



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"

Câmpus de Rio Claro



Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Estudo Geoambiental do setor Nordeste de São Paulo/Sudoeste de Minas Gerais: evolução da paisagem na bacia hidrográfica do Rio das Canoas

ADERVALDO GUILHERME SIQUEIRA

Rio Claro – SP

2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL
PAULISTA “JULIO DE MESQUITA
FILHO”

Instituto de Geociências e Ciências
Exatas Campus Rio Claro

ADERVALDO GUILHERME SIQUEIRA

**ESTUDO GEOAMBIENTAL DO SETOR NORDESTE DE SÃO PAULO/SUDOESTE
DE MINAS GERAIS: EVOLUÇÃO DA PAISAGEM NA BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIO DAS CANOAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira
Coorientador: Prof. Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda

Rio Claro -SP

2021

S618e

Siqueira, Adervaldo Guilherme

Estudo geoambiental do setor Nordeste de São Paulo/Sudoeste de Minas Gerais : evolução da paisagem na bacia hidrográfica do Rio das Canoas / Adervaldo Guilherme Siqueira. -- Rio Claro, 2021

100 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: César Augusto Moreira

Coorientador: Jairo Roberto Jiménez-Rueda

1. Geociências. 2. Estudo geoambiental. 3. Isobases. 4. Bacia hidrográfica. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ADERVALDO GUILHERME SIQUEIRA

**ESTUDO GEOAMBIENTAL DO SETOR NORDESTE DE SÃO PAULO/SUDOESTE
DE MINAS GERAIS: EVOLUÇÃO DA PAISAGEM NA BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIO DAS CANOAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda (coorientador)

Prof.^a Dra. Cenira Maria Lupinacci

Prof. Dr. Mauro Silva Ruiz

Conceito: APROVADO

Rio Claro/SP, 23 de Março de 2021.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me dar forças para vencer esta importante etapa da minha vida.

Ter vencido este grande desafio não teria sido possível sem o direcionamento para a vida, que me foi dado por meus pais, Adão (in memoriam) e Aparecida.

Não posso deixar de manifestar minha gratidão aos meus queridos amigos Vânia e Glayk pelo incentivo de sempre. E aos meus amigos de pós-graduação Beatriz, Marcos e Sandra pela troca de experiências e cooperação mútua.

Gratidão também a Solange e Éverton pelas conversas, sempre me motivando a seguir em frente.

Agradeço ao Prof. Dr. César Augusto Moreira pela disponibilidade e compreensão.

Gostaria de manifestar, ainda, minha eterna gratidão ao Maestro Prof. Dr. Jairo Roberto Jiménez-Rueda que prontamente aceitou me orientar, me despertou o interesse e a curiosidade sobre diversos, e possibilitou construir e aprimorar conhecimentos para toda a vida.

Meus agradecimentos à minha “mãe adotiva” Prof.^a Dra. Neuza Machado Vieira, que com seus amplos conhecimentos e dedicação à Geografia, me incentivou com suas palavras.

Enfim, dedico esse trabalho a minha esposa Rúbia, por participar intensamente de cada etapa do mestrado, conseguindo me ouvir, apoiar e incentivar nos momentos mais difíceis, e aos meus filhos Rafael e Leonardo que, com sorrisos, abraços e muito carinho renovaram as minhas forças nos momentos de grande desafio.

RESUMO

A bacia hidrográfica do Rio das Canoas localiza-se no NE de São Paulo e SW de Minas Gerais, situada nos municípios de Franca, Cristais Paulista, Pedregulho, Claraval e Ibiraci. Considerando a influência regional no histórico de evolução da paisagem, o estudo geoambiental foi realizado em uma área compreendida entre as coordenadas extremas 47° 40' W, 20° 38' S e 46° 50' W, 20° 07' S. As formas de relevo que atualmente delimitam esta bacia são resultado de eventos tectônicos relacionados ao Soerguimento do Alto Paranaíba –SAP e de reativações da Zona de Falha de Cássia, assim como outras de influência regional entre o final do Mesozoico e o Cenozoico da Bacia do Paraná. O trabalho compreendeu as etapas de levantamento bibliográfico e cartográfico, geração de produtos cartográficos complementares, interpretação de imagens, trabalho de campo, visando a compreensão da geodinâmica e dos respectivos geossistemas que a originaram em distintos períodos geológicos. Utilizando técnicas de geoprocessamento, foram geradas isobases, que representam as paleo-superfícies estabelecidas a partir de eventos tectono-erosionais em escala regional de recentes movimentos da crosta. Foi estabelecida uma relação da epirogênese com os altos e baixos estruturais e a direta influência nas coberturas intempéricas, bem como a evolução da rede de drenagem. A partir das isobases, procurou-se estabelecer uma correlação com as superfícies de erosão de King (1956) e uma datação relativa, tendo como pontos de sustentação critérios cronoestratigráficos, geológicos, paleoclimáticos, geomorfológicos e pedológicos.

PALAVRAS-CHAVE: evolução da paisagem; bacia hidrográfica; isobases.

ABSTRACT

The Canoas River drainage basin is located in the NE of São Paulo State and SW of Minas Gerais State, located in Franca, Cristais Paulista, Pedregulho, Claraval and Ibiraci counties. Considering the regional influence on the history of landscape evolution, the geoenvironmental study was developed out in an area between the extreme coordinates $47^{\circ} 40' W$, $20^{\circ} 38' S$ and $46^{\circ} 50' W$, $20^{\circ} 07' S$. The relief forms that currently delimit this basin are the result of tectonic events related to the Alto Paranaíba Uplift and reactivations of the Cassia Fault Zone, as well as others of regional influence between the end of the Mesozoic and the Cenozoic of the Paraná Basin. This paper comprised the stages of bibliographic and cartographic survey, generation of complementary cartographic products, image interpretation, fieldwork, aiming at understanding the geodynamics and the respective geosystems that originated it in different geological periods. Using geoprocessing techniques, isobases were created that represent paleo-surfaces established from tectono-erosional events of recent movements of the crust on a regional scale. A relationship between epirogenesis and horsts and grabens was established, and the direct influence on weathering coverings, as well as the evolution of the drainage network. The isobases made it possible to establish a correlation with the erosion surfaces of King (1956) and a relative dating, having as support points chronostratigraphic, geological, paleoclimatic, geomorphological and pedological criteria.

KEYWORDS: landscape evolution; drainage basin; isobases.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Análise dos arranjos da rede de drenagem..	18
Figura 2 - Ilustração das feições morfoestruturais associadas a condições topográficas.....	19
Figura 3 – Localização da área de estudo.....	24
Figura 4 – Setores e domínios tectônicos do Sistema orogênico Tocantins.....	25
Figura 5 – Soerguimento do Alto Paranaíba, de acordo com Hasui e Haralyi (1991).....	27
Figura 6 – Visão em planta e perfil longitudinal idealizado de um sistema de leque aluvial.....	28
Figura 7 – Províncias Estruturais Brasileiras.....	29
Figura 8 – Esboço geológico da Província Paraná.....	30
Figura 9 – Localização da área de estudo quanto às Províncias Paraná e Tocantins.....	32
Figura 10 - Compartimentos neotectônicos de SP, sul de MG, PR e norte de SC... ..	34
Figura 11 – Perfil topográfico esquemático EW da região de Franca e tipos de depósitos cenozoicos.	36
Figura 12 – Geologia da área de estudo, segundo IBGE (2017).....	44
Figura 13 – Geologia da área de estudo, segundo IPT (1981).....	45
Figura 14 – Geologia das folhas Desemboque e São Tomás de Aquino.....	46
Figura 15 – Geologia de parte da área de estudo.....	47
Figura 16 – Geologia aloformal do município de Franca..	48
Figura 17 – Geologia do município de Cristais Paulista.....	49
Figura 18 - Coluna estratigráfica formal e aloformal de ocorrência em Cristais Paulista..	50
Figura 19 - Classificação climática do estado de São Paulo.....	53
Figura 20 – Climograma de Franca.....	54
Figura 21 – Pedologia da área de estudo.....	55
Figura 22 – Pedologia da área de estudo, no estado de São Paulo.....	57
Figura 23 – Pedologia da área de estudo, no estado de São Paulo.....	58
Figura 24 – Pedologia da área de estudo, no estado de Minas Gerais.....	59
Figura 25 – Pedologia do município de Franca.....	60
Figura 26 – Pedologia do município de Cristais Paulista.....	62
Figura 27 – Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo escala 1: 1.000.000.....	63

Figura 28 – Mapa geomorfológico do estado de São Paulo, com destaque para a área de estudo.	65
Figura 29 – Mapa geomorfológico da área de estudo.....	66
Figura 30 - Limites envoltórios de fragmentos menores de cerrado e fragmentos maiores na Bacia hidrográfica dos rios Sapucaí-Mirim/Grande (SP e MG)..	68
Figura 31 – Modelo Digital do Terreno da área de estudo.....	72
Figura 32 – Declividade da área de estudo.	73
Figura 33 – Hidrografia e divisão hidrográfica da área de estudo.	73
Figura 34 – Isobase de 8ª ordem.....	75
Figura 35 – Isobase 8, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	75
Figura 36 – Isobase de 7ª ordem.....	76
Figura 37 – Isobase 7, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	77
Figura 38 – Isobase de 6ª ordem, com destaque para a Zona da Falha de Cássia.	78
Figura 39 – Isobase 6, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	78
Figura 40 – Isobase de 5ª ordem.....	81
Figura 41 – Isobase 5, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	81
Figura 42 – Superfície correspondente ao Ciclo Velhas e à Superfície Sul-Americana.....	82
Figura 43 – Alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná no estado de São Paulo.	83
Figura 44 – Isobase de 4ª ordem.....	84
Figura 45 – Isobase 4, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	84
Figura 46 – Isobase de 3ª ordem.....	86
Figura 47 – Isobase 3, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	87
Figura 48 – Evolução da paisagem a partir de um sistema de falhas normais escalonadas.....	87
Figura 49 – Isobase de 2ª ordem.....	88
Figura 50 – Isobase 2, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	89
Figura 51 – Isobase de 1ª ordem.....	90
Figura 52 – Isobase 1, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.	90

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Relação entre morfoestruturas e morfometria.	20
Tabela 2 – Caracterização dos tipos climáticos na região de Franca.	52
Tabela 3 – Dados climáticos de Franca, período 1961-1990	54
Tabela 4 – Divisão hidrográfica da área de estudo.	74

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AA – Alto estrutural – alto topográfico

AB – Alto estrutural – baixo topográfico

ABAG-RP – Associação Brasileira do Agronegócio da Região de Ribeirão Preto

AP – antes do presente

BA – Baixo estrutural – alto topográfico

BB – Baixo estrutural – baixo topográfico

CAI – Cobertura de alteração intempérica

CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais

ENE – Este-nordeste

ESE – Este-sudeste

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IDE-Sisema – Infraestrutura de dados espaciais da Secretaria Estadual de Meio Ambiente de Minas Gerais

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDT – Modelo Digital do Terreno

N – Norte

NE – Nordeste

NNW – Norte-noroeste

NW – Noroeste

S – Sul

SAP – Soerguimento do Alto Paranaíba

SE – Sudeste

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SMA – Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo

SSW – Sul-sudoeste

SW – Sudoeste

TIN – Triangular

UAI – Unidade de alteração intempérica

UFV – Universidade Federal de Viçosa

VAI – Volume de alteração intempérica

WNW – Oeste-noroeste

WSW – Oeste-sudoeste

Sumário

1. INTRODUÇÃO	14
2. OBJETIVOS	16
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
3.1 Morfoestrutura e morfotectônica	17
3.2 Morfometria	21
3.2.1 Isobases	21
3.3 Geomorfologia/ Fisiografia	22
3.4 Pedologia e pedostratigrafia	23
4. DIAGNÓSTICO ZERO	24
4.1 Localização da área de estudo	24
5. GEOLOGIA	25
Geologia Estrutural	25
5.1 Província Tocantins	25
5.2 Província Paraná	28
5.2.1 Litoestratigrafia formal e aloformal	35
5.2.1.1 Coberturas continentais indiferenciadas	35
5.2.1.2 Cobertura Detrítico-Laterítica	37
5.2.1.3 Formação Itaqueri	38
5.2.1.4 Formação Marília	38
5.2.1.5 Formação Serra Geral e intrusivas básicas associadas	39
5.2.1.6 Formação Botucatu	39
5.2.1.7 Formação Piramboia	40
5.2.1.8 Formação Aquidauana	41
5.2.1.9 Grupo Araxá-Canastra	42
5.2.1.10 Complexo Campos Gerais	43
6. CLIMA	51
7. PEDOLOGIA	55
8. GEOMORFOLOGIA/FISIOGRAFIA	63
9. VEGETAÇÃO	67
10. MATERIAS E MÉTODOS	69
11. RESULTADOS E DISCUSSÕES	71
12. CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS	94

1. INTRODUÇÃO

O relevo é um dos componentes do meio físico que apresenta grande diversidade de formas. Por mais que pareçam estáticas, essas formas na realidade são dinâmicas, e se manifestam de modo diferenciado no tempo e no espaço, a depender das interações com os demais componentes da paisagem. Essas interações se dão através dos fluxos de matéria e energia, e são responsáveis pela gênese do modelado e pela evolução das formas da superfície terrestre (ROSS, 2003).

Estudos paleogeomorfológicos e paleoclimáticos possibilitam a produção de informações em escala regional referentes ao contexto evolutivo e condicionador da dinâmica recente. Assim, o relevo se apresenta como elemento integrado aos demais elementos do geossistema, quais sejam o clima, vegetação, hidrografia, solos e substrato geológico, incorporando ainda diferentes tipos e graus de impacto provocados pela ação antrópica (CHISTOFOLETTI, 1998).

De acordo com Christofolletti (1998), o uso do conhecimento geomorfológico no planejamento ambiental pode, em escala local ou regional, representar exemplo de aplicabilidade de uma concepção holística, abrangendo a totalidade do sistema, como por exemplo o planejamento aplicado a bacias hidrográficas.

Segundo Ross (2003), para compreender o que há por trás de cada padrão de forma ou de tipo de vertente, torna-se necessário verificar quais as influências de cada elemento em sua gênese e, logo, na dinâmica atual e pretérita dessas formas. Seja qual for o atributo geomorfológico, é resultado de uma história evolutiva, resulta de uma série de fatores naturais que possibilitaram seu aparecimento e conseqüentemente, sua existência, funcionalidade e evolução contínua. De acordo com Marques (1995), uma paisagem de idade recente pode ser o resultado de processos de esculturação passados e presentes, em condições ambientais semelhantes às atuais, ou totalmente diferentes. A possibilidade de serem encontradas, em um ambiente, formas de relevo atuais esculpidas sobre materiais de diferentes idades geológicas deve ser sempre considerada. Estas informações são fundamentais para a compreensão da seqüência evolutiva do relevo e da paisagem.

Importante contribuição ao conhecimento geomorfológico foi dado por King (1956). O referido autor parte do pressuposto da atividade erosiva em ambientes áridos e semiáridos, evidenciando que o relevo não tem um comportamento cíclico, mas sim sujeito a ação intermitente de fenômenos tectônicos, que colocam superfícies de erosão ou pediplanação, elaboradas ao longo do tempo, em diferentes níveis altimétricos. Identificando superfícies de

erosão e seus depósitos correlatos, e procurando estabelecer suas respectivas cronologias, tendo como base dados altimétricos, geológicos e cronoestratigráficos, interpretou a alternância entre fases de pediplanação e de soerguimentos epirogênicos (ROSS, 2003).

O ordenamento da rede fluvial estabelecido por Horton (1945) e por Strahler (1952) serviu de base para muitos estudos morfométricos aplicados a bacias hidrográficas e também ao relevo de uma maneira geral, procurando correspondência da ordem de drenagem com outros elementos, tais como movimentos verticais, rupturas das rochas, cronologia, entre outros (HUBP, 1988). Assim, a rede de drenagem é um indicador confiável da atividade tectônica (GROHMANN et al, 2011).

Ainda de acordo com Grohmann (2011) e Golts e Rosenthal (1993), mapas de nível de base indicam uma relação entre a ordem dos cursos d'água e a topografia. Cursos d'água de ordens semelhantes se relacionam a eventos geológicos semelhantes e possuem idade geológica semelhante. Desse modo, cada superfície de nível de base está relacionada a estágios erosivos semelhantes, e pode ser considerada como resultantes de eventos tectono-erosivos, principalmente os mais recentes.

Segundo Golts e Rosenthal (1993), isobase é um termo usado para uma linha que delimita uma superfície de erosão. De acordo com Filosofov (1960, apud GOLTS e ROSENTHAL, 1993), a superfície da isobase é o plano hipotético formado pela conexão de perfis de fluxo de uma ordem de fluxo semelhante. Os cursos d'água designam a superfície da base erosiva, sendo que a elevação das linhas de isobases será sempre idêntica ou inferior à superfície do solo. De acordo com os mesmos autores, levando em consideração as características geológicas da área, as superfícies das isobases estão relacionadas a estágios erosivos semelhantes, que devem ser consideradas como manifestações de eventos erosivos desencadeados por movimentação tectônica em escala regional e, especialmente, a movimentos recentes da crosta.

A construção de isobases pelo método manual é um processo demorado, pois a classificação das diferentes ordens da rede de drenagem e a interpretação das linhas do nível de base exigem mapas topográficos de boa qualidade e em escala adequada. Porém, em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), a partir de modelos digitais de elevação (MDE) torna-se possível a extração da rede de drenagem, o ordenamento, e a interpolação com o atributo elevação. Dessa maneira, os dados de uma grande área sejam obtidos mais rapidamente (GROHMANN et al, 2011; JIMÉNEZ-RUEDA et al, 2014).

Os estudos geoambientais constituem importantes ferramentas capazes de fornecer subsídios técnicos para orientar a tomada de decisões na implementação de alternativas de

desenvolvimento regional compatíveis com a sustentabilidade e vulnerabilidade dos sistemas ambientais. As feições geoambientais representam os elementos naturais que compõem o meio físico, tais como as características geológicas, fisiográficas, morfoestruturais, morfotectônicas, cobertura de alteração intempérica, pedológicas e climáticas estruturadas em zonas e subzonas geoambientais (Jimenez-Rueda et al, 1995).

Estudos desta natureza também contribuem com a compreensão da evolução da paisagem e, a partir dela, embasar a criação de instrumentos técnicos que proporcionam parâmetros e referências para possibilitar uma reavaliação permanente das estratégias de desenvolvimento adotadas em uma área geográfica.

Este trabalho busca realizar um estudo geoambiental, tendo em vista a compreensão da gênese e evolução da paisagem na bacia hidrográfica do Rio Canoas, utilizando geoprocessamento para aplicação do método das isobases. A partir da interpretação dos mapas de isobases, busca-se estabelecer a correspondência com as superfícies de erosão de King (1956).

A análise e integração dos resultados se deu de modo a compreensão da epirogênese e sua influência na modificação dos níveis de base, bem como propor uma cronologia relativa para cada isobase a partir de parâmetros pedológicos, geomorfológicos, tectônicos e paleoclimáticos.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é realizar um estudo geoambiental com vistas a compreensão da gênese e evolução da paisagem na bacia hidrográfica do rio das Canoas, utilizando SIG para obtenção dos mapas de isobases.

Visando atingir o objetivo proposto, estão elencados, a seguir, os objetivos específicos.

- Realizar o Diagnóstico Zero da área de estudo, ou seja, o levantamento de informações bibliográficas e cartográficas;
- Desenvolver a interpretação dos aspectos geológicos e pedostratigráficos, bem como sua influência na evolução da paisagem;
- Compreender a dinâmica de evolução da paisagem a partir do método das isobases confluentes;
- Sistematizar as cartas temáticas de fisiografia/geomorfologia, geologia e pedologia da região, relacionando-as à erosão, a partir das características litoestruturais;

- Desenvolver os produtos cartográficos necessários, em escala compatível com a unidade territorial de estudo.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Morfoestrutura e morfotectônica

De acordo com Saadi (1991), o termo morfoestrutural caracteriza uma paisagem que possui alto grau de evolução das formas estruturais. Há uma ideia de combinação entre o elemento relativamente estável (a estrutura) e um elemento dinâmico (as formas do relevo, que variam em função da erosão). A existência de um nítido controle exercido pela base litoestrutural é a principal característica de um compartimento morfoestrutural. Portanto, há um controle passivo exercido pelos complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma determinada arquitetura tectônica, a partir do qual se dá o modelado das formas, cuja dinâmica e intensidade dos processos está condicionada aos tipos climáticos e o intemperismo.

Analisando os elementos de drenagem e relevo, bem como suas relações espaciais, é possível demarcar as morfoestruturas, que podem ser refletidas em superfície e verificadas através de interpretação de produtos de sensores remotos (PUPIM et al, 2007). A figura 1 ilustra os diferentes arranjos dos elementos de drenagem, o grau de estruturação e a assimetria de relevo dos mesmos na indicação que a morfoestrutura é como está representada.

A análise das morfoestruturas ocorre a partir do estabelecimento de padrões de assimetrias/simetrias das bacias hidrográficas e das feições de drenagem radiais e anelares. O delineamento de curvas não cotadas é realizado sobre as feições de simetria/assimetria, representando flexuras texturais hipotéticas, cujos contatos nem sempre são visíveis em campo (altos estruturais e baixos estruturais) e descontinuidades estruturais (lineamentos e falhas) (MATTOS et al, 1982).

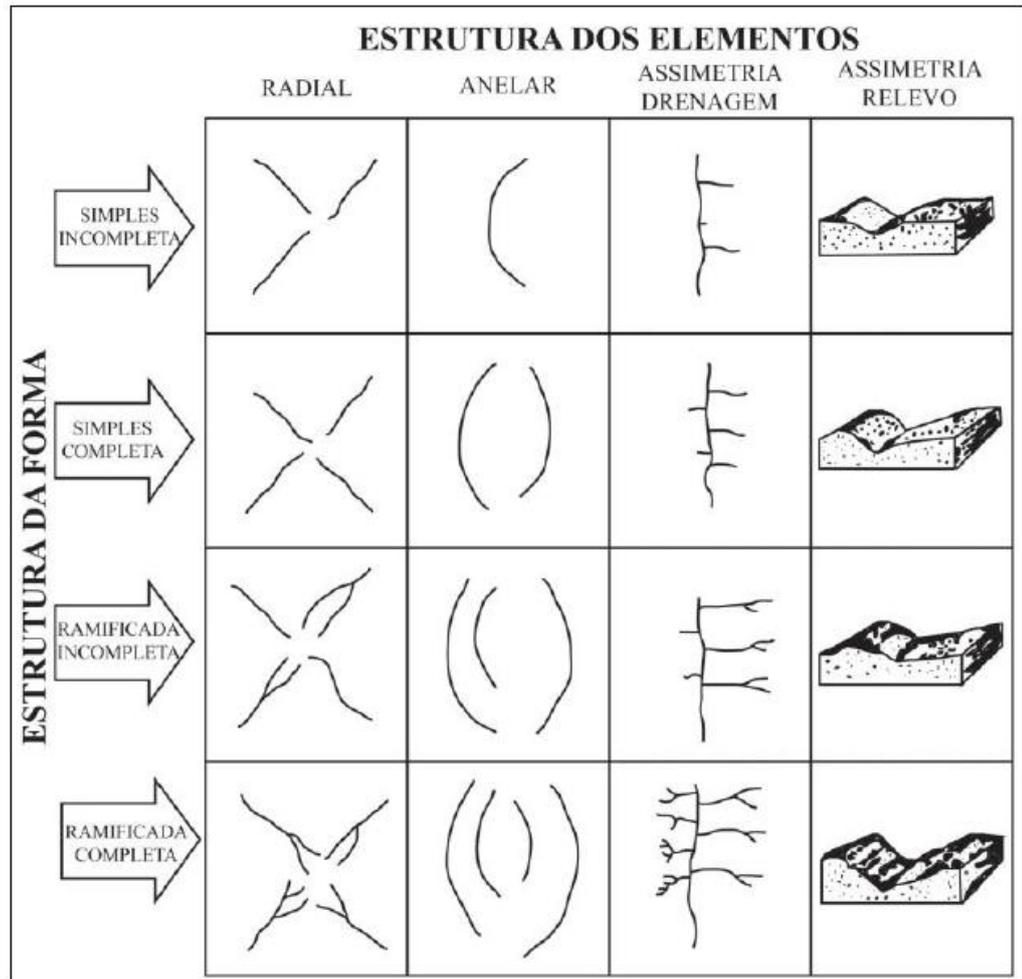


Figura 1 – Análise dos arranjos da rede de drenagem. Fonte: Mattos et al, 1982.

Segundo Popp (1998), os altos estruturais e baixos estruturais são estruturas resultantes dos esforços produzidos nas rochas que se manifestam na forma de dobramentos, originando formas côncavas (sinformais) ou convexas (antiformais). Estas estruturas determinam comportamentos ambientais distintos, como as condições para o escoamento da água. Nos antiformes (altos estruturais), a disposição convexa das camadas rochosas favorece a percolação da água, enquanto que nos sinformes (baixos estruturais), há o impedimento da drenagem, causando a saturação do substrato. Combinadas com as condições topográficas, este condicionamento à drenagem imposto pela situação morfoestrutural poderá ser potencializado ou reduzido, conforme mostrado na figura 2, em que as setas representam sentidos preferenciais para escoamento da drenagem (MORAES, 2007).

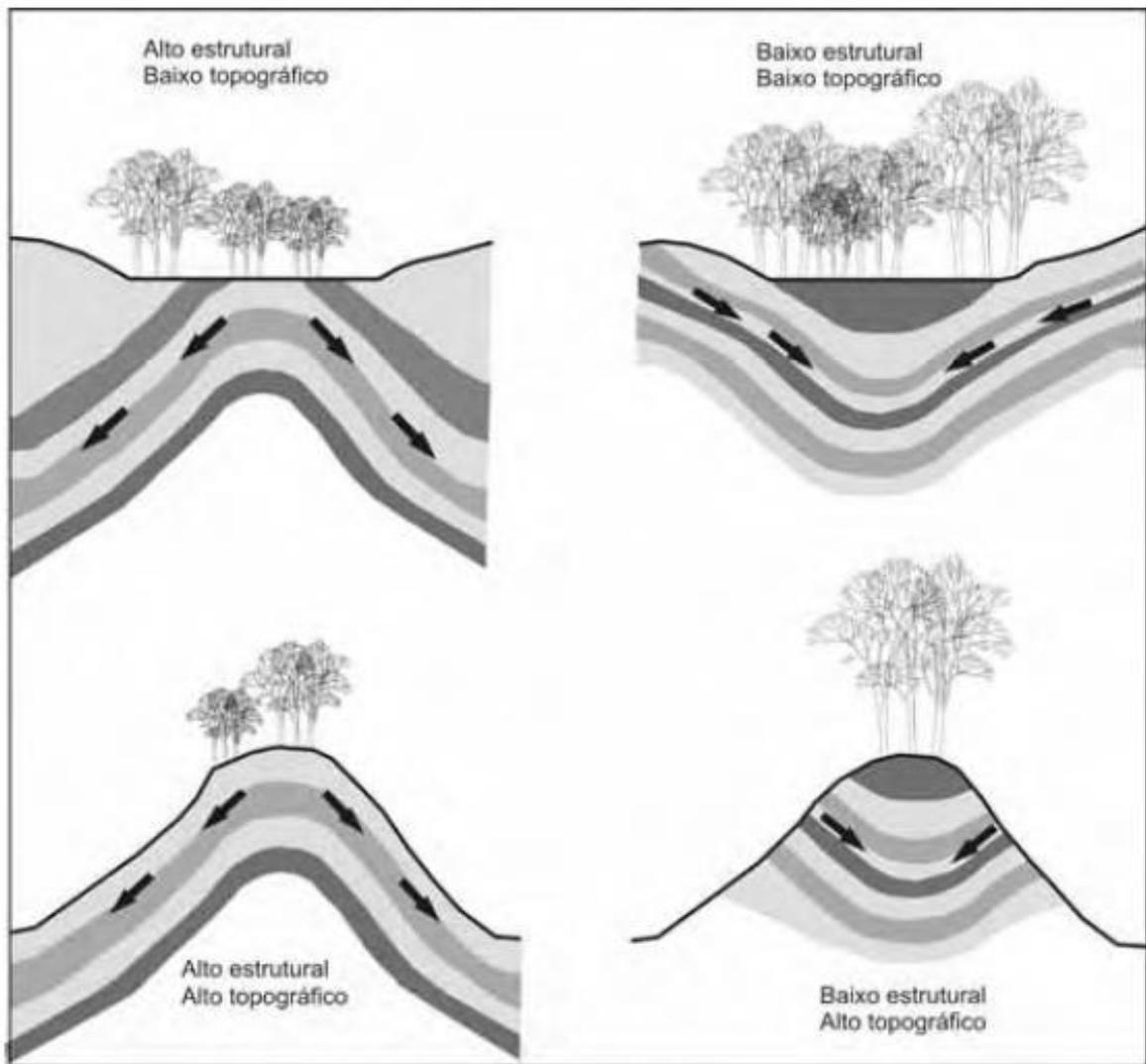


Figura 2 - Ilustração das feições morfoestruturais associadas a condições topográficas. Fonte: Moraes, 2007.

Além dos dobramentos, outros processos estruturais podem determinar feições com comportamentos típicos de antiformes/siniformes. Nas falhas normais ou de gravidade, há a descida do teto em relação ao muro, via de regra associadas a regimes distensivos da crosta terrestre ou como reflexo de dobramentos (LOCZY & LADEIRA, 1980). Os sistemas de *grabens* e *horsts* são feições resultantes dos falhamentos de gravidade, em que o *graben* apresenta um comportamento que se assemelha ao de um baixo estrutural, e o *horst*, de um alto estrutural. De acordo com Moraes, 2007, se porventura não há falhas de gravidade, a formação de altos e baixos estruturais funcionais pode ocorrer através do basculamento de blocos. O bloco que sofre ascensão passa a se comportar como um alto estrutural e o que sofre abatimento se comporta como baixo estrutural, ao se tornarem parcialmente preenchidos por sedimentos, como um *graben* (HAMBLIN & CHRISTIANSEN, 2003).

A elaboração do mapa morfoestrutural é realizada para obtenção de dados qualitativos, através do condicionamento que as estruturas exercem sobre os aspectos pedológicos, pedogeoquímicos e fisiográficos, conforme Tabela 1 (JIMÉNEZ-RUEDA et al, 1993).

Tabela 1 – Relação entre morfoestruturas e morfometria.

MORFOESTRUTURA/ MORFOMETRIA	DESCRIÇÃO
Alto Estrutural/ Alto Topográfico (AA)	Pedogênese maior que morfogênese; forte intemperismo; argilominerais caulinita e gibbsita; intensa circulação de água; intensa oxidação; hidrólise total; processos de elitização, latossolização e laterização (em paleoambientes tropicais). Erodibilidade baixa.
Alto Estrutural / Baixo Topográfico (AB)	Pedogênese maior que morfogênese; forte intemperismo; argilominerais caulinita, gibbsita e esmectita; circulação de água média/alta; oxidação; hidrólise total/parcial; processos de elitização, latossolização, laterização, argilização e melanização. Erodibilidade moderada/alta (exorreica).
Baixo Estrutural / Alto Topográfico (BA)	Pedogênese maior que morfogênese; intemperismo moderado/forte; argilominerais caulinita e esmectita; circulação de água baixa e direcionada; moderada redução; hidrólise parcial/total; processos de latossolização e argilização. Erodibilidade alta/moderada (exorreica).
Baixo Estrutural / Baixo Topográfico (BB)	Pedogênese menor que morfogênese; fraco intemperismo; argilominerais de esmectita; circulação de água alta e direcionada; intensa redução; hidrólise parcial/incipiente; processos de argilização, melanização e gleização, com concentração de Na, Ca, CO ₃ , Si e Mg. Erodibilidade muito alta (endorreica).

Fonte: JIMÉNEZ-RUEDA, 1993 (adaptado).

De acordo com Saadi (1991), o termo morfotectônico deve ser utilizado quando a elaboração das formas ou paisagens se processa em função de controle tectônico ativo. A análise morfotectônica é entendida também como um processo de entendimento da atividade neotectônica a partir das formas e feições por ela controladas.

A análise morfotectônica tem como objetivo destacar feições retilíneas de extensão variável, que são interpretadas como resultantes de domínio estrutural. A identificação das feições lineares através da fotointerpretação é um procedimento baseado no estabelecimento de um padrão mental da menor unidade retilínea que se repete: são as juntas ou fraturas. As Feições retilíneas de maior extensão, às vezes quilométricas, são tratadas por lineamentos estruturais (Moraes, 2007).

De modo geral, o processo erosivo atuando em terreno homogêneo tende a modelá-lo em forma curvilínea, arredondada, interrompida e desordenada. Assim, a probabilidade de formação de feições retilíneas sem nenhuma causa específica de controle pode ser considerada praticamente nula. Os lineamentos estruturais de grande porte podem estar associados a falhamentos, diaclasamentos, estratificações, foliações, xistosidades, gnaissificações e contatos de rochas (RICCI & PETRI, 1965).

3.2 Morfometria

O estudo quantitativo das formas do relevo tem como um de seus objetivos identificar as variações altimétricas de diferentes superfícies, que podem ter sofrido influência de movimentação tectônica. De acordo com Mattos et al (2002), a paisagem guarda registros das ações exógenas e endógenas. Assim, o mapeamento das estruturas (dobras, juntas falhamentos e lineamentos estruturais) são de extrema importância, tendo em vista a identificação e compreensão das mudanças físico-químicas em função dos condicionamentos estruturais.

3.2.1 Isobases

Segundo Golts e Rosenthal (1993), o conceito de isobase se refere à delimitação de uma superfície erosional. Trata-se de uma superfície hipotética formada pela conexão de perfis de drenagem de mesma ordem. As isobases representam superfícies com estágios de erosão similares, podendo assim ser consideradas como manifestações de eventos tectono-erosionais regionais, especialmente como de movimentos recentes da crosta (GROHMANN & RICCOMINI, 2010).

Várias feições morfométricas podem ser caracterizadas por meio de uma isobase, além da possibilidade de se estabelecer relações cronológicas das diferentes fases geológicas. As isobases permitem ainda estabelecer os altos e baixos topográficos locais e associá-los aos altos

e baixos estruturais, possibilitando inferir sobre aspectos hidrológicos, como o nível freático, determinação da circulação de água e potencial erosivo (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1993).

De acordo com Jiménez-Rueda et al (2014), uma das possibilidades para compreensão da evolução dinâmica da paisagem é através da geração do modelo de paleo-superfícies, criadas a partir da interpolação de confluências de drenagem com um Modelo Digital do Terreno - MDT, onde é possível adicionar a variável altimetria às superfícies referente ao momento geológico-tectônico em que se formaram (GOHMANN, 2004). Segundo Jiménez-Rueda (2011), as diferenças altimétricas permitem estabelecer os diferentes níveis de terraços aluvionares e/ou planaltos, assim como, estabelecer correlações entre a intensidade do intemperismo resultante do clima atual e de paleoclimas que, por sua vez, contribui para a definição das unidades de alteração intempérica e para a caracterização e diferenciação das coberturas de alteração e/ou formações superficiais. Essa organização das formas de relevo é esquemática, sendo que a maior parte das superfícies atribuídas a um ou outro ciclo não representam mais as superfícies de erosão em suas formas originais, devido à intensa erosão que já sofreram (PONÇANO et al, 1992).

3.3 Geomorfologia/ Fisiografia

Segundo Villota (2005) a Fisiografia está estreitamente relacionada à Geomorfologia: ocupa-se do estudo do relevo e da formação das paisagens, bem como sua origem, estrutura, natureza das rochas, influência climática e as diferentes forças endógenas e exógenas que, de modo geral, atuam como fatores construtores e destruidores do relevo terrestre. No entanto, a Fisiografia contempla a possibilidade de subdividir as paisagens em unidades fisiográficas menores com base em aspectos morfométricos que podem igualmente incidir na pedogênese ou pelo menos no uso e manejo do solo, como por exemplo a declividade das vertentes, grau e tipo de erosão, condição de drenagem, etc.

O estudo das unidades fisiográficas permite conhecer a dinâmica ocorrida no meio físico. Elas constituem um grupo de fatores locais, os quais induzem processos formadores e evolutivos das formas de relevo. Por outro lado, estas formas de relevo constituem fatores determinantes de definição e caracterização das diversas unidades homogêneas (JIMENÉZ-RUEDA et al, 1993).

O princípio básico da análise fisiográfica é a existência direta relação entre as características internas e externas de uma paisagem, expressas nos perfis de solos. Cada unidade

fisiográfica apresenta uma fisionomia reconhecível e diferenciável das unidades adjacentes, e delimita uma porção da superfície terrestre com uma morfogênese específica que deve possuir certa homogeneidade pedológica (SOUZA & JIMÉNEZ-RUEDA, 2007).

3.4 Pedologia e pedoestratigrafia

As regiões que atualmente estão sob influência de climas tropical e subtropical, que apresentam índices de temperatura média e pluviometria elevados, acelerando a decomposição das rochas e o desenvolvimento de espessos mantos de alteração em diferentes estágios pedogênicos, denominadas coberturas de alteração intempérica (CAI). As CAI podem ser definidas como o resultado da interação de processos exógenos e endógenos na formação de solos. Os processos exógenos são caracterizados pela interação dos elementos do clima, pela radiação associada à energia solar, temperatura, umidade relativa, precipitação, vento e gelo são os responsáveis pelo desenvolvimento das paisagens desérticas, pluviais e/ou fluviais, como também as marinhas, dunares e glaciais. Os processos endógenos referem-se à formação geológica, vulcanismo e deformações tectônicas que atuam durante um certo tempo, o que reflete nas diferentes formas de relevo (OHARA et al, 2003).

As constantes interações entre processos endógenos e exógenos ocorrem a partir de diferentes adições, subtrações, transformações e translocações, no interior ou externamente aos maciços rochosos, deixando marcas ou registros caracterizados como volumes de alteração intempérica (VAI), unidades de alteração intempérica (UAI), associados a processos específicos como as coberturas de alteração intempérica (CAI), que direcionam ao enquadramento nas ordens taxonômicas dos solos dentro de um sistema de classificação. As propriedades geopedológicas fundamentais como cor, estrutura, consistência, densidade e limites entre horizontes, associadas às suas características de espessura, capacidade de retenção d'água e profundidade radicular definem os volumes de intemperismo. O estudo das CAI é essencial na avaliação integrada de dados do meio físico que visem zoneamento geoambiental (OHARA et al, 2003).

Os horizontes do solo registram as diversas condições ecogeodinâmicas que atuam na evolução da paisagem. De acordo com Toledo et al (2000), essas interações também podem ser evidenciadas através da caracterização das unidades de alteração intempérica alíticas, monossilíticas ou bissilíticas. Ker et al (2012) destaca que a interferência humana pode

modificar rapidamente as propriedades do solo. Sendo assim, o solo pode resultar de processos naturais e da intervenção humana.

A pedostratigrafia, ou seja, a análise da organização dos volumes de alteração intempérica, possibilita a definição das coberturas de alteração intempérica e, consecutivamente, da evolução fisiográfica da área de estudo (JIMÉNEZ-RUEDA et al., 1993).

4. DIAGNÓSTICO ZERO

4.1 Localização da área de estudo

A bacia hidrográfica do Rio Canoas possui área aproximada de 956 km², abrangendo parte dos municípios de Franca, Cristais Paulista, Pedregulho (estado de São Paulo), Claraval e Ibiraci (estado de Minas Gerais). O rio das Canoas e alguns de seus afluentes tem importância estratégica, principalmente para o abastecimento dos municípios de Franca, Claraval e Ibiraci. Considerando o entorno da bacia do Rio Canoas, o estudo foi desenvolvido em uma área mais ampla (figura 3), tendo em vista a sua possível influência em um contexto regional, que influenciam direta ou indiretamente a dinâmica da evolução da paisagem.

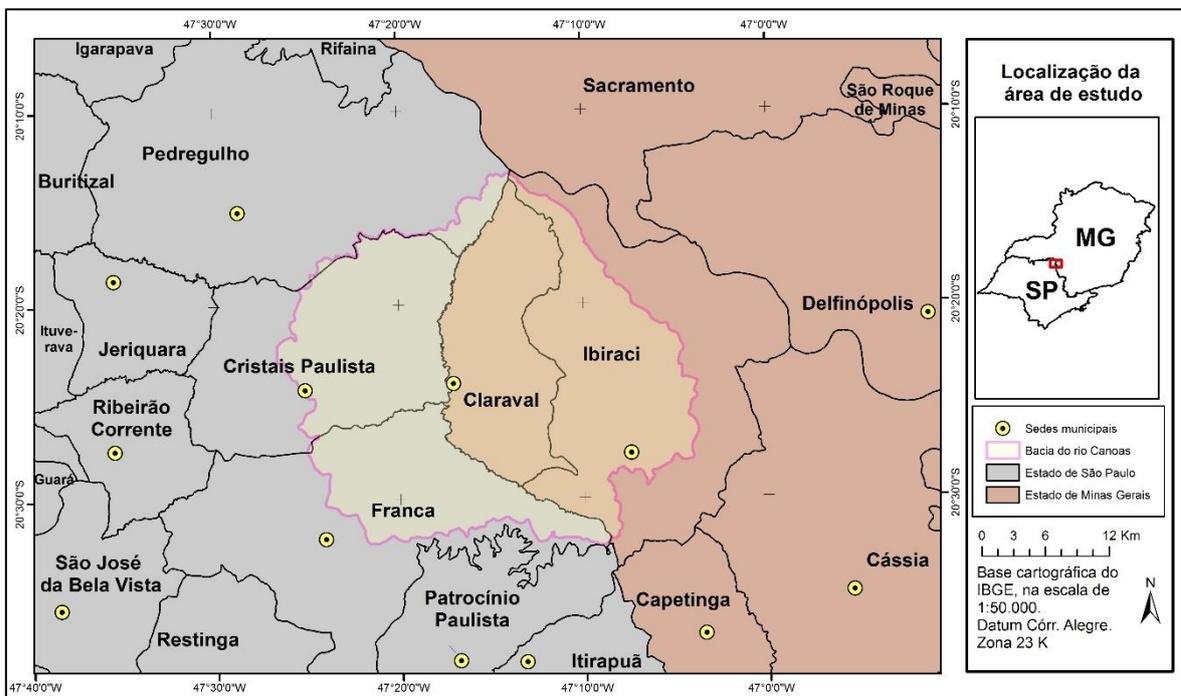


Figura 3 – Localização da área de estudo.

5. GEOLOGIA

Geologia Estrutural

5.1 Província Tocantins

A Província Tocantins tem seus limites definidos pelos crátons Amazônico e São Francisco e pelas bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná. Nela, Almeida et al (1977) reconhecem três regiões distintas estruturalmente: a região central, que corresponde em maior parte ao Maciço Meridiano de Goiás; a oriental, delimitada pelos Dobramentos Uruaçu e Brasília; e a ocidental, correspondente à faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia.

Hasui (2012) estabelece a compartimentação do Sistema orogênico Tocantins em três setores (figura 4), que correspondem aos cinturões orogênicos Brasília, Araguaia e Paraguai.

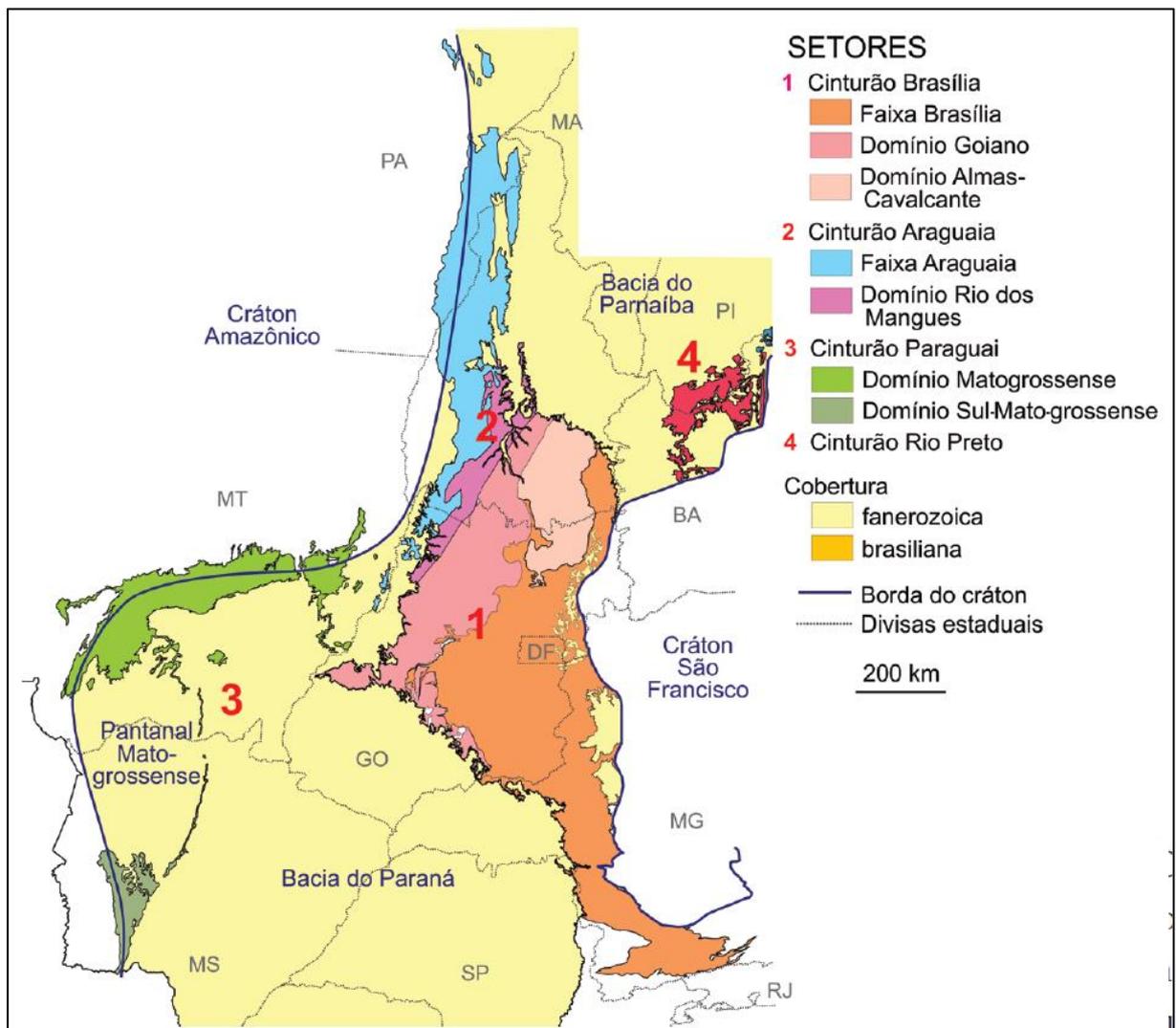


Figura 4 – Setores e domínios tectônicos do Sistema orogênico Tocantins. Fonte: Hasui (2012).

O embasamento da província é composto por materiais arqueanos e paleoproterozóicos, retrabalhados durante o Ciclo Brasileiro (DELGADO et al, 2003). Na faixa Brasília, o Complexo Campos Gerais é caracterizado pela ocorrência de granito-greenstone do Arqueano.

Esta unidade geotectônica, apesar de uma orientação geral N-S, apresenta na parte sul (Minas Gerais) uma direção NW-SE, tanto no conjunto quanto nos *trends* estruturais. A extremidade meridional, correspondente ao Maciço de Guaxupé, é constituída de velhos complexos gnáissicos e granulíticos remobilizados durante o Pré-Cambriano Superior (SAADI, 1991).

Segundo Almeida et al (1977), no estado de Minas Gerais, a faixa de dobramentos Uruaçu (Maciço de Guaxupé) é composta por granulitos, gnaisses, anfibolitos e rochas calcossilicatadas. O Maciço de Guaxupé separa a faixa Uruaçu em dois ramos, alinhados a NW e NE, sendo que este limita-se por uma falha transcorrente. Em diversos locais da porção sul da província verificam-se manifestações de magmatismo alcalino ocorridos no Cretáceo Superior, e intrusões de diques de diabásio no Cretáceo Inferior.

A totalidade das ocorrências litológicas desta província apresenta efeitos de polimetamorfismo, fraturamentos em episódios de diferentes idades, bem como rejuvenescimento isotópico. São comuns rochas intrusivas básicas e ultrabásicas (ALMEIDA et al, 1977).

De acordo com Hasui e Haralyi (1991), remetem ao Triássico o Soerguimento do Alto Paranaíba - SAP (figura 5), um evento de arqueamento da crosta em direção NW que se estende do Sul de Goiás, Triângulo Mineiro e Sudoeste de Minas Gerais. O SAP teve no Cretáceo Inferior um período de maior atividade, originando intrusões alcalinas de corpos kimberlíticos na sua porção SW.

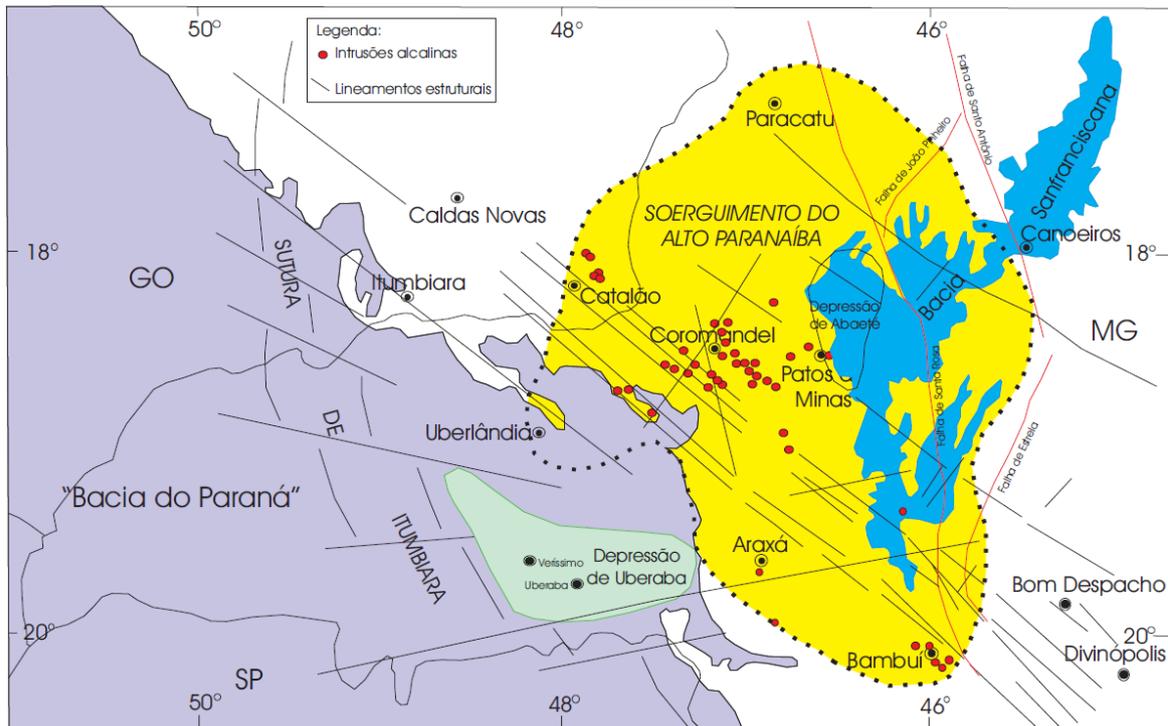


Figura 5 – Soerguimento do Alto Paranaíba, de acordo com Hasui e Haralyi (1991). Modificado por Batezzeli (2003).

Considerando as particularidades da área de estudo, Ponçano et al (1992) descrevem que o Grupo Bauru (Bacia do Paraná) se depositou em decorrência da atuação do SAP, em um sistema de rios anastomosados que drenavam na direção SW, originando leques aluviais coalescentes (figura 6), em ambiente de clima árido ou semiárido. Estas condições climáticas durante o Paleógeno até o Eoceno teriam contribuído na modelagem de uma vasta superfície regional, que corresponde à Superfície Sul-Americana (KING, 1956) ou Superfície Japi (ALMEIDA, 1964), verificados na cimeira do Planalto de Franca.

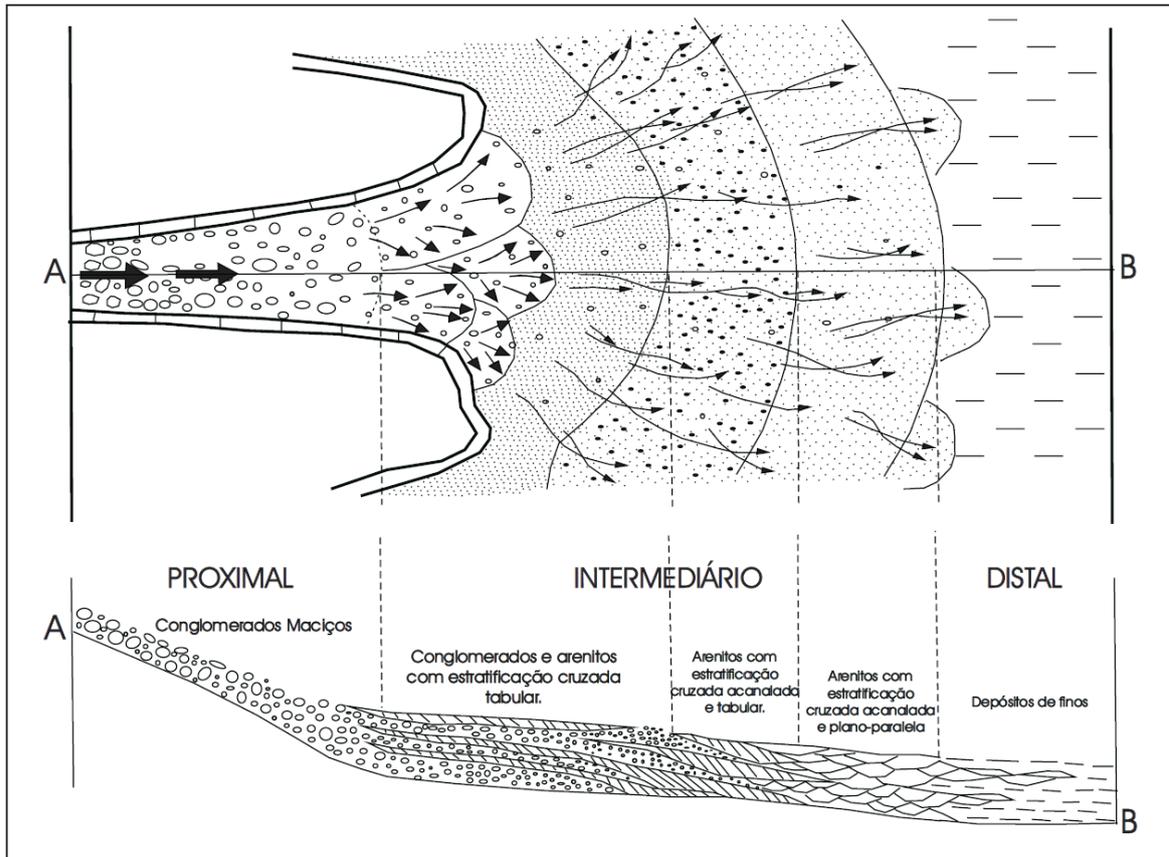


Figura 6 – Visão em planta e perfil longitudinal idealizado de um sistema de leque aluvial, (GALLOWAY & HOBDAY, 1983. Modificado por Batezzeli (2003).

5.2 Província Paraná

A Província Paraná tem seus limites estabelecidos pela Província Tocantins e Província Mantiqueira (ALMEIDA, 1977) (figura 7).

O embasamento desta Província compreende blocos cratônicos e maciços alongados na direção NE-SW (SILVA et al, 2003). Quanto à idade relativa, sua litologia envolve estratos de idades que variam do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo (PEREIRA et al, 2012).

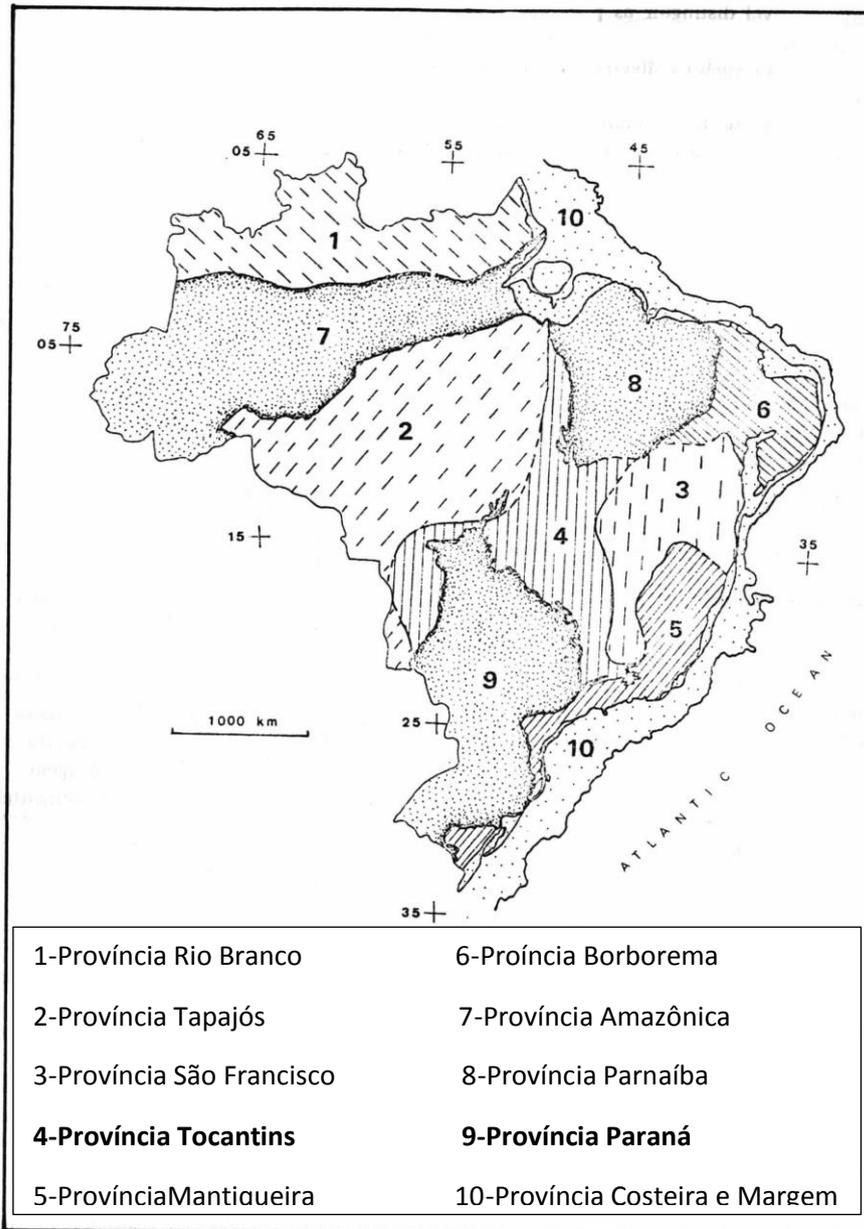


Figura 7 – Províncias Estruturais Brasileiras, segundo Almeida et al (1977).

O relevo da Província Paraná é formado por planaltos tabulares e cuestas concêntricas, sendo que a drenagem conflui para os rios Paraná e Uruguai. Algumas feições tectônicas (Flexura de Goiana e Arcos Central do Paraguai, Ponta Grossa e Rio-Grandense) no Paleozoico e Mesozoico, bem como eventos de transgressão e regressão marinha contribuíram para o delineamento da atual bacia.

Ainda segundo Almeida (1977), no Jurássico Superior passou a ocorrer extensa sedimentação continental, devido a reativação da Plataforma Sul-Americana. Depósitos eólicos e, localmente, fluviais e flúvio-lacustres foram recobertos e intercalados por basaltos. Sedimentos fluviais passaram a ser depositados na parte norte da província no Cretáceo

Superior. De uma maneira geral, as camadas apresentam-se suavemente inclinadas para o interior da província, sendo que configuração da rede de drenagem passou a se estabelecer no Terciário.

Com área aproximada de 1.050.000 km², a Província Paraná é composta por três áreas de sedimentação independentes, que se separam por profundas discordâncias: Bacia do Paraná propriamente dita, a Bacia Serra Geral e a Bacia Bauru (SILVA et al, 2003) (figura 8).

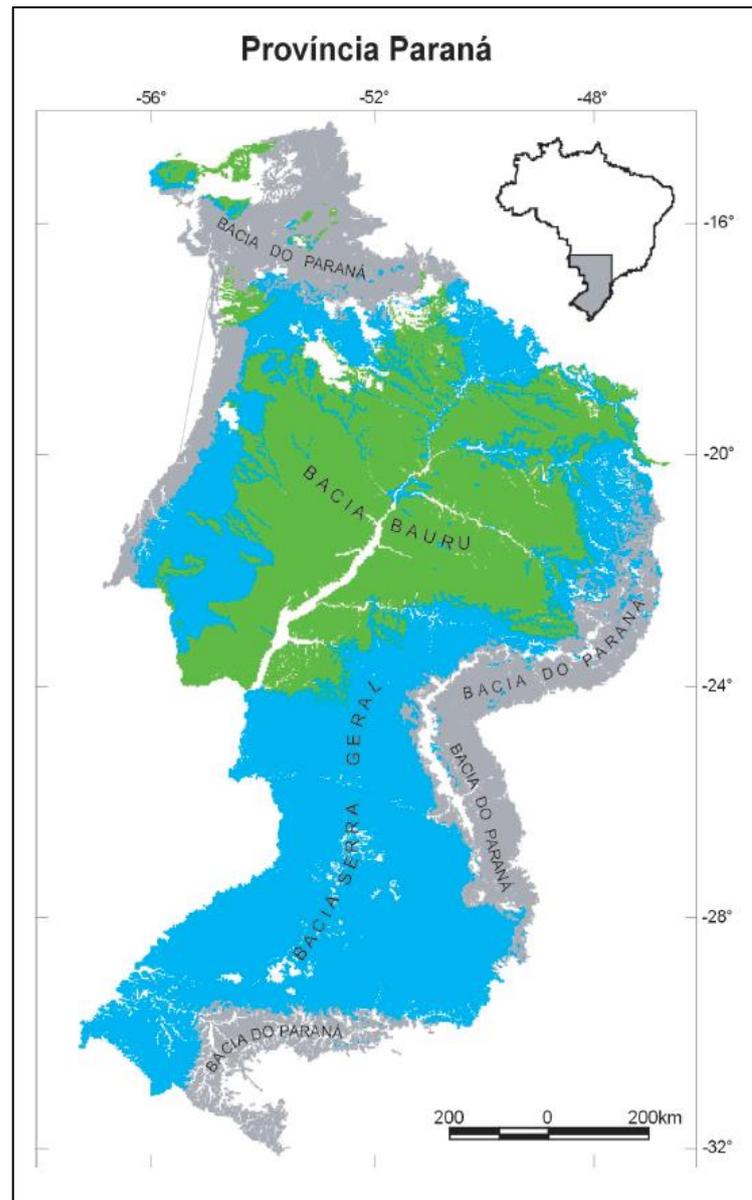


Figura 8 – Esboço geológico da Província Paraná, de acordo com Silva et al (2003).

Bacia Bauru

A Bacia Bauru se caracteriza por uma área depressiva desenvolvida através de subsidência termomecânica na porção Sul da Plataforma Sul-Americana no Meso-Neocretáceo (Campaniano-Maastrichtiano), depois da separação do Gondwana e formação do Oceano Atlântico (Fernandes & Coimbra, 2000). Compõem seu substrato as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. As rochas sedimentares no nível estratigráfico imediatamente superior pertencem a duas unidades cronocorrelatas: Grupo Caiuá (Formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Grupo Bauru (Formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília) (Silva et al, 2003). A Bacia Bauru compreende duas fases de deposição: uma primeira fase com deposição característica de um sistema desértico, com formação do Pantanal Araçatuba (Formação Araçatuba) e a segunda com deposição característica de sistema flúvio-eólico, vinda do Nordeste (SILVA et al, 2003).

Bacia Serra Geral

Esta bacia compreende as formações Botucatu e Serra Geral, reunidas no Grupo São Bento. Com a abertura do Oceano Atlântico Sul, as antéclises limitantes da Província Paraná foram reativadas e transformadas em arcos. A deposição de arenitos de granulação fina a média passou a ocorrer com o rebaixamento do fundo da bacia e a formação de ampla depressão topográfica. Estes depósitos podem ser separados em duas unidades, diferenciadas quanto à sua gênese: uma inferior, correspondente à Formação Botucatu e discordante sobre a Bacia do Paraná, inicialmente composta por depósitos de rios efêmeros e lençóis de areia, seguidos por arenitos eólicos; e outra superior, composta por lentes de arenitos eólicos, intercaladas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

Contexto regional

A área de estudo encontra-se na região nordeste do estado de São Paulo/sudoeste do estado de Minas Gerais, no flanco leste da Bacia Sedimentar do Paraná. Em um contexto geológico regional, apresenta uma faixa de rochas do embasamento Pré-Cambriano pertencentes ao Grupo Araxá/Canastra e Complexo Campos Gerais (Província Tocantins) (figura 9), rochas do Permiano-Carbonífero até o Cretáceo Superior, incluindo os derrames de rochas básicas intrudidos no pacote sedimentar, e ainda sedimentos Neoceno-zóicos cobrindo as superfícies.

Para Saadi (1991), a ocorrência da Bacia do Paraná no estado de Minas Gerais é uma sinéclise paleozoica bordejada por uma estrutura flexural chamada Flexura de Goiânia ou Arco da Canastra. Esta estrutura exerce influência constante sobre a evolução da borda NE da bacia e seu preenchimento sedimentar, que teve início no Devoniano, prolongando-se pelo Cenozoico.

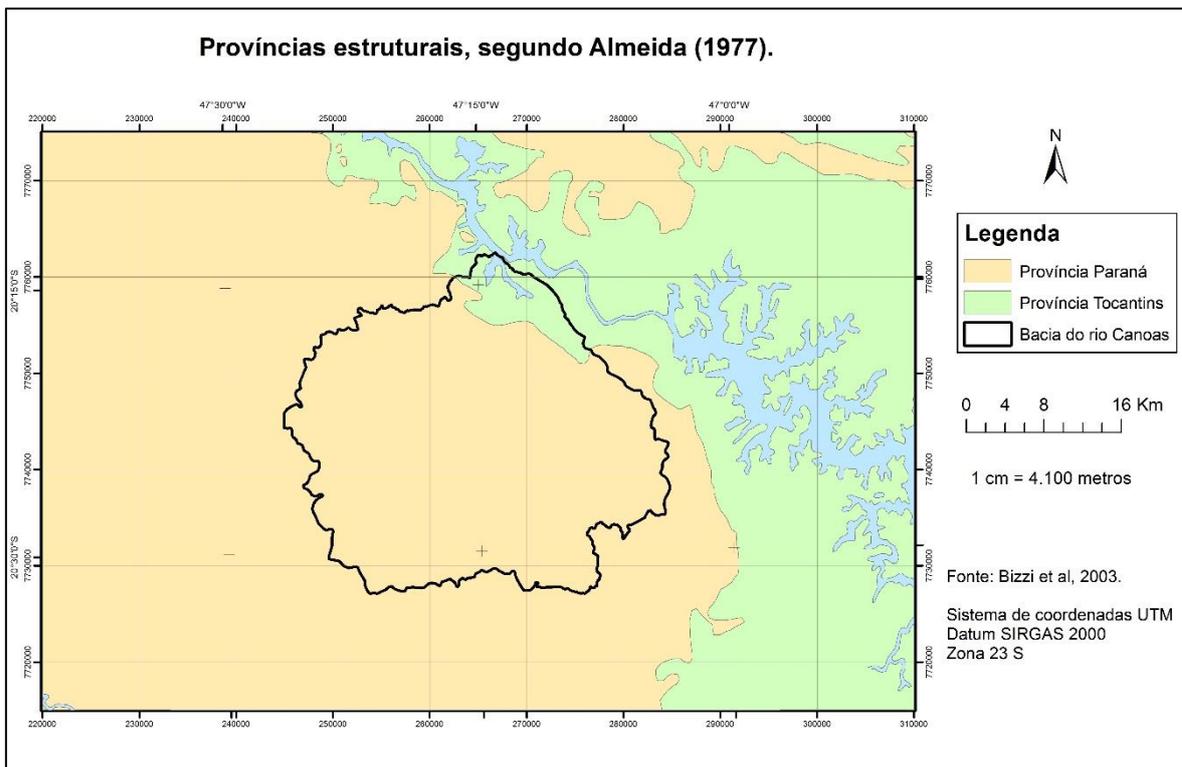


Figura 9 – Localização da área de estudo quanto às Províncias Paraná e Tocantins.

Este setor da Bacia do Paraná sofre forte influência tectônica dos terrenos geológicos localizados no sudoeste de Minas Gerais, que apresentam uma evolução tectônica Proterozoica bastante complexa se comparada à evolução Fanerozóica da bacia, já que regionalmente se verificam unidades geotectônicas Pré-Cambrianas em contato direto com uma bacia sedimentar Fanerozóica. Apresenta forte controle estrutural balizado pela atividade Neotectônica durante o Cenozóico, decorrente do comportamento ascensional expressivo durante o Mesozóico (ALMEIDA, 1980; LIMA, 2009).

A Bacia do Paraná possui uma inclinação homoclinal com deflexão na direção aproximada E-W, com mergulho suave de 1,5° em direção ao rio Paraná. Em alguns locais os valores de mergulho são relativamente altos, decorrentes de tectonismo associado a derrames basálticos e intrusões de *sills* de diabásio (IPT, 1981; BARTOLOMEU, 2009). Verificam-se dois estilos estruturais principais, decorrentes de deformações associadas a intrusões ígneas e deformações associadas a reativações tectônicas lineares do embasamento cratônico. Segundo

Soares et al (1973), as falhas isoladas são bastante frequentes, porém de pequena expressão regional. As falhas mais frequentes são normais, podendo ocorrer falhas inversas.

Duas direções principais de estruturas no interior da bacia, uma NW-SE e outra NE-SW, representam as áreas de maior mobilidade tectônica do embasamento, reativadas durante a evolução da Bacia do Paraná. (SOARES et al, 1982). De acordo com Perdoncini (2003), a influência exercida por esses padrões estruturais ao longo do tempo geológico foi diferente para cada um desses *trends*. As duas estruturas tiveram controle sobre a sedimentação e estão relacionadas a movimentos transcorrentes, mas somente as estruturas NW condicionaram os diques e soleiras de diabásio durante a separação do Gondwana, no Cretáceo. Uma outra direção de lineamento, E-W, teve início a partir do Triássico. Tais reativações são interpretadas como alívio de esforços intraplaca associadas a picos de atividade tectônica da margem ocidental do Gondwana (SOARES et al, 1974; PERDONCINI, 2003).

Segundo Soares et al (1982), considerando as condições geológicas e estruturais da Bacia do Paraná, interpreta-se que seus lineamentos representem reflexos em superfície de descontinuidades profundas como falhas. Sua extensão em superfície geralmente influi nas variações do mergulho regional do acamamento e a concordância de algumas faixas com direções de falhas de terrenos Pré-Cambrianos da borda da bacia reforçam essa ideia.

Tendo em vista o cenário tectônico posterior ao magmatismo Serra Geral, Riccomini (1995) considera o alinhamento Ribeirão Preto-Campinas como sendo de menor expressão, e que parece ter exercido certo controle na distribuição dos sedimentos rudáceos da região de Franca e Pedregulho, bem como das soleiras de diabásio nas unidades paleozoicas e o de Rifaina-São João da Boa Vista, que estabelece limite na extensão nordeste na área de ocorrência de sedimentos do Paleozoico.

A configuração da borda oriental da Bacia Bauru, a distribuição da Formação Itaqueri, bem como as reentrâncias na área de ocorrência da Formação Serra Geral indicam movimentos de componentes sinistral ao longo dos alinhamentos NNW, e dextral nos alinhamentos WNW (RICCOMINI, 1995).

Um estudo considerando as características dos sedimentos, bem como sua distribuição, além de morfoestruturas, morfotectônica e de falhas no Sul de Minas Gerais e São Paulo realizado por Hasui (2019) possibilitou estabelecer uma divisão em seis compartimentos neotectônicos. O Compartimento II (figura 10) apresenta lineamentos NS, NW e EW que são marcados pelo relevo da Depressão Periférica e cuestas da Bacia do Paraná, com uma rede de drenagem apresentando padrões retangular a paralelo. As estruturas são representadas por

falhas transcorrentes EW, normais NS e NW, e também falhas inversas/reversas NE, que são atribuídas a dois pulsos neotectônicos. O primeiro pulso teria gerado as falhas transcorrentes, normais NW e inversas/reversas NE, e o segundo, as falhas NS.

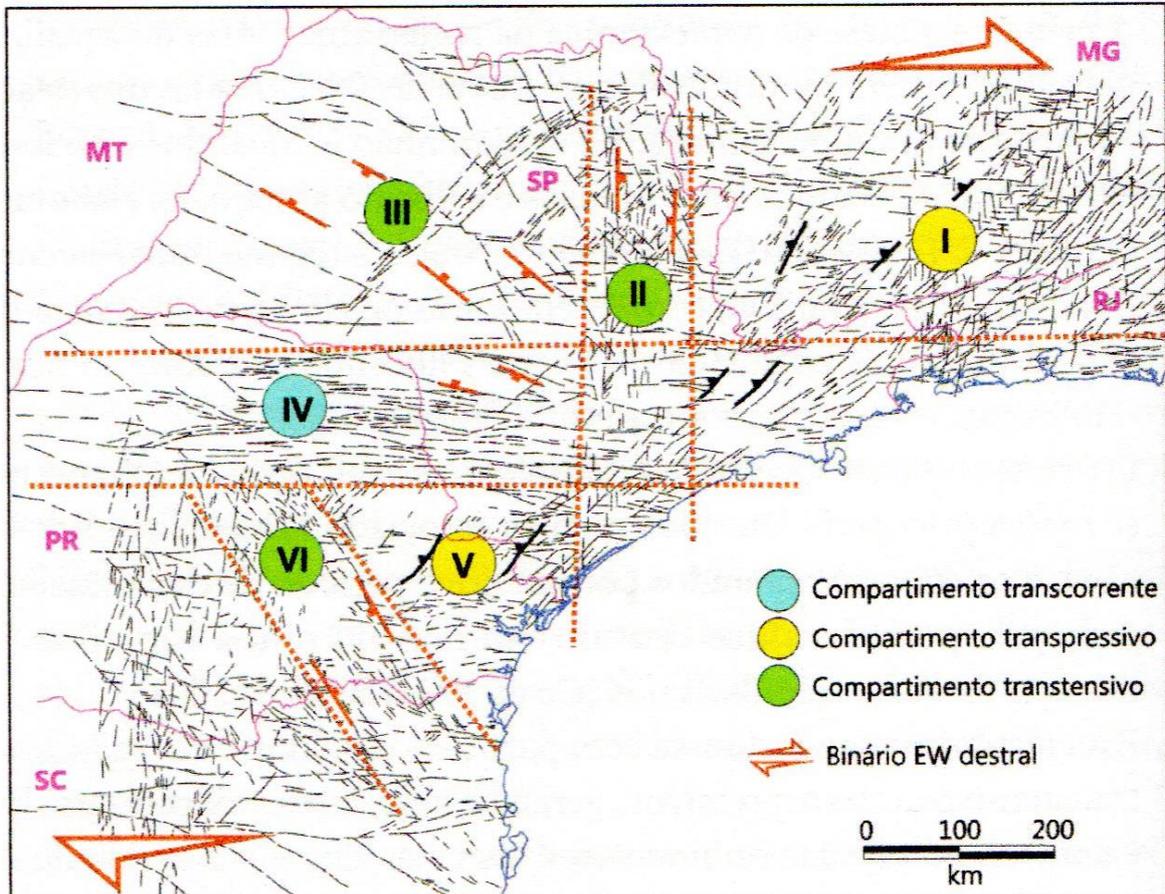


Figura 10 - Compartimentos neotectônicos de SP, sul de MG, PR e norte de SC. Destaque para o compartimento II com falhas normais (símbolos vermelhos). Fonte: HASUI, 2019.

Segundo Hasui et al (1999), notáveis alinhamentos NW-SE são as principais estruturas que controlam as rochas do Grupo Bauru e Formação Itaqueri, alinhamentos interpretados como falhas normais com mergulhos voltados para SW.

No Cenozoico, o relevo e a rede de drenagem são controlados por estruturas tectônicas, em que se percebe predominantes as orientações NW-SE. São comuns feixes no sentido E-W a controlar parte do relevo e promovendo capturas de drenagem. Feixes na direção NE-SW são compreendidos como predominantemente transpressivos (HASUI et al, 1998; HASUI et al, 1999).

Considerando algumas especificidades regionais da Província Tocantins, Hasui (2012) descreve que no oeste e sul mineiro, aparecem estruturas sinformais de extensões variando de 120 a 200 km, marcando a extremidade sul da Faixa Brasília: as Sinformas de Araxá, Tapira e Passos, separadas por zonas transcorrentes sinistrais que são interpretadas como rampas

laterais. Nesse contexto, as lineações de estiramento têm direção NW, com vergência para SE e ESE. A Sinforma de Passos tem eixo de direção NW e ápice mais apertado do que as anteriores. Seu flanco sul é truncado por uma zona de empurrão que deslocou o Complexo Campos Gerais sobre as unidades Araxá e Canastra (HASUI et al, 2012).

5.2.1 Litoestratigrafia formal e aloformal

5.2.1.1 Coberturas continentais indiferenciadas

O mapa geológico do estado de São Paulo (IPT, 1981), na escala de 1:500.000, e de Perrota et al (2005), na escala de 1:750.000 registram na área de estudo a ocorrência de Coberturas Dentríticas Indiferenciadas, compostas por depósitos continentais incluindo sedimentos elúvio-coluvionares de natureza areno-argilosa e depósitos de caráter variado associados a encostas, do Cenozoico (Pleistoceno). Em mapeamento de maior detalhe (1:250.000) elaborado pelo IPT (1999), verificam-se duas ocorrências distintas: sedimentos aluvionares (aluviões em geral, incluindo depósitos de terraços) e sedimentos continentais indiferenciados (areias argilosas e cascalhos incoesos e sem estruturas sedimentares).

Para CODEMIG (2017), estas coberturas ocorrem ao longo do Rio Canoas e do Rio Grande. São formados principalmente por sedimentos de granulometria areia e seixo e, em menor proporção, silte, argila e matacão, combinados em proporções variadas. A fração grossa é constituída geralmente de quartzitos, micaxistos e basaltos. As areias e os seixos quartzosos exibem granulação variada, e seu grau de arredondamento indica o porte da drenagem e distância de transporte. O material arenoso contém muito comumente mica e materiais pesados, como ilmenita, magnetita, rutilo e zircão. Aparecem barras conglomeráticas nas porções internas das barras arenosas, que contém clastos variando de seixo até matacão.

De acordo com IPT (1999), as coberturas sedimentares cenozoicas encontradas em Franca e região estão amplamente distribuídas em extensas coberturas arenosas de origens diversas, em idades diferentes, recobrando indistintamente rochas de diferentes unidades, compreendidas por depósitos eluviais, aluviais, coluviais, e de tálus e algumas coberturas de derivação incerta (figura 11).

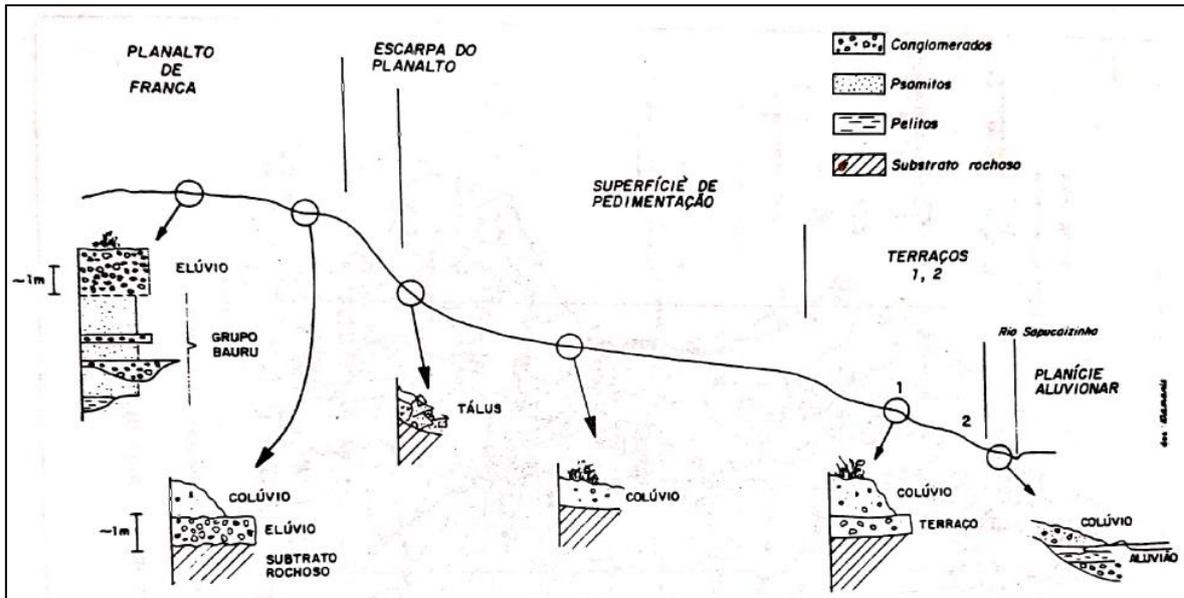


Figura 11 – Perfil topográfico esquemático EW da região de Franca e tipos de depósitos cenozoicos. Fonte: Ponçano et al, 1992.

Quanto aos depósitos aluviais, observa-se sua ocorrência nos patamares dos principais vales da região, ou seja, nas várzeas e nos terraços fluviais, principalmente dos rios Sapucaí, Grande, Canoas, Sapucaizinho e Santa Bárbara. Os sedimentos encontrados nas várzeas possuem maior variação em termos líticos, texturais e estruturais que os de terraços. São compostos de conglomerados suportados por seixos e arenitos, podendo apresentar espessuras acima de 5 m, com coloração cinza e creme-esbranquiçada. Verifica-se com frequência depósitos de argila orgânica preta, com troncos e fragmentos carbonizados de madeira (IPT, 1999).

Já os colúvios são os depósitos mais espalhados de toda a área em análise. De acordo com o IPT (1999, p. 117), “recobrem as mais variadas formas de relevo e tipos de rochas, principalmente nas encostas, geralmente na frente das *cuestas*, e são resultantes de um processo de entalhamento das escarpas, sob condições climáticas provavelmente áridas a semiáridas”. Os sedimentos são formados por areias intercaladas com níveis de cascalhos, encontrados em níveis topográficos que variam de 700 a 900 m (HELLMEISTER JÚNIOR, 1997).

Por fim, os depósitos de tálus são de pequenas dimensões e frequentes nos sopés das serras e morros mais elevados. São constituídos por clastos grossos, em que predominam matações de basaltos e arenitos intertrapes (IPT, 1999).

5.2.1.2 Cobertura Detrítico-Laterítica

Segundo CODEMIG (2017), ocorrem em regiões de terreno aplainado, geralmente sobre a soleira de diabásio (sill Borda da Mata) da Formação Serra Geral, arenitos da Formação Botucatu e sobre a Unidade de Quartzito do Grupo Araxá. Essas coberturas são constituídas de areias e conglomerados inconsolidados de estruturas maciça, gradação normal e inversa, com tendência a lenticularização nas extremidades, podendo evoluir para *stonelines*. Capeiam morros e colinas, nos interflúvios das principais bacias de drenagem, assentados sobre o *sill* de diabásio, sobre a Formação Aquidauana e sobre os metassedimentos do Grupo Araxá-Canastra (PERDONCINI, 2003).

O material residual, quando desenvolvido sobre o diabásio, ocupa uma superfície com pouca variação topográfica. Por sobre os arenitos da Formação Botucatu, a cobertura se desenvolve formando concentrações ferruginosas e aglomerados, atingindo espessuras de até 1,5 m. Nesse nível concrecionário com textura pisolítica (coalescência de nódulos ferruginosos), verificam-se fragmentos de núcleos primários (quartzo e quartzito), de tamanhos e níveis de alteração variados, cimentados na laterita (CODEMIG, 2017).

De acordo com o IPT (1999), os conglomerados são compostos principalmente por seixos e calhaus de quartzitos, quartzo, e fragmentos de canga limonítica, de matriz arenosa mal selecionada. Percebe-se laterização intensa, sendo que a camada rudácea encontra-se com frequência cimentada por material ferruginoso. Controlados pela variação do lençol freático e pela evolução dos níveis de base locais das drenagens, percebe-se ainda a ocorrência em processo da formação de agregados limoníticos.

A maior parte das coberturas detrítico-lateríticas são compostas de sedimentos friáveis, com espessura entre 2 a 4 metros, constituída por material areno-siltoso, de cores variando de vermelha clara a marrom, contendo grânulos e seixos ferruginosos de canga laterítica. Esporadicamente, associados ao material mais friável, ocorrem níveis de concreções ferruginosas (3 a 10 cm), formando horizontes de lateritas com até 50 cm de espessura. No estado de Minas Gerais (Folha Desemboque), quando aflorando sobre as rochas quartzíticas do Grupo Araxá, estas coberturas ocupam regiões de interface entre os sedimentos da Formação Aquidauana e os litotipos do embasamento, ocupando região de encosta bem suave com caimento geral no sentido norte-nordeste (CODEMIG, 2017; PERDONCINI, 2003).

5.2.1.3 Formação Itaqueri

Segundo IPT (1981) e Almeida e Barbosa (1953), a Formação Itaqueri e depósitos correlatos ocorrem em mancha irregular no reverso da cuesta basáltica, no extremo nordeste do estado de São Paulo, entre os municípios de Pedregulho, Franca e Batatais, isolada de outras coberturas pós-trapianas, representando suas partes mais elevadas testemunhos da antiga extensão do Planalto Ocidental.

De acordo com Zuquette et al (1995), os sedimentos basais do Cretáceo Superior pertencem à Formação Itaqueri, dentro do Grupo Bauru. Porém, estudos desenvolvidos pelo IPT, Cabral Júnior et al (1992) e por Hellmeister Júnior (1997) propuseram uma redefinição da sequência litoestratigráfica na região de Franca: a até então considerada Formação Itaqueri foi definida como “Formação Franca”, inserindo-a no Grupo São Bento, de idade Cretácea inferior (IPT, 1999). “Os sedimentos desta unidade estão em contatos ora concordantes, ora discordantes com os basaltos da Formação Serra Geral, com os arenitos da Formação Botucatu e também sobre terrenos metamórficos pré-cambrianos” (IPT, 1999, p. 118).

Litologicamente a Formação Itaqueri é constituída por membros alternados de arenitos com cimento argiloso, folhelhos e conglomerados. São predominantes os arenitos, sendo os demais termos de extensão limitada, geralmente corpos lenticulares alongados. As estruturas sedimentares não são muito distintas, podendo-se, porém, caracterizar estratificação plano-paralela ou cruzada nos arenitos, disposição caótica dos clastos nos conglomerados mais grossos e estratificação de corrente nos mais finos. Todas essas características apontam ambiente fluvial, cuja deposição teria se realizado em ambiente muito enérgico, sujeito a bruscas mudanças de velocidade de transporte, sugestivo de fanglomerados (ALMEIDA e BARBOSA, 1953; IPT, 1981).

5.2.1.4 Formação Marília

A Formação Marília é composta por arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos angulosos, ricos em feldspatos, raramente apresentam estratificação cruzada de médio porte, com seixos concentrados nos estratos cruzados. São raras as ocorrências de camadas descontínuas de lamitos vermelhos calcáreos (LANDIM et al, 1980). Tal formação se diferencia facilmente das outras unidades pela dominância de grãos grosseiros, níveis de conglomerados com seixos de quartzo, opala, basalto e argilito, com o caráter maciço dos bancos. Ocorrem abundantemente nódulos carbonáticos irregulares esparsos nos arenitos, concentrados em níveis epigenéticos ou em bolsões ou lentes por retrabalhamento (HASUI, 2012).

De acordo com IPT (1981), a sedimentação da Formação Marília desenvolveu-se em embaciamento restrito, em regimes torrenciais característicos de leques aluviais e com a deposição de pavimentos detríticos, durante a instalação progressiva de clima semiárido, o qual propiciou a cimentação dos detritos por carbonatos tipo caliche.

5.2.1.5 Formação Serra Geral e intrusivas básicas associadas

A Formação Serra Geral caracteriza o grande vulcanismo da bacia sedimentar do Paraná. As rochas são predominantemente vulcânicas principalmente sob a forma de derrames basálticos, ocorrendo mais raramente intrusivas alcalinas. Podem intercalar-se aos derrames pequenas lentes e camadas de arenitos (PETRI; FULFARO, 1983). Os derrames são formados por rochas de coloração cinza escura a negra, geralmente afaníticas. Nos derrames mais espessos, a zona central é maciça, microcristalina e apresenta-se fraturada por juntas subverticais de contração (disjunção colunar) (IPT, 1999).

De acordo com IPT (1981), os derrames da Formação Serra Geral afloram na parte superior das escarpas das cuevas basálticas e de morros testemunhos delas isolados pela erosão. Nos planaltos de rebordo dessas cuevas, podem cobrir grandes extensões, como no nordeste do estado de São Paulo. Penetram pelos vales que drenam o Planalto Ocidental expondo-se, por exemplo, no rio Grande. Os corpos intrusivos tabulares concordantes são muito frequentes na Depressão Periférica, na região nordeste do Estado, onde chegam a suportar cuevas locais.

Na região de Franca, os derrames basálticos da Formação Serra Geral, geralmente destaca-se na paisagem, através de morros testemunho isolados e superfícies aplainadas elevadas, com bordas escarpadas (HELLMEISTER JÚNIOR, 1997).

Associado a este ciclo vulcânico ocorreu, segundo Soares et al (1973), a intrusão de um espesso sill de diabásio, denominado Borda da Mata, com espessura da ordem de 100 m. As principais exposições das rochas que compõem o Sill Borda da Mata ocorrem nos rios Sapucaí-Mirim, Canoas, Santa Bárbara e Ribeirão do Cubatão, onde trechos de seus leitos estão alojados diretamente sobre o sill, além de outras exposições próximas à serra de Furnas e ampla distribuição próxima às escarpas da Serra de Franca (JANONI, 2007).

5.2.1.6 Formação Botucatu

A Formação Botucatu é constituída principalmente por arenitos com seleção de regular a boa, granulometria que varia de fina a média, com grãos foscos e esféricos, bem arredondados, com estratificações cruzadas de médio e grande porte, característica de dunas caminhantes, com inclinação em torno de 30°, tangencial na base. O contato inferior no vale do rio Grande,

Nordeste do estado de São Paulo, faz-se com rochas pré-cambrianas, porém na Depressão Periférica ela recobre a Formação Piramboia (IPT, 1981; PETRI e FULFARO, 1983).

O ambiente de deposição da Formação Botucatu foi predominantemente eólico, num grande deserto de aridez crescente que se estendeu até o início do vulcanismo basáltico (IPT, 1999).

Localmente, as maiores áreas de ocorrência dos arenitos Botucatu são no vale do rio Sapucaí-Mirim, onde se interligam por uma faixa irregular na divisa com os municípios de Claraval e Ibiraci, onde os arenitos da Formação Botucatu aparecem no relevo escarpado entre a Formação Piramboia, sotoposta, e os derrames da Formação Serra Geral, sobreposta (IPT, 1999). Podem ocorrer principalmente na porção basal da unidade, corpos lenticulares de arenitos heterogêneos, de granulação média a grossa, passando a arenitos conglomeráticos, cujos seixos são em maioria de quartzo e quartzito. Em meio aos arenitos, podem existir sedimentos lacustres em camadas de espessura máxima da ordem de alguns metros, constituídos de leitos de argilito e siltito argiloso com estratificação em geral plano-paralela (HELLMEISTER JUNIOR, 1997).

No estado de Minas Gerais (Folha Desemboque), a Formação Botucatu aparece de forma descontínua, principalmente na porção leste, tanto a sul como a norte do Rio Grande. Seu topo faz contatos com as unidades da Formação Marília a sul e, a norte, com a Formação Serra Geral. A porção inferior da Formação Botucatu faz contato com a soleira de diabásio a sul e com unidades do embasamento a norte. Os afloramentos ocorrem nas encostas de morro, muitas vezes pouco intemperizados. A unidade é sub-horizontal, com leve mergulho para WSW e com espessura variando entre 60 e 80 metros. Considera-se que essa variação da espessura provém do paleorrelevo do embasamento (CODEMIG, 2017).

5.2.1.7 Formação Piramboia

A Formação Piramboia é constituída de arenitos que variam de esbranquiçados a amarelados e avermelhados, síltico-argilosos, com granulação que varia de média a muito fina, com grãos mal selecionados, polidos, subangulares e subarredondados. São verificadas ocorrências de finas intercalações de argilitos e siltitos (PETRI e FULFARO, 1983).

O ambiente deposicional da Formação Piramboia foi considerado como uma associação de depósitos eólicos de dunas, interdunas e lençóis de areias, entremeados por depósitos fluviais subordinados (LIMA, 2009). Segundo Soares et al. (1973), é de origem fluvial, situada entre o Triássico Inferior e o Jurássico Superior, não ultrapassando 60 metros

de espessura na região de Franca. Ocorrem relações de contato abruptas ou transicionais com a Formação Botucatu sobreposta, o que sugere penecontemporaneidade (PERDONCINI, 2003).

Quanto à granulometria, varia de média a muito fina, localmente grossa, com até 20% de matriz argilosa, e pode conter camadas finas de lamitos em intercalação. Na região, os pacotes arenosos são caracterizados por estratificação cruzada planar, plano-paralela, tangencial na base e mais raramente acanalada. Localmente, atingem cerca de 60 m de espessura (IPT, 1999).

Com a sobreposição da Formação Botucatu, a Formação Piramboia pode manter relações de contato transicionais ou abruptas, sugerindo penecontemporaneidade. A base desta unidade é marcada por um sill de diabásio (Borda da Mata), situação bem demonstrada no vale do rio Canoas (HELLMEISTER JÚNIOR, 1997), porém inexistente no vale do Rio Grande (IPT, 1981).

5.2.1.8 Formação Aquidauana

Nesta formação ocorrem predominantemente arenitos e siltitos de tonalidades avermelhadas. Verificam-se também folhelhos vermelhos ou esverdeados, conglomerados, diamictitos e ritmitos. Os arenitos finos e siltitos são caracterizados por corpos tabulares ou alongados com intercalações de lentes de arenito grosso, feldspático, as vezes seixosos, ou ainda de lentes de conglomerados com matriz arenosa e seixos centimétricos de rochas do embasamento cristalino. Siltitos vermelhos e folhelhos também vermelhos ou esverdeados constituem camadas com estratificação plano-paralela. Ritmitos estão às vezes presentes. Os arenitos, quando não maciços, mostram estratificação plano-paralela ou cruzada, acanalada ou tangencial, podendo ocorrer marcas de onda. Diamictitos são comuns, constituindo corpos descontínuos, alongados, espessos de poucos metros. Certos diamictitos, de matriz homogênea, também vermelha, possuindo clastos espessos, alguns com evidências de abrasão glacial, representam tilitos (IPT, 1981).

Essas rochas afloram no sudeste da área de estudo, sendo o prolongamento da Falha de Cássia (NNW) a nordeste seu limite. O contato basal ocorre com os metassedimentos Araxá-Canastra, e de topo com a Formação Botucatu de forma discordante. Verifica-se a ocorrência de corpos de sedimentos areno-conglomeráticos inconsolidados cenozoicos, ora sobre os sedimentos areno-conglomeráticos, ora os pelitos e conglomerados maciços aflorantes. Trata-

se da mais antiga unidade estratigráfica da Bacia do Paraná que aflora na área de estudo, descrita como Stephaniana (Carbonífero Superior) (PERDONCINI, 2003).

De acordo com CODEMIG (2017), a Formação Aquidauana ocorre de forma descontínua na parte mineira da área de estudo, tanto a norte como a sul do Rio Grande. A base da unidade está em contato com o embasamento cristalino, resultando em espessura variada devido ao paleorrelevo. No topo da camada encontra-se o contato com a Formação Serra Geral, tanto com a soleira de diabásio (sill Borda da Mata) a sul do Rio Grande como com as rochas vulcânicas na porção norte. A Formação Aquidauana, num contexto geomorfológico, assim como a Formação Botucatu, é caracterizada pela formação de cuevas. Os afloramentos são abundantes e, quando intemperizados, resultam em solos arenosos de coloração variando de laranja a amarelada.

5.2.1.9 Grupo Araxá-Canastra

O Grupo Araxá-Canastra é formado por um espesso pacote metassedimentar de orientação NW-SE, com rochas vulcânicas ou intrusivas associadas, assentado com superfícies de cavalgamento sobre rochas do embasamento (Complexo Campos Gerais ou Barbacena). Interpreta-se como único remanescente no Estado de São Paulo da Faixa de Dobramentos Uruçu, do Proterozoico Médio. (IPT, 1981; PERDONCINI, 2003).

Segundo CODEMIG (2017), o Grupo Araxá, na abrangência da área de estudo, está dividido em: Segmento Tapira e Segmento *Nappe* de Passos. O relevo varia em função litologia. Pode apresentar colinas com encostas suaves, e também são comuns lajedos no leito de drenagens, que são utilizadas na construção de alicerces de casas, pisos de currais e cercas. Na área de ocorrência dessas rochas é comum observar solo residual arenoso de coloração branca, uma feição muito útil para a cartografia geológica. Também pode apresentar camadas em cristas alinhadas destacando-se no relevo, compostas predominantemente por quartzitos e por quartzos xistos que são esbranquiçados a esverdeados e possuem granulação grossa, constituídos de quartzos, muscovita e turmalina. Outras unidades dão origem a extensas serras com morfologia de *hogback* que, em geral, representam os máximos topográficos locais.

De acordo com Perdoncini (2003), no sudoeste de Minas Gerais e nordeste de São Paulo são reconhecidos terrenos supracrustais alóctones do Grupo Araxá cavalgando sobre os terrenos migmatíticos e gnaiss-granito-*greenstone*, assim como sobre o Grupo Bambuí e a sequência Carmo do Rio Claro, embasando a Bacia do Paraná

Já o Grupo Canastra registra ocorrência na área de estudo pelo Segmento Represa do

Estreito, onde se percebe alternância de pacotes quartzíticos e pacotes de filitos. Essas rochas do Grupo Canastra apresentam uma estrutura antiformal com eixo de caimento duplo, para NW e SE, dando-lhe característica de uma braquiantiformal (CODEMIG, 2017).

5.2.1.10 Complexo Campos Gerais

Trata-se de um conjunto litológico retrabalhado tectonicamente em sucessivos ciclos de dinamismo crustal, que se localiza entre o cráton do Paramirim e o Maciço de Guaxupé e que corresponde parcialmente à faixa de rumo noroeste. É composto por um conjunto de milonito-gnaisses, filonitos, granitóides cataclasados, metabasitos e calcossilicatadas ao norte de Alfenas e que se estenderia desde São Sebastião do Paraíso até as proximidades de Lavras. Entre Cássia e Alpinópolis, as rochas são migmatíticas e apresentam-se menos cataclásticas, sugerindo que foram ou poupadas da deformação mais intensa, pelo fato de estarem mais ao norte, ou migmatizadas em uma fase posterior. Esta segunda hipótese é reforçada pelas idades brasileiras obtidas nessas rochas (RADAMBRASIL, 1983).

Sua ocorrência é registrada no sudeste da área de estudo, onde verifica-se um conjunto de gnaisses de granulação média a grossa, com feições de deformação plástica (xistosidade e dobras) sobrepostas por falhas, dando à rocha um aspecto cataclástico. Esses gnaisses ocorrem como uma lente estreita (aproximadamente 1 km de largura) de direção NW a NS, limitada por contatos tectônicos subverticais que, na porção sul, correspondem à falha de Cássia e, a norte, segue a ramificação da falha do Funil, que tem orientação NS. Camadas decimétricas de anfibólito ocorrem associadas aos gnaisses. As características estruturais, texturais e composicionais dessas rochas são semelhantes às dos terrenos gnáissicos paleoproterozoicos/arqueanos que ocorrem mais a Leste, no domínio cratônico. Esse terreno gnáissico forma uma região de topografia suave, que contrasta com os quartzitos adjacentes, porém não difere muito dos terrenos ocupados pelos xistos e gnaisses da *Nappe* de Passos. A rocha exhibe coloração cinza esbranquiçada, por vezes com porções escuras (pretas a verdes) relacionadas às camadas ricas de biotita e/ou de anfibólito. É cortada por fraturas e falhas de pequena escala e orientações variadas. Também apresenta veios quartzo-feldspáticos que revelam o caráter migmatítico desses gnaisses (CODEMIG, 2017).

Contexto regional

Com base no levantamento bibliográfico e cartográfico realizado, foram verificadas as ocorrências litológicas descritas a seguir. De acordo com IBGE (2017), escala 1:250.000 (figura 12), a geologia da área de estudo é composta por:

- a) E3dl - Coberturas detrito-lateríticas (Cenozoico - Paleógeno; Oligoceno).
- b) K2Eit – Formação Itaqueri (Mesozoico – Cretaceo – Superior);
- c) K2ma – Formação Marília (Mesozoico – Cretaceo – Superior – Santoniano);
- d) K1(B)sg - Formação Serra Geral (Mesozoico – Cretáceo – Inferior – Valanginiano);
- e) J3K1bt – Formação Botucatu (Mesozoico – Jurássico Superior);
- f) Tp - Formação Piramboia (Mesozoico – Triássico – Médio – Ladiniano);
- g) C2P1a – Formação Aquidauana (Paleozoico – Carbonífero – Pensilvaniano);
- h) NP12ar – Grupo Araxá (Proterozoico);
- i) MP1cn - Grupo Canastra (Proterozoico – Mesoproterozoico – Calymmiano);
- j) MP1cp – Formação Paracatu (Proterozoico – Mesoproterozoico – Calymmiano);
- k) A3cg - Complexo Campos Gerais (Arqueano-Mesoarqueano).

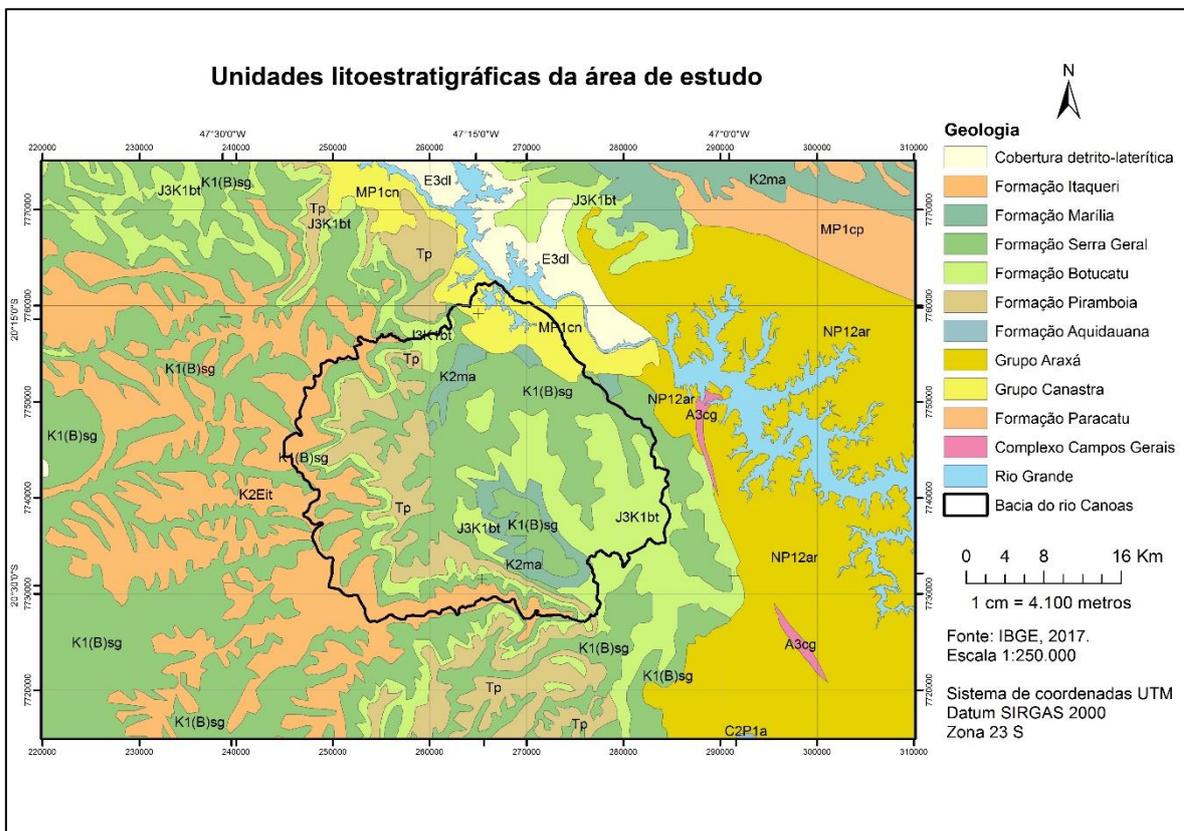


Figura 12 – Geologia da área de estudo, segundo IBGE (2017).

Em um mapeamento de maior detalhe, considerando apenas o estado de São Paulo, o IPT (1981) (figura 13), escala 1:500.000, caracteriza as seguintes unidades geológicas:

- a) Qi – Sedimentos continentais indiferenciados
- b) Grupo Bauru
 - KTii – Sedimentos correlatos à Formação Itaqueri
 - KTi – Formação Itaqueri
- c) Grupo São Bento
 - JK β – Rochas intrusivas básicas (Formação Serra Geral)
 - JKsg – Formação Serra Geral
 - JKb – Formação Botucatu
 - TRJp – Formação Pirambóia
- d) PMcQ – Grupo Canastra

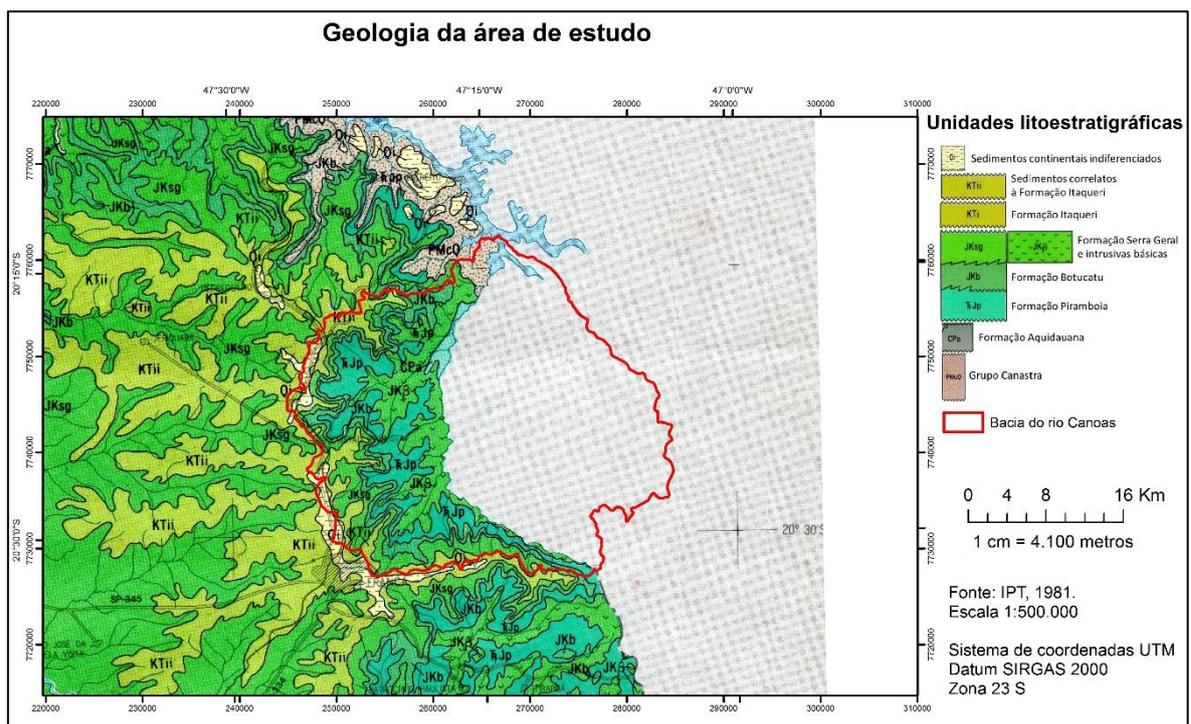


Figura 13 – Geologia da área de estudo, segundo IPT (1981).

Para o estado de Minas Gerais, um mapeamento realizado pela CODEMIG (2017) das folhas SF-23-V-A-II (Desemboque) e SF-23-V-A-V (São Tomás de Aquino) em escala de 1:100.000 (figura 14) indica as seguintes ocorrências:

- a) Q2a – Depósitos Aluvionares
- b) ENdl – Coberturas detrítico-lateríticas indiferenciadas

c) Grupo Bauru

K2m – Formação Marília

d) Grupo São Bento

K1_delta_sg – Formação Serra Geral

K1_delta_sgi – Intrusiva relacionada à Formação Serra Geral

K1bt – Formação Botucatu

e) Grupo Passa Dois

P3T1p - Formação Piramboia

f) Grupo Itararé

C2P1a – Formação Aquidauana)

g) Grupo Araxá

Segmento Tapira

Segmento Nappe de Passos

h) Grupo Canastra

Segmento Represa do Estreito

i) A3cg – Complexo Campos Gerais

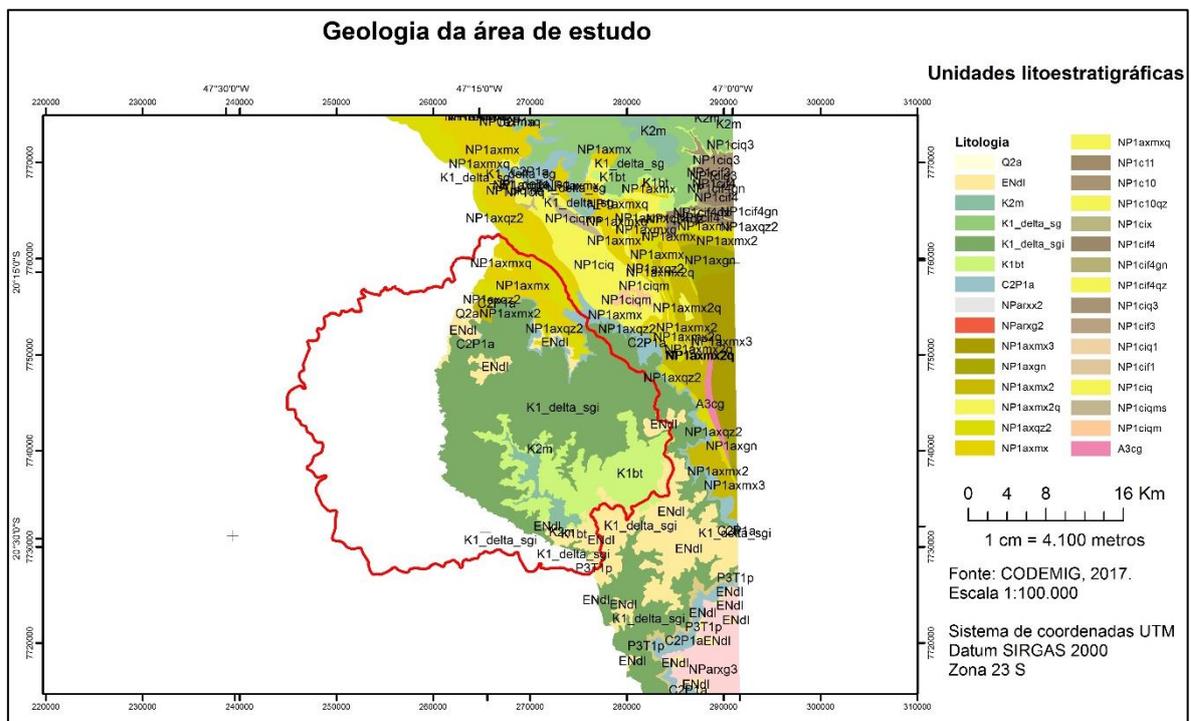


Figura 14 – Geologia das folhas Desemboque e São Tomás de Aquino. Fonte: CODEMIG, 2017.

Contemplando parte da área de estudo, o mapeamento realizado por Perdoncini

(2003) na escala de 1:50.000 (figura 15) considera as seguintes unidades geológicas:

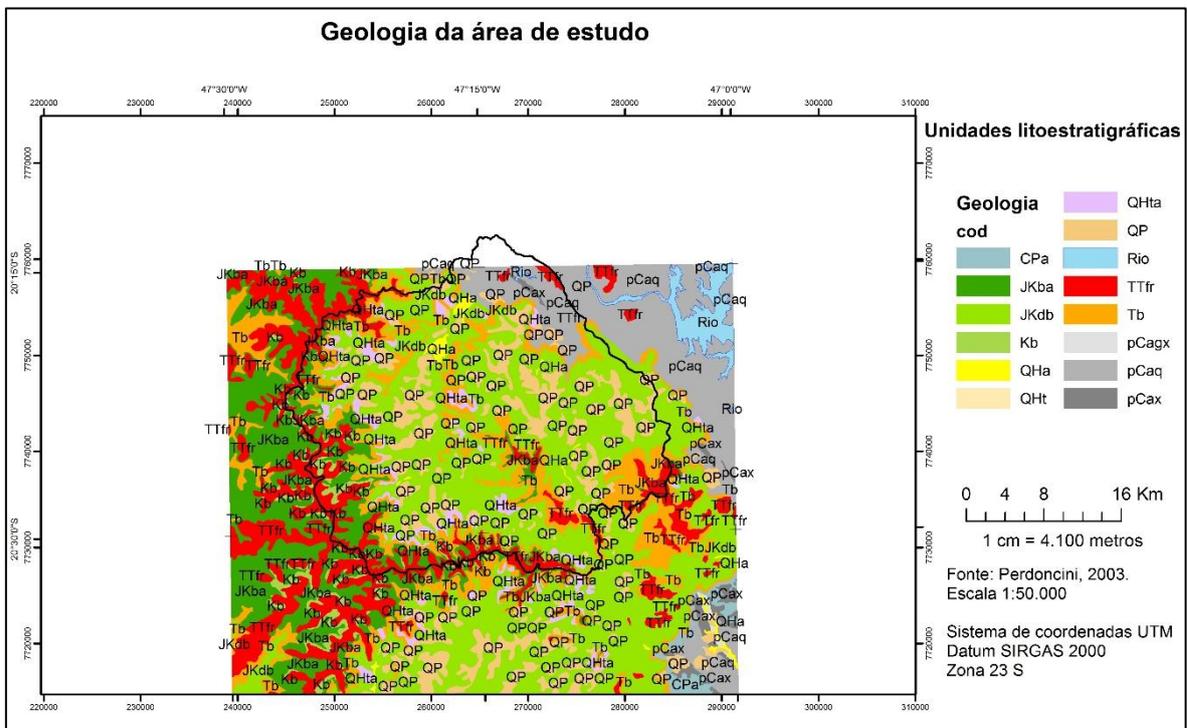


Figura 15 – Geologia de parte da área de estudo. Fonte: Perdoncini, 2003.

a) Holoceno

QHa - Aluviões

QHt - Terraços

QHta - Tálus

b) Pleistoceno

QP – Coberturas arenosas/conglomeráticas

c) Terciário

TTfr – Formação Franca (Itaqueri)

d) Kb – Grupo Bauru

e) Grupo São Bento

JKdb – Formação Serra Geral (sill de diabásio)

JKba – Formação Serra Geral (basalto)

Tb – Formação Botucatu

f) Grupo Itararé

CPa – Formação Aquidauana

g) Grupo Araxá-Canastra

pCaq – (quartzitos)

pCax – Grupo Araxá-Canastra (micaxistos)

pCagx – Grupo Araxá-Canastra (granada-micaxistos)

As aloformações são unidades individuais que definem depósitos superficiais com heterogeneidade lítica, sendo as características químicas, físicas e paleontológicas variáveis horizontal e verticalmente em toda a unidade. Deve apresentar-se mapeável em escala coerente com o trabalho realizado e apresentar uma seção tipo. O estabelecimento da unidade não necessariamente é relacionado à sua gênese, mas a interpretação genética pode influenciar o traçado dos limites, podendo até utilizar as superfícies geomorfológicas para tal, porém seu nome não deve ser utilizado na classificação da mesma (BARTOLOMEU, 2009).

Trabalhos realizados sobre os municípios de Franca (Lima, 2009) (figura 16) e Cristais Paulista (Bartolomeu, 2009) (figura 17) consideram aspectos da litologia aloformal, conforme figuras abaixo.

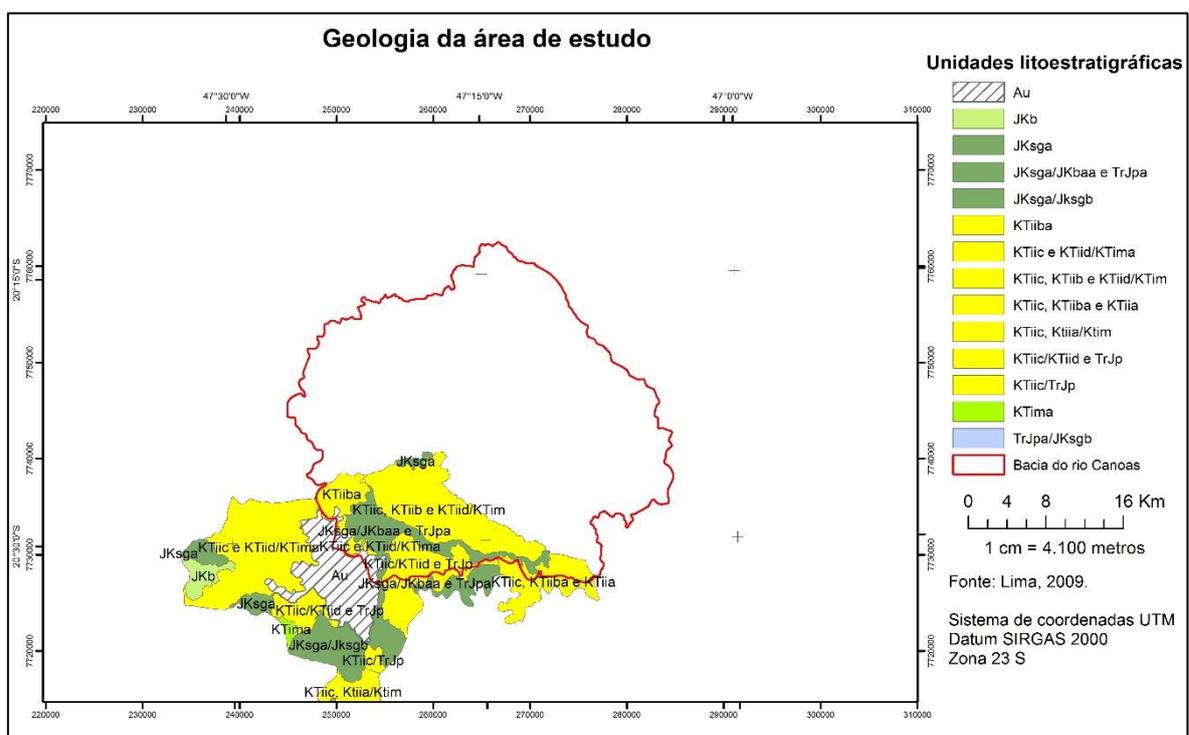


Figura 16 – Geologia aloformal do município de Franca. Fonte: Lima, 2009.

a) Coberturas Cenozoicas;

KTii – Formação Itaqueri (arenito fino, arenito grosso, arenito grosso conglomerático, siltito e siltito conglomerático).

b) Grupo Bauru

KTim - Formação Marília (arenito)

c) Grupo São Bento

JKsg – Formação Serra Geral (basalto e diabásio)

JKbaa – Formação Botucatu (arenito silicificado)

TrJpa – Formação Piramboia (arenito)

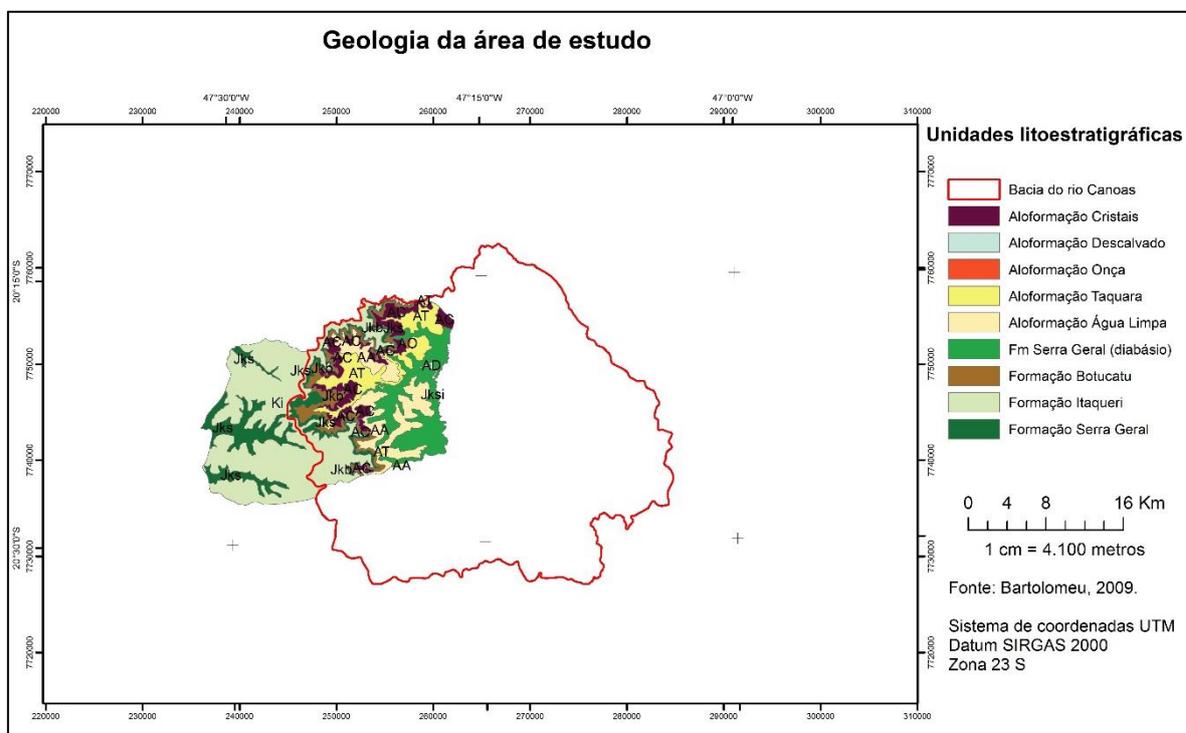


Figura 17 – Geologia do município de Cristais Paulista. Fonte: Bartolomeu, 2009.

A geologia formal e aloformal do município de Cristais Paulista foi assim interpretada por Bartolomeu (2009):

Aloformação Taquara: de acordo com Bartolomeu (2009), a Aloformação Taquara originou-se de processos de formação de leques coalescentes já arrasados pela erosão, perdendo sua morfologia padrão no relevo. Percebe-se grande contribuição de material de rochas básicas (basalto e diabásio) intemperizado, sendo possível observar também sedimentos arenosos das Formações Itaqueri e Botucatu. Verifica-se ainda conglomerados compostos por quartzo, montmorilonita, ilmenita, hematita, gibbsita e caulinita.

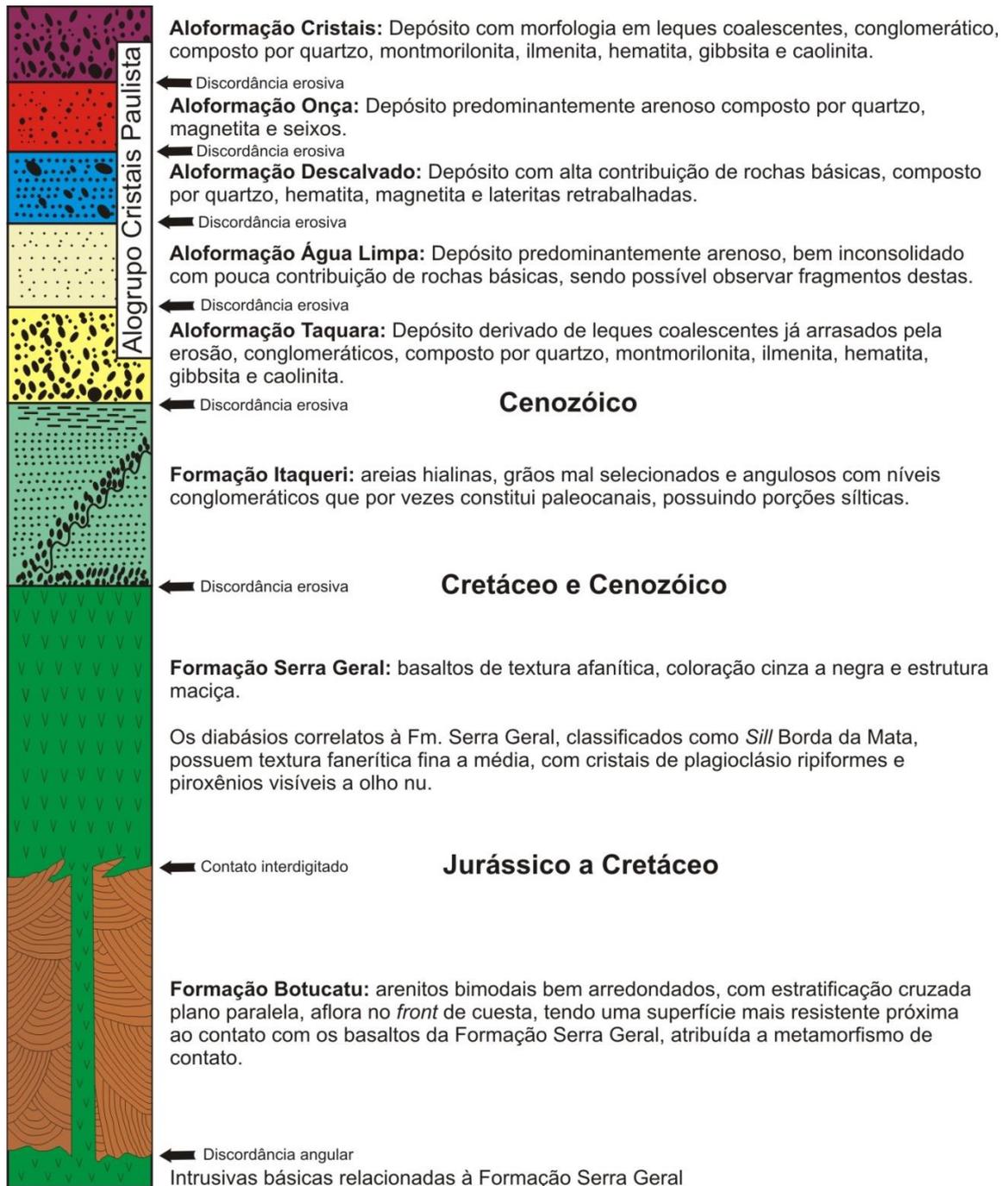


Figura 18 - Coluna estratigráfica formal e aloformal de ocorrência em Cristais Paulista. Fonte: Bartolomeu (2009).

Aloformação Água Limpa: esta aloformação é caracterizada por depósitos predominantemente arenosos, cujos materiais correlacionam-se às Formações Itaqueri e Botucatu, com baixa contribuição de rochas básicas (basaltos e diabásios), porém podendo observar-se fragmentos destas rochas. Percebe-se a presença de blocos cravados em matriz arenosa poligenética, o que indica ser um material colúvio-aluvial recente (BARTOLOMEU, 2009).

Aloformação Descalvado: segundo Bartolomeu (2009), trata-se de depósitos com lateritas retrabalhadas em forma de seixos, em que se verifica a presença de quartzo, hematita e magnetita.

Aloformação Onça: trata-se de um depósito retrabalhado, cuja mineralogia é composta de quartzo, caulinita e hematita, com magnetita e seixos. A origem do depósito é diretamente relacionada à Formação Botucatu por apresentar materiais arenosos característicos desta formação (areias foscas, bimodais, bem arredondadas). Atribui-se a presença de material silto-argiloso na amostra à contribuição da Formação Itaqueri, de onde possivelmente provem a caulinita (BARTOLOMEU, 2009).

Aloformação Cristais: é desenvolvida por leques coalescentes de formação recente, registrando feições características na paisagem. Apresenta semelhanças com a Aloformação Taquara, tanto na gênese quanto nos materiais encontrados. Caracteriza-se por um depósito conglomerático composto por quartzo, montmorilonita, ilmenita, hematita, gibbsita e caulinita (BARTOLOMEU, 2009).

A figura 18 ilustra a coluna estratigráfica formal e aloformal do município de Cristais Paulista, segundo Bartolomeu (2009).

6. CLIMA

Considerando os aspectos climáticos, a região compreendida na área de estudo é classificado como Tropical de Altitude, pelo sistema proposto por Köppen, caracterizado pelo inverno seco e verão chuvoso. Segundo Setzer (1966), compreende três tipos climáticos na região: Cwa, quente e úmido com inverno seco; Cwb, temperado úmido com estação seca; e Aw, tropical com inverno seco (tabela 2).

Tabela 2 – Caracterização dos tipos climáticos na região de Franca, de acordo com a classificação climática de Köppen, segundo Setzer (1966).

Tipo climático	Símbolo	Total de chuva no período seco	Temperatura média no mês mais quente	Temperatura média no mês mais frio
Quente com inverno seco	Cwa	Menos de 30 mm	Acima de 22°C	Abaixo de 18°C
Temperado com inverno seco	Cwb	Menos de 30 mm	Abaixo de 22°C	Abaixo de 18°C
Tropical com inverno seco	Aw	Menos de 30 mm	Acima de 22°C	Superior a 18°C

Ainda segundo Setzer (1966), a região de Franca apresenta as seguintes características:

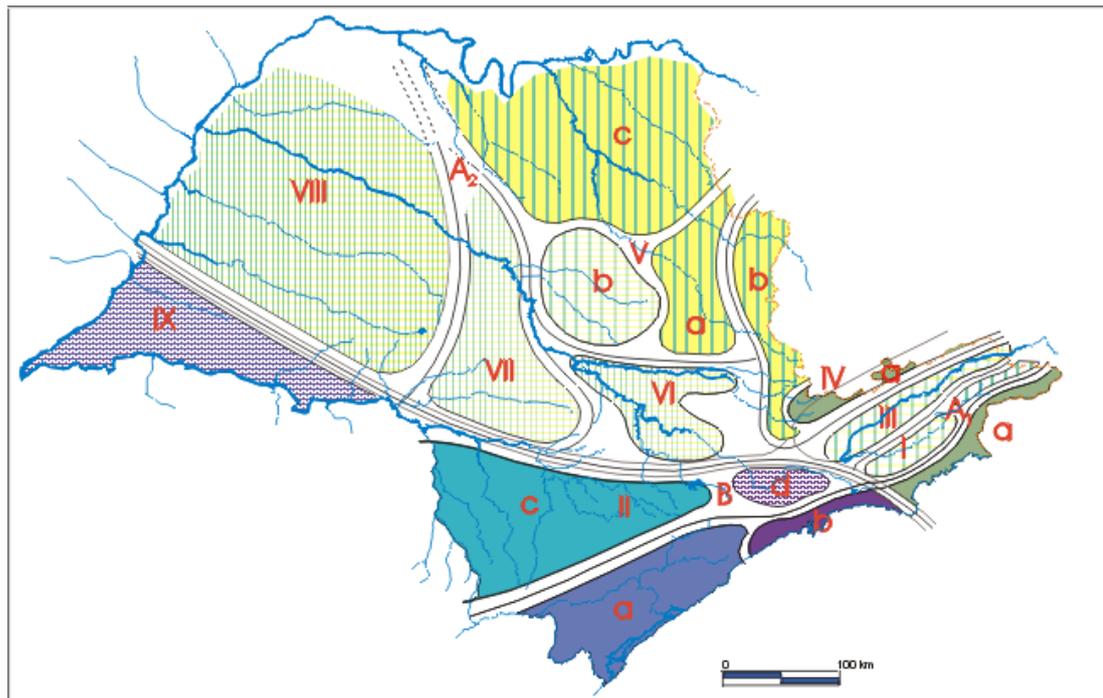
- a) 5 meses super úmidos subtropicais: novembro a março;
- b) 2 meses úmidos subtropicais: outubro e abril;
- c) 1 mês sub-úmido subtropical: setembro;
- d) 1 mês semiárido subtropical: maio;
- e) 1 mês árido subtropical: agosto;
- f) 2 meses semiáridos temperados: junho e julho.

De acordo com Monteiro (1973), o estado de São Paulo é dividido em nove unidades climáticas (figura 19). A região nordeste do estado corresponde à unidade V c, setor Norte. Essa unidade é caracterizada por clima tropical alternadamente seco e úmido, sendo controlada por massas equatoriais e tropicais.

Considerando a variação espacial das chuvas no período de 1971-1993, Sant'Anna Neto (1995) identificou três grandes conjuntos. Destes, a região de Franca está inserida em sua maior parte no segundo conjunto, com pluviosidade média anual entre 1.500 e 2.000 mm, abrangendo entre outras áreas, o Planalto de Franca.

Tendo como base a classificação climática proposta por Monteiro (1973) e nas análises dos dados obtidos em 394 postos pluviométricos (1971-1993), além de considerar a dinâmica atmosférica e a configuração do relevo, SANT'ANNA NETO (1995) apresentou uma carta síntese da variação espaço-temporal das chuvas, definindo oito unidades regionais e 25

subunidades homogêneas para o estado de São Paulo. A região de Franca (localizado na unidade das cuestas basálticas, subunidade Franca-Batatais e na unidade Norte, subunidade Vale do Sapucaí-Mirim) apresenta totais de precipitação média anual superior a 1500 mm em função do fator altitude. Neste período, a estação chuvosa (outubro a março) concentrou 80% da precipitação total anual, o que ocasiona uma estação seca mais prolongada (IPT, 1999).



Climas Zonais	Climas Regionais	Feições Climáticas individualizadas nos Climats Regionais, segundo as Unidades geomorfológicas					
		Litoral Norte	Planalto Atlântico	Vale do Paraíba	Mantiqueira	Depressão	Planalto Ocidental
Climas controlados por Massas Equatoriais e Tropicais	Climas úmidos das costas expostas às massas mT A1	I	Bacia Superior Paraíba	III Vale do Paraíba	IV Serra Borda do Planalto		
	Climas Tropicais alternadamente secos e úmidos A2				Contrafortes	V Setor Norte	Norte Serra de São Carlos
Climas controlados por Massas Tropicais e Polares	Climas úmidos da face oriental e sub-tropical dos continentes dominado por mT B	II Centro	Bacia Paulistana			VI Perceé do Tietê	VII Sa. de Botucatu
		Sul	Bacia do Parapanema				VIII Oeste
							IX Sudoeste

Figura 19 - Classificação climática do estado de São Paulo, segundo Monteiro (1973).

De acordo com dados históricos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), obtidos da Estação Meteorológica Automática localizada em Franca (a única estação situada na área de estudo), a temperatura média anual é de 20,2°C e a precipitação média anual é de 1545 mm, conforme dados contidos na tabela 3 e na figura 20.

Tabela 3 – Dados climáticos de Franca, período 1961-1990

Mês	Precipitação (mm)	Temperatura (°C)
Janeiro	281	22
Fevereiro	249	22.1
Março	198	21.7
Abril	77	20.1
Mai	39	18.1
Junho	21	17
Julho	15	16.9
Agosto	11	18.9
Setembro	41	20.7
Outubro	159	21.5
Novembro	206	21.5
Dezembro	248	22.7

Fonte: INMET. Dados históricos (1961-1990).

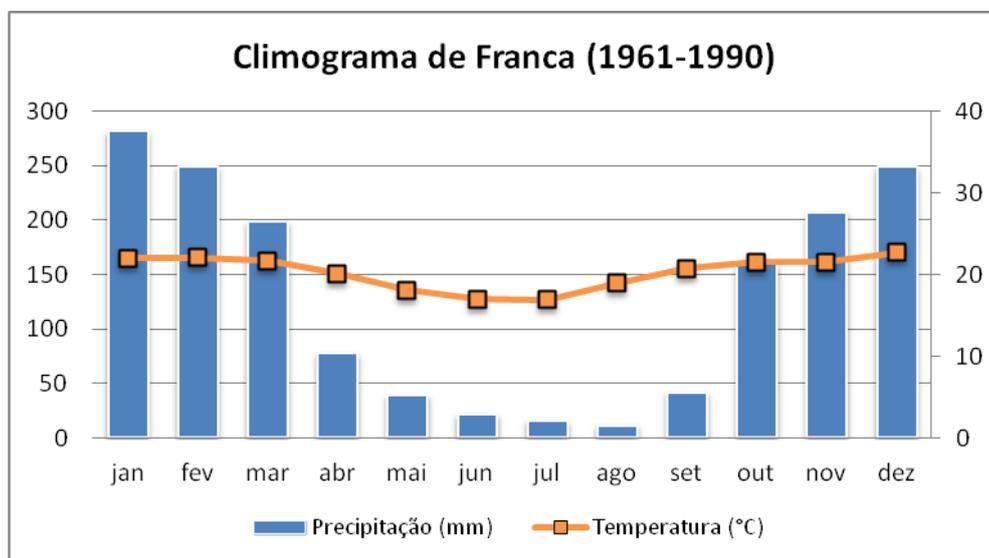


Figura 20 – Climograma de Franca. Fonte: INMET. Dados históricos (1961-1990).

Com base nestes dados, é possível verificar duas estações bem definidas. O período mais quente e chuvoso concentra-se de outubro a março, sendo que o mês de janeiro registra a maior média dos índices de precipitação total (281 mm). Já o período em que se registram as mais

baixas médias de temperatura é também o mais seco, entre junho e agosto, sendo que os registros relativos a agosto demonstram a menor média dos índices de precipitação total (11 mm).

7. PEDOLOGIA

Com base no levantamento bibliográfico e cartográfico realizado, foram verificadas as ocorrências pedológicas descritas a seguir. De acordo com o Projeto RadamBrasil (1983), escala 1:1.000.000 (figura 21), a pedologia da área de estudo é composta por:

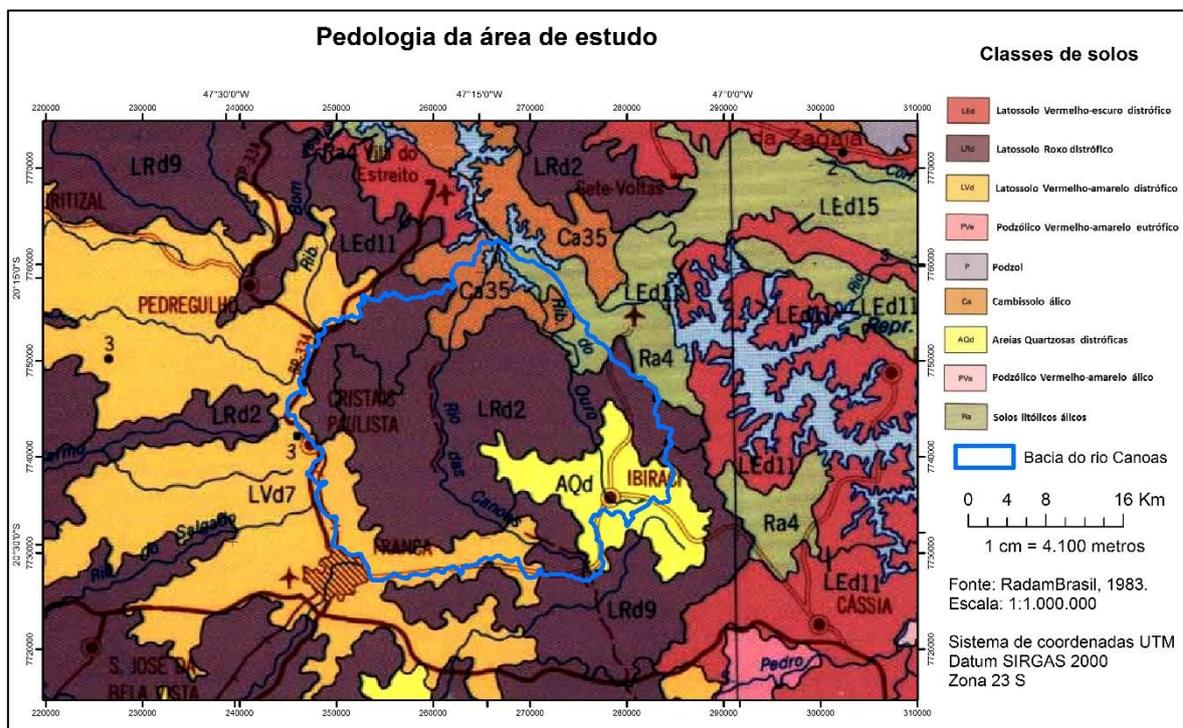


Figura 21 – Pedologia da área de estudo. Fonte: RadamBrasil (1983).

- LEd11: Latossolo Vermelho-Escuro distrófico textura argilosa relevo suave ondulado + Cambissolo álico textura média e argilosa relevo ondulado, ambos A moderado. (Podzólio Vermelho-Amarelo álico Tb A moderado textura média/argilosa relevo ondulado).
- LEd15- Latossolo Vermelho-Escuro textura muito argilosa+ Latossolo Vermelho-Escuro plúntico textura muito argilosa cascalhenta + Latossolo variação Una textura muito argilosa, todos distróficos A moderado relevo suave ondulado e plano. (Piintossolo concrecionário distrófico A moderado textura muito argilosa relevo suave ondulado e plano).
- LRd2: Latossolo Roxo distrófico A moderado textura muito argilosa e argilosa relevo ondulado e suave ondulado. (Latossolo Roxo distrófico e eutrófico +Terra Roxa Estruturada eutrófica, ambos A moderado textura muito argilosa e argilosa fase pedregosa relevo forte ondulado).
- LRd9: Latossolo Roxo relevo suave ondulado e ondulado + Latossolo Roxo relevo forte ondulado e montanhoso, ambos distróficos + Latossolo Roxo eutrófico relevo forte ondulado e

montanhoso, todos A moderado textura muito argilosa e argilosa. (Terra Roxa Estruturada textura muito argilosa + Cambissolo textura argilosa fase pedregosa + Solos Litólicos textura argilosa fase pedregosa, todos eutróficos A moderado relevo forte ondulado e montanhoso).

e) LVd7: Latossolo Vermelho-Amarelo A moderado e proeminente textura média + Latossolo Vermelho-Escuro A moderado textura média e argilosa, ambos distróficos relevo suave ondulado. (Latossolo Vermelho-Amarelo álico textura média + Latossolo Roxo distrófico textura argilosa + Podzólico Vermelho-Amarelo álico Tb textura arenosa/média, todos A moderado relevo suave ondulado).

f) AQd: Areias Quartzosas A fraco e moderado + Latossolo Vermelho-Amarelo A moderado textura média ambos di stróficos relevo suave ondulado e plano. (Latossolo Vermelho-Escuro textura argilosa + Podzólico Vermelho-Amarelo Tb textura arenosa/média, ambos distróficos A moderado relevo suave ondulado).

g) Ra4: Solos Litólicos + Cambissolo, ambos álicos A moderado textura média fase pedregosa relevo forte ondulado e montanhoso. (Areias Quartzosas álicas A moderado relevo suave ondulado).

h) PVa22: Podzólico Vermelho-Amarelo Tb textura média/argilosa relevo ondulado e forte ondulado + Cambissolo textura média fase não pedregosa e pedregosa relevo forte ondulado e ondulado, ambos álicos A moderado. (Latossolo Vermelho-Amarelo + Latossolo Vermelho-Escuro, ambos textura argilosa relevo ondulado + Solos Litólicos textura média relevo forte ondulado, todos álicos A moderado).

i) PVe12: Podzólico Vermelho-Amarelo + Podzólico Vermelho-Escuro, ambos eutróficos textura média/argilosa + Podzólico Vermelho-Amarelo distrófico textura média com cascalho/argilosa com cascalho, todos Tb A moderado relevo forte ondulado e ondulado.

j) Ca35 - Cambissolo relevo ondulado + Solos Litólicos relevo forte ondulado, ambos textura média fase pedregosa + Latossolo Vermelho-Escuro textura argilosa relevo suave ondulado, todos álicos A moderado.

k) P - Associação complexa de Podzol A proeminente e turfoso relevo suave ondulado e plano + Solos Litólicos álicos A proeminente relevo suave ondulado e ondulado + Cambissolo álico A proeminente relevo suave ondulado e ondulado, todos textura arenosa e média fase pedregosa e não pedregosa + Afloramentos de Rocha

A consulta sobre materiais cartográficos sobre solos da área de pesquisa constatou que o estado de São Paulo conta, desde 1960, com uma Carta de Solos na escala de 1:500.000 (figura 22), elaborada pela Comissão Nacional de Solos (BRASIL, 1960).

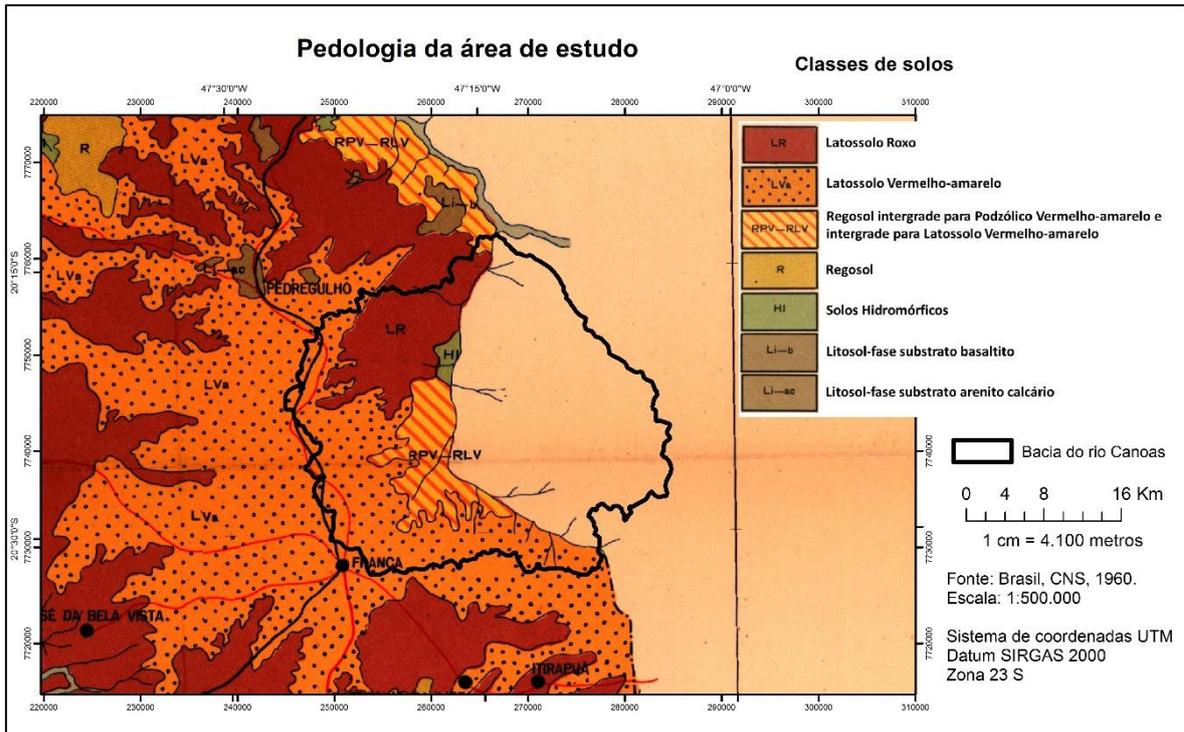


Figura 22 – Pedologia da área de estudo, no estado de São Paulo. Fonte: Brasil (1960).

Nesse mapeamento, foram verificadas as seguintes unidades de solos:

- a) LR: Latossolo Roxo;
- b) LVA: Latossolo Vermelho-amarelo fase arenosa;
- c) RPV-RLV: Regosol “Intergrade” para Podzólico Vermelho-amarelo e Intergrade para Latossolo Vermelho-amarelo – agrupamento indiscriminado;
- d) R: Regosol;
- e) Hi: Solos hidromórficos;
- f) Li-b: Litosol fase substrato basáltico;
- g) Li-ac: Litosol fase substrato arenito calcário.

Em mapeamento mais recente, Oliveira et al (1999) (figura 23) identificaram as seguintes unidades:

- a) LV12: Latossolo Vermelho Distroférico, com horizonte A moderado, textura argilosa, ocorrendo em relevo ondulado e suave ondulado;

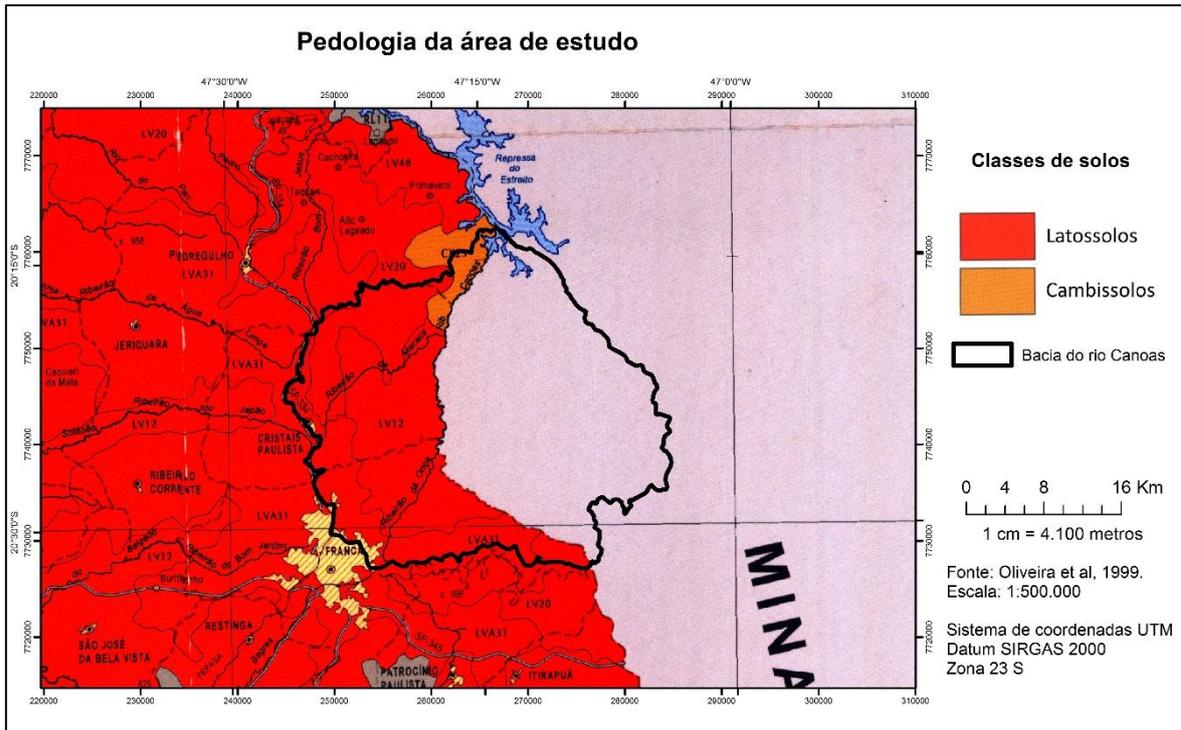


Figura 23 – Pedologia da área de estudo, no estado de São Paulo, segundo Oliveira et al (1999).

- b) LV20: Latossolo Vermelho Distroférico, ocorre em relevo suave ondulado + Latossolo Vermelho Distroférico e Eutroférico em relevo forte ondulado e montanhoso, todos com horizonte A moderado e textura argilosa;
- c) LV48: Latossolo Vermelho Distrófico com textura argilosa, em relevo suave ondulado + Cambissolo Háplico Distrófico, de textura média e argilosa em relevo ondulado, ambos com horizonte A moderado;
- d) LVA31: Latossolo Vermelho-amarelo Distrófico com horizonte A moderado e proeminente, de textura média + Latossolo Vermelho Distrófico com horizonte A moderado, textura média e argilosa, ambos ocorrendo em relevo suave ondulado;
- e) RL11: Neossolo Litólico Distrófico + Cambissolo Háplico Distrófico, ambos com horizonte A moderado, textura média fase pedregosa, ocorrendo em relevo forte ondulado e montanhoso.
- f) RQ4: Neossolo Quartzarênico árticos com horizonte A fraco e moderado + Latossolo Vermelho-amarelo com horizonte A moderado e textura média, ambos Distróficos em relevo suave ondulado e plano.
- g) CX23: Cambissolo Háplico Distrófico em relevo ondulado + Neossolo Litólico Distrófico em relevo forte ondulado, ambos de textura média fase pedregosa + Latossolo Vermelho Distrófico de textura argilosa em relevo suave ondulado, todos com horizonte A moderado.

No estado de Minas Gerais, mapeamento realizado pela UFV et al (2010) (figura 24) identificou as seguintes classes de solos para a área de estudo:

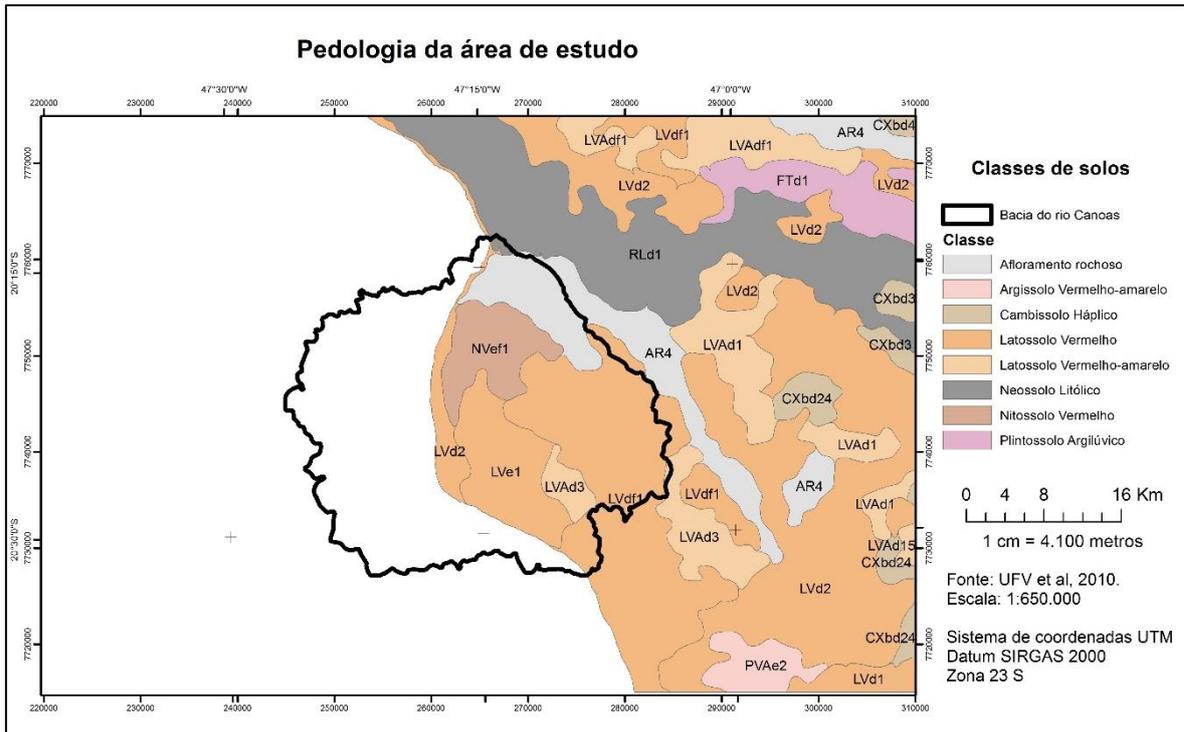


Figura 24 – Pedologia da área de estudo, no estado de Minas Gerais, segundo UFV et al (2010).

- a) LVAd3 – Latossolo Vermelho-amarelo distrófico típico A moderado textura média; fase caatinga hipoxerófila, relevo plano e suave ondulado.
- b) LVe1 – Latossolo Vermelho eutrófico típico A moderado textura argilosa; fase floresta caducifólia, relevo plano e suave ondulado.
- c) LVd2 – Latossolo Vermelho distrófico típico A moderado textura argilosa; fase cerrado, relevo plano e suave ondulado.
- d) LVdf1 – Latossolo Vermelho distroférico típico A moderado/proeminente textura argilosa; fase floresta subcaducifólia, relevo plano e suave ondulado.
- e) AR4 – Afloramento Rochoso + Cambissolo Háptico distrófico típico e lépticos A moderado, textura siltosa/argilosa + Neossolo Litólico distrófico típicos A fraco/moderado; todos fase floresta subperenifólia, relevo montanhoso.
- f) RLd1 – Neossolo Litólico distrófico típico A fraco/moderado; fase campo cerrado, relevo ondulado e escarpado.
- g) CXbd24 – Cambissolo Háptico distrófico típico A moderado, textura média, cascalhento; fase floresta subcaducifólia, relevo forte ondulado.
- h) PV Ae2 – Argissolo Vermelho-amarelo eutrófico típico A moderado, textura média/argilosa; fase floresta subcaducifólia, relevo forte ondulado e montanhoso.

i) FTd1 - Plintossolo Argilúvico distrófico típico, A moderado, textura média/argilosa; fase caatinga hipoxerófila, relevo ondulado.

O trabalho de Jiménez-Rueda (2011) (figura 25) e Lima (2009) descrevem as seguintes classes de solos para o município de Franca:

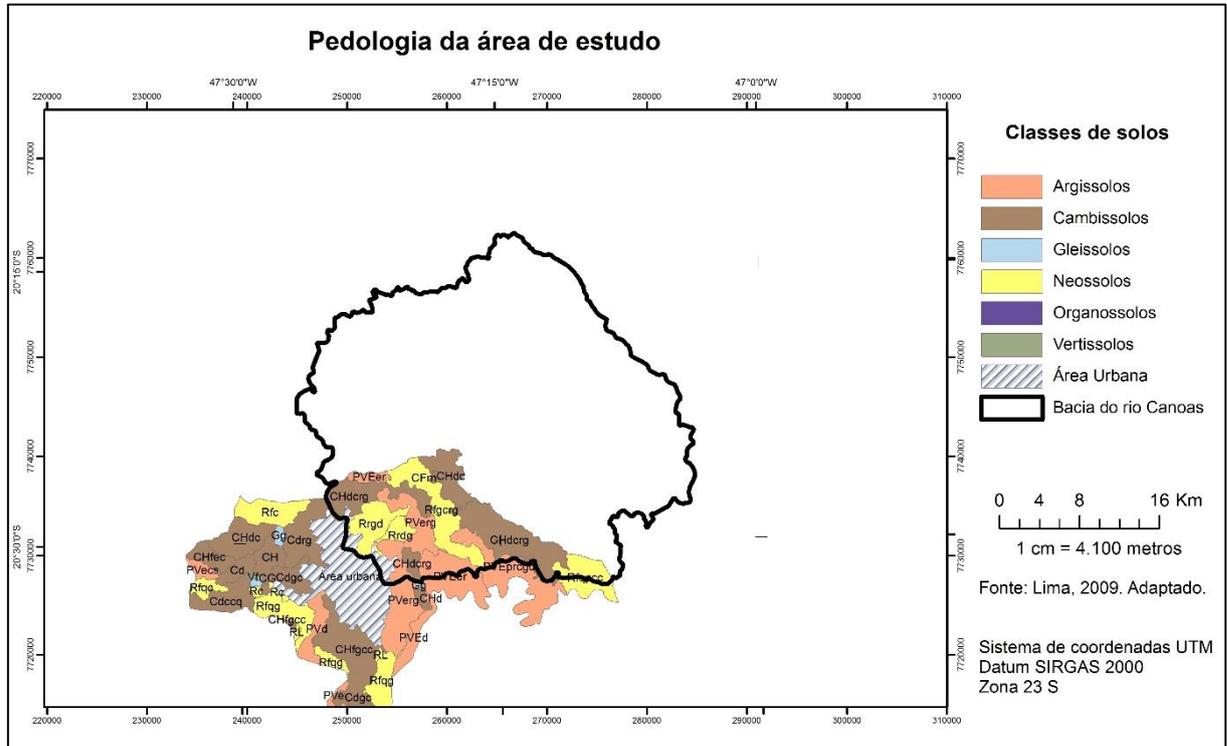


Figura 25 – Pedologia do município de Franca. Fonte: Jiménez-Rueda (2011).

- Gleissolos: Gleissolo gravitacional.
- Vertissolos: Vertissolo flúvico.
- Organossolos: Organossolo sáprico;
- Neossolos:

Neossolo regolítico gravitacional;

Neossolo flúvico quartzarênico gleico;

Neossolo litólico;

Neossolo concrecionário;

Neossolo flúvido gleico concrecionário regolítico gravitacional;

Neossolo flúvico quartzarênico paleogleico concrecionário cascalhento;

Neossolo regolítico gravitacional distroférico;

Neossolo regolítico distrófico gravitacional;

- Cambissolos:

Cambissolo háplico flúvico gleico concrecionário cascalhento;

Cambissolo gleico;
 Cambissolo háplico distrófico;
 Cambissolo distrófico concrecionário cascalhento quartzarênico;
 Cambissolo háplico distroférico concrecionário;
 Cambissolo háplico distrófico concrecionário regolítico gravitacional;
 Cambissolo flúvico metânico;
 Cambissolo distroférico gravitacional concrecionário;
 Cambissolo distroférico;
 Cambissolo háplico flúvico eutrófico concrecionário;
 Cambissolo distrófico regolítico gravitacional;
 Cambissolo háplico;

f) Argissolos:

Argissolo vermelho-escuro pseudoglei regolítico concrecionário gravitacional distroférico;
 Argissolo vermelho distroférico;
 Argissolo vermelho escuro distroférico regolítico;
 Argissolo vermelho eutrófico;
 Argissolo vermelho flúvico glicizado concrecionário gravitacional;
 Argissolo vermelho distroférico regolítico cascalhento gravitacional;
 Argissolo vermelho eutrófico concrecionário saprolítico;
 Argissolo vermelho distroférico regolítico;
 Argissolo vermelho eutrófico regolítico gravitacional;
 Argissolo vermelho escuro eutrófico regolítico.

Para o município de Cristais Paulista, foram verificadas as classes de solos descritas a seguir, de acordo com Bartolomeu (2009), ilustradas no mapa da figura 26:

- a) Nitossolos: Nitossolo vermelho.
- b) Organossolos: Organossolo tiomórfico sáprico
- c) Latossolos: Latossolo vermelho-amarelo
- d) Cambissolos:

Cambissolo com laterita retrabalhada;
 Cambissolo sexquioxídico;
 Cambissolo sexquioxídico em domínio de leques.

e) Neossolos:

Neossolo quartzarênico retrabalhado;

Neossolo quartzarênico regolítico hálico cambissólico;
 Neossolo quartzarênico litólico.

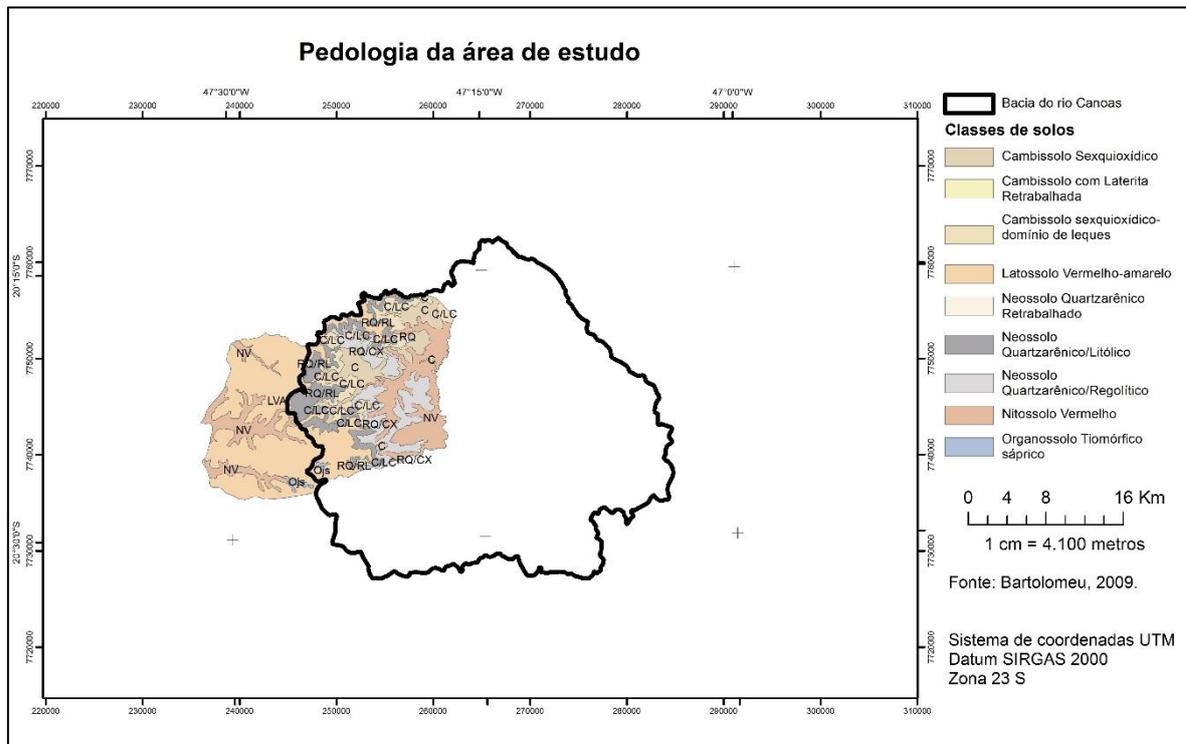


Figura 26 – Pedologia do município de Cristais Paulista. Fonte: Bartolomeu (2009).

Fazendo a correspondência das classes de solo até aqui descritas com o novos Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (BRASIL, 2018), chegou-se as seguintes classes:

- a) Latossolo Vermelho;
- b) Latossolo Vermelho-Amarelo;
- c) Neossolo Quartzarênico;
- d) Neossolo Litólico;
- e) Cambissolo Háptico;
- f) Argissolo Vermelho-amarelo;
- g) Plintossolo Argilúvico;
- h) Organossolo Tiomórfico;
- i) Vertissolo Flúvico;
- j) Gleissolo Gravitacional;
- k) Nitossolo vermelho.

c) vertentes não escarpadas com cânions locais no extremo oeste de Franca, no curso do Ribeirão Bom Jardim, representadas por sucessões de grandes plataformas estruturais de relevo abatido.

Ross e Moroz (1997), em mapeamento na escala de 1:500.000 consideram que a região se encontra na Unidade Morfoescultural da Bacia Sedimentar do Paraná, enquadrada no Planalto Ocidental Paulista, individualmente caracterizada nos Planaltos Residuais de Franca-Batatais. Segundo os referidos autores, nesta unidade são predominantes as formas de relevo denudacionais cujo modelado é constituído basicamente por colinas de topos aplanados ou tabulares, com vales entalhados de menos de 20 m a 40 m e dimensão interfluvial média de 750 a 3.750 m. É um centro dispersor de drenagem por tratar-se de áreas altas e circundadas por terras baixas.

Considerando as fragilidades ambientais, os Planaltos Residuais de Franca-Batatais são caracterizados como uma unidade que apresenta nível de fragilidade potencial baixo, potencial erosivo baixo nos setores mais aplainados dos topos dos interflúvios (formas de dissecação baixa e vales pouco entalhados, com baixa densidade de drenagem e vertentes pouco inclinadas), mas com maior potencial nos setores de relevo de maior declividade (ROSS & MOROZ, 1997).

Em trabalho elaborado pelo IPT (1981) no estado de São Paulo (figura 28), verifica-se a ocorrência das seguintes feições na parte paulista da área de estudo:

a) 212- Colinas amplas: nesta unidade geomorfológica há o predomínio de interflúvios com área superior a 4 km², caracterizadas por topos extensos e aplainados, vertentes com perfis que oscilam de retilíneos a convexos. A rede de drenagem é de baixa densidade, caracterizada por padrão subdendrítico, vales abertos, onde as planícies aluviais são restritas, com a eventual presença de lagoas perenes ou intermitentes.

b) 213- Colinas médias: nelas predominam interflúvios com áreas que variam de 1 a 4 km², de topos aplainados e vertentes com perfis convexos a retilíneos. A rede de drenagem é de média a baixa densidade, apresentando padrão sub-retangular, em vales que variam de abertos a fechados, planícies aluviais interiores restritas e eventualmente verifica-se a presença de lagoas perenes ou intermitentes.

c) 214- Colinas pequenas com espigões locais: predominam interflúvios sem orientação, com área inferior a 1 km², topos aplainados a arredondados, vertentes ravinadas com perfis convexos a retilíneos. Drenagem de média a baixa densidade, padrão subparalelo à dendrítico, vales fechados, planícies aluviais interiores restritas.

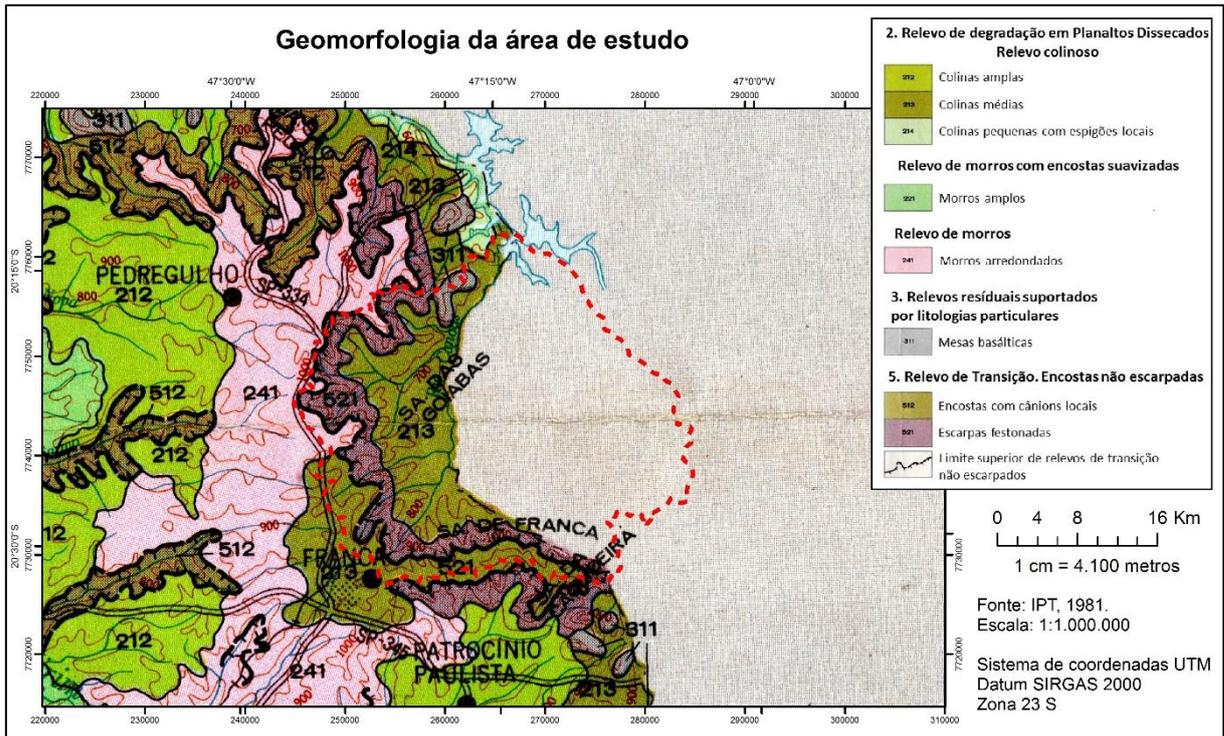


Figura 28 – Mapa geomorfológico do estado de São Paulo, com destaque para a área de estudo. Fonte: IPT, 1981.

d) 221- Morros amplos: constituídos por interflúvios arredondados de área superior a 15 km², de topos que variam de arredondados a achatados, vertentes com perfis que variam de retilíneos a convexos. A drenagem, nestes setores do relevo, é de baixa densidade, apresentando padrão dendrítico, vales abertos e planícies aluviais interiores restritas. Destaca-se que em vários pontos há ocorrências de voçorocas.

e) 241- Morros arredondados: possuem topos arredondados e localmente achatados, vertentes com perfis que variam de convexos a retilíneos, percebendo-se localmente a presença de ravinamentos. Há exposições locais de rocha e presença de espigões curtos locais. Quanto à drenagem, apresenta média densidade em padrão que varia de dendrítico a subdendrítico, em vales predominantemente fechados.

f) 311- Mesas basálticas: morros testemunhos isolados (peões e baús), topos aplainados, vertentes com perfis retilíneos, muitas vezes com trechos escarpados e exposições de rocha. Drenagem de média densidade, padrão pinulado a subparalelo, vales fechados.

g) 512- Vertentes não escarpadas com cânions locais: vertentes com perfis retilíneos a convexos e trechos escarpados. Drenagem de média densidade, padrão pinulado, vales fechados, localmente formando cânions, vales principais com fundos chatos.

h) 521- Escarpas festonadas: são desfeitas em anfiteatros separados por espigões, verificando-se topos angulosos e vertentes com perfis retilíneos. A rede de drenagem é de alta densidade, marcada por padrão que varia de subparalelo a dendrítico, em vales fechados.

O Planalto de Franca corresponde a uma parcela das *cuestas* internas, contínuas em todo Estado de São Paulo, com *front* recortado. É considerado um dos remanescentes mais bem preservados dos chapadões do setor norte ocidental da Bacia do Paraná (LIMA, 2009).

Na estrutura superficial da paisagem os depósitos modernos podem ocorrer sob a forma de “*Stone line*” e depósitos de cobertura. A “*Stone line*” aparece como um horizonte de material grosseiro, em discordância com o sedimento que aloja, acompanhando as irregularidades do relevo (JIMÉNEZ-RUEDA, 2011).

O mapeamento realizado pelo RadamBrasil (1981) na escala de 1:1.000.000, abrangendo a totalidade da área de estudo (figura 29) identifica modelados de acumulação (Aptf, Arc - fluvial ou coluvial), de dissecação (Da, Dc, Dea, DEc e Dt – dissecação estrutural e dissecação homogênea ou diferencial) e de aplanamento (Pgi, Pri e Pru – degradado inumado, retocado inumado e retocado desnudado). Quanto às unidades de relevo, foram mapeados:

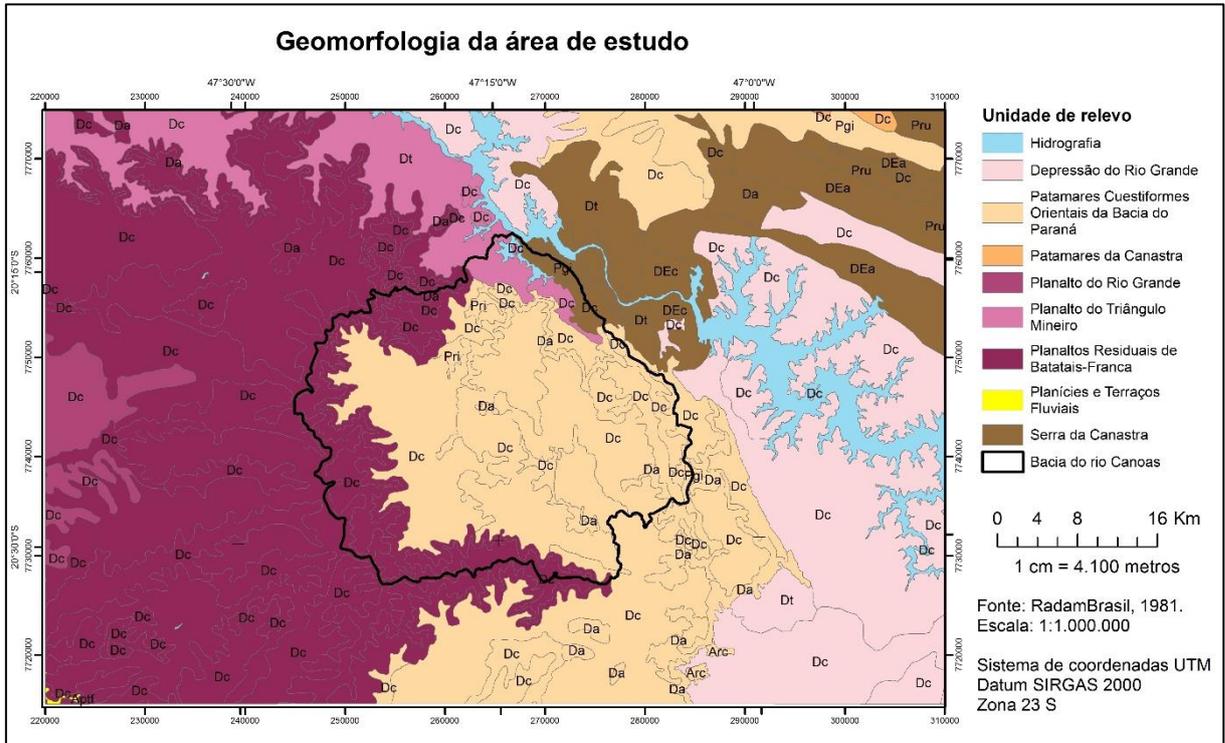


Figura 29 – Mapa geomorfológico da área de estudo. Fonte: RadamBrasil, 1981.

a) Planaltos Residuais de Franca e Batatais;

- b) Planalto do Rio Grande;
- c) Planalto do Triângulo Mineiro;
- d) Patamares da Canastra;
- e) Patamares Cuestiformes Orientais da Bacia do Paraná;
- f) Planícies e terraços fluviais;
- g) Depressão do Rio Grande;
- h) Serra da Canastra.

9. VEGETAÇÃO

A flora constitui o conjunto das espécies vegetais que ocorre numa determinada localidade. Na área estudada, são predominantes as plantas da divisão *Spermatophyta* ou Fanerógamas. Diante da inexistência de dados sistematizados de fácil acesso, a análise das fanerógamas será centralizada nas ocorrências remanescentes dos cerrados na área de estudo.

Toda a região de Franca apresentava como cobertura vegetal original, vegetação sob os domínios de Mata Atlântica e Cerrado, enclaves de Cerrado e ecótonos, áreas de contato principalmente, entre Savana e Floresta Estacional Semidecidual. A partir de meados do século XIX houve uma redução significativa dessa vegetação natural devido à expansão da fronteira agrícola, com a introdução da cultura do café na região de mata (solo fértil), à exploração da madeira para uso como lenha ou dormentes ou ainda, matéria-prima para casas e móveis, e em parte, às pastagens (ABAG-RP, 2006).

Sabe-se que o Cerrado se caracteriza como um complexo de formações vegetais que apresenta fisionomia e composição florística variáveis: campestres (campo limpo), savânicas (campo sujo, campo cerrado e cerrado *stricto sensu*) e florestais (cerradão), formando um mosaico ecológico. Pode ser definido da seguinte maneira: “o cerrado é uma mistura de árvores baixas e um bem desenvolvido estrato herbáceo rasteiro” (IPT, 1999).

Em termos nacionais, encontra-se quase totalmente sob clima tropical; somente na sua borda sul, em altitudes moderadas de São Paulo, especialmente no sudeste deste Estado, e em altitudes maiores (1.000-1.700 m) ao sul de Minas Gerais, sofre o efeito de leves geadas em algumas noites de inverno (segundo EITEN, 1993 in SMA, 1997).

No Estado de São Paulo, o cerrado ocorre principalmente na região centro-oeste, interrompido por outras formações vegetais, como nas proximidades de Campinas, Ribeirão Preto, Franca e Altinópolis. Ab’Saber (1968) classifica a área de Franca dentro de uma faixa de

transição entre o domínio dos chapadões florestados (dominantes no Planalto Ocidental Paulista) e os chapadões revestidos de cerrados (dominantes no Triângulo Mineiro e no sudeste de Goiás), mostrando-se como um “mosaico cerrado-mata”. Esta área é transicional tanto do ponto de vista das formas de relevo como das condições ecológicas do solo, da vegetação e da história do povoamento. O mesmo autor considera a área como um dos remanescentes mais bem preservados dos chapadões do setor norte - oriental da Bacia do Paraná.

A biodiversidade do cerrado, além de pouco protegida, ainda é pouco conhecida, muito pouco manejada de maneira sustentada, e continua ameaçada. A flora do cerrado também não é ainda completamente conhecida, embora grande número de espécies já tenha sido descrito. Estima-se que a sua biodiversidade florística possa alcançar entre 4 e 10 mil espécies vasculares, superior a grande parte de outras floras mundiais (segundo SMA, 1997).

A figura 30 ilustra os limites envoltórios de fragmentos menores de cerrado, bem como suas maiores ocorrências, além das ocorrências esparsas de cerradões na área enfocada.

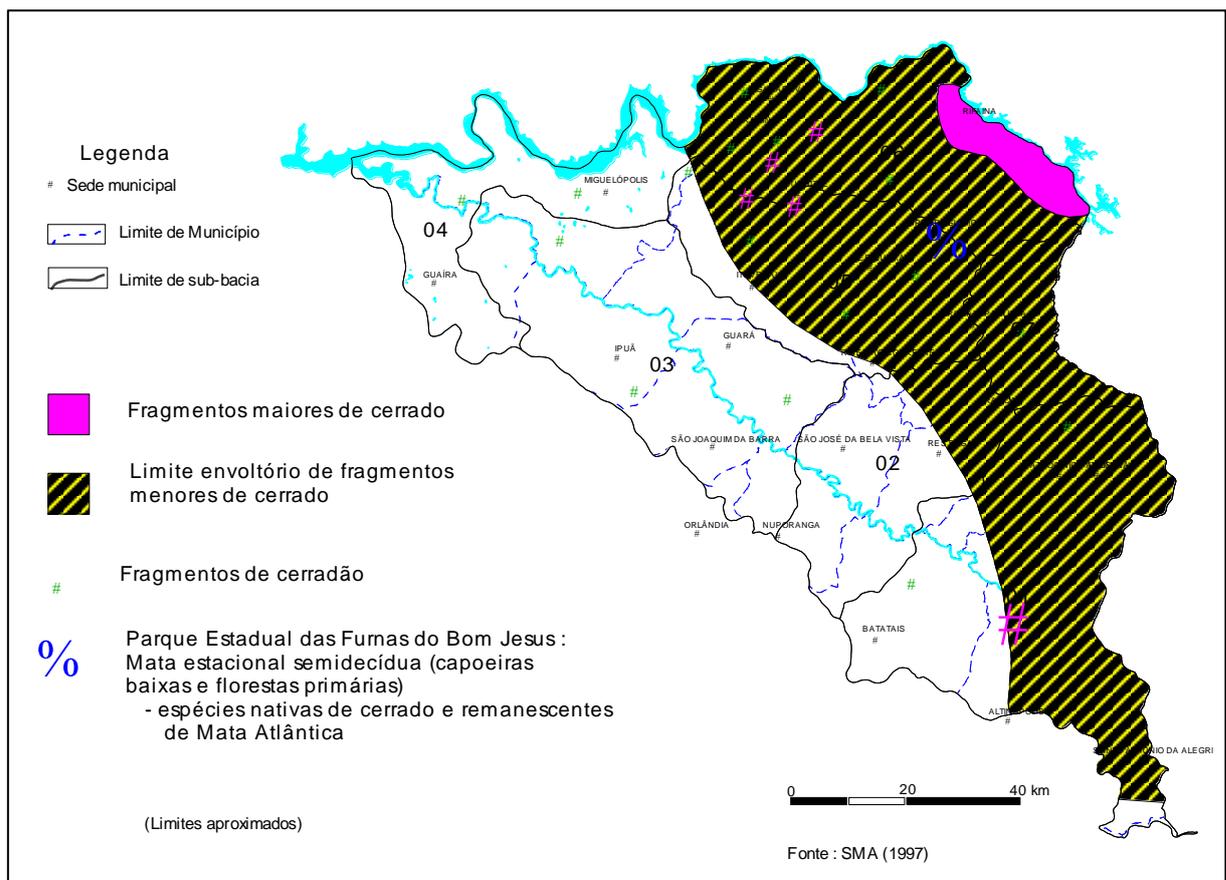


Figura 30 - Limites envoltórios de fragmentos menores de cerrado e fragmentos maiores na Bacia hidrográfica dos rios Sapucaí-Mirim/Grande (SP e MG). Fonte: SMA, 1997.

A título de exemplo, no Parque Estadual das Furnas do Bom Jesus, a diversidade biológica, representada pela cobertura vegetal e pela fauna, encontra-se em recuperação, em decorrência de um incêndio ocorrido em 1994, que destruiu 60% da área desse parque. Sua biodiversidade acha-se intimamente associada ao relevo característico, constituído por furnas e cachoeiras, típico das cuestas basálticas onde se localiza.

Do ponto de vista da cobertura vegetal, a vegetação da mata estacional semidecídua do interior paulista, com a presença de capoeiras baixas e florestas primárias, encontra-se em diferentes graus de conservação; nas matas de transição convivem espécies nativas do cerrado e remanescentes de Mata Atlântica.

10. MATERIAS E MÉTODOS

A sistemática desenvolvida na primeira fase do trabalho consistiu na análise e pesquisa bibliográfica de documentos científicos em monografias, dissertações, teses, livros, artigos de periódicos e trabalhos apresentados em eventos científicos, de trabalhos científicos relativos à área de estudo, e a preparação da base cartográfica na escala de 1:50.000 e obtenção de produtos de sensoriamento remoto em ambiente SIG, adaptada a partir da proposta de Ohara et al (2003) e Jiménez-Rueda (2017).

Procedeu-se inicialmente a escolha do tema/assunto e da área de estudo, tendo em vista sua relevância. Em seguida foi realizada a aquisição de dados e informações existentes (cartográficos, bibliográficos e produtos de sensoriamento remoto), levando em consideração a escala de trabalho e o recorte espacial já mencionado.

A preparação da base cartográfica (curvas de nível, pontos cotados e hidrografia) em arquivos vetoriais e matriciais foi realizada a partir das folhas topográficas escala 1:50.000 do IBGE, descritas em nomenclatura abaixo:

SF-23-V-A-I-2 Buritizal	SF-23-V-A-II-1 Rifaina	SF-23-V-A-II-2 Desemboque	SF-23-V-A-III-1 Chapadão da Zagaia
SF-23-V-A-I-4 Jequara	SF-23-V-A-II-3 Pedregulho	SF-23-V-A-II-4 Marechal Mascarenhas	SF-23-V-A-III-3 Delfinópolis
SF-23-V-A-IV-2 São José da Bela Vista	SF-23-V-A-V-1 Franca	SF-23-V-A-V-2 Capetinga	SF-23-V-A-VI-1 Cássia

As curvas de nível e pontos cotados foram editados quanto às cotas altimétricas, já que esses arquivos são disponibilizados pelo IBGE sem tais atributos. Em ambiente SIG (ArcGIS – ArcMap), foi desenvolvido o Modelo Numérico do Terreno (*ArcToolbox - 3D Analyst Tools – Data Management – TIN – Create TIN*) para elaboração da carta de declividade (*3D Analyst Tools – Raster Surface – Slope*), e para associar informações de altimetria à interpretação visual das feições nas imagens orbitais, comparação com as isobases, bem como dados geológicos e pedoestratigráficos obtidos em campo.

O produto de sensoriamento remoto foi escolhido em função das dimensões da área de trabalho e da escala. Foram utilizadas imagens do satélite Landsat 8, bandas 6 (infravermelho médio) com resolução espacial de 30 metros, e banda 8 (pancromática) com resolução espacial de 15 metros, ambas da órbita 220, ponto 074, do dia 09/09/2019.

A partir das imagens foram identificadas e separadas as texturas em unidades fisiográficas identificadas pelo possível geossistema de formação, correlacionadas com a litoestratigrafia e, posteriormente, verificadas em campo. Também auxiliaram na identificação das feições estruturais e correlação dos tipos de materiais superficiais com os mapeamentos pedológicos e geológicos consultados.

Para a elaboração das isobases, procedeu-se a metodologia proposta por Jiménez-Rueda et al (2014), sendo utilizada imagem MDE ALOS Palsar, com resolução espacial de 12,5 m (AP_27350_RBM_F6770_RT1), cena de 14/03/2011. Utilizando o software ArcGIS, foram realizados os seguintes procedimentos: a) adensamento, extração da rede de drenagem e ordenamento dos cursos d'água (STRAHLER, 1957) através do *ArcToolbox – Spatial Analyst Tools – Hydrology*, tendo resultado oito ordens de drenagem; b) Geração das isobases (*ArcToolbox - 3D Analyst Tools – Raster Interpolation – Topo to Raster*), tendo como resultado oito isobases. Acompanha cada isobase uma representação 3D elaborada através do *software Global Mapper (Atlas Schader, 3D View)*.

A análise e integração dos resultados se deu buscando estabelecer uma relação da epirogênese e sua influência na modificação dos níveis de base, bem como estimar a datação relativa para cada isobase utilizando parâmetros pedológicos, geomorfológicos, tectônicos e paleoclimáticos descritos na literatura.

11. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O Modelo Numérico do Terreno (figura 31) é o produto básico para elaboração da carta de declividade (figura 32). Ambos os mapas são fundamentais para a comparação de uma isobase, que se refere a momentos pretéritos, à situação da superfície atual. Além disso, as variáveis altimetria e declividade são essenciais à interpretação visual das feições nas imagens de satélite, bem como dados geológicos e pedoestratigráficos obtidos em campo.

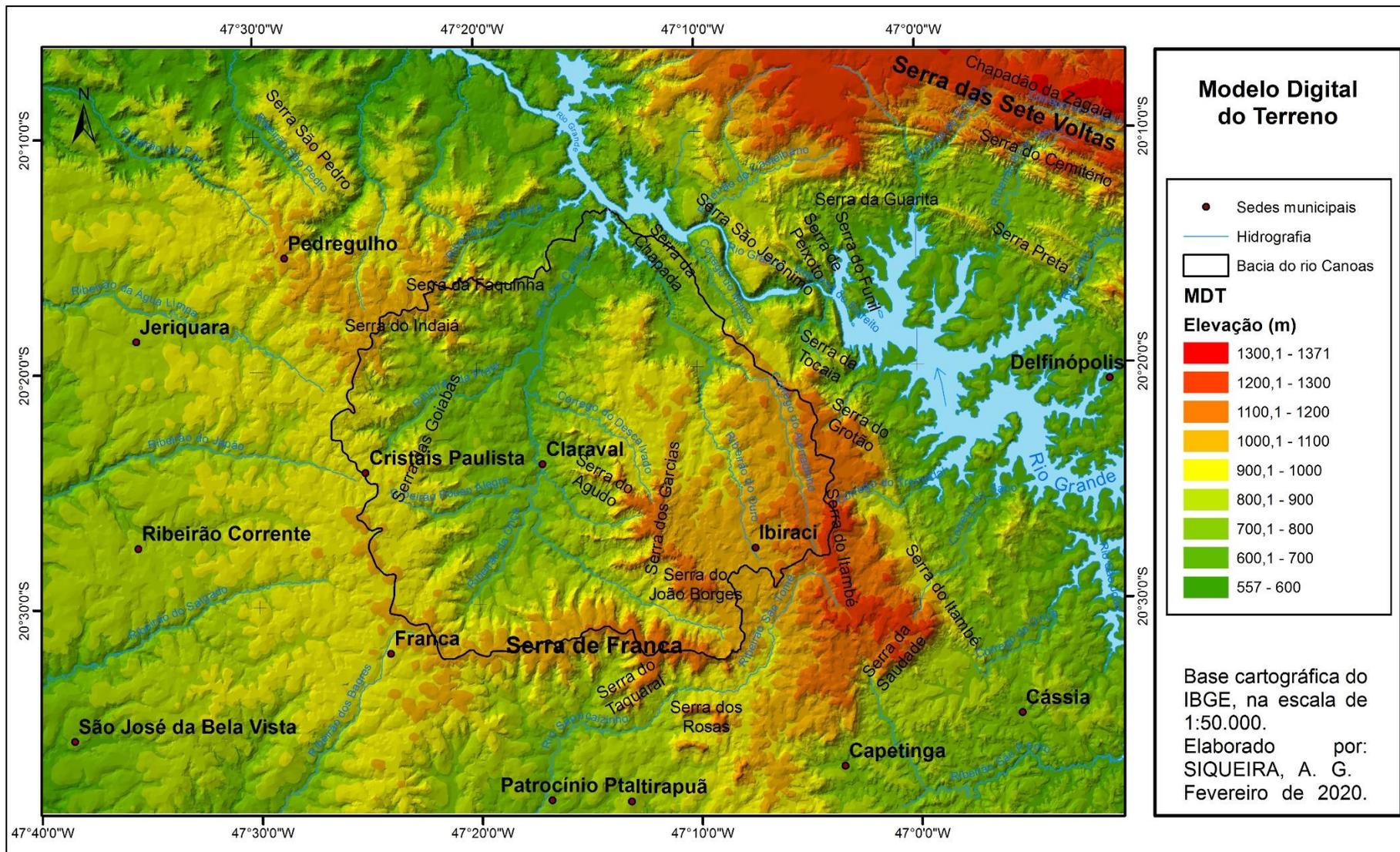


Figura 31 – Modelo Digital do Terreno da área de estudo.

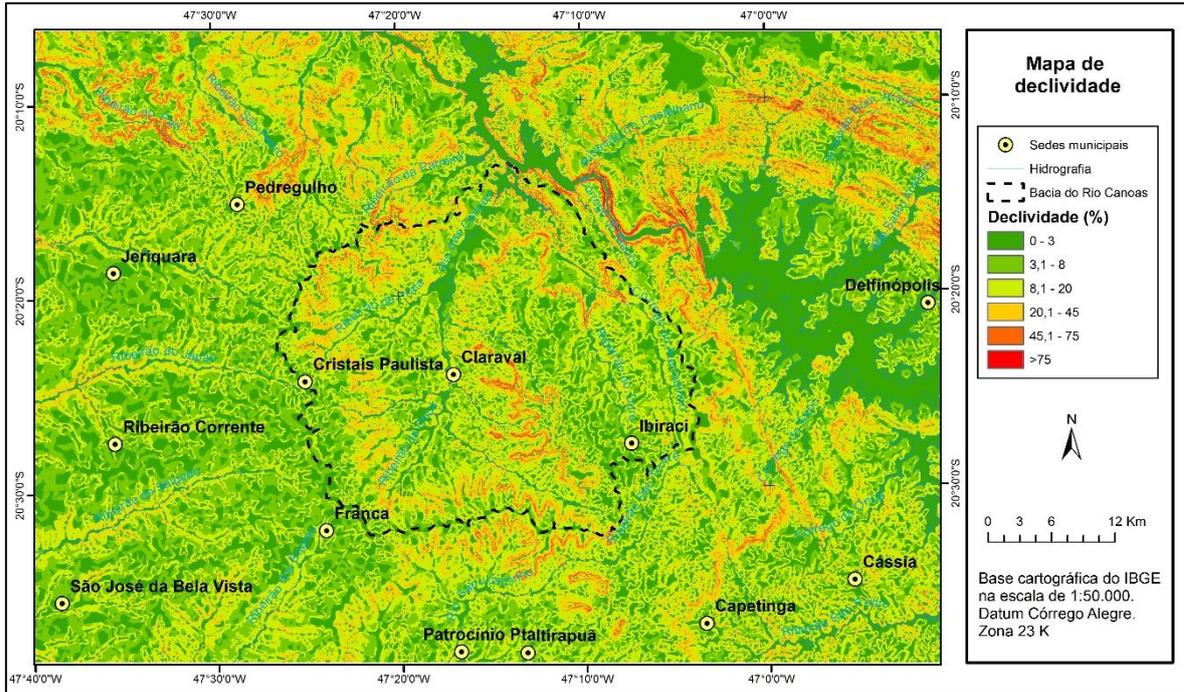


Figura 32 – Declividade da área de estudo.

A hidrografia da área de estudo está apresentada na figura 33 a seguir, que também detalha a divisão hidrográfica estabelecida para melhor identificação por setores da evolução da paisagem da área de estudo.

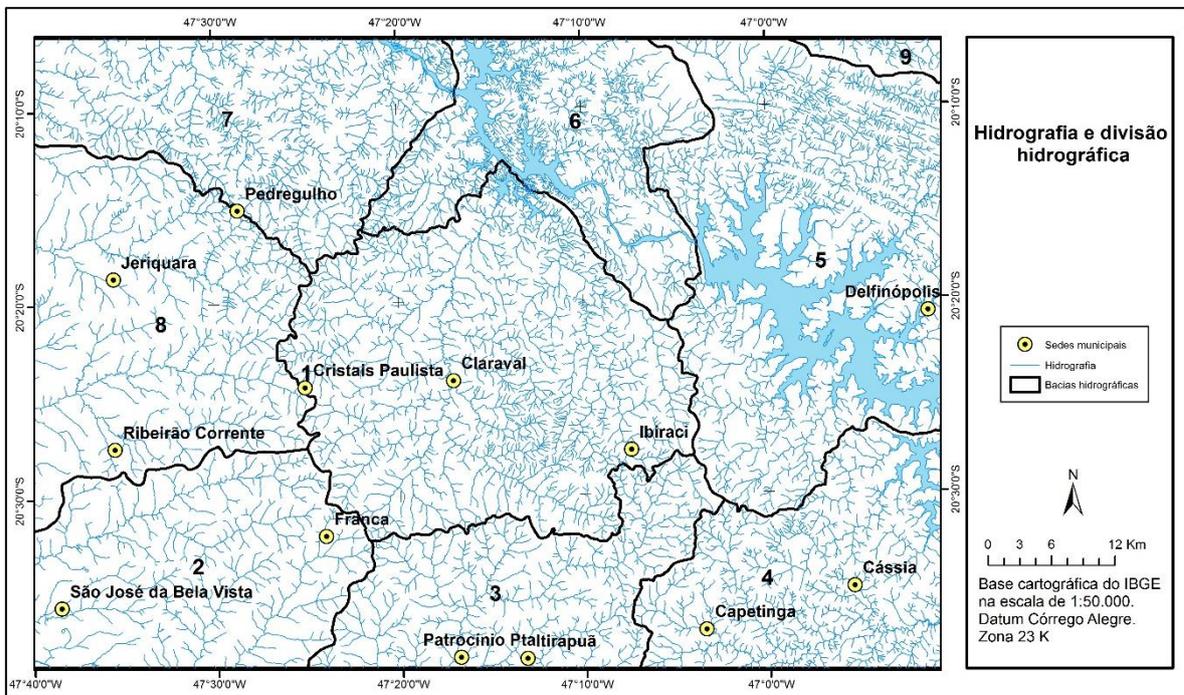


Figura 33 – Hidrografia e divisão hidrográfica da área de estudo.

A tabela abaixo traz a identificação de cada sub-bacia, assim como a bacia hidrográfica que contribui, no contexto da megabacia hidrográfica do Rio Paraná.

Tabela 4 – Divisão hidrográfica da área de estudo.

REGIÃO	BACIA HIDROGRÁFICA	SUB-BACIA
1	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Represa do Estreito)	Sub-bacia hidrográfica do Rio das Canoas
2	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Rio Sapucaí-Mirim)	Sub-bacia hidrográfica do Ribeirão do Salgado e do Ribeirão dos Bagres
3	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Rio Sapucaí-Mirim)	Sub-bacia hidrográfica do Rio Sapucaizinho
4	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Represa de Peixoto)	Sub-bacia hidrográfica do Rio São João
5	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Represa de Peixoto)	Sub-bacia hidrográfica de afluentes do Rio Grande (Represa de Peixoto)
6	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Represa do Estreito)	Sub-bacia hidrográfica de afluentes do Rio Grande (Represa do Estreito)
7	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Represa de Jaguará)	Sub-bacia hidrográfica de afluentes do Rio Grande (Represa de Jaguará)
8	Bacia hidrográfica do Rio Grande (Represa Volta Grande)	Sub-bacia hidrográfica do Rio do Carmo
9	Bacia hidrográfica do Rio Paranaíba (Rio Araguari)	Sub-bacia hidrográfica de afluentes do Rio Araguari

A seguir são apresentadas as isobases, bem como as proposições referentes ao histórico de evolução da paisagem, sustentadas em critérios pedológicos, geomorfológicos, tectônicos e paleoclimáticos também para uma proposta de datação relativa dos períodos vigentes de cada ciclo, segundo King (1956).

Na isobase 8 (figuras 34 e 35), apesar de ser pouco representativa diante da área total, é possível afirmar que o nível de base local se encontra a 554 m na localidade do atual Rio Grande - Represa de Jaguará (região hidrográfica 7), sendo que a montante a altitude mais elevada encontra-se em 649 metros, verificada também no rio Grande (represa do Estreito). A feição da isobase possibilita a interpretação de uma falha transcorrente no sentido E-W, que parece estar relacionada ao Alinhamento Araxá - Rio Grande (BARTORELLI, 2004; BATEZELLI, 2006).

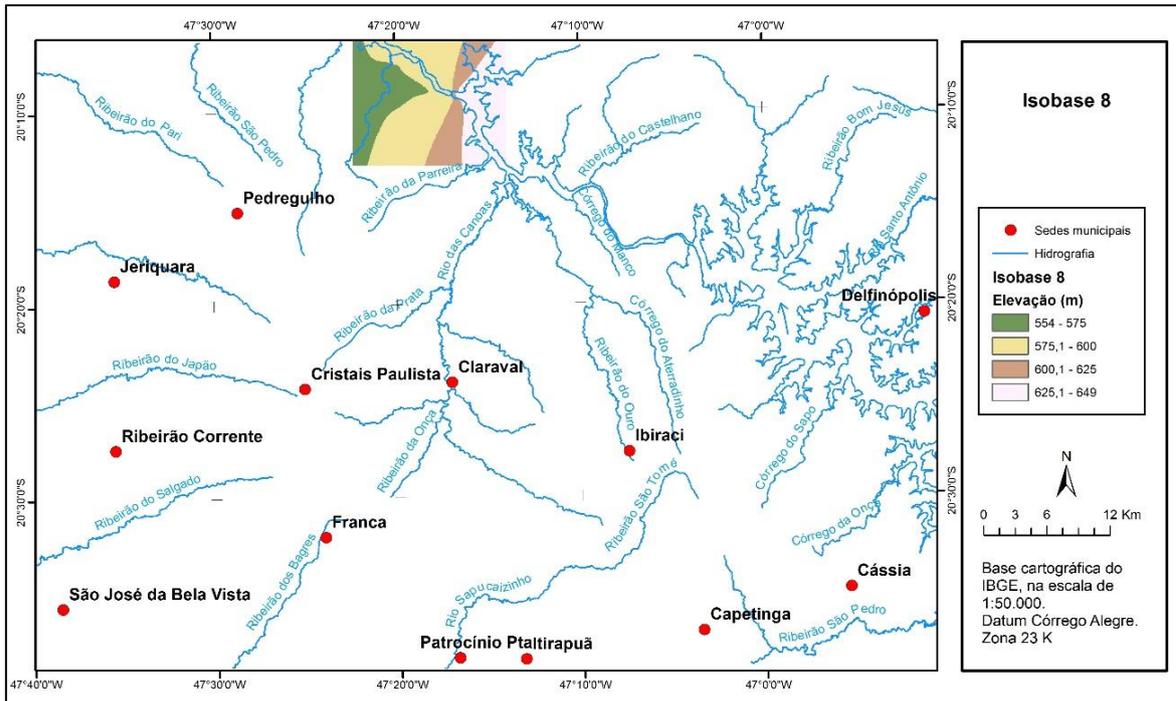


Figura 34 – Isobase de 8ª ordem.

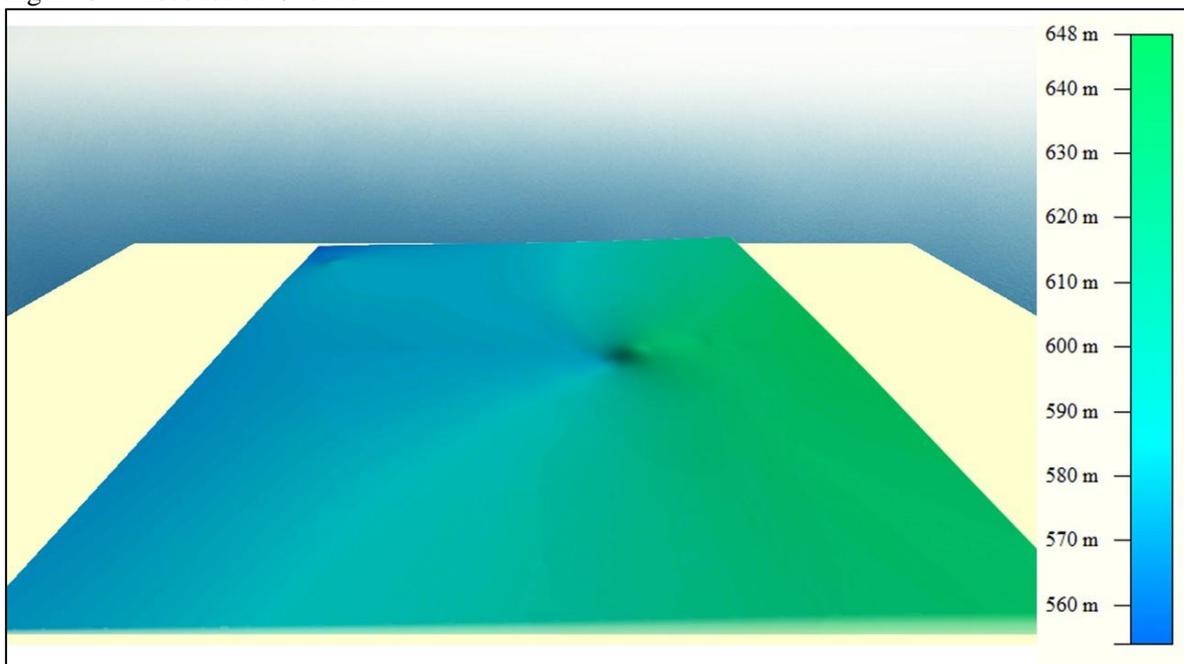


Figura 35 – Isobase 8, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

Procurando estabelecer uma relação com a evolução paleoambiental a partir dos trabalhos de Soares e Landin (1976), Zalán (2004), Ladeira (2008), Jiménez-Rueda et al, 2014), é possível considerar esta isobase referente ao Período Eoceno, sujeita à epirogênese do Soerguimento do Alto Paranaíba - SAP (HASUI & HARALYI, 1991) e Arco da Canastra. Ponçano et al (1992) consideram que o Grupo Bauru (Formação Itaqueri) se depositou em decorrência do SAP, através de um sistema de rios anastomosados drenando na direção SW, originando leques aluviais coalescentes, com poucos depósitos lamíticos interleques em partes

distais do sistema. A presença de argilas esmectíticas e calcedônia *lenght-slow* sustentam o argumento de que o ambiente, nesse contexto, esteve sob a influência de um clima árido ou semiárido, condições climáticas estas que prosseguiram durante o Paleógeno (PONÇANO et al, 1992), que foram determinantes no desenvolvimento de uma vasta superfície regional, correspondente à Superfície Sul-Americana (KING, 1956), reconhecida localmente nos restos que ocupam atualmente as porções mais elevadas dos planaltos da região de Franca (PONÇANO et al, 1992) .

Comparando a isobase 8 com a isobase 7 (figuras 36 e 37), que se localiza na parte Centro-Norte/Nordeste da área de estudo, em que a altitude varia de 553 a 686 metros, o rio Grande parece estar em um grande alto estrutural, que atualmente está abatido (AB). Percebe-se o mergulho aparente na direção NE, partindo das partes mais elevadas (atualmente sub-bacias do Ribeirão da Onça e Ribeirão Pouso Alegre, afluentes do Canoas, região hidrográfica 1) até setores em que a altitude varia entre 600 e 625 m (atual confluência do Rio Canoas com o Grande, e represa de Peixoto), de onde o mergulho aparente converge para NW, onde se verifica um setor topográfico deprimido (abaixo de 600 m).

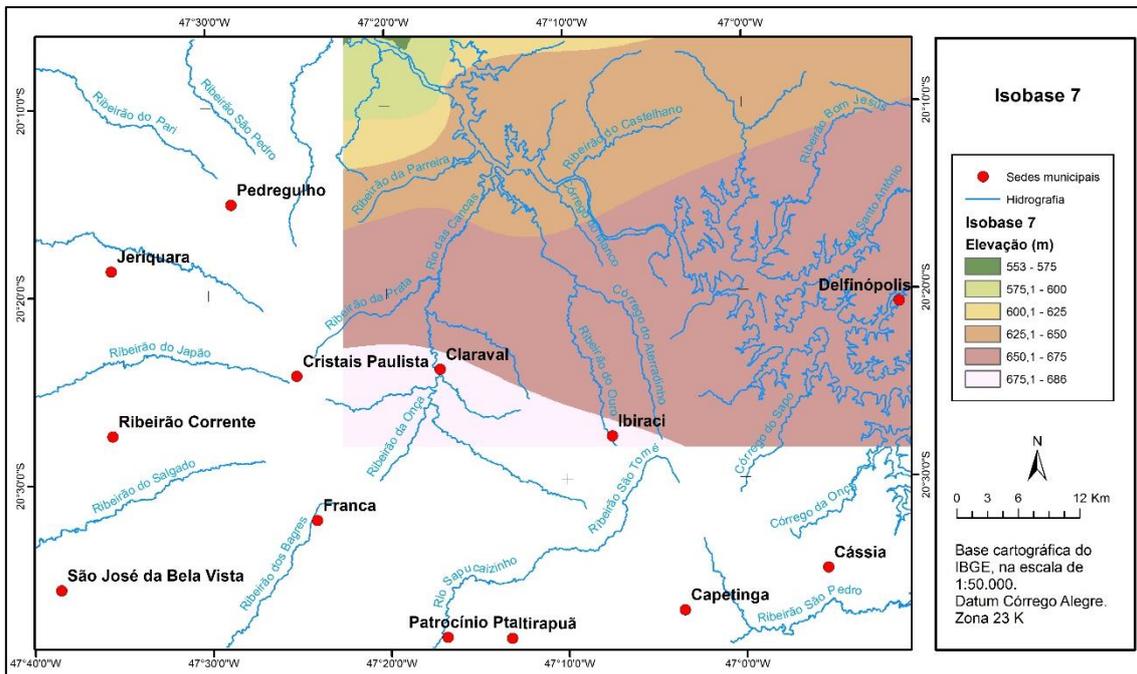


Figura 36 – Isobase de 7ª ordem.

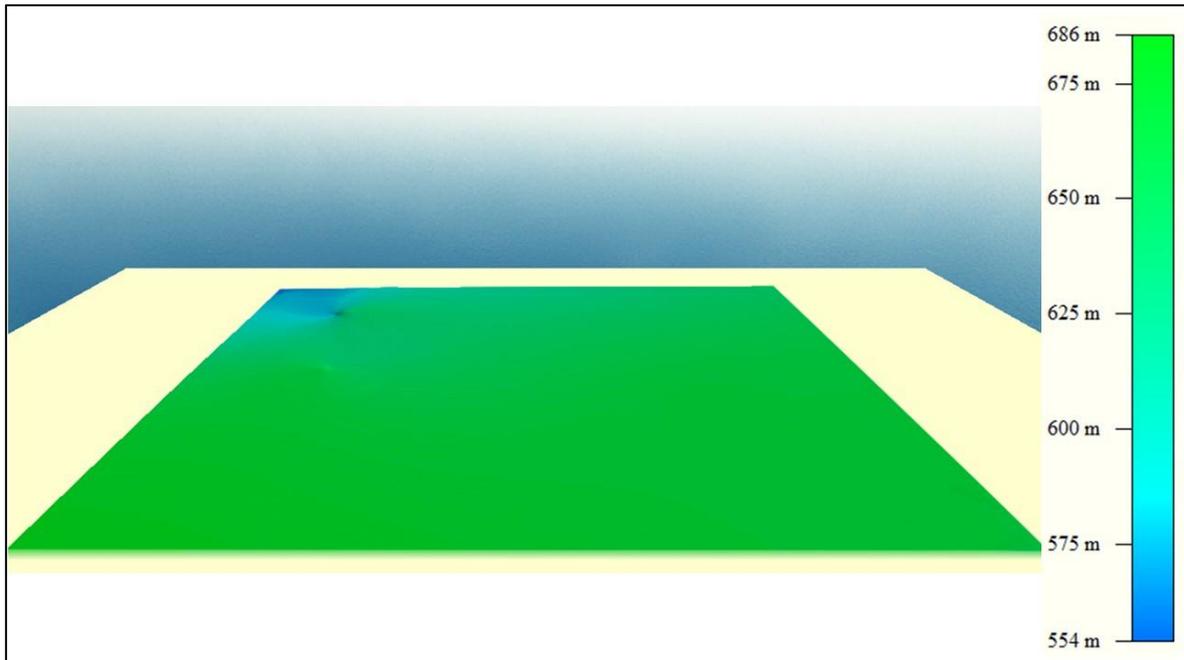


Figura 37 – Isobase 7, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

Esta condição de AB se fundamenta pelo amplo domínio da latossolização, verificada através da predominância de Latossolos (vermelhos e vermelho-amarelos distrófico/distoférricos, que ocorrem em relevo plano a suave ondulado) atualmente (JIMÉNEZ-RUEDA, 1993), excetuando-se as áreas de afloramento do Grupo Araxá-Canastra e setores de maior declividade (ocorrência de Neossolos Litólicos). Esta ordem de drenagem (isobase 7) pode ser correlacionada aos estudos de Soares e Landin (1976), Zalán (2004), e Ladeira (2008) aos eventos tectônicos datados entre o Eoceno e Oligoceno, quando que estavam em vigência condições climáticas subtropicais sub-secas, que se alteravam para mais úmidas. De acordo com Jiménez-Rueda et al (2017), nesse período teriam ocorrido na região a erosão e o truncamento das coberturas latossólicas, sendo parte delas soterradas e/ou a exumação de volumes de alteração intempérica que caracterizam solos lateríticos oriundos de diversas litologias (Formações Piramboia, Botucatu, Serra Geral, Itaqueri).

Perfis lateríticos e petroplínticos foram identificados em Cristais Paulista (BARTOLOMEU, 2009), em Franca (LIMA, 2009; JIMÉNEZ-RUEDA, 2011; FREITAS & LADEIRA, 2018), em Ibiraci (Serra do Itambé, Serra dos Garcias, Serra do João Borges e Serra das Sete Voltas) (SARTORI, 2018), na Zona da Falha de Cássia (SARTORI & MORALES, 2016) e em Sacramento (CORTES, 2015). São provenientes da erosão da Superfície Sul-Americana, que deu origem ao Ciclo Velhas (KING, 1956; LANDIM & SOARES, 1976).

A comparação da isobase 7 com a 6 (figuras 38 e 39) levam à interpretação de uma extensa área oxidativa, típica de um antiformal, além de um sistema de falhas escalonadas com abatimentos, evidenciando a transição de alto estrutural para baixo estrutural. Tais condições foram interpretadas a partir de variações altimétricas mais evidentes na isobase 7. Índícios de gibbsitização indicam o máximo de oxidação (alto estrutural).

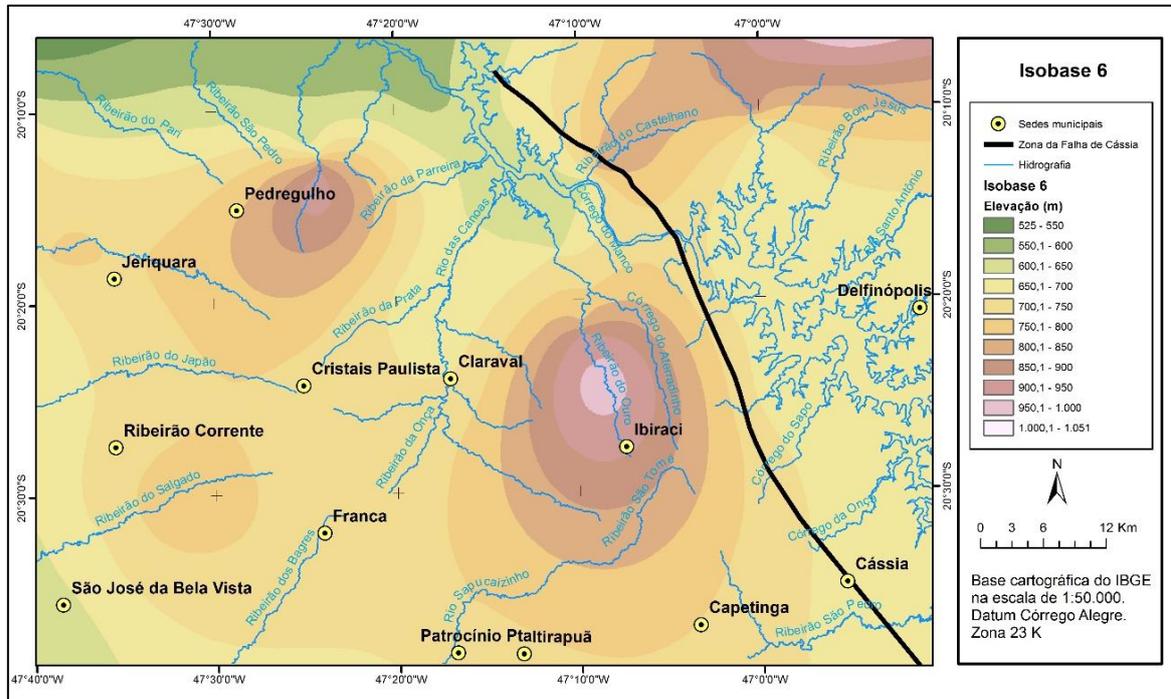


Figura 38 – Isobase de 6ª ordem, com destaque para a Zona da Falha de Cássia.

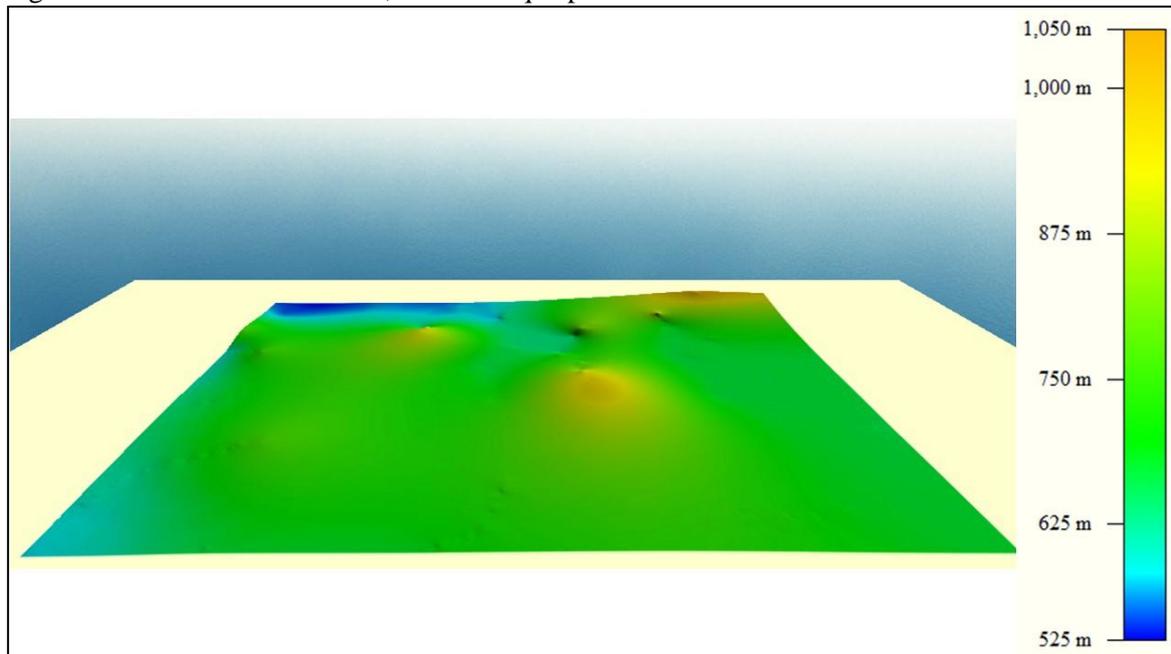


Figura 39 – Isobase 6, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

Na transição de alto para baixo estrutural, a gibbsitização ainda é predominante, porém a degradação da gibbsita em caulinita já se faz presente, promovendo argilização/monossilicificação (JIMÉNEZ-RUEDA, 2017). Estes eventos tectônicos foram relacionados com a epirogênese ascensional da Serra da Mantiqueira (SOARES et al, 1980) e com a orogenia da Cordilheira dos Andes, fase Quechua (ZALÁN, 2004), com datação relativa estabelecida no Mioceno, tendo como base em Soares e Landin (1976), Ladeira (2008) e Jiménez-Rueda et al (2014). Neste contexto teve início o desenvolver de superfícies a partir da pedimentação na região, em sequência aos eventos descritos na isobase 7, erosão e pedimentação das coberturas latossilicadas, laterizadas e plintificadas (JIMÉNEZ-RUEDA et al, 2014). Plintossolos argilúvicos distróficos típicos (FTd1) foram identificados no Mapa de Solos do estado de Minas Gerais (2010) em setores de relevo ondulado da Serra do Cemitério, próximo à Serra das Sete Voltas.

Na isobase 6, que cobre toda a área de estudo, verifica-se a interligação da bacia do Rio Canoas, região hidrográfica¹ (afluente Ribeirão da Onça, que atualmente drena na direção SW-NE)¹ com a bacia do Rio Sapucaí-Mirim (afluente Ribeirão dos Bagres, que atualmente drena na direção NE-SW), hoje separadas pelo interflúvio da Serra de Franca. É possível inferir que as cabeceiras de drenagem do Rio Canoas situavam-se mais a SW, a partir deste relativo alinhamento Ribeirão dos Bagres (região hidrográfica 2) – Ribeirão da Onça (região hidrográfica 1). Da mesma forma, as sub-bacias do Ribeirão Pouso Alegre e do Ribeirão da Prata (afluentes do Canoas, que atualmente drenam no sentido W-E e NE, respectivamente) parecem estar ainda conectadas com a sub-bacia do Ribeirão do Japão, região hidrográfica 8 (afluente do Rio do Carmo, bacia do Grande – Represa Volta Grande), que flui na direção E-W, atualmente separadas pela Serra das Goiabas, próximo a Cristais Paulista. Na figura 38 é possível perceber, na parte Centro-Sul, uma superfície elevada, que está atualmente abatida no eixo principal do Rio Canoas, a montante e a jusante de Claraval.

Como elementos de destaque no relevo em um contexto regional, observa-se três áreas soerguidas, resultantes de movimentos ascensionais (epirogênese). A primeira delas, localizada na sub-bacia do Ribeirão Bom Jesus (afluente do Rio Grande, Represa de Jaguará, região hidrográfica 7), com elevação de 920 metros. É uma área de domínio de Latossolos Vermelhos e Vermelho-amarelos distróficos, ambos em relevo suave ondulado (LVA31), segundo Oliveira (1999). A segunda, no extremo NE, correspondente à Serra das Sete Voltas/Chapadão da

¹ Parece haver relação deste alinhamento do Ribeirão da Onça-Ribeirão dos Bagres com uma reativação do Lineamento Transbrasiliano (BIZZI et al, 2003).

Zagaia, com altitude próxima a 970 m. E a última, na parte central, situada na sub-bacia do Ribeirão do Ouro e Córrego do Aterrado (afluentes do Canoas, região hidrográfica 1), onde a elevação varia de 950 a 1000 m. Trata-se de um AA, área circundada pela Serra do Grotão, Serra do João Borges, Serra dos Garcias e Serra do Itambé onde, segundo o Mapa de Solos de Minas Gerais (2010), onde atualmente há amplo domínio de Latossolo Vermelho distroférrico típico (LVdf1), Latossolo Vermelho eutrófico típico (LVe1) e Latossolo Vermelho-amarelo distrófico típico (LVAd3), ambos ocorrendo em setores de relevo que variam de plano a suave ondulado. A circularidade das formas nesta área pode estar indicando a atuação de intrusões magmáticas, possivelmente do sill Borda da Mata, que resultaram nos soerguimentos aqui descritos. Além disso, as intrusões provocaram vitrificação dos materiais em contato, aumentando sua resistência. Na porção NE da área verifica-se variação altimétrica semelhante à anterior nesta isobase, no atual Chapadão da Zagaia.

A bacia hidrográfica do Rio Grande (regiões hidrográficas 4, 5 e 6), na direção NW-SE parece estar melhor definida, assim como reativações da Zona da falha de Cássia, com direção geral NNW-SSE (SARTORI et al, 2019) por superfícies que variam de 670 a 540 m, no extremo NW da área de estudo.

Na isobase 5 (figuras 40 e 41) a superfície reflete uma intensificação do tectonismo, evidenciada através de eventos de soerguimento e subsidência (ZALÁN, 2004). A altitude nesta isobase varia de 518 a 1163 m, sendo os pontos mais baixos situados no extremo NW, na atual bacia do Rio Grande – represa de Jaguará, região hidrográfica 7 (afluentes Ribeirão do Pari e Ribeirão São Pedro).

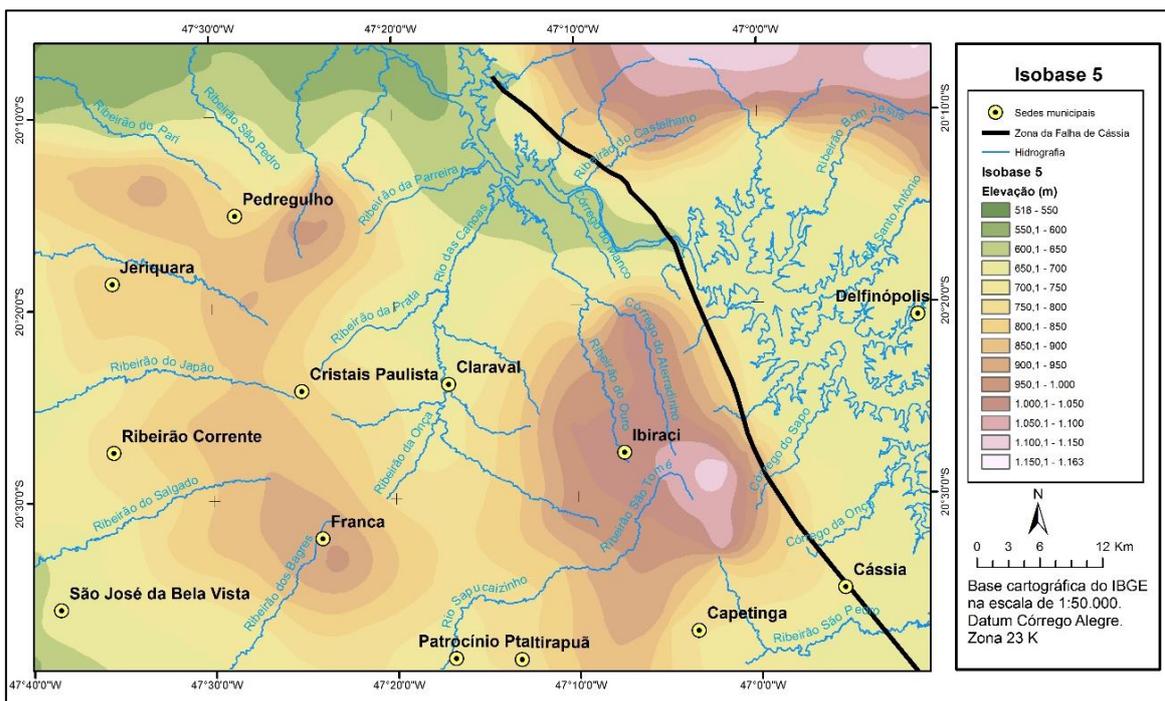


Figura 40 – Isobase de 5ª ordem.

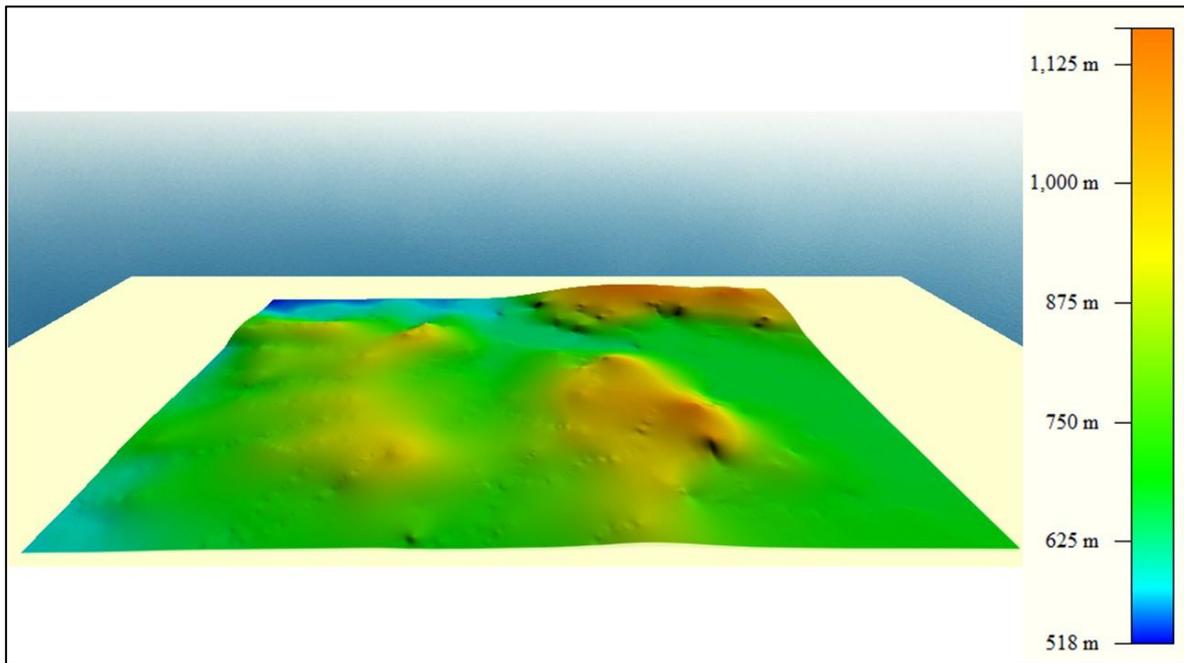


Figura 41 – Isobase 5, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

Os setores mais elevados demonstram uma evolução dos soerguimentos descritos na isobase 6, tendo como consequência a exumação das lateritas, condição esta verificada em campo. A NE, na sub-bacia do Ribeirão Bom Jesus, a altitude passa de 920 para 965, surgindo uma ramificação ENE do interflúvio entre o Ribeirão do Pari (região hidrográfica 7) e o Ribeirão da Água Limpa (região hidrográfica 8), próximo a Jeriquara. Na direção S, começa a se definir o divisor de águas que separa a bacia do Rio Canoas (borda Oeste) da bacia do Rio Grande – Represa Volta Grande, região hidrográfica 8 (Ribeirão da Água Limpa e Ribeirão do Japão). Próximo a Franca, a antiga planície do proto Rio Canoas encontra-se mais elevada, a 963 metros, comparada aos 725 m registrados na isobase 6. Há uma reorganização da rede de drenagem, fazendo com que a interligação da bacia do Canoas com a bacia do Sapucaí-Mirim provavelmente passasse a ocorrer através do rio Sapucaizinho (região hidrográfica 3), próximo a Patrocínio Paulista (figura 42 A), onde a altitude varia de 700 a 750 m. Altitude semelhante é verificada nas imediações de Claraval (figura 42 B), possibilitando correlacionar esta superfície ao Ciclo Velhas (KING, 1956). A reorganização também contempla os cursos d'água consequentes na parte W e SW da área, no atual reverso da cuesta, em direção N40E.

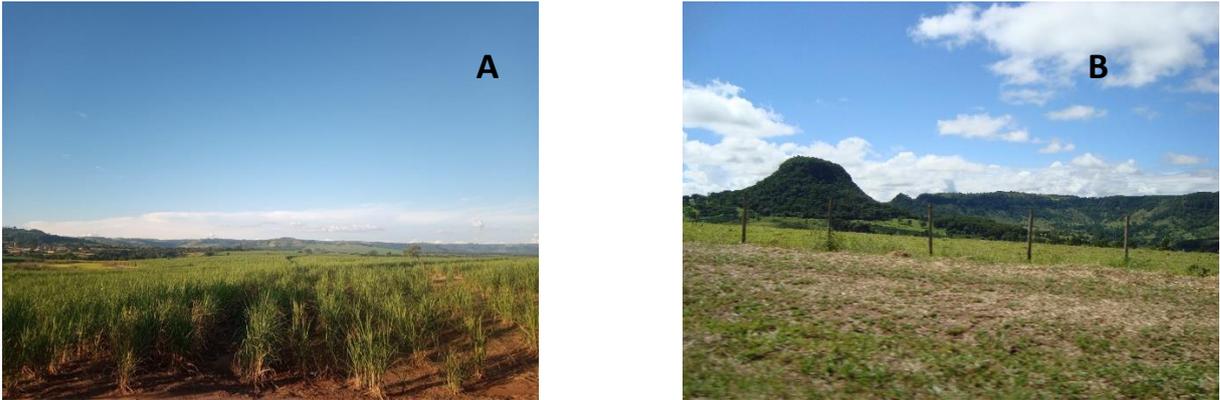


Figura 42 – Superfície correspondente ao Ciclo Velhas, e ao fundo a Serra de Franca, correspondente à Superfície Sul-Americana. Localização: proximidades de Patrocínio Paulista, às margens da estrada para Franca (A) e bacia do Rio Canoas, no município de Claraval, com vista para a Serra dos Garcias (B).

O alinhamento estabelecido entre a Serra do Itambé, Serra do Grotão e Serra da Tocaia, próximo a Ibiraci, que na isobase 5 fica evidente, demonstra a evolução da transcorrência sinistral da Zona da falha de Cássia, segundo Sartori (2009). De acordo com o referido autor, há uma inversão de relevo na região de Ibiraci. O bloco abatido pelo sistema de falhamento estaria, hoje, elevado. Nele se percebe o alinhamento dos Ribeirões Cascavel (afluente do Rio São Pedro, região hidrográfica 4) – São Tomé (região hidrográfica 3) – Aterrado (região 1), as elevações registam 1120 m. Já no bloco soerguido pelo falhamento, atualmente abatido, correspondente à atual bacia do Rio Grande – Represa de Peixoto (margem esquerda, Córrego do Sapo, Tremedal e Furnas do Grotão, região 5), a elevação encontra-se entre 650 e 700 m.

Na atual Serra das Sete Voltas e Chapadão da Zagaia a altitudes mais expressivas atingem 1150 m no extremo NE, sendo que os movimentos ascensionais crescem na direção W (bacia do Rio Grande – Represa de Peixoto, sub-bacia do Ribeirão do Engano, região 5).

O vale do Rio Grande continua a ser modelado, em decorrência também da reativação do Alinhamento Rifaina-São João da Boa Vista e do Alinhamento Ribeirão Preto-Campinas (BATEZELLI, 2006) que, segundo Riccomini (1995), parece ter exercido algum controle no lançamento de sedimentos rudáceos na região de Franca e Pedregulho, o que teria ocorrido entre o Mioceno e o Plioceno, período de desenvolvimento do Ciclo Velhas (KING, 1956).

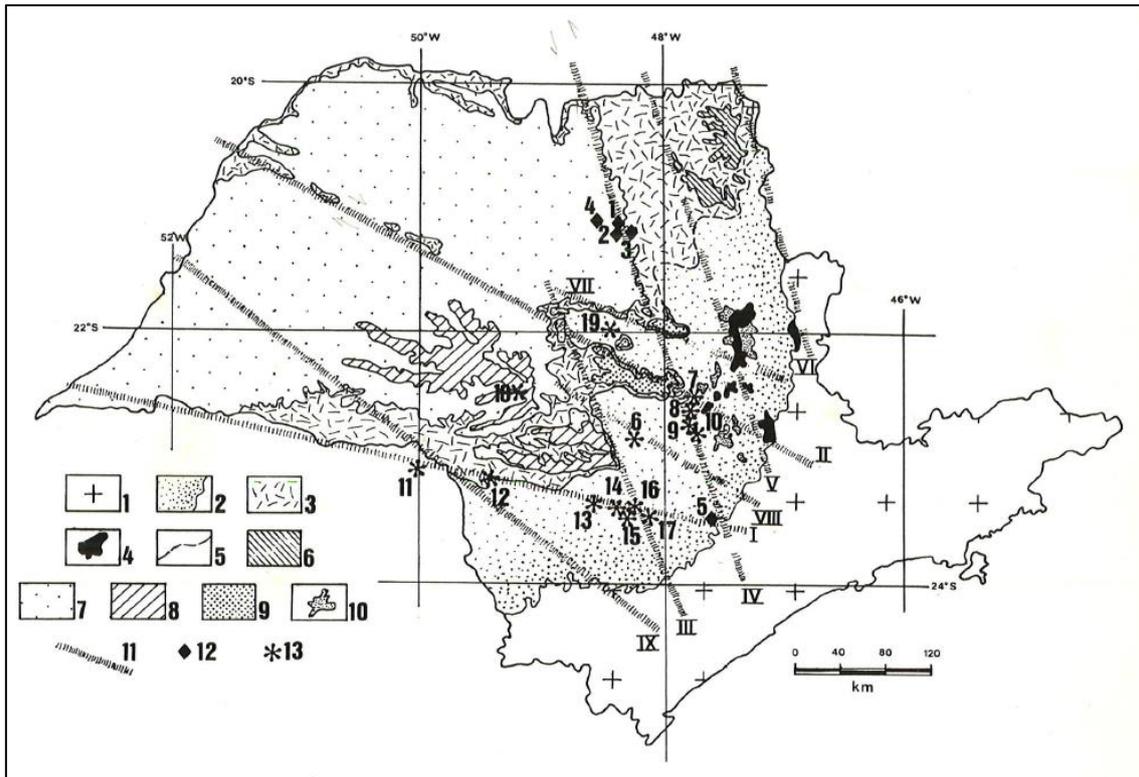


Figura 43 – Alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná no estado de São Paulo, com destaque para os alinhamentos V-Campinas-Ribeirão Preto e VI-Rifaina-São João da Boa Vista, segundo Riccomini, 1995.

Os municípios de Franca e Cristais Paulista, ambos atualmente localizados no divisor de águas da bacia do Canoas, com altitude aproximada de 980 m, nesse contexto da isobase 6 encontravam-se com elevação de 730 m. Ibiraci, com cota atual de 1060 metros, estava a 910 metros. São José da Bela Vista, Ribeirão Corrente e Jeriquara, hoje respectivamente com 720, 840 e 870, nesta isobase encontravam-se a 635, 722 e 744 m. Pedregulho, com elevação hoje próxima de 1040, encontrava-se a 790 m. Na porção S-SE da área de estudo, Patrocínio Paulista, Itirapuã, Capetinga e Cássia, atualmente com 757 m, 860 m, 800 m e 740 m respectivamente, situavam-se na elevação de 719, 737, 747 e 686 m. Por fim, Claraval, localizada no médio curso do Rio Canoas que atualmente possui elevação de 710 m encontrava-se a 704 m.

Na transição da isobase 5 para a isobase 4 é possível verificar uma movimentação tectônica muito lenta, referente ao Plioceno Médio a Superior, datação relativa estabelecida com base nos trabalhos de Soares e Landin (1976), Zalán (2004), Ladeira (2008) e Jiménez-Rueda et al (2014).

A isobase 4 (figura 44 e 45) possui altitudes que variam entre 527 e 1316 m, ilustrando uma evolução da planície de inundação do Rio Grande, enquanto que a individualização da bacia do Rio Canoas parece ganhar forma, com o início do soerguimento da Serra de Franca,

que neste contexto encontrava-se a uma elevação mínima variando entre 850 a 900 m, o suficiente para redirecionar a rede de drenagem do proto Rio Sapucaizinho (região 3) para S-SW, fluindo para o Sapucaí-Mirim (regiões 2 e 3).

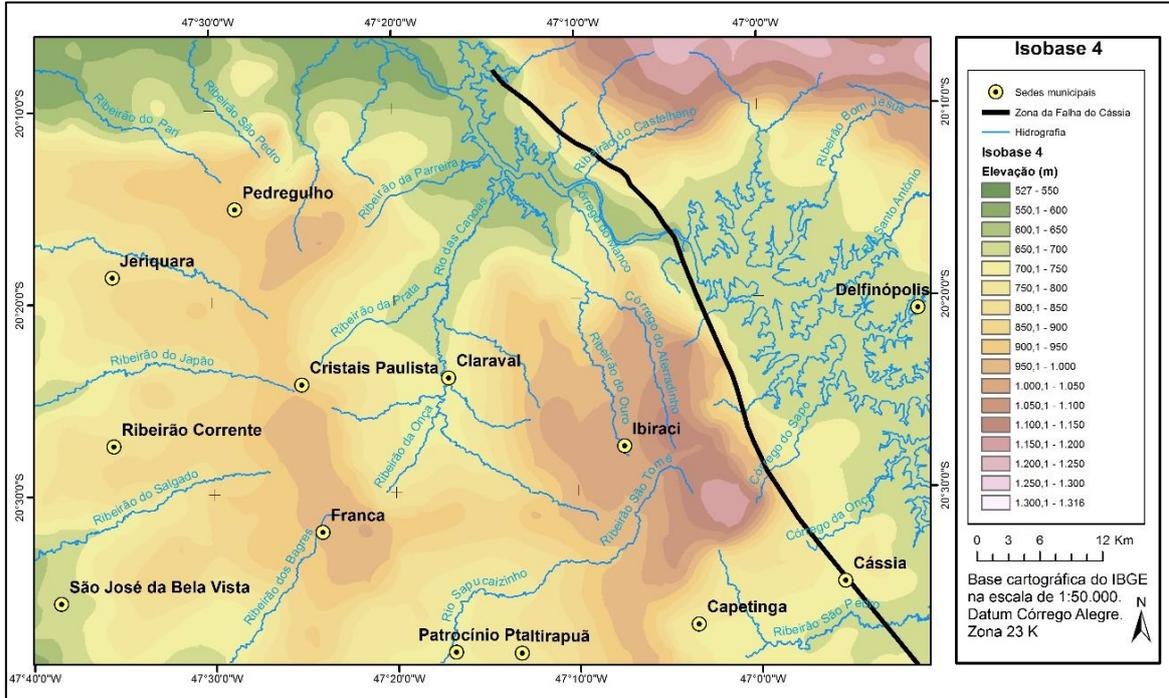


Figura 44 – Isobase de 4ª ordem.

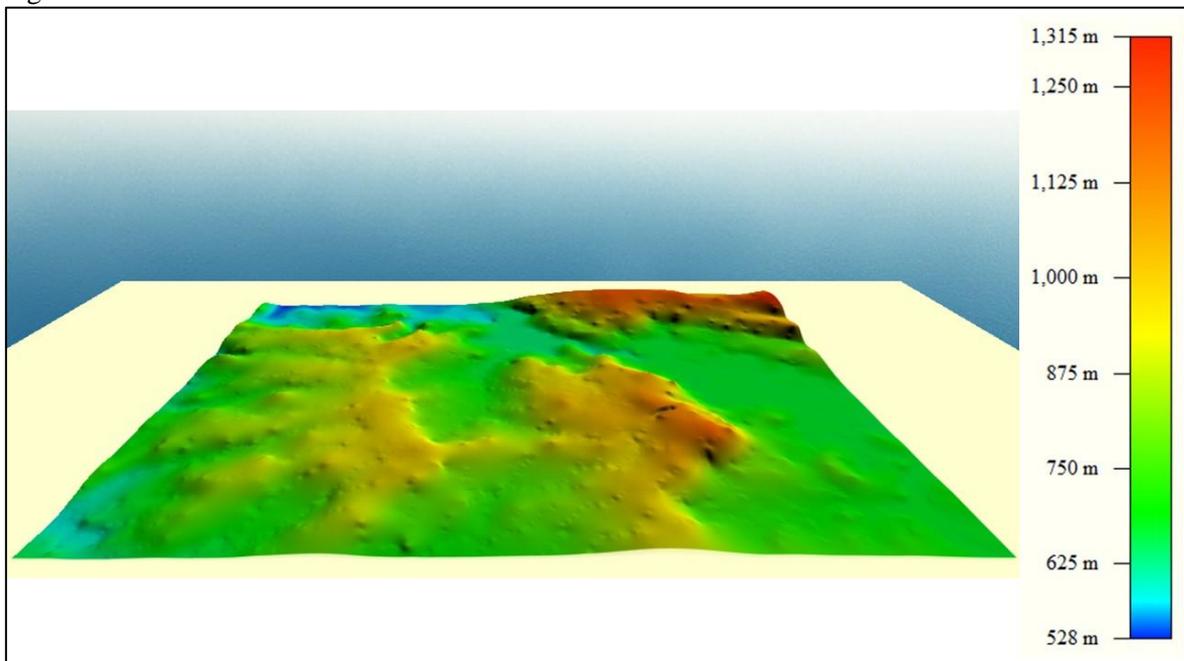


Figura 45 – Isobase 4, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

Registros palinológicos analisados por Sartori (2018) no SE da área de estudo (sub-bacias do Rio São João, Rio São Pedro, Rio Santana e Córrego da Onça, região 4) indicam uma reativação da Zona da Falha de Cássia, possivelmente no limite Pleistoceno Calabriano-

Pleistoceno Médio (próximo de 8.000 anos A. P.). Esta datação relativa se deu por causa da ausência de registros palinológicos pré-quadernários. Esta reativação ocorreu em falha normal, sendo o bloco abatido situado a SW, tendo como consequência um barramento da drenagem que, anteriormente, escoava em direção ao Rio Grande, dando origem a um amplo ambiente lacustre dominado por águas calmas. Este ambiente possibilitou a deposição de siltitos e argilitos, cujos ambientes redutivos permitiram a conservação dos referidos registros palinológicos, que contribuem para uma reconstituição do paleoambiente.

Janoni (2007) reconhece na região resquícios da Superfície de aplainamento Paraguaçu (KING, 1956), que teria se desenvolvido a partir de eventos de soerguimento no Pleistoceno. As características climáticas apontam para um ambiente temperado a subtropical úmido (OLIVEIRA et al, 2005).

Estes eventos tectônicos teriam ocorrido durante o Plioceno Superior e Pleistoceno Inferior, período em que o clima tropical era dominante, condição que propiciou o desenvolvimento de laterização, relaterização, goethização, plintificação, petroplintificação e latossolização com grande intensidade em toda a área. Combinados e simultâneos processos de argilização monissialítica, geração de depósitos orgânicos concrecionários em planícies de inundação e em paleolagos levaram à formação de diversas classes de solos. Latossolos Vermelhos e Vermelho-amarelos, Argissolos Vermelho-amarelos, Plintossolos Argilúvicos e Organossolos Tiomórficos.

Na isobase de 3ª ordem (figuras 46 e 47) a variação altimétrica se dá entre 527 m e 1340 m. Há um prolongamento na direção SSW da Serra das Sete Voltas, originando as cabeceiras de drenagem do Ribeirão do Castelhana (região 6). Neste local, as altitudes mais elevadas estão por volta de 1275 m. Também é possível verificar o crescimento da dissecação, principalmente na Serra do Cemitério, provocada por esta fase ascensional da Serra das Sete Voltas e o consequente rebaixamento do nível de base, intensificando os processos erosivos.

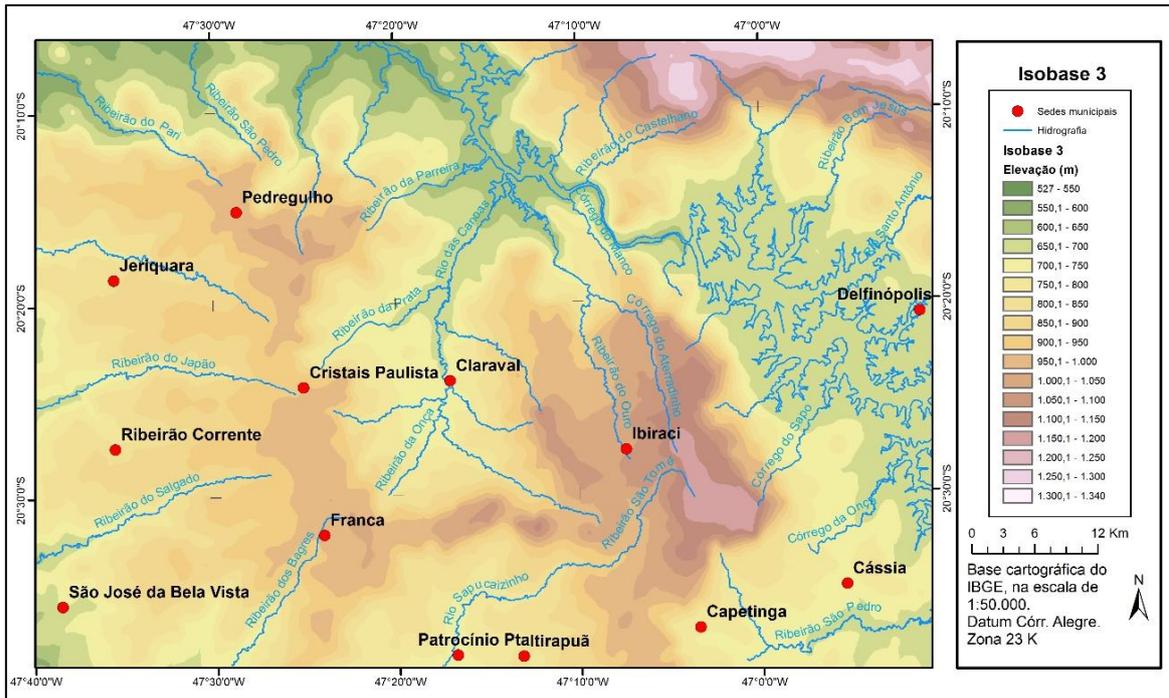


Figura 46 – Isobase de 3ª ordem.

A individualização da bacia do Canoas se dá por completo nos interflúvios da Serra de Franca, que continua a ser soerguida. Na região da Serra da Saudade, Serra do Itambé e Serra do Grotão, próximo a Capetinga e Ibiraci (alinhamento Ribeirão Cascavel – Ribeirão São Tomé – Ribeirão do Aterrado) em que o relevo se destaca regionalmente, a altitude encontra-se entre 1150 e 1200 m. Falhas normais gerando superfícies escalonadas (figura 48), identificadas por Sartori e Morales (2016) parecem ser os elementos estruturais que condicionam a evolução do relevo na região. A Serra dos Garcias, atual divisor de águas entre a bacia do Rio Canoas (afluente Córrego do Descalvado, região 1) e a Serra do Agudo, próxima a Claraval, começam a tomar forma, mas ainda com elevações abaixo das atuais.

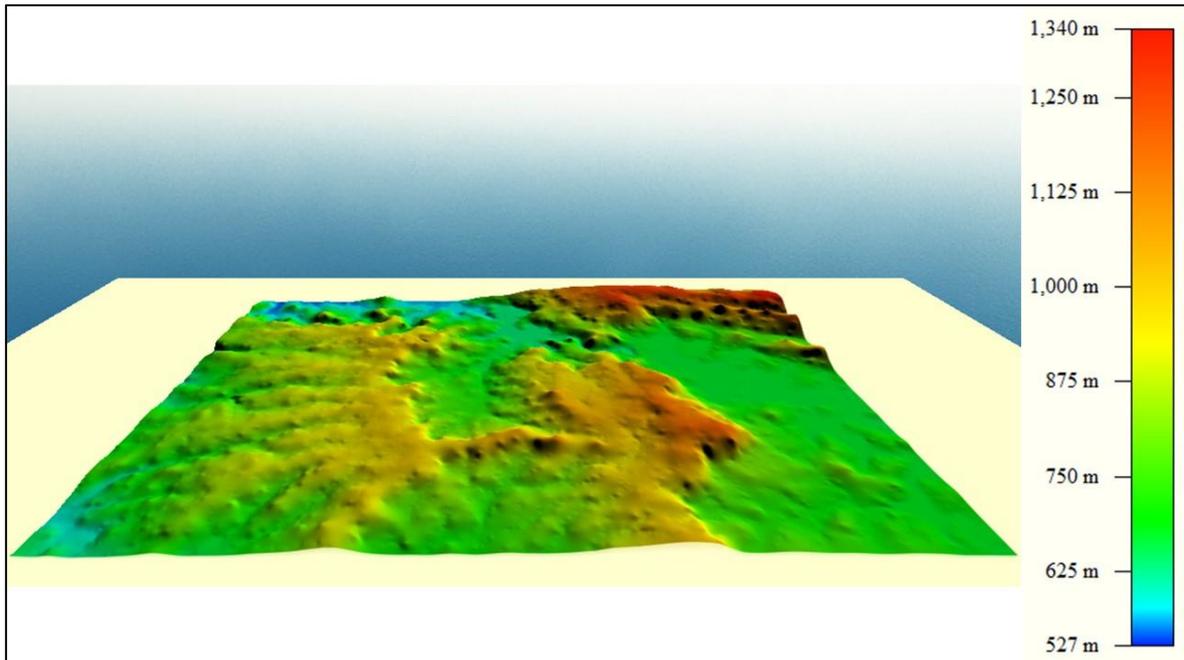


Figura 47 – Isobase 3, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

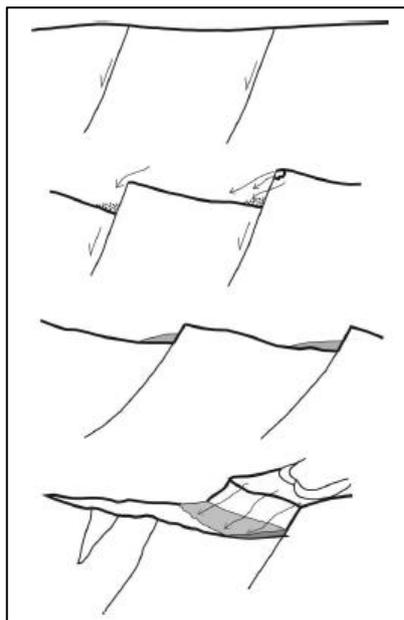


Figura 48 – Evolução da paisagem a partir de um sistema de falhas normais escalonadas, destacando a erosão e deposição, segundo Sartori (2018). Adaptado.

A dissecação do relevo se intensifica também nas cabeceiras de drenagem do Ribeirão do Salgado (região 2), Ribeirão do Japão e Ribeirão da Água Limpa (região 8), Ribeirão do Pari e Ribeirão São Pedro (região 7), na face W da área de estudo, também resultado do epirogênese ascensional da Serra das Goiabas (Cristais Paulista), Serra do Indaiá e Serra da Faquinha e Serra

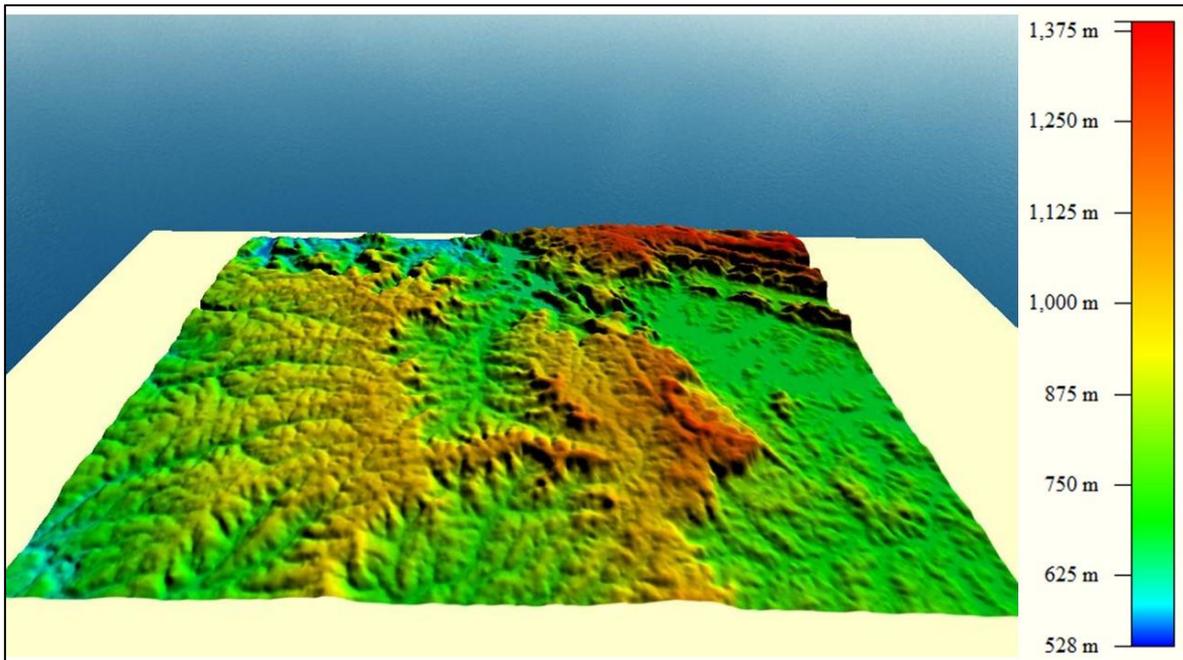


Figura 50 – Isobase 2, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

A bacia do Rio Canoas continua a ser modelada, sendo possível verificar intensificação da dissecação promovida pelos afluentes da sua margem direita. O divisor de águas da Serra dos Garcias (entre bacia do Rio Canoas e sub-bacia do Ribeirão do Ouro) e Serra do Agudo que, na isobase 3, registrava elevações acima de 1050 m, chegando a atingir pontualmente 1105 m, na isobase 2 encontra-se ainda mais elevada, a partir de 1100 m, atingindo pontualmente 1145 m. No vale do Canoas, nas imediações de Claraval, a altitude parece não ter sofrido significativa variação, se mantendo próximo a 700 m. Já as imediações de Franca e Cristais Paulista continuaram a fase ascensional, se elevando de 1005 e 960 m na isobase 3, para 1017 e 965 m na isobase 2, respectivamente. Na mesma linha, Ibiraci a 1055, Cássia a 730 e Capetinga 770 m na isobase 3, sofreram soerguimento e na isobase 2 registaram 1060, 740 e 780 m, respectivamente. Pedregulho se manteve a 1015 m.

Por fim, na isobase 1 (figuras 51 e 52), a altimetria apresenta-se entre 527 e 1388 m, sendo que a paisagem se assemelha à atual.

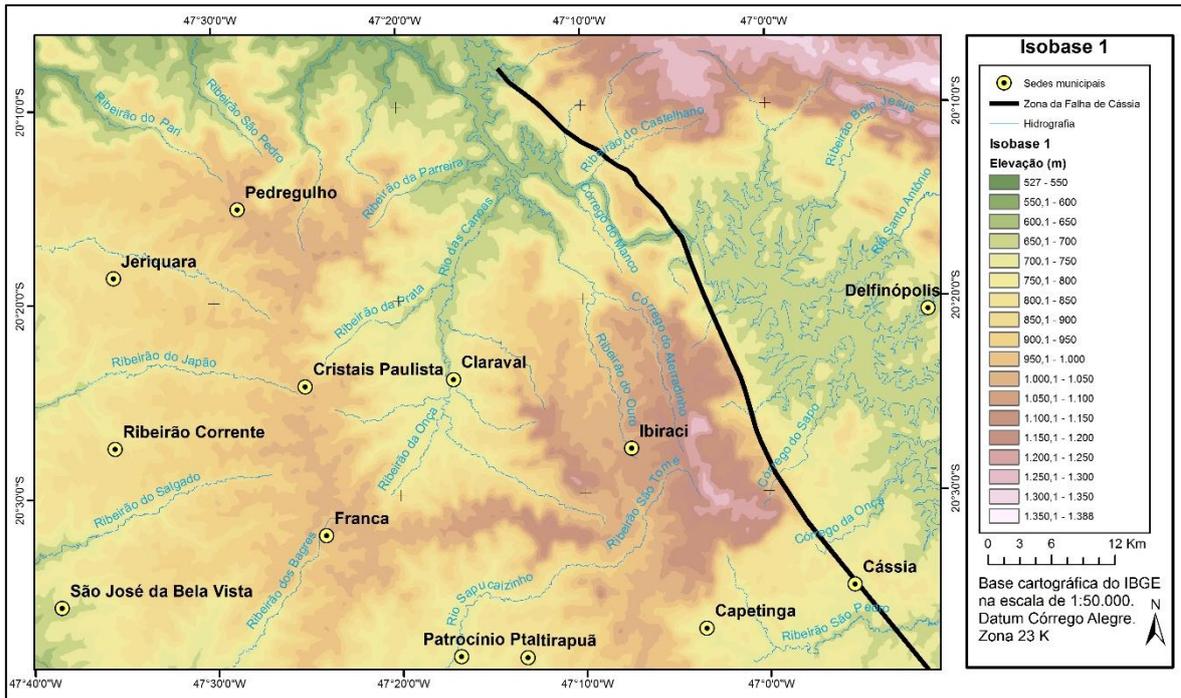


Figura 51 – Isobase de 1ª ordem.

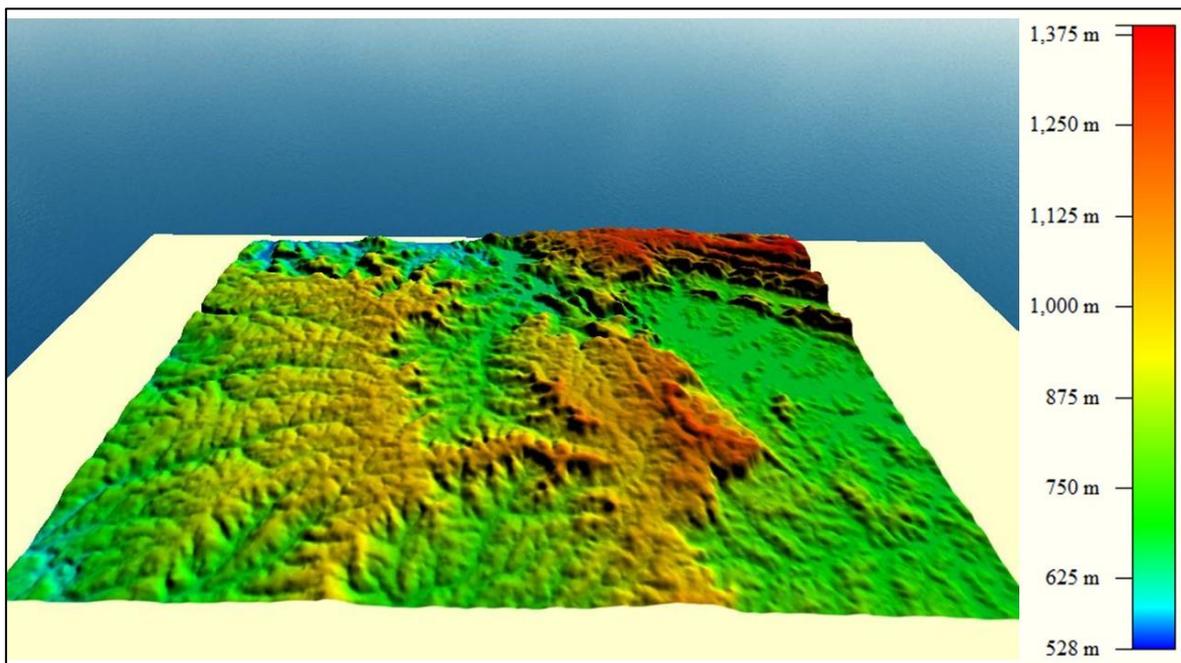


Figura 52 – Isobase 1, com exagero vertical de 5x, vista a partir de S.

As bacias do Rio Canoas e do Rio Grande, assim como o Planalto de Franca-Pedregulho, a Serra do Itambé e a Serra das Sete Voltas encontram-se já desenvolvidos, fisiograficamente comparáveis ao cenário atual. Durante o Holoceno sub-atual a sub-recente, a dissecação do relevo teve continuidade, intensificando-se e dando origem a superfícies residuais verificadas nos morros-testemunho de paleoplanaltos na bacia do Canoas. A separação do

Planalto de Franca com relação ao Planalto de Ibiraci parece se dar a partir do alinhamento do Córrego do Aterrado (região 1) – alto curso do Ribeirão São Tomé (região 3) – Ribeirão Cascavel (afluente do Ribeirão São Pedro, região 4), que tem direção aproximada NNW. Este alinhamento forma, com o traçado paralelo do Ribeirão do Ouro, um sistema de falhas normais escalonadas, conforme ilustrado na figura 48, modificada de Sartori (2018).

Há ainda relativos movimentos ascensionais nesta isobase, quando comparada à isobase 2, mais pronunciados no entorno de Franca (de 1017 para 1030 m), Cristais Paulista (de 965 para 1000 m), Pedregulho (de 1013 para 1030 m), Cássia (de 740 para 760 m) e menos expressivos em Capetinga (780 para 786 metros). Ibiraci se mantém a 1060 m.

Sob a intensidade de calor e umidade do clima tropical, a região desenvolveu solos lixiviados, além do reinterperismo de coberturas detrítico-lateríticas e residuais.

A evolução da paisagem atual está, desde o Holoceno sub-atual, condicionada às interações dos geossistemas fluviais, além das implicações geodinâmicas, morfoclimáticas, estruturais e esculturais, expressos na morfogênese em um contexto regional.

12. CONCLUSÕES

O uso de técnicas de geoprocessamento potencializa a geração de modelos de paleo-superfícies, possibilitando adicionar a variável altimetria ao nível de base teórico referente ao momento geológico-tectônico em que se formaram, a partir da interpolação de confluências de drenagem com um Modelo Digital do Terreno. A partir da associação das isobases às informações cronoestratigráficas, geológicas, paleoclimáticas, geomorfológicas e pedológicas, foi realizada uma correlação com as superfícies de erosão de King (1956) e uma datação relativa. Foram geradas 8 isobases, a partir das quais procurou-se estabelecer a reconstrução dos paleoambientes no contexto regional da bacia hidrográfica do Rio das Canoas. Os paleoambientes e seus respectivos geossistemas de formação foram interpretados a partir de eventos tectônicos antigos e recentes, possibilitando indicar a suscetibilidade natural do terreno aos processos erosivos, bem como sua resiliência a determinados tipos de uso do solo, fundamental ao planejamento ambiental.

A paisagem atual, tal como hoje se apresenta, mostra vestígios que remontam ao final início do Éon Cenozoico, representados por restos da Superfície Sul-Americana.

A isobase 8, apesar de não representar a totalidade da área de estudo, apresenta características de baixas declividades, possivelmente associadas à processos de pedimentação

e ao lançamento de sedimentos (Grupo Bauru) em leques aluviais coalescentes a partir do SAP, sendo a parte mais baixa, na direção do Rio Grande, levando à interpretação de uma transcorrência. As condições climáticas eram semiáridas. As superfícies mais elevadas do Planalto de Franca e Ibiraci foram associadas à Superfície Sul-Americana, descrita por King (1956).

A isobase 7 se refere a uma área mais representativa que a 8, porém ainda não contempla toda a extensão da área de estudo. Nela o Rio Grande está em um grande alto estrutural (atualmente abatido, caracterizando um AB), hipótese sustentada pelo atual domínio da latossolização, com exceção da porção NE em áreas de maior declividade. Condições climáticas subtropicais subsecas, alterando-se para mais úmidas marcam o paleoclima entre o Eoceno e o Oligoceno, tendo como resultado a erosão das coberturas latossólicas e a exumação de lateritas. Esse contexto geológico remete ao soerguimento da Serra da Mantiqueira e às possíveis influências tectônicas na área.

A isobase 6 teve datação relativa estabelecida no Mioceno. A esse período estão associados, em um contexto mais amplo, uma fase da orogenia andina e a reativação da Zona de Falha de Cássia em um contexto regional. A bacia do Rio Canoas ainda não havia se definido, indicando essa isobase estar conectada com a bacia do Rio Sapucaí Mirim. Três áreas elevadas foram relacionadas a movimentos ascensionais da crosta, e o formato circular indica intrusões magmáticas. A bacia do Rio Grande se apresenta melhor definida também por reativações da Zona de Falha de Cássia.

Eventos de soerguimento e subsidência mais intensos e frequentes foram interpretados na isobase 5, referente ao Mioceno-Plioceno, sendo as áreas elevadas descritas na isobase 6 se tornarem mais evidentes. Como resultado, percebe-se a delimitação inicial dos interflúvios entre a bacia do Canoas em sua borda Oeste (cuestas). Há uma reorganização na rede de drenagem, mas parece continuar ativa a interligação da bacia do atual Canoas com o Sapucaí-Mirim, através do Rio Sapucaizinho. As superfícies desenvolvidas nas imediações de Patrocínio Paulista e Claraval foram relacionadas ao Ciclo Velhas de King (1956). A evolução transcorrência sinistral da Zona de Falha de Cássia parece ser evidenciada pelo alinhamento das Serras do Itambé-Grotão-Tocaia, próximo a Ibiraci, enquanto uma reativação do Alinhamento Rifaina-São João da Boa Vista e do Alinhamento Ribeirão Preto-Campinas continuam a modelar o vale do Rio Grande na área de estudo.

Na transição da isobase 5 para a 4 percebe-se uma movimentação tectônica muito lenta no Plioceno Médio-Superior. A isobase 4 possibilita a interpretação de um maior desenvolvimento da planície de inundação do Rio Grande, ao passo que a bacia do Rio Canoas

começa a se individualizar, não havendo mais conexões com a bacia do Sapucaí Mirim devido ao início do soerguimento da Serra de Franca. Esta isobase foi situada entre o Plioceno Superior e Pleistoceno, momento de transição de um clima subtropical úmido a tropical. Foram interpretadas superfícies relacionadas ao Ciclo Paraguaçu (KING, 1956).

A isobase 3 ilustra soerguimento que se destaca na parte NE (Chapadão da Zagaia e Serra das Sete Voltas), enquanto a individualização da bacia do Rio Canoas se dá por completo através da epirogênese que persiste a soerguer a Serra de Franca. Falhas normais dando origem a superfícies escalonadas foram interpretadas na Serra do Itambé, próximo a Ibiraci, paralelamente à Zona de Falha de Cássia, na direção NNW. Percebe-se intensificação da dissecação do relevo nas cabeceiras de drenagem no setor Oeste da área, resultado do aumento da amplitude altimétrica (rebaixamento do nível de base associado a movimentos ascensionais da superfície), intensificando os processos erosivos, principalmente na Serra das Goiabas, Serra do Indaiá, Serra da Faquinha e Serra de São Pedro. Esta isobase foi interpretada como sendo relativa ao Pleistoceno Superior.

A evolução da paisagem prossegue condicionada por processos de subsidência e soerguimento verificados na isobase 2 em comparação à 3. Reativações de alinhamentos de direção NE e NW durante o Pleistoceno Superior ao Holoceno Inferior interferem diretamente nesta dinâmica. A bacia do Rio Canoas continua a ser modelada em condições climáticas semelhantes às atuais. A epirogênese positiva segue, de maneira mais estável em Pedregulho e mais intensa do que em Cristais Paulista, Franca, Ibiraci, Cássia e Capetinga.

Na isobase 1 o Planalto de Franca, assim como a bacia do Rio Canoas encontram-se fisiograficamente comparáveis à paisagem atual. A separação entre a Serra de Franca e a Serra do Itambé ganha novos contornos devido a intensificação da dissecação do relevo. Atribuída ao Holoceno sub-atual a sub-recente, nesta isobase percebe-se que a referida intensificação dá sequência a modelagem de morros-testemunho, que guardam resquícios das superfícies residuais anteriormente mencionados, particularmente na bacia do Canoas. Em condições climáticas tropicais, a evolução da paisagem tem como característica o desenvolvimento de solos lixiviados e do reinterperismo de coberturas detrítico-lateríticas.

Por fim, destaca-se o potencial do uso de ferramentas de geoprocessamento na geração das isobases e a sua interpretação através de estudos ambientais que possibilitem a integração de diferentes variáveis do meio físico na busca da compreensão da evolução da paisagem.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. O sítio e a organização do espaço urbano de Franca. Notas prévias. **Geografia e Planejamento**. São Paulo, n. 16, IGEOG, 1975, 6 p.
- ALMEIDA, F. F. M. **Fundamentos geológicos do relevo paulista**. Série Teses e Monografias, n. 14. São Paulo: IGEOG-USP, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n.143, p.1-96, 1953.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 8: 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- BARTOLOMEU, D. **Zoneamento Geoambiental do município de Cristais Paulista (SP) com base na caracterização e aspectos evolutivos do meio físico**. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.
- BARTORELLI, A. **Origem das grande cachoeiras do planalto basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfológica**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B.. Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. [S.l: s.n.], 2004.
- BASILICI, G.; SGARBI, G. N.; DAL BÓ, P. F.F. A Sub-Bacia Bauru: um sistema continental entre deserto e cerrado. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.
- BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FÚLFARO, V. J. Análise estratigráfica aplicada à porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, 36 (2): 253-268, 2006.
- BIZZI, L. A. et al (org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM/Editora UnB, 2003.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. **Proposta metodológica para estudos integrados do potencial geoambiental em escalas de semidetalhe**. [s. l.], 1984. 16 p. Projeto Radambrasil - Grupo de Estudos Integrados, coordenado por Teresa Cardoso da Silva.
- BRASIL. Ministério da Agricultura. Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas. Comissão de Solos. **Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado de São Paulo (contribuição à carta de solos do Brasil)**. Escala 1:500.000. Rio de Janeiro: Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas (SNPA), Boletim 12, 1960. 634p.
- BRASIL. Ministério da Agricultura. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed., revista e ampliada. Brasília: Embrapa, 2018.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Levantamento de Recursos Naturais. Levantamento de Recursos Naturais. Volume 32. **Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação, Uso Potencial da Terra.** Mapa geológico Escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro: 1983.

BRASIL. Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE. **Geologia. Unidades litoestratigráficas. Carta temática vetorial. Escala 1:250.000. Folha SF.23 – Rio de Janeiro.** 2017. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>>. Acesso em: 15 jan. 2021.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. et al (org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Brasília: CPRM/Editora UnB, 2003.

CABRAL JUNIOR, M. et al. Revisão Estratigráfica do Mesozóico no Nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO SOBRE BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2, 1992. **Resumos Expandidos do 2º Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras,** Rio Claro: Unesp, 1992, p. 134-137.

CHRISTOFOLETTI, A. **Aplicabilidade do conhecimento geomorfológico nos projetos de planejamento.** In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (org). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

COLLARES, E. G. Cartografia geotécnica aplicada ao zoneamento ambiental de bacias hidrográficas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA E GEOAMBIENTAL, 9, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: ABGE, 2015, p. 1-6.

CORTES, J. P. S. **Compartimentação e evolução geomorfológica da borda ocidental da Serra da Canastra/MG.** Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2015.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências,** 30 (4): 717-728, 2000.

GOLTS, S.; ROSENTHAL, E. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. **Geomorphology,** 7, 305–315, 1993. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0169555X9390060F>>. Acesso em: 03 mai. 2020.

GROHMANN, C. H. **Técnicas de geoprocessamento aplicadas à análise morfométrica.** Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geologia. Universidade de São Paulo, 2004. Disponível em: <<https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-10082006-155540/pt-br.php>>. Acesso em: 26 out. 2020.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Análise morfotectônica em escala regional pelo método das isobases. **Anais do 45º Congresso Brasileiro de Geologia.** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. Disponível em: <<https://repositorio.usp.br/item/002145456>>. Acesso em: 23 out. 2020.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; CHAMANI, M. A. C. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. **Hydrology and Earth System Science**, 15, 1493–1504, 2011. Disponível em: <<https://hess.copernicus.org/articles/15/1493/2011/>>. Acesso em: 26 nov. 2020.

HASUI, Y. Neogeno-Quaternário do Brasil. In: HASUI, Y.; SALAMUNI, E.; MORALES, N. (org.). **Geologia estrutural aplicada**. 2. ed. rev. São Paulo: ABGE, 2019.

HASUI, Y. **Sistema orogênico Tocantins**. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

HASUI, Y.; BORGES, M. S.; MORALES, N.; COSTA, J. B. S.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. **A evolução Mesozoica-Cenozoica da borda nordeste da Bacia do Paraná**. Anais do VI Simpósio de Geologia do Sudeste. São Pedro, SBG/UNESP, 1999, p. 109.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; MORALES, N.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. **Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil**. Anais do XI Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 1998, p. 78.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. **Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba**. Geociências, UNESP, v. 10, p. 57-77, 1991.

HELLMEISTER JUNIOR, Z. **Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca-Pedregulho, nordeste do Estado de São Paulo**. Dissertação (Mestrado). São Paulo: USP/Instituto de Geociências, 1997.

HAMBLIN, W. K.; CHRISTIANSEN, E. H. **Earth's dynamic systems**. 10 ed. New Jersey: Prentice-Hall, 2003. 759 p.

HUBP, J. I. L. **Elementos de Geomorfologia Aplicada (métodos cartográficos)**. México: Instituto de Geografia, 1988.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Diagnóstico da situação atual dos Recursos Hídricos e estabelecimento de diretrizes técnicas para a elaboração do Plano da Bacia Hidrográfica do Sapucaí-Mirim/Grande (Relatório nº 40.672)**. São Paulo, IPT, 1999, v. 1, 98 p.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. Escala 1:500.000. São Paulo: IPT, 1981a. 2v. (IPT Monografias, 6, Publicação, 1184).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. Escala 1:1.000.000. São Paulo: IPT, 1981b. 2v. (IPT Monografias, 5, Publicação, 11830).

JANONI, C. R. **Compartimentação morfotectônica da Alta Mogiana paulista (Nordeste do Estado De São Paulo)**. Dissertação (mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007, 120 p.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. **Caracterização das coberturas de alteração intempéricas e suas múltiplas aplicações na região centro oeste do Estado de São Paulo**. Rio Claro, Relatório final de projeto auxílio a pesquisa FAPESP (n° 89/3495-0), 1993.

JIMÉNEZ- RUEDA, J. R.; LANDIM, P. M. B.; MATTOS, J. T. Gerenciamento Geoambiental. In: Tuk-Tornisielo, S.M.; Gobbi, N.; Foresti, C.; Lima, S.T. (orgs.) **Análise Ambiental: estratégias e ações**. São Paulo: T.A. Queiroz, Fundação Salim Farah Maluf; Rio Claro, SP, Centro de Estudos Ambientais – UNESP, 1995, p. 327-329.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. (coord.) **Estudo Geoambiental do município de Franca (SP)**. Relatório final. Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2011.

JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T.; LIMA, M. M.; RIBEIRO, L. S.; OLIVEIRA, A. A. **Isobases confluentes como metodologia de geoprocessamento aplicada a reconstrução geodinâmica da paisagem**. In: XVI SIMPÓSIO INTERNACIONAL SELPER, Medellín, Colômbia. Memórias do XVI Simpósio Internacional Selper 2014. Medellín, Colômbia: Sociedad Latinoamericana de Percepción Remota y Sistemas de Información Espacial, 2014. Disponível em: <<https://selper.org.co/papers-XVI-Simposio/Bases-de-Datos-Geoespaciales/BD8-Isobases.pdf>>. Acesso em: 23 mar. 2020.

JIMÉNEZ- RUEDA, J. R.; GOMIG, E. G.; LIMA, M. M.; RIBEIRO, L. S. Evolução neo/paleogeográfica de uma bacia hidrográfica, estudo de caso: porção Centro-Leste da Bacia Hidrográfica do Rio Sapucaí-Mirim/Grande. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 18, n. 64, p. 376-389, Dez/2017. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/40948>>. Acesso em: 03 jan. 2020.

KER, J. C.; CURI, N; SCHAEFER, C. E. G. R; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2012.

KING, L. C. **A Geomorfologia do Brasil Oriental**. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 18, p. 147-265, 1956. Disponível em: < https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1956_v18_n2.pdf>. Acesso em: 07 dez. 2020.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. O uso de paleossolos para a interpretação paleoclimática: o caso das formações Marília (Cretáceo) e Itaqueri (Paleógeno) no Estado de São Paulo. In: 8º Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, 2008, Alto Caparaó. **Anais do 8º Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica**, 2008. p. 514-526.

LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA JR, E. G. **Estratigrafia do nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná**. Curso de Especialização (Convênio IPT/UNESP). Rio Claro: Departamento de Geologia Geral e Aplicada, IGCE/UNESP, 1980.

LIMA, M. M. **Zoneamento geoambiental do município e região de Franca-SP**. Trabalho de Conclusão de Curso (Ecologia). Instituto de Biociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2009.

MARQUES, J. S. **Ciência Geomorfológica**. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1995.

MATTOS, J. T.; BALIEIRO, M. G.; SOARES, P. C.; BARCELLOS, P. E.; MENESES, P. R.; CSORDAS, S. M. **Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-LANDSAT e radar para pesquisa de hidrocarbonetos no estado de São Paulo**. São José dos Campos: INPE, RTR/015, 1982, 167 p.

MORAES, F. T. **Zoneamento geoambiental do planalto de Poços de Caldas, MG/SP a partir de análise fisiográfica e pedoestratigráfica**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2007.

MINAS GERAIS. Secretaria de Estado de Ciência, Tecnologia e Ensino Superior. Fundação Estadual de Meio Ambiente. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. Universidade Federal de Viçosa; Universidade Federal de Lavras. **Mapa de solos do Estado de Minas Gerais: legenda expandida**. Escala 1:650.000. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. 49p.

MINAS GERAIS. Secretaria do Estado de Desenvolvimento Econômico. Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais-CODEMIG. **Mapa Geológico. Folha Desemboque, SF-23-V-A-II**. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CODEMIG, 2017. Disponível em: <<http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/>>. Acesso em: 18 ago. 2019.

MINAS GERAIS. Secretaria do Estado de Desenvolvimento Econômico. Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais-CODEMIG. **Mapa Geológico. Folha São Tomás de Aquino, SF-23-V-A-V**. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CODEMIG, 2017. Disponível em: <<http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/>>. Acesso em: 18 ago. 2019.

MONTEIRO, C. A. F. **A dinâmica climática e as chuvas do Estado de São Paulo: estudo sob a forma de atlas**. São Paulo: Instituto de Geografia/USP, 1973.

OHARA, T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R.; MATTOS, J. T.; CAETANO, N. R. **Zoneamento geoambiental da região do Alto-Médio Rio Paraíba do Sul e a Carta de Aptidão Física para a implantação de obras viárias**. Revista Brasileira de Geociências. V 33 n° 2, suplemento, p. 173-182, 2003.

OLIVEIRA, J. B.; CAMARGO, M. N.; ROSSI, M.; CALDERANO FILHO, B. **Mapa pedológico do Estado de São Paulo: Legenda Expandida**. Campinas: EMBRAPA-SOLOS/IAC, 1999.

OLIVEIRA, P. E.; BEHLING, H.; LEDRU, M. P. et al. Paleovegetação e paleoclimas do quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005.

PERDONCINI, L. C. **Evolução tectono-sedimentar mesozoico-cenozóica da região de Franca**. Tese (doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, IGCE: 2003.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M. Evolução das sinéclises paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil: Fanerozóico**. São Paulo: Ed. da USP, 1983.

PIEDADE, J.A.S. **Caracterização das formas erosivas da região de Franca-SP pela metodologia do estudo de isobases**. 2006. 52p. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

PONÇANO, W. L.; SILVA, R. B.; ETCHEBEHERE, M. L. C. **Avaliação preliminar do potencial diamantífero da região francana (SP)**. Cadernos IG Unicamp, v. 2, n. 1, p. 54 - 89, 1992.

PUPIM, F.N.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. J.; MATTOS, J. T. **Caracterização do potencial natural de erodibilidade através da sistemática morfoestrutural e morfotectônica aplicada a obras lineares – dutovias**. 4º Congresso Brasileiro em P&D de Petróleo, Gás e Biocombustíveis, Campinas, 2007.

RICCI, M.; PETRI, S. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1965. 491 p.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares Pós-Gondvânicos na porção Centro-Oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas**. Tese (livre docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995, 100 p.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. São Paulo: Contexto, 2003.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000**. São Paulo: Laboratório de Geomorfologia Departamento de Geografia FFLCH-USP/Laboratório de Cartografia Geotécnica - Geologia Aplicada - IPT/FAPESP, 1997.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. Tese (livre docência). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 285 p. 1991.

SÁ JÚNIOR, A. **Aplicação da classificação de Köppen para o zoneamento climático do estado de Minas Gerais**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009, 101 p.

SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Estado do Meio Ambiente - SMA. **Cerrado: bases para conservação e uso sustentável das áreas de cerrado do Estado de São Paulo**. São Paulo: SMA/ Documentos Ambientais. 113p. (Série PROBIO/SP).

SARTORI, J. E. **Reativação de falhas: o caso da Zona de Falha de Cássia**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2018.

SARTORI, J. E.; MORALES, N. **Reativação de falhas: o caso da Zona de Falha de Cássia/MG**. IV Encontro do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2016.

SETZER, J. **Atlas climático e ecológico do estado de São Paulo**. São Paulo: CESP/Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguaí, 1966. 61p.

SILVA, A. J. P.; LOPES, R. C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. **Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores**. In: BIZZI, I. A. et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM: Brasília, 2003.

SILVA, J. S. V.; SANTOS, R. F. **Estratégia metodológica para zoneamento ambiental: a experiência aplicada na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Taquari**. Campinas: Embrapa Informática Agropecuária, 2011.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, p. 71–104, 1976.

SOARES, P. S. **Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese**. Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, SBG, 1974, v. 4, p. 107-121.

SOARES, P. C.; BARCELOS, P. E.; CSORDAS, S. M.; MATTOS, J. T.; BALLIEIRO, M. G.; MENESES, P. R. **Lineamentos, em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2. Brasília, 1982. **Anais**. Brasília: CNPq/INPE, 1982. v.1, p. 143-156.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. **Depósitos cenozóicos na região Centro Sul do Brasil**. Campinas: **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 31, 1976, p. 17-39.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FÚLFARO, V. J.; SOBREIRO NETO, A. F. **Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru**. Revista Brasileira de Geociências, 10 (3), 177-185, 1980.

SOARES, P. C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA, A.; CASTRO, P. R. M. **Geologia do Nordeste do estado de São Paulo**. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Aracaju, 1973, p.209-228.

SOUZA, A. A.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. **Análise fisiográfica e morfoestrutural no reconhecimento de padrões de solos no município de Porto Velho, RO**. **Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Florianópolis: INPE, 2007, p. 6981 – 6985.
TOLEDO, M.C.; OLIVEIRA, S.M.B.; MELFI, A.J. 2000. **Intemperismo e formação do solo**. In: W. Teixeira; M.C.M. Toledo; T.R. Fairchild; F. Taioli (Orgs.) **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 139-166.

VILLOTA, H. **Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de tierras**. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi – IGAC, 2005.

ZALÁN, P. V. **Evolução fanerozoica das bacias sedimentares brasileiras.** In: MANTESSONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B.. Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. [S.l: s.n.], 2004.

ZUQUETTE, L. V.; PEJON, O. J.; SINELLI, O. et al. Mapeamento Geotécnico da Cidade de Franca. Escala 1:25.000: Carta de riscos à erosão. **Geociências**, São Paulo, v. 14, n. 2, 1995, p. 41-58.