sistêmica. Devido a atuação nos processos morfogenéticos, a bacia hidrográfica e sua rede de drenagem ganha o devido destaque nas questões que envolvem o estudo da paisagem e sua evolução. Burbank & Anderson (2001) relatam que todo o conjunto de elementos de uma bacia hidrográfica como os interflúvios, encostas e canais fluviais estão propensos a responder de maneira diferenciada a cada evento tectônico. Os canais fluviais vão ser os primeiros elementos acusadores de tais fenômenos, uma vez que o canal hídrico é mais sensível a fatores que envolvam a dinâmica de movimento da crosta. Sucessivamente, a complexidade e diversidade de respostas se estende a sensibilidade da paisagem e qualquer modificação ambiental.

A partir desses percalços, entende-se que o estudo de sistemas fluviais é capaz de gerar grandes contribuições acerca da evolução da paisagem. O estudo de bacias hidrográficas pode fornecer diversas escalas de tempo espaço que são necessárias para o entendimento desta evolução. Perez Filho et. al. (2006) ressalta que a bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema ambiental complexo, onde a compreensão de sua totalidade requer a descoberta de subsistemas, suas interpelações, as pulsações de energia e os

mecanismos de retroalimentação, além da influência humana. Cabe ressaltar também que a Geomorfologia Fluvial se debruça sobre o estudo das formas de relevo, sua estrutura, materiais formadores e todos os processos que remetem a ação do curso fluvial e toda sua dinâmica de transformação da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

3.3.2 Fatores de Influência dos Sistemas Fluviais

3.3.2.1 Erodibilidade e Evolução dos Vales

Como elencado anteriormente, denota-se que os sistemas de drenagem têm um papel fundamental na evolução da paisagem. Alguns elementos de transformação devem ter o devido destaque, uma vez que o canal fluvial tende a responder de forma imediata a qualquer influência interna ou externa do meio ambiental. Os processos erosivos são essenciais no entendimento de tal evolução e estão diretamente associados ao trabalho e retrabalho dos sistemas de drenagem. Berger e Aghassy (1984) afirmam que a aceleração dos processos erosivos de uma área pode estar associada a um primeiro estágio de evolução da rede de drenagem e geralmente revela uma ligação com o tipo de litologia presente e sua resistência ao processo de denudação.

A dinâmica dos fluxos subsuperficiais também deve ser levada em conta, uma vez que esse escoamento é controlado pelos diferentes níveis topográficos. A tendência é que o curso fluvial superficial e subsuperficial acompanhe o perfil topográfico do relevo e procure o nível de base mais próximo, porém deve-se levar em conta também a questão do controle de sistemas de falhas e dobras de uma determinada área, uma vez que essas estruturas podem interromper tal processo, formando feições de erosão em diferentes níveis topográficos mais profundos.

Na mesma perspectiva, Schumm e Hadley (1957) em seus estudos em regiões áridas dos Estados Unidos elaboraram modelos de interpretação para processos erosivos, em pequenas bacias hidrográficas de drenagem. Os respectivos modelos demonstram uma ciclicidade de eventos erosivos (figura 5) que revelam os conceitos envolvidos em tal processo, como:

- **Fase 1:** O vale tributário, entulhado pelo processo de sedimentação é integrado ao sistema de drenagem pelo desenvolvimento de uma voçoroca remontante, forma erosiva iniciada no aluvio do canal principal. O processo regressivo das cabeceiras de drenagem entulhadas inicia uma fase de reajuste e rejuvenescimento da bacia em questão;
- **Fase 2:** A regressão da erosão atinge os tributários com menor hierarquização.
- **Fase 3:** O grande volume de sedimentação produzido se dá mediante a erosão dos tributários inferiores e das encostas, ocasionando uma nova fase de agradação a partir da junção do vale tributário ao canal principal. É no canal principal que se tem um volume maior de sedimento em detrimento do fluxo de energia, acarretando a sedimentação.
- **Fase 4:** A deposição de sedimentos se estende a montante, preenchendo os canais que são de ordens inferiores até o preenchimento total das cabeceiras de drenagem. Sobre as cabeceiras pode se desenvolver formas erosivas de voçorocas descontínuas, processo este que dá início a dinâmica de uma fase de entalhamento da drenagem principal.

Outros fatores também devem ser elencados na evolução dos sistemas de drenagem, já que os processos erosivos são um dos elementos que corroboram no entendimento dos processos morfogenéticos do relevo. Silva et. al. (2010) destaca outros elementos, como o aprofundamento e comprimento dos vales e os processos de erosão lateral. O aprofundamento dos vales ocorre quando um rio adquire uma maior velocidade de vazão por conta de mudanças climáticas e adquire um potencial maior na erodibilidade, O formato de vale em “V” intensifica os processos de erosão do rio e faz com que o corpo hídrico deposite menos material sedimentar naquela área em específico.

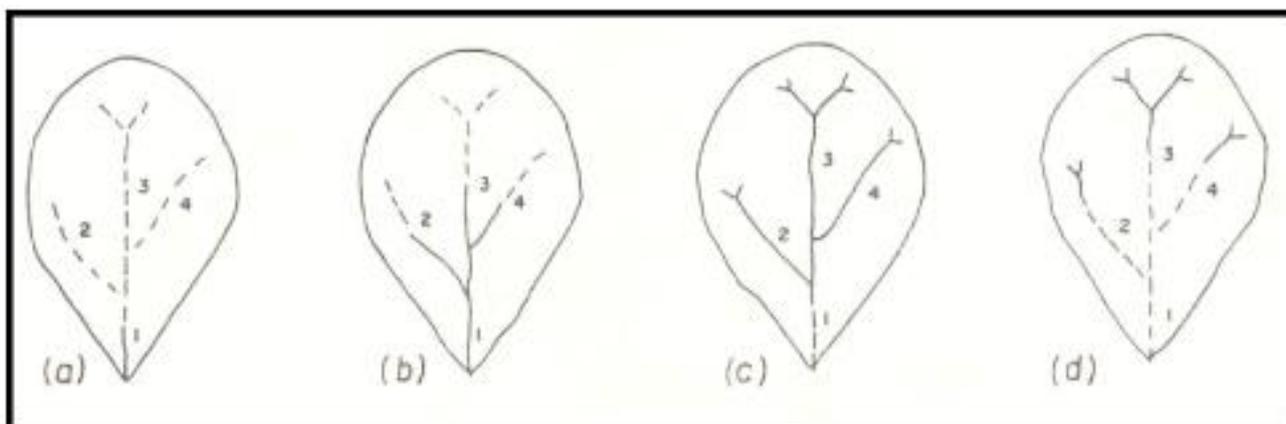


Figura 5: Modelo do ciclo de encaixamento e preenchimento dos vales fluviais. Traços pontilhados indicam sedimentação dos canais e traços contínuos erosão linear acelerada.
Fonte: Modificado de Schumm e Hadley (1957).

O alargamento dos vales se dá por um processo diferenciado do aprofundamento. Quando determinado rio não consegue erodir o seu leito, ele acaba alcançando seu nível de base e, sendo assim, começa a erodir os níveis laterais, alargando seu vale. As respostas do curso hídrico se dão por meio da formação de curvas meândricas e certa sinuosidade em seu perfil, fator que corrobora para diminuição do fluxo de água e erosão mais lenta (SILVA et. al. 2010). Leopold et. al. (1964) explica que o fluxo de canais meandantes sofrem com alterações de velocidade e direção, apresentando uma ação erosiva destoante em suas margens. A curvatura dos meandros que tendem a concavidade será erodida mais rapidamente enquanto a margem que tende a convexidade sofrerá com maiores cargas de depósito sedimentar, processo este que culmina na migração lateral do canal e formação de meandros abandonados.

3.3.2.2 Nível de Base e Perfil Longitudinal

Os níveis de base também são importantes estruturas a serem analisadas na evolução dos sistemas fluviais. Powell (1975) descreve que o nível de base é o limite mais baixo ao qual o rio não consegue erodir, sendo o mar o nível de base global, onde os processos de erosão tendem a cessar. O autor explica que o nível de base deve ser considerado uma linha imaginária

inclinada suavemente, em todas as suas partes e em direção do curso terminal do rio principal, drenando todas as áreas que têm a influência dos canais tributários.

Alguns outros autores como Davis (1902) e Christofolletti (1977) também trabalham com outras perspectivas acerca do conceito de nível de base. Durante um longo tempo de estudo, a noção do nível de base em relação ao perfil longitudinal ganha destaque frente aos estudos da Geomorfologia, principalmente naqueles em que se tange a análise de sistemas hídricos. Silva et. al. (2010) explica que a escala nos estudos de nível de base é preponderante, pois há presença de níveis de base locais e temporários, não só no âmbito global. Esses níveis de base podem ser representados por um afloramento rochoso que possui uma resistência maior frente aos processos erosivos e que pode impedir a dissecação do relevo a montante. Sendo assim, não existe um nível de base fixo, há sempre alterações.

Christofolletti (1977) apresenta em seus estudos uma classificação baseada na tipologia dos níveis de base, sendo:

- **Nível de Base Geral:** é a superfície plana formada como prolongamento do nível do mar sob a superfície continental. Davis (1902) considera essa superfície imaginária, sendo o nível de base em relação onde funciona a erosão subaérea normal;
- **Nível de Base Temporário:** é a superfície limitada para a erosão, nivelada a partir de um elemento de duração efêmera, como um corpo rochoso mais resistente ao longo do curso;
- **Nível de Base Local:** superfície limitada pressuposta para a erosão, nivelada em função de elementos situados no interior de áreas continentais, como a superfície de um lago.

Uma outra proposta baseada em Cotton (1948) implica que um nível de qualquer ponto de um rio pode ser considerado um nível de base local em relação ao trecho do rio situado a montante do ponto e todos os seus

tributários. Sendo assim, Christofolletti (1977) reitera que o conceito de nível de base torna-se elemento básico nos estudos da Geomorfologia Fluvial, pautada em uma análise cíclica. Toda e qualquer mudança no nível de base gera uma retomada dos processos erosivos através de novos impulsos de erosão ou de fases de entulhamento, que paulatinamente progridem ao longo do curso fluvial, resultando em múltiplos perfis fluviais.

Na mesma linha, os níveis de base estão atrelados ao estudo do perfil longitudinal. Qualquer alteração que ocorra em um determinado nível de base local, tende a alterar também o perfil longitudinal. Os perfis longitudinais auxiliam na compreensão dos estágios de evolução de um rio. Segundo Christofolletti (1981), o perfil longitudinal é a representação em relação a altimetria e comprimento do canal, representando uma relação entre o ponto mais a montante que é a nascente e o ponto mais a jusante que é a foz. A busca por equilíbrio pode se propagar de maneira mais progressiva a partir do nível de base, onde os setores a jusante alcançam tal equilíbrio primeiro e os demais locais a montante demoram mais.

Souza e Perez Filho (2016) descrevem que o perfil longitudinal constitui uma ferramenta importante na análise da evolução morfológica dos canais fluviais e se tornam excelente parâmetro na compreensão geomorfológica de uma área. Na mesma situação, Phillips e Lutz (2008) citam a importância dos estudos dos perfis longitudinais e sua utilização na ciência geomorfológica. Para os autores, o perfil longitudinal indica o estágio de evolução da referida paisagem e demonstra os processos que nela estão envolvidos, como o soerguimento ou subsidência de uma área causada pela tectônica, mudança do nível de base, variação de resistência litológica, entre outros aspectos.

Os perfis longitudinais podem apresentar rupturas, ocasionada por dinâmica estrutural. Bishop (2005) acusa que as rupturas em perfis podem ser causadas por litotipos mais resistentes aos processos erosivos, por aumento na tensão de cisalhamento ou por soerguimento, marcando o limite entre o steady state e o desgaste da paisagem. Dessa forma, as anomalias em perfis longitudinais podem indicar um processo de desequilíbrio, pois com o recuo da montante demonstra alguma mudança do nível de base, no vale ou em alguns casos um equilíbrio dinâmico entre sistema fluvial e movimento tectônico.

Tanto Hack (1973) quanto Bishop (et. al. 2005) demonstram que um perfil longitudinal em equilíbrio apresenta um formato côncavo, enquanto os knickpoints indicam rupturas de equilíbrio ou manutenção do equilíbrio do canal fluvial. Amador et. al. (2016) descreve que um mesmo rio (figura 6) pode apresentar setores que estão em equilíbrio e trechos que podem apresentar certo desequilíbrio. Os desajustes ocorrem quando o leito do rio está acima da cota do perfil idealizado, caracterizando uma zona de soerguimento ou quando está abaixo, caracterizando um processo de subsidência.

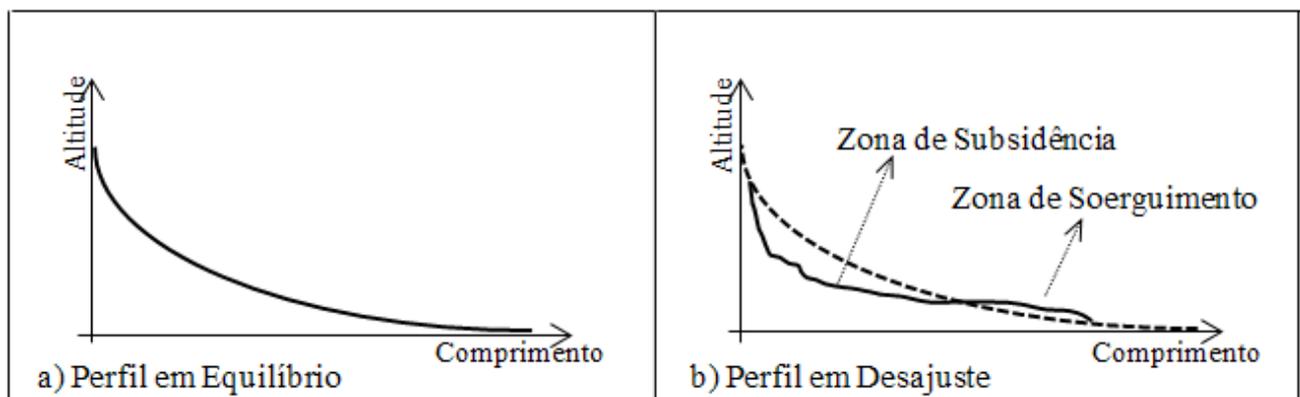


Figura 6: Modelo de perfil longitudinal em equilíbrio e desequilíbrio de um canal fluvial. **Fonte:** Amador & Benini (2016).

Phillips e Lutz (2008) indicam que os knickpoints (figura 7) e outras formas são tipicamente associadas a vários fatores e que interagem entre si. É necessário ressaltar que a dinâmica dos perfis longitudinais está vinculada ao gradiente de declividade, capacidade do canal de transporte de sedimentos, velocidade da descarga hidrológica, características do leito, dentre outras especificidades.

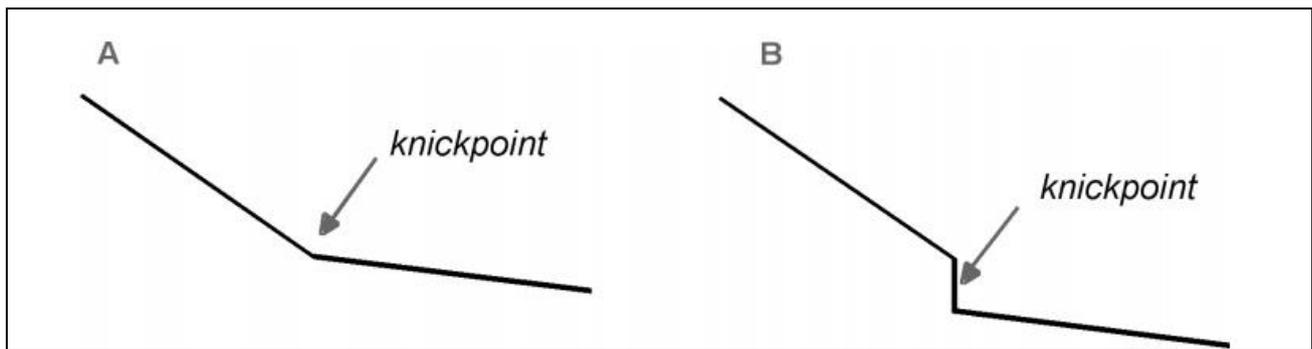


Figura 7: Perfil esquemático de Knickpoints. O modelo “A” demonstra a variação de declividade ao longo do perfil que leva a variação do fluxo de energia, ao qual no ponto indicado começa a predominar a deposição. O modelo “B” demonstra variação abrupta no perfil, demonstrando um nível encaixoeirado. **Fonte:** Silva & Santos (2010).

O estudo de anomalias de drenagem busca a compreensão dos elementos que permeiam a formação dessas deformações, através de análises que inferem a composição geológica, os movimentos tectônicos, confluência dos tributários e até mesmo elementos antrópicos que alterem de forma significativa a condição natural de um rio, seja no próprio transporte dos sedimentos como a construção de barragens ou desmatamento (Amador et. al. 2016).

Anton et. al. (2014) descreve que o padrão de drenagem é sensível aos processos tectônicos, ocorrendo diferenciações no posicionamento e configuração da rede de drenagem, como a exemplo da intensa incisão vertical dos canais e anomalias no perfil longitudinal. Essas anomalias de drenagem são amplamente marcadas pela formação e abandono de feições deposicionais.

Outro aspecto que deve ser levado em conta é a influência das oscilações climáticas nas alterações do nível de base dos vales fluviais e formação dos setores de terraços, afinal não é apenas a tectônica que assume esse papel de transformação da paisagem e alteração da dinâmica dos rios. Como citado anteriormente, o relevo regional é marcado pelos eventos paleoclimáticos do Quaternário, em especial os eventos que atingiram todo o globo em uma escala de tempo-espço relativamente nova. Autores como Ab’Saber (1969) e Penteadó (1980) destacam que as flutuações climáticas possibilitaram as mudanças que o planeta foi sofrendo ao longo das eras geológicas, inclusive mudanças que culminaram na transformação dos próprios

seres vivos.

Partindo dessa perspectiva, Christofolleti (1981) explica que existem alguns fatores que justificam a alteração e abandono da planície de inundação, que é uma superfície de preenchimento de sedimento de um vale entalhado. As oscilações climáticas podem resultar em uma diminuição do débito de deposição, fato que pode acarretar em uma nova formação de uma planície de inundação em patamares mais rebaixados. É necessário ressaltar que os setores de terraços e de planície ocupam o mesmo assoalho rochoso do fundo de vale, ou seja, ambos ocupam a mesma calha rochosa.

Diante dessa questão, Torres et. al. (2012), Chistofolleti (1981), descrevem que o processo de oscilação climática causa uma maior sobrecarga detrítica ou até mesmo níveis de cheias maiores, o que resulta em um processo de agradação do assoalho do canal e conseqüente cobertura da planície de inundação por sedimentos aluviais. Tal processo pode acarretar em uma alteração do nível de base geral ou local. Através dessa possibilidade levantada, a antiga planície pode ser removida antes ou durante o processo de formação da nova planície, principalmente em setores onde se apresentam vales restritos onde não há potencial de desenvolvimento lateral.

Bigarella e Mousinho (1965) em seus estudos sobre terraços, reformulam vários problemas relacionados aos terraços e áreas de várzea, na óptica dos processos da sedimentologia e condições ambientais. Segundo os autores, a mineralogia e textura dos sedimentos podem imbricar em reconstituições de cunho ambiental e até mesmo do paleoclima regional. Suguio e Bigarella (1979) demonstram que os terraços são importantes chaves de interpretação da história geológica de uma determinada região. As mudanças ambientais resultam em uma alteração da dinâmica dos rios, que começam a erodir seus próprios depósitos previamente formados. Sendo assim, muitas das mudanças do nível de base só são atreladas a processos de cunho tectônico, fator questionado pelos autores. Para eles, as mudanças mais significativas da planície de inundação e da própria incisão e re-incisão dos terraços se deve as modificações do clima. As mudanças climáticas afetam consideravelmente a hidrodinâmica do canal fluvial, influenciando na descarga detrítica e líquida do rio. Em grande parte dos lugares do mundo, os estudos sobre terraços estão associados aos perfis das mudanças climáticas,

principalmente nos períodos em que se há uma transição entre uma fase glacial e interglacial. Suguio e Bigarella (1979) ressaltam que os estudos e análises sedimentológicas, granulometria, sucessão vertical, entre outras técnicas devem ser empregadas para o entendimento e correlação das formas de terraços. Dessa maneira, os estudos de terraços podem ser inferidos não só por uma perspectiva da tectônica, mas também à influência dos pelecoclimas e condições hidrológicas da bacia hidrográfica em questão.

Segundo Suguio e Bigarella (1979), as mudanças climáticas severas podem associar-se a modificações extremas no regime das correntes. Para os autores, as mudanças cíclicas do clima se alternam em períodos de agradação do sistema fluvial em condições do tipo semiárido, fases de erosão do terreno em que se remove grande parte do material depositado e aprofunda o fundo de vale e fases de desenvolvimento de planícies de inundação que são caracterizadas por condições úmidas. Para complementar, os autores ressaltam que grande parte dos estudos de terraços e cascalheiras são interpretados quase que exclusivamente por uma ordem tectônica. Os movimentos tectônicos por si só não são apenas os únicos agentes de formação de terraços e demais depósitos. Durante a ênfase dos movimentos tectônicos, os terraços e seus depósitos não teriam sido formados, caso as condições climáticas e hidrológicas não tivessem sido propícias. O escalonamento dos níveis de terraços pode ser associado a ordem climática, independente dos fenômenos tectônicos, pois as variações do regime climático e da intensidade hidrológica já fomentam tais hipóteses. Sendo assim, destaca-se que a interpretação dos terraços pode seguir uma ordem tectônica como também pode seguir uma ordem climática. Os fatores climáticos seriam os condicionantes, enquanto os tectônicos seriam preponderantes na acentuação dos diferentes níveis entre vários terraços. As profundas mudanças climáticas do Quaternário teriam influência direta nas mudanças hidrodinâmicas do sistema fluvial, implicações da cobertura vegetal e alteração da ordem de distribuição pluviométrica.

Conclui-se que o estudo de níveis de base e dos perfis longitudinais corroboram para uma análise sistêmica sobre todos os elementos da rede de drenagem e respostas que são geradas pela atuação desses elementos. A aplicação de estudos de nível de base associados ao perfil longitudinal pode

auxiliar na compreensão de eventos de ação antrópica, eventos ligados ao cunho tectônico, eventos ligados às mudanças climáticas, dinâmica de transporte de sedimentos, entre outros aspectos relevantes para ciência geomorfológica e outras. Nesse contexto, o estudo do perfil longitudinal alinhado a outros elementos da Geomorfologia Fluvial pode ser uma ferramenta preponderante nos estudos de bacias hidrográficas.

3.3.2.3 Gênese das Capturas Fluviais

As capturas fluviais também demonstram determinados tipos de respostas de ordem fluvial frente aos fenômenos de controle litoestrutural e morfoestrutural. Christofolletti (1981) discorre que as capturas fluviais podem ser consideradas desvios de água de uma bacia fluvial para outra, fator que promove a alteração do padrão de drenagem em detrimento da outra. Esse processo é muito importante para o desenvolvimento do sistema de drenagem, mesmo que ela esteja sujeita a influências de controle estrutural ou não. As capturas fluviais ocorrem em diferentes escalas e seus mecanismos são controversos, além de ser um fenômeno raro de se ocorrer.

Sendo assim, Bishop (1995) descreve que os elementos-chaves na identificação de uma captura fluvial são o grau de inclinação do canal, a alta energia e ação da erosão, entre outros fatores. A captura fluvial representa de maneira geral a reorganização dos arranjos de drenagem (figura 8), ou seja, de certo modo representa a evolução do padrão do relevo e da bacia hidrográfica como um sistema passível de mudanças. Bishop (1995) ressalta que a disposição espacial e o arranjo da drenagem constituem os principais critérios na avaliação da existência de capturas fluviais. Deste modo, o autor classifica alguns tipos de capturas fluviais como:

- **Captura por absorção:** ocorre quando um rio entalha mais rapidamente do que seus adjacentes, alargando seu divisor e capturando cursos laterais.
- **Captura por aplainamento lateral:** ocorre quando o rio principal,

influenciado pela erosão lateral, corta o interflúvio que o separa de um tributário e passa a desviar as águas para a montante do referido curso.

- **Captura por transbordamento:** ocorre quando o rio recebe aporte muito grande de sedimentos, o que gera um entulhamento excessivo em seu canal.
- **Captura subterrânea:** ocorre quando a região é predominantemente formada por litologias calcárias.
- **Recuo de Cabeceiras:** ocorre quando um canal erode o divisor de forma agressiva em relação a seu adjacente e assim captura o canal mais fraco.

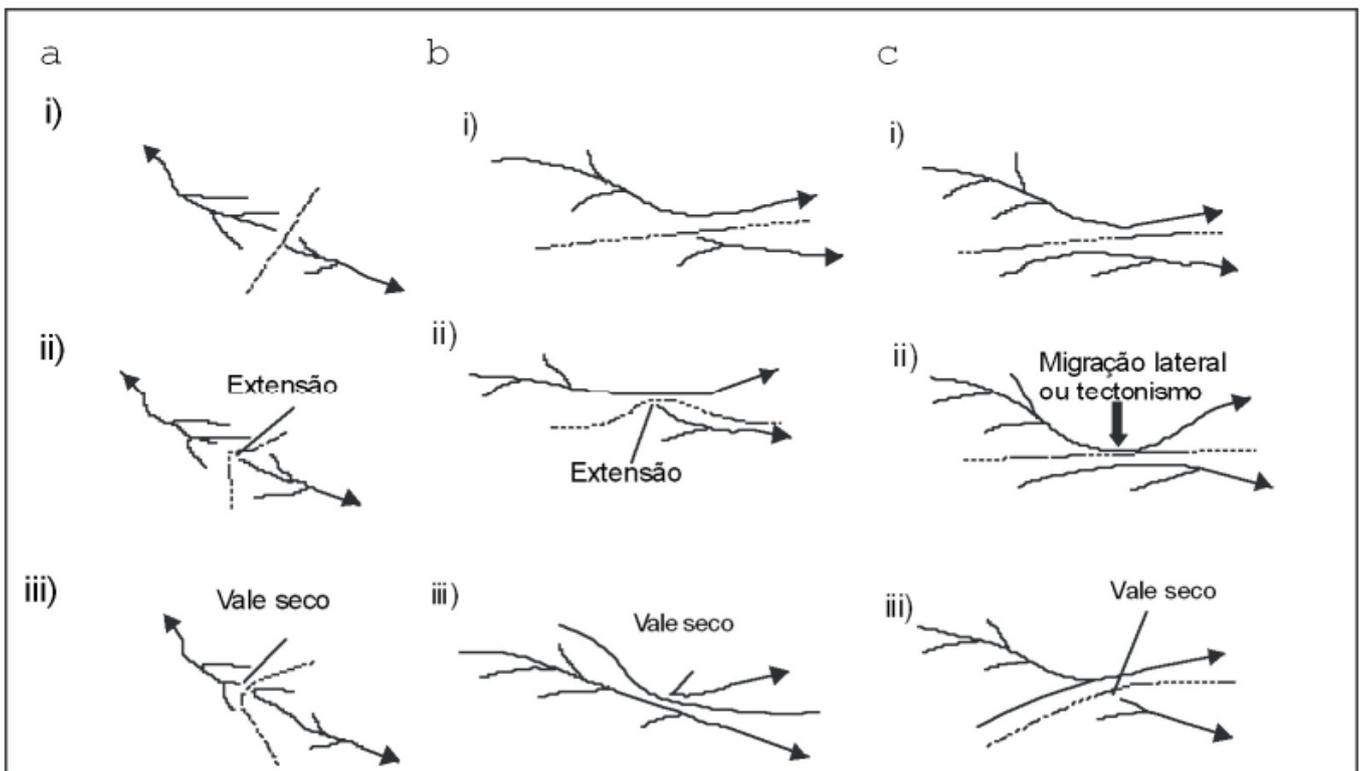


Figura 8: Rearranjo de drenagem em relação as capturas de drenagem. As linhas tracejadas demonstram o divisor da drenagem. **Fonte:** Modificado de Bishop (1995).

Outro fator preponderante para o autor na questão das rupturas de drenagem é a relação da presença dos cotovelos de drenagem ou de captura (elbows of capture), anomalia que pode auxiliar no processo de identificação do

ponto de captura. Essa anomalia tem um formato em 90° graus e indica uma mudança abrupta da direção de um canal fluvial, algo que remete a influências litoestruturais ou tectônicas. Outros fatores que podem influenciar na formação dos cotovelos são a redução de descarga de um rio ou até mesmo as mudanças climáticas, processo ao qual envolve um menor ou maior índice de pluviosidade que pode configurar uma nova captura. Quando uma malha de drenagem apresenta forte presença de cotovelos e outras anomalias de captura, ela pode ser chamada de *barbed drainage*.

A partir desse pressuposto, denota-se que as capturas fluviais estão intimamente ligadas a influência climática, geológica e geomorfológica. A capacidade do canal quanto a erosão é um fator preponderante na análise dessa estrutura, pois pode fornecer dados importantes para tal identificação. Através das linhas de drenagem, pode-se entender melhor os processos anteriores e pós captura, facilitando a elaboração de um esquema que permita uma análise evolutiva do relevo e suas formas.

4. Procedimentos Metodológicos e Técnicas

Para o desenvolvimento deste estudo optou-se pela utilização da abordagem sistêmica como suporte teórico, uma vez que a abordagem sistêmica possibilita a correlação entre diferentes elementos que juntos contribuem para o entendimento de todo o sistema. No Brasil, Christofolletti (1980) foi o principal divulgador dessa sistêmica nos estudos em Geografia Física.

Como metodologias de análise do relevo, serão utilizados os níveis de abordagem geomorfológica proposta de Áb Saber (1969), que propõe a análise em três níveis: a compartimentação topográfica, estrutura superficial e fisiologia da paisagem. Além disso, a relação mais escalar da caracterização será pautada nos níveis taxonômicos propostos por Ross (1992).

4.1 Caracterização da Área de Estudo

Buscou-se neste subcapítulo, um levantamento das principais características naturais da bacia hidrográfica em questão. De fato, a compreensão das características naturais da área de estudo auxilia em uma análise sistemática dos diferentes elementos que compõe a paisagem atual da bacia do rio Itapetininga, e sendo assim, as informações obtidas se correlacionam com os resultados adquiridos nas aplicações de técnicas morfométricas que foram selecionadas ao longo da pesquisa.

4.1.1 Localização da Área de Estudo

A bacia hidrográfica do Rio Itapetininga (figura 9) estende-se pelos municípios de Piedade, Tapiraí, Pilar do Sul, Sarapuí, Itapetininga, São Miguel Arcanjo, Angatuba e Campina do Monte Alegre, setor sudeste do estado de São Paulo. O Rio Itapetininga possui um canal hídrico com aproximadamente 160 quilômetros, e sua configuração se dá no perfil meândrico. A área da bacia segue um sentido SE-NW e compreende as seguintes coordenadas latitudinais: 23° 34' 51" S e 23° 54' 36" S e longitudinais: 48° 26' 11" W e 47° 23' 24" W.

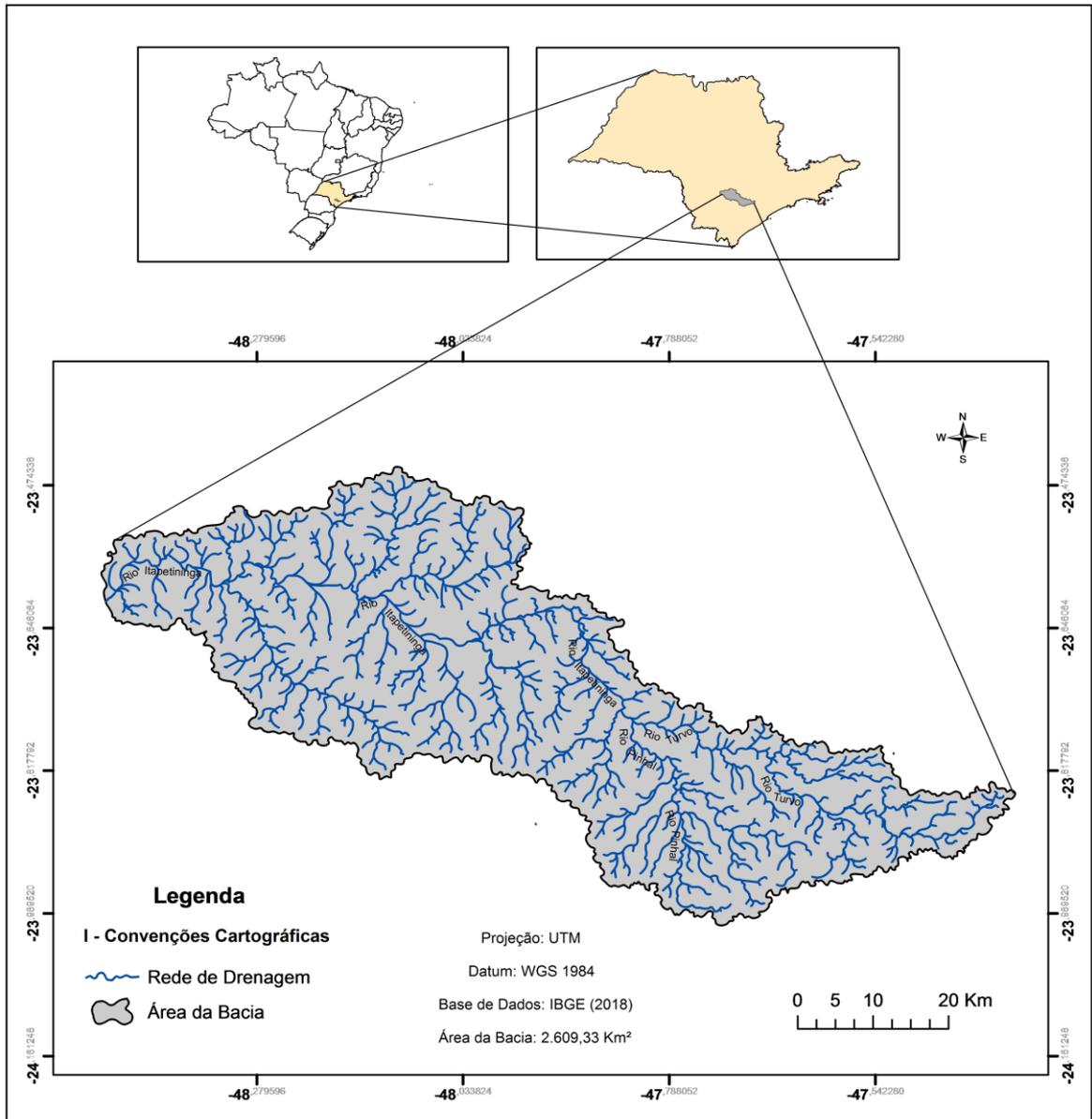


Figura 9: Mapa de localização da bacia hidrográfica do rio Itapetininga no estado de São Paulo.
Fonte: O autor.

Referente às províncias geomorfológicas, a área de estudo está inserida na morfoestrutura do Planalto Atlântico e Bacia Sedimentar do Paraná, mais precisamente na morfoescultura da Depressão Periférica Paulista (Ross & Moroz, 1997). A geomorfologia do alto curso da bacia do Rio Itapetininga está localizada em setores planálticos da Serra de Paranapiacaba. Partindo de um contexto hidrográfico regional, a área de estudo está inserida na bacia hidrográfica do Alto-Paranapanema, na Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos - 14 (figura 10). A área de drenagem desta bacia está

calculada em 22.689Km², segundo os dados levantados pelo Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Paranapanema (CBH-ALPA).

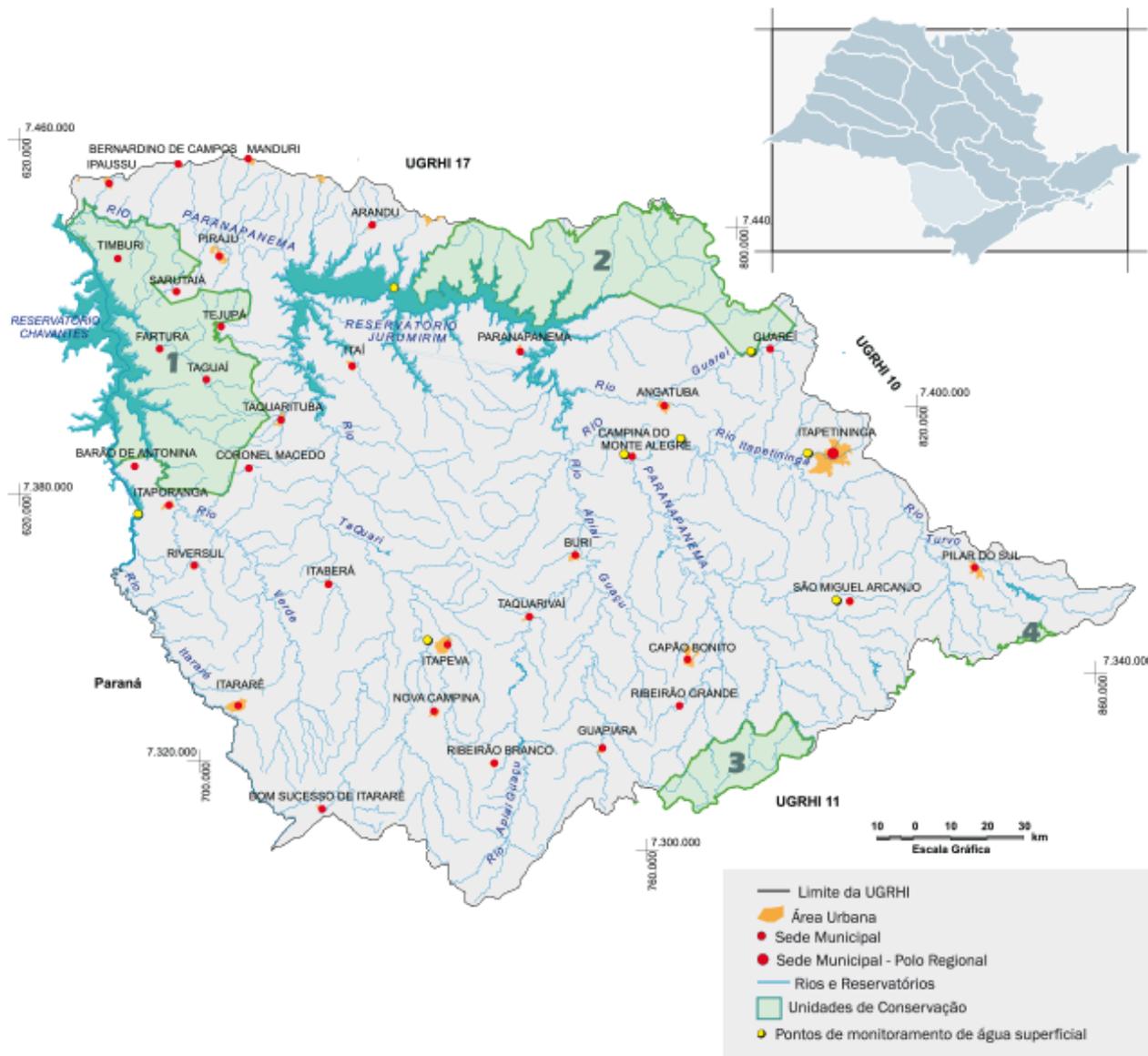


Figura 10: Mapa da Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos -14.

Fonte: CBH-ALPHA,2019.

O rio Paranapanema é um importante canal fluvial, com aproximadamente 929 Km de extensão e principal agente modelador do relevo regional e uma das principais fontes de água para todos os municípios que o circundam. Sua grande extensão se deve ao tamanho de seus principais rios tributário, como os rios Itapetininga, Turvo, Apiaí - Guaçu e Guareí.

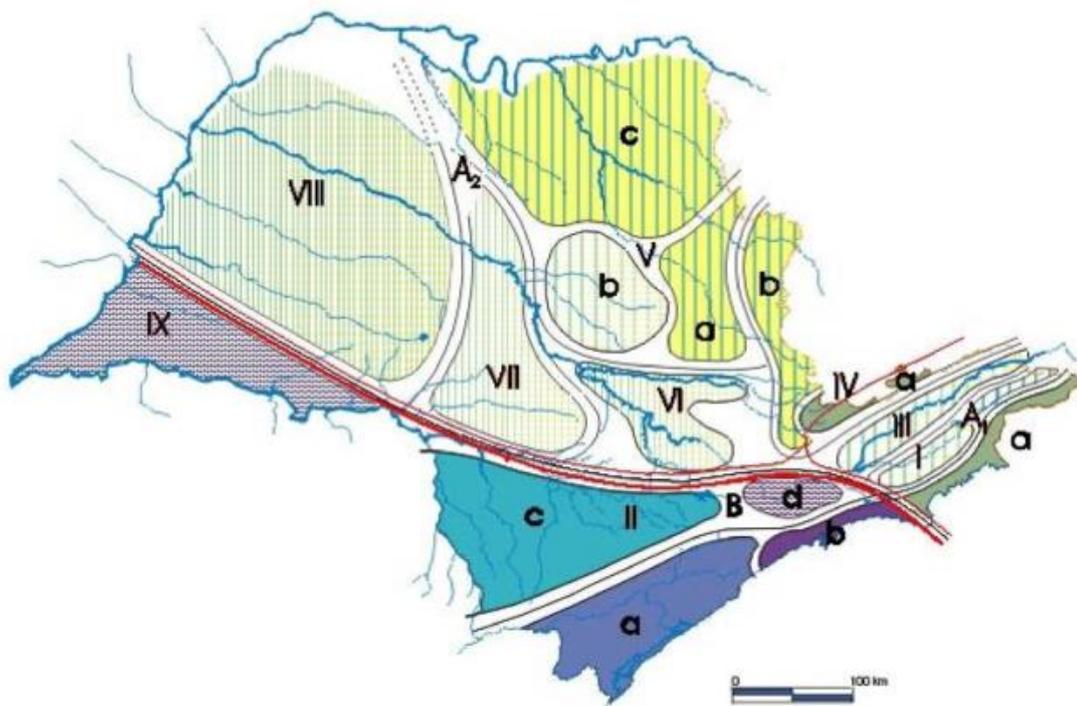
Contextualizando a respeito de uma escala local, podemos considerar que o rio Itapetininga é um dos principais níveis de base da região sudeste do

estado de São Paulo. O rio Itapetininga é um afluente localizado na margem direita do rio Paranapanema e nasce da confluência (junção) do rio Turvo e o rio Pinhal, outros corpos hídricos importantes da região. Seu canal tem aproximadamente 170 quilômetros de extensão, de sua nascente na Serra de Paranapiacaba a foz, quando o mesmo desemboca no rio Paranapanema. Alguns aspectos hidrográficos são relevantes como o perfil de drenagem do rio que pode ser considerado meandrante e endorréico, com acúmulo de sedimentos arenosos, argilosos e siltes nos meandros. Outra característica do rio é que seu regime fluvial pode ser classificado como perene, já que na maior parte do ano o rio recebe cargas de água das subbacias e do próprio subsolo úmido.

4.1.2 Clima da Área de Estudo

Segundo a classificação de feições climáticas proposta por Monteiro (1973) para o estado de São Paulo (figura 11) e a proposta de Setzer (1966), pode-se considerar que a área da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga abrange um clima tropical úmido, marcado pela influência de massas de ar tropicais e polares. Em caráter regional, esse tipo de clima é marcado por verões quentes e chuvosos, com médias de precipitações que ultrapassam os 1.100 mm ao ano e médias de temperaturas que alcançam os 26° C. Já nos períodos de inverno, quando as temperaturas caem consideravelmente, as médias de precipitação baixam e as médias de temperatura ficam na média dos 19° C (IAC,2008).

Segundo Monteiro (1973), a grande quantidade de chuva na região sudeste se deve a atuação de fortes correntes de circulação atmosférica advindas das vertentes atlânticas, com uma forte influência também das frentes polares. Esses mecanismos de circulação atmosférica vão indicar o zoneamento o nível de classificação climática de uma determinada área. Na Depressão Periférica, Monteiro (1973) ressalta que essas feições climáticas vão ser influenciadas por massas equatoriais e tropicais, sendo que o clima tropical vai se alternar entre períodos secos e períodos úmidos.



Legenda

CLIMAS ZONAIS	CLIMAS REGIONAIS	FEIÇÕES CLIMÁTICAS INDIVIDUALIZADAS NOS CLIMAS REGIONAIS, SEGUNDO AS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS					
		LITORAL	PLANALTO ATLÂNTICO	VALE DO PARAÍBA	MANTIQUEIRA	DEPRESSÃO	PLANALTO OCCIDENTAL
CONTROLDADOS POR MASSAS EQUATORIAIS E TROPICAIS	A1 CLIMAS ÚMIDOS DAS COSTAS EXPOSTAS ÀS MASSAS mT	NORTE	BACIA SUPERIOR DO PARAÍBA	III VALE DO PARAÍBA	IV SERRA (Borda do Planalto)		
	A2 CLIMAS TROPICAIS ATERNADAMENTE SECOS E ÚMIDOS				CONTRAFORTES	V SETOR NORTE	NORTE SERRA DE SÃO CARLOS
CONTROLDADOS POR MASSAS TROPICAIS E POLARES	B CLIMAS ÚMIDOS DA FACE ORIENTAL E SUB-TROPICAL DOS CONTINENTES DOMINADOS POR MASSAS mT	CENTRO	BACIA PAULISTA			VI "PERCÉE" DO TIETÊ	VII SERRA DE BOTUCATU
		SUL	BACIA DO PARANÁ PANEMA				VIII CESTE
							IX SUDESTE

Figura 11: Mapa das feições climáticas do estado de São Paulo. Fonte: Monteiro, 1973.

Para Monteiro (1973), a região apresenta uma diversificação de relevos, o que contribui na dinâmica do clima regional. A elevada frequência de entrada de massas polares e perturbações frontais provocam uma diminuição do índice de chuvas em relação às áreas litorâneas. A posição da área na porção meridional próxima ao estado do Paraná culmina com a colaboração das chuvas frontais e flutuações térmicas características da região. Monteiro (1973) ainda destaca que as áreas de mancha de mata podem contribuir para a dinâmica do clima regional, através dos pontos de nebulosidade e orvalho e que fornece subsídios inerentes a classificação do clima.

Sendo assim, constata-se que a região serrana da área de estudo (Serra de Paranapiacaba) onde está localizada a nascente do rio Itapetininga, possui índices de pluviosidade e umidade maiores em relação aos setores de Depressão Periférica e estruturas planálticas da Serra de Angatuba, fator preponderante para compreensão da dinâmica fluvial e fluxo de vazão do canal do rio. A distribuição das chuvas será dinamizada pela configuração da topografia e essa variação de topografia pode resultar em uma variação de climas locais. Monteiro (1973) afirma que não se sabe a que ponto as diferenças morfoestruturais regionais (Planalto Cristalino Atlântico e Depressão Periférica Paulista) podem explicar algumas mudanças do clima. A medida em que se alcança as proximidades do vale do Paranapanema e seus afluentes (área mais baixa da região), apresentam-se focos de fácies menos úmidas na qual se pode propor a insurgência de períodos mais secos, principalmente no inverno.

Segundo os estudos de Rohman (2013), é no verão que o sudeste brasileiro sofre a influência de dois fenômenos climáticos que justificam os altos índices pluviométricos para o período: a Zona de Convergência do Atlântico Sul (figura 12) e o Sistema de Monções do Atlântico Sul (SMAS). Os dois sistemas originados no oceano ocasionam grande parte das chuvas no estado de São Paulo e conseqüentemente na área de estudo, o que resulta na alteração do fluxo e vazão do canal do Rio Itapetininga. O alto índice de chuvas no verão é um fator preponderante na morfogênese do relevo da região, já que o intemperismo químico causa a degradação do leito rochoso e alteração da estrutura mineral das rochas. O escoamento superficial ocorre de maneira brusca, transportando uma grande quantidade de material sedimentar da alta

vertente até o nível de base mais próximo.



Figura 12: Áreas de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Fonte:** Climatempo.

A partir desse pressuposto, denota-se que há uma grande quantidade de meandros abandonados e depósitos de materiais aluvionares nas áreas de planície do rio, demonstrando a dinâmica de respostas do geossistema da bacia hidrográfica em relação aos inputs e outputs de energia gerada pelo clima regional. O regime pluviométrico também interfere na configuração e formação dos canais fluviais adjacentes. O Rio Itapetininga apresenta consideráveis sub-bacias ao longo do seu curso hídrico, com canais de 1º, 2º e 3º ordem que coletam grande parte da água que escorre sobre as cabeceiras de drenagem no período chuvoso e que conseqüentemente alteram o nível de profundidade do rio e geram forte entalhamento do vale.

Como citado anteriormente, nos períodos de inverno a região da bacia hidrográfica sofre forte influência da massa polar. A mPa (Massa Polar Atlântica) causa uma diminuição nas médias de temperatura e nas médias pluviométricas. No período do inverno geralmente o rio apresenta um déficit hidrológico, com considerável diminuição da vazão e volume de água. A única região que não apresenta uma baixa considerável do volume das chuvas é a região da alta bacia, no que compreende os setores da Serra de Paranapiacaba. A barreira geográfica das escarpas da serra garante uma concentração de umidade oriunda do oceano, além da evapotranspiração, fenômeno apresentado pelo alto índice de vegetação preservada ao longo das encostas. O setor da baixa bacia também pode apresentar uma dinâmica diferenciada no inverno quanto ao índice de umidade, uma vez que é neste setor que estão alocadas as estruturas de relevos cuestiformes residuais que formam a Serra de Angatuba, local com altitudes maiores do que o relevo ao seu entorno. A configuração do relevo nesta área pode ser um fator preponderante para acúmulo de umidade nos períodos mais secos.

4.1.3 Geomorfologia da Área de Estudo

Conforme as classificações propostas por Ross (1992), Almeida (1964) e Ab'Saber (1973), a área da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga abrange a morfoestrutura do Planalto Atlântico e o limite da borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná. A região da alta bacia ocupa as escarpas da Serra de Piedade, que faz parte do complexo centro-oeste da Serra de Paranapiacaba, enquanto que a região da média e baixa bacia ocupa a morfoescultura da Depressão Periférica Paulista (figura 13).

ESTRATIGRAFIA DO ESTADO DE SÃO PAULO

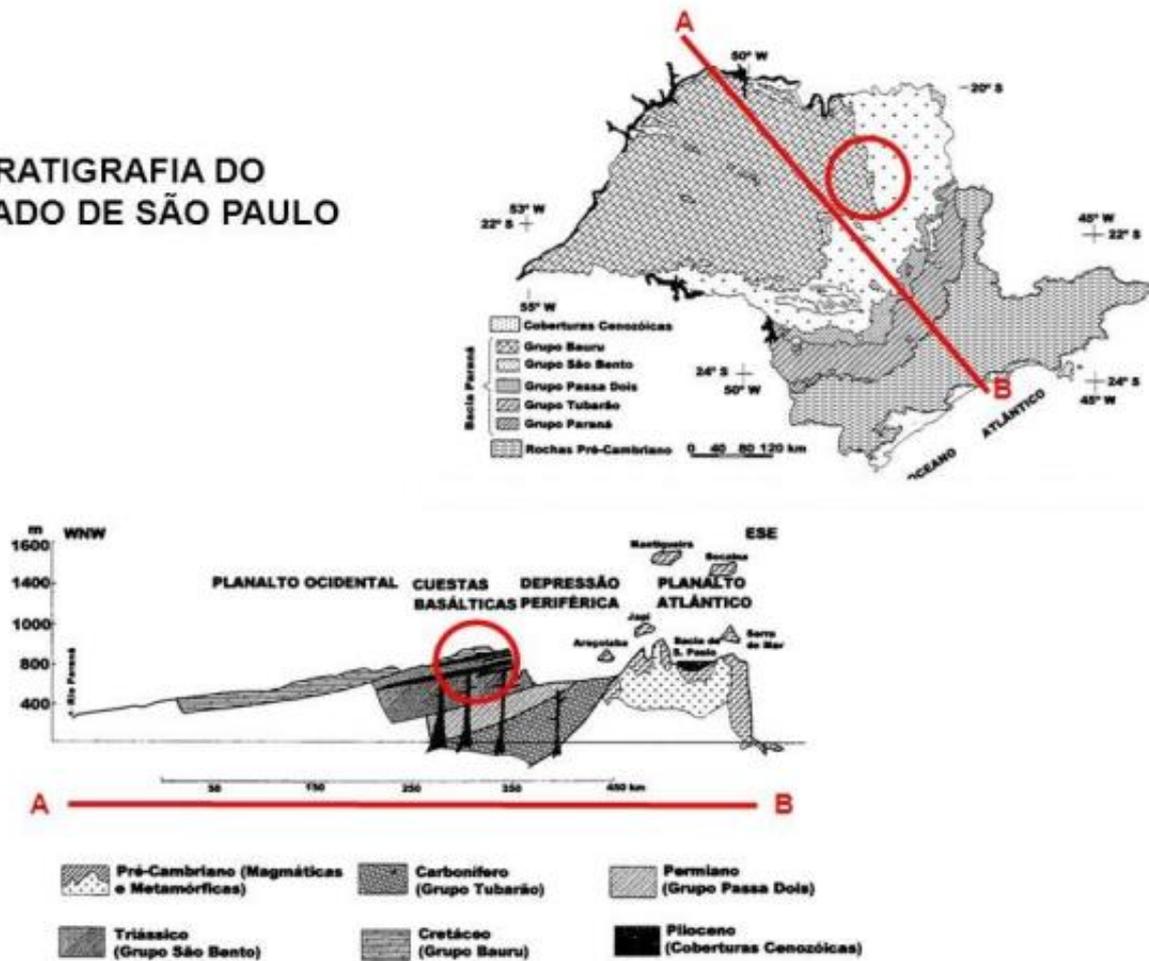


Figura 13: Perfil Geológico-Geomorfológico de E-W do estado de São Paulo. **Fonte:** IPT 1981.

Todas essas províncias geomorfológicas possuem características específicas quanto ao modelado do relevo e padrão da rede de drenagem, dinamizando a paisagem da área de estudo. A partir desse pressuposto, se faz necessário uma caracterização geral desses setores, a fim de compreender mais sobre as estruturas que se dispõem sobre a superfície terrestre e que ordenam os fluxos de energia na bacia hidrográfica.

4.1.3.1 Características Geomorfológicas da Alta Bacia

Neste setor da bacia estão compartimentados o vale do Rio Turvo e o vale do Rio Pinhal, canais hídricos que formam o Rio Itapetininga através de sua confluência. Estes setores de vale ocupam as escarpas festonadas da

Serra de Paranapiacaba, feição orográfica que tem sua gênese ligada ao período de separação do supercontinente Gondwana e abertura do oceano Atlântico (Almeida & Carneiro, 1998). Como citado anteriormente, a Serra de Paranapiacaba assumiu a função de borda limite da morfoestrutura, uma vez que a abertura do Graben do Ribeira e de Sete Barras ocasionou consideráveis consequências à estrutura do Planalto Atlântico. Esse recuo por parte do Planalto Atlântico demonstra a potencialidade dos intensos processos de erosão regressiva de paleoclimas pretéritos que atuaram como agente modelador ao longo do Terciário e Quaternário.

Ross & Moroz (1997) indicam que as unidades de relevo nesse setor apresentam forte dissecação, com formas aguçadas e convexas que foram resultadas dos processos de denudação. Os vales entalhados apresentam médias altimétricas de 80 a 120 metros e vertentes com inclinação média de 40% a 60%, com alguns setores que podem ultrapassar os 80% de declividade. Ao longo dos vales é comum encontrar cones de dejeção que estão associados aos sopés das encostas íngremes onde se formam os corpos de talus. A Serra de Paranapiacaba atinge a média de 1000 a 1100 metros de altitude e é sustentada pelas rochas cristalinas do batólito Agudos Grandes. Sua nivelação se dá pela superfície de aplainamento Japi, que se estende em meio aos sedimentos devonianos da Bacia Sedimentar do Paraná (Almeida & Carneiro, 1998). A unidade conta com uma diversidade de tipos litológicos e alta complexidade estrutural. A área está inserida na faixa de dobramentos do Ribeira, onde prevalecem rochas de baixo metamorfismo, como os filitos e quartzo-filitos.

É interessante ressaltar que o recuo das escarpas da Serra do Mar para a Serra de Paranapiacaba originou um extenso processo de expansão de drenagem dos rios da região. O Rio Juquiá estendeu sua área de planície até as porções do Alto Tietê enquanto que o Rio Ribeira expandiu sua área de drenagem até a porção norte do estado do Paraná, ou seja, esse setor da serra se tornou um grande ponto de interflúvio entre duas bacias hidrográficas importantes para toda a região centro sul do estado de São Paulo. Essa dinâmica de captação de drenagem originou vales profundos e dissecados ao longo da superfície da serra e exumou grandes blocos graníticos que formam alguns setores de matacões ao longo do perfil da Serra de Paranapiacaba.

4.1.3.2 Características Geomorfológicas da Média e Baixa Bacia

Nesses setores da bacia hidrográfica percorre o Rio Itapetininga, desde a confluência até a foz, onde o rio desemboca no Rio Paranapanema, principal nível de base da região sul, sudeste e sudoeste do estado de São Paulo. No contexto da Geomorfologia regional (figura 14), a média bacia é marcada como uma área de transição entre Planalto Atlântico e Depressão Periférica Paulista. Sendo assim, o Rio Itapetininga influi apenas nas áreas condizentes aos relevos suavizados do corredor deprecional neogênico.

A província geomorfológica da Depressão Periférica Paulista ocupa a borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná e sua largura está calculada em aproximadamente 100 quilômetros de extensão (Freitas et. al. 1954). Conforme a proposta de Ross & Moroz (1997), seu limite é demarcado por duas estruturas importantes: O Planalto Cristalino Atlântico a leste e Cuestas Areníticas Basálticas a oeste. O modelado do relevo desse setor é caracterizado por ser um pouco mais ondulado, com formação de morretes e colinas. As formas são resultantes de processos denudacionais que ocorrem por conta da alta umidade e as médias altimétricas variam de 590 a 700 metros a depender da área analisada. Os setores de colinas são caracterizados por apresentar topos levemente convexizados e interflúvios bem alongados. A média de declividade varia de 10% a 25%, com possibilidade de raras encostas ultrapassarem esses valores. Essas características citadas demonstram que esses patamares de relevo já se encontram em fase de acomodamento, mediante as litologias sedimentares presentes.

A partir desse pressuposto, detona-se que o material depositado está se alocando em meio a superfície da crosta terrestre, formando feições geomorfológicas ao longo dos terraços e planícies. A ação do clima úmido atual e a rede de drenagem são forças endógenas que interferem diretamente no padrão da modelagem do relevo, com a dissecação e transporte de material sedimentar da montante à jusante.

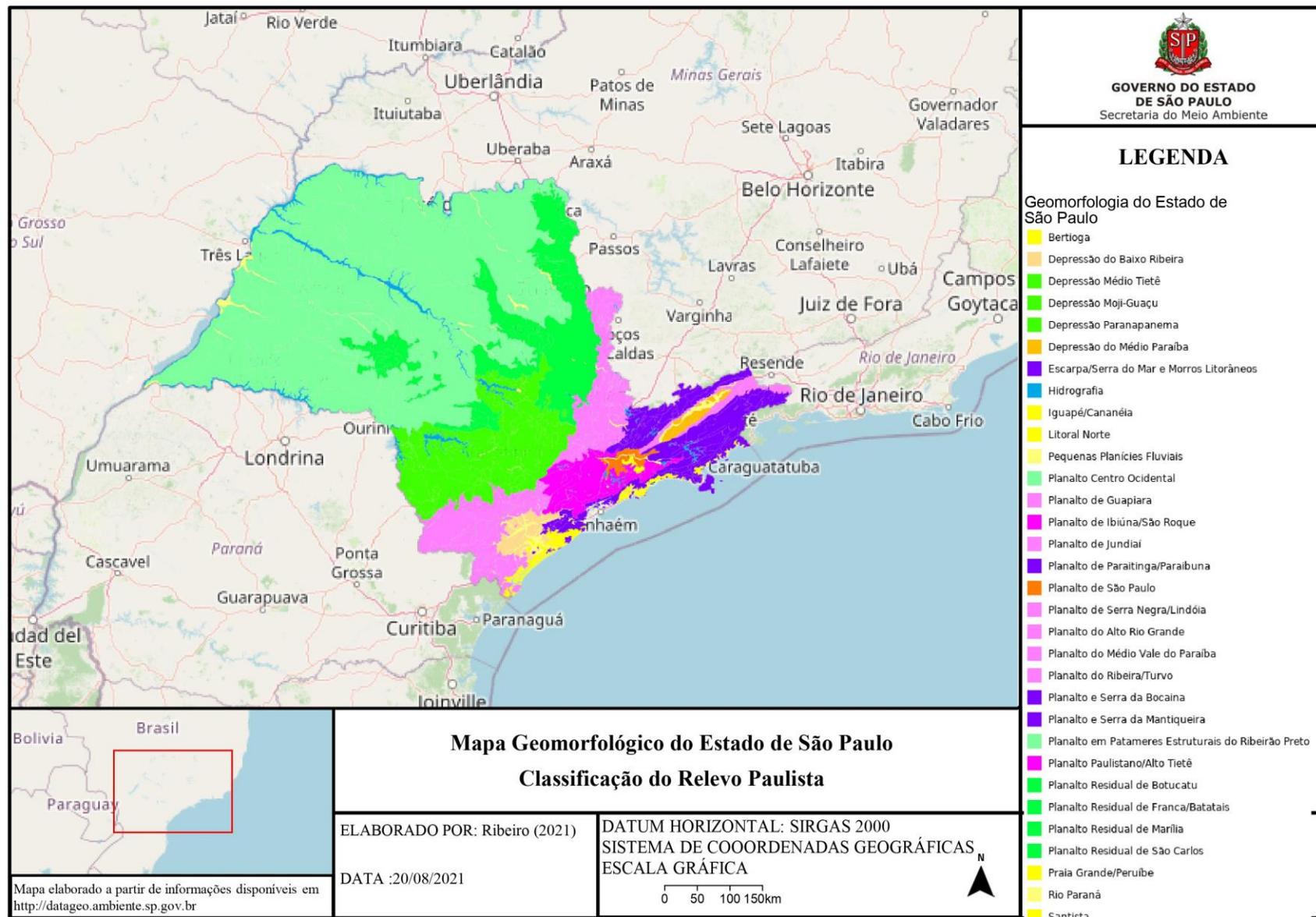


Figura 14: Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo. Fonte: DataGeo (2021).

De acordo com Almeida (1964), a divisão geomorfológica regional pode ser definida em três fisionomias. Dentre as classificações existentes a área de estudo está inserida na Zona do Paranapanema, setor sul da morfoescultura da Depressão Periférica Paulista. Adotando a classificação proposta por Ab'Saber (1972), a região da bacia hidrográfica se encontra inserida em uma estrutura de Depressão Subsequente, onde observa-se a ação dos processos erosivos do período Neógeno. O aplainamento do relevo dessa área está relacionado aos processos de pediplanação e degradação lenta que ocorreram e que ainda ocorrem ao longo do Quaternário.

Ross (1992) em sua proposta taxonômica, descreve que este setor é totalmente esculpido ao longo dos sedimentos paleo-mesozoicos da Bacia Sedimentar do Paraná e o material apresenta a influência da tectônica regional. Além da tectônica, pode-se destacar também a influência da diferenciação litológica e alguns processos morfodinâmicos impulsionados por paleoclimas.

4.1.4 Geologia da Área de Estudos

4.1.4.1 A Área de Estudos no Contexto das Morfoestruturas

Abordando sobre uma perspectiva regional, a área bacia hidrográfica do Rio Itapetininga engloba duas grandes morfoestruturas: a Bacia Sedimentar do Paraná e o Planalto Atlântico. Referente a Bacia Sedimentar do Paraná, sua estrutura compreende uma porção territorial de aproximadamente 1.600.000 km² que abrange não só a área do Brasil como também parte da Argentina, Paraguai e Uruguai (Schneider et. al. 1974). No Brasil, sua área se estende desde a região Sul até a região do Centro-Oeste e sua estrutura é composta por todo tipo de embasamento geológico como demonstrado na seção esquemática geológica (figura 15). Segundo estudos de Milani & Zalán (1999), a bacia tem formato simétrico e segue uma tipologia intracatrônica, com deposições geológicas em seu interior que chegam a atingir a média de 7.000 metros de altura. Essas deposições litológicas apresentam diferentes datações, variando do período Paleozóico, Mesozóico e alguns espécimes do Cenozóico que estão subdivididas em unidades litoestatigráficas (Schneider et. al. 1974).

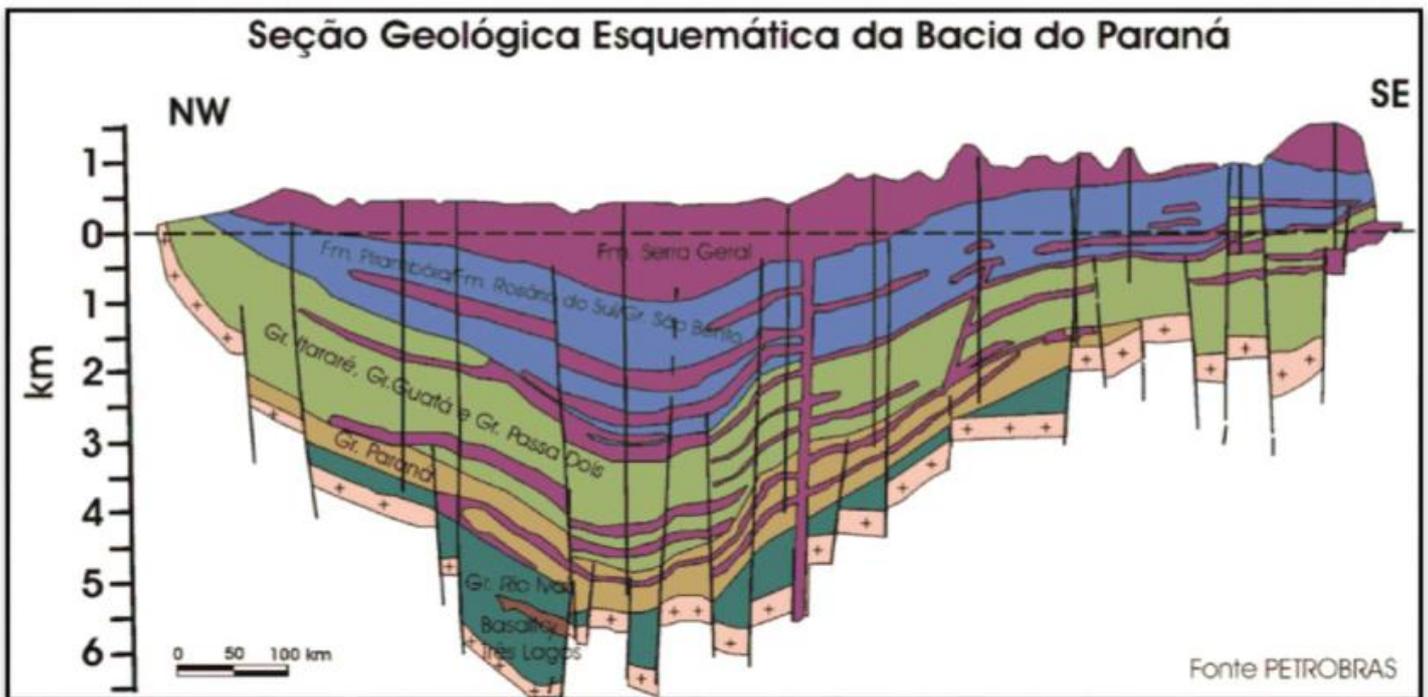


Figura 15: Seção geológica da Bacia Sedimentar do Paraná. **Fonte:** Petrobras.

Referente aos setores cristalinos do Planalto Atlântico, a área da alta bacia compreende a estrutura da Serra de Paranapiacaba. Esse sistema de escarpas festonadas constitui um amplo sistema de feições orográficas que margeiam a costa leste do Brasil, por mais de 1.000 km de extensão compreendendo o norte do estado de Santa Catarina até o estado do Rio de Janeiro (Almeida & Carneiro, 1998).

A composição geológica dessa estrutura varia entre rochas ígneas e metamórficas, corpos que estão associados ao soergimento de cadeias montanhosas e formação e consolidação da plataforma Sul-Americana. Com a separação Mesozóica, inúmeras discontinuidades foram reativadas em diferentes pulsos e das zonas de cisalhamento e de falhas originou-se diferentes setores de soergimento e de erosão ao longo do perfil da serra. Segundo estudos de Almeida & Carneiro (et. al. 1998), a abertura do Vale do Ribeira trouxe considerável consequência para a estrutura do Planalto Atlântico, pois a função de borda limite passou a ser efetivada pela Serra de Paranapiacaba (figura 16).

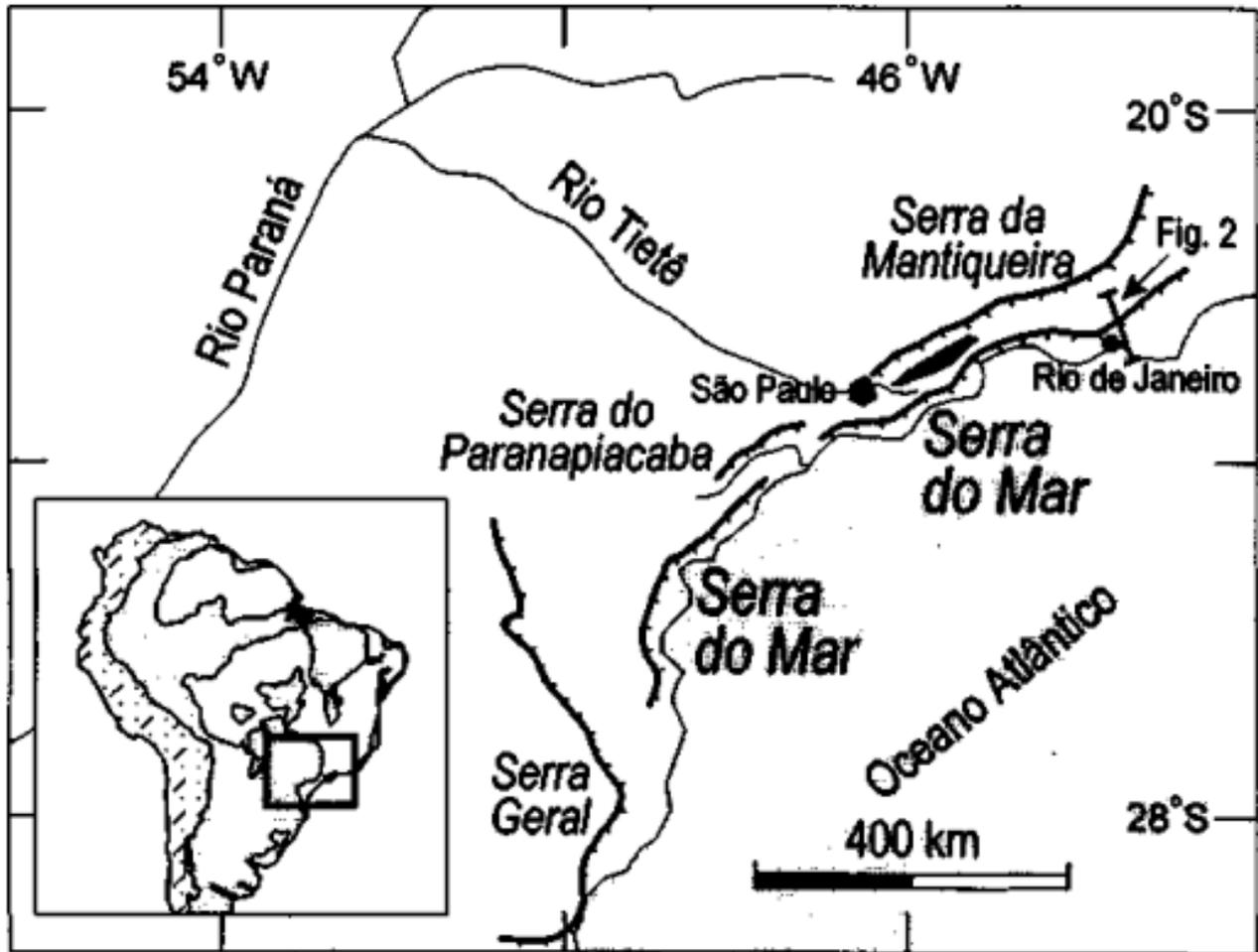


Figura 16: Posição geográfica das principais serras do sudeste do Brasil. **Fonte:** Almeida & Carneiro.

Destaca-se que a serra é suportada pelo sistema de batólito granítico de Agudos Grandes e sua estrutura estende-se pelos sedimentos devonianos da Bacia Sedimentar do Paraná, o que explica a interação da área bacia hidrográfica do Rio Itapetininga em relação a estas morfoestruturas citadas. O recuo da borda do Planalto Atlântico para a Serra de Paranapiacaba demonstra que a área está sujeita a processos de erosão regressiva.

4.1.4.2 Aspectos Geológicos da Bacia do Rio Itapetininga

Quanto as litologias presentes na área de estudo, os setores alto, médio e baixo da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga apresentam rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares. No setor da alta bacia se encontram as rochas intrusivas relacionadas as escarpas da Serra de

Paranapiacaba e no setor da baixa bacia se encontram as rochas extrusivas relacionadas ao derramamento basáltico do Cretáceo. Ambas as litologias estão associadas ao processo de separação do continente Gondwana e perturbação tectônica da plataforma continental Sul-Americana ocasionada pela reativação Waeldeniana.

No setor da alta bacia, encontram-se as litologias metamórficas relacionadas as zonas de cisalhamento e falhamentos e ao próprio movimento de soerguimento do Planalto Atlântico. No setor da média bacia se encontram as litologias sedimentares relacionadas a morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná e aos processos de escavação da superfície neogênica da Depressão Periférica Paulista. O mapa de unidades geológicas da área de estudo (figura 17) demonstra todas as tipologias litológicas da área de estudo. Dentre as litologias identificadas, segue as principais características de cada litologia, sendo:

- **Basalto Serra Geral**

A formação Serra Geral representa um extenso derramamento de lava vulcânica de aspecto fissural, que cobriu aproximadamente 75% de toda área da Bacia Sedimentar do Paraná no período Cretáceo (Paisani et. al, 2008). A espessura do material litológico varia de área para área, já que cada local contou com um período de derramamento e todas estas camadas de derramamento estiveram sujeitas a processos denudacionais desde que o episódio vulcânico cessou há 115 milhões de anos. Leinz (1949) afirma que há um contato abrupto entre as rochas do derramamento basáltico e os arenitos da Bacia Sedimentar do Paraná, ao qual as superfícies de erosão podem indicar as altitudes máximas e a intensidade da vazão de material magmático. A composição do basalto pode ser intermediária ou ácida, a depender do tipo de lava de cada área. Waichel (et. al. 2007) descreve que no Brasil há uma sucessão de derramamentos e que a espessura máxima é de 1.700 metros. No estado de São Paulo, os basaltos da Formação Serra Geral estão em contato com as rochas da Formação Botucatu caracterizadas por apresentar estruturas areníticas quartzíticas, com estratificações cruzadas e grãos finos e grossos.

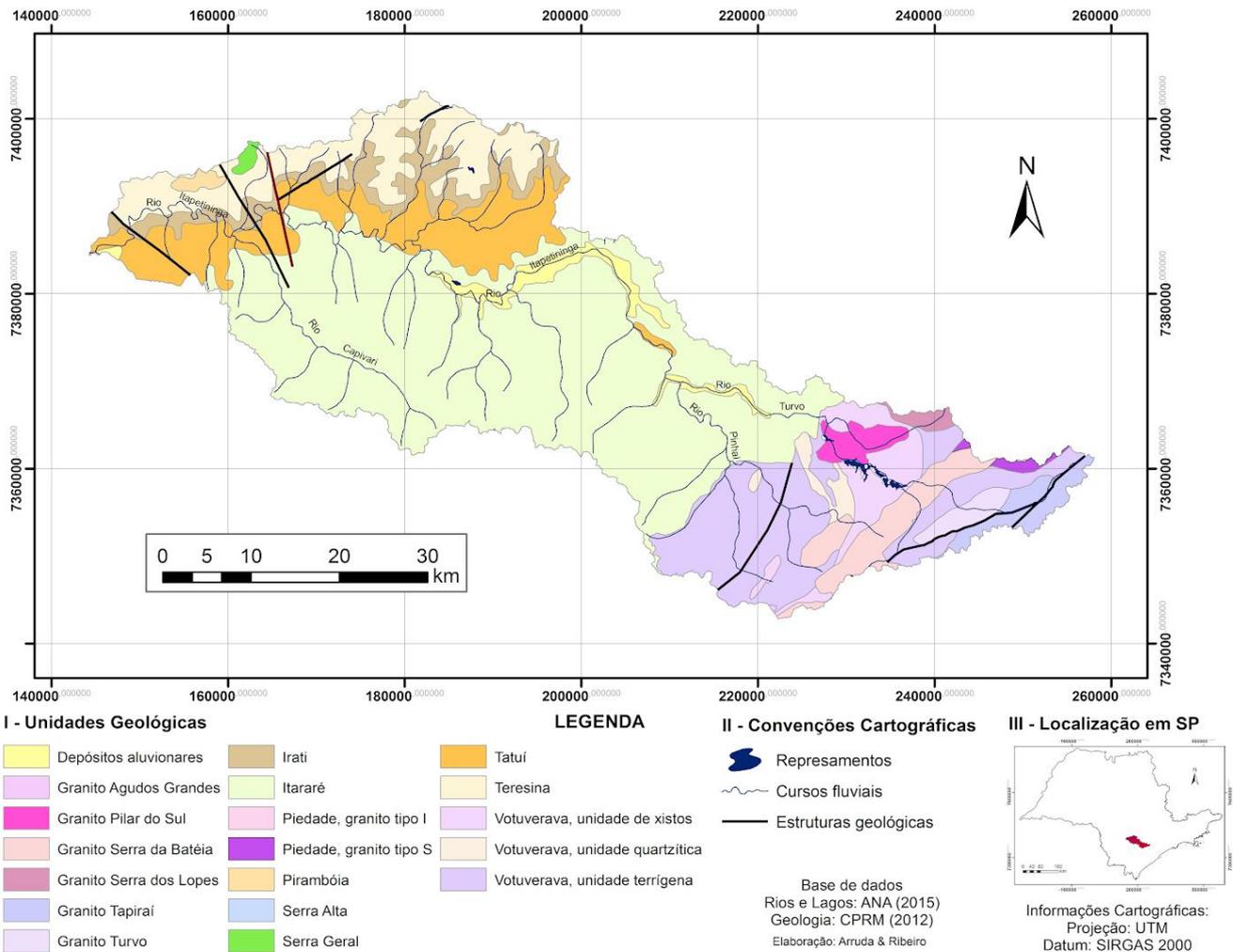


Figura 17: Mapa de unidades geológicas da bacia do rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

- **Granitóides da Serra de Piedade**

Segundo Leite (1997), os granitoides da região de Piedade pertencem a uma área de um extenso batólito alongado, que pode ser chamado de complexo Piedade ou Agudos Grandes a depender da análise. O maciço de Piedade possui um corpo subcircular zonal, com formação através de pulsações magmáticas de caráter granítico. Grande parte dos corpos litológicos apresentam foliação que continua a evoluir em estado sólido, com megacristas tubulares de feldspato. O maciço pode se configurar como uma intrusão forçada, apesar de estudos complementares ainda não terem sido feitos e as idades variam de 654 ± 24 Ma.

Leite (1997) ainda reforça que as rochas granitoides que ocorrem na região de Piedade são do pré-cambriano e recebem uma nomenclatura específica como Grupo Varejão, que consta nos trabalhos de Hasui (1975). Apesar disso, Hasui (1973) descreve os granitoides sendo parte do Complexo Piedade, que coincide com a extensa formação de um batólito de caráter sin-tectônico a orogênese brasiliana. As texturas das rochas vão variar entre granitos porfiríticos, inequigranulares e finos, com uma variedade faciológica da área. Os granitos dos maciços do Turvo, Serra dos Lopes e Pilar do Sul já possuem um caráter pós-tectônico.

Leite (et. al. 1997) descreve que há três importantes subdivisões dos granitos da região da Serra de Piedade, sendo: Suíte Granitóide Piedade, onde estão alocados os maciços Serra da Bateia e Sarapuí; Suíte Granitóide Tapiraí, onde estão os maciços de Tapiraí e Córrego do Gázeo; Suíte Granitóide Pilar do Sul, sendo posterior as demais suítes citadas, constituídas pelos “stocks” de Pilar do Sul e Serra dos Lopes. As rochas que compõem o Complexo Piedade são porfiróides, porfiríticas e equigranulares, com base de temperaturas de cristalização que variam de 700 – 795 °C. Essas rochas têm uma tipologia em zircão e sua gênese se dá mediante a magmas pouco hidratados. Propõe-se então que essas rochas fazem parte de uma longa história evolutiva e uma gênese onde os processos de intrusão tiveram papel de destaque por conta dos impulsos magmáticos “frios” e ricos em material crustal.

Referente ao maciço Agudos Grandes, as tipologias graníticas reúnem conjuntos de fácies com afinidades distintas, ao qual corresponde períodos de sequências intrusivas que ocorreram durante a orogênese brasiliana. Hasui (1975) descreve que os corpos intrusivos invadem dois distintos pacotes metamórficos, sendo o Complexo Pilar do Sul caracterizado por invadir corpos rochosos de baixo grau metamórfico, com texturas magmáticas que variam do tipo Pilar do Sul e tipo Serra da Bateia (material com foliação por fluxo magmático). Todos esses corpos citados anteriormente podem ser descritos como fenômenos considerados pós-orogênicos referente ao ciclo brasiliano.

Os granitoides que invadem terrenos com alto grau de metamorfismo são marcados por foliação tectônica, com composição cálcio-alcalina (Granito Tapiraí) e outros marcados pela peroluminosidade (Granito Turvo), ou seja, corpos associados ao sin-orogênismo do ciclo brasiliano. Os granitos do tipo

Piedade também podem ser associados a um caráter tardi-orogênico. Essas rochas possuem significativa variação de faciologia, que se associa a um modelo de rochas encaixantes, sugerindo então uma estrutura laminar ou lenticular pouco espessa (LEITE, et. al. 1997).

Sendo assim, Leite (1997) define os granitos Piedade como corpos rochosos compostos por muscovita-biotita granodioritos a monzogranitos porfíricos, foliados e de matriz média, com índices de cor alto (8 – 14). Essas rochas se misturam com sienogranitos inequigranulares médios e grossos, com coloração rósea e baixa (3 – 7). Outro tipo de granito que se destaca nesse agrupamento é o de corpos alongados, com matriz média e grossa e formação de biotita-monzogranitos de cor 8-9, ricos na mineração do tipo titanita, que corresponde as feições de megacristas tubulares de feldspato. Outra unidade de granitos do maciço Piedade são os levemente foliados, com corpos alongados e concêntricos, que se apresentam na paisagem como diques e veios que invadem as rochas encaixantes.

Os granitos do maciço Serra da Bateia são caracterizados por serem rochas sienograníticas, com cor em torno de 8 e presença de megacristais tabulares que seguem a orientação do fluxo magmático. Estão relacionados a região de contato entre rochas de alto e baixo grau de metamorfismo, região próxima ao município de Pilar do Sul e que é considerada como uma área de pós-tectônica como mencionado anteriormente.

O Granito Serra dos Lopes é caracterizado por uma formação em muscovita-biotita monzogranitos inequigranulares médios e grossos, com IC de 7 e variações porfíricas marginais e centrais. O caráter menos deformado dos granitoides representa uma exposição mais rasa dos níveis crustais, processo este sustentado pela diminuição do grau de metamorfismo das rochas encaixantes (LEITE, 1997).

- **Formação Votuverava**

A formação Votuverava, metamórfica, faz parte do grupo Açunguí, de idade do Proterozóico Superior. Segundo Fiori (et. al. 1993) o grupo Açunguí é constituído pelas formações Setuva, Capiru e Votuverava, sendo que a

primeira formação está na base dos depósitos e a última na área de topo. As formações citadas anteriormente podem ser divididas em 9 grupos litológicos e as divisões respeitam as características estruturais, os aspectos da morfologia e as falhas de cavalgamento que representam os limites entre uma litologia e outra. Como na área de estudos se apresenta somente o grupo Votuverava, será dado o enfoque devido a este tipo de formação. É interessante ressaltar que Fiori (et. al. 1993) indica que o grupo Açungui apresenta diferentes deformações e que essas deformações são heterogêneas. As rochas pouco deformadas revelam estruturas sedimentares que podem permitir uma análise mais detalhada do comportamento de ambientes de sedimentação pretéritos.

Segundo Fiori (et. al. 1993) a formação Votuverava pode ser classificada em três patamares, sendo eles nomeados como Bromado, Coloninha e Saivá. O conjunto Bromado é composto por filitos, quartzitos e metaconglomerados polimíticos, aflorando em camadas contínuas, podendo atingir algumas centenas de metros a depender da área analisada. O conjunto Coloninha é mais variado, apresentando meta-arenitos, metassiltitos, metarritmitos e metaconglomerados, com a litologia variando de uma para a outra ao longo dos afloramentos. O conjunto Saivá é composto por filitos, metarritmitos, mármore e metamargas. A base do material pode se iniciar com filitos da cor marrom e apresentar alto teor de matéria carbonosa, sucedido pelo mármore de coloração mais acinzentada.

- **Sub-grupo Itararé**

As rochas do Sub-grupo Itararé são datadas da era Paleozóica, sendo umas das formações litológicas mais marcantes da área de estudo. Os eventos de deposições estão vinculados a ambientes glaciais e glaciomarinhas que ocorreram ao longo do Carbonífero/Permiano. Através do extrato litológico, evidenciam-se características de regressão e transgressão marinha que auxiliam no entendimento da dinâmica dos paleoclimas que fornecem dados importantes para compreensão da evolução do relevo e entendimento da camada litológica e sua estrutura. Os períodos de glaciação perduram entre 15 Ma a 40 Ma. Apesar do longo período de glaciação, há também períodos interglaciares que marcam uma pausa entre os processos de gelo e degelo (Santos et. al. 1996). Estima-se que as deposições do Sub-grupo Itararé

começaram no Carbonífero Médio e foi até o Permiano Médio (Souza et. al. 2000).

É interessante salientar de que esse grupo litológico é de um embasamento complexo, visto que sua padronização segue tanto uma linhagem vertical quanto horizontal de deposição. Outrora, as deposições ocorreram de maneira descontínua, já que houve processos de glaciação e deglaciação, ou seja, sempre houve um movimento de recuo e avanço das deposições. Outro fator que auxiliou nos processos deposicionais dos sedimentos foi o processo de subsidência da Bacia Sedimentar do Paraná, que sofreu influência de falhamentos orientados em SE-NW (Zalán et. al. 1990).

- **Formação Tatuí**

Segundo Machado (et. al. 2005) a Formação Tatuí condiz com os processos de sedimentação no período de pós-glaciação e é parte da sequência sedimentar do Grupo Tubarão. Referente a litologia, esse tipo de formação é constituído por clastos finos como os siltitos, arenitos, folhelhos, chert e calcários. Sua sedimentação é uniforme e padronizada, diferentemente dos padrões heterogêneos estabelecidos pelas rochas do Grupo Itararé.

Petri (1964) afirma que a Formação Tatuí se estabeleceu em um ambiente de mar alto, correspondendo a uma fase de pós-glaciação que favorece a criação de baixos geomórficos. Esses baixos geomórficos se dão na paisagem através do processo de escavação de alguns paleovales que são preenchidos pela transgressão marinha. Sua espessura varia de localidade para localidade, sendo uma variável de 130 metros na porção sul do estado de São Paulo e menor de acordo em que se avança para o interior da bacia intracratônica.

Referente as texturas e cores do material, Soares (1972) definiu que existem dois perfis sendo um primeiro perfil formado por siltitos de cor marrom-arroxeadado, com acamamento fino a espesso, com arenitos que possuem estratificação plano-paralela e um perfil formado por um pacote de siltitos cinza-esverdeado e amarelo-esverdeado, com intercalações entre arenitos finos e concreções calcárias.

- **Formação Irati**

Essa formação litológica corresponde ao grupo Passa Dois. Segundo Machado (et. al. 2005), as rochas do Irati ocupam a unidade inferior do grupo Passa Dois, sendo subdividida entre os membros Taquaral e Assistência, sendo a transição gradual. O Membro Taquaral possui uma natureza pelítica, com constituição de argilitos, folhelhos de coloração acinzentada clara ou escura e siltitos. Nos setores de base podem ocorrer arenitos de camadas delgadas com granulação de textura fina ou grossa, podendo apresentar seixos ou conglomerado de seixos de sílex e quartzo. O Membro Assistência sobrepõe o Taquaral, apresentando uma litologia bem mais variada com presença de corpos calcários dolomitizados e folhelhos betuminosos.

Em ambos os membros podem ocorrer presença de seres fossilizados como crustáceos e pequenos répteis, colaborando então no entendimento para a construção de uma paleoambiente onde esses seres viviam. Esse tipo de litologia nos remete a pensar mais sobre ambientes marinhos rasos de transgressão, onde essa movimentação seria preponderante na deposição dos sedimentos e formação do Irati. Schneider et. al. (1974) diz que o ápice da transgressão marinha foi responsável pela deposição do Membro Taquaral acima do Membro Assistência que servia de plataforma. As espessuras do material segundo o autor seguem a média de 25 metros e não ultrapassam o nível de 50 metros para o estado de São Paulo.

- **Formação Piramboia**

Segundo Soares (1972), a Formação Piramboia pertence ao Grupo São Bento, precisamente em sua porção basal onde os sedimentos preenchem desde as divisas do estado de São Paulo-Minas Gerais até a porção do estado do Paraná. Essa formação é composta por arenitos de coloração esbranquiçada, amarela e avermelhada, com granulação de média a fina e grãos polidos, subangulares e subarredondados. Há camadas de siltitos e argilitos que se intercalam em uma camada fina e sua estrutura conta com estratificações cruzadas planares, acanaladas e as plano paralelas. A espessura do material varia em torno dos 300 metros e sua faixa de largura varia de 5 a 50 quilômetros.

Soares (1972) destaca que há um déficit na questão de registros de fósseis para esse tipo de litologia, mas que se pode encontrar restos de vegetais ao longo das faixas de deposição sem valor cronológico. A hipótese é de que a Formação Piramboia tenha se originado em um ambiente flúvio-lacustre, com influência de agentes eólicos. Sua deposição é datada entre o Eotriássico e Neojurássico, fazendo limites com a Formação Corumbataí e a Formação Botucatu.

- **Formação Serra Alta**

Segundo Warren et. al. (2015), a Formação Serra Alta é uma das litologias menos estudadas da Bacia Sedimentar do Paraná, muito por conta da sua espessura reduzida no estado de São Paulo. A análise do Grupo Passa Dois demonstra a falta de critérios estratigráficos para delimitação dessa formação, além da ausência de estudo das fácies que a compõe. Durante muitos anos a Formação Serra Alta foi incluída como unidade estratigráfica da Formação Corumbataí, até que estudos de fósseis de moluscos contribuíram para tal importância da unidade litológica frente aos estudos da ciência da terra.

A Formação Serra Alta é considerada uma sucessão de pelitos escuros delimitados pela Formação Irati e Formação Teresina (Sanford & Lange, 1960). Pode-se considerar a unidade como independente, que constitui os estratos basais do Grupo Passa Dois. A unidade faz parte da seção do Permiano Superior, se apresentando em sobreposição em relação ao Irati. A presença de fósseis de Menossaurídeos remete a datações de 275 Ma para as camadas mais cinzas no topo da deposição do Irati e datações mais novas referentes a Formação Serra Alta, entendendo-se que os processos de são mais recentes.

Warren et. al. (2015) descreve que o contato entre a Formação Serra Alta e Teresina é transicional e revela uma alteração gradual entre um ambiente profundo sem oxigênio para um ambiente raso e agitado. Schneider et. al. (1974) explica que a sedimentação das camadas das rochas dessa formação é parecida com as condições do Membro Taquaral (Formação Irati), ou seja, ambientes de águas baixas e mais profundas do que o nível de atuação da força das ondas. A espessura do material chega aos 50 metros a

dependem da área analisada e é constituída por fácies siliciclásticas finas e depositadas sobre o topo do Irati.

- **Formação Teresina**

Como citado anteriormente, a passagem entre a Formação Serra Alta e Teresina é transicional, marcada pela alteração e aumento de rochas heterolíticas cinza com acamamentos *wavyllinserflaser* e o processo de bioturbação (Meghioratti, 2006). Alguns setores são marcados por arenitos de estratificação cruzada causada pela movimentação mecânica de ondas. Ocorre intercalações de carbonatos e presença de fósseis de bivalves e escamas e espinhas de peixes, o que remete a ambientes de mares rasos. A espessura do Formação Teresina na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná atinge de 300 a 400 metros a depender da área em análise. No contato do estado do Paraná com o de São Paulo, o Teresina apresenta um gradual adelgaçamento com mudança de coloração do material para tons mais avermelhados, sendo designado como Formação Corumbataí por alguns pesquisadores. O Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1981) delimitou o limite do Teresina com o Corumbataí na calha atual do Rio Tietê.

Schneider et. al. (1974) admite que a Formação Teresina está intimamente ligada a paleoambientes continentais de deposição, com presença de mares rasos e planícies de marés. É interessante ressaltar que os estudos de Rohn (2001) indicam hipersalinidade através da análise de estromatólitos, que indicam ambientes de forte estresse por conta do excesso de sal. Os registros de algas nos pacotes sedimentares do Teresina também indicam presença de água doce. Hipoteticamente, Rohn (2001) descreve que oscilações de salinidade podem ser ocasionadas pelas oscilações climáticas ao longo das eras geológicas, o que justifica tal perturbação observada nas deposições da Formação Teresina.

Outro fator interessante é a origem dos carbonatos que apresentam uma disposição intercalada no Grupo Passa Dois. A Formação Teresina apresenta os carbonatos do tipo oobiesparitos, caracterizados por depósitos induzidos por ondas de tempestade (Meghioratti, 2006). O autor relaciona a presença dos

carbonatos a paleoambientes de clima mais seco, quando a presença de siliciclastos era baixa e a água presente se tornava mais salgada e alcalina.

- **Depósitos Aluvionares**

Existem também extensas faixas de deposições aluvionares ao longo do curso do Rio Itapetininga. Essas deposições são mais recentes e marcam o processo de retrabalho que o canal hídrico realiza em relação a geologia regional. Os níveis de deposição estão associados não só ao curso principal do rio como também dos seus principais tributários, principalmente as fases mais úmidas quando acontece o período da vazão mais alta e inundação das áreas de várzea. Geralmente nos depósitos aluvionares temos associadas argilas nas áreas de várzea e areias de grãos finos e médios na margem e leito do rio (Massoli, 1991). A partir desse pressuposto, denota-se que o Rio Itapetininga tem papel preponderante na morfogênese do relevo regional e consequentes processos erosivos.

4.1.5 Solos da Área de Estudo

A totalidade da área da bacia hidrográfica integra quatro tipos principais de solos, com suas respectivas características. Segundo dados da EMBRAPA (2016) e o Mapa de Solos do Brasil do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, a região de Itapetininga apresenta Latossolos Vermelho-Amarelo, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolos Háplicos e Solos Hidromórficos.

4.1.5.1 Aspectos Gerais do Latossolo Vermelho-Amarelo

Os Latossolos Vermelho-Amarelo tem a característica de terem uma textura mais argilosa/arenosa e possuem alto grau de fertilidade, o que justifica o fato de a área da bacia hidrográfica ser muito utilizada pela agroindústria local e regional. A transição entre os horizontes A, B e C são bem difusas, sendo o pacote do horizonte B o de maior espessura. Esse tipo de solo está associado a relevos planos, suavemente ondulados ou ondulados.

Sua ocorrência está ligada a ambientes drenados, sua coloração é uniforme e sua estrutura é bem profunda. Geralmente apresentam limitações em sua ordem química, principalmente se forem álicos, distróficos ou ácricos e também apresentam limitações quanto a disponibilidade de água para as plantas. No caso da área de estudos, ocorrem a classe de solos LVA + 45 distróficos no setor oeste da bacia hidrográfica, com textura argilosa, A moderado e relevo ondulado (EMBRAPA).

4.1.5.2 Aspectos Gerais do Argissolo Vermelho-Amarelo

Segundo dados do Instituto Agrônomo (IAC), os Argissolos são solos minerais com notável diferenciação entre as camadas dos horizontes, reconhecida em campo pelo aumento abrupto do teor de concentração de argila em profundidade. Apresentam cores em amarelo, brunada ou avermelhada e possuem maior coesão, plasticidade e pegajosidade em profundidade devido a concentração de argila. O nível de fertilidade vai depender quanto ao seu material de origem e as texturas que prevalecem são as arenosas médias e médias argilosas.

No setor central e norte da bacia hidrográfica, há presença do Argissolo Vermelho-Amarelo distróficos (PVA1 e PVA 8). Esse tipo de solo está associado a relevos mais dissecados em relação às áreas de ocorrência dos Latossolos. Há algumas restrições quanto a fertilidade e susceptibilidade a erosão do solo, quando se trata dos aspectos climáticos e físicos da área analisada (EMBRAPA). A textura é arenosa média, relevo suavizado a ondulado, A moderado e fertilidade química baixa. No setor leste também ocorrem Argissolos de textura média argilosa e argilosa, cujo material de origem está relacionado a ordem das rochas cristalinas do Planalto Atlântico. Apesar da elevada capacidade hídrica disponível nesse setor, esses solos tendem a apresentar problemas quanto aos aspectos físicos, já que são solos mais rasos e em sua estrutura a presença de cascalhos, principalmente em áreas onde a declividade é maior.

4.1.5.3 Aspectos Gerais do Cambissolo Háplico

Conforme o Instituto Agrônomo (IAC), os Cambissolos caracterizam-se por serem solos minerais com bastante variáveis, como texturas médias ou finas e ausência de desenvolvimento pedogenético. São solos pouco profundos e elevado teor de minerais primários que são herdados do seu material de origem. Há presença significativa de corpos rochosos na massa do solo e outros indícios de processos de intemperismo. O acúmulo de minerais pode ser um fator preponderante para utilização na prática da agricultura, com pequenas restrições quanto a pedregosidade e declividade do local, onde ocorrerá o plantio. Na área da bacia hidrográfica, esse solo está associado aos setores da Serra de Paranapiacaba e áreas ao entorno. O Cambissolo Háplico (CX1) distrófico que pode ser encontrado no setor sudeste, leste e nordeste da bacia apresenta uma textura argilosa, proveniente de relevo ondulado a forte ondulado e A moderado.

4.1.5.4 Aspectos Gerais dos Solos Hidromórficos

Os solos hidromórficos estão alocados próximos as áreas de várzea do Rio Itapetininga e são caracterizados por grande acúmulo de matéria orgânica e outros minerais que são depositados nos períodos de alagamentos sazonais. São solos que apresentam horizonte A, Bc, Bg, C e G. O horizonte G se destaca pela coloração acinzentada, já que se trata da parte do solo que está gleizado (CBH-ALPHA, 2016).

4.2 Levantamento bibliográfico

A revisão ocorreu ao longo de toda pesquisa, de acordo com as necessidades levantadas pelo pesquisador e orientador. Inicialmente, serão analisadas bibliografias, de alguns autores nacionais e internacionais, cujos estudos abordem temas relacionados aos objetivos, métodos e metodologias da pesquisa do presente trabalho.

4.3 Análise Geomorfológica e Mapas Temáticos

Como a análise geomorfológica configura-se como grande objetivo, optou-se por realizar a elaboração de um conjunto de mapas temáticos, possibilitando assim a compreensão das características da paisagem, da qual o relevo constitui elemento. Sendo assim, foi realizado mapeamentos locais e regionais que constituem etapas essenciais para uma análise completa dos elementos geomorfológicos presentes na área de estudo, como:

4.3.1 Mapa Hipsométrico

O mapa hipsométrico tem como finalidade esboçar cartograficamente a técnica da hipsometria, que consiste na representação da elevação do relevo através de cores graduais. O mapa Hipsométrico foi desenvolvido a partir de imagens ASTER, utilizando o software ArcGIS 10.4.

Através da análise das médias altimétricas da bacia hidrográfica, desenvolve-se parâmetros de ruptura de relevo e entendimento dos padrões de formas existentes na área de estudo. Dados de altimetria auxiliaram todo o processo de criação das propostas de unidades de relevo e configuração da paisagem frente as suas evoluções.

4.3.2 Mapa Geológico

O mapa geológico da Bacia do Rio Itapetininga foi desenvolvido com o embasamento dos mapas existentes em revisões bibliográficas feitas ao longo da pesquisa, levando-se em conta as bases geológicas disponíveis pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), georreferenciados através do software ArcGIS 10.4 e colocados em disposição ao recorte da área em pesquisa revelando o local de contato entre as diferentes litologias.

A análise da configuração litológica da área de estudo, auxilia no processo da compreensão de processos geomorfológicos atuantes que interagem com as estruturas litológicas presentes. É importante destacar que há uma relevância no entendimento de como esses conjuntos litológicos podem influenciar e controlar a disposição da rede de drenagem, bem como influenciar na configuração nas unidades de relevo que também foram propostas neste trabalho.

4.3.3 Mapeamento das Unidades de Relevo Regionais

Para o mapeamento das unidades de relevo, optou-se pela delimitação manual a partir da imagem hillshade e modelos tridimensionais produzidos a partir de imagem SRTM. O enfoque foi dado à análise do terceiro táxon da classificação de relevo de Ross (1992), com o mapeamento propriamente dito orientado com base nos procedimentos técnico-operacionais propostos pelo IBGE (2009) em seu Manual Técnico de Geomorfologia, valendo-se assim, dos princípios básicos de fotointerpretação para a definição das unidades propostas, bem como diversos trabalhos de campo realizados ao longo da bacia para checagem dos resultados.

4.3.4 Mapa de Densidade de Drenagem

O mapa de densidade da bacia do Rio Itapetininga foi elaborado através de dados *raster* disponibilizados pela imagem SRTM de resolução espacial de 30 metros. A escolha da imagem SRTM segue o mesmo padrão que foi utilizado na elaboração dos outros mapas temáticos, na busca por uma coerência metodológica e até mesmo por apresentar resultados mais concretos do comportamento da rede de drenagem da área de estudos. A partir da imagem SRTM, foi extraída através do software ArcGis 10.4 toda a rede de drenagem pela ferramenta *Hidrology* e depois utilizada a ferramenta *Density* que consta na aba *Spatial Analyst Tools* para confecção do mapa de densidade de drenagem.

A análise do mapa de densidade de drenagem permite uma compreensão mais ampla do sistema geomorfológico e os condicionantes morfoestruturais que o compõe. A rede de drenagem tende a desenvolver um papel significativo na gênese e evolução do relevo e suas formas. Christofolleti (1980) indica em seus estudos que a Geomorfologia Fluvial é uma vertente que utiliza muito das formas de relevo para entender mais sobre o trabalho do curso d'água, analisando seus ajustamentos, seus processos comportamentais e até mesmo material fornecido pelo processo de erosão. Da mesma forma, Willet (2014) descreve que a forma da bacia hidrográfica está condicionada a tipologia da rede de drenagem e seus longos períodos de reajustamento. As alterações climáticas podem alterar a posição dos interflúvios e gerar um processo de rearranjo da rede de drenagem, resultando em ajustes da geometria da bacia hidrográfica em questão. Este ajuste da geometria da bacia e da rede de drenagem podem resultar em respostas significativas da paisagem e sua configuração.

4.4 Análise Morfométrica e Rede de Drenagem

Como parte de extrema importância para a caracterização do relevo da bacia do Rio Itapetininga tem-se a análise morfométrica da rede de drenagem, uma vez que os cursos fluviais se configuram como agentes essenciais à

esculturação do relevo e o transporte de material ao longo da bacia. As técnicas morfométricas são amplamente utilizadas em estudos geomorfológicos, principalmente no que tange as bacias hidrográficas.

Segundo Etchebehere (et. al. 2004), a análise morfométrica indica possíveis mudanças do canal fluvial frente a reações aos agentes tetônicos e neotectônicos presentes, demonstrando como os aspectos naturais interagem entre si. A partir desse pressuposto, denota-se que os estudos de dados quantitativos vêm demonstrando certa eficiência ao longo dos anos e sempre é muito divulgado em todas as esferas da Geomorfologia brasileira e internacional.

Para a análise da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga, optou-se por um conjunto de técnicas aplicadas que auxiliam na identificação de fenômenos de ordem tectônica e que influenciam tanto a rede de drenagem quanto a deposição e espacialização de setores de terraços e planície do rio. As referidas técnicas escolhidas são:

4.4.1 Perfil Longitudinal e Índice KSN e SL-Index

A fim de analisar o perfil longitudinal, Hack (1973) propôs uma nova unidade de mensuração denominada “stream gradient index”, onde se relaciona a declividade de um rio em determinada localidade com o respectivo comprimento do trecho, visando criar uma base para se comparar trechos fluviais de tamanhos diferentes. Para Hack (1973) a declividade está relacionada à competência do canal em transportar material de determinada granulometria, existindo uma relação funcional entre ambos.

O índice KSN (Steepness index) é uma técnica morfométrica que consiste na aplicação da equação $S = K_{sn} \times A^{-\theta}$, sendo que o S significa o valor de declividade de determinada área, o A à área a montante do trecho que foi analisado e o θ ao índice de concavidade. Em relação a concavidade, foi utilizado o valor de -0,45, valor este referenciado pela literatura que trabalha com rios de leito rochoso (bedrock) (Kirby & Whipple, 2001). Como os valores de concavidade da bacia do Rio Itapetininga demonstraram um valor de -0,18, optou-se pela utilização do índice de concavidade mencionado acima. Os

valores correspondentes a área foram obtidos através da ferramenta flow accumulation do software ArcGis 10.4 e previamente preenchidos na planilha do software Excel 2019. O Ksn é um índice adequado para avaliar influências tectônicas que possam existir em determinado ponto do canal, uma vez que ele analisa a área acumulada a montante.

O índice SL Index (Slope-Length Index) segue a proposta de Hack (1973) e é obtido através da relação entre o SL index de cada trecho e o SL Index do canal em sua totalidade. Para o cálculo do índice, foram utilizadas duas equações, que são:

$$SL = (\Delta h / \Delta l) \times L \quad \text{e} \quad SL = \Delta h^* / L$$

Onde: Δh = equidistância das curvas de nível

Δl = medida do curso em linha reta

Δh^* = amplitude altimétrica

L = comprimento total do canal

Bishop (et. al, 1995) destaca que o índice SL index é utilizado para perceber possíveis mudanças quanto a litologia da área em análise, o que permite a identificação de influência litoestruturais na rede de drenagem.

4.4.2 Influência das Anomalias de Drenagem

A análise da rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga foi realizada através dos documentos cartográficos previamente consultados e também dos mapas temáticos que foram elaborados através do software ArcGIS, além das técnicas morfométricas. As informações obtidas foram analisadas a partir das proposições teóricas de Bishop (1995) e Howard (1967) entre outros autores sobre os diferentes processos e formas que caracterizam uma anomalia dentro de uma bacia hidrográfica.

4.4.3 Análise de Lineamentos do Relevo e Rede de Drenagem

Para extração dos lineamentos e elaboração do mapa de lineamentos de relevo e da rede de drenagem, optou-se em seguir as propostas de Oliveira et. al (2009) e Correa & Fônseca (2010). A análise dos lineamentos tem como princípio a identificação de padrões neotectônicos, como falhamentos e fraturamentos dispostos na área de estudo. São dados que auxiliam no entendimento da parte estrutural da bacia hidrográfica e que revela toda a dinâmica da evolução do relevo, bem como a configuração da rede de drenagem.

Para elaboração dos *shapes* de lineamentos e mapa, foram utilizadas quatro imagens SRTM (resolução de 30 metros) e criado um quadrante entre elas, para que as evidências não complementassem apenas a nível local, mas também um nível regional. As imagens foram sombreadas através da ferramenta (*Hillshade*) no software ArcGis 10.4 e os *shapes* foram extraídos separadamente em cada *raster* selecionado. Os lineamentos que foram elaborados são georreferenciados pelo norte azimutal, ou seja, todos eles indicam um ponto colateral com o norte de referência. Por final, os dados de lineamentos foram transferidos de radianos para ângulos para a ferramenta Excel 2019 e posteriormente anexados ao software OpenStereo win32, onde foram geradas as rosetas de lineamentos de relevo e rede de drenagem, com angulação de 180°.

4.5 Elaboração de Modelos Numéricos do Terreno (MNT)

O Modelo Numérico do Terreno é obtido através da base ASTER, onde é tratado junto ao programa ArcScene, e com isso é trabalhado o exagero vertical da imagem, que possibilita observar o relevo regional da bacia em três dimensões. Esse produto, em diferentes perspectivas visuais, auxilia na análise da geometria da bacia e certamente na identificação das áreas deposicionais.

4.6 Análise dos Terraços Fluviais

Referente as deposições fluviais, optou-se pela identificação dos depósitos correlativos e coleta de materiais sedimentares em áreas-chave da bacia hidrográfica. As amostras coletadas foram sujeitas a análises básicas como textura, pegajosidade, consistência, cor, densidade, porosidade, entre outras e também a análise granulométrica.

4.6.1 Análise Física (Granulometria)

A granulometria procura aferir o tamanho das partículas sedimentares, propondo um parâmetro textural dos sedimentos e permitindo analisar as propriedades físicas dos sedimentos. Segundo Suguio (2003) a análises granulométricas apresenta grande utilidade nos estudos sedimentológicos, uma vez que: i) pode fornecer dados para descrição mais precisa dos sedimentos, ii) a distribuição granulométrica pode caracterizar sedimentos de diferentes ambientes deposicionais, iii) pode informar sobre processos físicos, tais como hidrodinâmicos e iv) a distribuição granulométrica está relacionada a propriedades, como a porosidade, permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas com base na granulometria do sedimento. Destaca-se que a análise granulométrica permite uma interpretação mais ampla entre os depósitos fluviais e os processos hidrológicos que transportam e depositam os materiais sedimentares. Através da granulometria, objetiva-se compreender quais são os aspectos climáticos que influem os processos erosivos do material e também entender sobre os eventos neotectônicos que alteram o nível de base e conseqüentemente as características físicas do sedimento depositado.

As análises granulométricas das amostras coletadas foram realizadas pelo Laboratório do Departamento de Ciência dos Solos (LSO) da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ-USP). Algumas amostras coletadas foram submetidas a análise física, sendo em frações totais de areia, argila e silte. Ao todo foram coletadas 21 amostras em 2 áreas de terraços na média e baixa bacia, cujo materiais sedimentares se encontravam em áreas

baixas, próximas aos setores de planície atual do rio principal. O método utilizado pelo laboratório da Esalq-USP para a análise física foi de Bouyoucos (densímetro) e a classe de diâmetros seguiu a proposta do USDA (United States Department of Agriculture).

No trabalho de campo, todas as amostras coletadas seguiram um padrão de profundidade de 1 a 5 cm, de acordo com a disposição e transição dos perfis do solo que foram demarcados na abertura do talude do terraço. As amostras foram devidamente coletadas e separadas em sacos plásticos, com sua devida identificação quanto ao perfil coletado, profundidade e altura em relação ao perfil total do terraço e planície. Todas as 21 amostras foram submetidas a análises físicas básicas e do total, 15 amostras mais significativas e que demarcavam zonas de transição do perfil pedológico foram enviadas ao laboratório de solo para a análise granulométrica. Os resultados obtidos foram lançados na plataforma digital do laboratório e enquadrados em classes texturais quantitativas.

4.7 Trabalhos de Campo

Objetivou-se no decorrer do trabalho desenvolver um conhecimento empírico da área, analisando a área e suas constantes transformações, juntamente com os mapas temáticos produzidos, aos quais contribuíram para uma maior compreensão da dinâmica e espacialização da bacia hidrográfica. Os aspectos mais importantes ou postos-chave teve suas coordenadas marcadas com o auxílio de um aparelho GPS (Global Position System).

5. Resultados e Discussão

Buscou-se neste capítulo elencar os principais resultados que foram obtidos no trabalho científico. Desta maneira, optou-se em enfatizar informações geomorfológicas que contemplem o contexto da regionalidade a qual a bacia hidrográfica está inserida e também aspectos locais que são determinantes para obtenção de detalhes que fomentem uma discussão acerca dos elementos levantados. Tais características atendem aos objetivos que foram traçados no planejamento inicial do projeto de pesquisa.

A partir desse pressuposto, a divisão dos subcapítulos propõe três principais temáticas geomorfológicas da área de estudo. O primeiro subcapítulo aborda uma caracterização do relevo e rede de drenagem regional e local, através da análise geomorfológica das unidades de relevo e outras abordagens que foram escolhidas na metodologia proposta. O segundo subcapítulo trata das análises morfométricas e discussões acerca dos dados obtidos e considerações quanto as influências climáticas e tectônicas existentes na área de estudo. Por fim, o terceiro subcapítulo se refere a uma caracterização dos principais setores de terraços que foram previamente selecionados por métodos escolhidos em trabalho de campo e gabinete e análise das amostras coletadas desses perfis deposicionais.

5.1 Unidades de Relevo e Caracterização Geomorfológica Regional

Inicialmente, buscou-se a caracterização das unidades de relevo da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga através da análise dos processos que influenciam a morfodinâmica regional, principalmente quando se trata de fatores como a dinâmica da rede de drenagem e seu papel na dissecação e acumulação de depósitos correlativos.

A adoção da bacia hidrográfica como unidade espacial de análise se deve ao fato de a mesma representar um sistema ambiental complexo, o que permite uma construção mais integrada dos processos morfodinâmicos recorrentes. Esse entendimento dos processos de sedimentação e deposição

resultam em uma compreensão detalhada sobre a disposição dos elementos naturais que compõem o relevo e seus respectivos significados, dentro do quadro de evolução da área de estudos. Sendo assim, as unidades de relevo possibilitaram uma visão integradora do perfil do relevo regional e auxiliaram em uma reconstrução de um quadro evolutivo tanto da paisagem quanto dos elementos que a compõem.

Como descrito anteriormente, a abordagem de sistemas ambientais de Christofolleti (1981) norteou o método da pesquisa, pois a visão sistêmica possibilita a correlação entre diferentes elementos que juntos contribuem para o entendimento de todo o sistema. A análise do relevo através dos níveis de abordagem geomorfológicos (Ab' Saber, 1969) e as ordens taxonômicas proposta por Ross (1992), comportam todo campo da metodologia de pesquisa. A metodologia utilizada em junção da análise de campo e de imagens de satélite permitiu a identificação de 06 unidades de relevo (figura 18) na área da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga, todas elas com suas respectivas características geomorfológicas.

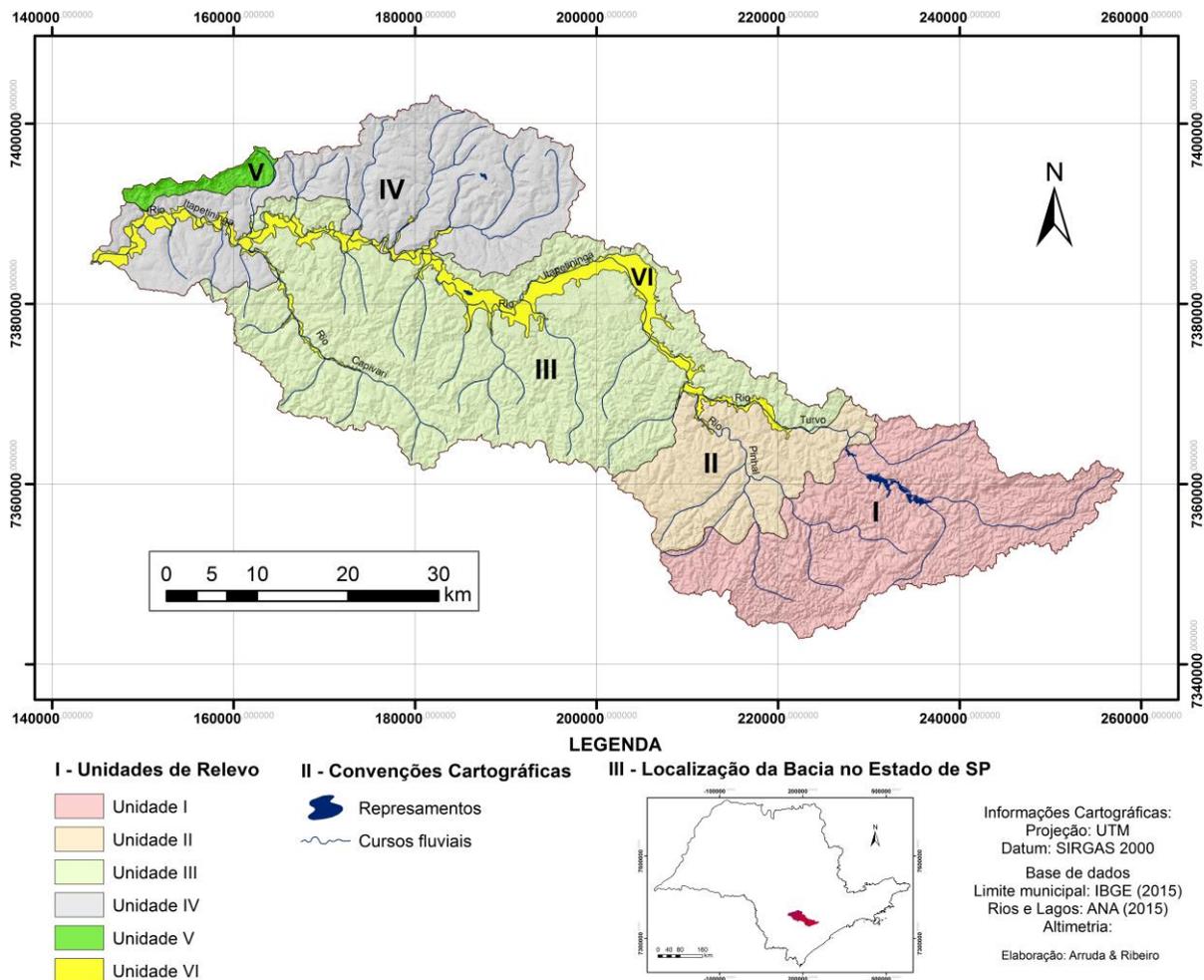


Figura 18: Mapa de unidades do relevo da bacia hidrográfica do rio Itapetininga.

Fonte: O autor.

A Unidade I corresponde aos setores de cimeiras associadas a superfície da Serra de Paranapiacaba, compartimento geomorfológico que corresponde a morfoestrutura do Planalto Atlântico. É nessa unidade que se encontram as nascentes do Rio Turvo e do Rio Pinhal, ambos canais fluviais que drenam a alta bacia e se confluem formando o canal principal do Rio Itapetininga mais a jusante. Os dois rios são os principais agentes escultores do relevo dessa unidade, contribuindo no processo de dissecação regional, definição do nível de base e morfogênese das vertentes, além do alargamento dos vales e consequente transporte de material sedimentar.

Quanto às formas de relevo, o setor apresenta setores de interflúvios de topos aguçados em forma de cristas, com médias altimétricas que variam entre 750 metros até 1.000 metros (figura 19). Os setores de encosta apresentam médias de declividade acentuada (média de 30%), fator que corrobora para

aumento dos processos erosivos e consequente dissecação dos vales fluviais dos canais principais e de seus afluentes. É comum a ocorrência de feições erosivas no perfil das vertentes, como setores de ravinamentos e voçorocamentos que tem sua gênese ligada a integração de características locais, como a própria declividade, manto de intemperismo espesso, substrato impermeável e alto índice pluviométrico ao longo do ano, com médias que alcançam o patamar de 1.600 mm, segundo estudos da Comitê de Bacias Hidrográficas do Alto Paranapanema (CBH-ALPHA, 2007).

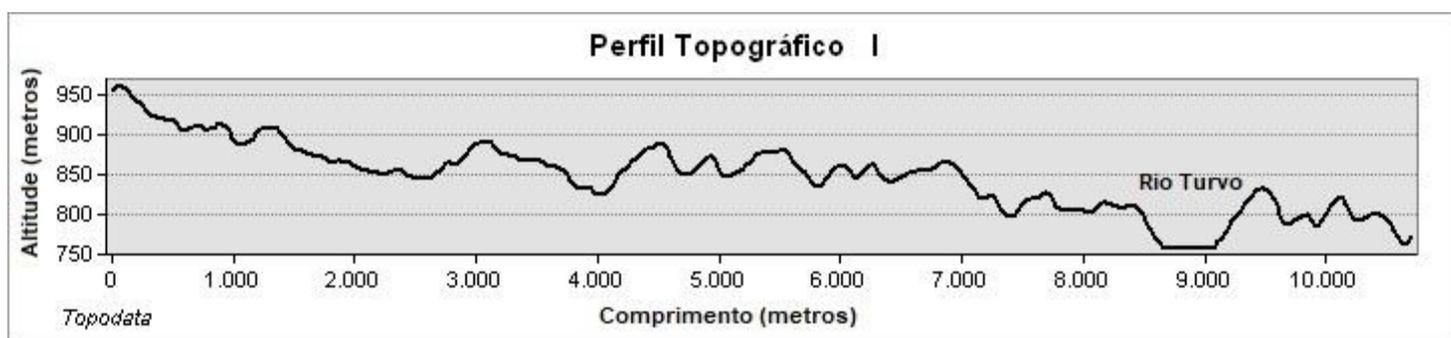


Figura 19: Perfil Topográfico da Unidade I. **Fonte:** ArcGis 10.4.

Os setores de planície e de terraços do Rio Turvo e Pinhal são mais restritos, uma vez que a área conta com uma gama de litologias mais resistentes aos processos erosivos. A influência do controle estrutural determina a ocorrência de vales com geometria mais confirmada. Apesar da integração entre as tipologias de rochas e médias pluviométricas gerarem um contexto mais intenso de intemperismo químico, o recuo das encostas forma níveis deposicionais isolados, quase imperceptíveis na configuração da paisagem. Dificilmente os setores de terraço apresentam dois ou três níveis estruturais, fator que condiz com a intensidade de erosão do fluxo do rio e encaixe no substrato rochoso.

A partir desse pressuposto, destaca-se que esta unidade engloba todos os setores da alta bacia do rio Itapetininga e no âmbito regional demonstra certo desequilíbrio na evolução do relevo por conta da assimetria das encostas. Os vales em garganta apresentam largura estreita e entalhes profundos, com vertentes verticais com alta amplitude altimétrica e grau de declividade acentuado. Os setores de maior fragilidade erosiva sofrem influência do poder

erosivo do canal hidrológico, que tende a entalhar sem que haja alargamento horizontal e formação de planícies e terraços extensos. Outro fator que justifica o desequilíbrio é a dinâmica de erosão das encostas, pois a atuação dos processos de erosão lateral remove todo material do nível mais baixo e ocasiona o desmoronamento de materiais até o rio. A carga sedimentar grosseira acaba dificultando a evolução do entalhamento no sentido vertical, resultando em uma situação de equilíbrio precário.

Pelas próprias características geotectônicas mencionadas, é comum na área a influência desses condicionantes sobre o relevo e perfil do canal fluvial. As anomalias de drenagem presente, podem ser relacionadas a eventos de cunho neotectônico ou até mesmo de heranças que o canal hidrológico pode apresentar adaptando-se às estruturas mais antigas, desenvolvidas em eventos pretéritos como aqueles associados à evolução do Arco de Ponta Grossa, no Mesozóico.

A unidade II corresponde a uma área de transição entre as morfoestruturas do Planalto Atlântico e Bacia Sedimentar do Paraná. As formas do relevo vão se alternar entre topos de cristas aguçadas para formas de topos convexizadas, o que demonstra a ação mais intensa dos processos de intemperismo. Os interflúvios são mais alongados e as vertentes apresentam um formato côncavo-convexo, com predominância de vales um pouco mais amplos em relação aos encontrados na unidade I. As formas de relevo apresentadas neste setor (figura 20) podem ser relacionadas em decorrência da fragilidade das litologias presentes, que também vão se alternar entre rochas cristalinas e sedimentares. O escoamento pluvial promove a retirada de material depositado das encostas e propicia o rebaixamento e ampliação das vertentes, o que pode ser verificado pelas médias de declividade.

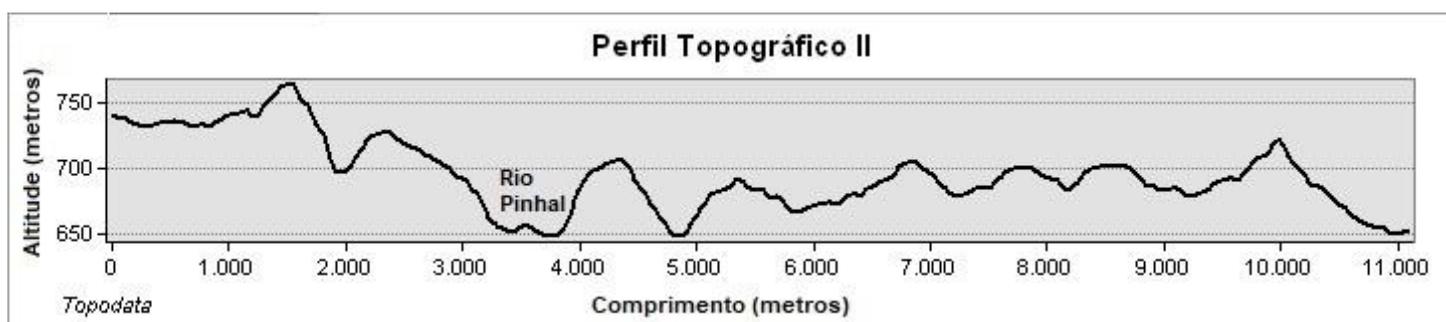


Figura 20: Perfil Topográfico da Unidade II. **Fonte:** ArcGis 10.4.

Essa transição nas formas do relevo associada à intensidade dos processos atuais que o clima quente e úmido acarreta em processos de erosão e transporte tanto em superfície quanto subsuperfície, definindo a geometria do perfil topográfico e resultando na configuração da paisagem presente na unidade. A profundidade dos mantos de alteração também pode demonstrar que a área sofre influência direta do clima úmido, pois segundo Ferreira (1979) em ambientes úmidos, os perfis de alteração tendem a apresentar dezenas de metros de profundidade e os minerais primários encontram-se completamente destruídos, com exceção dos grãos de quartzo. É interessante complementar que há litologias sedimentares e cristalinas nesta unidade de relevo, fator que causa variância no tamanho do pacote do manto de intemperismo.

Nesse setor, as médias altimétricas variam de 800 metros a 650 metros e as médias de declividade também oscilam entre 6% a 18%, valor bem menor se comparado à unidade I. É interessante ressaltar que a evolução do relevo desta unidade está estritamente ligada aos processos neogênicos de escavação da Depressão Periférica Paulista. Os canais hídricos da bacia hidrográfica do Rio Itapetininga seguem um sentido SE-NW, herdando características que remetem a evolução do relevo regional, pois com o desenvolvimento do Planalto Atlântico, os rios paulistas tendem a escoar no sentido das áreas interioranas e conseqüentemente vão agir como agentes modeladores. Justamente nesta unidade é que vai ocorrer o encontro dos Rios Turvo e Pinhal e através de sua confluência, formando o canal hídrico do rio Itapetininga (figura 21).



Figura 21: Visão panorâmica da alta bacia do rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Os vales fluviais apresentam formas mais desenvolvidas, com sub-bacias mais amplas e os setores de planícies e terraços apresentam amplitudes maiores do que na unidade I, ou seja, já começam a ficar mais perceptíveis na paisagem. Os níveis de terraços dispostos demonstram uma ação mais intensa do intemperismo químico nas rochas sedimentares do Subgrupo Itararé e rochas cristalinas do grupo Pilar do Sul. A expansão das curvas meândricas dos canais de drenagem presentes e o escoamento superficial favorecem a erosão acentuada das encostas, entalhamento e deposição. Essa sucessão de eventos de entalhamento e deposição corroboram para formação de vários degraus ao longo do vale, com sedimentos correlativos que podem demonstrar tais fases de transição climática holocênicas.

A unidade III apresenta colinas suavizadas, demarcadas pelo forte entalhamento dos canais de primeira e segunda ordem. Essa configuração do relevo demonstra uma superfície originada de processos remanescentes que envolvem dois níveis de base regionais: o rio Itapetininga e o rio Sarapuí, afluente da bacia do rio Sorocaba. Os interflúvios alongados vão apresentar uma média altimétrica que varia entre 750 metros e 600 metros com predominância de encostas convexas (Figura 22). As médias de declividade permanecem na variável de 6% a 18%, a depender da área em análise. Os

vales em calha demonstram um alargamento do fundo de vale, com o desenvolvimento de extensas planícies de inundação e disposição de vários níveis de terraço. O contato das planícies com as vertentes fica mais nítido na configuração da paisagem e a simetria do relevo indica uma relação de equilíbrio entre entalhamento e alargamento.

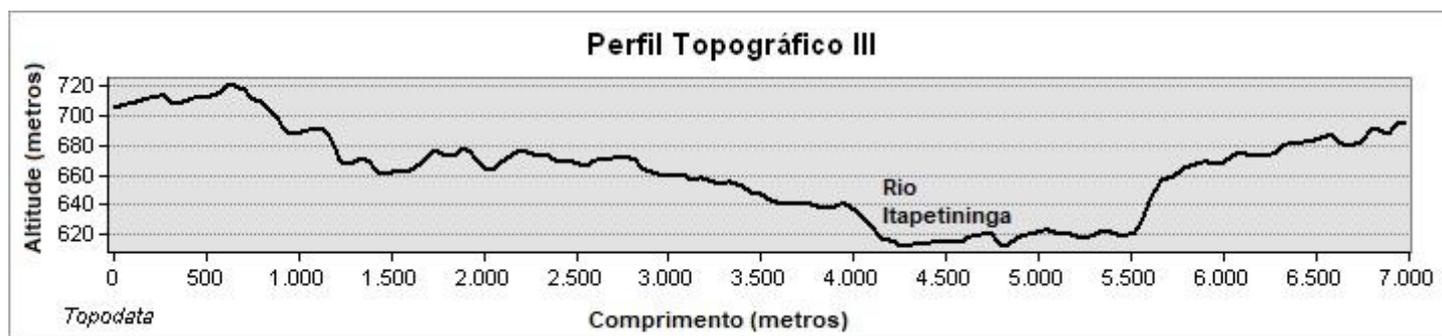


Figura 22: Perfil Topográfico da Unidade III. **Fonte:** ArcGis 10.4.

É justamente nesta unidade onde se encontra o maior setor de planície do Rio Itapetininga (figura 23) e os setores de terraços mais desenvolvidos que auxiliam no levantamento da história evolutiva da área de estudo, ou seja, o resgate ambiental de um passado geomorfológico marcado pelas fortes pulsações climáticas do Quaternário e ajustes do nível de base regional.

Os inúmeros terraços dessa unidade apresentam distintos patamares superiores e inferiores dispostos ao longo do vale fluvial (3 níveis), setores estes demarcados por escarpas de suave inclinação em sentido ao fluxo do canal. Há muitas áreas de meandros abandonados que demonstram a dinâmica do canal fluvial e os paleocanais, ou seja, área que sofreu intenso processo de remobilização de materiais, principalmente nos períodos sazonais de chuva, quando a ação de erosão do rio aumenta.



Figura 23: Extensa planície do rio Itapetininga, localizada na média bacia na região do município de Sarapuí. **Fonte:** O autor.

Destaca-se também a grande presença de material sedimentar arenoso que pode demonstrar possíveis características de transição climática entre um período de fase mais seca onde o vale se desenvolveu no sentido vertical, para uma fase mais úmida que provocou entalhamento do canal de drenagem e aprofundamento do talvegue. A fase úmida pode significar um novo retrabalho do material de deposição e conseqüentemente pode induzir a formação dos níveis de terraço que foram citados anteriormente.

Há também neste setor a presença de inúmeros pontos de extração de areia efetuada por corporações privadas do ramo da construção civil. Denota-se que essa ação antrópica está alterando drasticamente a ordem natural do escoamento subsuperficial e superficial da água, pois as cavas de extração profundas estão causando um possível rebaixamento do lençol freático. Com o rebaixamento, o escoamento hidrológico tende a procurar o nível mais baixo por conta da força da gravidade, formando vários pontos de espelhos d'água em toda a planície do Rio Itapetininga. Toda essa ação antrópica está ocasionando o ressecamento de grande parte dos poços artesianos dos moradores da região, outro fator que justifica a alteração do sistema hidrológico

da área em si.

Outro fator que chama a atenção nesta unidade, em específico nesta planície, é o padrão de inflexão do canal principal do Rio Itapetininga, como pode ser observado no mapa de unidades de relevo. Essa inflexão do canal em forma de cotovelo pode se relacionar ao próprio controle lito-estrutural do embasamento geológico da área como indicar também algum processo de cunho tectônico, como um rebaixamento ou soerguimento de bloco, porém tais elementos só podem ser justificados mediante uma análise mais detalhada do próprio modelado do relevo.

Estudos desenvolvidos por Ribeiro e Arruda (2017) demonstram que a rede de drenagem regional tem uma tendência em seguir a mesma orientação do alinhamento alto-estrutural do Paranapanema, estrutura que influenciou o padrão do modelado do relevo em eventos tectônicos do Cenozóico e que de certa forma influencia no padrão da drenagem, afinal a drenagem tende a herdar tais características. Diversas pesquisas científicas demonstram que a orientação dos canais fluviais tende a seguir trends de lineamentos e que essas estruturas são usadas para identificar fraturas existentes no substrato rochoso. Etchebehere (e.al. 2006) afirma que os canais fluviais reagem a qualquer deformidade ou alteração do relevo, sendo que o nível de base também sofre modificações, ou por cunho tectônico ou pelas pulsações climáticas do Quaternário. Outra possibilidade é que a estrutura sedimentar das vertentes pode influir no ponto de inflexão do canal, principalmente se a litologia presente for mais resistente do que as do entorno da área.

A unidade IV é configurada por apresentar um padrão de relevo característico da província geomorfológica da Depressão Periférica Paulista. É uma unidade que apresenta interflúvios de topos mais suavizados, com altitudes que variam entre os 750 metros a 610 metros (figura 24). As médias de declividade se alternam entre 6% a 18% a depender da área em análise e as vertentes apresentam formas côncavas-retilíneas, demonstrando certo equilíbrio ambiental. Há uma certa alternância entre os padrões dos relevos, mesclando formas de morros e setores de colinas. Esses patamares de relevo favoreceram a ocupação humana na região e expansão da mancha urbana, principalmente nos municípios de Sarapuí e Itapetininga e até mesmo nos bairros rurais. As áreas agrícolas são extensas, muito por conta da qualidade

do solo para plantio. As superfícies mencionadas são sustentadas por litologias da formação Teresina (argilitos, folhelhos e siltitos) e litologias do grupo Tatuí (lamitos, arenitos finos e conglomerados) marcando respectivamente ambientes deposicionais de ambiente marinho de águas rasas e leques deltaicos e depósitos litorâneos.

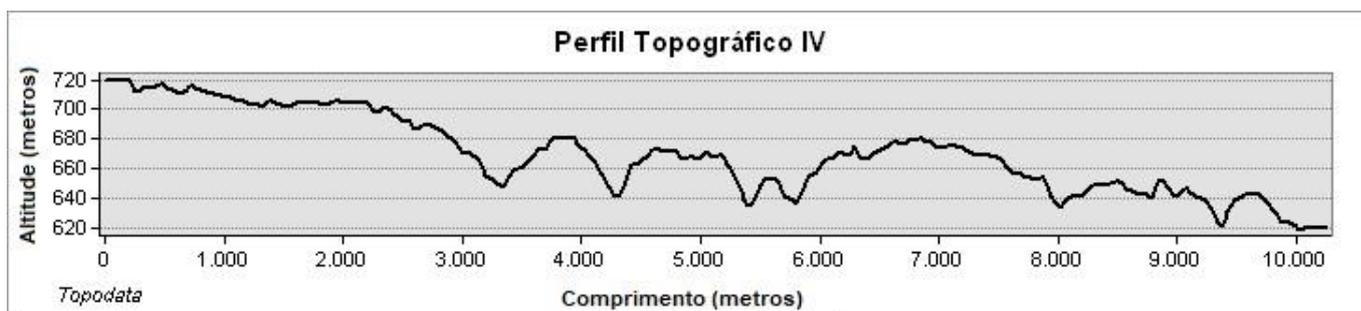


Figura 24: Perfil Topográfico da Unidade IV. **Fonte:** ArcGis 10.4.

Hipoteticamente, essa mudança dos padrões de relevo da área pode demonstrar rupturas ocasionadas por eventos de cunho neotectônico ou até mesmo de ordem climática associadas as transições de clima semiárido para um clima mais úmido. Como citado anteriormente, os interflúvios dessa unidade apresentam níveis altimétricos menores que aqueles encontrados nos setores de alta bacia, apresentando que o padrão de relevo segue certa homogeneidade em suas formas. As referidas litologias sedimentares apresentadas influenciam na forma angular do terreno e é comum encontrar processos de ruptura em meio à paisagem por conta das diferentes zonas de resistência que se encontram em meio as camadas sedimentares. As baixas encostas apresentam grandes setores de depósitos correlativos, fator que justifica o padrão suavizado do relevo.

Nessa área também se apresentam grandes setores de planícies e terraços do rio Itapetininga, principalmente em sua área de foz (figura 25), onde o mesmo se encontra com outro curso e importante nível de base regional: o rio Paranapanema. Foi escolhido também outro setor chave de terraço nesta área para análise e futura geocronologia de eventos, a fim de reconstituir o cenário ambiental da baixa bacia e verificar quais foram os eventos naturais registrados ao longo do Quaternário. Os terraços da baixa bacia também vão apresentar níveis superiores e inferiores, apresentando de 3 a 4 patamares de

degraus, a depender da área em análise. Essa escolha de perfis de depósitos correlativos auxilia em uma análise geomorfológica mais complexa sobre fenômenos climáticos que ocorreram ao longo do período Pleistocênicos-Holocênicos, onde justamente as pulsações climáticas demonstram atuar massivamente sobre os terrenos da Depressão Periférica Paulista. Alguns setores de terraços foram identificados e correspondidos a unidade VI, porém ambas unidades serão priorizadas em uma análise geomorfológica mais complexa que permita uma compreensão mais detalhada do quadro ambiental e evolutivo da área de estudos.



Figura 25: Visão panorâmica das áreas planas da baixa bacia do rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Esses setores de planície e terraços bem desenvolvidos podem ter sua gênese ligada a uma fase mais úmida holocênica, que influenciou o rearranjo da rede de drenagem e que ocasionou a dissecação das áreas de várzea e

retrabalho do material detrítico. Os processos de denudação regional permitem um processo de nivelamento das rochas pré-existentes e fornece materiais detríticos para a formação desses patamares de depósitos correlativos. Não há como garantir se esses setores de terraços da baixa bacia estão associados a um período de clima mais úmido holocênico, ou um período mais seco pleistocênico, porém, grande parte das pesquisas desenvolvidas por Souza e Perez Filho (2016), Storani e Perez Filho (2015) com datações por LOE em áreas de terraços localizadas na Depressão Periférica Paulista apontam que grande parte dos níveis de terraceamento datam do Holoceno Médio e Superior, ou seja, períodos que se intercalam entre fases úmidas e secas.

A unidade V também fica localizada na área da baixa bacia hidrográfica e é representada por um setor mais restrito, onde prevalece relevo mais ondulado. Segundo IPT (1981), essa área corresponde a formas de relevo em morrotes alongados e espigões, formados por rochas extrusivas (basalto e diabásio) e arenitos, fator que corrobora com a erosão linear. Mesmo sendo pequena, esta unidade corresponde a uma importante morfoestrutura regional, onde sua dinâmica é marcada pelo recuo dos patamares dos relevos cuestiformes que hoje estão localizados a noroeste da área de estudo. Outros patamares estruturais estão ligados aos setores de morros da Serra de Angatuba, com registros altimétricos que podem atingir os 850 metros (figura 26). As médias de declividade se alternam entre 8% e 30%, onde as maiores taxas estão relacionadas as escarpas da serra.

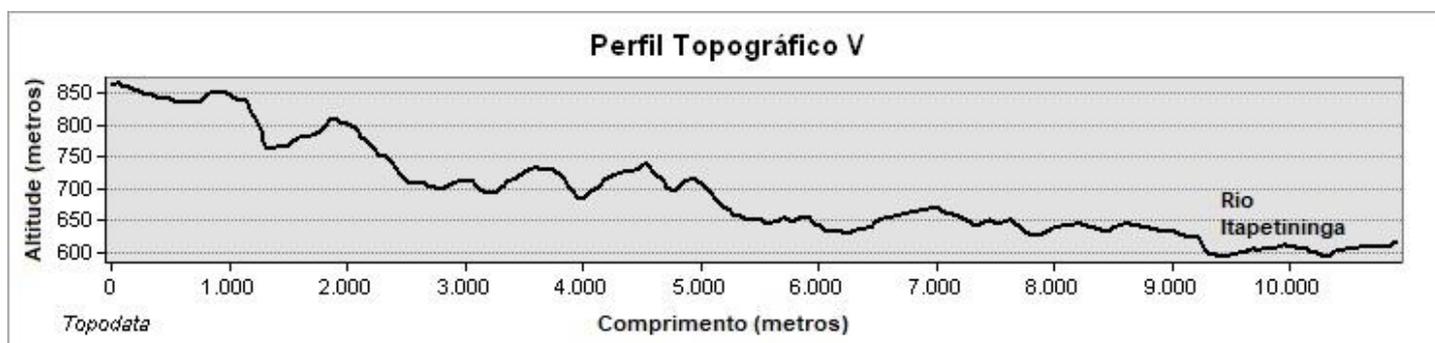


Figura 26: Perfil Topográfico da Unidade V. **Fonte:** ArcGis 10.4.

Os vales dessa unidade apresentam características parecidas com os vales da unidade I, com desenvolvimento mais restrito por conta da litologia

presente. O front do relevo residual e sua extensa declividade ocasiona uma dinâmica diferenciada quanto a erosão dos canais fluviais das sub-bacias da área. Denota-se um forte entalhamento dos sistemas hídricos que atuam na dissecação e recuo desses patamares de relevo mais íngremes. Esse processo acarreta em um transporte de material de diferentes granulometrias depositados ao longo dos fundos de vale, ao qual pode se observar dispostos tanto no canal principal da bacia quanto em seus afluentes. Grande parte desse material erodido forma as extensas planícies e setores de depósitos correlativos que estão alocadas na unidade VI.

A Serra de Angatuba (figura 27) atua como um setor de interflúvio que divide dos níveis de base regionais importantes: o rio Itapetininga e o rio Guareí, ambos afluentes da margem direita do rio Paranapanema.



Figura 27: Imagem de satélite da planície fluvial do rio Itapetininga e o setor residual da Serra de Angatuba ao fundo. **Fonte:** Google Earth, Landsat, 2020.

Fúlvaro (1967) destaca em seus estudos que a Serra de Angatuba se configura como um relevo colinoso de área circundante. Para o autor, o setor de serra corresponde a um testemunho de erosão de um bloco rebaixado e

basculhado, no sentido NNW. Fulfaro (1967) ainda complementa que o trabalho erosivo dos rios Paranapanema, Guareí e Itapetininga entalhou essa estrutura residual, o que ressaltou essa topografia em virtude da forma de topo, de um “sill” de diabásio. As litologias da formação Serra Geral sustentam essa superfície e conseqüentemente influenciam em uma erosão diferencial do modelado da região, gerando setores escarpados. Percebe-se que o relevo residual da Serra de Angatuba possui uma resistência maior quanto aos processos de intemperismo químico e físico atuantes na região, pois as rochas basálticas possuem um grau de dureza maior do que os arenitos da formação Irati, Teresina e Piramboia, formações presentes na mesma unidade.

Os setores de cicatrizes e ravinamentos presentes na encosta podem estar associados a fragilidade das rochas sedimentares presentes. Almeida (1949) descreve que os relevos cuestiformes se elevam em centenas de metros a nível do mar no interior da Bacia Sedimentar do Paraná e são intensamente esculpidos pela erosão normal, realizada através da rede de drenagem e do clima úmido que favorece intemperismo de caráter diferencial.

Penteado (1968) identifica que os morros testemunhos alocados em setores à frente das escarpas basálticas são capeados por sedimentos modernos, indicando possíveis falhamentos e adernamentos conjuntos. De fato, esse relevo de superfície mais acidentada e localmente escarpado está suscetível a processos de movimentos de massa do tipo de escorregamento de solo, queda de blocos, rastejo e depósitos correlativos. O processo de evolução das vertentes ocorre de maneira natural, mas pode sofrer influência de ações antrópicas, uma vez que a área está sujeita a práticas agrícolas e de pecuária e é comum encontrar setores de solos expostos (SILVA, et. al. 2005).

A unidade VI é restrita aos setores de planície e terraços do rio Itapetininga, ou seja, principal setor na configuração e estruturação das análises do estudo. De maneira geral, este setor apresenta algumas áreas que ultrapassam os 2km de largura e possuem média de declividade inferior aos 5%. Os interflúvios são alongados e amplos e os setores de topos são levemente convexizados a tabulares, com predomínio de vertentes retilíneas. As médias altimétricas variam de 650 metros até 590 metros (figura 28), a depender da área analisada.

Houve a escolha de dois pontos-chave de baixos terraços nesta unidade, onde foram coletadas as amostras para análise laboratorial e posteriormente elaborado um modelo sobre evolução da área e da paisagem como um todo. Os pontos foram escolhidos através dos trabalhos de campo e análise das cartas topográficas que envolviam a bacia hidrográfica em questão.

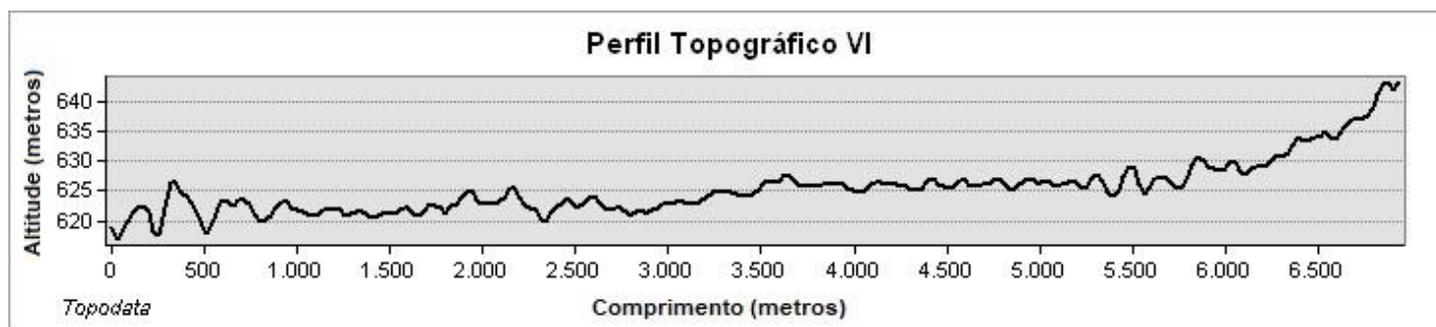


Figura 28: Perfil Topográfico da Unidade VI. **Fonte:** ArcGis 10.4.

Trata-se de uma área de intenso processo de acumulação de sedimentos, reflexo dos índices pluviométricos sazonais que atingem a área e mudam o fluxo de energia do rio. Nos períodos de chuvas e inundação, o nível da água atinge toda área do nível de base, depositando sedimentos de diferentes granulometrias por toda extensão da planície. A dissecação promovida pelo canal hídrico tanto na perspectiva regional quanto local permitem uma acumulação de material nas áreas de várzea, formando as extensas planícies que o setor apresenta.

É necessário ressaltar que o rio Itapetininga foi um agente primário na evolução da paisagem como um todo ao longo do Quaternário. Também é a unidade que vai apresentar grande índice de meandros abandonados, remetendo ao constante movimento do canal fluvial. A imagem de satélite (figura 29) demonstra a foz do rio Itapetininga e permite uma percepção mais ampla do papel de dissecação do rio nesta unidade. Essa movimentação do rio influencia tanto o relevo adjacente bem como diretamente a configuração da própria planície e dos patamares de terraços.

Os terraços dessa área apresentam um material sedimentar mais erodido, retrabalhado pela dinâmica fluvial. Possivelmente esses terraços foram preenchidos por material que o próprio curso hídrico transportou de setores a montante, processos erosivos relacionados a dissecação do relevo

regional. As oscilações climáticas do Quaternário também expressam tamanha influência no contexto de intemperismo da área, já que as alterações entre períodos secos e úmidos resultam na esculturação dos ambientes deposicionais, bem como na remobilização do material das encostas.



Figura 29: Imagem de satélite da planície fluvial na confluência dos rios Itapetininga e Paranapanema.
Fonte: Google Earth, 2020.

Segundo Penteadó (1968), na alternância de climas secos e úmidos, os pedimentos são reentalhados, separando baixos pedimentos dos baixos terraços. A fase úmida atual escavou ainda mais os assoalhos das várzeas, desenvolvendo formas convexizadas nas vertentes. Com o remodelado do relevo da área de estudo, muito do material de recobrimento foi levado para o fundo do vale do rio Itapetininga, formando então essas áreas de terraços extensos, como se configura a unidade VI. Sendo assim, destaca-se que esta unidade de relevo é primordial para o desenvolvimento dos estudos dos

ambientes deposicionais e entendimento dos processos geomorfológicos que permeiam a evolução do relevo e rede de drenagem da bacia hidrográfica em questão.

Cada unidade de relevo apresenta diversidade em seus padrões de litologias, formas do relevo e comportamento da rede de drenagem. Os processos de evolução da vertente interligam-se com as estruturas litológicas que a sustentam quanto à dinâmica climática que ocorre agora e no passado. As oscilações climáticas do Quaternário imprimem registros topográficos no perfil da paisagem da bacia hidrográfica, levando em conta os processos hidrológicos e geomorfológicos. As pulsações climáticas e suas temporalidades demarcam o perfil do relevo com rupturas topográficas e alteram a dinâmica dos processos deposicionais das encostas e do canal fluvial.

Conclui-se que a elaboração do esquema de unidades de relevo permitiu uma visão sistêmica de como os elementos interagem entre si e como esses processos resultam na formação da paisagem atual. Entender a dinâmica geomorfológica regional foi um passo importante na construção de um quadro evolutivo ambiental da área de estudo. Cada hipótese levantada significa um avanço quanto aos objetivos que foram propostos no projeto da pesquisa.

5.2 Análises Morfométricas e Influências Morfoestruturais

De modo geral, as evidências de controle litoestrutural da rede drenagem da bacia hidrográfica foram identificadas através da aplicação de técnicas morfométricas e também de análise dos mapas temáticos elaborados e discussões em campo. A partir desse pressuposto, denota-se que a área de estudo possui evidências de um controle maior nos setores da alta bacia, onde se localiza a morfoestrutura da Serra de Paranapiacaba. A dinâmica geomorfológica de soerguimento e rebaixamento de blocos e a litologia cristalina presente demonstram que o arranjo da rede de drenagem está estritamente relacionada a pequenas estruturas de falhas que foram originadas em episódios pretéritos condicionados pela tectônica regional. Já na média e baixa bacia, onde há uma relação de predomínio de litologias sedimentares, as evidências tectônicas são menos expressivas se comparada a estrutura

cristalina da alta bacia. Seguindo os princípios da estratigrafia, houve um período de estabilidade que permitiu a acumulação de materiais nas morfoestruturas das bacias sedimentares, o que justifica evidências menos marcantes nas áreas mais erodidas da bacia em questão.

No entanto, mesmo que as estas unidades sedimentares da bacia não possuam marcas tão expressivas de controle litoestrutural quando se comparada ao cinturão orogênico, é inegável que há influências das estruturas pré-existentes bem como possíveis reativações que podem controlar o padrão do relevo e da rede de drenagem. É fato que o arranjo da rede de drenagem herda padrões relacionados a dinâmica da tectônica regional e responde a qualquer pulso climático pretérito ou atual. Sendo assim, o trabalho buscou interpretar e discutir através dos dados obtidos, padrões de controle litoestrutural que foram identificados e previamente elencados a metodologia proposta e a suposta relação entre a análise morfoestrutural e dinâmica climática que impera no período do Quaternário.

Neste sentido, os lineamentos regionais (figura 30) cartografados demonstram que há algumas orientações preferenciais tanto pela ordem do relevo quanto ao padrão da rede de drenagem. As orientações marcam forte orientação dos lineamentos no sentido SW-NE e E-NW, correspondendo a processos que estão ligados a gênese do Cinturão Orogrênico e da Bacia Sedimentar do Paraná. Supõe-se que essas estruturas seguem este sentido mediante a possíveis eventos de cunho tectônico mais antigos como também processos mais recentes ligados ao sistema de falhas pré-existentes na costa leste e interior do estado de São Paulo. Penteado (1968), Fúlfaro (1974) e outros autores apontam que esses sistemas de falhas podem ter sido reativos durante o período do Quaternário e essa reativação acaba causando alterações significativas na evolução da paisagem.

Considerando os sistemas de falhamentos regionais, Ribeiro & Arruda (2017) em estudos sobre uma sub-bacia do rio Itapetininga consideram que o principal aspecto tectônico que influencia a região da bacia hidrográfica é o Alinhamento Estrutural do Paranapanema, que é uma estrutura tectônica de idade Cambro-Ordoviciano e movimentação transcorrente. O alinhamento atuou de forma mais incisiva na evolução tectônica da Bacia do Paraná entre o Permo-Carbonífero e Eo-Cretáceo, colaborando na metamorfose da paisagem.

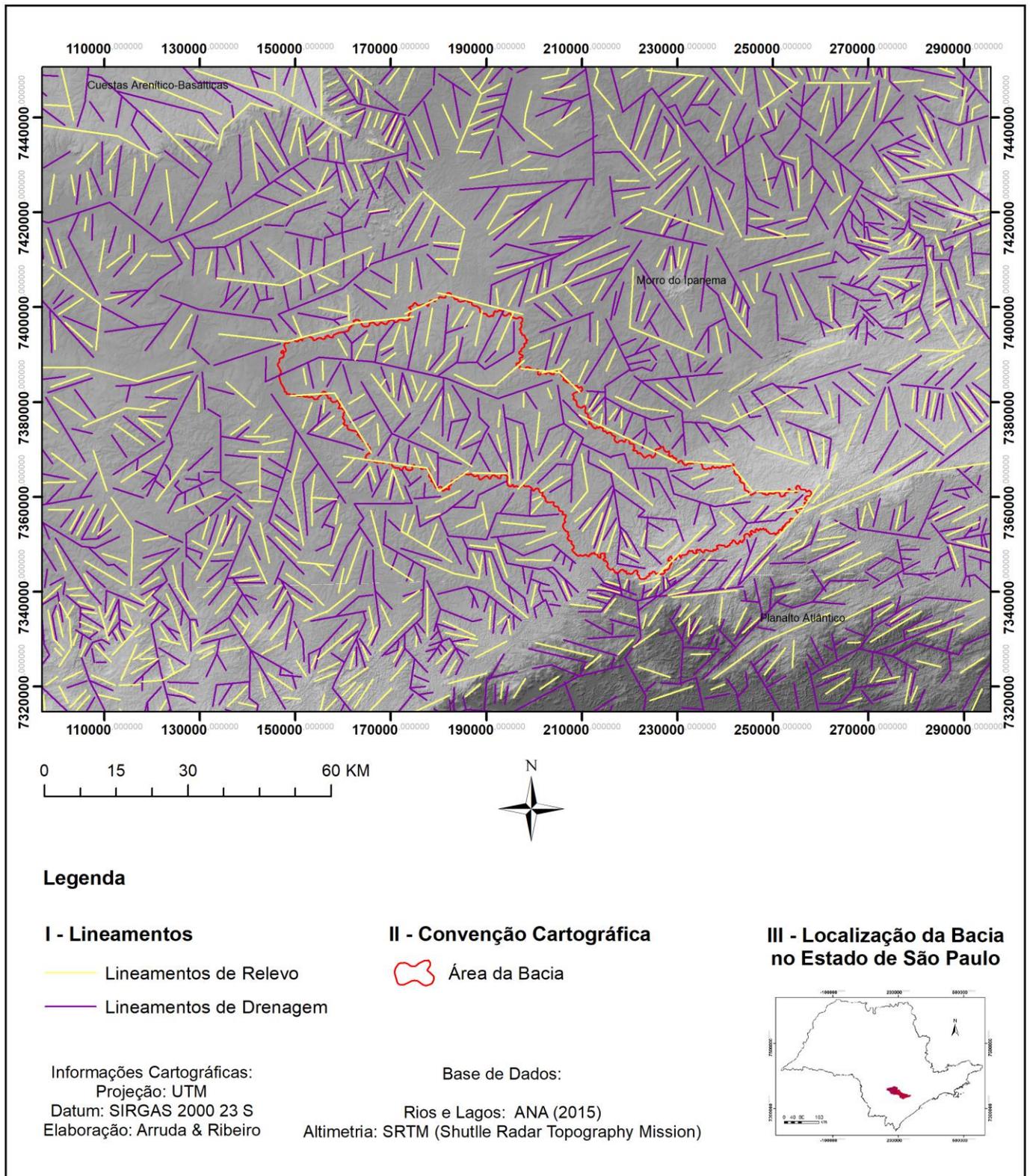


Figura 30: Lineamentos Regionais na Bacia do Rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Fulfáro (1974) descreve em seus estudos que o Alinhamento Estrutural do Paranapanema de ESW para WNW (figura 31) influenciou de forma significativa a evolução do relevo regional do interior paulista, desde o período Carbonífero até o Mesozóico. O lineamento do alinhamento se inicia no Arco de Ponta Grossa e segue sentido interior, acompanhando tanto o traçado do rio Paranapanema quanto o rio Itapetininga e outros canais hídricos regionais importantes.



Figura 31: Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná. **Fonte:** Salvati, 2005.

Mais a leste, o alinhamento continua seu segmento e chega até a linha da costa, nas proximidades de Bertioga e São Sebastião. O autor afirma que o alinhamento subdivide grandes compartimentos morfoesculturais regionais, sendo que ao norte se encontra a província da Depressão Periférica Paulista e ao sul os Planaltos Paranaenses.

Segundo Sanford (et.al. 1960) denota-se intensa atividade tectônica na região do alinhamento durante o processo de sedimentação das rochas do grupo Itararé. Os registros estratigráficos demonstram que houve subsidência em alguns setores e soerguimento em outras áreas. A reativação Wealdeniana desencadeou os episódios de derramamento basáltico na região da bacia sedimentar, alterando a dinâmica de evolução do relevo e da deposição dos sedimentos presentes. Fúlfaro (1974) também destaca que o alinhamento mostra tendências tectônicas divergentes ao longo da compartimentação da Depressão Periférica Paulista, fator que corrobora para um desequilíbrio entre as áreas interioranas e litorâneas do bloco. Esse fenômeno justifica a iniciação dos processos erosivos dos rios, que escoam no sentido do interior e conseqüentemente originam os processos de escavação da Depressão Periférica.

Além do Alinhamento do Paranapanema, o contexto tectônico regional pode ser influenciado por outras estruturas pré-existentes, como as estruturas de diques que se encontram na margem leste da Depressão Periférica. Segundo Pelaez (2013), as estruturas de diques formam cristas alinhadas de relevo na orientação preferencial NW-SE e cortam as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, compondo o limite setentrional do Arco de Ponta Grossa. Verificou-se que as intrusões desses diques estão relacionadas a esforços distensivos de direção no sentido NE-SW, que ocorreram durante a separação do continente Gondwana, considerando que o Arco de Ponta Grossa é um dos braços abortados de uma junção de tríplice formada na época.

Outros autores também destacam a correlação entre o arcabouço morfoestrutural nessa porção do estado paulista e a configuração do relevo regional. Ab'Saber (1965) afirma que a reativação das linhas tectônicas do Eoceno proporcionou o início dos processos de escavação do corredor depressionário Neogêncio.

O mapa de lineamentos regionais (figura 30) demonstra que a área da bacia sofre possível influência dos trends de lineamentos de relevo e de drenagem. Esses trends podem demonstrar que há uma ligação entre suas estruturas e movimentos secundários do alinhamento estrutural do Paranapanema. Sendo assim, entende-se que evolução do relevo e arranjo da rede de drenagem estão estritamente ligados a estes processos de cunho tectônico e que as alterações do nível de base regional também respondem a essas características geomorfológicas. Há uma tendência de que os blocos ao entorno do alinhamento sofram processos de subsidência e soerguimento mediante a sua movimentação, alterando a paisagem regional.

Observando as rosetas de lineamentos de relevo e de drenagem (figura 32 e 33), percebe-se certa perpendicularidade frente ao direcionamento do Alinhamento do Paranapanema. Os alinhamentos a NE demonstram estruturas secundárias geradas pela movimentação secundária do alinhamento principal.

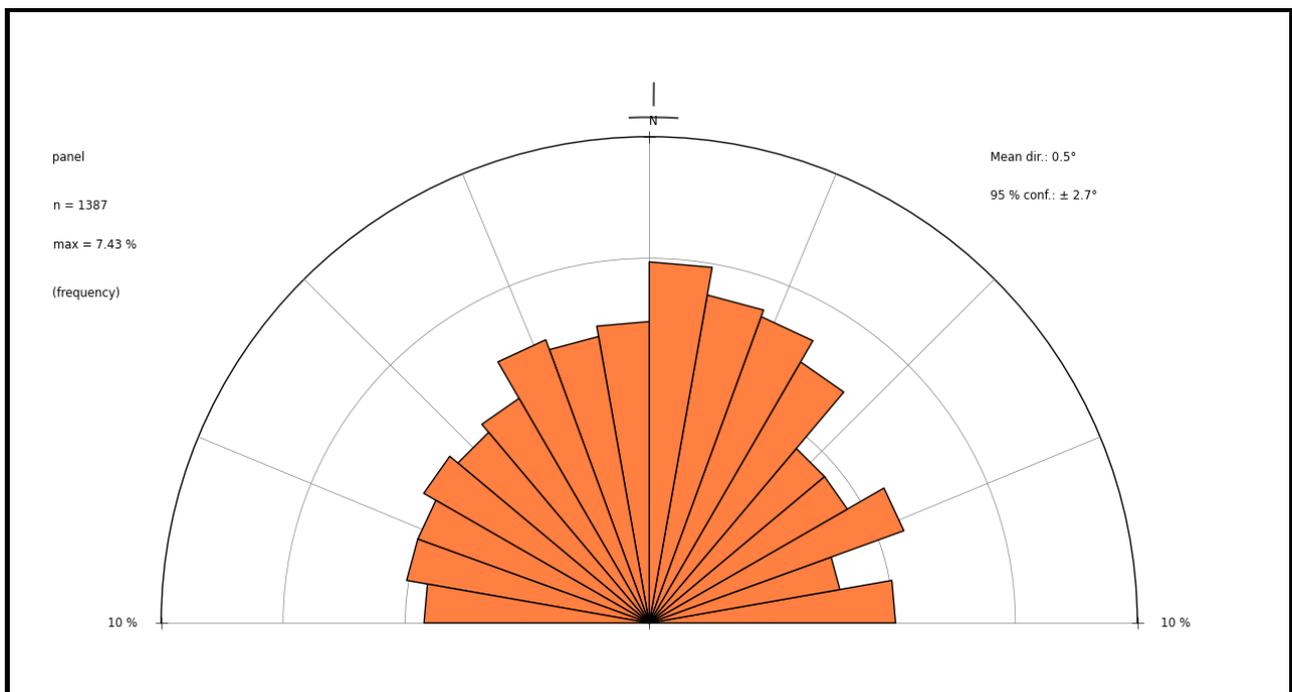


Figura 32: Roseta de lineamentos regionais de drenagem. **Fonte:** O autor.

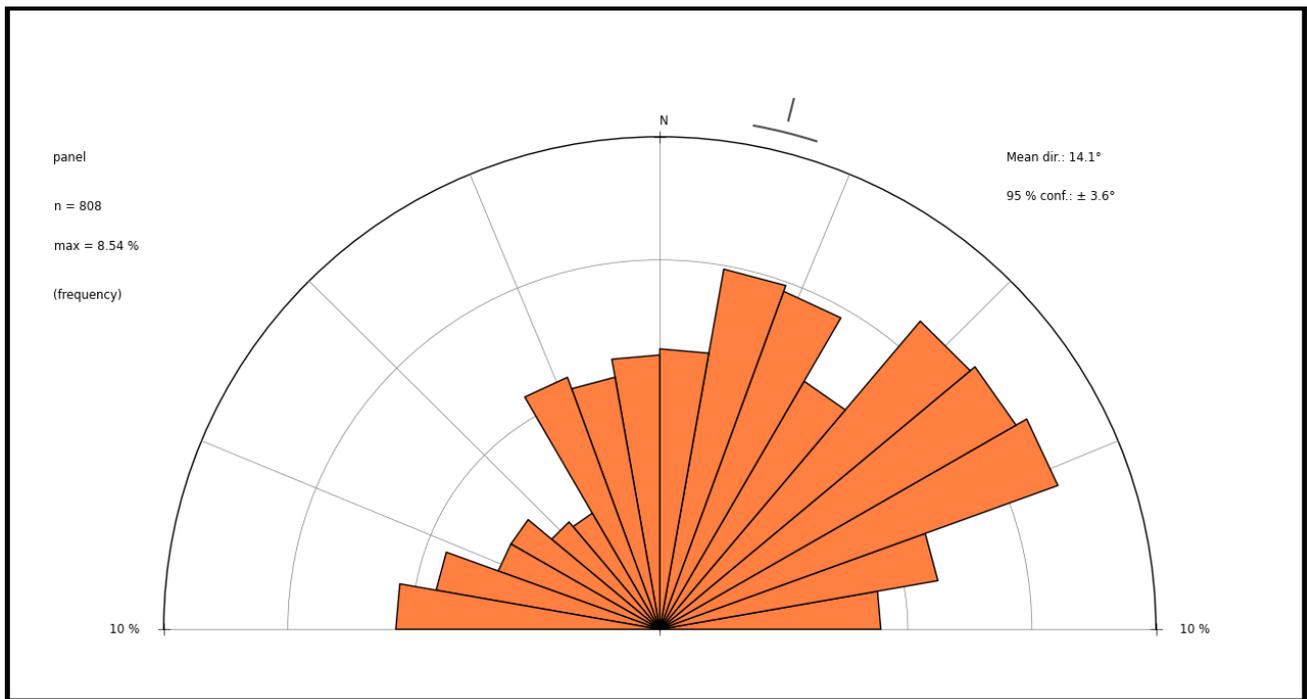


Figura 33: Roseta de lineamentos regionais de relevo. **Fonte:** O autor.

A análise dos lineamentos e das anomalias de drenagem indicam que há padrões de cotovelos de drenagem, canais com desvios abruptos, canais retilíneos e trechos de capturas fluviais. Todas essas anomalias presentes podem justificar mais uma vez que a rede de drenagem herda características da dinâmica da tectônica regional e que os canais de primeira, segunda e terceira ordem estão encaixados nesse sistema de falhas que estão orientados no sentido dos alinhamentos regionais. Alguns indícios de soerguimento do canal fluvial do rio Itapetininga podem ter relação direta com a movimentação secundária do Alinhamento do Paranapanema, uma vez que essa estrutura gerou impacto com sua movimentação no terciário. Essa movimentação influenciou no processo de dissecação do vale fluvial da bacia em questão e explica as anomalias presentes como já foi mencionado anteriormente.

A partir desse pressuposto, é importante ressaltar que o alinhamento não apresenta atividades significativas durante o Quaternário, porém os lineamentos de relevo demonstram uma herança das características mais antigas do alto-estrutural e suas respectivas características. O relevo é resultado do processo de denudação e exumação Neogênico e a tectônica responde a idade mínima Cambro-Ordoviciano, segundo Fulfáro (1974).

O arranjo de drenagem demonstra adaptação frente as deformações geradas no relevo nas últimas fases úmidas do Holoceno Médio-Superior, permanecendo o mesmo padrão até os dias atuais. Já foi constatado anteriormente por Ribeiro & Arruda (2017), que os cotovelos de drenagem e outras inflexões do canal principal da bacia do Ribeirão Faxinal estão estritamente ligados a pulsos tectônicos de movimentação transcorrente, demonstrando que esses canais se adaptam a estrutura litológica. Observando o mapa de lineamentos regionais da bacia do rio Itapetininga, há uma tendência muito parecida aos estudos dos autores, fato que mais uma vez comprova o intenso controle litoestrutural ocasionado pelos trends de lineamentos.

Leinz (1949) também destaca em seus estudos que há a possibilidade da ação de outros alinhamentos, não só do alinhamento do Paranapanema. Para o autor, esses alinhamentos também auxiliam na dinâmica evolutiva do relevo regional e também devem ser considerados na análise dos padrões anômalos de drenagem. Além disso, o autor sugere que há uma nova compartimentação no Brasil Meridional, uma vez que a história evolutiva da tectônica da Bacia Sedimentar do Paraná evidencia esses processos de perturbação da crosta terrestre. De modo geral, os resultados provenientes dos direcionamentos das rosetas de lineamentos mostram que há uma influência considerável dos falhamentos nas anomalias de drenagem e no padrão do relevo.

Desta forma, partindo para um contexto da área de estudos, o setor da alta bacia apresenta uma grande densidade de lineamentos de relevo que seguem os mesmos direcionamentos da maioria dos lineamentos apresentados na morfoestrutura do Cinturão Orogênico, ou seja, estruturas que seguem o sentido SW-NE e que demonstram os processos de soerguimento de blocos da borda oriental do Brasil. Há um intenso controle estrutural neste setor da bacia, que influencia diretamente os dados obtidos através dos índices morfométricos aplicados. Os lineamentos de drenagem apresentam direcionamento oposto, no mesmo sentido de ESW e WNW do alinhamento do Paranapanema, comprovando influência da movimentação secundária dessa estrutura. Sendo assim, denota-se que há um cruzamento entre os direcionamentos das falhas e fraturas, correspondendo a possíveis atividades neotectônicas Quaternárias na

Zona de Cisalhamento das escarpas de Paranapiacaba. Já nos setores de média e baixa bacia, há uma tendência de acompanhamento nas direções tanto dos lineamentos de drenagem, quanto dos lineamentos de relevo, fator este que pode demonstrar uma influência aos movimentos secundários do Alinhamento do Paranapanema na configuração da paisagem atual.

Quanto à análise do mapa de densidade de drenagem (figura 34), percebe-se que a média e baixa bacia apresenta valores altos de densidade, demonstrando correlação entre a litologia presente (maioria sedimentar) e os processos erosivos. É interessante salientar que os dados obtidos nas técnicas morfométricas indicam o controle litoestrutural, e sendo assim, permite uma interpretação de que os setores da média e baixa bacia estão condicionados a interferências litoestruturais.

O controle litoestrutural justifica as anomalias de drenagem presentes nesses setores e conseqüentemente interfere na disposição e espacialização dos depósitos correlativos. É fato que a gênese e posição dos terraços fluviais do rio Itapetininga estão diretamente ligados ao controle dos trends que foram devidamente mapeados. A hipótese mais cabível é de que os aspectos litológicos e estruturais respondem a pulsos tectônicos ocasionados no Quaternário, entre o Pleistoceno Inferior e Holoceno Médio.

Na alta bacia, os principais setores mais significativos de densidade de drenagem no rio Turvo e rio Pinhal refletem o controle estrutural neste setor da bacia hidrográfica. Lembrando que a influência das escarpas da Serra de Paranapiacaba justificam tal acúmulo, uma vez que a imposição do fator topográfico sobre a evolução do relevo e rede de drenagem estão ligados aos aspectos litológicos e de controle estrutural. Cabe salientar que os valores altos de densidade de drenagem estão associados aos principais setores anômalos. Tanto no canal principal do rio Turvo quanto no canal do rio Itapetininga, alguns setores de cotovelos de drenagem e trechos retilíneos correspondem a possíveis movimentações transcorrentes. Como dito anteriormente, a espacialização e orientação da rede de drenagem tende a herdar características de âmbito estrutural, ou seja, é mais um aspecto que confirma que a área da bacia está condicionada aos sistemas de falhamentos.

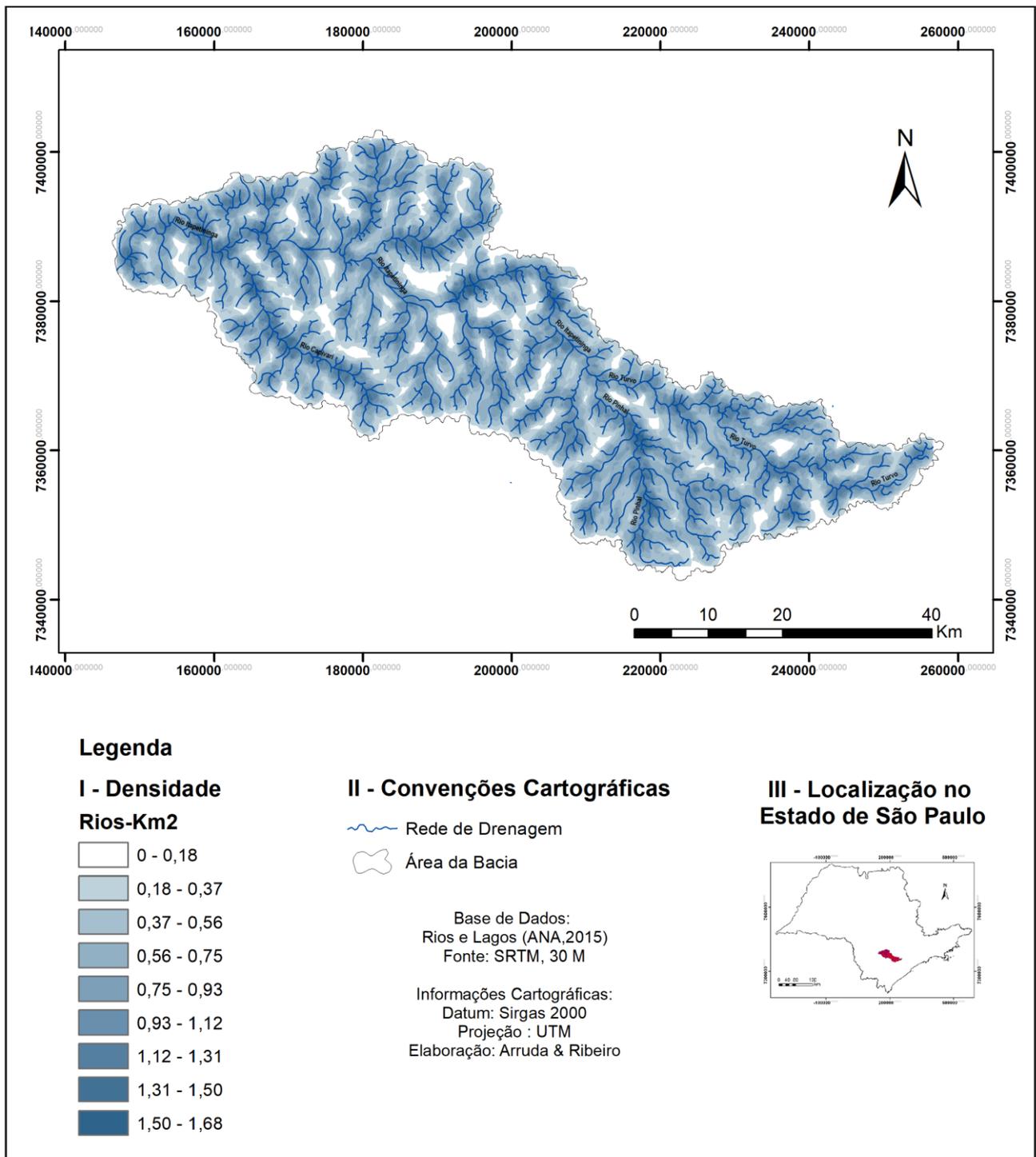


Figura 34: Densidade de drenagem da bacia do rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Os valores obtidos através da aplicação dos índices KSN e SL-INDEX (Tabela 1 e 2) também revelam aspectos de controle litoestrutural na área de estudos. A priori, a aplicação dos índices foi fundamental na análise geomorfológica de setores anômalos de drenagem, pontos de knickpoint e até mesmo do diferencial erosivo entre as litologias presentes.

Altitude	Comprimento (metros)	Comprimento Acumulado (m)	Valor do Pixel	Área Acumulada	Declividade	Concavidade	KSN
980	2.042	2.042	1332	1218863,3	0,48	0,45	262,9
960	1.580	3.622	7731	7074348,2	0,61	0,45	734,5
940	133	3.755	7742	7084413,9	7,07	0,45	8.549,0
920	424	4.179	8168	7474230,5	2,17	0,45	2.688,6
900	4.439	8.618	25998	23789794,9	0,20	0,45	423,0
880	358	8.976	26303	24068888,9	2,46	0,45	5.155,3
860	3.906	12.882	40343	36916366,4	0,22	0,45	559,8
840	5.141	18.023	85565	78297322,8	0,16	0,45	582,7
820	2.341	20.364	91710	83920381,9	0,35	0,45	1.288,7
800	5.709	26.073	138503	126738901,4	0,14	0,45	620,6
780	828	26.901	139414	127572523,4	0,94	0,45	4.184,6
760	1.205	28.106	149567	136863152,9	0,63	0,45	2.891,7
740	9.722	37.828	254419	232809286,2	0,08	0,45	443,2
720	363	38.191	254640	233011515,0	1,98	0,45	11.554,4
700	1.716	39.907	258932	236938963,3	0,41	0,45	2.394,2
680	2.765	42.672	266143	243537478,9	0,25	0,45	1461,4
660	5.656	48.328	365561	334511162,6	0,12	0,45	799,9
640	17.458	65.786	922444	844093912,8	0,04	0,45	381,1
620	26.004	91.790	1232224	1127561974,0	0,02	0,45	282,4
600	51.507	143.297	2661043	2435020660,2	0,01	0,45	195,1
580	20.118	163.415	2802446	2564413242,9	0,03	0,45	494,2

Tabela 1: Valores do índice KSN na bacia do Rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Referente ao índice KSN, foi seguida a proposta de Cyr et. al. (2014), que demonstra que os valores próximos a 0 indicam que há uma tendência mínima de eventos neotectônicos na área analisada. Sendo assim, o primeiro valor significativo foi o de 8.549 e 2.888,6 encontrados nas cotas altimétricas de 940-920 metros, onde há o contato erosivo das rochas metamórficas da unidade terrígena do grupo Votuverava e rochas graníticas do grupo Tapiraí. Essa região da bacia condiz com os setores mais altos de cristas da Serra de Paranapiacaba, cujas compartimentação se associam a lineamentos ordenados no sentido SW-NE.

Esse valor expressivo representado por um primeiro setor de knickpoint no canal fluvial do rio Turvo, demonstra que a área sofre com intenso controle morfoestrutural por parte do basculamento de blocos que sustentam o Cinturão Orogênico. Quanto a formação Votuverava, Fiori (et. al. 1993) indica que esse grupo litológico apresenta várias deformações heterogêneas e falhas de cavalgamento. Já os granitos Tapiraí são rochas que invadem terrenos com alto grau de metamorfismo, ou seja, corpos marcados pelo sin-orogênismo e foliação tectônica. Percebe-se que a área possui certa perturbação quanto a gênese litológica e diferentes respostas quanto aos processos erosivos, fator que pode ser vinculado a essa subsidência do canal do rio Turvo, afinal a rede de drenagem tende a herdar características dos pulsos tectônicos e neotectônicos.

Outra litologia presente nessa região é o granito Turvo, litologias que apresentam características pós-tectônicas e que também invadem áreas de alto grau de metamorfismo. Um setor que também apresenta valor significativo é a cota de 880 (valor de 5.155), área de transição entre o grupo Tapiraí e Turvo. Como são rochas que invadem essas áreas de processos metamórficos, associados ao soerguimento da serra, define-se que este outro setor de subsidência do canal pode associar-se as diferentes fragilidades desses dois tipos litológicos aos processos erosivos ou até mesmo a sistemas complexos de falhas locais. Apesar de serem rochas graníticas, cada uma possui suas características físicas e químicas. Na cota de 820 metros há também um valor menos significativo se comparado aos outros, porém de extrema relevância, já que é neste setor que se apresenta outra transição entre litologias diferentes. Novamente há uma alternância entre as rochas graníticas do Turvo e as unidades metamórficas do Votuverava. Já foi mencionado que áreas de contatos litológicos tendem a apresentar deformidades no canal fluvial por conta das atividades tectônicas.

Nas cotas de 780-760 metros temos outros valores significativos que justificam a subsidência do canal fluvial. É nesta região que temos a transição entre os granitos do grupo Serra da Bateia, outra importante subdivisão dos granitos da região da Serra de Piedade e as unidades de rochas metamórficas do grupo Votuvera. Segundo Hasui (1975), o grupo de granito Serra da Bateia possui uma característica de apresentar material com foliação por fluxo

magmático, demonstrando as diferentes sequências intrusivas durante a orogênese brasileira. Sendo assim, a interpretação mais coerente é que esse outro setor de subsidência (knickpoint) está associado a possíveis fenômenos tectônicos pretéritos ao período Quaternário ou até mesmo mais atual. Lembrando que há uma tendência do canal do rio Turvo acompanhar essas deformações das diferentes litologias cristalinas e metamórficas que envolvem esse outro setor da alta bacia.

O valor mais significativo demonstrado pelo índice KSN (11.554,4) se encontra na cota de 720 metros, região de transição entre a unidade de xistos do Votuverava e os granitos do grupo Pilar do Sul. As rochas do grupo Pilar do Sul também têm a característica de invadir áreas dominadas por rochas metamórficas, de acordo com os estudos de Hasui (1975). É interessante mais uma vez salientar como quase todos os valores referente a anomalias presentes coincidem com áreas de transição litológica. É nítido que os aspectos litológicos da região serrana da bacia hidrográfica em questão interferem diretamente na configuração da rede de drenagem e consequentemente nos níveis erosivos e de deposição.

Outro fator que merece destaque é que os valores dos índices KSN e SL-Index referentes as cotas de 700 a 660 metros demonstram que o canal principal tende a acompanhar um nível de subsidência demonstrado na cota de 720 metros. Esse comportamento da rede de drenagem mostra que é nessas cotas que fica marcado a área de transição litológica de grupos metamórficos/cristalinos para sedimentares, ou seja, a transição de dois compartimentos geomorfológicos marcantes na bacia em questão, sendo o Planalto Atlântico e a Bacia Sedimentar do Paraná. Sendo assim, fica evidenciado que essas anomalias e rupturas de relevo e rede de drenagem estão atrelados a esse controle morfoestrutural e litoestrutural presente na alta e média bacia.

Os valores do índice SL-INDEX (tabela 2) foram compatíveis com os apresentados no índice KSN. Este índice foi fundamental para a observação de áreas mais sensíveis do canal e que demonstram certa diferença na erodibilidade das litologias. Essa diferença de processos pode levar a ideia de que essas litologias podem influenciar a dinâmica do sistema de drenagem, controlando o sistema de transporte e sedimentação do canal e também pode

alterar diretamente a configuração dos níveis de base locais e temporários.

Altitude	Comprimento (metros)	Comprimento Acumulado (m)	Distância das Curvas	Valor das Curvas	SL-Index
980	2.042	2.042	1.896	20	21,5
960	1.580	3.622	1.799	20	40,3
940	133	3.755	119	20	631,1
920	424	4.179	423	20	197,6
900	4.439	8.618	3.848	20	44,8
880	358	8.976	375	20	478,7
860	3.906	12.882	3.466	20	74,3
840	5.141	18.023	4.471	20	80,6
820	2.341	20.364	1.858	20	219,2
800	5.709	26.073	4.157	20	125,4
780	828	26.901	755	20	712,6
760	1.205	28.106	1.007	20	558,2
740	9.722	37.828	8.252	20	91,7
720	363	38.191	328	20	2328,7
700	1.716	39.907	1.471	20	542,6
680	2.765	42.672	1.815	20	470,2
660	5.656	48.328	4.188	20	230,8
640	17.458	65.786	13.256	20	99,3
620	26.004	91.790	19.377	20	94,7
600	51.507	143.297	38.274	20	74,9
580	20.118	163.415	12.642	20	258,5

Tabela 2: Valores do índice SL-index na bacia do rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Referente aos setores da média e baixa bacia, não houve valores tão significativos relacionados ao curso do rio Itapetininga quanto os encontrados na alta bacia. Apesar desse pressuposto, é interessante ressaltar que mesmo que não haja valores indicando setores de soerguimento ou subsidência no canal do rio Itapetininga, isso não atesta que a área está livre de controles litoestruturais pré-existentes. Mesmo sendo uma área de domínio de litologias sedimentares, a média e baixa bacia do rio Itapetininga é totalmente influenciada pela orientação de trends de lineamentos como já foi mencionado anteriormente.

O perfil longitudinal do rio Itapetininga (figura 35) também foi importante na análise morfoestrutural da área de estudo. Phillips e Lutz (2008) afirmam que o perfil longitudinal é amplamente utilizado na compreensão da evolução da paisagem, sendo que essa técnica pode revelar possíveis fenômenos de subsidência ou soerguimento da crosta por processos tectônicos, mudanças do nível de base e até mesmo efeitos das mudanças climáticas. Referente aos aspectos hidrológicos, os autores destacam a importância das oscilações e frequência das descargas fluviais no desenvolvimento de knickpoints em perfis longitudinais.

Bishop (et. al 2005) alerta que um perfil longitudinal em equilíbrio apresenta formato concavo, enquanto que os knickpoints podem indicar rupturas de equilíbrio ou manutenção do canal em determinado tipo litológico. O autor ainda destaca que as anomalias presentes no canal são reflexo de fluxos em desequilíbrio, onde o recuo de setores da montante significa um novo ajuste do nível de base no vale. Há também a hipótese de que em alguns casos, o canal fluvial apresenta determinado equilíbrio entre os processos hídricos e os movimentos tectônicos.

Sendo assim, o perfil longitudinal apontou para alguns setores de anomalias positivas e negativas do canal que demonstram rupturas de declive (knickpoints). Identifica-se ao longo do canal principal da bacia algumas áreas de soerguimento e outras de subsidência, como já foi falado anteriormente. Como pode ser verificado no perfil, grande parte do vale do rio Turvo está acima da linha de melhor ajuste, demonstrando que todo setor que vai dos 2.000 a quase 40.000 metros de comprimento está submetido a processos de soerguimento. Esses processos de soerguimento estão associados a dinâmica evolutiva da Serra de Paranapiacaba, cujo os blocos tendem a acompanhar os ajustes de falhas e fragilidades litológicas. Como a área está associada aos domínios de litologias metamórficas e cristalinas, há uma tendência de que os processos erosivos do canal fluvial sejam menos intensos por conta do grau de resistência dessas rochas. A partir desse pressuposto, é correto afirmar que o contato litológico é responsável por essas rupturas do canal, indicando que a rede de drenagem está sobreposta ao fator litológico.

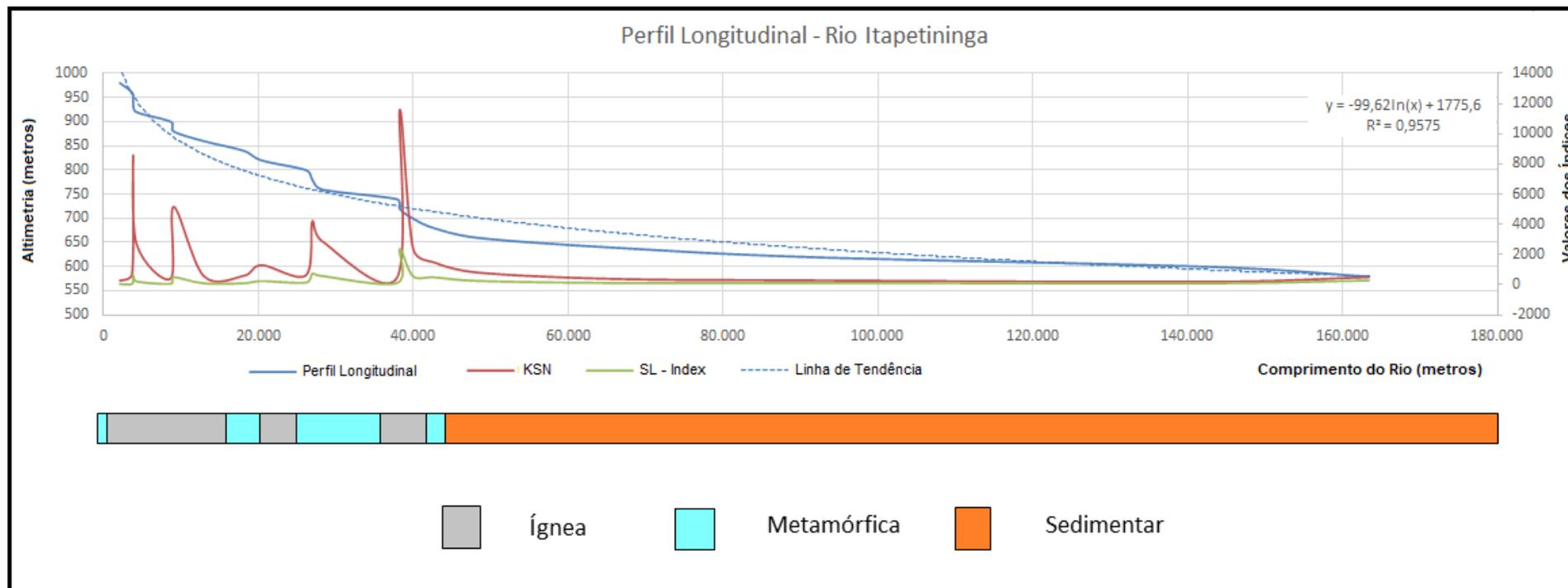


Figura 35: Perfil Longitudinal do rio Itapetininga. **Fonte:** O autor.

Entre a área da alta bacia e média bacia, temos o setor mais interessante do perfil longitudinal. Percebe-se no gráfico que o canal fluvial principal que estava se mantendo acima da linha de melhor ajuste sofre uma significativa subsidência e passa a ocupar o setor abaixo da linha de tendência. Essa configuração está associada a mudança brusca das litologias presentes, uma vez que há a alteração de um grupo de litologias metamórficas para um grupo de litologias sedimentares do sub-grupo Itararé. Outro fator que justifica esse desajuste é que esse trecho pode apresentar aumento do fluxo hídrico e ruptura topográfica, resultando em uma maior abertura dos vales e espacialização do canal.

Na média e baixa bacia não foram observados nenhuma anomalia de soerguimento, porém chama a atenção a configuração do rio Itapetininga, que continua a acompanhar uma área mais rebaixada em relação a linha de tendência. Isso pode significar que houve um grande ajuste do nível de base regional mediante a essa transição de níveis topográficos regionais ou até mesmo a dinâmicas neotectônicas neste setor analisado. Deste modo, percebe-se que essas mudanças alteram o fluxo de vazão e perfil do canal principal (rio Itapetininga) e conseqüentemente vão alterar os níveis de deposição e pontos de erosão. Como citado anteriormente, é nesse setor da bacia que foram encontrados os níveis de terraços mais desenvolvidos e coletas as amostras para análise.

Conclui-se que as técnicas de lineamentos e os índices morfométricos permitiram uma compreensão mais detalhada dos processos morfoestruturais que atuam na bacia hidrográfica. Essas técnicas foram preponderantes no entendimento de que a área como um todo sofre influência direta de estruturas tectônicas originadas em eras geológicas pretéritas, mas que suas ações deixam heranças registradas na evolução do relevo regional e no padrão da o arranjo de drenagem.

5.3 Oscilações Climáticas e Análise dos Terraços e Planícies Fluviais

Reitera-se que as datas obtidas por outros estudos citados neste subcapítulo são utilizadas apenas como referência, para se entender o contexto paleoclimático e hidrológico que se processou em alguns setores do estado de São Paulo, mas não há o objetivo direto de fazer uso dessas datas para explicar a origem dos terraços descritos neste estudo.

5.3.1 Métodos de Escolha das Áreas-Chave

A escolha de áreas chaves de terraços para interpretação e coleta de material sedimentar se aportou na análise de mapas pré-existentes e mapas elaborados em gabinete. Para auxiliar o processo, optou-se pela análise do perfil do relevo através das cartas topográficas da plataforma do IBGE, de escala 1:50.000 de Itapetininga (folha SF-22-Z-D-VI-2), de Sarapuí (folha SF 23-Y-C-IV-1-MI-279-1), do Gramadinho (folha SF.22-Z-D-VI-4-MI-2790-4), de Pilar do Sul (folha SF-23-Y-C-IV-4) e de Aracaçu (folha SF-22-Z-D-VI-1). Além da análise das cartas topográficas, o trabalho de campo também foi um processo primordial na escolha de áreas que contemplassem os objetivos buscados, sendo possível acessar algumas áreas de deposição do rio para identificação dos níveis de terraços.

O mapa de unidades de relevo e de hipsometria também foram utilizados para identificar possíveis áreas inerentes a processos de deposição ao longo do canal hídrico da bacia hidrográfica em questão, sendo que os modelos numéricos do terreno (figura 36 e 37) também auxiliaram na compreensão da geometria regional da bacia e suas influências na formação das principais planícies fluviais. Outra ferramenta importante no processo de escolha foi a plataforma do Google Earth, que auxiliou na visão ampla dos setores de planícies e outros elementos geomorfológicos de escala de relativo detalhe antes da atividade de campo.

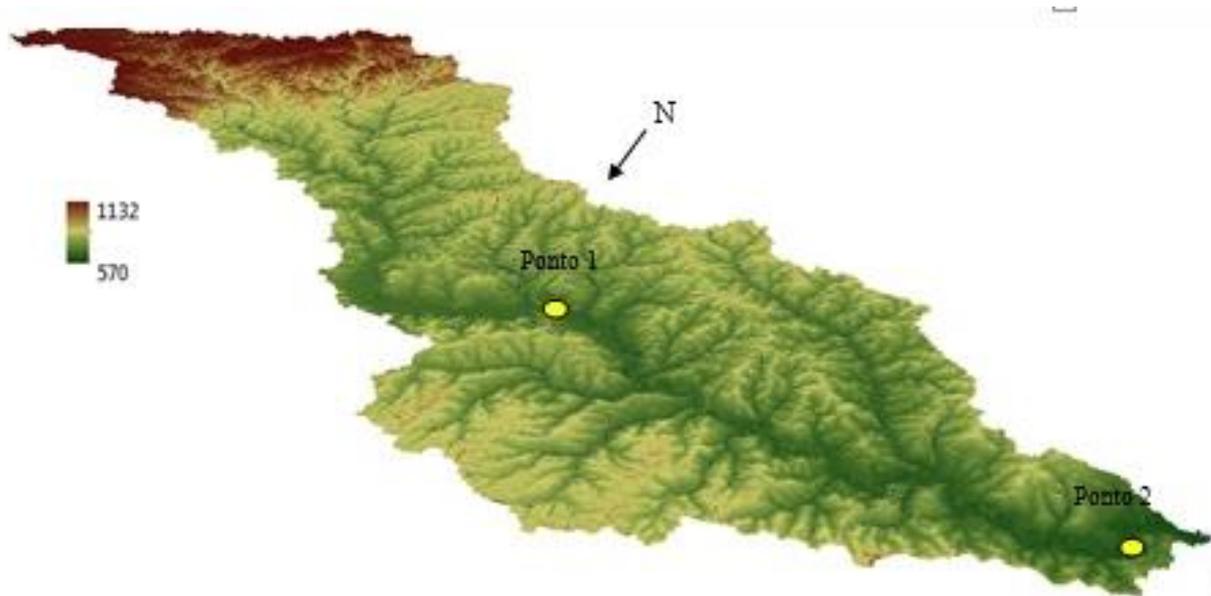


Figura 36: Modelo Numérico de Terreno da Bacia do Rio Itapetininga, na perspectiva NW-SE.
Fonte: O autor.



Figura 37: Modelo Numérico de Terreno da Bacia do Rio Itapetininga, perspectiva W-E.
Fonte: O autor.

Foram escolhidas feições de terraços que atingem diferentes níveis, sejam em alto, médio ou baixo curso, considerando ambas as margens do rio principal. Alguns setores observados são limitados de acesso por via terrestre, seja por ordem natural ou por ordem antrópica (propriedades privadas). As áreas escolhidas foram demarcadas através da aferição das coordenadas

geográficas com aparelho GPS portátil, para verificar se realmente as áreas atendiam aos objetivos da pesquisa. Pelo acesso terrestre em que foi possível a entrada, foram percorridos todos os setores de planície e níveis de terraço para compreensão das formas existentes e escolha da área de coleta.

. Além das etapas previamente citadas, buscou-se áreas pouco alteradas por ações de ordem antrópica, uma vez que essas intervenções prejudicam a interpretação sobre a sequência natural das deposições e influi no processo de análise física dos depósitos.

Sendo assim, optou-se pela elaboração de uma caracterização de duas áreas chaves quanto a identificação dos níveis de terraço e coleta dos materiais sedimentares, através da abertura de perfis verticais. Mediante a coleta de material, foram aplicadas as técnicas sedimentológicas nos terraços em questão. Nesse sentido, o próximo capítulo busca apresentar uma descrição detalhada das duas áreas de terraços que foram escolhidas, com dados do material encontrado, medida dos níveis de terraços e outras características que dialoguem com a perspectiva de estudo de terraços, na média e baixa bacia, localizadas na unidade morfoescultural da Depressão Periférica Paulista.

Infelizmente por falta de recursos, não foi possível realizar o desenvolvimento de análises do material sedimentar por LOE (Luminescência Óptica Estimulada), processo que auxiliaria as análises sobre a geocronologia de eventos geomorfológicos pretéritos e atuais. Ainda há sim o interesse na datação de algum dos terraços, mas em função da necessidade de pagamento com recursos próprios não há como se comprometer com tal técnica nesta pesquisa. De qualquer modo, almeja-se que o trabalho tenha continuidade, talvez no âmbito do doutorado, e com outra realidade quanto à disponibilidade de recursos. A partir desse pressuposto foi escolhida de momento a opção das datações relativas, afinal a ciência geomorfológica sempre se embasou e se aportou no método de datações relativas quanto à classificação e interpretação na evolução da paisagem.

5.3.2 Caracterização Geomorfológica do Terraço da Média Bacia Hidrográfica

O primeiro setor de terraço escolhido e previamente analisado em trabalho de campo está localizado na média bacia do rio Itapetininga e segue as respectivas coordenadas geográficas: latitude 23°39'52.04" S e longitude 48° 1'40.84" W, cujo contexto pode ser verificado na figura 38.

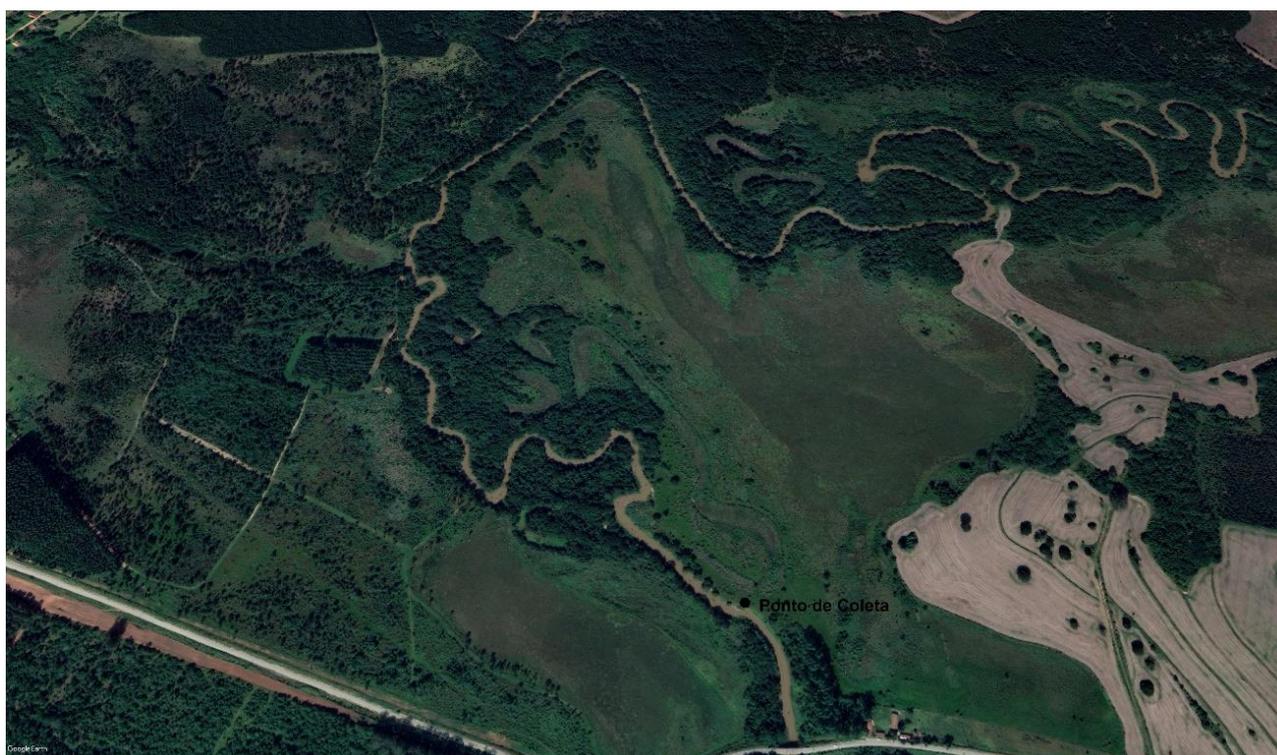


Figura 38: Imagem de satélite do vale do rio Itapetininga no setor de baixos terraços da média bacia.
Fonte: Google Earth, 2021.

Através da imagem de satélite, percebe-se que o canal do rio Itapetininga possui um perfil meândrico, marcado por presença de meandros abandonados (paleocanais) que demonstram o intenso processo de dissecação do rio e remobilização do material sedimentar ao longo da planície. Essa movimentação do rio influi diretamente na configuração da planície local e no posicionamento dos depósitos correlativos, os quais demonstram aspectos de deposições pretéritas e atuais.

Neste setor, foi analisado o baixo terraço fluvial encontrado na margem direita do canal fluvial, como pode ser observado abaixo (figura 39).



Figura 39: Disposição dos setores de baixos terraços na média bacia do rio Itapetininga.
Fonte: O autor.

Os níveis de baixos terraços se encontram sobre as estruturas litológicas dos siltitos, arenitos e argilitos do Sub-grupo Itararé, cujos depósitos estão associados a idades da era Paleozóica vinculadas a ambientes glaciais ou glaciomarinhas do período Carbonífero/Permiano (SANTOS, *et. al.* 1996). Neste ponto, o fundo de vale do rio apresenta uma forma mais plana delimitada por vertentes assimétricas, apresentado assim diferentes classes de declividade. Percebe-se que as vertentes dispostas na margem esquerda possuem declividade inferior a 3% e forma retilínea, enquanto as vertentes dispostas na margem direita registram declividade superior a 5% e forma mais convexa, compondo uma ruptura topográfica.

A priori, foram identificados 2 níveis de baixos terraços escalonados e um terceiro nível que corresponde ao setor de planície do rio. Esses níveis deposicionais apresentaram distâncias diferenciadas em relação ao canal fluvial atual e também diferentes tipos de camada sedimentar em suas estruturas. De acordo com o esquema proposto (figura 40), o nível 3 corresponde ao setor de planície fluvial e está a apenas 70 centímetros do canal. O nível 2 se localiza a 4 metros do canal fluvial atual, representa um nível de terraço e possui uma superfície sub-horizontal. O outro nível do baixo

terraço mais acima (nível 1), se encontra localizado a 7 metros do canal fluvial.

Em relação a este primeiro perfil de baixos terraços, entende-se que os dois níveis estão sobrepostos um ao outro, apresentando uma configuração de escalonamento. Essa característica permite uma interpretação de que possivelmente houve um ajuste do nível de base por conta de um processo neotectônico ou por um processo de cunho climático, o que fez o rio abandonar sua planície antiga e conseqüentemente formar essas feições deposicionais. Levando em consideração as literaturas que descrevem o perfil climático regional da Depressão Periférica Paulista e trabalham com as técnicas de datação por LOE, entende-se que provavelmente esses níveis de terraços foram formados no período de transição climática do Holoceno.

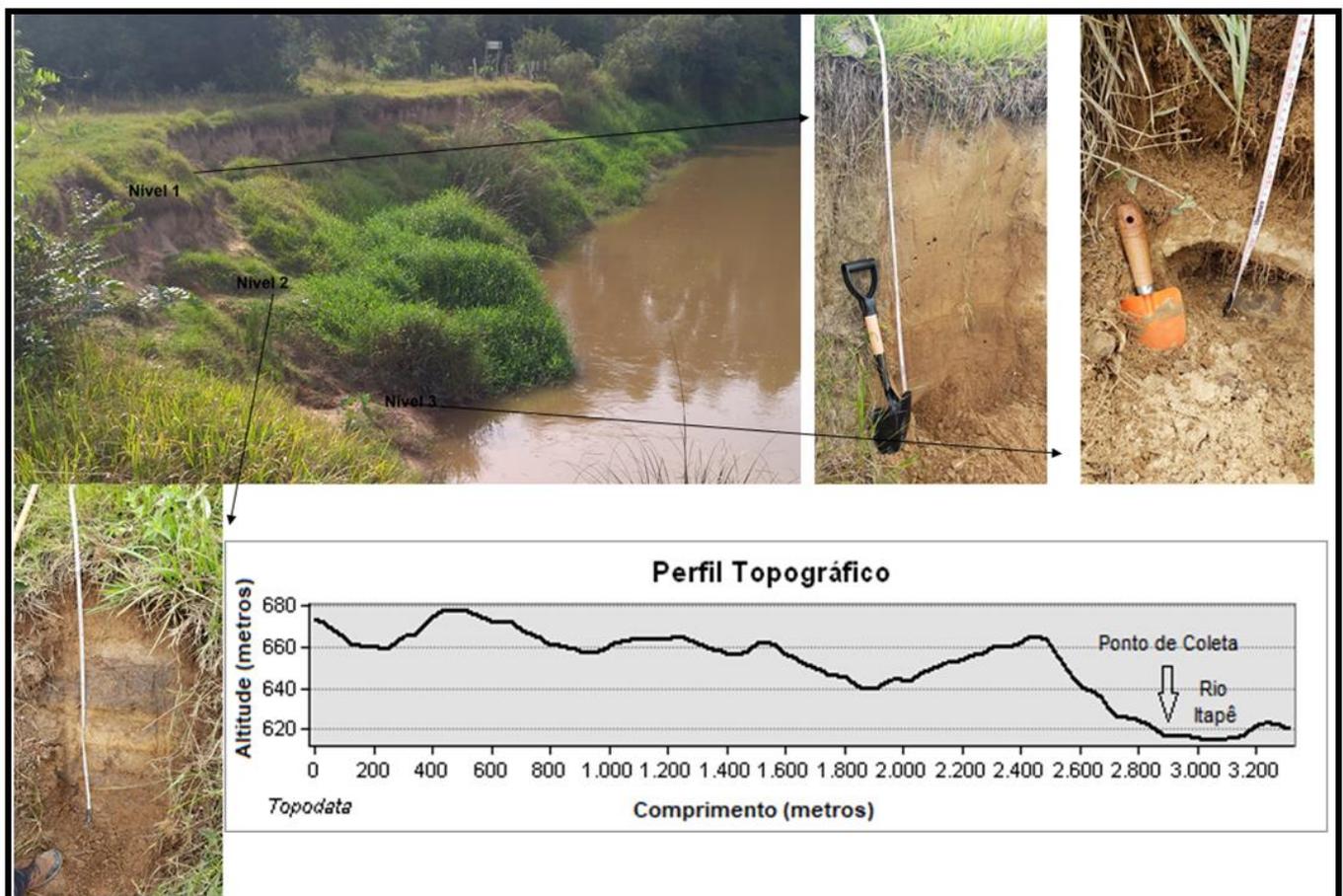


Figura 40: Configuração dos níveis do baixo terraço, planície fluvial e perfil topográfico da área.

Fonte: O autor.

No primeiro nível de terraço foram coletadas ao todo 5 amostras de diferentes camadas, que foram identificadas através da análise detalhada do material sedimentar, mesmo o material apresentando certa homogeneidade em

sua composição. No segundo perfil de terraço, observou-se heterogeneidade nos materiais depositados e sendo assim, foram coletadas ao todo 8 amostras para as devidas análises físicas. No setor de planície (nível 3), foram coletadas 3 amostras para análise física, pois o material também demonstrou algumas diferenças de coloração e de textura frente aos materiais dos terraços.

As amostras coletadas foram classificadas por numeração e códigos específicos, conforme mostra a tabela 3 e 4. Infelizmente pela falta de recursos, não foi possível enviar todas as amostras coletadas para análise laboratorial.

Unid. dos Terraços	Alt.	Profund	Textura	Cor/Código	Estrutura	Consist	Plasticidade	Pegajosidade
Nível 1A	620 m	0-5 cm	X	Bruno Amarelado 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1B	620 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1C	619 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1D	619 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado Escuro 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1E	618 m	0-5 cm	X	Bruno Amarelado 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 2A	616 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado Escuro 10YR	Subangular Pequena	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 2B	616 m	0-5 cm	Média Arenosa	Bruno Acinzentado Escuro 10YR	Subangular média	Macia	Plástica	Ligeiramente Pegajosa
Nível 2C	615 m	0-5 cm	Média Arenosa	Cinzento Muito Escuro 10YR	Subangular média	Macia	Plástica	Ligeiramente Pegajosa
Nível 2D	615 m	0-5 cm	X	Bruno 10YR	Subangular média	Macia	Plástica	Ligeiramente Pegajosa
Nível 2E	615 m	0-5 cm	X	Bruno 10YR	Subangular média	Macia	Plástica	Ligeiramente Pegajosa
Nível 2F	615 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado Escuro 10YR	Subangular Pequena	Solta	Plástica	Não-Pegajosa
Nível 2G	614 m	0-5 cm	Média Arenosa	Bruno Acinzentado Muito Escuro 10YR	Subangular Pequena	Macia	Plástica	Ligeiramente Pegajosa
Nível 2H	614 m	0-5 cm	X	Bruno Acinzentado Muito Escuro 10YR	Subangular Grande	Lig. Dura	Muito Plástica	Ligeiramente Pegajosa

Tabela 3: Análise física das amostras coletadas nos terraços da média bacia.

Optou-se então pela escolha de algumas amostras de cada perfil para análise granulométrica, principalmente aquelas que foram determinadas mais relevantes pelos autores. O principal critério adotado para a escolha dessas amostras foi a posição das mesmas frente ao perfil pedológico, principalmente aquelas amostras que se diferenciavam uma das outras por vários aspectos e mostravam uma transição de material.

Unid. Da Planície	Alt.	Profund	Textura	Cor/Código	Estrutura	Consist	Plasticidade	Pegajosidade
Nível P2	613 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado Escuro 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível P1	613 m	0-5 cm	X	Bruno Amarelado Claro 10YR	Granular	Solta	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível P0	612 m	0-5 cm	Média Argilosa	Bruno Acinzentado Muito Escuro 10YR	Subangular Grande	Lig. Dura	Muito Plástica	Ligeiramente Pegajosa

Tabela 4: Análise física das amostras coletadas na planície da média bacia.

Sendo assim, o primeiro perfil de terraço (figura 41) identificado a 7 metros da posição do canal atual apresentou certa homogeneidade em suas características físicas, com perfil de 1,40 metros. Da camada 1A a camada 1E, o material apresentou praticamente as mesmas características quanto à textura, cor e estrutura. Na camada 1A houve presença de bioturbação, correspondendo a presença de matéria orgânica em mistura com a matéria sedimentar e presença de algumas pequenas microcavidades entre as camadas dispostas, o que pode significar a presença de seres vivos atuando no intemperismo biológico. Da camada 1B até a camada 1D há presença de sinais de manchas de mosqueamentos, indicando a variação do lençol freático e atuação do intemperismo químico. Da camada 1D para a camada 1E, nota-se uma leve mudança de tonalidade do material, porém sem muitas variações físicas.

As características desse primeiro perfil deixam em evidência que se trata de um nível de terraço mais antigo do que o nível 2, correspondendo a um processo de deposição em que o curso fluvial obedecia a uma outra ordem de posicionamento. Um possível ajuste no nível de base fez com que esse primeiro patamar de terraço fosse abandonado na margem direita, criando

outra dinâmica de deposição de material sedimentar. A predominância de material arenoso indica que a área está sob intensa influência de fluxo energético da vazão do rio. Sendo assim, é coerente afirmar que esse setor do terraço é exposto a cheias sazonais do rio Itapetininga, e com origem possivelmente relacionado à períodos de fase úmida ou semi-úmida do Holoceno Médio.



Figura 41: Detalhes do perfil e do material do primeiro nível de terraço da média bacia. **Fonte:** O autor.

Em seus estudos na bacia do Rio Corumbataí, Dias e Perez Filho (2015) descrevem os baixos terraços com presença de alto índice de material arenoso, corresponde a uma área de intenso fluxo energético. O material de recobrimento localizado sobre os baixos terraços e aluviões recentes indicam um alto nível energético, principalmente por conta do predomínio de sedimento arenoso, com textura superior a 93%. As datações por LOE desses baixos terraços indicaram idades que variam de 2.570 ± 500 anos A.P para o primeiro setor de baixo terraço e 1.070 ± 190 anos A.P para o segundo setor de baixo terraço, prevalecendo a identificação de deposição no Holoceno Tardio. Tais

coletas de material foram coletadas em uma profundidade de 0,8 metros e apresentaram texturas de areia que variaram de média a muito fina. Segundo os autores, as condições climáticas entre 2.500 a 1.100 anos A.P eram mais secas que a atual, fator resultante na esculturação dos níveis de baixo terraço. De acordo com a interpretação dos autores acima citados, um período mais úmido posterior acabou por definir o entalhamento da rede de drenagem e definição do traçado atual.

Souza e Perez Filho (2018) também encontraram perfis de baixos terraços dispostos na planície do Ribeirão Araquá, bacia hidrográfica localizada na porção ocidental da Depressão Periférica Paulista. Os setores deposicionais alocados a menos de 10 metros do perfil do canal fluvial apresentam material arenoso e franco-argiloso e as coletas atingiram uma profundidade de 60 a 80 centímetros. Tal proximidade com o canal fluvial contribui para que estes setores sejam inundados sazonalmente. No estudo realizado pelos autores acima, o material que constitui esses patamares de deposição é de sedimentos pouco coesos por conta da baixa fração granulométrica fina. As datações por LOE realizada pelos autores supracitados indicaram que a deposição de material do primeiro setor de baixo terraço I (5 metros do canal) foi de 9.850 ± 1.120 anos A.P, com predominância de frações arenosas que indicam transporte fluvial com maior energia. Essa intensidade de energia está relacionada as mudanças ambientais do término do Último Máximo Glacial (UMG). As datas do setor de baixo II (3 metros do canal) foram de 2.780 ± 410 anos A.P, com predominância de fração de areia e aumento de fração de argila, o que indica a possibilidade de atuação de menor energia e consequentes processos deposicionais diferenciados. O terceiro nível de baixo terraço localizado a 2 metros do canal apresentou datas de 1.481 ± 215 anos A.P, com predominância de argila fina e siltes. De acordo com Souza e Perez Filho (2018), tais mudanças sugerem que no final da Pequena Idade do Gelo e início do Período de Aquecimento Medieval alteraram a dinâmica de temperatura e umidade, processo que conduziu a diminuição energética da dinâmica fluvial do Ribeirão Araquá.

No caso da pesquisa apresentada nessa dissertação, referente ao rio Itapetininga, o segundo nível de terraço (figura 42) localizado a 4 metros do canal fluvial, o material sedimentar apresentou uma mudança significativa, com

algumas alternâncias entre os patamares de horizontes pedológicos que se encontram em um espaçamento total de 1 metro. Há também uma diferença de textura, cor, estrutura, plasticidade e pegajosidade do material se comparado ao primeiro nível. Há presença de matéria orgânica e mosqueados alaranjados alongados, indicando presença de ferro e de má drenagem em determinada época do ano. Segundo a EMBRAPA (2009), os mosqueados surgem por conta de alteração ou deficiência de infiltração, ou até mesmo ascensão do lençol freático. O local de análise também pode sofrer influência de frequentes inundações do rio, alterando o material depositado.



Figura 42: Detalhes do perfil e do material do segundo nível de terraço da média bacia. **Fonte:** O autor.

Da camada 2A a camada 2B já se evidencia uma mudança na cor, textura e consistência do material. Há uma transição entre material arenoso e médio-arenoso e coloração bruno-amarelado para bruno-acinzentado, demonstrando que possivelmente o material inferior foi gleizado. Essa alternância de textura, cor e até mesmo consistência corresponde a mudança de nível e vazão do canal principal. Esse nível de terraço demonstrou que sofre mais influências das cheias do rio Itapetininga do que o primeiro nível, ou seja, é um nível de disposição que é mais retrabalhado. Esse processo de alternância de deposição fica mais evidente ao observar a disposição das camadas 2C até a 2F, onde o material sedimentar apresenta diferentes padrões de cores, consistência e pegajosidade. As camadas 2G e 2H retomam quase que as mesmas características da camada 2C, onde predominam os materiais mais acinzentados. Enquanto isso, nas camadas 2D a 2F há uma predominância de material mais claro e de estrutura sub-angular pequena.

Tais características do segundo perfil confirmam ainda mais que os aspectos de mudanças climáticas do Quaternário se associam aos níveis de deposição apresentados nesse setor da média bacia do rio Itapetininga. É interessante ressaltar que segundo a literatura, há um predomínio de períodos mais secos há 1.900 anos A.P e retorno de período mais úmido que diferenciam os níveis deposicionais. Essa mudança abrupta de paleoclimas pode ser o motivo que justifica essa alternância de material tão evidente neste segundo nível de terraço. Tal alternância demonstra que houve diferentes períodos de deposição do rio em resposta as mudanças climáticas nos últimos 2.000 anos da fase holocênica. A textura arenosa predominante também justifica que a área representa um setor de intenso fluxo hidrológico e que o material sempre está exposto a processos de intemperismo químico e até mesmo físico.

Com relação à datação de sedimentos no rio Itapetininga especificamente, tem-se o trabalho de Storani (2015), que realizou coletas em diferentes cursos fluviais da Depressão Periférica Paulista, e também selecionou um setor de terraço na planície da média bacia do rio Itapetininga e realizou a datação por LOE. Para coleta do material, foi escolhido um nível de terraço a 3 metros do curso principal do rio, alocado em um setor de planície aluvial extensa, alguns quilômetros à jusante no local tratado nessa

dissertação. O material sedimentar estudado por Storani (2015) era de predominância arenosa, com características de depósito fluvial e sem alterações pedológicas. Foi observado pelo autor certa alteração na coloração do material, alternando-se em tons avermelhados, sem delimitação clara de camadas. A coleta do material de recobrimento atingiu uma profundidade de 1,6 metros a fim de evitar possíveis interferências de raízes e seres vivos. O resultado apontou uma idade de 125 ± 25 anos, que pode ser considerado um material proveniente de deposição fluvial muito recente, tanto em nível de aluvião como de baixo terraço. Segundo o autor, a análise granulométrica sugere que o local corresponde a uma condição hidrodinâmica de muita energia de transporte do canal fluvial do rio Itapetininga. A idade obtida pela datação absoluta descarta a possibilidade de o perfil ser parte mais antiga da planície fluvial exposta por processos erosivos do canal.

Por fim, há também um terceiro nível que foi identificado como planície atual do canal fluvial (figura 43), localizado a apenas 2 metros do canal atual e que apresenta ao todo 3 camadas aloestratigráficas em espaçamento de 70 centímetros. Este setor também apresentou grandes diferenças quanto à textura, cor, estrutura e outras características físicas que foram levantadas.

Entre a camada P2 e P0, foram identificadas texturas que variam do arenoso para material médio-argiloso, estruturas granular a subangular e grau de plasticidade e consistência diferenciados. Tanto a camada P2 quanto a P1 apresentaram certa similaridade em suas características físicas, sendo camadas que possuíam características de material mais fino, consistência mais solta e material não-plástico e não-pegajoso. Já a amostra P0 demonstrou característica totalmente diferenciada, com textura médio argilosa e cor bruno-acinzentado mais escuro.



Figura 43: Detalhes do perfil e do material da planície da média bacia. **Fonte:** O autor.

Além disso, essa amostra apresentou material muito-plástico e ligeiramente pegajoso, fator que demonstra concentração de argila em sua composição. Tais características da planície define que essa área sofre constantemente com a ação do canal e depósitos mais recentes se comparada aos níveis de terraço. Outro fator que chama atenção é a cor do material, demonstrando processo de forte gleização. Essa característica reforça a

hipótese de que essa camada permanece periodicamente saturada por água e está totalmente ligada a fenômenos de deposição atual, revelando uma condição hidrodinâmica que condiz com a fase quente e úmida holocênica atual.

Através dos levantamentos de dados e análise física, além do levantamento de datas pré-estabelecidas de diferentes estudos em diferentes porções da Depressão Periférica Paulista, estima-se que essa porção da área de estudos possui características muito próximas de outras áreas de estudo da morfoescultura regional. Tanto o nível I e II de terraços fluviais estão propensos a receber influência direta do aumento de energia do canal fluvial, ocasionado por períodos sazonais de climas pretéritos e do clima atual.

Percebe-se que a maior presença de material arenoso em ambas deposições podem ser associadas tanto a dinâmica de inundação do próprio rio Itapetinga, quanto as fases úmidas e semi-úmidas do clima do Holoceno Médio-Superior. Correlacionando-se os resultados das datações absolutas regionais e local, hipoteticamente se deduz que estes setores de terraços da média bacia possivelmente foram formados entre 2.500 anos A.P a 125 Anos A.P, onde prevaleceu possivelmente a oscilação entre climas mais secos e úmidos, conforme indicam os estudos geocronológicos acima citados. Conforme comentado anteriormente, as análises físicas das amostras e outras técnicas que foram realizadas na dissertação deram suporte necessário para complementação e construção de um quadro evolutivo mais coerente com a evolução da paisagem regional.

5.3.3 Caracterização Geomorfológica do Terraço da Baixa Bacia Hidrográfica

O segundo setor de baixo terraço escolhido está localizado na baixa bacia do rio Itapetinga e segue as respectivas coordenadas geográficas: latitude 23° 34' 251" S e longitude 48° 26' 278" W (figura 44).



Figura 44: Imagem de satélite do vale do rio Itapetininga no setor de baixos terraços da baixa bacia.
Fonte: Google Earth, 2021.

Chama atenção nesta área a curvatura do canal principal do rio Itapetininga que forma uma grande “ferradura” no setor de planície fluvial. Através da imagem de satélite, pode-se verificar que o canal do rio segue um sentido N-S e logo se desloca para a esquerda, adotando uma forma circular e logo depois retoma um sentido N-S e NW-SE. Possivelmente esse formato pode ser uma resposta a um controle estrutural de falhas existente nesse setor da baixa bacia ou até mesmo a resistência da litologia sedimentar desse setor da bacia em questão. É interessante ressaltar que o setor de coleta do baixo terraço se encontra a montante da anomalia de drenagem presente e marca exatamente o ponto de mudança abrupta da direção da rede de drenagem

Neste setor, foi analisado o baixo terraço fluvial encontrado na margem direita do canal (Figura 45). É próximo a este setor onde fica marcado o encontro de dois níveis de base regionais: do rio Itapetininga e do rio Paranapanema. Mediante a algumas análises superficiais em trabalho de campo, constatou-se que a esta área da bacia hidrográfica tem um potencial para devida caracterização dos níveis de terraço, já que o setor de planície possui uma grande extensão e há diversos patamares de deposição ao longo

do seu perfil topográfico. Todos esses fatores mencionados demonstram certo desenvolvimento quanto aos processos geomorfológicos e permite uma construção ambiental da formação da paisagem local e até mesmo regional.

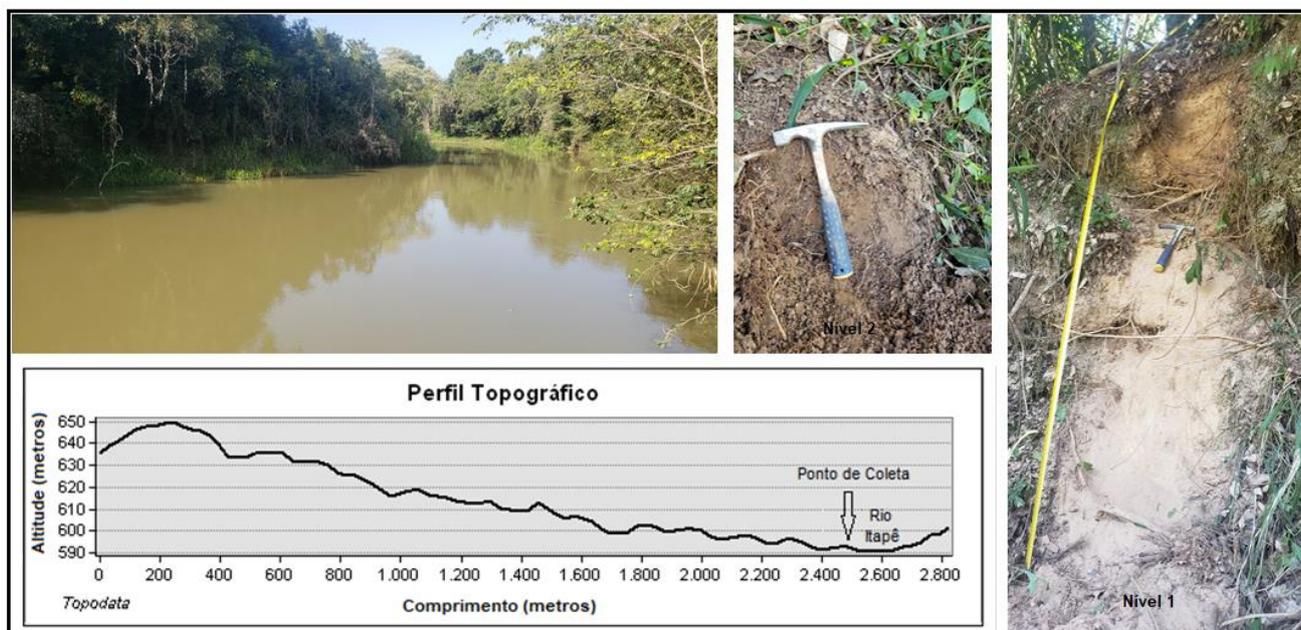


Figura 45: Configuração do canal, dos níveis do baixo terraço, planície fluvial e perfil topográfico da área.

Fonte: O autor.

Mediante a algumas análises superficiais em trabalho de campo, constatou-se que a esta área da bacia hidrográfica tem um potencial para devida caracterização dos níveis de terraço, já que o setor de planície possui uma grande extensão e há diversos patamares de deposição ao longo do seu perfil topográfico. Todos esses fatores mencionados demonstram certo desenvolvimento quanto aos processos geomorfológicos e permite uma construção ambiental da formação da paisagem local e até mesmo regional.

Em uma escala mais ampla, tais níveis de terraços dispostos na paisagem podem ser classificados como isolados ou escalonados, seguindo a proposta de classificação de Christofletti (1980). Huggett (2002) explica que a gênese de terraços isolados está associada a locais onde o curso d'água principal se move lateralmente de forma rápida, antes do processo de incisão, o que possibilita a mobilização de materiais de uma margem. A priori, pode-se

complementar que o nível de terraço encontrado demonstra um padrão isolado, marcado pelo entalhe do canal no substrato rochoso.

Este setor de baixo terraço se encontra sobre outras estruturas litológicas da bacia hidrográfica, sendo os arenitos e argilitos da formação Irati, cujos depósitos se associam ao grupo Passa Dois. As deposições da formação Irati são caracterizadas por conter arenitos de camadas delgadas e argilitos e folhelhos de coloração acinzentada clara ou escura e siltitos (Machado *et. al.* 2005). A formação Irati também está associada a ambientes marinhos rasos de transgressão, onde a movimentação desse ambiente seria favorável para a deposição do Irati (Schneider *et. al.* 1974).

Neste ponto, o fundo de vale do rio também apresenta uma forma mais plana delimitada por vertentes assimétricas e diferentes níveis de declividade. Percebe-se que a vertentes disposta na margem esquerda possuem declividade inferior a 5% e forma retilínea, enquanto as vertentes dispostas na margem direita registram declividade superior a 10% e forma mais convexa, o que demonstra uma ruptura topográfica abrupta assim como no terraço da média bacia.

Nesta área da bacia, foi escolhido 1 nível de baixo terraço escalonado e um segundo nível que corresponde ao setor de planície do rio. Esses níveis deposicionais apresentaram medidas diferenciadas quanto ao distanciamento do canal fluvial atual e camadas uniformes em sua estrutura. De acordo com o esquema proposto (figura 45), o nível 1 corresponde ao setor de terraço que se encontra a 2,5 metros da posição do canal atual. Já o nível 2 corresponde a planície fluvial que está apenas a 1 metro do canal.

No nível de baixo terraço, foram coletadas ao todo 4 amostras de diferentes camadas que foram identificadas através da abertura do perfil e análise do perfil pedológico. Neste setor, o material sedimentar apresenta certa homogeneidade em sua composição, porém alguns detalhes quanto a coloração do material e mosqueamentos no perfil auxiliaram na divisão e devida coleta. No setor de planície (nível 2), foi coletada 1 amostra para análise física, já que o material também se diferenciava frente ao material encontrado no terraço. As amostras coletadas também seguiram o mesmo padrão efetuado na média bacia e foram classificadas por numeração e códigos específicos, conforme mostram as tabelas 5 e 6.

Unid. do Terraço	Alt.	Profund	Textura	Cor/Código	Estrutura	Consist	Plasticidade	Pegajosidade
Nível 1A	583 m	0-5 cm	Média Arenosa	Bruno Amarelado 10YR	Subangular média	Lig. Dura	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1B	582 m	0-5 cm	Média Arenosa	Bruno Amarelado Claro 10YR	Subangular média	Lig. Dura	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1C	581 m	0-5 cm	Arenosa	Bruno Amarelado Claro 10YR	Subangular média	Dura	Não-Plástica	Não-Pegajosa
Nível 1D	581 m	0-5 cm	Média Arenosa	Bruno Amarelado 10YR	Subangular média	Dura	Não-Plástica	Não-Pegajosa

Tabela 5: Análise física das amostras coletadas no terraço da baixa bacia.

Unid. Da Planície	Alt.	Profund	Textura	Cor	Estrutura	Consist	Plasticidade	Pegajosidade
Nível P1	580 m	0-5 cm	Média Argilosa	Bruno Escuro 7.5YR	Subangular média	Lig. Dura	Plástica	Não-Pegajosa

Tabela 6: Análise física das amostras coletadas na planície da baixa bacia.

Quanto à esta área de baixo terraço, optou-se pela análise granulométrica de todas as amostras coletadas, já que se tratava de um setor mais restrito e o número de amostras não era tão diversificada quanto na área média da bacia. Sendo assim, o perfil de terraço (figura 46) identificado a 2,5 metros da posição do canal atual apresentou certa homogeneidade em suas características físicas, sendo toda sua estrutura medida em um total de 2,5 metros.

Na camada 1A (2,5 a 1,6 metros do canal), o material coletado apresentou quase as mesmas características quanto à textura, estrutura, plasticidade e pegajosidade se comparado as outras amostras, embora visivelmente encontre-se mais pedogenizada. Esta amostra apresentou textura média arenosa, com estrutura subangular média e consistência ligeiramente dura. O que mais chamou a atenção foi a presença de grande bioturbação na camada 1A, com presença de muita matéria orgânica acumulada e raízes

longas e grossas que auxiliam na sustentação do material sedimentar. Outro fator que chama a atenção é a coloração que se difere se comparada as outras camadas. No perfil 1A, a coloração identificada foi de bruno-amarelado, sendo um material mais escuro se comparado aos outros perfis. A cor mais escura é compatível com o acúmulo de matéria orgânica que há neste setor do terraço, uma vez que esse nível compete ao horizonte O do solo.



Figura 46: Detalhes do perfil e do material do terraço da baixa bacia. **Fonte:** O autor.

Da camada 1B até a camada 1D a textura do material é a mesma, porem há variação quanto a coloração e consistência. A camada 1B (1,6 a 0,70 metros) apresenta consistência ligeiramente dura, enquanto que as amostras 1C (0,7 a 0,3 metros) e 1D (< 0,3 metros) apresentaram uma consistência dura. A compactação por parte do material das camadas abaixo pode se associar ao

tamanho do pacote sedimentar deste perfil. Outro fator que pode corroborar para essa diferenciação do material é que nesse setor da bacia imperam rochas sedimentares do grupo Passa Dois, diferentemente da média bacia onde prevalece a deposição do Sub-grupo Itararé.

Outro fator que merece destaque é que esse nível de terraço possui um perfil bem verticalizado em relação ao canal fluvial, inclusive por estar situado próximo ao setor de erosão do meandro. Possíveis alterações no volume de sedimentos e vazão ao longo da história evolutiva do rio certamente tem ajustado a posição do canal em relação a planície fluvial, criando novos entalhes da drenagem nos depósitos, o que fez com que esse patamar de terraço apresentasse essa característica. Com a alternância de climas mais secos para fases mais úmidas, a rede de drenagem proporcionou o abandono da antiga planície de inundação e iniciou um novo entalhe do canal. A predominância de material arenoso indica mais uma vez que a área está sobre intensa influência de fluxo energético da vazão do rio.

Storani e Perez Filho (2015) trabalharam com datações por LOE nas planícies do rio Mogi-Guaçu e encontraram diversos patamares de baixos terraços com datas que variam de 1950 a 630 anos A.P. Segundo os autores, as datações desta área pressupõem uma alternância climática ocorrida no Quaternário, mais precisamente no Holoceno Tardio. Há um predomínio de um período mais seco há aproximadamente 1.900 anos, seguido de um período úmido a qual causou a diferenciação dos níveis deposicionais por conta do entalhamento do canal fluvial. Em seguida a um retorno de uma fase mais seca nos anos de 1.150 com a repetição deste ciclo até 630 anos.

A partir desse pressuposto, pode-se afirmar que possivelmente que a elaboração deste nível de baixo terraço está vinculado a flutuações climáticas de curta duração que ocorreram ao longo da fase holocênica. Esses fenômenos paleoclimáticos tiveram extrema importância no desenvolvimento da paisagem e sobretudo na configuração da rede de drenagem. Essa mudança no perfil de drenagem foi essencial para a formação desses patamares de baixos terraços encontrados ao longo da bacia em questão e até mesmo na evolução do relevo regional. É evidente que o arranjo de drenagem interfere diretamente na dissecação do relevo, transporte e sedimentação do material sedimentar, além de alterar a disposição dos interflúvios, vertentes e

planícies fluviais.

Assim como na média bacia, a única amostra da planície da baixa bacia (figura 47) apresentou textura argilosa, coloração bruno-escura e alta plasticidade, demonstrando a alta concentração de material argiloso.



Figura 47: Detalhes do material sedimentar coletado na área da planície da baixa bacia.

Fonte: O autor.

Essa caracterização do material da planície também demonstra que sua área sofre constantemente com a ação do canal se comparado ao nível de terraço acima. Outro fator inerente ao material argiloso é de que sua deposição também reflete o caráter de mudanças climáticas. As variações de estações acabam ocasionando uma alteração nos níveis de pluviosidade e conseqüentemente a uma alteração no processo das cheias. Sendo assim, a alternância de fases úmida e semi-úmidas do Holoceno Médio e Superior são responsáveis pela constante ocupação das áreas de planície do rio Itapetininga e deposição dos materiais sedimentares.

Por fim, denota-se que assim como nos setores de baixos terraços da média bacia, neste setor de terraço da baixa bacia também há um predomínio de material arenoso. Essas deposições são respostas da dinâmica de inundação do próprio rio Itapetininga e também as mudanças climáticas do Holoceno Médio-Superior. Não se pode esquecer que a tectônica regional também corrobora para a alteração da dinâmica dos canais fluviais. Já foi mencionado neste trabalho e em outros trabalhos elaborados por Ribeiro & Arruda (2017) que a bacia do rio Itapetininga é influenciada por trends de lineamentos originados dos movimentos secundários do Alinhamento do Paranapanema. Essa relação entre ordem tectônica e ordem climática é o que sustenta os argumentos levantados nos resultados da pesquisa. Provavelmente esse setor de baixo terraço também responda aos resultados das datações absolutas regionais, e sendo assim, hipoteticamente se deduz que estes setores de terraços da baixa bacia também foram formados entre 2.500 anos A.P a 125 Anos A.P, onde prevaleceu oscilações curtas entre climas mais secos e úmidos, conforme indicam os estudos geocronológicos levantados.

Mediante a análise da configuração dos terraços da média e baixa bacia e dos materiais sedimentares coletados, foi elaborado a organização de um quadro evolutivo ambiental para a área de estudos (quadro 3). Através das características naturais observadas em campo, análises do material depositado e da leitura de estudos de datações absolutas em coberturas superficiais da Depressão Periférica Paulista efetuados por Dias e Perez Filho (2015), Dias e Perez Filho (2016) Souza e Perez Filho (2016), Souza e Perez Filho (2018) e Storani e Perez Filho (2015) houve um entendimento sobre os principais aspectos paleoclimáticos que ocorreram ao longo do período Pleistoceno Superior e todo o Holoceno na morfoescultura em questão. Além das fontes citadas, também foram consultadas literaturas nacionais e internacionais como Pessenda (*et. al.2010*), Behling (*et. al. 2002*), Wanner (*et. al. 2011*), Scheel-Ybert (*et. al 2003*), Bond (*et. al. 1997*) e Gouveia (*et. al 2002*) para cruzamento de dados e melhor interpretação dos eventos de oscilações climáticas quaternárias.

Idade	Período	Tendências Climáticas/Autores	Evoluções na Área de Estudo
12.000 anos a 10.000 anos A.P	Pleistoceno Superior	<ul style="list-style-type: none"> - Condições secas para diversos setores do estado de São Paulo; - Clima parecido com semi-árido nordestino; - Período marcado pelo fim do UMG; (Stevaux, 2000), (Scheel-Ybert,2003), (Behling,1995, 2002) 	<ul style="list-style-type: none"> - Alargamentos dos vales na média e baixa bacia; - Remobilização e depósitos de material grosseiro em chuvas sazonais; - Predomínio de vegetação savânica;
10.000 anos a 8.000 anos A.P	Transição entre Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior	<ul style="list-style-type: none"> - Até 9.000 anos ainda há predomínio de clima mais seco; - 8.100 anos se inicia uma fase mais úmida, marcando a transição climática; (Souza & Perez Filho, 2016), (Wanner et. al. 2011), (Storani & Perez Filho, 2015), (Dias & Perez Filho, 2015) 	<ul style="list-style-type: none"> - Período marcado por possíveis incisões dos canais da bacia; - Abandono de antigas planícies e formação de níveis de altos terraços; - Aumento dos processos erosivos no Planalto Atlântico e transporte e deposição de materiais grosseiros. médios e finos;
8.000 anos a 6.000 anos A.P	Transição entre Holoceno Superior e Médio “Optimum Climático Holocênico”	<ul style="list-style-type: none"> - Aumento da temperatura; - Fase climática marcada por períodos quente/seco e quente/úmido; (Salgado-Labouriau,1997), (Scheel-Ybert,2003) - 6.400 anos a 6.200 A.P marca o período de ligeiro resfriamento (Bond et. al. 1997); 	<ul style="list-style-type: none"> - Aumento do fluxo hidrológico e transporte de material sedimentar dos rios da bacia; - Reorganização da rede de drenagem e ajustes dos níveis de base regionais; - Tendência de mudanças no perfil de vegetação (transição entre savanas e florestas tropicais);
6.000 Anos a 4.000 Anos A.P	Holoceno Médio “Optimum” Climático Holocênico	<ul style="list-style-type: none"> - Alterações entre anomalias positivas e negativas do clima; - Períodos quente/semi-úmido e secos; - 6.000 a 5.500 Anos A.P: aumento da umidade; - 5.500 anos a 4.500 anos A.P: clima muito seco; - 4.500 a 4.000 anos A.P: umidade aumenta; (Bond et. al. 1997); Gouveia et. al. 2002), (Scheel-Ybert, 2003) 	<ul style="list-style-type: none"> - Intensas mudanças no padrão da rede de drenagem; - Aumento e diminuição no fluxo hidrológico e mudança na espacialidade dos depósitos correlativos; - Possível nova incisão no canal hídrico (Rio Itapetininga) e mudança no nível de base; -Intercalação dos processos erosivos e de deposição em todos os setores da bacia hidrográfica;
4.000 Anos a 2.000 Anos A.P	Transição entre Holoceno Médio e Superior “Optimum” Climático Romano	<ul style="list-style-type: none"> - 4.000 anos A.P a 2.700 anos A.P ainda se verifica predomínio de umidade - 2.700 anos a 2.000 Anos A.P volta características de clima mais seco; (Behling, 1995), (Pessenda et. al. 1996), StevauX (2000) 	<ul style="list-style-type: none"> - Alargamento dos setores de terraços nas fases mais úmidas, depósitos de sedimentos médios e finos e entalhamento do canal; - Migração do canal para novo nível de base; - Alargamento dos vales fluviais da média e baixa bacia nos períodos mais secos;
2.000 Anos A.P a Atual	Holoceno Superior	<ul style="list-style-type: none"> - 1.000 Anos A.P a atual há volta de condições mais quentes e secas (Anomalia de Aquecimento Medieval); (Souza & Perez Filho, 2016), (Storani & Perez Filho, 2015), Dias & Perez Filho, 2015), (Wanner et. al. 2011) - 420 Anos A.P a 200 Anos A.P há condições mais úmidas, com chuvas intensas de verão (Pequena Idade do Gelo); 	<ul style="list-style-type: none"> - Transição de clima seco para úmido promove mobilização do material sedimentar; -Abandono da antiga planície do rio Itapetininga e nova mudança no nível de base; -Possível formação dos baixos terraços e depósitos de aluviões; - Formação da paisagem atual da bacia hidrográfica;

Quadro 3: Proposta de evolução da paisagem da bacia hidrográfica frente as oscilações climáticas do Quaternário. **Fonte:** O autor.

A análise do quadro apresentado permite mais uma vez deduzir que a área de estudo sofreu influência direta dos curtos e intensos pulsos climáticos holocênicos, que conseqüentemente alteram os ambientes de deposição da bacia hidrográfica. A alternância entre períodos mais secos e períodos mais quentes e úmidos proporcionou o retrabalhamento dos depósitos correlativos e alterou o curso do rio Itapetininga, que foi se adaptando a novos ajustes do nível de base regional. Em um breve resumo, denota-se que as mudanças da paisagem da área de estudo respondem as características climáticas do Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior, ou seja, há um aumento de umidade pós período do Último Máximo Glacial. Já no Holoceno Médio, temos mudanças mais abruptas entre períodos secos e úmidos que colaboram ainda mais na evolução do modelado do relevo e do arranjo de drenagem. Apesar desse pressuposto, é no Holoceno Superior que há possível formação dos níveis de baixos terraços e deposição de aluviões recentes da média e baixa bacia e também outros ajustes ambientais associados aos curtos ciclos climáticos que foram apresentados nesse período.

Mais uma vez, ressalta-se que várias discussões aqui apresentadas estão associadas às hipóteses relativas ao que teria ocorrido geomorfologicamente na bacia do Rio Itapetininga. As datas obtidas a partir de levantamento bibliográfico alimentam a construção de um cenário evolutivo dos rios paulistas, mas há consciência de que apenas a datação dos terraços aqui descritos, possibilitaria afirmações mais específicas sobre sua origem e evolução. De qualquer modo, considera-se que essa dissertação contribuiu na construção de uma relevante base de dados e informações a serem desenvolvidos em novos estudos e trabalhos futuros.

6. Considerações Finais

A caracterização geomorfológica da bacia hidrográfica do rio Itapetininga através da proposta de unidades de relevo demonstrou que a compartimentação do relevo e a configuração da rede de drenagem é resultado de uma complexidade de fatores que envolvem a evolução da tectônica regional e as oscilações climáticas do Quaternário. Quanto aos processos tectônicos, os resultados obtidos demonstram que o relevo e a rede de drenagem da área da bacia hidrográfica são influenciados por lineamentos secundários oriundos dos movimentos transcorrentes do Alinhamento do Paranapanema.

Considera-se que os parâmetros morfométricos foram extremamente importantes na interpretação de que a área de estudo está condicionada a controle morfoestrutural e litoestrutural. O rio Itapetininga e seus afluentes são controlados por falhamentos antigos e deformações orientadas pelo Arco de Ponta Grossa, outra estrutura tectônica importante do sudeste brasileiro. O perfil longitudinal e os índices KSN e SL-index demonstraram que as anomalias de drenagem evidenciam tais processos tectônicos. As inflexões dos canais e a assimetria das vertentes refletem um controle lito-estrutural por parte da estrutura geológica complexa da bacia em questão.

Outro aspecto relevante foram os das oscilações climáticas e seu papel no desenvolvimento do relevo. Os pulsos climáticos do Quaternário, principalmente do Holoceno, impuseram ao relevo processos de denudação aos quais deixaram registros na paisagem atual. Neste sentido, temos processos climáticos pretéritos e atuais, onde a dissecação erosiva possibilitou a rede de drenagem uma adaptação frente as diferentes litologias presentes e consequente desenvolvimento de mantos de alteração e padrões de relevo distintos. De modo geral, as alterações do clima possibilitaram ajustes do sistema fluvial e formação de diferentes níveis de baixos terraços, cuja gênese está ligada a esses períodos secos e úmidos holocênicos.

Por fim, as metodologias utilizadas foram fundamentais para obtenção dos dados e sistematização das informações, o qual subsidiou a compreensão da evolução geomorfológica da área de estudo. Conclui-se que os condicionantes morfoestruturais e as oscilações climáticas quaternárias são os principais fatores na espacialização e configuração dos setores de terraços.

Considera-se que essa pesquisa acadêmica é essencial a uma região que carece de estudos e informações relacionados a área ambiental e certamente haverá continuidade, a partir de estudos complementares. Mas avalia-se que os dados gerados já apresentam grande relevância, principalmente pelo fato de que a pesquisa demonstra informações inéditas sobre os aspectos geomorfológicos, litoestruturais, climáticos, fluviais e sedimentares que se integram na configuração da paisagem regional atual.

7. Referência Bibliográficas

AB'SABER, Aziz, N. **Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário**. São Paulo: IGEOG-USP, 1969 (Série Geomorfologia, 18).

AB'SABER, A. N. **Uma revisão do quaternário paulista: Do presente para o passado**. Revista Brasileira de Geografia. Ano 31-1969.

AB'SÁBER, A. N. **Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro**. Geomorfologia, São Paulo, n. 28, p. 1-38, 1972.

AB'SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, n.º 3: 1-17,1977.

ALMEIDA, F.F.M. Relevo de Cuestas na Bacia Sedimentar do Paraná. Boletim Paulista de Geografia, 1949.

ALMEIDA, F.F.M. Fundamentos Geológicos do relevo paulista. **Boletim IGG**. São Paulo, 1964.

ALMEIDA, F. F. M, CARNEIRO, C. R. **Origem e Evolução da Serra do Mar**. Revista Brasileira de Geociências. Volume 28, Pg. 135 – 150, UNICAMP, Ano 1998.

AITKEN, M. J. **An Introduction to Optical Dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence**. Oxford: Oxford University Press, 1998. 267 p.

AMADOR, M. B. M.; BENINI, S. M. **A complexidade do lugar e do não lugar numa abordagem geográfica-ambiental**. Tupã: ANAP, 2016.

ANTON, L.; VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTIN, A.; STOKES, M. **Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia).** *Geomorphology*, vol. 2006, p. 250-261, 2014.

ARRUDA, E. M. **Contribuição da dinâmica morfoestrutural e morfoescultural na estruturação da bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro - SP.** Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia. UNESP– Rio Claro, 2008.

ARRUDA, E.M. **Caracterização dos ambientes deposicionais na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro, estado de São Paulo.** 2004. 189f. Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro/SP.

BARROS, L. F. P. **Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG.** Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 110 f. Dissertação de Mestrado. 2011.

BARROS, A. C. M.; SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. **Caracterização granulométrica dos depósitos de preenchimento de vale como base à proposição de uma tipologia de elementos de desconexão na Bacia do Riacho Araras/pb.** *Revista Geonorte*, v. 10, p. 202-206, 2014.

BEHLING H. **A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history.** *Journal of Paleolimnology*, v. 14, p. 253-268, 1995.

BEHLING, H. **South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 177, p. 19-27, 2002.

BERGER, Z.; AGASSHY J. **Near-surface groundwater and evolution of structurally controlled streams in soft sediments.** Groundwater as a Geomorphic Agent, Allen & Unwin, London.p. 59-77. 1984.

BERTALANFFY, L. **Teoria Geral dos Sistemas.** Petrópolis: Vozes, 1973.

BERTRAND, G. **Paisagem e Geografia Física global: esboço metodológico.** Caderno de Ciências da Terra. n.13. São Paulo, 1971. 27p

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil.** Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, 16/17: 117- 151, 1965.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** 2ª ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 2009.

BISHOP, P. **Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion.** Progress in Physical Geography, 19(4): 449-473, 1995.

BISHOP, P. et al. **Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland.** Earth Surface Processes Landforms, v. 30, n. 6, p. 767-778, 2005.

BJORNBERG, A.J.S. **Sedimentos póscretácicos do leste do Estado de São Paulo.**1965. 132p. Tese Livre-Docência. Escola de Engenharia de São Carlos/USP, São Carlos. BJÖRNBERG, A. J. S., LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da formação Rio Claro (Neocenozóico). Boletim Sociedade Brasileira de Geologia. São Paulo, v. 15, n. 4, p. 43-67, 1966.

BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; DE MENOCA, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I.; BONANI, G. **A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates.** Science, v.294, p. 2130-2136, 1997.

Breve caracterização da área do comitê da Bacia Hidrográfica do Alto Paranapanema. CBH-ALPA, Ano 2018. Disponível em: <http://paranapanema.org/ugrh/comites/sp/cbhalpa/caracterizacao/>

BURBANK, D.; ANDERSON, R.S. **Holocene deformation and landscape responses.** Tectonic Geomorphology, Ed. Blackwell Science, Massachusetts, USA. p.159-162. 2001.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. **Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR.** Geosul, v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgadas.** Campinas/Goiânia: UNICAMP/UFG, 2008

CASSETI, V. **Geomorfologia.** Goiânia: [S.I.], 2005.

CHORLEY, R. J. – **A Geomorfologia e a Teoria dos Sistemas Gerais.** Notícia Geomorfológica, Campinas, N.º 21, Vol. 11, p. 3-22, junho de 1991.

CHORLEY, R.J.;SCHUMM, S.A.; SUGDEN, D.E.. **Geomorphology,** Methuen & Co., London. 605p, 1984.

CHRISTOFOLETTI, A. - **Geomorfologia.** Editora Edgard Blucher Ltda e EDUSP, São Paulo, 1974, 2.º ed.150 p.

CHRISTOFOLETTI, A. - **Análise de sistemas em Geografia.** Editora Hucitec, USP, São Paulo, 1979, 106 p.

CHRISTOFFOLETI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher. 1981.

CHRISTOFFOLETTI, A. **Perfil longitudinal de cursos de água**. Geomorfologia fluvial (Volume 1 - O Canal). Edgar Blücher, São Paulo, p.93-144. 1981.

CHRISTOFFOLETTI, A. **Capturas fluviais**. *Enciclopédia Mirador Internacional*. São Paulo, vol. 5, p. 2.049-2.051, (1975).

CHRISTOFFOLETTI, A. **Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal**. *Geografia*, 2 (4), p. 81-102, (1977).

CONTI, J. B. **Considerações sobre as mudanças climáticas globais**. Revista do Departamento de Geografia, 16 (2005) 70-75, FFLCH, São Paulo.

CORREA, A. C. B.; ESPÍNDOLA, C. R.; MENDES, I. A. **Avaliação da dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil, com base no método de datação da (LOE) Luminescência Opticamente Estimulada**. In: MENDES, I. A.; GERARDI, L. de O. (Org.). Do natural, do Social e de suas interações: visões geográficas. Rio Claro: Programa de Pós-graduação em Geografia UNESP, 2002. p. 21-34.

CORREA, A.C.B; TAVARES, B. A. C; MONTEIRO, K. A; FÔNSECA, D. N. **A aplicação de técnicas geocronométricas em geomorfologia: uma atualização metodológica**. Espaço Aberto, PPGG, V 6., n.1,p 45 – 74, 2016, ISSN 2237-3071.

COSTA JÚNIOR, M. P. **Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no Litoral Norte da Bahia – município de Conde**. 2008. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal da Bahia, Salvador.

Cotton, C.A. **Landscape**. Cambridge University Press, Cambridge. 509p, 1948.

COX, R.T. **Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment.** Geol. Soc. Am. Bull., v. 106, p. 571-581, 1994.

CYR, A. J.; GRANGER, D. E; OLIVETTI, V.; MOLIN, P. Distinguishing between tectonic and lithologic controls on bedrock channel longitudinal profiles using cosmogenic ¹⁰Be erosion rates and channel steepness index. **Geomorphology**, 209 27 –38, 2014.

DAVIS, W.M. **The geographycal cycle.** Geographycal Journal, v.14, p.481-504, 1889.

DAMUTH, J. E. & FAIRBRIDGE, R. W. **Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-age aridity in tropical South America.** Bulletin of the Geological Society of America, v.81, p.189-206, 1970.

DIAS, R.L.; PEREZ FILHO, A. **Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 16, p. 341-349, 2015.

DIAS, R.L.; PEREZ FILHO, A. **Evolução das coberturas superficiais holocênicas em baixos terraços fluviais da bacia do rio Corumbataí - SP por meio de datação absoluta por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).** Geografia (Impresso), v. 41, p. 419-428, 2016.

DIAS, R.L.; PEREZ FILHO, A. **Geocronologia de terraços fluviais na Bacia do Rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).** Revista Brasileira de Geomorfologia , V.16, nº2, Ano 2015.

EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos** (Rio de Janeiro, RJ). Manual de métodos de análise de solo / Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

EEROLA, T. T. **Mudanças climáticas globais: passado, presente e futuro.** In: FÓRUM SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS, 2010, Florianópolis. Instituto de Ecologia Política, Universidade do Estado de Santa Catarina (UDESC), 2010.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços Neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas.** (Tese de Doutorado) IGCE-UNESP, Vol.I, 264 p. e Vol.II, mapas. Rio Claro-SP, 2000.

FERNANDES, A. J., MALDANER, C. H., SOBRINHO, J. M., PRESSINOTTI, M. M. N., WAHNFRIED, I. **Estratigrafia dos Derrames de Basaltos da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto - SP) Baseada na Geologia Física, Petrografia e Geoquímica.** Revista do Instituto de Geociências - USP- 73 - Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 10, n. 2, p. 73-99, julho 2010.

FERREIRA, A. B. **Os Mantos de Alteração e o Modelo das Regiões Graníticas: Ideias Recentes e Orientações de Pesquisa.** Revista Portuguesa de Geografia, Vol. 14 n.28, Ano 1979.

FIORI, J, A.P. ; GASPAR, LA (1993) **Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterol.Óico Superior), Paraná, Sul do Brasil.** Bol.JG-USP, SboC;enl. , 24:1-19.

FITZPATRICK, E. A . **Soil Microscopy and Micromorphology.** New York: Wiley, 1993.

FOLK, R. L. & WARD, W. Bazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27, p.3-26, 1957.

FÚLFARO, V.J. **A evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo Trend susface analysis.** Escola de Engenharia de São Carlos da USP, Geologia, v. 14, p. 1-110, 1971.

FÚLFARO, V. J. **Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo.** 1967.91 p. Tese. (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 1967.

FÚLFARO, V.J., SUGUIO, K. **O Cenozóico paulista: gênese e idade.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Anais... Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101, 1974.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks.** Londres: Bethaven Press, 1991.

GILBERT, G.K. **Geological investigations in the Henry Montains, Utah.** American Nature, v.2, p.447p. 1877a

GILBERT, G.K. **Report on the Geology of the Henry Mountains.** Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region – U.S. Govt. Printing Office. 160p, 1877b.

GOUVEIA, I. C. M.C; ROSS, J. L. S. Fragilidade ambiental: uma proposta de aplicação de geomorphons para a variável relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 37, p. 123-136, 2019.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSEDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; SCHEEL-YBERT, R.; BENDASSOLI, J. A.; RIBEIRO, A.S.; FREITAS, H. A. **Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil.** Global and Planetary Change, v. 33, p. 95–106, 2002.

HACK, J. T. **Stream profile analysis and stream gradient index.** Journal Research of U. S. Geological Survey, v. 1, 421-429, 1973.

HADLEY, R.F.; Lal, R.; ONSTAD, C.A.; WALLING, D.E.; YAIR, A.1985. **Recent developments in erosion and sediment yield studies.** UNESCO, Paris,127p.

HASUI, Y; **Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul, São Paulo.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 190 p.

HASUI, Y; **Geologia da folha de São Roque**. Boletim IG. Instituto de Geociências, USP, V.6: 157-183, 1975.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.** V 51, p. 2246-59, 1967.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Geomorfologia**. IBGE, Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais, 2. ed. Rio de Janeiro, 2009. 182 p.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Pedologia**. IBGE, Coordenação de Recursos naturais e Estudos Ambientais, 4. 2 ed. Rio de Janeiro, 2007. 316 p.

HUGGETT, R.J. **Fundamentals of geomorphology**. 2nd Ed., NY: Routledge, 2007, 280 p.

LEITE, R. J. **Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitóides da Região de Piedade, SP**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Ano 1997.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. M. **Fluvial process in geomorphology**. Mineola: Dover Publications, INC, 1964.

LIMA, K. C.; PEREZ FILHO, A. **Datações por LOE em baixos terraços fluviais e aluviões recentes entre Cipó e Caldas do Jorro, Rio Itapicuru – BA**. Anais do Simpósio Nacional de Geomorfologia, Ano 2016.

LIRA, D. R. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco**. Tese de Doutorado UFPE. Recife, 2014. 234 p.

LUPINACCI, C. M; SOUZA, T. de ALMEIDA. **Terraços Fluviais como Indicadores da Dinâmica Geomorfológica no Quaternário: Estudo de Caso da Depressão Periférica Paulista.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v.20, n.2 , p 427-444, São Paulo, ano 2019.

MACHADO, F.B., **Geologia e Aspectos Petrológicos das Rochas Intrusivas e Efusivas Mesozóicas de Parte da Borda Leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo.** Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geociências, UNESP – Rio Claro, Ano 2005.

Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo: IPT, 1981b. 94 p. (Série Monografias n. 5, v.1).

MARTINS, A.A.; CUNHA, P. P. **Terraços do rio Tejo em Portugal, sua importância na interpretação da evolução da paisagem e da ocupação humana.** In Arqueologia do Vale do Tejo, 163-176, ISBN: 978-989-96416-0-0. Lisboa: Centro Português de Geo-História e Pré-História, 2009.

MASSOLI, M. **Relação entre o embasamento cristalino e os sedimentos basais do Sub-Grupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora, SP.** Instituto de Geociências, USP, Dissertação de Mestrado, 94 -p, Ano 1991.

MEGLHIORATTI, T. **Estatigrafia de Sequências da Formação Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro (Permiano, Bacia do Paraná) na Porção Nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UNESP – Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Ano 2006, P-134.

MELLO, C. L. et al. **Estudo faciológico dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul.** In: SBJ/RJ, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2. São Paulo, Anais, 19 – 26, 1991.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits – Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.** Berlim: Springer-Verlag, 582p, 1996.

MILANI, E.J., ZALÁN, P.V. 1999. **An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America.** Episodes, 22:199-205.

MONTEIRO, C. A. de F. **A Dinâmica Climática e as Chuvas no Estado de São Paulo – estudo geográfico sob forma de atlas.** São Paulo: Universidade de São Paulo/ Instituto de Geografia, 129 p. 1973.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 – 102, 1986.

NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO, F.B. **Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral.** Geociências, UNESP, v.21, n.1;2, p.15-32, 2002.

OLIVEIRA, D. **Capturas Fluviais como Evidências da Evolução do Relevo: Uma Revisão Bibliográfica.** Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, 20 (2010), 37-50.

OLIVEIRA, D. **Estudo da origem dos materiais dos solos da cobertura arenosa do glacis de São Pedro, em São Pedro, SP.** São Paulo, 1992. 75 p. Trabalho de Graduação Individual Departamento de Geografia-FFLCH-USP.

PAISANI, J. C., PONTELLI, M. E., ANDRES, J., PASA V., MARINHO, F. R. **Características Geológicas da Formação Serra Geral na Área Drenada pelo Rio Marrecas (SW PARANÁ): Fundamentos para análise geomorfológica.** Geografia - v. 17, n. 2, jul./dez. 2008 – Universidade Estadual de Londrina, Departamento de Geociências.

PENTEADO, M.M. **Geomorfologia do Setor CentroOcidental da Depressão Periférica Paulista**. 1968, 160 f. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro. Inédito. Rio Claro, 1968.

PEREZ-FILHO, A.; QUARESMA, C. C.; ESPINDOLA, C. R.; RODRIGUES, T. R. I. **Geomorfologia antropogênica: reativação da rede de drenagem e processos erosivos relacionados à construção civil**. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6. Anais do VI... Goiânia, 2006.

PEREZ FILHO, A.; RUBIRA F. G. **Evolução das bases teóricas e metodológicas para identificação das mudanças, oscilações e pulsações climáticas**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 22, nº 4, ano 2021

PESSENDA, L.C.R; SAIA, S.E.M.G; GOUVEIA, S.E. M; LEDRU, M. P; SIFEDDINE, A.; AMARAL, P. G. C; BENDASSOLLI, J. A. **Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic Forest, Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso), v. 82, p. 717-729, 2010.

PESSENDA, L.C.R; ARAVENA, R.; MELFI. A.J.; BOULET, R. **The use of carbon isotopes (C- 13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil**. Radiocarbon. v. 38, n. 2, p. 191-201, 1996.

PESSENDA, L. C. R.; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSO JR, A. A.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D.F.; RICARDI BRANCO, F. **Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil**. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 363–364, 57–68, 2012.

PETRI, S. **Grupo Tubarão**. Boletim do Instituto de Geografia e Geologia, v. 41, p.56-63, 1964.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J.D. **Profile Convexities in Bedrock and Alluvial Streams**. *Geomorphology*, vol. 102, pg. 554-566, Dezembro, 2008.

PHILLIPS, J. D. (2011). **Emergence and pseudo-equilibrium in geomorphology**. *Geomorphology*, 132, 319-326.

PHILLIPS, J.D., 2014. **State transitions in geomorphic responses to environmental change**. *Geomorphology* 204, 208-216.

POWELL, J.W. **Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries**. Smithsonian Institution, Washington D.C. 291p, 1875.

QUEIROZ NETO, J.P.; JOURNAUX, A. **Carta geomorfológica de São Pedro-SP:**

Sedimentologia e Pedologia. São Paulo. Instituto de Geografia - USP, (12):1-33, 1978.

QUEIROZ-NETO, J.P. **O estudo de formações superficiais no Brasil**. São Paulo, Revista do Instituto Geológico, v. 2, n. 1-2, p. 65-78, 2001.

RABASSA, J.O. **El cambio climático y su impacto en los glaciares de Patagonia, Tierra del Fuego y la península Antártica**. In: 10º Encontro de Geógrafos da América Latina, São Paulo. Resumos, São Paulo, Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas, p. 48.

RAMALHO FILHO, A; BEEK, K. L. **Sistema de avaliação da aptidão agrícola das terras**. ed ver. Rio de Janeiro: EMBRAPA, CNPS. 1995.

RIBEIRO, R. V. S; ARRUDA, E. M. **A influência do alinhamento do Paranapanema na configuração do relevo e rede de drenagem na bacia do Ribeirão Faxinal, Itapetininga – SP**. XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. I Congresso Nacional de Geografia Física. V.1, Ano 2017, Unicamp.

ROHMAN, J. **Avaliação de enchentes e seca no Brasil**. Transatlantic Reinsurance Company. Tradução de Sandra Mathias. Outubro/2013.

ROHN, R. **A estratificada Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR)**. In: MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (eds.) *Correlação de seqüências Paleozóicas SulAmericanas. Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo, 20: 209-218.

ROSS, J. L. S.; O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia/FFLCH/USP**, n.º 6, 17-29, 1992.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000**. Geografia-FFLCH-USP, IPT/FAPESP, São Paulo, vol. 1, 1997.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. (1994). **História Ecológica da Terra**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. **Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South America**. *Journal of Quaternary Science*, v. 12, n. 5, p. 371-379, 1997.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A.M.F. **Datação Absoluta de depósitos Quaternários brasileiros por luminescência**. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (2): 402-413, junho de 2007.

SANTOS, D. A. R.; MORAIS, F. **A Assimetria de Bacias Hidrográficas e Influência Litoestruturais na Geomorfologia do Rio Formoso, TO**. *Caminhos da Geografia*, v.18, n.61, pg. 180-199, ano 2017, Uberlândia.

SANTOS G. B; JUNIOR, A. P. M; CHEREM, L. F. S. **Níveis de Terraços Fluviais e Depósitos Correlativos no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG.** Revista Brasileira de Geomorfologia – v.10, n1 ,pg. 73-84, 2009.

SANTOS, P.R. dos, ROCHA-CAMPOS, A.C., CANUTO, J.R. **Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil.** *Palaeoge. Palaeocli. Palaeoeco.*, v.125, p.165-184, 1996.

SANTOS, M.M.L.; STEVAUX, J.C. **Facies and Arquitectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Paraná River.** Quaternary International, Inglaterra, v. 72, n. 1, p. 87- 94, 2000.

SANFORD R.M., LANGE F.W. 1960. **Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil.** AAPG Buletin, 44:1316-1370.

SCHEEL-YBERT, R.; GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; COUTINHO, L.M.; BOULET, R. **Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil 13C analysis.** The Holocene, v.13, p. 73-81, 2003.

SETZER, J. **Atlas climático e ecológico do estado de São Paulo.** São Paulo: CIBPU, 1966.

SCHNEIDER, R.L.; MÜLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná.** In: CONGR. BRÁS. GEOL., 28. Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v. I, p. 41-65

SILVA, T. M.; SANTOS, B. P. **Sistemas de Drenagem e Evolução do Relevo.** Revista Geografia Acadêmica, v.4, n.1, pg. 5-19, ano 2010.

SILVA, A. J. P, LOPES, R. C, VASCONCELOS, A. M, BAHIA, R. B. C. **Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores.** Geologia,

Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Cap. II, Brasília, 2003.

SILVA, T.M.; MONTEIRO, H.S.; CRUZ, M.A.; MOURA, J.R.S. 2006. **Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP)**. Anuário do Instituto de Geociências (Rio de Janeiro), v. 29, p. 210-224.

SILVA, A. D; NOGUEIRA, S. B; TALPO, E. **Compartimentação Morfológica da Estação Experimental de Angatuba e de seu Entorno, São Paulo, Brasil**. EGAL XII, Observatório Geográfico da América Latina, 2009.

SOARES, P.C. **Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. Resumos...: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, p. 250-251.

SOUZA, A de OLIVEIRA; PEREZE FILHO, A. **Aplicação de KSN Index e do SL Index no Estudo de Knickpoints no Perfil Longitudinal do Rio Ribeira de Iguape -SP**. Revista do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo. XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Vol. Especial - Eixo 10, 2017.

SOUZA, A. de OLIVEIRA.; PEREZ FILHO, A. **Dinâmica Geomorfológica e Geocronológica das Coberturas Superficiais do Ribeirão Araquá, Municípios de São Pedro e Charqueada-SP**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. UNICAMP– Universidade de Campinas, 2016.

SOUZA, A. de OLIVEIRA. **Processos, Ambientes Depositionais e Geocronologias das Coberturas Superficiais sobre Aplainamentos Neogênicos e Terraços Fluviais na Bacia do Ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.19 , n1 , p 107-126 , ano 2018.

SOUZA, J. L.; CORREA, A.C.B. ; SILVA, O. V. **Compartimentação geomorfológica da planície do Recife, Pernambuco, Brasil.** Revista de Geografia do Recife, v.34, n.1, 2017.

SOUZA, A. AO.; PEREZ FILHO, A. **Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário.** Geosp – Espaço e Tempo (Online), v. 20, n. 3, p. 636-656, mês. 2016. ISSN 2179-0892.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. **Ambientes deposicionais e datações absolutas de coberturas superficiais quaternárias da Bacia do Ribeirão Araquá-SP.** Anais do Simpósio Nacional de Geomorfologia, Ano 2016.

SOUZA, J. L.; SANTOS, L. D. J., CORREA, A. C. B.; GIRÃO DA SILVA, O. **Gênese e evolução da planície do Recife.** Anais do Simpósio Nacional de Geomorfologia, Ano 2016.

STEVAUX, J.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International.** v. 72, p. 73-85, 2000.

STORANI, D.L; PEREZ FILHO, A. **Novas Informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu- SP, Brasil.** Revista Brasileira de Geomorfologia, V.16, nº2, Ano 2015.

STORANI, D.L. **Cenário Regional das Oscilações Climáticas Quaternárias: Baixos Terraços Fluviais no Contexto da Depressão Periférica Paulista e Planalto Ocidental Paulista.** Instituto de Geociência - Unicamp. Tese de Doutorado. Campinas, SP, Ano 2015.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?).** São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente Fluvial.** Curitiba: Editora Universidade Federal do Paraná; ADEA, 1979.

SUGUIO, K. **As mudanças paleoclimáticas da Terra e seus registros, com ênfase no Quaternário.** In: Sant'Anna Neto (org.). Variabilidade e mudanças climáticas: implicações ambientais e socioeconômicas. Maringá: Eduem, 259 p. 2000

THOMAS, M; THORP, M. B. **Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics.** Quaternary Science Reviews, Vol. 14, pp. 193-207, 1995.

TOMÉ, J; QUINTA-NOVA, L; FERNANDEZ, P (2013) **Influência da Estrutura da Paisagem nas Comunidades Avifaunísticas. Caso de estudo: Beira Interior Sul.** In Ceballos et al. (Coord. Ed.). OTALEX C: Resultados del Proyecto. DGTOTU. Consejería de Fomento, Vivienda, Ordenación del Territorio y Turismo. Junta de Extremadura. ISBN:978-84-695-9132-1: 137-153.

TORRES, F. T. P.; MARQUES NETO, R.; MENEZES, S. de O. **Introdução à Geomorfologia.** São Paulo: Cenpage Learning, 2012.

TRECOMENDI, W. A., ORIVALDO, B. **Caracterização agroclimática das unidades da Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo: Capão Bonito e região.** Campinas: Instituto Agronômico, 2008. 30p. (Série Tecnologia APTA, Boletim Técnico IAC, 205)

TRICART, J. **Principes et méthodes de La géomorphologie.** Paris, Masson. 496 p. 1965.

TRICART, J. **As relações entre a morfogênese e a pedogênese.** Notícia Geomorfológica. Campinas, 8:5-18, 1968

TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology.** London: Blackwell, 1995.

VANDENBERGHE, J. **The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary.** Quaternary International, v. 91, n. 1, p. 17-23, 2002. VANDENBERGHE, J. **River**

terraces as a response to climatic forcing: formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. Quaternary International, v. 370, p. 3-11, 2015.

VERSTAPEEN, H.T.; ZUIDAM, R.A. (ITC) – System of Geomorphological Survey. **Manual ITC**, Text Book. Vol 7, Cap. 7, 1975

WAICHEL, B. L., LIMA, E. F., SOMMER, C. A. **Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo.** Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil, Maio/2007.

WAGNER, G. A. **Age Determination of Young Rocks and Artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology.** Springer, New York: Springer, 1998, 466p.

WARREN, L. V., ASSINE, M. L., SIMÕES, M. G., RICCOMINI, C., ANELLI, L. E. **A Formação Serra Alta , Permiano, no Centro-Leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil.** Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” – UNESP, Brazilian Journal of Geology, 45(1): 109-126, March 2015.

WERNICK, E. **O Magmatismo Granitóide das Regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste do Brasil.** Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais. Instituto de Geociências e Ciências Exatas - "Campus" de Rio Claro - Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho" - UNESP.

ZALÁN, P.V., WOLF, S., CONCEIÇÃO, J.C. DE J., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A. Bacia do Paraná. In: PETROBRÁS. RAJA GABAGLIA, G.P., MILANI, E.J. (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares.** Rio de Janeiro: 1990. p. 135-168.

WANNER, H.; SOLOMINA, O., GROSJEAN, M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. **Structure and origin of Holocene cold events.** Quaternary Science Reviews, v. 30(21), p. 3109-3123, 2011.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Y. **Dynamic reorganization of river basins.** Science, vol. 343, 1248765, 2014.

ZANCOPÉ, M. H. C.; PEREZ FILHO, A. **Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 10, p. 31-42, 2009.