

UNESP – UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DA CANASTRA - MG

JOÃO PAULO SOARES DE CORTES

Orientador: NORBERTO MORALES

*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*

Rio Claro (SP)

2015

JOÃO PAULO SOARES DE CORTES

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO
GEOMORFOLÓGICA DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA
DA CANASTRA - MG

*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:

Norberto Morales

Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Eduardo Salamuni

Rio Claro, 16 de dezembro de 2014

Aprovado

Dedico este trabalho à Dona Rosa

Pela linda Rosa que é

Te amo.

“Mas quem pode conhecer o sertão inteiro?”

O sertão é o mundo”

João Guimarães Rosa

À medida que nos fortalecemos através de nossos atos, as palavras vão se tornando cada vez menos necessárias. A realização deste projeto só foi possível graças à contribuição de uma série de pessoas, às quais eu espero ter conseguido expressar minha gratidão nos momentos oportunos. Ainda assim, à sombra de nossa imperfeição, conforta a ideia de que em cada momento floresce uma nova oportunidade de ser grato e poder retribuir. Neste, é imprescindível que sejam lembrados;

A minha família pelo suporte irrestrito. É gratificante ser cada dia mais parte de vocês.

Os mestres que não hesitaram em compartilhar sua sabedoria e que deixaram lições em diversos campos, inclusive o das Ciências da Terra.

Os amigos e amigas que se perderam comigo em discussões sobre os diversos temas que abarcam este e os outros projetos da vida.

As pessoas de alma sincera que encontrei pelo caminho, que me ofereceram partes preciosas de si mesmas.

As oportunidades para realização deste trabalho, por parte do programa, da agência de fomento e dessa instituição a qual tenho o prazer de fazer parte e de deixar minha contribuição.

A imensidão desses horizontes, que oferece mil novas perguntas a cada tentativa de resposta.



SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Área de Estudos	2
2 - OBJETIVOS	5
3 - MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO.....	6
3.1 - Revisão Bibliográfica.....	6
3.2 - Aquisição de Dados Espaciais, Fotointerpretação e Análises em Ambiente SIG.....	6
3.3 - Interpretação e Integração de dados Aerogeofísicos.....	8
3.4 - Levantamento de Dados e Confecção do Mapa Geológico	9
3.5 - Proposta de Compartimentação Geomorfológica	9
4 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	11
4.1 - Evolução da abordagem em Geomorfologia Estrutural e Tectônica	11
4.2 - Contexto Geológico	13
4.3 - Contexto Geomorfológico	24
4.4 - Superfícies de Aplainamento no Sudeste Brasileiro	32
4.5 - Propostas Evolutivas para a Região	34
5 – RESULTADOS	39
5.1 - INTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS.....	39
5.2 - MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES GEOLÓGICAS.....	46
5.2.1 - Litologias do Embasamento Pré-Cambriano	47
5.2.2 - Litologias da Bacia Sedimentar do Paraná.....	51
5.2.3 - Coberturas Quaternárias.....	54
5.2.4 - Depósitos Residuais	56
5.2.5 - Aspectos Estruturais.....	66
5.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	71
5.3.1 - Taxonomia do Relevo	72
5.3.2 - Caracterização Das Unidades Geomorfológicas.....	74
5.3.2.1 - Domínios Morfoestruturais	74
5.3.2.2 - Regiões Geomorfológicas.....	76

5.3.2.3 - Compartimentos Geomorfológicos	76
6 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA	98
7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	104
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	108
ANEXO I.....	MAPA GEOLÓGICO
ANEXO II.....	MAPA DE COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização e acessos à área de estudos	3
Figura 2 - Compartimentação tectônica da FBM segundo Simões & Valeriano (1990).	15
Figura 3 – Mapa Geológico adaptado de Simões (1995)	17
Figura 4 – Modelo de sedimentação das unidades cretácicas à partir da Serra da Canastra	21
Figura 5 – Mapa Geológico modificado de CPRM (2003)	23
Figura 6 – Contexto Geomorfológico de acordo com CETEC (1982)	24
Figura 7 – Principais feições geomorfológicas e geológicas a nível regional	26
Figura 8 – Propostas de evolução geomorfológica a nível regional	37
Figura 9 – Assinaturas Aeromagnéticas e Relevô Sombreado	39
Figura 10 – Assinaturas Radiométricas	41
Figura 11 – Mapa de Lineamentos e Feições Magnéticas e Radiométricas - Regional	44
Figura 12 – Mapa de Lineamentos e Feições Magnéticas e Radiométricas - Local	46
Figura 13–Aspectos das litologias pré-cambrianas	50
Figura 14–Aspectos das litologias fanerozóicas	53
Figura 15 – Unidade das Coberturas Quaternárias	55
Figura 16 – Patamar Concrecionário de Cimeira	57
Figura 17 – Patamar Detrítico Superior	59
Figura 18 – Patamar Detrítico Inferior	62
Figura 19 – Arenitos Lateritizados	63
Figura 20 – Mapa de Distribuição dos Patamares Lateríticos.	64
Figura 21 – Feições indicativas de falha	70
Figura 22 – Produtos Cartográficos Complementares – Hipsometria e Declividade	71
Figura 23 – Chave de Identificação do modelo taxonômico proposto	73
Figura 24 – Compartimento das Superfícies Aplainadas de Cimeira (F1)	77
Figura 25 – Panorama I – Compartimentos F1 e F2	78
Figura 26 – Compartimento das Encostas de Rebordo Erosivo (F2)	79
Figura 27 –Compartimento Bacia de Colmatação (F3)	81
Figura 28 – Compartimento Serra de São de Gerônimo (PCg1)	83
Figura 29 – – Panorama II – Serra de São Gerônimo (PCg1)	83

Figura 30 – Compartimento dos Topos Nivelados em Exumação (PCg2)	83
Figura 31 – Compartimento Serra da Chapada (PCg3)	85
Figura 32 – Compartimento Depressão Suavizada de Bela Mansão (PCg4)	85
Figura 33 – Compartimento Serra do Cemitério (PCi1)	86
Figura 34 – Panorama III – Contato entre Serra do Cemitério (PCi1) e Colinas Médias (PCi4)	87
Figura 35 – Compartimento dos Quartzitos Araxá em Paleorelevo (PCi2)	88
Figura 36 – Compartimento Serra do Boqueirão (PCi3).	90
Figura 37 – Compartimento das Colinas Médias (PCi4).	92
Figura 38 – Panorama IV - Compartimento das Colinas Médias (PCi4).	92
Figura 39 – Compartimento das Superfícies Rebaixadas Interiores (PCi5)	93
Figura 40 - Compartimento da Serra de Peixoto (PCi6)	95
Figura 41- Paisagem nas Serras de Peixoto e da Gurita	95
Figura 42 – Compartimento Serra da Gurita (PCi7)	97

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

BSP	Bacia Sedimentar do Paraná
CETEC	Centro Tecnológico do Estado de Minas Gerais
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
CODEMIG	Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais
CPRM	Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais
FBM	Faixa Brasília Meridional
IAT	Intrusão Alcalina de Tapira
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
MDE	Modelo Digital de Elevação
SAP	Soerguimento do Alto Paranaíba
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DA CANASTRA - MG

RESUMO

A influência de fatores estruturais na formação do relevo há muito tem sido investigada dentro da geomorfologia. Por outro lado, a discussão acerca da importância de diferentes eventos de soerguimento e de aplainamento generalizado da plataforma brasileira tem se intensificado à medida que novos dados e técnicas contribuem para o estabelecimento de uma visão integrada dos mesmos. A região da borda ocidental da Serra da Canastra se configura em uma área chave para a investigação destes processos, uma vez que comporta diferentes domínios morfotectônicos. Neste trabalho é proposta uma compartimentação geomorfológica estrutural da região, de modo a compreender melhor o papel do arcabouço litológico e estrutural na evolução daquele relevo. Para tanto, são utilizados dados geomorfológicos, geológicos, geofísicos e estruturais obtidos em campo e através do uso de produtos de sensores remotos integrados em ambiente SIG. O uso destes dados permitiu propor, além da compartimentação geomorfológica, um mapeamento geológico de maior detalhe que os disponíveis anteriormente e um modelo evolutivo do relevo desde a transição Jurássico/Cretáceo, contribuindo para a discussão a respeito dos principais eventos morfotectônicos identificados e da influência dos mesmos na configuração da paisagem atual.

PALAVRAS-CHAVE: GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL; INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA; EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA; SERRA DA CANASTRA; SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO

GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION AND COMPARTMENTATION OF SERRA DA CANASTRA OCCIDENTAL BORDER – MG

ABSTRACT

The influence of structural factors on relief formation has been investigated since long time on geomorphology. On the other hand, the discussion involving different uplift and generalized planation events on the Brazilian platform has been intensified as soon as new data and techniques contribute to establish an integrative view of such events. The occidental border of Serra da Canastra is a key area to investigate these processes, once it contains different morphotectonic domains. In this work is proposed a regional geomorphological and structural compartmentation, in a way to better understand the role of the lithological and structural background on its relief evolution. To achieve this, we use geomorphological, geological and geophysical data collected on field and extracted from remote sensing products, integrated in a GIS environment. The use of such data allowed to propose a geomorphological compartmentation, a better detailed geological mapping and an evolutionary model for the relief since the Jurassic/Cretaceous transition, contributing for the discussion involving the main identified morphotectonic events and its influence on the recent landscape configuration.

KEYWORDS: STRUCTURAL GEOMORPHOLOGY, GEOPHYSICAL INTERPRETATION; GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION; SERRA DA CANASTRA; PLANATION SURFACE

1 - INTRODUÇÃO

A importância do entendimento do papel das feições estruturais e de processos tectônicos na origem e evolução das paisagens em ambientes intraplaca tem sido ressaltada nas últimas décadas por diversos autores (Summerfield, 1991; Stewart & Hancock, 1994; Burbank & Anderson, 2001). Apesar de crescente o entendimento sobre essa dinâmica e de importantes contribuições no caso específico das paisagens do Brasil de Sudeste (Hasui, 1990; Saadi, 1993; Morales, 2005), este quadro ainda necessita ser abordado em estudos de maior detalhe e que possam ser úteis na elaboração de sínteses regionais.

Por se tratar de uma zona de transição, com ocorrência de terrenos relacionados a diferentes domínios morfoestruturais (cinturão móvel neoproterozóico recoberto por bacia sedimentar fanerozóica), a região do Médio Rio Grande, na borda oeste da Serra da Canastra, se configura em uma área de particular interesse, uma vez que, ao expor estruturas relacionadas a esses diferentes domínios, permite a investigação e uma boa visualização da interação entre os mesmos. Por outro lado, a posição geográfica dessa área permite que seja avaliada a influência de diferentes eventos em escala regional, tidos na literatura como cruciais para o entendimento das paisagens do sudeste brasileiro na evolução de suas próprias paisagens, permitindo também que sejam melhor compreendidos a abrangência e intensidade de tais eventos. Entre estes eventos pode-se citar os ciclos de aplainamento e lateritização (King, 1956; Ab'Saber, 1962; Almeida 1964), a ocorrência de eventos deformacionais na Bacia do Paraná causada por reativação de estruturas pré-cambrianas (Bjornberg et al. 1971; Riccomini, 1997) ou por compensação isostática relacionada à própria evolução da bacia (Almeida, 1964; Saadi 1993) e a influência do último grande ciclo de sedimentação cretáceo (Fernandes, 1992; Batezelli, 2003), responsável pela formação da Bacia Bauru e relacionado ao soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1991) e à presença de intrusões alcalinas na região.

Se, por um lado, é de grande interesse poder avaliar a influência de tal quantidade de eventos em uma área relativamente pequena (pouco menos de 400 km²), por outro a elaboração de um quadro evolutivo propriamente dito demandaria métodos de datação absolutos, capazes de posicionar cronologicamente as paisagens em questão. Como as metas deste trabalho passam por uma compartimentação geomorfológica, acrescida de mapeamento geológico e levantamento e caracterização de feições estruturais, sem que sejam aplicados métodos de datação absoluta, o

que é proposto neste trabalho é o uso destes produtos na discussão das evidências encontradas em campo frente às abordagens propostas na literatura, de modo a fornecer subsídios para a elaboração de um quadro evolutivo regional ainda em ascensão.

Para tanto foi adotado o uso de ferramentas ainda pouco utilizadas em estudos geomorfológicos, como os produtos geofísicos, integradas em ambiente GIS com o objetivo de avaliar a importância de feições estruturais (aqui entendidas em um sentido amplo, que envolve desde o bandamento composicional até a presença de lineamentos estruturais em superfície e subsuperfície) na conformação atual do relevo em questão.

1.1 - Área de Estudos

A área de estudos corresponde à margem direita do Rio Grande na metade inferior da carta SF-23-V-A-II-2 Desemboque do levantamento sistemático em escala 1:50.000 do IBGE (1972). Esta carta se encontra a noroeste da carta SF-23 Rio de Janeiro do mapeamento do Brasil ao milionésimo, na divisa entre os estados de Minas Gerais e São Paulo e está articulada com as folhas Marechal Mascarenhas (Peixoto), Rifaina, Chapadão da Zagaia, Delfinópolis e Pedregulho. Localizada entre as latitudes 20°07'00" S e 20°15'00" S e longitudes 47°15'30" W e 47°00'00" W, a área de estudos abrange parte dos municípios de Sacramento e Delfinópolis, ambos no estado de Minas Gerais e corresponde à borda oeste do Parque Nacional da Serra da Canastra, importante divisor de águas na plataforma brasileira, limitando as bacias hidrográficas do Paraná e São Francisco.

O acesso à área se dá por estradas vicinais, sendo que estas possuem ligação com as seguintes vias principais: ao norte, o acesso passa pela MG-428 que liga o município de Franca à região do Alto Paranaíba; essa rodovia possui diferentes acessos às estradas vicinais que adentram a área de estudos em sua porção norte; um segundo ponto de acesso existe na Rodovia Ângelo Giolo, que liga a Rodovia Cândido Portinari à Usina Hidrelétrica Mascarenhas de Moraes e ao aeroporto da vila de Estreito. Este representa um acesso à porção central da área; pelo sul; as alternativas são os acessos que levam à cidade de Ibiraci, partindo de Cristais Paulista pela MG-344 e passando por Claraval, ou a partir de Franca pela MG 438 que liga direto à Ibiraci. As diversas localidades que existem dentro e nos arredores da área, como Quenta Sol, Bananal, Santa Bárbara, Bela Mansão, Peixoto e Sete Voltas, são interligadas por estradas vicinais não

pavimentadas que dão acesso a grande parte da área de estudos, como a estrada vicinal 464 que leva à portaria 3 (Sacramento) do Parque Nacional da Serra da Canastra e a sul da área de estudos à cidade de Delfinópolis passando pela vila de Bela Mansão, onde é conhecida como “estrada ecológica”.

A figura 1 ilustra a localização da área de estudos juntamente com seus principais acessos.



Figura 1 – Localização e acessos à área de estudos

As características geológicas e geomorfológicas gerais da região a classificam com um local ideal para a investigação de feições estruturais no controle da evolução da paisagem. Apresenta terrenos pré-cambrianos de base de orógeno erodido, com grande número de estruturas

dobradas, vizinhos aos domínios de bacia sedimentar intracratônica, com índice muito baixo de deformação. O limite entre estas províncias tectônicas ainda é marcado por zona de cisalhamento, com indícios de reativação em mais de um momento na evolução regional.

O clima da área é o tropical típico com duas estações bem definidas sendo a úmida concentrada no trimestre de dezembro a fevereiro, onde se concentram também o excedente hídrico e o escoamento superficial e a seca mais acentuada entre junho e agosto, sendo estes também os meses mais frios. A pluviosidade anual fica entre os 1000 e 1500 mm e a temperatura média varia entre os 18° C no mês mais frio e os 22° C no mês mais quente (Novais, 2011).

A vegetação é marcada pela transição entre fitofisionomias de cerrado com predominância de cerrados *sensu strictu* e campos rupestres nas áreas de afloramento das litologias do embasamento e intercalações de relictos de Mata Atlântica (floresta estacional semidecidual) ocupando as cabeceiras dos principais vales. Os tipos de solo predominantes são os Latossolos Vermelhos Háplicos no topo das chapadas associados a Cambissolos Distróficos nas áreas de maior declividade (Vasconcelos, 2011). Em menor escala são encontrados ainda solos do tipo glei em áreas de veredas e Neossolos Quartzarênicos em áreas de acúmulo nas baixas vertentes.

2 - OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é investigar o quadro geomorfológico estrutural para a área de estudos de modo a levantar hipóteses a respeito da sua evolução geomorfológica e que explicita o papel de estruturas geológicas antigas e reativadas na formação deste relevo nos diferentes domínios tectônicos ali representados.

Para o cumprimento deste objetivo os seguintes objetivos específicos são almejados:

- 1- Reconhecer, classificar e caracterizar as unidades geomorfológicas presentes através da elaboração do mapa de Compartimentos Geomorfológicos, de modo a melhor se compreender a estrutura e a dinâmica do relevo na área de estudos;
- 2- Investigar o papel de estruturas em superfície e subsuperfície na gênese e no modelamento do relevo através do refinamento dos dados geológicos existentes e aquisição de novos dados, inclusive com auxílio de produtos aerogeofísicos;
- 3- reconhecer a atuação de processos atuais e subatuais na evolução geomorfológica; através do mapeamento e caracterização das coberturas detrítico-lateríticas e demais depósitos superficiais.
- 4- Complementar as informações geológicas existentes para a área de estudos através do detalhamento das litologias e integra-las à proposta de Simões (1995);
- 5- Síntese dos dados gerados com vistas a contribuir para a compreensão do quadro evolutivo da área e para a discussão acerca do papel das estruturas na conformação do relevo de forma geral.

3 - MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

Para que os objetivos fossem alcançados os seguintes métodos e etapas de trabalho foram empregados.

3.1 - Revisão Bibliográfica

De modo a embasar as etapas subsequentes de trabalho e trazer elementos pertinentes à discussão dos dados gerados, a etapa de revisão bibliográfica pode ser dividida em dois eixos principais.

Primeiramente houve uma preocupação de ordem conceitual, visando resgatar as diversas propostas em geomorfologia estrutural e tectônica. Uma revisão de aspectos relativos à compartimentação geomorfológica e representação cartográfica foi incluída neste primeiro momento. Em um segundo momento a revisão busca traçar os contextos geológicos e geomorfológicos da área de estudos com base nos diversos trabalhos ali realizados, tanto em caráter local quanto regional.

Desta maneira, pode se dizer que objetivo do trabalho de revisão bibliográfica foi o de traçar o quadro teórico-metodológico necessário para que a proposta aqui apresentada esteja em consonância com as demais já realizadas ao mesmo tempo em que possa contribuir com futuras investigações sobre o tema.

3.2 - Aquisição de Dados Espaciais, Fotointerpretação e Análises em Ambiente SIG

Esta etapa envolve os procedimentos utilizados para a contextualização espacial da área de estudos, com o objetivo de subsidiar e otimizar as campanhas de campo fornecendo um conhecimento prévio sobre a mesma através de arquivos de imagem e vetoriais disponíveis em diferentes bases de dados, e análises de produtos de sensores remotos, que incluem fotografias aéreas, imagens orbitais, geofísicas e modelos digitais de elevação (MDEs), resultando na preparação dos mapas temáticos.

Os arquivos de imagem compreendem as cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia Estatística (IBGE) que representam a área e seu entorno, além de mapas temáticos de geomorfologia, geologia, solos, clima, entre outros, obtidos de diversos levantamentos como

aqueles do projeto RADAM (Brasil, 1983c). Estes arquivos passaram por uma etapa de georreferenciamento para que pudessem ser integrados em ambiente GIS.

Os arquivos vetoriais são aqueles relativos à planimetria (malha rodoviária, cidades e lugarejos, unidades de conservação, etc.), hidrografia, curvas de nível, entre outros. Estes arquivos estão disponíveis gratuitamente em diversas bases de dados, como a do IBGE (disponível em http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm), do Ministério do Meio Ambiente (<http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>) e da Companhia Brasileira de Recursos Minerais (<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>).

Os produtos de sensores remotos utilizados neste estudo incluem fotografias aéreas em escala 1:25.000, da área de estudos e de seu entorno, imagens de satélite Landsat TM 5 (disponíveis em <http://landsat.org>) , bandas 1 a 7, imagens SRTM com resolução de 90 metros (disponíveis em <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm>) e Aster com resolução de 30 metros (disponíveis em <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>) e produtos aerogeofísicos de gamaespectometria e magnetometria do Levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais realizado pela CODEMIG em parceria com a CPRM (2006).

A fotointerpretação teve como base as fotografias aéreas 2566-2-SE e 2566-2-SO do Projeto SP-MG-GO do IBGE que compõem a área de estudos (metade inferior da carta Desemboque) e serviu para reconhecer os grandes domínios litológicos/estruturais e geomorfológicos, direcionando a etapa de campo para caracterização dos mesmos e definição dos limites. O método utilizado foi o proposto por Soares & Fiori (1976) e complementado por Zaine (2011) baseado na análise dos elementos texturais do relevo e da drenagem, das formas e características do relevo e das estruturas geológicas.

As análises em ambiente SIG permitiram a integração dos dados obtidos, assim como a geração de produtos complementares como o mapa de declividades e o mapa hipsométrico, elaborados a partir do Modelo Digital do Elevação (MDE). Os softwares utilizados foram o Global Mapper 13, Google Earth, e ArcGis 10.1. Esses softwares, (especialmente o ArcGis 10.1) se mostraram excelentes plataformas para integração e aquisição de dados espaciais utilizados por exemplo na caracterização dos compartimentos geomorfológicos, onde índices morfométricos como amplitude de relevo e declividade média extraídos do MDE foram

utilizados. Essas ferramentas foram utilizadas ainda para a espacialização dos dados obtidos em campo e confecção dos mapas finais e perfis topográficos.

3.3 - Interpretação e Integração de dados Aerogeofísicos

Como apoio para a etapa de campo e definição dos limites entre as unidades litológicas e análise de estruturas em superfície e subsuperfície (lineamentos estruturais) foram utilizados produtos derivados de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos do Levantamento Aerogeofísico do estado de Minas Gerais (Área 7, Programa 2005/2006), realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais em parceria com a CPRM (CPRM/CODEMIG, 2006).

O levantamento aerogeofísico constou de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta densidade de amostragem, com linhas de voo e controle espaçadas de 400 e 8000 metros respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W. A altura de voo foi fixada em 100 m sobre o terreno e durante o aerolevanteamento foram utilizadas três aeronaves para recobrimento da área de estudo.

Dos dados recebidos foram utilizados o campo magnético anômalo e os canais individuais de contagem total, potássio, tório e urânio. A partir destes dados recortou-se uma janela que corresponde à área de estudos e, posteriormente, foram gerados novos produtos que são utilizados e apresentadas nesta dissertação.

Foi realizada uma análise visual, qualitativa e independente de cada produto em ambiente SIG de modo a se extrair as informações sobre feições e lineamentos. Essa análise foi realizada em escala regional e posteriormente em escala local (dentro dos limites da área de estudos). Foi considerada para análise do quadro regional uma área se estendendo por cerca de 40 km a norte e a sul dos limites da área de estudos e pouco mais de 30 km a leste. Não foi possível estender a análise para oeste uma vez que a área se encontra no limite oeste dos aerolevanteamentos. A análise regional contempla a Intrusão Alcalina de Tapira (IAT), distante cerca de 25 km a nordeste da área de estudos, bem como planaltos residuais da borda da Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) a sul, na margem esquerda do Rio Grande, até a cidade de Cássia. Para análise em escala regional foi admitida uma escala de interpretação de 1:250.000. A análise local contempla os terrenos inseridos na área de estudos e a interpretação foi feita em escala 1:100.000.

Posteriormente as informações geofísicas extraídas das imagens foram integradas em ambiente SIG a um Modelo Digital do Elevação (MDE) elaborado através de imagem SRTM e à rede hidrográfica, o que permitiu verificar a consistência dessas informações com feições do relevo e aos padrões de drenagem encontrados a nível regional e local.

3.4 - Levantamento de Dados e Confecção do Mapa Geológico

O mapeamento geológico, suportado pela análise prévia das fotografias aéreas, foi feito com base em dados de afloramentos identificados durante o deslocamento em campo, com registro fotográfico, aquisição de medidas estruturais quando presentes (estruturas deposicionais e metamórficas, foliações planos de juntas, fraturas e dobras). Os pontos de coleta de dados foram georreferenciados e foram coletadas amostras de mão. Ao todo foram levantados 225 afloramentos, com registro das litologias ou tipo de cobertura de alteração quando as mesmas não se encontravam em superfície.

Esses dados foram plotados em campo com o auxílio de carta topográfica e integrados em ambiente SIG com informações geológicas prévias advindas de outros trabalhos realizados na área em nível local e regional (Simões, 1995; Heineck et al., 2003), de modo a se identificar as principais unidades litológicas e estruturas.

Esforços foram feitos ainda no sentido de mapear e caracterizar as coberturas detrítico-lateríticas encontradas na área de estudos. Estes materiais foram descritos em campo de acordo com sua posição topográfica na paisagem, seu posicionamento dentro do perfil (se recobertos por material pedológico ou expostos em superfície), a espessura e estado de agregação dos materiais constituintes, as litologias associadas e o tipo de vegetação presente. Amostras de mão foram coletadas e classificadas em laboratório de acordo com a metodologia proposta por Aleva (1983) que leva em conta os atributos Estruturas Menores, Textura e Geometria de Vazios além de outras características como cor e natureza dos constituintes importantes para a correta interpretação dos mesmos.

3.5 - Proposta de Compartimentação Geomorfológica

A compartimentação geomorfológica apresentada é resultado da integração de dados em escritório e incursões a campo. A primeira etapa consistiu em definir através da fotointerpretação

das fotografias aéreas (1:25.000) os compartimentos geomorfológicos prévios, de acordo com a proposta do CSIRO (Demek et al., 1976), baseado no conceito de sistemas de relevo, como unidades que apresentam relativa homogeneidade em termos de formas e processos geomorfológicos.

Esses compartimentos prévios foram então integrados em ambiente SIG e foram confrontados com informações geológicas, geofísicas e morfométricas. A esta etapa seguiram os reconhecimentos de campo que tiveram o objetivo de identificar formas e processos na escala da paisagem, mapear a ocorrência de coberturas superficiais, como a presença de níveis lateríticos, depósitos recentes ou material de alteração *in situ*, além de refinar os limites entre os compartimentos e suas feições. A caracterização das unidades levou em conta tanto aspectos morfométricos extraídos dos dados digitais quanto observações realizadas em campo, embasadas pelo preenchimento de fichas baseadas no modelo proposto pelo Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009) e adaptadas aos interesses deste trabalho e à realidade da área, visando a sistematização dos pontos observados.

À medida que novos dados de campo, de natureza geológica (sedimentológica, estrutural) e geomorfológica (formas de topos, vales, presença de material coluvionar) eram coletados e integrados à proposta de compartimentação prévia, se tornou possível adequar os limites das unidades, individualizar novos compartimentos e integrar outros que na escala da fotointerpretação pareciam ser diferentes, mas que à luz de novos dados acabaram por demonstrar mais similaridades entre si do que diferenças propriamente ditas.

Dessa maneira chegou-se à proposta aqui apresentada, contendo uma taxonomia que, apesar de embasada por abordagens prévias, traz elementos novos, considerados importantes para representação do relevo dentro dos objetivos específicos deste trabalho.

4 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 - Evolução da abordagem em Geomorfologia Estrutural e Tectônica

Um dos primeiros trabalhos de sistematização e conceituação em Geomorfologia Estrutural é o de Twidale (1971) que afirma que este ramo da geomorfologia “*se preocupa com as formas do relevo que devem suas características a propriedades da crosta da Terra ou à atividade interna desta*”. Nesta obra, além de dar diversos exemplos de formas de relevo estruturais encontradas na Austrália, com menção especial a formas desenvolvidas sobre terrenos graníticos, o autor faz uma importante distinção que, apesar de ter sido melhor desenvolvida nas décadas seguintes é, de certa forma, mantida até os dias de hoje; a distinção entre Formas Estruturais e Tectônicas, sendo as primeiras formadas a partir da exploração de zonas de fraqueza (falhas, juntas, planos de clivagem) na crosta por agentes externos e as formas tectônicas, “*formadas totalmente devidas a atividades internas na crosta da Terra, sem intervenção de forças denudacionais*”, dando margem para que se desenvolvesse posteriormente a Geomorfologia Tectônica. Vale dizer a este respeito, que hoje se tem a compreensão de que mesmo em arranjos em que a atividade tectônica exerce um papel incisivo, como em regiões de limites de placas convergentes, as forças denudacionais não podem ser desprezadas, pois exercem também uma importante função no controle da atividade orogenética.

Twidale (*op. cit*) explica ainda que dois fatores importantes na conformação das *landforms* estruturais são a natureza da rocha e o padrão de fraturamento ou estruturação da mesma. Se por um lado são poucas as rochas capazes de gerar relevos específicos propriamente ditos, como calcários, arenitos e granitos, por outro o padrão de fraturamento apresenta-se bem mais variado, podendo estar de acordo com as rochas, com o contexto de geração das mesmas ou ainda de acordo com a natureza dos esforços deformacionais, que podem gerar falhas, juntas ou dobras.

A abordagem estrutural esteve presente também em outras escolas, como na francesa através dos trabalhos de Tricart (1974) com grande influência entre os geomorfólogos brasileiros, como nas propostas do IPT (1981) e Ross & Moroz (1997) para a interpretação do relevo do estado de São Paulo, tomando como condicionante seu arcabouço geológico ou o trabalho contemporâneo de Penteado (1974), que dedica um capítulo de sua obra “Fundamentos de

Geomorfologia” ao estudo das formas estruturais, com enfoque na estruturação da rede de drenagem.

Ollier (1981) traz uma perspectiva em que a diferença entre as abordagens estrutural e tectônica seria uma questão de escala, de modo que enquanto a geomorfologia estrutural lida com a influência de estruturas tais como anticlinais, falhas e juntas na estruturação do relevo, a geomorfologia tectônica estaria preocupada com a forma, padrão e evolução de feições maiores do globo, tais como cadeias de montanhas, grandes planaltos (plateaus), cinturões dobrados e arcos de ilhas. Este autor, no entanto, enfatiza o fato de que alterações nessas feições de larga escala influenciam diretamente o desenvolvimento daquelas em menor escala, com seria o caso do soerguimento ocorrido em uma cadeia de montanhas, por exemplo, afetar o formato dos vales nela incidentes.

Uma questão importante levantada por Ollier (*op cit.*) se refere ao que chama de “tendência pleistocênica” (*Pleistocene bias*), que decorre do fato de que as teorias geomorfológicas mais difundidas (e conseqüentemente aceitas) durante boa parte do século XX foram desenvolvidas no Hemisfério Norte, onde muitas das paisagens foram moldadas durante as últimas glaciações. Deste modo convencionou-se pensar que a maior parte da topografia terrestre fora forjada desde o Pleistoceno. Esta visão não necessariamente se aplica às regiões tropicais, onde processos mais antigos, como a formação das Superfícies de Aplainamento, são responsáveis pela conformação do relevo de áreas continentais extensas. Disso decorre a relativamente pequena difusão e aceitação das propostas de King (1956), por exemplo, no Hemisfério Norte.

A partir da segunda metade do século XX, são crescentes as abordagens em Geomorfologia Tectônica, como uma ferramenta para se inferir e mensurar processos tectônicos em larga escala e em regiões de evidente atividade crustal. Keller & Rockwell (1984), por exemplo, abordam o tema tendo em vista áreas com intensa atividade sísmica. A paleossísmica entra como importante ferramenta para a compreensão destes processos. Mais uma vez é possível constatar que estes conceitos estavam atrelados a situações em que os processos eram bastante evidentes como zonas de falha em bordas de placa e orógenos modernos e antigos bem estudados, como os Alpes, Andes, Himalaya, Apalaches, Montanhas Rochosas e as “*Highlands*” australianas. Estudos em regiões intraplaca, onde as evidências são mais sutis, só começaram a

ser desenvolvidos mais tardiamente, quando já se dispunha de aparato metodológico suficiente para captar e mensurar essas deformações em menor escala.

O crescente entendimento a respeito do papel dos processos crustais no modelamento do relevo, devido a avanços nas técnicas de datação absoluta, geodésia, sismo e paleosismologia, geoinformações, e a um melhor entendimento do sistema climático e dos processos envolvidos na geomorfologia como um todo (*process geomorphology*), além de terem tornado a abordagem estrutural e tectônica dentro da geomorfologia mais interdisciplinar, contribuíram para uma nova compreensão destes processos, inclusive em ambientes intraplaca (Summerfield, 1991; Burbank & Anderson, 2001).

Ainda assim, Summerfield (1991) enfatiza que no interior de placas, os movimentos horizontais da crosta têm um papel secundário na conformação do relevo, uma vez que as respostas aos processos tectônicos nestes ambientes se dão principalmente por movimentos epirogenéticos. Pelo viés da Geomorfologia Tectônica, no entanto, um grande avanço conceitual ocorreu com a possibilidade de se obter estimativas mais acuradas a respeito de taxas de denudação e sedimentação, ligadas ao trabalho dos agentes externos do relevo, de modo que foi possível acoplar estas estimativas juntamente com os processos tectônicos aos modelos geomorfológicos (Burbank & Anderson, 2001) obtendo-se resultados mais realistas, e que sugerem um *feedback* mais elaborado entre o trabalho dos agentes internos e externos do que se pensava anteriormente. Isso levou a uma conceituação mais abrangente sobre o assunto; “*o tema central da geomorfologia tectônica é a relação entre os processos tectônicos, que tendem a “construir” o relevo e os superficiais que tendem a “suaviza-lo”*” (Burbank & Anderson, 2001).

4.2 - Contexto Geológico

A área de estudos reúne elementos de dois contextos geológicos distintos, contendo tanto rochas do embasamento pré-cambriano associadas à Faixa Brasília, quanto coberturas fanerozóicas associadas aos ciclos deposicionais das bacias sedimentares do Paraná e Bauru, além de coberturas retrabalhadas mais recentes.

Faixa Brasília

O embasamento é representado por rochas neoproterozóicas da Província Tocantins (Almeida, 1968), dobradas e metamorfisadas durante o ciclo Brasileiro, num contexto geotectônico de aglutinação do supercontinente Gondwana. A orogenia resultante da aglutinação de terrenos diversos nas bordas dos crátons Amazônico, Sanfranciscano e do Paranapanema deu origem a esta extensa província estrutural composta pelas faixas de dobramentos Paraguai, Araguaia e Brasília, estando esta última na borda oeste do cráton do São Francisco, onde está inserida a área de estudos.

De acordo com Marini et al. (1981), a Faixa Brasília seria composta por dois setores separados pela Inflexão dos Pireneus, feição estrutural localizada na altura do paralelo de Brasília. Estes setores denominados Setentrional e Meridional possuem características tectônicas, estratigráficas, metalogenéticas, além de magmatismo e direções estruturais distintas. A área de estudos localiza-se na Faixa Brasília Meridional (FBM).

A Faixa Brasília Meridional é caracterizada por uma direção preferencial de lineamentos a NW, além de zonas de cisalhamento transcorrentes E-W e NW-SE (Santos & Simões, 2009). É marcante ainda a presença de estruturas de transporte tectônico (*nappes*), deslocadas por dezenas de quilômetros com vergência para leste (Marini et al. 1981). Valeriano et al. (1993) afirmam que houve um transporte horizontal por cavalgamento de mínimo de 100 km dirigido para ESE para o sistema que compreende a *nappe* de Passos, que adentra a área de estudos, com metamorfismo de fácies xisto verde na base e anfibolito no topo (metamorfismo invertido).

A FBM foi dividida em três domínios tectônicos distintos separados por superfícies de cavalgamento e, denominados Domínio Interno, Externo e Cratônico (Simões & Valeriano, 1990; Valeriano et al., 1995). Segundo estes autores, o Domínio Interno corresponde ao domínio estruturalmente superior que cavalga as unidades adjacentes e representa o último episódio de empilhamento tectônico. Na área de estudos este domínio é representado pela *Nappe* de Passos (Grupo Araxá). O Domínio Externo corresponde ao pacote inferior, relativo às rochas do grupo Canastra na área de estudos (Serras de São Gerônimo e do Cemitério). Este Domínio é cavalgado pelas litologias do Domínio Interno e por sua vez cavalga o Domínio Cratônico, autóctone, que

inclui as litologias do Grupo Bambuí e do Cráton do São Francisco, não representadas na área de estudos.

A figura 2 ilustra a compartimentação tectônica da FBM após Simões & Valeriano (1990) com o retângulo vermelho indicando a área de estudos.

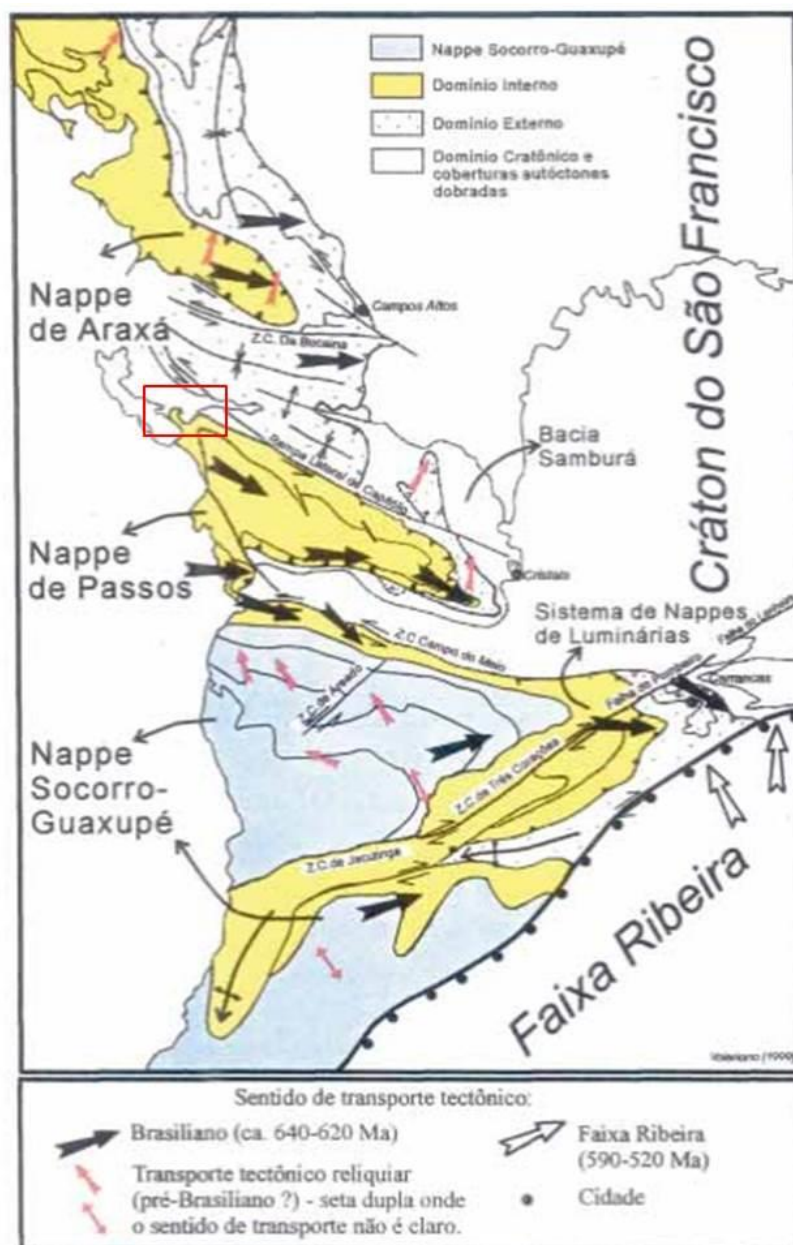


Figura 2 - Compartimentação tectônica da FBM segundo Simões & Valeriano (1990). Estes autores reconhecem três domínios tectônicos distintos, denominados Interno, Externo e Cratônico. O retângulo em vermelho representa aproximadamente a área de estudos.

A área de estudos encontra-se no limite entre os domínios interno e externo, sendo o interno representado pela borda norte da *Nappe* de Passos. Segundo Simões (1995), essa borda é caracterizada por uma zona de cisalhamento subvertical sinistral, correspondente a uma rampa lateral, a qual foi descrita em detalhe por Santos e Simões (2009) e denominada Rampa Lateral de Capitólio. Esta feição é representada na área de estudos pela Serra da Gurita.

As principais unidades litoestratigráficas correspondem aos metassedimentos dos grupos Paranoá, Canastra e Ibiá (Fuck et al. 1993) no que seria a zona externa de um sistema alóctone enquanto a zona interna estaria representada pelo Grupo Araxá. Simões (1995), ao caracterizar a *Nappe* de Passos, aponta para a ocorrência de litologias do Grupo Araxá compondo sua estrutura interna, sendo margeadas pelo Grupo Canastra.

Os grupos Araxá e Canastra

A origem dos grupos Araxá e Canastra remonta a uma sedimentação em margem passiva iniciada no Proterozóico Inferior. Idades modelo Sm-Nd (TDM) de 2,2 Ga (Riaciano) têm reforçado interpretações anteriores (Barbosa et al., 1970) de que as rochas metassedimentares do Grupo Canastra originaram-se num contexto bacinal de margem passiva, com sedimentos provenientes de fontes antigas, possivelmente do Cráton do São Francisco (Valeriano, 2004). Pereira et al. (1994) salientam ainda que as rochas do Grupo Canastra possuem como característica fundamental granocrescência ascendente, verificada na gradação dos estratos argilosos da base, até estratos arenosos nas porções superiores. Estruturas sedimentares associadas, tais como *hummocky*, estratificações cruzadas e laminações *flaser*, fortalecem a proposição de um ambiente deposicional em plataforma marinha, durante ciclo regressivo.

As rochas do Grupo Araxá também apresentam fácies que sugerem uma deposição em ambiente continental marinho (plataforma e talude), com intercalações de rochas metabásicas subordinadas, caracterizadas por Valeriano (2000) como resultantes de magmatismo toleítico, ocorrido durante sucessivas fases de rifteamento. Há a hipótese de que associações petrotectônicas típicas de fundo oceânico, como as encontradas em ocorrências mais ao norte do referido grupo, tenham sido exumadas, ou estejam recobertas por sedimentos fanerozóicos da Bacia Sedimentar do Paraná a oeste (Valeriano et al., 2004). Simões (1995) divide as unidades litológicas do Grupo Araxá nos arredores da *Nappe* de Passos em dois ciclos deposicionais

distintos, de modo que as unidades Araxá “a”, “b” e “c” correspondem a um ciclo inferior, e as demais (unidades Araxá “d” a “i”) com maior expressividade na porção interna do sistema correspondem ao ciclo deposicional superior. De acordo com essa proposta, o limite norte da referida *nappe*, seria representado pelas unidades externas do Grupo Araxá (ciclo deposicional superior), sendo cavalgadas por sequências metamórficas do Grupo Canastra a nordeste e leste e recobertas por platôs associados à deposição da BSP com litologias indiscriminadas. É marcante ainda a presença de intercalações mais expressivas de quartzitos dobrados (unidades Aaq e Ab) formando algumas das serras que caracterizam a paisagem na região. A figura 3 ilustra a parte da área de estudos incluída dentro do mapeamento geológico realizado por Simões (1995) compreendendo a região da *Nappe* de Passos.

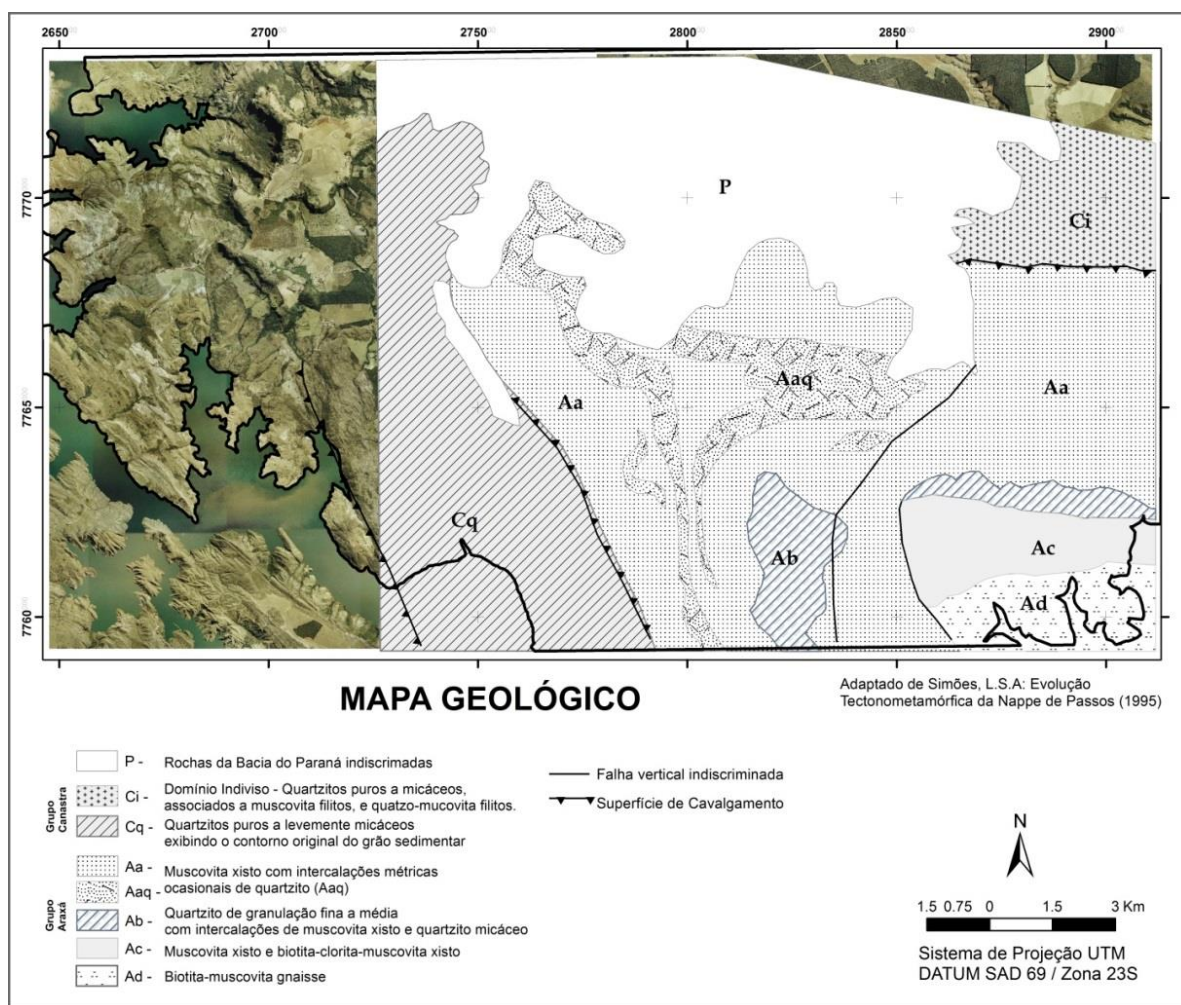


Figura 3 – Mapa Geológico adaptado de Simões (1995)

Apesar de haver uma concordância no posicionamento estratigráfico superior do Grupo Araxá com relação ao Grupo Canastra, Seer et. al (2001) pontuam que estes representam *“terrenos tectono-estratigraficos diferentes, separados por zonas de cisalhamento e sem vínculo genético entre si e provenientes de zonas geográficas distintas”*. É somente durante o Neoproterozóico que estes terrenos passam a ser retrabalhados, no chamado ciclo Brasileiro, iniciado pela tafrogênese Toniana com eventos de rifteamento e dispersão de blocos continentais que perduram até as últimas fragmentações do Supercontinente Rodínia (Seer et al., 2001). De acordo com Valeriano (2004), é durante estes últimos estágios, por volta de 640 Ma, que são encontradas evidências de transporte tectônico e eventos colisionais dos terrenos inseridos na área de estudos, estando o auge do metamorfismo do Grupo Araxá na *Nappe* de Passos está situado em 631 ± 4 Ma por datação U-Pb (Valeriano et al. 1995).

Essa movimentação crustal gerou o padrão estrutural encontrado na área de estudos com lineamentos NW-SE que, de acordo com Valeriano et al. (2004), são impressos na FBM pela orogênese nas Faixas Ribeira e Araçuaí que perdura até o Cambriano, época final do resfriamento do conjunto alóctone. Hasui (2010) salienta ainda que as estruturas formadas no que chama de Grande Colisão Pré-Cambriana teriam importante papel na evolução fanerozóica nos estágios de estabilidade do Ordoviciano-Jurássico, de Reativação Sul-Atlântica (Cretáceo-Paleogeno) e de estabilidade moderna (Neogeno-Quaternário).

A influência dessas estruturas é marcante dentro da área de estudos, seja nos terrenos do embasamento ou nas coberturas fanerozóicas, podendo as mesmas serem reconhecidas no alinhamento sistemático do relevo e da drenagem.

A Bacia Sedimentar do Paraná (BSP)

Apesar de ter sido relativamente bem estudada, a Bacia Sedimentar do Paraná ainda dá margem para diferentes interpretações a respeito das condições que levaram a instalação dessa sinéclise. Segundo Milani et al. (1994), os episódios orogenéticos ocorridos na margem continental de Gondwana propiciaram a instalação deste sistema deposicional;

“(...) a flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada continente adentro a partir da calha de antepaís desenvolvida na porção ocidental do Gondwana foi interpretada como tendo sido um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná”.

Outros autores, no entanto, propuseram mecanismos diferentes para o mesmo fato, como Fúlfaro et al. (1982), que sugerem que um conjunto de calhas aulacogênicas orientadas segundo a direção NW-SE teriam sido as precursoras da sedimentação cratônica. Zalán et al. (1990), apesar de discordarem dessa proposição sugerindo que a instalação da sinéclise estaria ligada à contração térmica que teria sucedido os fenômenos tectono-magmáticos do Ciclo Brasileiro, não negligenciam a importância destes falhamentos, interpretando-os como zonas de atividade por onde extravasaram os eventos magmáticos em grande escala ocorridos no Jura-Cretáceo.

Fato é que esta área, desde o Ordoviciano-Siluriano passou por diferentes estágios deposicionais e denudacionais que culminaram no arranjo tectono-estratigráfico encontrado atualmente, recobrando o ainda controverso Cráton do Paranapanema.

Situada na borda nordeste da bacia, borda esta que “*parece representar um limite deposicional original, o que é sugerido pela natureza persistentemente arenosa das diferentes unidades sedimentares naquele domínio*” (Milani et al., 1994), a área de estudos compreende rochas da Supersequência Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) composta por sedimentos continentais com rochas ígneas associadas depositadas em bacia geneticamente ligada a fraturas interiores produzidas por esforços distensivos (bacia tipo IF) segundo a classificação de Kingston (1983 apud Milani et al., 1994).

Tratam-se de arenitos eólicos da Formação Botucatu sotopostos aos derrames basálticos da Formação Serra Geral, recobertos por sedimentos cretáceos. Turner et al. (1994) situam o início desses derrames em 137,4 Ma e seu encerramento em 128,7 Ma com base em datações radiométricas Ar-Ar. Nardy et al. (2002) situam o auge deste magmatismo entre 133 e 130 Ma, além de reunirem evidências de que o mesmo teria migrado da porção sul à norte da bacia, de modo que, estando a área em questão próxima ao limite norte da referida bacia, deve ter sido preenchida por esses derrames em estágio mais recente por volta de $131,7 \pm 0,7$ Ma e $132,3 \pm 0,7$ Ma (Renne et al., 1992). A porção norte da bacia se difere da sul ainda pela quantidade de TiO_2 presente nos derrames (Bellieni et al. 1986; *apud* Milani et al. 1994). Estes autores pontuam ainda que os derrames encontrados na porção norte da bacia do Paraná são correlativos temporalmente aos da bacia africana do Etendeka.

Regionalmente há a ocorrência ainda de pacotes sedimentares mais antigos, como os arenitos das formações Pirambóia e Aquidauana reportados por Fiori & Landim (1980) com ocorrência desde Monte Santo de Minas até a região de Cássia com a presença de *sills* de diabásio intercalados (Machado, 2005).

Freitas (1956) faz menção à ocorrência de sedimentos conglomeráticos de cor roxa nos arredores da vila de Peixoto (limite sul da área de estudos) “*dispostos em inconformidade sobre o quartzito sericitico da série de Minas e seguido por um siltito de cor vermelho tijolo*” e que de acordo com análises sedimentológicas não se correlaciona com as formações reportadas na literatura para a região, sendo provavelmente provindos de sedimentação piedmontana, sob clima quente e úmido. O autor sugere que esta deposição teria sido Triássica ou pós-Triássica.

O Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) e a deposição do Grupo Bauru

Outro fator de grande relevância na compreensão do contexto geológico em que está inserida a área de estudos é o Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) com a instalação das províncias alcalinas associadas, especialmente as ocorrências de Catalão, Patrocínio, Araxá e Tapira. Almeida (1983), em estudo de síntese sobre essas ocorrências na Plataforma Sulamericana, observa que as coincidências espaciais e cronológicas entre os eventos de abertura do Atlântico Sul nas distintas fases da reativação Wealdeniana, e o magmatismo instalado no interior continental da placa permitem associar ambos eventos sendo o magmatismo intraplaca reflexo dos esforços que levaram à fragmentação de Pangea.

Hasui e Haralyi (1991) salientam que este evento resultou na separação entre as bacias do Paraná (Bacia Bauru) e São Francisco e que ao mesmo estão ligadas intrusões alcalinas, ultramáficas e intermediárias, com carbonatitos e kimberlitos associados, configurando uma província alcalino-kimberlítica com auge de sua atividade no Cretáceo Superior. A ascensão gerou embaciamentos laterais, onde se desenvolveram as depressões estruturais de Uberaba e Patos de Minas. Entre as intrusões alcalinas há que se ressaltar a de Tapira (IAT) pela sua proximidade da área de estudos. Este soerguimento teria sido também o responsável em parte pela sedimentação das Formações Itaqueri e Marília, representantes do Grupo Bauru, na porção sudoeste do Alto Paranaíba. Outras interpretações a respeito deste evento o associam à passagem

de uma pluma mantélica ao longo de um importante lineamento NW-SE durante o Cretáceo Superior (Araújo et al. 2001, *apud* Batezelli, 2003)

A Bacia Bauru é formada por coberturas suprabasálticas constituídas por seqüência sedimentar continental com magmatismo alcalino associado, que se desenvolveu por subsidência termomecânica no Cretáceo Superior (Fernandes 1992). A instalação desta bacia está ligada a movimentos descensionais lentos, como resposta à enorme sobrecarga gerada pelos extensivos derrames basálticos que capeiam a BSP. A esta fase são seguidas reativações diversas de estruturas regionais que demarcaram os limites da bacia, sendo que a principal delas está associada ao evento magmático alcalino SAP. A partir deste momento há o desenvolvimento de um sistema de leques aluviais adentrando cada vez mais a bacia, relocando materiais das bordas soerguidas rumo ao interior da mesma. É dentro deste sistema que devem ser compreendidas as coberturas suprabasálticas encontradas na área de estudos, assinaladas como Formação Marília pelo mapa geológico do Estado de Minas Gerais (Heineck et al., 2003).

A figura 4 traz um modelo do ambiente deposicional no qual estes sedimentos foram retrabalhados a partir do Cretáceo na zona de influência do SAP que compreende a Serra da Canastra, de acordo com a proposição de Fernandes (1992).

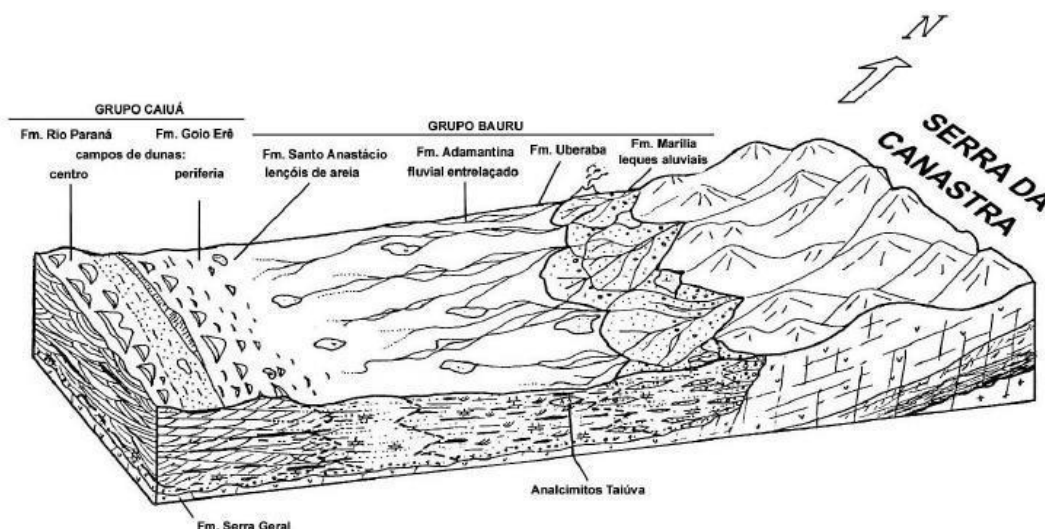


Figura 4 – Modelo de sedimentação das unidades cretáceas a partir da Serra da Canastra na zona de influência do SAP (conforme Fernandes, 1992)

A Formação Marília consiste de uma sequência de arenitos calcíferos, conglomerados e paraconglomerados carbonáticos, calcários homogêneos, brechas carbonáticas e lamitos, depositados em sistema de rios entrelaçados, na porção mediana a distal de leques aluviais (Fernandes & Coimbra 2000). Alves & Ribeiro (1999) assinalam ainda que esta deposição tenha se dado sob condições de clima quente seco a levemente úmido

Ao período de magmatismo mais intenso que culminou no SAP e proporcionou a redistribuição dos sedimentos continentais preenchendo a Bacia Bauru, teria se seguido grande aquiescência tectônica, o que propiciou o desenvolvimento do extenso pedimento denominado Superfície Pratinha por Almeida (1964, 1983) que estaria nivelando as “chaminés alcalinas”. Outras proposições geomorfológicas associaram este ciclo ao que gerou a Superfície Sulamericana (King, 1956), ou Japi (Almeida, 1964). De acordo com o atual entendimento deste ciclo erosivo, os sedimentos gerados foram depositados primeiramente nas áreas deprimidas imediatas e posteriormente atingiram áreas mais remotas contribuindo para a última fase de deposição na sequência estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná. As coberturas suprabasálticas são divididas por Fernandes & Coimbra (2000) em duas fases de deposição, sendo a primeira sob trato de sistema desértico e a segunda sob trato de sistema fluvio-lacustre advindo de NW, aonde o Soerguimento do Alto Paranaíba teria importante contribuição como área fonte. Batezelli (2003) corrobora esta interpretação através da reconstrução dos paleofluxos e análise estratigráfica a nível regional, e pontua ainda que outros soerguimentos em escala local teriam contribuído para o preenchimento da bacia.

A respeito da contribuição das rochas alcalinas na sedimentação da Bacia Bauru, Gravina et al. (2002) concluem através de análises de difratometria de raios-X e de análise química de rocha total com foco na presença de argilominerais e ETRs que essas rochas formaram parte substancial dos sedimentos que compõem a Formação Uberaba, e possuem menos participação na deposição da Formação Marília, essa com maior contribuição dos basaltos e arenitos da BSP. Este fato atesta que a área de ocorrência da BSP cobria uma porção maior, atingindo a região que fora soerguida durante o SAP, o que sugere que os limites da BSP encontrados na área de estudos sejam erosivos e não deposicionais. Da mesma maneira Fernandes (1992) afirma que, apesar de haver resquícios das coberturas originais da Bacia Bauru no topo dos espigões regionais, o

soerguimento ocorrido nas bordas durante o Cenozóico atuou no sentido de dissecar o limite deposicional da mesma, de modo que os atuais limites são igualmente erosivos.

Os eventos acima descritos compõem o quadro geológico encontrado na área de estudos. Apesar de haver mapeamentos geológicos detalhados (1:50.000) em partes da área e adjacências (Simões, 1995; Sousa 2001; Damázio, 2002; Silva 2003) o produto mais completo que abrange toda área ainda é o mapeamento da CPRM (2003) em escala 1:1.000.000. A figura 5 ilustra como a área é apresentada nesta escala e justifica a necessidade de que um trabalho em maior detalhe seja apresentado para melhor compreensão da área e discussão dos resultados. Este mapa foi elaborado através de dados vetoriais obtidos do sistema Geobank da CPRM (2003).

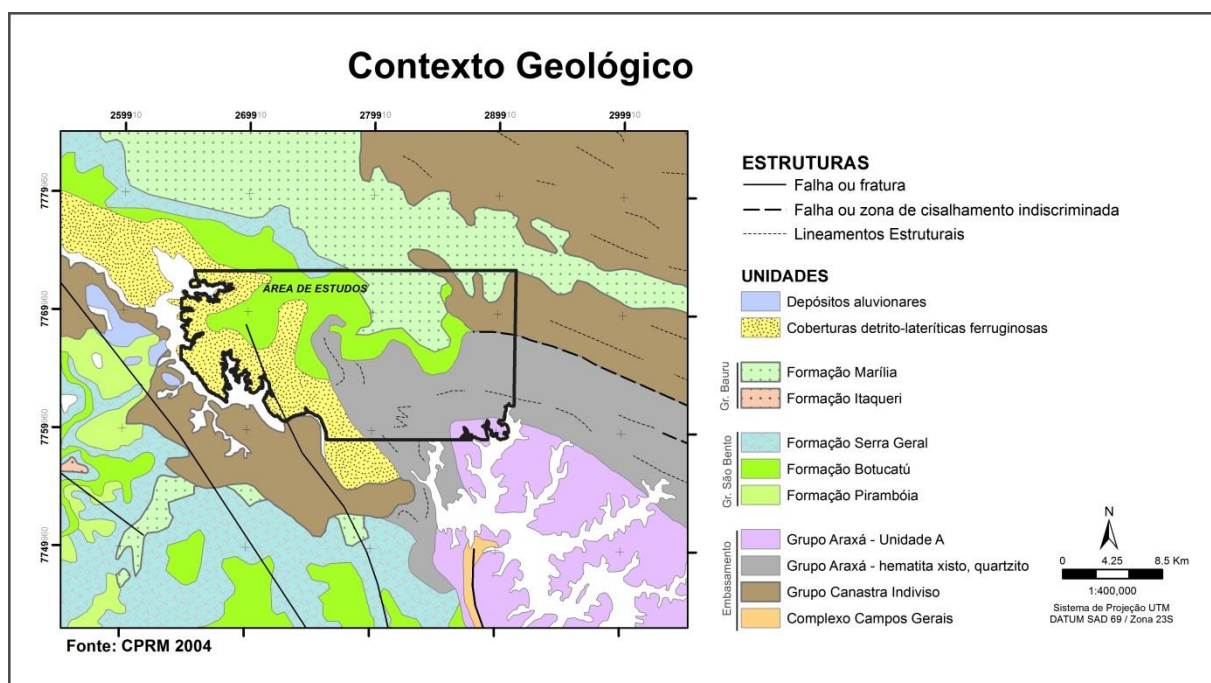


Figura 5 – Mapa Geológico modificado de CPRM (2003)

O mapa geológico apresentado indica o padrão geral de distribuição das unidades litoestratigráficas na área de estudos e suas adjacências. É possível notar a estruturação regional com sentido NW das litologias da FBM, representadas pelos grupos Araxá e Canastra recobertos pelas rochas ígneas e sedimentares da BSP (Formações Serra Geral, Botucatu e Pirambóia a oeste da área, já no estado de São Paulo). As coberturas cretáceas do Grupo Bauri (predominantemente Fm. Marília) recobrem tanto as litologias da BSP quanto as da FBM, capeando inclusive a Serra da Canastra, onde são encontradas as maiores altitudes a nível regional. É possível perceber que o

sistema de drenagem do Rio Grande já dissecou completamente a sequência deposicional da BSP em seu curso, estando o mesmo assentado sobre litologias da FBM neste trecho. Uma porção considerável da área foi designada como Coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas na margem direita do Rio Grande, mas o mapeamento em menor escala realizado neste estudo mostra um detalhamento maior destas superfícies. Outras unidades presentes no mapeamento apresentado pela CPRM (Heineck et al. 2003) com ocorrência mais restrita incluem rochas arqueanas do Complexo Campos Gerais e Depósitos aluvionares cenozoicos.

4.3 - Contexto Geomorfológico

A área de estudos se encontra na porção noroeste da folha SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, do Projeto RADAM (Brasil, 1983c). De acordo com este levantamento, a área está inserida no limite entre os Domínios Morfoestruturais “Bacia e Coberturas Sedimentares do Paraná” e “Remanescentes de Cadeias Dobradas”, sendo o primeiro representado pelos “Patamares Cuestiformes Orientais da Bacia do Paraná” e o segundo pela “Serra e Patamares da Canastra”. Enfoque semelhante nas morfoestruturas foi dado pelo Mapa de Relevo do Brasil (IBGE, 2009) que posiciona a área no compartimento dos “Cinturões Móveis Neoproterozóicos” separando os crátons do São Francisco e Amazônico e as “Coberturas Fanerozóicas da Bacia do Paraná” recobrando o cráton do Paranapanema.

A partir de um enfoque mais centrado nas formas de relevo do que em suas relações genéticas, há a proposta de compartimentação elaborada pelo Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC, 1982), em escala 1:1.000.000, para o Diagnóstico Ambiental daquele estado que traz as unidades “Serra da Canastra” e “Depressão do Rio Grande” como componentes da área de estudos. A novidade aqui é a delimitação da unidade “Depressão do Rio Grande”, correlativa com a “Depressão Periférica Paulista”, e que traz a noção da importância deste sistema de drenagem para o processo de recuo erosivo das camadas areníticas e basálticas da BSP sendo importante na compreensão da evolução da linha deuestas característica da unidade “Planaltos da Bacia do Paraná”.

A figura 6 ilustra o mapeamento da CETEC (1982) com foco na área de estudos.

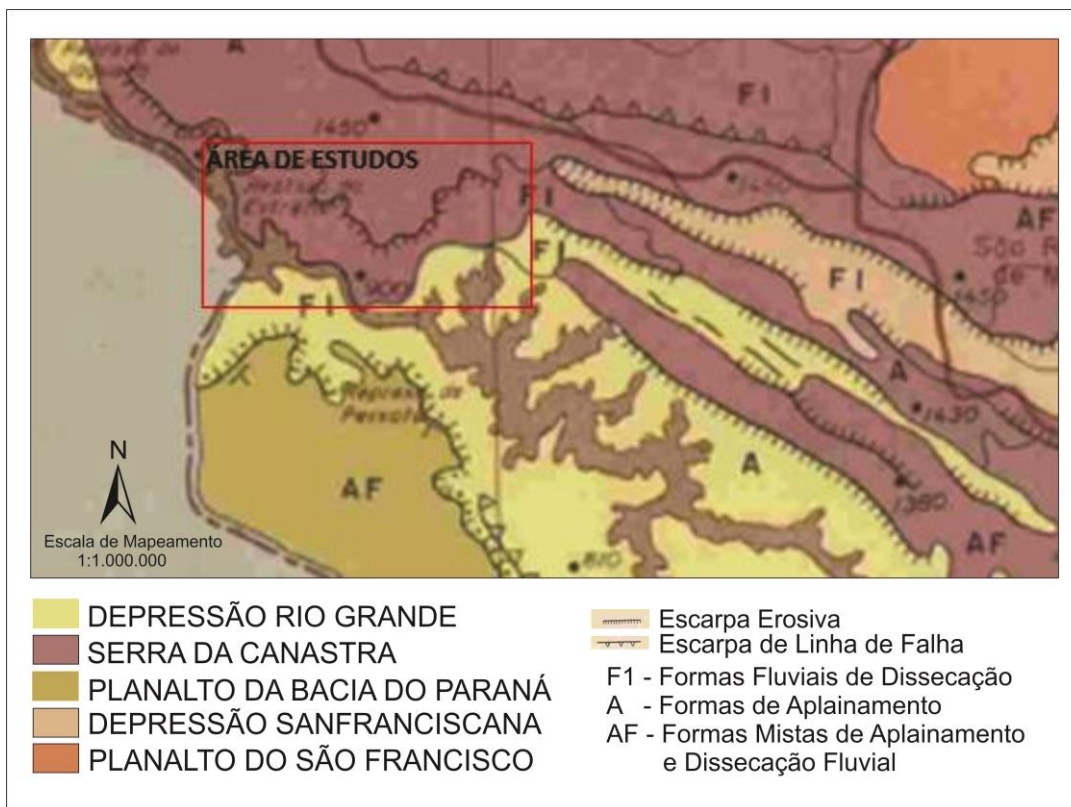


Figura 6 – Contexto Geomorfológico de acordo com CETEC (1982)

Por se situar em uma região que marca a transição entre dois compartimentos geomorfológicos importantes dentro da plataforma brasileira, no divisor de bacias hidrográficas de expressão continental (São Francisco e Paraná), a área de estudos comporta terrenos relativamente bem estudados possuindo diversas propostas de compartimentação geomorfológica e abordagens acerca da sua evolução.

A oeste do Rio Grande o relevo foi forjado nas litologias da BSP com ocorrências vulcano-sedimentares dos grupos São Bento e Bauru e estratos sub-horizontais suavemente inclinados rumo ao epicentro da bacia a WNW. Neste contexto, o relevo apresenta uma conformação em patamares estruturais individualizados por linhas de cuestas. Um desses patamares que tem grande expressividade na estruturação do relevo no nordeste paulista é o Planalto de Franca, feição que, de acordo com as observações de Ab'Saber (1975) e Almeida (1964), foi crucial no estabelecimento da ocupação humana e na formação dos núcleos urbanos na região.

Já a margem leste deste rio, em especial na Serra da Canastra propriamente dita, o arcabouço litológico é constituído por metassedimentos dobrados e falhados, configurando um quadro estrutural complexo. Este quadro funciona ao mesmo tempo como um importante agente na escultura do relevo, através da impressão de suas feições na paisagem e como uma evidência do ambiente tectônico no qual este sistema foi gerado e remodelado durante sucessivas fases de reativação. A mesma configuração litológica e estrutural pode ser encontrada nos patamares inferiores, onde estão localizados os leitos das drenagens mais expressivas pela margem direita do Rio Grande na área aonde as unidades da BSP já foram completamente dissecadas.

O limite mais evidente entre essas duas unidades nos arredores da área de estudos é o próprio vale do Rio Grande, apesar da presença de coberturas fanerozoicas remanescentes pela sua margem leste que se constituem em importantes feições geomorfológicas, como os chapadões da Zagaia e dos Bugres e a Serra de Sete Voltas.

A figura 7 ilustra a posição da área de estudos com relação às feições geológicas e geomorfológicas mais relevantes para a compreensão da evolução e compartimentação geomorfológica a nível regional; a Serra da Canastra, o Planalto de Franca e as chapadas da Canastra aqui representadas pelo Chapadão da Zagaia. Foram destacados ainda os limites das feições geológicas *Nappe* de Passos e a Intrusão Alcalina de Tapira (Domo de Tapira), discutidas no item anterior.

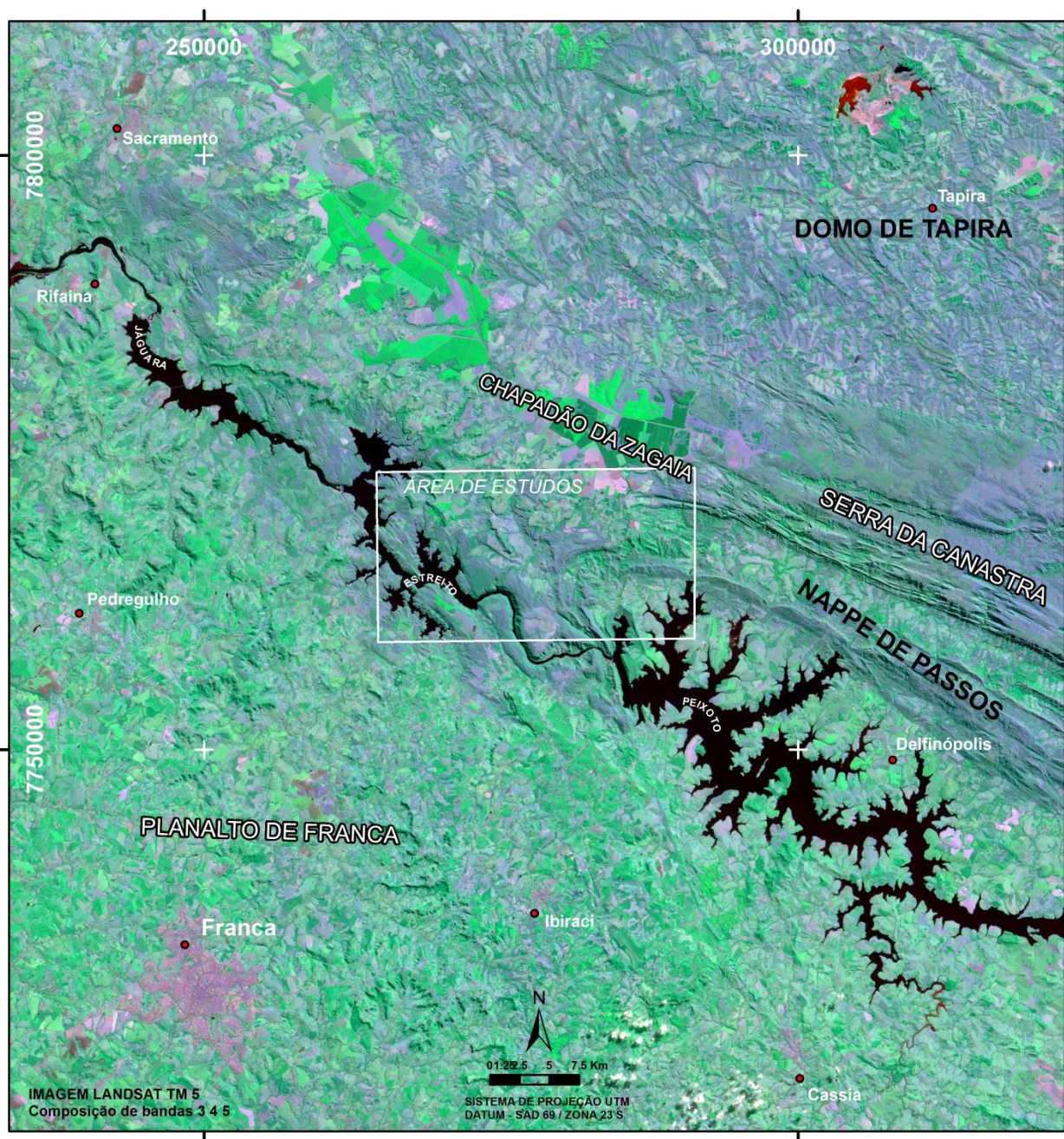


Figura 7 – Principais feições geomorfológicas e geológicas a nível regional.

A Serra da Canastra constitui uma importante feição dentro da compartimentação do território nacional. A origem destes terrenos está ligada à configuração de um orógeno antigo já bastante dissecado, que dá razão a um relevo apalachiano típico, marcado pela alternância entre camadas pré-cambrianas expostas e dobradas e coberturas remanescentes associadas a diferentes estágios de agradação e denudação a que foi submetida essa região.

Além de estar situada no interflúvio das bacias hidrográficas do Paraná e São Francisco, esta serra marca ainda o limite entre planaltos distintos, que têm sido interpretados como antigas superfícies de erosão, sem que haja ainda um consenso a respeito dos ciclos que as geraram. A este respeito, Almeida (1964) sugere a existência de uma superfície de aplainamento a algumas dezenas de quilômetros a NE, a qual denomina Superfície Pratinha que seria cronocorrelata à sua Superfície Japi, ou Superfície Sulamericana na proposição de King (1956). Brasil (1983c) reconhece a natureza dessas superfícies como um aplainamento em nível regional, porém não sugere a correlação com nenhum evento proposto na literatura. Saadi (1993) por sua vez, se aproveita de uma abordagem em nível estadual para o território de Minas Gerais para estender a correlação de Almeida (1964) a respeito da Superfície Pratinha aos planaltos da Serra da Canastra, associando ao ciclo Sulamericano as superfícies de cimeira dos chapadões da Zagaia, do Diamante e da Babilônia, denominações locais dos três blocos de relevo que compõem a referida serra.

Barbosa (1956) enfatiza a posição da Serra da Canastra como divisora dos “*penneplanos do alto rio Grande e do alto Paranaíba*” além de corresponder ao “*limite setentrional da Serra Geral e o contraforte do maciço de Poços de Caldas*”.

Mais recentemente, Rodrigues (2002), em trabalho a respeito dos impactos da ocupação humana e mudanças no uso do solo na bacia do Rio Araguari, afluente do Rio Grande que tem suas nascentes na Serra da Canastra, caracterizou a geomorfologia da mesma como composta por “*blocos falhados e alteados em relação ao relevo regional, compreendendo uma superfície bordejada por escarpas com mais de 300 metros de desnível, alinhada aproximadamente a NW-SE*”. Este autor atribui a ausência de um manto intempérico mais espesso ao longo de toda serra, caracterizado morfologicamente pela “*grande ocorrência de afloramentos rochosos, lajedos e matacões visíveis nas vertentes*” à associação de baixas temperaturas (advindas de efeitos topográficos) com um rápido escoamento superficial resultando em uma taxa menor de intemperismo químico:

“O sistema hidrológico desta unidade é marcado por um rápido escoamento superficial, que aumenta rapidamente a descarga dos canais fluviais. A umidade permanece por pouco tempo no solo, devido à pequena profundidade deste e por suas características areno-cascalhentas. As condições topográficas propiciam baixas temperaturas, que associadas à baixa permanência da água em superfície, não permite um intenso

intemperismo das rochas. Este fato, explica a grande ocorrência de afloramentos rochosos, lajedos e matacões visíveis nas vertentes. (Rodrigues, 2002)”

Apesar da interpretação do autor vir de encontro à afirmação de Novais (2011) de que “*o clima na região do Triângulo Mineiro e Serra da Canastra varia de Tropical Semi-Úmido com chuvas de verão (...) passando pelo Tropical de Altitude e apresentando até alguns traços de Subtropical nas regiões altas do Planalto de Araxá e na Serra da Canastra (p.21)”*, o que atesta os efeitos da topografia no clima local, e que por sua vez influencia no modelamento da paisagem, nos parece que em seu conjunto, as formas da Serra da Canastra e adjacências apresentam características mais marcantes de uma evolução recente sob clima quente e úmido (ou semi-úmido). É importante pontuar ainda que esta grande ocorrência de afloramentos, lajedos e matacões visíveis nas vertentes, que na verdade é um reflexo das altas declividades existentes na referida serra, possui relação estreita com as características litológicas e estruturais do arcabouço geológico, mais especificamente das rochas metamórficas dobradas e fraturadas que a sustentam. Neste sentido, Passarela et al. (2010) apresentam uma caracterização geomorfológica desta unidade com um maior enfoque em tais características:

“Associado às camadas inclinadas, este compartimento resulta em padrões de relevo moderadamente a levemente assimétricos. Associam-se a cristas alinhadas de rochas quartzíticas ligeiramente assimétricas, que denunciam esta inclinação dos estratos, no caso marcados pela forma aproximadamente tabular das camadas e, em nível de afloramento, pelo bandamento composicional (quartzo-mica) presente nas rochas”.

Estes autores observam ainda que a durabilidade dos quartzitos diante de processos erosivos faz com que estas rochas estejam associadas a relevos positivos. Na área de estudos estes relevos são manifestados como cristas alinhadas em que é “*possível reconhecer a inclinação dos estratos pela observação dos traços dos contatos entre as camadas (...) formando estruturas do tipo hogbacks*” (Passarela et al., 2010)

Pela margem oeste do Rio Grande, já no estado de São Paulo, predominam os terrenos fanerozóicos da Bacia Sedimentar do Paraná. Estes terrenos já foram abordados dos pontos de vista geológico e geomorfológico por diversos autores, que teceram considerações a respeito da posição dos mesmos dentro da Plataforma Brasileira, dentro do estado de São Paulo, através de propostas de compartimentação estadual, e dos terrenos da borda nordeste da bacia como representativa de um limite deposicional.

A primeira abordagem sistemática do relevo paulista foi efetuada por Moraes Rego (1932, apud Almeida, 1964). Desde então outras compartimentações foram propostas entre elas a de Monbeig (1949), Almeida (1964), IPT (1981) e Ross & Moroz (1997) à medida que se aumentava a discussão e o conhecimento a respeito da evolução geomorfológica das feições encontradas no estado. Em termos gerais, no entanto, a divisão do estado entre 5 zonas principais (Costeira, Cristalina ou Planalto Atlântico a leste e Planalto Ocidental a oeste, estando estes amplos planaltos separados por uma depressão do tipo periférica e um limite escarpado do tipo Cuestas) foi mantida ao longo destas novas propostas com exceção da mais recente delas (Ross & Moroz, 1997) na qual as cuestas são consideradas como um limite entre zonas e não com uma zona em si. Dessa maneira, pode se afirmar que as principais diferenças entre estes trabalhos são em termos de limites entre as zonas, natureza e origem das superfícies e fatores de menor escala que puderam ser progressivamente mais detalhados com o incremento das técnicas e dos estudos a nível local. Além disso, o enfoque e a compreensão dos processos envolvidos na formação do relevo e do modo como estes têm variado ao longo do tempo geológico trouxeram diferentes, mas nem sempre divergentes, considerações à compreensão do relevo paulista em termos de evolução e compartimentação.

A porção nordeste do estado, por exemplo, foi reconhecida desde os estudos pioneiros como uma intercalação entre o expressivo planalto francano sendo bordejado pela depressão que corta o estado na direção NW-SE e que evolui lateralmente a partir dos vales das drenagens mais expressivas na região, como o Pardo, Sapucaí e o Grande. A exemplo do que acontece nas outras áreas do estado em que há o contato entre estas zonas, é observado um limite de patamares cuestiformes, festonados e controlados pela alternância litológica característica do ciclo deposicional superior do Grupo São Bento.

Almeida (1964) traz a discussão para a importância dos “fundamentos geológicos” para a constituição destes relevos e os apresenta em um contexto de ciclos de aplainamento pré- e pós- a deposição do Grupo Bauru (Cretáceo Superior), que recobre os chapadões e sustenta um relevo ligeiramente plano, o qual favoreceu o estabelecimento dos sítios urbanos na porção nordeste do estado. Os arenitos cretáceos estariam desfeitos em relevos colinosos a partir do entalhamento das drenagens internas ao compartimento, mas nas que afluem para os rios da borda do estado,

em especial o Grande, teriam gerado *vales profundos, como os profundos vales basálticos, em forma de canyon, que configuram as furnas de Pedregulho e Buritizal* (Almeida, 1964).

Ab'Saber (1975), além de propor uma compartimentação geomorfológica para a região de Franca, chama a atenção para a complexidade ali encontrada, advinda do fato de se constituir em uma região de transição do ponto de vista geomorfológico, pedológico, ecológico e também com relação ao histórico de povoamento. Segundo este autor, no entanto, o que mais chama a atenção é a importância desta área de transição do ponto de vista ecológico.

Para o autor a história ecológica da região é marcada por matas de encostas colinosas que interpenetram os cerrados existentes nos planaltos. *“Essas matas possuem o formato de folhas em planta e sua evolução está ligada à erosão fluvial remontante sobre os planaltos, que cria relevos de borda semimamelonizados”*.

E prossegue *“na realidade, porém, as coisas são bem mais complexas, já que houve uma evolução integrada de paisagem, em que a ligeira mamelonização, a pedogênese florestal e as matas caminharam penecontemporaneamente com a dissecação fluvial remontante.”* (Ab'Saber, 1969)

O quadro traçado pelo IPT (1981) para a região de Franca é de uma região de borda de cuestras, na qual o reverso constitui o planalto homônimo, configurado em “morros arredondados” e “colinas médias”. As escarpas que limitam esse planalto (front das cuestras) são do tipo “escarpas festonadas” com a presença regular de morros testemunhos e a região interior imediata à drenagem do Rio Grande constituída por relevos mais monótonos denominados “colinas amplas”. Este quadro é interpretado como ligado à forte atuação dos agentes denudacionais nessa região, com atividade suficiente para formar vales bastante escavados e morros testemunhos com até 100 metros de desnível. Não há, no entanto sugestão alguma a respeito da causa dessa atividade denudacional intensa que não seja o próprio trabalho da drenagem consequente no reverso das cuestras e obsequente ao longo da Depressão do Rio Grande.

No mais recente estudo sobre o relevo do estado de São Paulo, Ross & Moroz (1997) se utilizam das caracterizações anteriormente propostas para essa região, porém trazem a compartimentação sob uma perspectiva diferenciada, focada nos conceitos de morfoescultura e morfoestrutura. Dentro dessa perspectiva a região nordeste do estado de São Paulo estaria dentro

da unidade morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná, numa zona de predomínio do Planalto Centro Ocidental, bordejado pela Depressão Periférica (morfoesculturas).

Perdoncini (2003), a partir de informações geomorfológicas, sedimentológicas e estruturais da região de Franca, fornece subsídios para uma melhor compreensão do quadro evolutivo e tectono-sedimentar da mesma desde o Mesozóico. A autora conclui que, apesar de a dissecação do relevo e erosão diferencial terem sido cruciais para o desmantelamento das serras e da Superfície Sulamericana, dados morfotectônicos e estruturais evidenciam a atuação de processos tectônicos do Mesozoico e Cenozoico gerando superfícies soerguidas, abatidas e basculadas. A autora afirma ainda que este quadro tectônico favoreceu a dissecação das depressões centrais e que a partir de uma atividade ainda vigente, neotectônica, condiciona a evolução morfogenética, de modo que a orientação do relevo e da drenagem são compatíveis com as direções estruturais, juntas e falhas predominantes a NW, NE e subordinadamente NNW. A esse respeito Bartorelli (2005) reúne diversos indícios de que o sudeste brasileiro passou por uma fase de reorganização fisiográfica associada a “*movimentos de epirogênese positiva generalizada e remobilização tectônica de blocos*” com máxima intensidade no limite entre o Plioceno e Pleistoceno.

Deste modo é possível traçar para esta região um quadro em que estão combinadas uma atividade intempérica intensa, resultante do clima tropical úmido a semi-úmido instalado desde o final da última grande glaciação (últimos 9000 anos) (Suguio & Sallun, 2005) e atividades crustais que favoreceram o desenvolvimento das linhas de erosão ao longo de estruturas mais antigas que passaram por diferentes estágios de reativação e que reorganizaram a paisagem e influíram na sua evolução recente.

4.4 - Superfícies de Aplainamento no Sudeste Brasileiro

King (1956), reconhece 5 ciclos de aplainamento no Brasil ocidental, denominados ciclo Gondwana (Cretáceo Médio), Pós Gondwana (Cretáceo Superior), Sulamericano (Paleógeno), Velhas (Neógeno) e Paraguaçu (Quaternário). Estes ciclos teriam dado origem à amplas superfícies que nivelam a topografia no sudeste brasileiro. De acordo com a visão deste autor estes ciclos foram interrompidos por episódios de instabilidade tectônica ocorridos nos limites entre o Cretáceo Superior e Inferior, Paleógeno e Neógeno e Plio-Pleistoceno, com expressiva

atividade durante o Quaternário. Dentro da área de estudos a superfície Gondwana teria sido aquela que nivelou os topos dos derrames basálticos, por sobre a qual foram depositados os arenitos do Grupo Bauru durante o ciclo Sulamericano aquele de maior expressividade dentro das paisagens percorridas pelo autor.

King (*op. cit.*) afirma ainda que parte da Superfície Sulamericana (SSA) seria um retrabalhamento da Superfície Gondwana, de modo que certas áreas teriam sido afetadas por dois ciclos de aplainamento subsequentes. Este fato pode ser observado na área de estudos onde não há a presença das “areias cretáceas” recobrimdo os basaltos, seja pela ausência de deposição ou pela dissecação destes depósitos durante os ciclos Velhas e Paraguaçu. A superfície Sulamericana é marcada ainda pela presença generalizada de crostas lateríticas e espesso perfil de alteração, preservados em muitos testemunhos regionais.

O ciclo Velhas corresponde ao ciclo instalado no Paleógeno que alcança seu nível de base durante o Neógeno. Esta superfície não atinge o aplainamento, sendo caracterizada por relevos suaves ondulados situados em posição topográfica inferior às chapadas do ciclo Sulamericano. A presença de inselbergs, isolados ou em grupos se elevando sobre esta superfície indica que este ciclo teria sido responsável pelo desmantelamento das formas associadas ao ciclo Sulamericano. A este respeito, o autor chega a usar como exemplo a região em que está inserida a área de estudos ao observar que as vertentes dos vales regridem em direções opostas aos eixos dos mesmos, atuando desta maneira na dissecação do restante do planalto anterior. *“Deste modo, muito comumente as vertentes do ciclo Velhas destroem rapidamente as chapadas do ciclo Sulamericano (...) como acontece muito em São Paulo e no oeste Mineiro, onde o aplainamento devido ao Ciclo Sulamericano foi reduzido a um planalto dissecado pelos tributários do Rio Grande”* (King, 1956, p 12-13). De ocorrência mais restrita, especialmente em áreas mais distantes da zona costeira, a superfície Paraguaçu, de idade Pleistocênica é caracterizada por terraços elevados e vales escarpados mais recentes, especialmente na Bahia e nas proximidades da Serra do Mar.

As contribuições de Almeida (1964) a essa questão se dão principalmente com relação à identificação e caracterização das mesmas e de elementos que caracterizam intervalos de quietude e atividade crustal. Adotando uma postura claramente mais cautelosa, este autor afirma que seria *“premature discutir a origem de tais superfícies, pelo risco de resvalar-se para o*

perigoso domínio da fantasia” optando o mesmo por dar-lhes nomes geográficos sem conotações genéticas. Na avaliação deste autor, um grande ciclo de aplainamento teria se instalado no Terciário Médio dando origem as superfícies Japi e Pratinha, posteriormente correlacionadas e tratadas somente como Superfície Japi, sobre a qual são encontrados espessos mantos lateríticos. Este autor observa que nos arredores da cidade de Pratinha – MG esta superfície, que se estende até a presente área de estudos na forma dos Chapadões do Bugre e Zagaia, “*trunca em bisel a borda dos derrames basálticos, ao mergulhar por baixo da cobertura Bauru a oeste de Araxá*” e reforça ainda que este aplainamento atinge não só os topos dos derrames Serra Geral, como também litologias do grupo Canastra com características heterogêneas (Almeida, 1964). Este ciclo atribuído ao Terciário Médio é reconhecido ainda por Ab’Saber (1962) que atribui esta idade a sua superfície das Cristas Médias.

As principais propostas posteriores tratando do tema da origem e idade das superfícies de aplainamento no Brasil assumiram a nomenclatura atribuída por King (1956), diferindo deste autor essencialmente no posicionamento cronológico das mesmas, como em Braun (1970) que considera o ciclo Velhas de idade quaternária, em oposição à proposta original em que neste período teria se desenvolvido o ciclo Paraguaçu e Valadão (1998) que estende o ciclo Sulamericano até o Plio-Pleistoceno, dividindo-o em três estágios diferentes denominados Sulamericano e Sulamericano I e II.

4.5 - Propostas Evolutivas para a Região

A evolução da discussão envolvendo aspectos geológicos, geomorfológicos e paleoclimáticos em todo sudeste brasileiro pautada pelo uso de técnicas que permitiram por um lado a datação mais precisa de elementos da paisagem e por outro a identificação e caracterização dos mesmos forneceu subsídios para que pudessem ser propostos modelos evolutivos para diferentes partes do território.

Perdoncini (2003), por exemplo, avalia a evolução tectono-sedimentar na região de Franca a partir da deposição do Grupo Bauru no Cretáceo Superior, associada ao Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP). Essa autora reconhece níveis de deposição conglomeráticos aos quais associa a dissecação da Superfície Sulamericana durante o ciclo Velhas ao longo do Mioceno. Terraços aluviais abandonados mais jovens, encontrados em diferentes níveis nas vertentes do

Planalto de Franca teriam sido formados a partir da instalação da drenagem no Pleistoceno-Holoceno. Sequência semelhante é reconhecida por Janoni (2007) em trabalho sobre a região da Alta Mogiana Paulista, ligeiramente a sul do Planalto de Franca. Este autor posiciona a formação da superfície Sulamericana e de seus depósitos lateríticos associados no Paleoceno, a cerca de 55 Ga. A esta época teria se seguido um momento de instabilidade tectônica no início do Mioceno que instalaria um novo ciclo de aplainamento (Velhas), com nova formação de lateritas em níveis inferiores. Nesta região, o autor reconhece ainda vestígios do ciclo mais jovem de aplainamento reconhecido por King (1956), o ciclo Paraguaçu que teria se instalado após um período de soerguimento no Pleistoceno.

Um modelo mais pormenorizado foi proposto por Martins et al. (2004) para a região do Distrito Federal. Apesar da distância geográfica entre esta região e a atual área de estudos, a proximidade entre as mesmas em termos geológicos e climáticos em larga escala permite a comparação entre as mesmas. Segundo os autores, a região do DF passou por períodos de instabilidade tectônica durante o Cretáceo Médio e Superior que desnivelaram a superfície Pós-Gondwana em diferentes patamares. A formação das lateritas encontradas na área estaria associada à instalação do ciclo Sulamericano sob um regime climático mais úmido que o anterior que se instala desde o Paleoceno ao Mioceno Inferior. O Mioceno atravessa ainda duas mudanças consideráveis nos padrões climáticos com a volta a condições de maior aridez após o Mioceno Inferior, responsável pela denudação dos depósitos lateríticos e da própria SSA, e uma retomada dos processos de lateritização com a instalação de um novo período úmido que prevalece do Mioceno Médio ao Plioceno até que no Plioceno Superior episódios tectônicos passam a favorecer a dissecação das superfícies residuais. O Quaternário teria sido marcado pela alternância entre ciclos mais curtos de erosão e pedogênese. Uma novidade na proposta destes autores é a constatação da importância de processos de etchplanação no desenvolvimento dessas paisagens, atestada por indícios da presença de duas frentes de erosão, uma superfície e outra em subsuperfície em consonância com o modelo evolutivo de Budel (1982) para as paisagens tropicais.

Bartorelli (2005), versando sobre esta evolução ao longo da BSP, sugere que houve um grande ciclo de aplainamento durante o Paleógeno, com atuação dos processos de lateritização concentrados no Eoceno e com períodos de instabilidade nos limites entre o Paleógeno e

Neógeno e, dentro do Neógeno, entre Mioceno e Plioceno. O Quaternário seria caracterizado pela intensificação de atividade tectônica com diversos indícios de rearranjo de drenagem. Uma grande síntese dos processos tectônicos ocorridos no sudeste brasileiro desde o Pré-Cambriano é feita por Hasui (2010) com foco no papel destes eventos para a estruturação geológica e geomorfológica regional. Ao se analisar a cadeia de eventos reconhecidos por Hasui (op cit) desde o limite entre Cretáceo Superior e Inferior com o SAP e a instalação da Bacia Bauru e desenvolvimento da SSA, tem-se um cenário de soerguimento regional no limite Paleógeno-Neógeno, que se segue a uma estabilidade tectônica relativa com ausência de magmatismo e afeiçoamento do relevo interrompido apenas por episódios neotectônicos pontuais reconhecidos especialmente a partir do Holoceno.

Com base em dados de termocronologia por traços de fissão em apatita, Hackspacher et. al (2007) sugerem que a borda do cráton do São Francisco teria passado por intenso soerguimento associado a eventos de magmatismo alcalino como o SAP, que teria se estendido por todo Paleógeno, mas que a partir do Eoceno diminui em intensidade com o resfriamento de todo conjunto, o que favorece a formação das crostas lateríticas. A partir do Mioceno, um novo ciclo de soerguimento associado à dinâmica andina teria atuado na reativação de falhas sob regime tectônico compressivo, com o escalonamento de superfícies de erosão.

Com uma abordagem mais global a respeito da evolução das paisagens tropicais no continente sulamericano, Thomas (1994) fornece elementos importantes para a compreensão dos eventos em larga escala, especialmente de ordem climática ocorridos desde o Cretáceo, época na qual segundo este autor começam a se delinear a maior parte das feições que vemos hoje. Durante o Cretáceo Médio o clima teria passado por um período termal máximo que durou pelo menos entre 120 e 90 M.A, com os oceanos polares livres de gelo o que levou a transgressões marítimas em várias áreas do globo. Este clima, além de mais quente, possuía uma sazonalidade mais acentuada que a atual. No final do Cretáceo há a instalação de um clima tropical úmido na América do Sul e África que propiciou a formação da maior parte das couraças lateríticas que, durante o Paleógeno, já passam a ser desmanteladas. Um aumento significativo das condições frias ocorre no Eoceno e perdura até o Mioceno. Este autor observa ainda que a circulação atmosférica moderna só é realmente estabelecida após a consolidação de alguns eventos como a fragmentação de Gondwana, o estabelecimento das cadeias de montanha modernas e das calotas

polares da Antártica e do Ártico. Durante o Quaternário o padrão das oscilações climáticas é melhor conhecido, apesar de haver uma discordância ainda a respeito do quanto deste período passou por interglaciais quentes e úmidos, com estimativas variando de 10% a 50% .

Por fim há que se ressaltar o trabalho elaborado nos arredores da atual área de estudos acerca da evolução geomorfológica do Chapadão da Zagaia (Vasconcelos, 2011). De acordo com este autor, o Cretáceo Superior é marcado por episódios de soerguimento que alçam a SSA e favorecem sua denudação, o que seria atestado pela presença de quartzitos e filitos do Grupo Canastra preservados em altos topográficos. Os processos de lateritização teriam ocorrido principalmente no intervalo entre o Paleoceno e Oligoceno Inferior, com a instalação de um clima quente e úmido na região, o que induz ao início do processo de etchplanação (evolução de uma frente erosiva em subsuperfície com a instalação de um regime mais úmido) e coluvionamento das bordas do planalto. Este período incluiria ainda um episódio de soerguimento no Eoceno, em acordo com a proposição de outros autores (figura 8). .

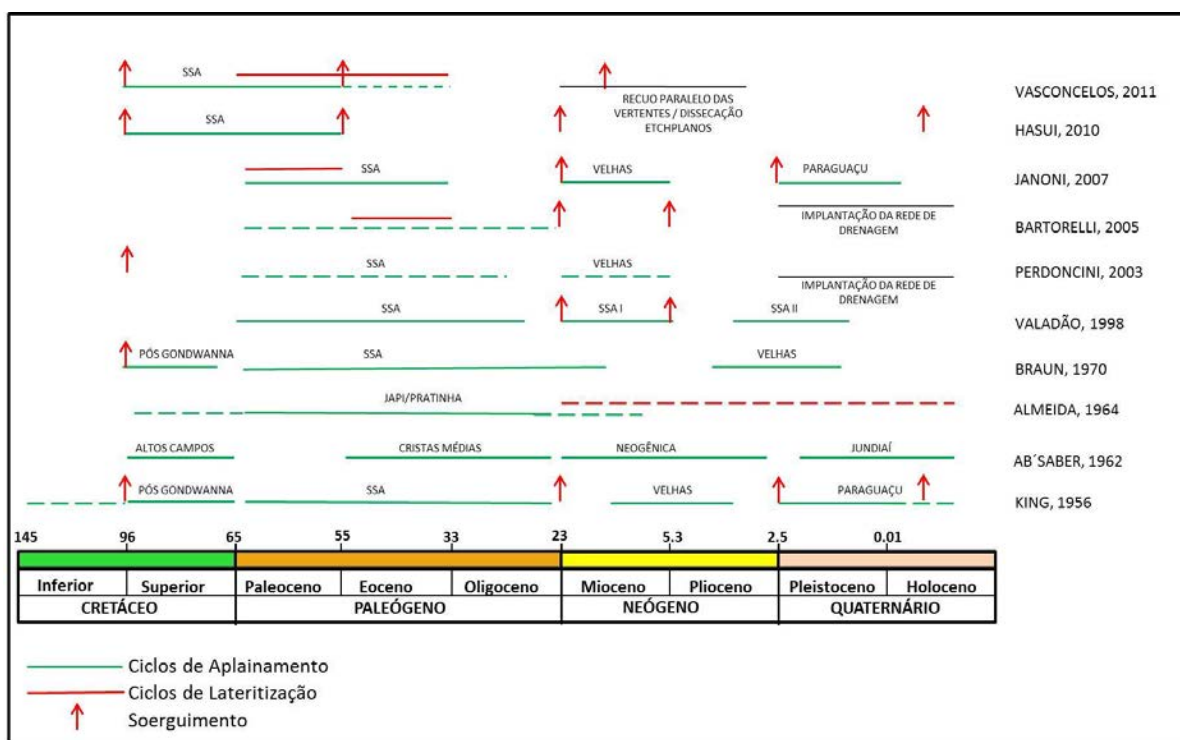


Figura 8 – Propostas de evolução geomorfológica a nível regional

A transição para um regime predominantemente frio e seco no Mioceno Médio passa por um período de estabilidade tectônica no intervalo entre Oligoceno Médio e Mioceno Inferior marcado pela presença de solapamentos. Segundo este autor, o Mioceno Médio é caracterizado ainda pelo início da dissecação dos etchplanos com a incisão de drenagens em lineamentos estruturais e recuo paralelo das vertentes até o Plioceno Inferior quando passa a ser configurada a “*etchsuperfície de alta declividade*” encontrada ainda hoje e formada sob regime climático frio e seco com intervalos úmidos. Estes lineamentos estruturais estariam associados a falhas, que modificam o quadro de estabilidade e que inclusive foram reconhecidas na área de estudos

5 – RESULTADOS

5.1 - INTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS

Os produtos gerados a partir do campo magnético anômalo para a área de trabalho, analisados nas escalas local e regional, revelaram diferentes aspectos de grande utilidade na compreensão do quadro estrutural e fechamento do mapa geológico. A imagem da amplitude do sinal analítico, por exemplo, permitiu a delimitação precisa da ocorrência das litologias da BSP e da Intrusão Alcalina de Tapira, uma vez que essas feições apresentam forte contraste na amplitude do sinal analítico, o que facilita sua identificação de imediato frente aos terrenos circunvizinhos pertencentes ao embasamento. A presença de feixes de anomalias magnéticas, mostrando diferentes *trends* em cada uma das imagens, permitiu que fossem identificadas estruturas em diferentes profundidades e com diferentes assinaturas, nem sempre evidentes na paisagem.

A imagem da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo evidencia estruturas geológicas menores e mais rasas com pouca expressão. Da mesma maneira, o Mapa do Campo Magnético Total indica a existência de estruturas E-W pouco evidentes nos demais produtos aeromagnéticos. Por essa razão, a análise destes produtos foi feita independentemente e só depois de extraídos os dados foram integrados e comparados com as feições do relevo. Para isso foi feita uma comparação entre os lineamentos extraídos de todos os produtos, o Modelo Digital de Elevação (MDE) da área e a rede hidrográfica. Os resultados mostraram uma compatibilidade alta entre as estruturas evidenciadas nos produtos geofísicos e àquelas evidentes na paisagem.

A figura 9 mostra o espectro de informações extraídas das imagens aeromagnéticas, em comparação com um modelo sombreado do relevo na área de estudos.

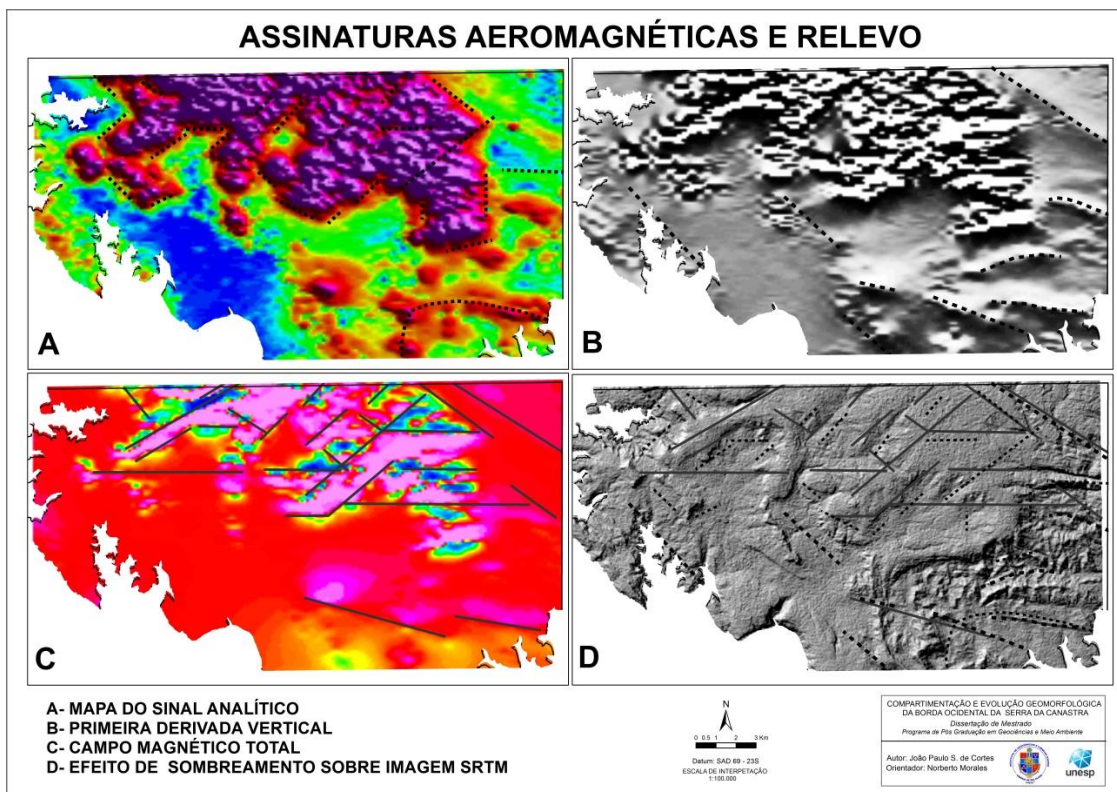


Figura 9 – Assinaturas Aeromagnéticas e Relevo Sombreado. As imagens A, B e C apresentam os produtos aeromagnéticos interpretados. Uma síntese dos dados extraídos é representada sobre um modelo digital de elevação (MDE) sombreado em D, para que sejam explicitadas as estruturas que são e as que não são concordantes com feições do relevo.

Os produtos advindos da gamaespectometria demonstraram ser de grande utilidade para estudos geomorfológicos uma vez que expressam as condições das camadas superiores, muitas vezes emitindo sinais de solos e superfícies de alteração. Ao se considerar estes sinais em superfícies de alteração é necessário ter em mente que apesar de haver uma perda geral nas taxas dos três radioelementos considerados, da ordem de 20-30% (Dickson & Scott, 1997), as perdas de potássio geralmente são mais expressivas devido à própria natureza volátil deste elemento (IAEA, 2003). Essa perda depende de diversos fatores, entre eles a natureza da rocha parental e o contexto geomorfológico que vai influenciar no tipo de processo de alteração atuante (Wilford, Bierwirth & Craig, 1997).

O mapa da contagem total foi útil para delimitação dos diferentes domínios radiométricos permitindo definir com grande precisão, por exemplo, a extensão da sedimentação cretácea do Grupo Bauru na área de estudos. Os mapas de K Percentual e Razão U-Th auxiliaram na correta delimitação da abrangência dessas coberturas, uma vez que sinais semelhantes mostrados pela

Contagem Total apresentaram respostas diferentes nestes outros canais, o que foi verificado em campo e confirmou a existência das coberturas especialmente sobre a Serra de Sete Voltas, acima da cota 1200. A alta prevalência do sinal do tório, verificada na imagem ternária K-Th-U nas porções topograficamente mais altas e planas do terreno remete à baixa mobilidade deste elemento. Este sinal, no entanto se torna mais evidente no mapa da Contagem Total.

O aumento do sinal para a faixa do urânio nas bordas das coberturas e sob os topos de platôs mais rebaixados em relação às mesmas indica a presença dos basaltos tanto em condições de quebra do relevo quanto sustentando relevos mais suavizados, uma vez que na área de estudos estas rochas são as maiores fontes deste elemento. A presença de sinais entre o urânio e o tório menos intensos em determinadas regiões, indica áreas de deposição de colúvios advindos da degradação progressiva dos planaltos da BSP, o que foi confirmado em campo e está expresso no relevo na forma de trechos mais suavizados, como a bacia de colmatação que corresponde ao compartimento F3 do Mapa de Compartimentos Geomorfológicos (Anexo 2). Dessa maneira, as imagens gamaespectométricas foram úteis também para compreensão de processos em curso ligados à evolução atual do relevo.

Com relação aos terrenos do embasamento, as respostas são bastante variadas. Wellman (1995) observa que a intensidade magnética aumenta com o grau metamórfico e que em litologias de fácies xisto-verde ou de menor grau metamórfico, como as da área de estudos, é possível se obter sinais evidentes do acamamento deposicional, enquanto em terrenos de alto grau, o que sobressaem são os padrões de fraturamento. Dessa maneira, é possível interpretar as diferentes colorações e intensidades como representativas de diferentes litologias dentro deste complexo arcabouço geológico. Os quartzitos do Grupo Canastra, por exemplo, aparecem claramente definidos por uma quase ausência de sinal espectral, enquanto a unidade Aa de Simões (1995) (ver Anexo II), onde predominam muscovita-xistos, apresenta uma resposta marcante na faixa do potássio (figura 10 d), reflexo da prevalência de muscovita nessa unidade. Vale salientar que por ser um elemento altamente móvel, o potássio não reflete sinais em terrenos muito alterados, de modo que um alto sinal está normalmente associado a áreas em que o elemento está presente na rocha sã a pouco alterada como nas litologias da unidade Aa mencionadas acima.

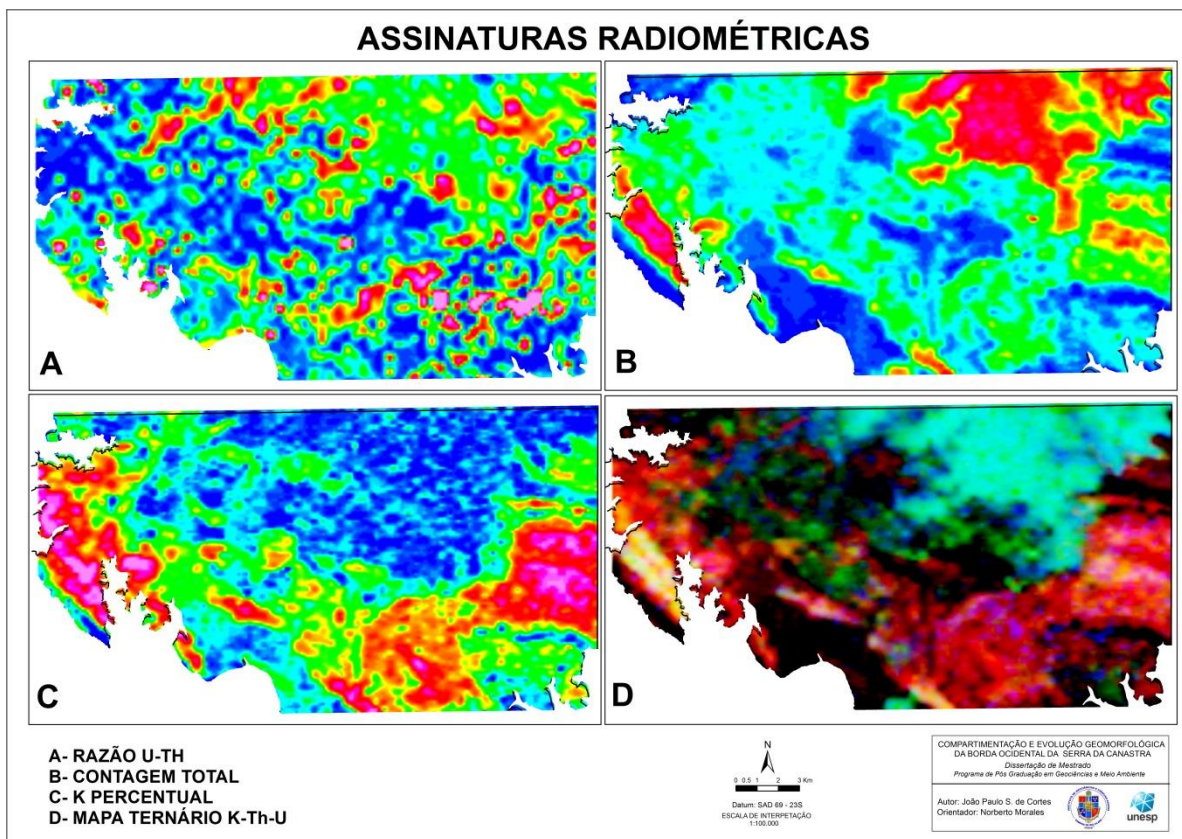


Figura 10 – Assinaturas Radiométricas A- Razão U-Th – Os valores anômalos mais expressivos identificados nesta imagem (vermelhos) tratam-se de afloramentos de basaltos. Ao longo da Serra de Sete Voltas, aonde há a presença do Grupo Bauru estes valores estão distribuídos ao longo de drenagens enquanto que nos topos topograficamente inferiores da BSP, estão distribuídos onde os basaltos estão expostos em superfície. B - Contagem Total – Ideal para identificação de grandes domínios, essa imagem individualiza bem os limites de deposição do grupo Bauru (vermelhos no topo da imagem) assim como separa quartzitos e xistos dentro dos terrenos pré-cambrianos. C – K percentual – Essa imagem evidencia aonde estão distribuídos os maiores valores de K dentro da área de estudos. É possível separar os terrenos mais dissecados (em azul) daqueles que possuem altos teores, devido ou a um baixo estado de alteração da rocha parental rica neste elemento, como os muscovita-xistos, ou por representarem terrenos agradacionais recentes. D – Mapa Ternário K-Th-U – Esta imagem apresenta uma ampla gama de informações úteis para os estudos geomorfológicos. Além de sintetizar muitas das informações citadas acima, traz novas como as zonas de colúvio, expressa pelo verde mais escuro nas bordas dos platôs da BSP.

A extração dos dados dos produtos magnetométricos e radiométricos foi sucedida por uma etapa de integração, considerando feições do relevo e o padrão de drenagem encontrado na área. A partir dessa análise, feita nas escalas local e regional, foi possível separar a área regionalmente em 3 domínios de lineamentos geofísicos distintos, dos quais 2 possuem expressão direta dentro da área de estudos.

O primeiro dos domínios (D1) compreende os lineamentos encontrados nas litologias do embasamento (Grupos Araxá e Canastra) e tem direção predominante NW-SE, em acordo com a disposição do canal do Rio Grande e outras estruturas marcantes no relevo, como a *Nappe* de Passos e a própria Serra da Canastra. Essa é a direção ainda de expressivas zonas de falha, como a de Cássia e seu provável prolongamento a norte que separa os domínios tectônicos interno e externo (Simões & Valeriano, 1990) na altura da Serra de São Gerônimo (compartimento geomorfológico PCg1). Subordinadamente há a presença de lineamentos NE-SW que controlam o posicionamento dos tributários de maior ordem do Rio Grande. Borges & Drews (2001), com base em informações geofísicas, sugerem que no contexto da Bacia Sanfranciscana este conjunto represente estruturas mais profundas, ligadas a contatos, falhas e dobramentos no embasamento. É marcante ainda a presença de estruturas arqueadas (verificadas também pelas medidas de foliação colhidas em campo) no limite norte da *Nappe* de Passos.

O domínio D2 corresponde ao padrão observado nas litologias da BSP. Em nível regional e local é possível perceber que os lineamentos nas rochas da BSP possuem direção preferencial NE-SW discordante com o padrão no domínio D1 (lineamentos de direção NW-SE) encontrados subordinadamente dentro deste conjunto mais jovem, o que sugere que estas estruturas também seriam mais jovens que as de NW-SE que marcam bem o conjunto Neo-Proterozóico. A direção E-W é apontada, sobretudo pela imagem do Campo Magnético Total dentro da área de ocorrência da BSP. Essa direção é observada no relevo pelo alinhamento dos quartzitos da Serra do Cemitério (compartimento PCi1) e por alinhamentos de drenagem especialmente na altura dessas feições refletidos também na dissecação dos planaltos da BSP. Hasui (2010) sugere que esta direção está associada a um evento tectônico transcorrente, ligado à movimentação da Placa Sul-Americana a partir do Neógeno. Interpretação semelhante desta direção foi feita por Zalán (1990) ao correlacionar tais lineamentos com estruturas de fundo oceânico.

Lineamentos N-S são menos constantes mas parecem controlar segmentos localizados nos limites da BSP, como no trecho que marca o extremo leste de sua ocorrência dentro da área de estudos na Serra de Sete Voltas. Por estarem associados a limites erosivos, estes lineamentos são bem marcados nos produtos gamaespectométricos, mas também aparecem nas imagens do Sinal Analítico e da Primeira Derivada Vertical.

O domínio D3 ocorre a norte da área de estudos sob marcada influência da Intrusão Alcalina de Tapira (IAT). Os lineamentos aqui assumem o padrão de uma elipsoide centrada na própria intrusão. Na altura da mesma há uma transição relativamente brusca entre lineamentos NW-SE na porção sul, como extensão do domínio D1 e um grande aumento na frequência de feições E-W a norte. Os lineamentos identificados neste domínio expressam um forte controle estrutural na configuração da bacia do Rio Araguari. Este domínio não apresenta grande representatividade dentro da área de estudos.

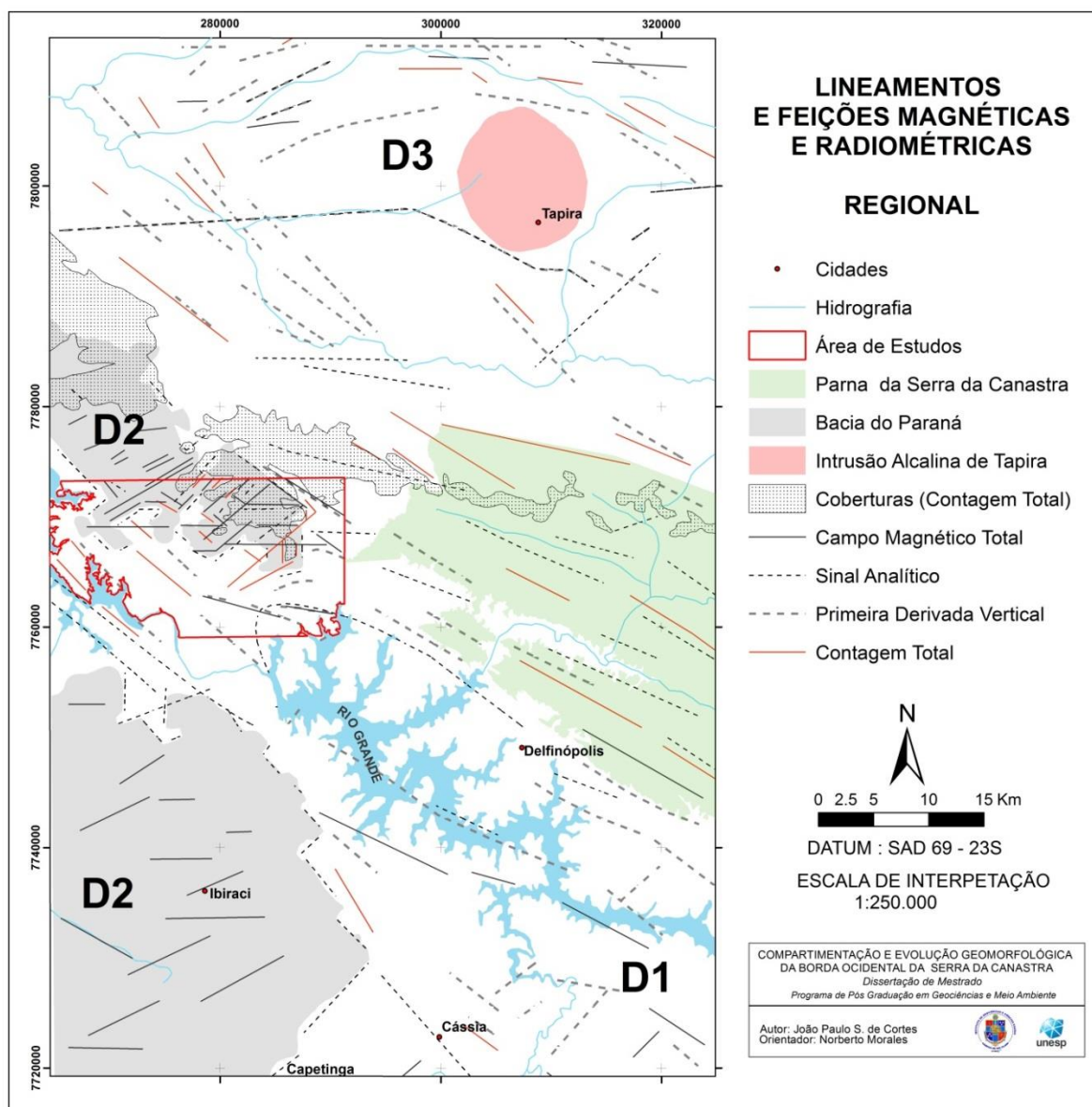


Figura 11 – Mapa de Lineamentos e Feições Magnéticas e Radiométricas - Regional

A figura 11 apresenta o mapa com a interpretação dos lineamentos em escala regional explicitando a ocorrência dos diferentes domínios de lineamentos.

O mapa de feições magnéticas e radiométricas em escala regional mostra que os domínios de lineamentos manifestados no embasamento D1 e D3, perfazem as porções sul e norte da área respectivamente. O domínio D1 corresponde ao padrão mais antigo marcado nas litologias do embasamento, com predominância de feições de direção NW-SE (Valeriano et al. 2004). A Intrusão Alcalina de Tapira gera na região um padrão de lineamentos elíptico centrado no corpo intrusivo (D3). Este evento, assim como os outros associados que integram o SAP, possuem marcada influência na evolução do relevo a partir daquele momento, uma vez que é modificada a dinâmica estrutural a nível regional, alterando os processos denudacionais e deposicionais. O domínio D2 apresenta uma estruturação mais complexa do ponto de vista da variedade de direções de lineamentos presentes.

Por meio da análise do mapa de Lineamentos e Feições Magnéticas e Radiométricas em nível local, é possível notar que as litologias da BSP apresentam feições nas direções NE-SW, NW-SE e E-W, nessa ordem de frequência. A figura deixa evidente ainda que há, na área de estudos, um forte controle da drenagem por parte dessas estruturas. Vale lembrar que se tratam de feições rasas e profundas em subsuperfície, muitas delas sem nenhum indício evidente na paisagem. O fato da drenagem estar condicionada a este padrão, no entanto, atesta que a evolução do relevo, na forma das frentes preferenciais de denudação responde a tais estruturas de modo que os vales das principais drenagens que dissecam os planaltos da BSP estão dispostos nessas direções, assim como os divisores resultantes o que acaba gerando também um controle positivo do relevo. A figura 12 ilustra a análise em escala local da área de estudos realçando a influencia deste padrão.

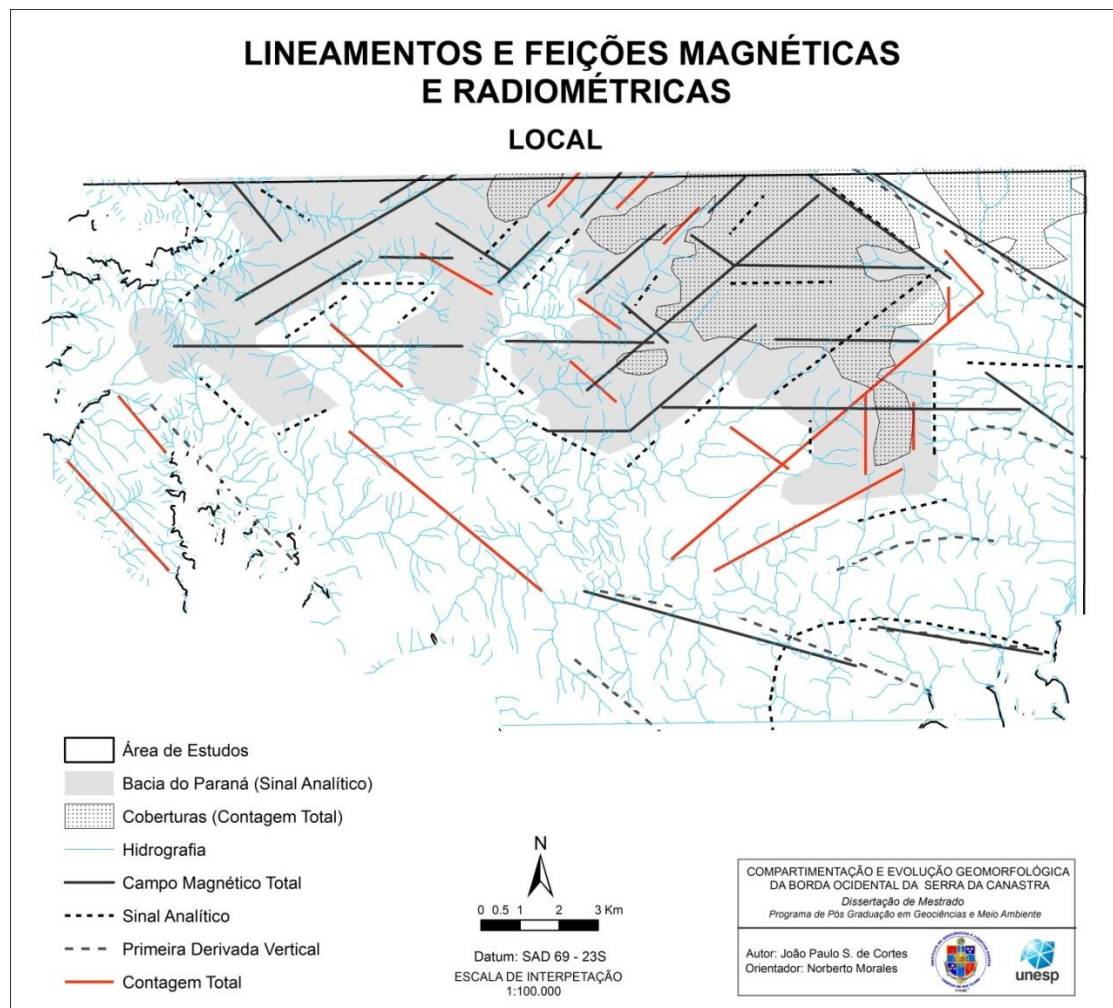


Figura 12 - Mapa de Lineamentos e Feições Magnéticas e Radiométricas - Local.

5.2 - MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES GEOLÓGICAS

O mapa geológico da área de estudos foi elaborado a partir da integração de dados previamente coletados (Simões, 1995), das informações extraídas dos produtos aerogeofísicos e de dados coletados em campo. O mapa (Anexo 1) apresenta as seguintes unidades: litologias pertencentes à Faixa Brasília Meridional, Bacia Sedimentar do Paraná e Coberturas Recentes e Depósitos Residuais. Os níveis dos Depósitos Residuais (detritico-lateríticos) são representado no perfil topográfico do Anexo I.

5.2.1 - Litologias do Embasamento Pré-Cambriano

Este conjunto contempla as litologias dos Domínios Tectônicos Interno e Externo da Faixa Brasília Meridional (Simões & Valeriano, 1990) representadas pelos grupos Araxá e Canastra respectivamente. A estratigrafia do Grupo Araxá, segundo Simões (1995), contempla a *Nappe* de Passos. Os limites entre as unidades foram adequados à escala do presente trabalho, uma vez que dados coletados em campo foram condizentes com as descrições feitas pelo autor. As áreas adjacentes às mapeadas por Simões (op.cit) foram extrapoladas com base em dados de campo.

Unidade Aa – As rochas dessa unidade são caracterizadas principalmente por sua granulação fina, predominam muscovita-xistos compostos basicamente por muscovita e quartzo (Luvizotto, 2003). A presença de intercalações métricas de quartzitos (**Aaq**), apesar de não tão expressiva dentro da unidade no contexto da *nappe* como um todo, é bastante significativa dentro da área de estudos uma vez que estas intercalações sustentam altos topográficos marcante, como a Serra do Boqueirão, com o relevo marcando grandes dobras. Os xistos estão associados a um relevo suave ondulado que engloba as porções mais rebaixadas do relevo.

A unidade apresenta contatos tectônicos com as litologias do Domínio Externo (Grupo Canastra) através de zonas de empurrão, como no contraforte da Serra da Gurita na porção centro-leste da área de estudos, onde ocorre o limite entre a *Nappe* de Passos e os quartzitos do Gr. Canastra formando a Serra do Cemitério. Simões (1995) discute a complexidade dessa zona de contato, caracterizando-a como uma *melangé* tectônica com a presença inclusive de litotipos de outras unidades fortemente milonitizadas..

Luvizotto (2003) observa que o contato com a unidade Ab é transicional caracterizado pelo aumento da frequência de camadas de quartzito em direção ao topo da Unidade Aa. Sua distribuição é ampla pelas porções central e leste da área de estudos.

Zanardo (1992) e Simões (1995) reportam ainda a presença de intercalações métricas de biotita-clorita-xistos associadas a lentes de mármore. Luvizotto (2003), no entanto interpreta este último conjunto como uma unidade metassedimentar distinta “representada não só por micaxistos finos, semelhantes aos da Unidade A, mas também por intercalações de formações ferríferas bandadas e silexitos” (Luvizotto, 2003 p.67). Simões (1995) indica ainda a presença de

sinformais e antiinformais associados a diferentes estágios deformacionais, além de falhas marcando os contatos com as unidades adjacentes (Ab, Ac e Ad).

Unidade Ab – Esta unidade é composta por quartzitos puros e micáceos intercalados em camadas métricas, sendo que predominam os quartzitos micáceos, cinza claros, de granulação fina. Os quartzitos puros apresentam granulação fina a média e coloração branca. De acordo com Luvizotto (2003), tais rochas são compostas basicamente por cristais de quartzo recristalizados, podendo ou não haver a presença de pequenos cristais de opacos dispersos na rocha. É possível que apresentem ainda bandamentos milimétricos a métricos marcados pela alternância de bandas claras mais quartzosas e escuras ricas em minerais pesados (magnetita, ilmenita, zircão e turmalina), podendo indicar vestígios de um acamamento sedimentar reliquiar.

Na área de estudos esta unidade é representada pelas camadas mais internas da Serra da Gurita, que representa o flanco norte da Rampa Lateral de Capitólio (Santos & Simões, 2009). Estas camadas encontram-se sub verticalizadas de modo que os topos das mesmas formam cristas alinhadas de grande expressão. A oeste dessa feição, a mesma unidade sustenta ainda a Serra de Peixoto, uma sucessão de camadas dobradas que adentra a área de estudos pela porção centro sul formando um relevo sobressalente em oposição aos xistos da Unidade Aa que a circundam. Zanardo (1992) salienta que as camadas de quartzito podem atingir até 15 metros de espessura.

Luvizotto (2003) chama atenção ainda para o fato de haver uma grande variação na espessura das camadas dessa unidade que não poderia ser explicada apenas pela variação na atitude das camadas (espessura aparente) sugerindo que variações laterais na espessura dos estratos sedimentares à época da deposição ou truncamentos tectônicos seriam explicações plausíveis para este fato. O mesmo autor afirma que “o contato com a Unidade Ac é gradacional, marcado por intercalações de camadas de muscovita xisto, cuja frequência aumenta, até tornar-se a rocha predominante”.

Simões (1995) reconhece na Serra de Peixoto uma sinforma atribuída à fase deformacional D2, além de propor um sistema de falhas imbricando xistos da Unidade Aa por entre as referidas Serras de Peixoto e da Gurita.

Unidade Ac – Esta unidade é composta por xistos diversos, geralmente de granulação fina, especialmente muscovita-xistos e biotita-clorita-muscovita-xistos, de acordo com a

classificação de Simões (1995). Este autor reporta a presença de intercalações decimétricas a métricas de quartzitos que podem ser localmente expressivas. Na área de estudos, no entanto, prevalecem os xistos, distribuídos especialmente na base da Serra da Gurita e em uma estreita faixa margeando a Serra de Peixoto e separada da unidade Aa por falhas. São características das litologias dessa unidade textura lepidoblástica, coloração acinzentada a prateada e castanho clara quando alterados (Luvizotto, 2003). Este autor chama a atenção para o solo resultante da alteração destes materiais, de coloração ocre-avermelhada, apresentando escamas prateadas (“escamas de peixe”), representadas por placas de agregados de muscovita. Estas feições (“escamas”) também ocorrem em certos pontos da Unidade Aa.

Unidade Ad – Esta unidade é caracterizada pela presença de gnaisses com eventuais intercalações decimétricas a métricas de quartzitos e muscovita-xistos. Trata-se da primeira unidade que Simões (1995) descreve como Ciclo Depositional Superior, marcando uma mudança importante nas condições de sedimentação do Grupo Araxá, que até então apresentara essencialmente sedimentos clásticos imaturos nas camadas inferiores (Unidades Aa a Ac). Deste pacote em diante, no entanto, em direção ao topo da sequência estratigráfica, torna-se mais comum a ocorrência de metassedimentos derivados de psamitos imaturos (Luvizotto, 2003). As demais unidades do Ciclo Depositional Superior (Ae a Ai) não são encontradas na área de estudos.

Na realidade, o que se encontra na faixa estreita nos arredores da vila de Bela Mansão onde ocorre esta unidade, são gnaisses que sustentam um relevo extremamente suave, quase aplainado, em que são raras as ocorrências de afloramentos, exceto no leito de algumas drenagens e cortes de estrada. Este material, quando alterado, pode facilmente ser confundido com xistos, segundo pontua Luvizotto (2003), devido às porções muito ricas em mica. Zanardo (1992) descreve essas rochas como de textura milonítica ou blastomilonítica e acrescenta que podem ocorrer em outros pontos xistos feldspáticos, mica xistos, quartzo-xistos, além de quartzitos subordinados. Simões (1995) acrescenta ainda que podem ocorrer camadas métricas de anfíbolitos.

De modo geral, as rochas do ciclo deposicional inferior do Grupo Araxá apresentam associações metamórficas de baixo grau (fácies xisto-verde, zona da biotita e/ou da granada).

Este metamorfismo tende a aumentar no sentido inverso da sequência, já a partir da unidade Ad, aonde passam a ser mais frequentes as granadas.

Unidade Ci - Silva (2003) divide sua área de estudos, centrada na Intrusão Alcalina de Tapira (IAT), a cerca de 20 km a norte da atual área de estudos, em 4 domínios distintos denominados Norte, Sul, Leste e Oeste. O domínio Sul, que embasa o Chapadão da Zagaia pela face NE seria correlato à unidade Ci de Simões que adentra a área de estudos representada pelo alongamento da Serra do Cemitério. De acordo com estes autores, no domínio Sul predominam rochas psamíticas com feições sedimentares preservadas e metamorfismo em baixo grau (zona da clorita) e com gênese ligada a ambientes de plataforma proximal.

Na área de estudos estes terrenos são representados por quartzitos dispostos em camadas sub-verticalizadas na zona de contato com o Domínio Interno (Gr. Araxá) e intercalados com filitos esbranquiçados, muito friáveis com lentes quartzosas intercaladas. Simões (1995) caracteriza este domínio como composto por “quartzitos puros a micáceos, associados a muscovita filitos, e quartzo-muscovita filitos.

Como já discutido anteriormente o contato entre esta unidade e as litologias do Grupo Araxá (unidade Aa) entre as serras do Cemitério e da Gurita se apresenta bastante complexo, caracterizado pela ocorrência de uma *melangé* tectônica.

Unidade Cq – Caracterizada por quartzitos puros a levemente micáceos, exibindo, em geral, o contorno original do grão sedimentar ainda evidente. Localmente com estratificações cruzadas e marcas de ondas preservadas (Simões, 1995). Na área de estudos estes terrenos representam o alto topográfico que corresponde à Serra de São Gerônimo. Estes terrenos cavalgam as litologias do Grupo Araxá (unidade A) perfazendo a borda NW da *Nappe* de Passos.

A figura 13 ilustra alguns aspectos das litologias da FBM.

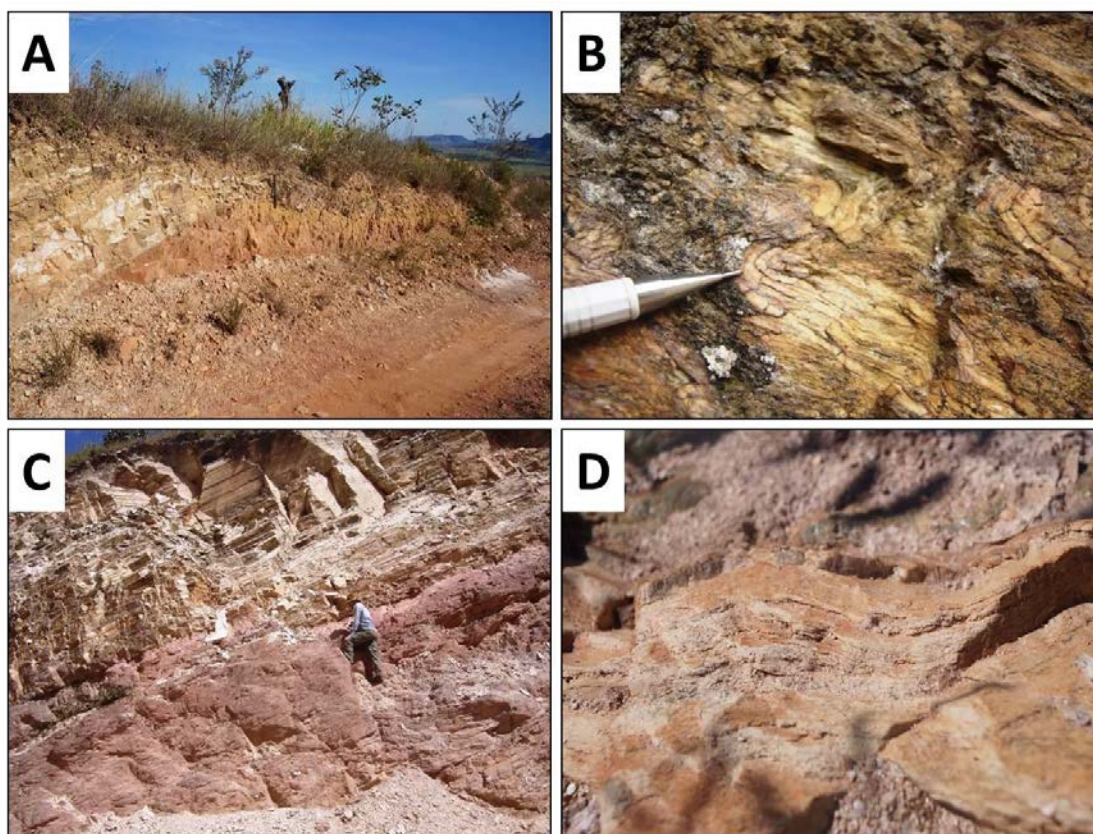


Figura 13–Aspectos das litologias pré-cambrianas - A - Afloramento em corte de estrada de quartzitos do Grupo Canastra (unidade Cq) B – Dobra centimétrica em quartzito do Grupo Araxá (unidade Aaq) C – Contato entre xistos e quartzitos da unidade Ab D – dobra em lente de quartzito na unidade Aa.

5.2.2 - Litologias da Bacia Sedimentar do Paraná

Formação Botucatu – A Formação Botucatu é caracterizada por arenitos continentais, predominantemente de origem eólica, gerados durante um grande evento deposicional em ambiente desértico, chamado de “deserto de Botucatu”. Estes arenitos, juntamente com os derrames basálticos que os capeiam e por vezes os intercalam, compreendem a Supersequência Gondwana III de Milani et al. (1994) e ao Grupo São Bento de Schneider et al. (1974) e representam o penúltimo evento deposicional de grande escala dentro da sequência estratigráfica da BSP, atribuído ao intervalo Jurássico-Eocretáceo. Trata-se de arenitos médios a finos com colorações que variam entre tons róseos e alaranjados. A alta esfericidade e o aspecto fosco dos grãos de quartzo permitem seu pronto reconhecimento em campo juntamente com a presença de estratificações cruzadas tangenciais de médio e grande porte. Caetano-Chang & Wu (1992) observam que estes arenitos possuem bons graus de seleção e alta maturidade textural. Estas

características associadas à maturidade mineralógica dos mesmos permitem a estes autores afirmar que os sedimentos que compõem os arenitos Botucatu são derivados de áreas de relevo pouco acentuado, com transporte relativamente prolongado e fortemente retrabalhados por abrasão seletiva em clima semi-árido a árido e ambiente desértico.

Na área de estudos estes arenitos se assentam diretamente sobre as litologias do embasamento possuindo espessura variada, devido ao nível deposicional irregular (paleorelevo) das camadas pré-cambrianas, mas geralmente estando entre 60 e 80 metros. Estão distribuídos por toda área de ocorrência da BSP na porção norte da área, sob os basaltos da Fm. Serra Geral, sendo que, ao longo da frente de erosão destes planaltos, onde os referidos basaltos já foram erodidos, o mesmo ocorre em superfície. No geral, no entanto, os afloramentos estão dispostos ao longo das vertentes dos planaltos da BSP. No topo destes depósitos, a alguns metros do contato com a base dos basaltos Serra Geral, ocorre uma fácies conglomerática lenticular pouco espessa, com grãos mal selecionados dispersos na matriz arenítica. Esta fácies encontra-se localmente ferruginizada e sustenta uma ligeira quebra no relevo. Milani et al. (1994) reportam a ocorrência deste tipo de fácies em camadas do topo da formação, com maior frequência na porção norte da BSP, e associa a gênese de tais depósitos a fluxos aquosos, cíclicos e torrenciais localizados a pouca distância dos “ergs” que os originaram.

Formação Serra Geral – Composta por rochas ígneas posicionadas durante o evento magmático Serra Geral ao longo de praticamente toda BSP. Esta formação engloba ainda uma complexa rede de diques e soleiras intrudidos por entre as sequências sedimentares paleozoicas. Tratam-se basicamente de basaltos toleíticos e andesitos basálticos, com quantidades inferiores de riolitos e riolacitos (Milani et al. 1994). Na área de estudos são encontradas essencialmente rochas extrusivas com textura amigdaloidal que capeiam os arenitos Botucatu, sustentando os planaltos da BSP. Estas rochas encontram-se em diferentes graus de alteração, sendo que na maioria das vezes os afloramentos apresentam-se bastante alterados dando origem a latossolos vermelhos intensamente utilizados para fins agrícolas. Em termos gerais, as camadas ígneas variam em torno dos 100 metros de espessura (estando essa espessura condicionada pela presença de estruturas como falhas, paleorelevos e exposição aos agentes intempéricos). Parte considerável deste conjunto encontra-se capeada pelos sedimentos suprabasálticos do Gr. Bauru,

na área representados pela Formação Marília. Os limites dessa unidade são muito bem marcados no Mapa do Sinal Analítico (aeromagnetometria – figura 9a)

Formação Marília – A Formação Marília é constituída por arenitos distintos, no geral mal selecionados, heterogêneos depositados em ambiente de leque aluvial, retrabalhado por rios entrelaçados com a presença de lagos efêmeros associados a calcretes em clima semi-árido (Alves et al. 1993). A idade destes sedimentos remonta ao Cretáceo Superior, sendo os mesmos advindos da erosão de terrenos soerguidos durante evento do Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1991)

Essas litologias sustentam um relevo bastante aplainado, de modo que são raros casos em que as mesmas podem ser observadas em afloramentos, situação esta que é agravada devido ao avançado estado de alteração, estando as mesmas a maioria das vezes recobertas por solos bastante espessos. De modo geral estes arenitos só puderam ser observados nas vertentes da Serra da Mangabeira, no interflúvio dos córregos da Caveira e Mexambomba. A litologia observada é composta de arenitos finos a médios, pouco consolidados, dispostos em camadas milimétricas a centimétricas, alternando entre tons róseos e beges. Próximos aos contatos com os basaltos da Formação Serra Geral, há a ocorrência ainda de estruturas amigdaloidais centimétricas na matriz arenosa e intercalações de argilominerais brancos, possivelmente caulinita, como reportado por Ribeiro (2001), por entre algumas das camadas.

Os produtos aerogeofísicos foram essenciais para a delimitação desta unidade, uma vez que a mesma apresenta um sinal radiométrico bem definido especialmente no mapa da Contagem Total. O fato deste sinal representar coberturas distribuídas uniformemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral e os quartzitos mais elevados do Grupo Canastra (unidade Ci) indica que as mesmas devem estar associadas a algum evento posterior ao magmatismo Serra Geral, ou seja, não se tratam de produtos de alteração autóctone, logo devem estar associados ao preenchimento da Bacia Bauru.

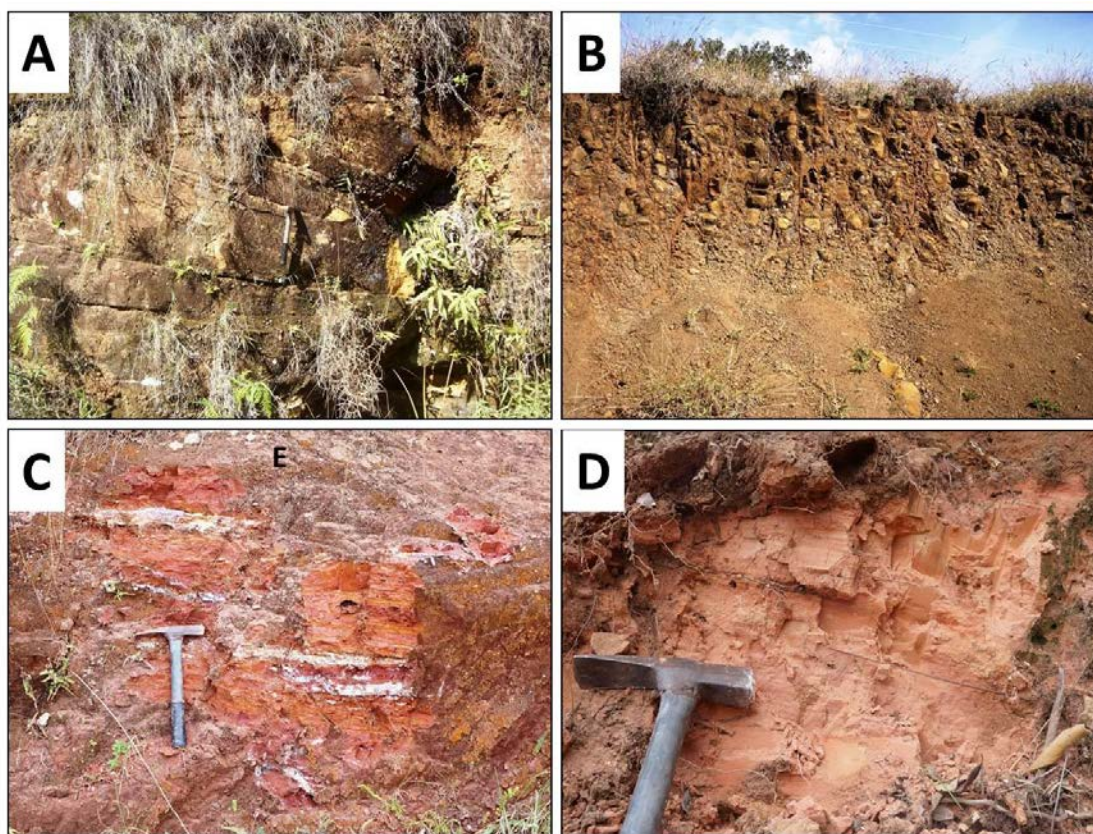


Figura 14–Aspectos das litologias fanerozóicas – A – Estratificações cruzadas de médio porte em arenitos Botucatu B – Basaltos bastante alterados aflorados em superfície C – Camada superior avermelhada nos arenitos Marília com lentes preenchidas de argilominerais D – Camada inferior de arenitos Marília finos, pouco consolidados com estratificações milimétricas.

5.2.3 - Coberturas Quaternárias

Essas coberturas estão relacionadas a processos de acumulação alúvio e coluvionares atuais e subatuais. Foram delimitados no Mapa Geológico aqueles depósitos mais expressivos definidos a partir de dados de campo, combinados com fotointerpretação e dados aerogeofísicos, especialmente os aerogamaespectométricos.

Como pode ser observado no Mapa Geológico (Anexo I), as feições de acúmulo mais expressivas ocorrem próximas às zonas de falha nos limites dos blocos baixos. A presença de falhas ou mesmo contatos litológicos condiciona ainda mudanças na dinâmica das drenagens, como no caso da bacia do ribeirão do Castelhana, que favorecem ou não a deposição de material no leito e adjacências. De modo geral, as respostas da rede hidrográfica aos aspectos estruturais

da área de estudos são muito rápidas e a distribuição destes depósitos em grande parte reflete essa dinâmica.

Em alguns pontos, como na porção rebaixada da Serra de São Gerônimo, os depósitos são de grande porte, constituídos principalmente por material areno-argiloso inconsolidado, onde predominam grãos de quartzo bem selecionados. É possível identificar níveis intermediários milimétricos mais resistentes dentro dos perfis, aparentemente indicativos de mudanças no sistema que permitiram uma ligeira silicificação de tais níveis. A origem dos materiais depositados, via de regra, pode ser ligada à erosão dos relevos positivos circundantes.

A figura 15 ilustra uma dessas áreas, com depósitos superiores a 3 metros de espessura



Figura 15 – Unidade das Coberturas Quaternárias com extensos depósitos de areia inconsolidada. Ao fundo a Serra de São Gerônimo.

5.2.4 - Depósitos Residuais

Os materiais residuais (detrítico-lateríticos) encontrados na área de estudos foram classificados de acordo com suas características e com sua posição topográfica de modo a permitir uma correlação do desenvolvimento dos mesmos com o desenvolvimento do próprio relevo. Dessa maneira, foram identificados 3 patamares de ocorrência principais denominados Patamar Concrecionário de Cimeira (PCCi), Patamar Detrítico Superior (PDS) e Patamar Detrítico Inferior (PDI).

O patamar superior do relevo, denominado de Patamar Concrecionário de Cimeira (PCCi), está distribuído pelo topo da Serra de Sete Voltas e adjacências e possui dois tipos de materiais distintos. Primeiramente é encontrado no topo um nível composto por fragmentos de materiais variados, em que predominam materiais pedogenéticos de matriz areno-argilosa envolvendo nódulos ferruginizados heterogêneos. Estes materiais apresentam distribuição heterogênea dentro de sua área de ocorrência, apesar de haver concentrações mais expressivas ao longo de quebras no relevo, indicando remobilização recente e desmantelamento da superfície original. O estado de conservação precário deste nível com relação ao nível inferior deste patamar pode ter ligação tanto com uma menor coesão do material quanto a uma maior exposição aos agentes intempéricos. De modo geral os fragmentos relativos a este nível possuem vazios irregularmente espaçados preenchidos por materiais de baixa coesão bem como nódulos envolvidos por finas camadas de argilas (cútans) que também preenchem estruturas tubulares encontradas internamente. A associação destas características com a presença de nódulos em desferruginização indica a forte influência de processos intempéricos sobre a evolução recente deste material.

Em um nível inferior dentro deste mesmo patamar, desenvolvido sobre o topo dos derrames basálticos e capeado pela base dos sedimentos da Formação Marília, encontra-se um nível concrecionário bastante expressivo de textura pisolítica (coalescência de nódulos ferruginosos) e atingindo espessuras superiores a 10 metros em perfil de verdadeiras couraças e cascalheiras. Apesar de a erosão remontante da borda da superfície erosiva a que este nível está associado degrada-lo continuamente, as amostras recolhidas em suas bordas indicam que seu caráter maciço inibe os processos erosivos em subsuperfície, de modo que o interior das mesmas

encontra-se bem preservado. Este nível está assentado diretamente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, havendo na faixa de transição a presença de horizonte plíntico típico sobrepondo a zona de alteração da rocha matriz (alterita). Nos topos dos planaltos mais rebaixados como nos morros residuais do Baú e da Porteirinha na porção oeste da área de estudos este nível já foi erodido, ocorrendo apenas depósitos dessas concreções na forma de tálus. A vegetação encontrada na área de ocorrência deste nível varia de acordo com aspectos locais da topografia entre fisionomias mais fechadas como cerradões e matas galeria nos interflúvios recobertos por solos mais espessos e às margens das drenagens a campos sujos e cerrados “*sensu strictu*” em vertentes mais declivosas.

A figura 16 ilustra o aspecto e algumas das estruturas encontradas nos materiais descritos nos dois níveis dentro do PCCi.

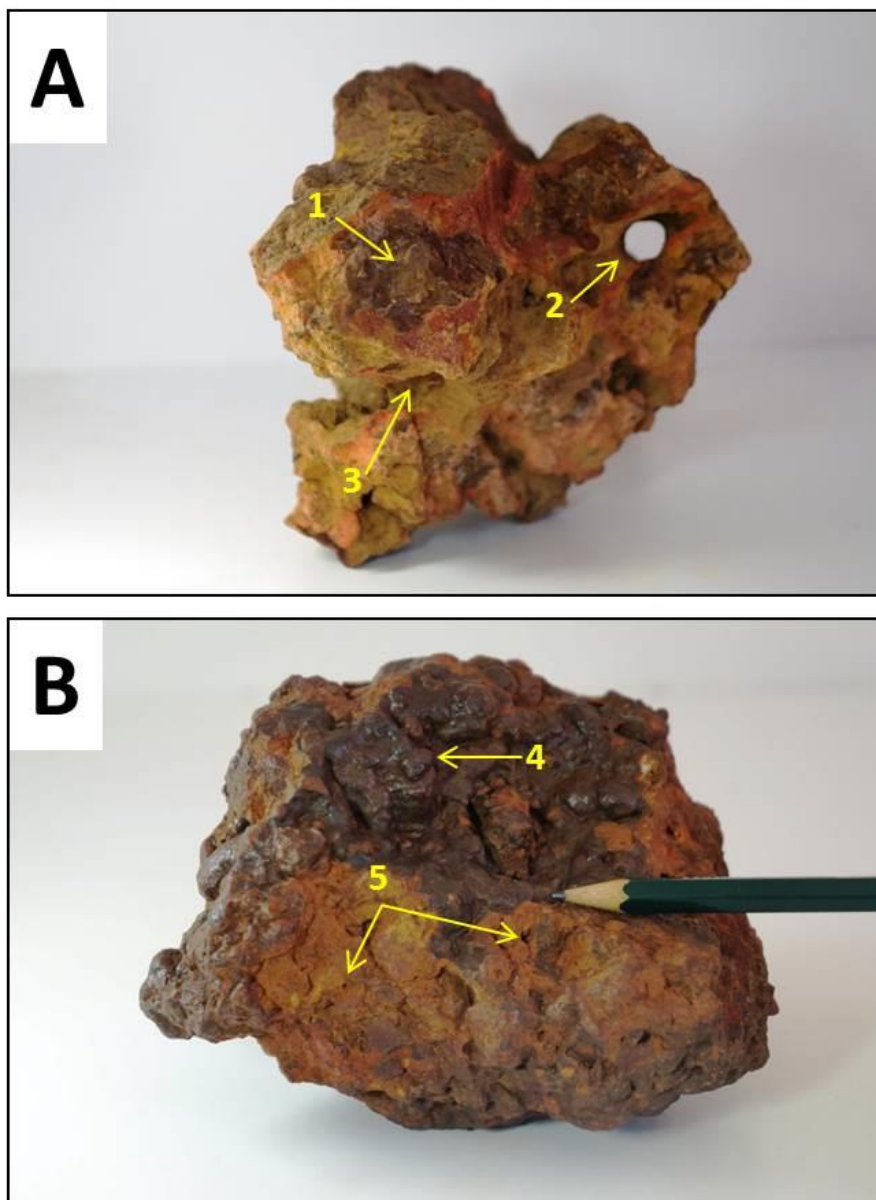


Figura 16 – Patamar Concrecionário de Cimeira A – nível superior 1- Bloco Nodular imerso em matriz areno-argilosa, pouco densa, indicada em 3. 2 – estrutura tubular característica deste material provavelmente associada à presença à atividade radicular durante os primeiros estágios de formação do mesmo. B – Nível concrecionário- Composto quase que em sua totalidade por nódulos ferruginosos este nível apresenta núcleos de tamanhos variados, sendo que os predominantes possuem poucos milímetros como em 4. 5 – Os vazios também possuem, além de irregularidade com relação à sua disposição variações nos diâmetros e na geometria dos mesmos. A ponta do lápis indica marcas de raízes milimétricas incorporadas ao córtex externo.

Abaixo deste patamar de textura concrecionária em exumação encontram-se dois patamares detríticos caracterizados pela presença de material em superfície, ou capeados por

estreita camada de areia. Estes materiais são compostos tanto por nódulos ferruginosos quanto por fragmentos de núcleos primários (essencialmente quartzos e xistos), de tamanhos e estados de alteração variados e cimentados na matriz laterítica.

O Patamar Detrítico Superior (PDS) está distribuído por sobre a Serra do Boqueirão (compartimento geomorfológico PCi4) e localmente sustenta um aplainamento sobre estes quartzitos elevados que normalmente encontram-se inclinados, dando origem a relevos assimétricos caracterizados pela presença de *hogbacks*. A vegetação predominante na área de ocorrência deste patamar é de campos rupestres.

O material laterítico apresenta núcleos desferruginizados em meio à matriz associada à coalescência de nódulos ambos envoltos por córtex de alteração. Os núcleos apresentam material avermelhado a amarelado (possivelmente goethítico) friável e bastante alterado. As camadas externas das amostras analisadas, no entanto, possuem fragmentos pouco alterados de nódulos e outros materiais como fragmentos de quartzo inferiores a 1 cm, embutidos na matriz ferruginosa e igualmente envoltos por córtex. Alguns dos núcleos são caracterizados pela predominância de grãos de quartzo mal selecionados e sub-angulares. Há ainda a presença de estrutura vermiforme disposta em canais de alteração. Essas estruturas possuem tamanhos e direções variadas e parecem estar ligadas à presença de raízes em diferentes estágios de formação destes materiais. Os vazios apresentam estrutura vesicular desigualmente distribuídos na matriz e raramente atingem alguns milímetros de diâmetro. Nos casos em que isso ocorre os mesmos estão preenchidos por materiais de origem recente, como os encontrados na camada superficial do solo (areias quartzozas).

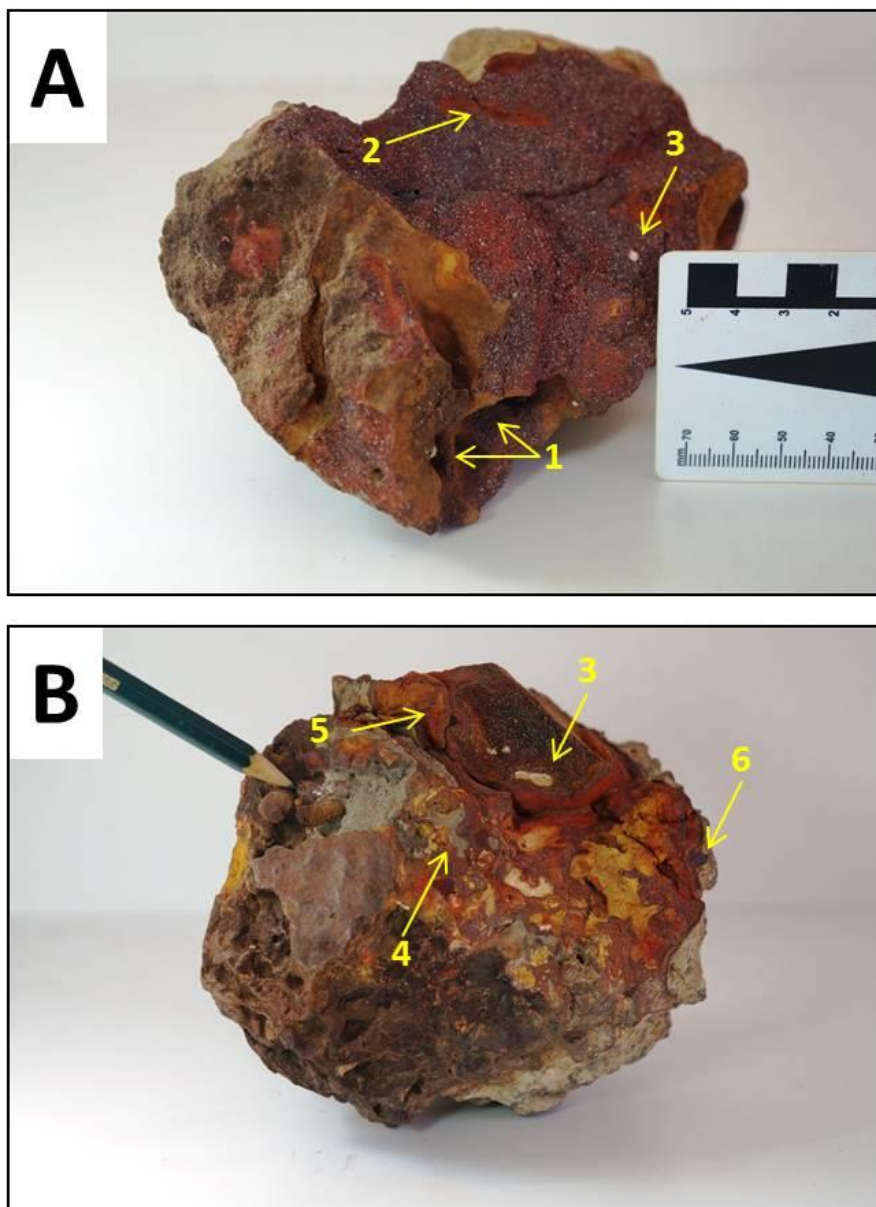


Figura 17 – Patamar Detrítico Superior - 1 – Estruturas “tubulares” de médio porte nas porções externas das amostras associadas à presença de raízes. 2 – Estrutura vermiforme também associada à presença de raízes, essa de menor porte e encontrada no interior da matriz. 3 – Pequenos grânulos de desferruginização imersos em matriz areno-argilosa ferruginizada. 4 – Estrutura vermiforme preenchida por areias. 5 – Camadas concêntricas do córtex de alteração englobando fragmento externo incluído posteriormente na matriz. 6 – Nódulo de ferruginização incorporado à parte externa da amostra.

Já o Patamar Detrítico Inferior (PDI), disposto ente as cotas 820 e 880, encontra-se no sopé da Serra do Boqueirão e segue pelas margens da drenagem do Ribeirão do Castelhana,

principalmente ao longo do compartimento geomorfológico das Superfícies Rebaixadas Interiores (PCi5) e pode ser caracterizado pela coalescência de materiais depositados nesta porção mais rebaixada do terreno por processos gravitacionais (colúvios). A presença de materiais em diferentes estágios de alteração, desde fragmentos de rochas, centimétricos, angulosos e relativamente pouco alterados até materiais completamente intemperizados atestados pela presença de nódulos preenchidos por material areno-argiloso recente reforça a ideia de um nível de retrabalhamento mais recente com relação ao patamar superior (PDS).

O nível de alteração de certos núcleos imersos na matriz ferruginosa chega a ser baixo ao ponto de serem mantidas estruturas da rocha original. Há ainda a presença de nódulos ferruginosos tanto preservados, especialmente nas camadas externas, como bastante alterados nas partes internas das concreções. Isso reforça a hipótese de que este material esteja continuamente sendo alterado em suas porções interiores mais antigas e agregado de fragmentos mais jovens nas porções externas. Os próprios óxidos liberados pela lixiviação dos materiais interiores seriam responsáveis pela agregação de novos materiais. Para que isso aconteça, no entanto, é necessário que este sistema esteja em um ambiente em que os processos de acumulação prevaleçam sobre os processos erosivos, como é o caso do PDI, em contraste com PDS que está claramente em estado de desmantelamento, apesar de haverem também indícios de retrabalhamento, ainda que bem menos intensos (fragmentos milimétricos agregados aos grandes nódulos). As características geomorfológicas favorecem a instalação de um sistema de acumulação na zona do PDI. Trata-se de um trecho com escoamento restrito à medida em que o Ribeirão do Castelhana passa a correr sobre os quartzitos da Serra de São Gerônimo (PCg1) para finalmente desaguar no Rio Grande. Como este trecho final passa por uma litologia bem mais resistente, e tem que cortar essa serra que representa um alto topográfico pra encontrar o nível de base regional, muitos dos sedimentos transportados desde as nascentes desta bacia, nas vertentes dos planaltos da BSP, são acumulados no trecho do Ribeirão do Castelhana anterior à referida serra, na zona dos xistos, mais dissecada, com relevo suave capaz de suportar o acúmulo de tais sedimentos. É nesta área que se desenvolvem as couraças detríticas com no máximo meio metro de espessura e normalmente afloradas em superfície, onde sustentam vegetação de campos sujos (gramíneas com arbustos dispersos).

As concreções apresentam textura nodular pisolítica sustentada por fragmentos diversos, e possuem estruturas vermiformes e vazios vesiculares muitas vezes preenchidos por material

areno-argiloso recente. A agregação dos materiais é relativamente baixa devido à presença de tais vazios, que torna o conjunto como um todo menos maciço que os demais encontrados nos patamares superiores.

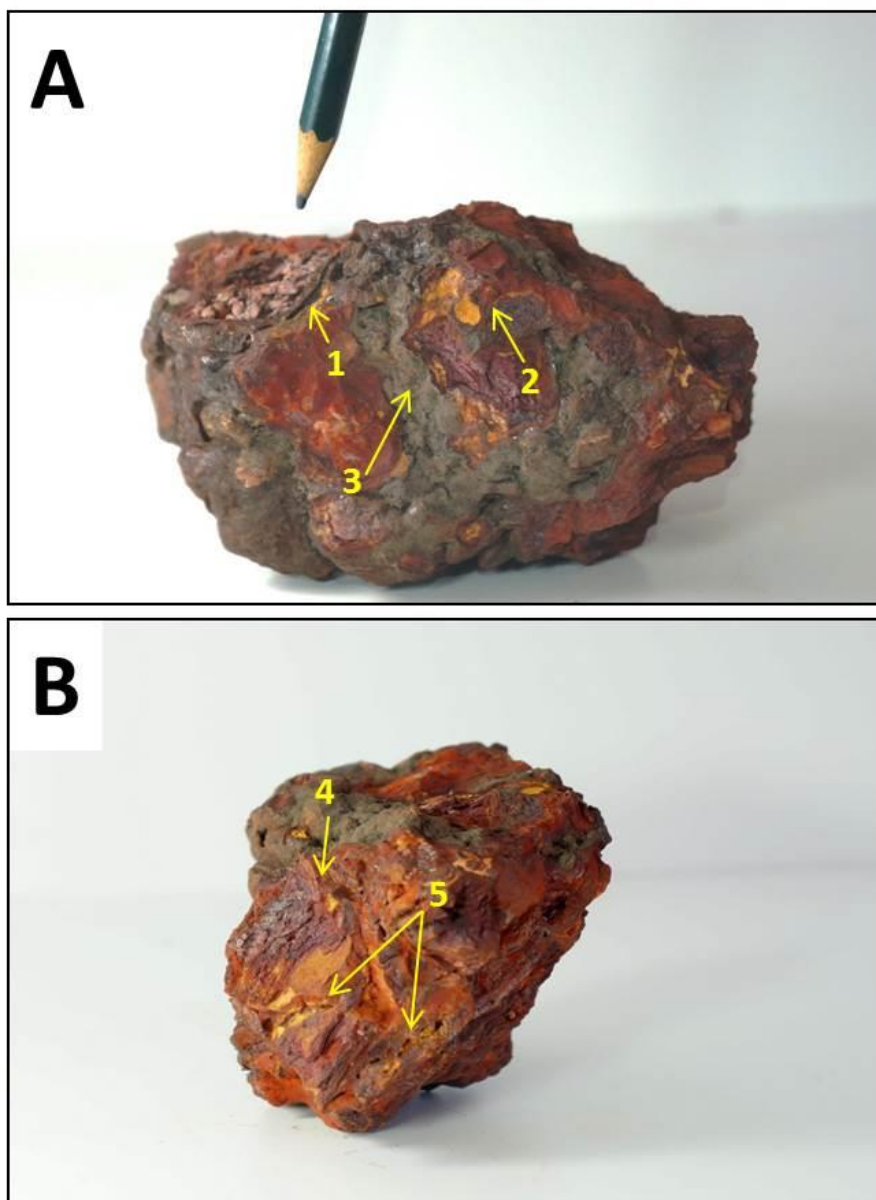


Figura 18 – Patamar Detritico Inferior – 1 – Fragmento de quartzito pouco alterado, ferruginizado, mantendo as estruturas da rocha original. 2 – Núcleo alterado com material possivelmente goethítico 3 – Material areno-argiloso recente depositado nas paredes internas das concreções 4 – fragmento de xisto pouco alterado ainda com estrutura plano-paralela das camadas preservada 5 – Núcleos “vazios” demarcados por córtex de alteração e preenchidos por material recente associado à vestígios dos produtos de alteração original

Um quarto produto de alteração encontrado na área de estudos está ligado à evolução regressiva das encostas e não chega a formar um patamar deposicional propriamente dito. Tratam-se de arenitos Botucatu lateritizados em suas porções mais externas e com verdadeiras intercalações de material ferruginoso por entre planos de fratura e entre determinadas camadas deposicionais. No topo destes arenitos, a poucos metros antes do contato de base com os basaltos da Formação Serra Geral, ocorre localmente um nível de arenitos conglomeráticos que apresenta vestígios de lateritização superficial provavelmente ligada à translocação dos óxidos de Fe a partir dos horizontes superiores. Este processo no entanto parece ser um processo superficial e de encosta, uma vez que os horizontes lateríticos são aqueles expostos em superfície. Em termos gerais a lateritização, apesar de concentrar nas zonas de fratura verdadeiras camadas ferruginosas, não chega a afetar profundamente os arenitos, mantendo suas estruturas, de modo que os óxidos se acumulam entre os grãos de quartzo. Possivelmente há uma afinidade entre a matriz que cimenta esta fácies e os óxidos, de modo que aparentemente o processo levaria à substituição dessa pelos mesmos. Este processo ajuda a conservar esta fácies conglomerática que se apresenta como uma pequena quebra do relevo nas vertentes e como deposição de blocos métricos nas encostas, e couraças retilinizadas, produto dos acúmulos em zonas de fratura que já foram erodidas.

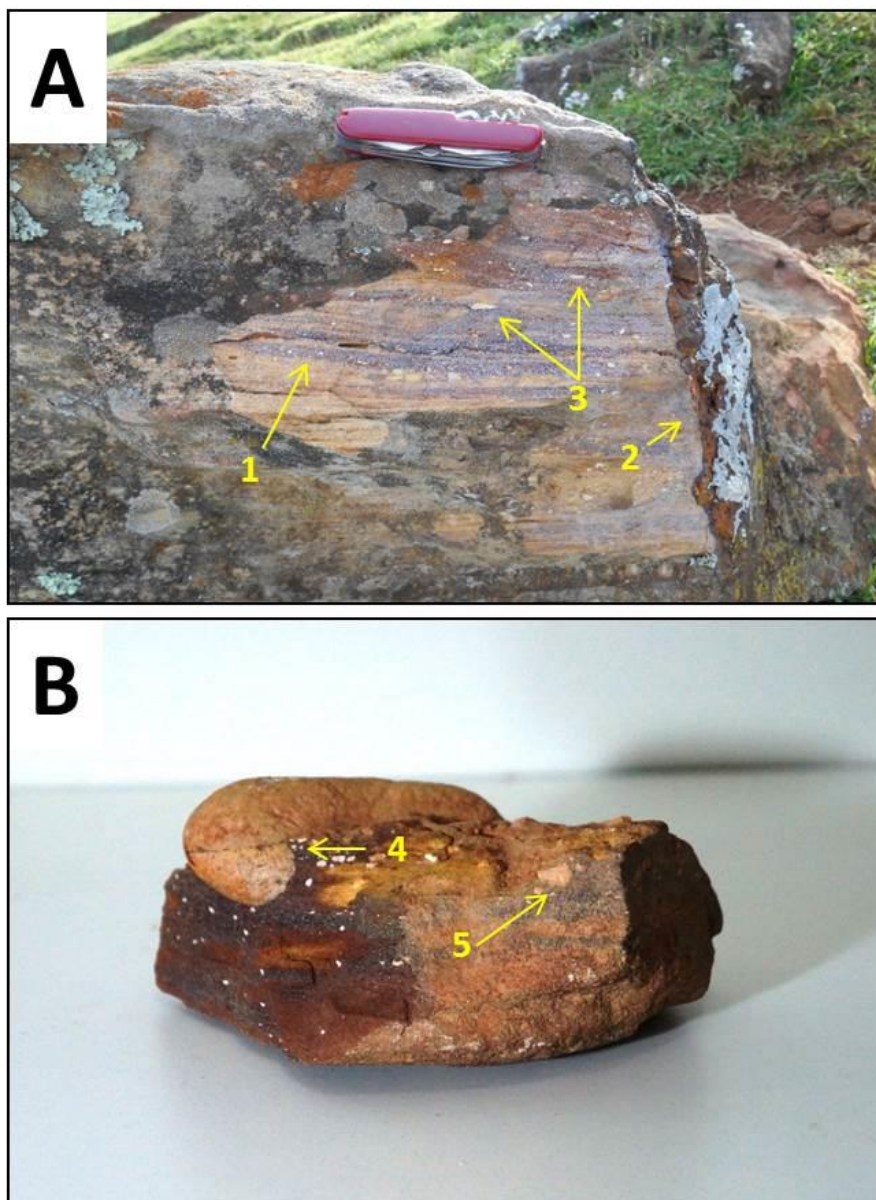


Figura 19 – Arenitos Lateritizados A – Bloco em campo mostrando em 1 – camadas com teores variados de óxidos. 2 – Aresta retilizada do bloco em zona de fratura com deposição de camada ferruginosa. 3 – Grãos de diferentes materiais e tamanhos dispersos em meio à matriz arenítica. B – Amostra em laboratório com bloco centimétrico arredondado imerso na matriz ferruginizada em 4 e 5 – fragmento milimétrico anguloso.

A figura 20 ilustra a distribuição destes materiais nos referidos patamares dentro da área de estudos.

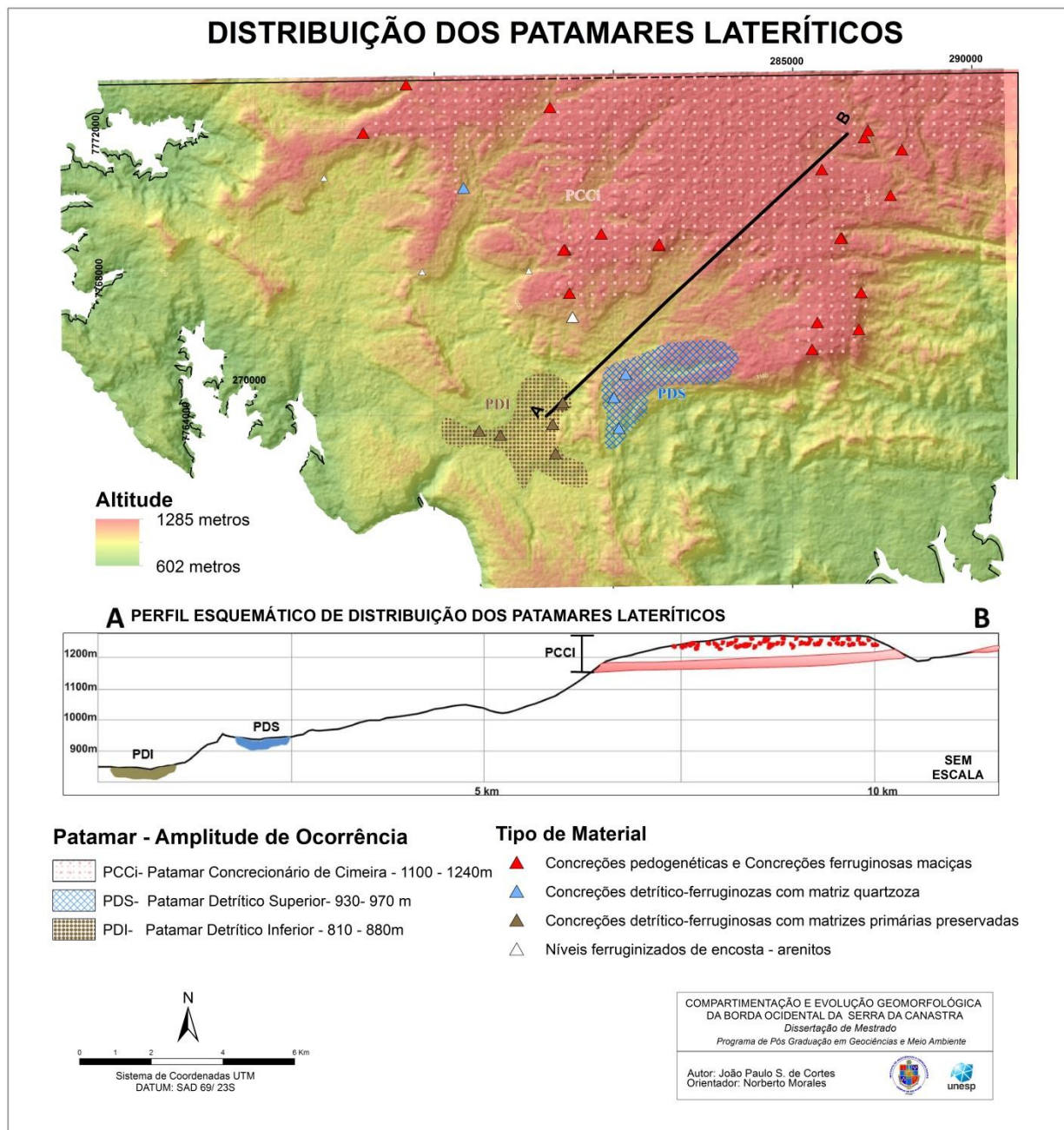


Figura 20 – Mapa de Distribuição dos Patamares Lateríticos.

5.2.5 - Aspectos Estruturais

A área de estudos é marcada por um quadro estrutural bastante complexo, em que estão presentes estruturas rúpteis e dúcteis associadas a pelo menos 3 domínios tectônicos distintos, a saber os domínios tectônicos Interno e Externo de Simões & Valeriano (1990) e o domínio das rochas da Bacia Sedimentar do Paraná que, como apontam os dados geofísicos, apresenta um conjunto próprio de estruturas.

Apesar das divergências em termos de gênese e evolução em seus estágios iniciais, os terrenos dos domínios Interno e Externo apresentam respostas semelhantes em termos de estruturas de grande escala dentro do contexto da FBM. Dentro da área de estudos e com uma reconhecida importância na estruturação regional tem-se como estrutura mais marcante a *Nappe* de Passos. Esta *nappe* é caracterizada com uma estrutura braqui-sinformal disposta na direção NW-SE por cerca de 150 km, sendo que na área de estudos se encontra seu limite norte marcado pela presença de uma rampa lateral (rampa lateral de Capitólio) que marca o contato entre os terrenos dos domínios Interno e Externo. Estudos mais aprofundados sobre a estruturação da rampa lateral de Capitólio (Santos & Simões, 2009) indicam que a mesma se desenvolveu sob condições predominantemente dúcteis, de cavalgamento com transporte de massa para ESE, cujas estruturas decorrentes foram modificadas por deformação superposta ao longo de zonas de cisalhamento de movimento sinistrogiro, que teria passado por “*reativações tardias em fases mais rúpteis*” (Cinturão Campo do Meio, Morales, 1993). O contato entre os Domínios Interno e Externo se dá através de falhas de empurrão imbricadas de oeste para leste, em coerência com a direção de transporte geral da FBM quando da convergência entre as placas do São Francisco e Paraná (Simões & Valeriano, 1990). Silva (2003) pontua que o estágio de convergência de blocos seria marcado pela orientação das lineações a WNW-ESE. Segundo Morales (1993) os estágios finais da evolução deste conjunto são marcados pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes, que segmentam a FBM ao longo de estruturas WNW a NW.

Simões (1995) reconhece 6 fases deformacionais no conjunto que marca as litologias pré-cambrianas na área de estudos e interpreta este quadro estrutural como uma rede complexa de sinformas e antiformas preservadas sobretudo nos quartzitos de direção NW-SE e eventualmente E-W. Este autor reconhece ainda um sistema conjugado de falhas que se configuram em limites tectônicos entre unidades do Domínio Interno na porção SE da área de estudos marcando os limites entre as serras de Peixoto e da Gurita. Este sistema seria prolongamento a norte da Zona

de Falha de Cássia (Simões, 1995; Passarela et al. 2010) à qual estariam associadas as ocorrências das litologias arqueanas do Complexo Campos Gerais.

Considerando o quadro estrutural reconhecido e que importa para este estudo, são apresentadas a seguir as principais características reconhecidas a respeito das estruturas das rochas, com uma breve descrição, com o devido destaque para a feição geomorfológica associada.

Bandamento composicional

Para as rochas do embasamento, o bandamento composicional se destaca nos afloramentos pela mudança de composição das rochas, formando camadas de espessuras variadas (Figura 13 C). Conforme apresentado por diversos autores (Zanardo, 1992; Simões 1995; Luvizotto 2003), esta alternância deve ser herança do acamamento original das rochas sedimentares, modificadas pela deformação e metamorfismo. São reconhecidas foliações de micas e minerais metamórficos, de modo geral paralelas ao bandamento composicional. Em escala de mapa, esta alternância, marcada por quartzitos, forma cristas alinhadas e fortemente estruturadas. Seus traços são associados à sua posição espacial, ora de alto ângulo de mergulho até verticais, formando traços retilíneos e paralelos, como na porção NE da área. A alternância com camadas xistosas leva ao encaixe da drenagem paralela ao bandamento, formando traços bastante paralelos e com boa continuidade. Em situações de camadas inclinadas, as vertentes formam estruturas planares assimétricas, com mergulhos suaves na vertente do bandamento e escarpas mais íngremes na vertente contrária, formando arranjos do tipo *hogbacks*, facilmente reconhecíveis na paisagem e nas fotografias aéreas. Seu reconhecimento e aplicação de conceitos de inclinação e relação entre relevo e drenagem aparece na literatura como “regra dos V’s” (como em Soares & Fiori 1976). Esta assimetria tem grande utilidade no reconhecimento prévio da orientação de camadas geológicas.

Dobras

Dobras de pequena escala são reconhecidas nos afloramentos, mas aqui serão apresentadas apenas aquelas chamadas de dobras tardias, associadas às etapas finais da

deformação por dobramento. O melhor exemplo reconhecido está situado na porção SE da área, onde as cristas formam arranjo em arco com orientação E-W próxima à borda leste do mapa, distorcidas para SW e, após cruzar a falha, N-S até WNW ao escapar no limite sul da área. Os mergulhos das camadas, denunciados pela inclinação dos estratos nas feições de *hogbacks* ou das regras dos V's, são centrípetos, ou seja, mergulham para dentro da estrutura, denunciando uma estrutura tipo sinformal. O fechamento da estrutura, ou seja, o arco chamado de zona periclinal, aponta para a inclinação do eixo da dobra no sentido SE. Simões (1995) associou esta feição ao conjunto de dobras D4, dentro do modelo de evolução tectônica da região. Outras dobras são reconhecidas nas rochas do embasamento, com pelo menos duas estruturas maiores dentro do mesmo conjunto, formando arranjo de sinformal e antiformal alternados. Na porção central da área, Simões (*op. cit.*) reconheceu estruturas dobradas de fases anteriores, formando arranjos geométricos mais complexos.

Discordância estrutural

As camadas e o bandamento composicional têm sua posição espacial determinada em eventos deformacionais concluídos no final do Proterozóico Superior, de forma que funcionam como “estruturas prontas” com geometria própria, nas quais a resistência das rochas leva à erosão diferencial, determinando feições geomorfológicas desenhadas pelos quartzitos. Estas feições, as camadas e as dobras, são truncadas por contatos sub-horizontais erosivos. As camadas de rochas do embasamento são cortadas pelo pacote de rochas sedimentares e vulcânicas associadas à BSP, que as recobrem, formando importante discordância estrutural, observada esquematicamente no perfil geológico (Anexo I). Esta discordância é resultante de processo erosivo e não deposicional sobre as rochas pré-cambrianas, recobertas somente no Mesozoico pelas rochas sedimentares e pelo vulcanismo básico.

Camadas horizontais – platôs, patamares e degraus

As rochas sedimentares (formações Botucatu e Marília) e as rochas vulcânicas (Formação Serra Geral) formam um pacote de rochas acamadas com posição horizontal a sub-horizantal, assentado sobre as rochas metamórficas da Faixa Brasília Meridional. As camadas

horizontalizadas se superpõem umas às outras, como um “bolo em camadas”. Esta superposição forma tabuleiros e platôs muito aplainados, de colinas muito amplas e rampas, alternados ou interrompidos por escarpamentos íngremes, subverticalizados. O relevo apresenta então uma assimetria muito forte, de vertente de declividade muito baixa e de baixa energia, limitada por vertentes subverticais com processos de evolução por queda de blocos e deslizamentos, escarpas rochosas, denunciando alta energia.

A superposição de camadas aproximadamente tabulares, as discontinuidades paralelas aos contatos entre as camadas e a diferença de resistência à erosão formam degraus irregulares e patamares descontínuos, progressivamente mais altos em direção à Serra da Canastra.

Fraturas

Várias feições lineares foram reconhecidas, interpretadas como relacionadas a estruturas do tipo fraturas ou falhas. Os dados aerogeofísicos indicam uma direção principal de lineamentos a NW-SE com a presença de algumas estruturas dobradas especialmente na porção interna da *Nappe* de Passos, que se mantém a norte até a zona de influência da Intrusão Alcalina de Tapira (IAT), onde os eventos magmáticos ocorridos durante o SAP imprimem um novo *trend* de lineamentos estruturais (Domínio de Lineamentos D3).

Nas litologias da BSP, apesar de a direção NW-SE estar bastante presente, chama a atenção a importância que adquire a direção NE-SW na dissecação das camadas sedimentares, de modo que as principais drenagens da área estão dispostas neste sentido. Os dados aerogeofísicos apontam ainda para a existência de lineamentos E-W e N-S em menor frequência. Outro aspecto relevante levantado no presente estudo diz respeito à presença de falhas deslocando os planaltos da BSP, segmentando-os em três blocos distintos dentro da área de estudos, dispostos em degraus de oeste para leste. A identificação e delimitação desses blocos foi possível devido à presença de discontinuidades e deslocamento entre as camadas sedimentares, feições de relevo típicas e alinhamentos de feições geomorfológicas.

Falhas

As falhas mapeadas encontram-se dispostas a NW-SE de modo que o bloco oeste se encontra rebaixado frente aos demais. Utilizando-se o contato deposicional entre as ígneas da Formação Serra Geral e os arenitos Botucatu como datum, tem-se uma diferença superior a 150 metros neste nível entre os blocos identificados, com uma distância de pouco mais de 10 km entre o mais baixo e mais alto dos blocos. Apesar de ser possível considerar a presença de paleorelevos na área, a diferença altimétrica entre a base das camadas é demasiada para que seja satisfatoriamente explicada somente por este viés. A figura 21 ilustra o aspecto de um quartzito brechado na zona de falha no Ribeirão Castelhanos, com bloco abatido (acumulando sedimentos) a oeste e o embasamento alçado a leste, acima dos afloramentos dos topos basálticos. Parte deste alçamento pode estar relacionada a paleorelevo, pois os sedimentos da Formação Botucatu não recobrem o embasamento nesta passagem de bloco.

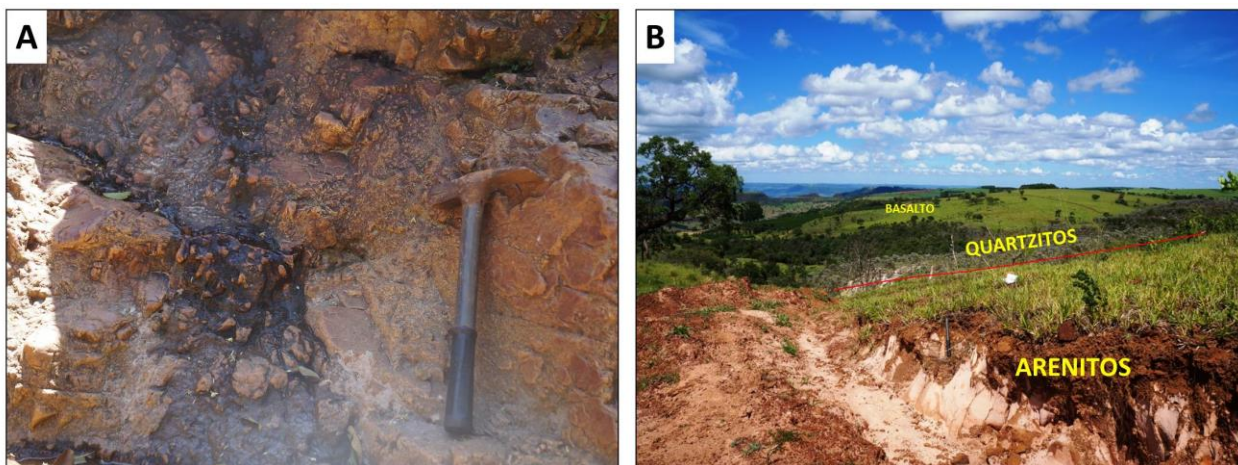


Figura 21 – Feições indicativas de falha – A quartzitos brechados no leito do Ribeirão Castelhanos e B – Sobrelevação do embasamento pré-cambriano por sobre os topos basálticos.

Na porção NE da área, o limite das rochas basálticas é fortemente indicado pelo truncamento da assinatura aeromagnetométrica. Este limite não foi reconhecido em afloramento, mas a sua presença disposta a NW e afetando as litologias fanerozóicas juntamente com o embasamento sugere uma reativação de estruturas mais antigas, possivelmente associada com o SAP, durante a formação do relevo e balizando a ocorrência das rochas da Formação Serra Geral para norte. Esta reativação estaria associada ao processo de soerguimento no bloco nordeste da falha, promovendo erosão de pacotes mais antigos do que as rochas alcalinas do SAP, porém

com atividade tectônica pré-sedimentação da Formação Marília, que lhe recobre. Aparentemente, não há variação de espessura importante desta unidade, marcada por este traço de falha.

O mapeamento dos traços de falha foi realizado através das variações de cotas altimétricas das unidades acima descritas. Possuem orientação NW-SE e marcam a mudança de posição altimétrica das formações Botucatu e Serra Geral. Promovem o abatimento dos blocos progressivamente para SE, para o vale do Rio Grande, com mesas e tabuleiros sustentados pelos arenitos e basaltos também progressivamente mais abatidos, representados como exemplos pelo Morro dos Côcos, Serra Alta e Morro da Porteirinha. São falhas do tipo normal, com alto ângulo de mergulho para SW e traçado irregular ao cruzar os espigões, serras e morros.

O destaque principal destas falhas é dado pela falha que passa a SE do Morro dos Côcos, pois ela deforma o horizonte laterítico de topo, abatendo não só as rochas cretáceas, mas também a superfície de cimeira marcada pelo perfil de alteração e presença de duricrosta ferruginosa.

5.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

De modo a compreender melhor os limites entre os compartimentos e as relações entre os elementos da paisagem foram gerados produtos cartográficos complementares como os mapas hipsométrico e de declividade elaborados por meio de tratamentos de imagem SRTM (Figura 22).

A análise conjunta dos mapas de hipsometria e declividade permite a identificação de diferentes patamares topográficos, individualizados por rupturas com declividades acentuadas, importantes para delimitação dos limites entre os compartimentos. Estes mapas permitem ainda a separação entre terrenos mais e menos rugosos que correspondem a compartimentos distintos. Estas informações serviram de base para compartimentação geomorfológica da área quando integradas aos demais dados obtidos em campo e laboratório e enquadradas dentro do modelo taxonômico proposto.

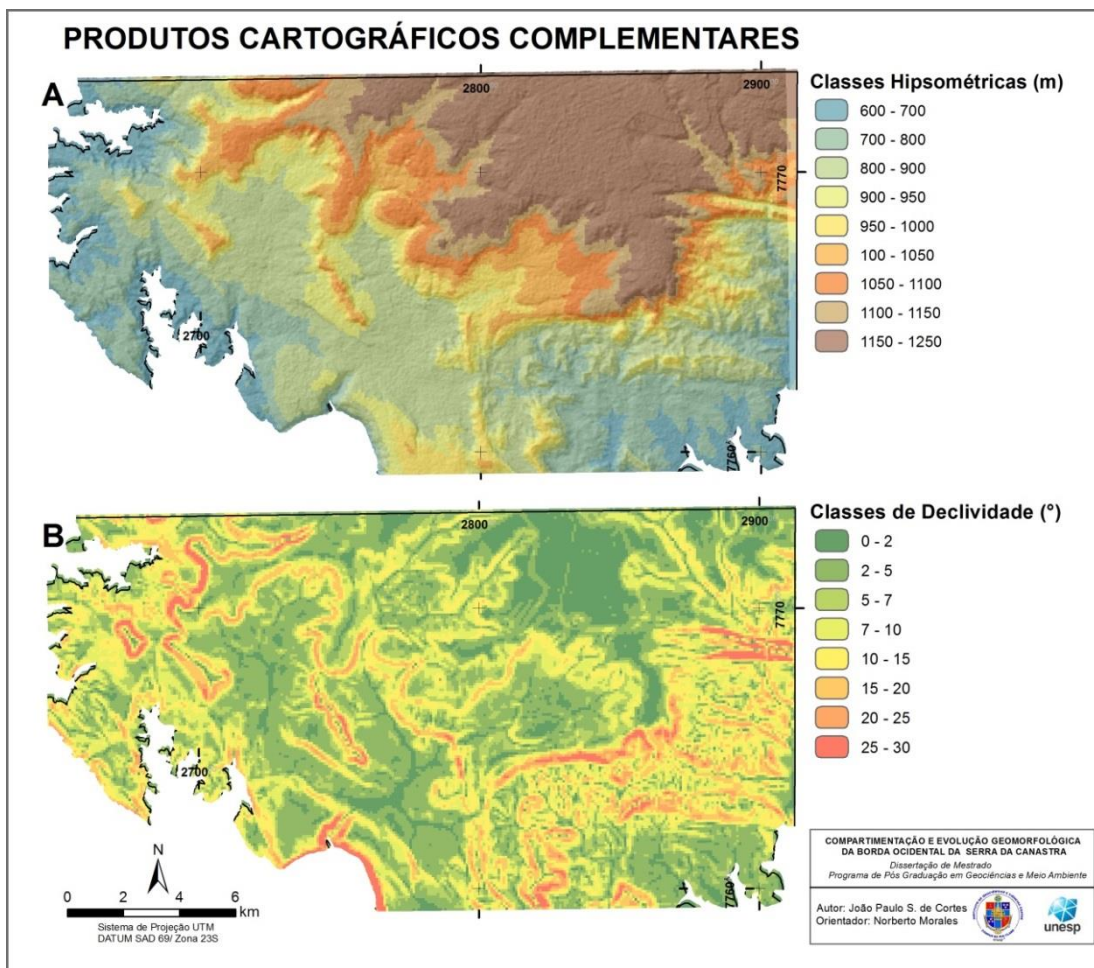


Figura 22 – Produtos Cartográficos Complementares – Hipsometria e Declividade

5.3.1 - Taxonomia do Relevo

A taxonomia proposta no Mapa de Compartimentos Geomorfológicos (Anexo I) leva em consideração as sugestões contidas no Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009). Dessa maneira, a primeira escala de classificação trata dos **Domínios Morfoestruturais**, representados pelas letras maiúsculas de cada unidade, de modo que PC representa os terrenos Pré-Cambrianos da Faixa Brasília Meridional e F os Fanerozóicos da Bacia Sedimentar do Paraná. Essa primeira classificação traz ainda uma conotação cronológica com respeito à idade dos terrenos permitindo separar o embasamento dos terrenos mais jovens.

Como **Regiões Geomorfológicas** são descritas áreas contíguas dentro destes domínios, sujeitas à predominância de processos diferenciados. Dessa maneira, optou-se por subdividir o Domínio Morfoestrutural dos Terrenos Pré-Cambrianos entre aqueles contidos na Depressão do

Rio Grande e afetados diretamente pela dinâmica deste expressivo agente geomorfológico, e aqueles cujas formas indicam uma dinâmica ligada a processos denudacionais e deposicionais em menor escala, controlada pela ação de drenagens de menor ordem, afluentes do Rio Grande. Essas regiões foram identificadas pelo algarismo minúsculo que sucede a classe PC, sendo as primeiras identificadas pela letra “g”, relativa ao Rio Grande, e as segundas pela letra “i”, indicando que estes terrenos estão ligados a uma dinâmica de bacias interiores, de menor ordem. Dessa maneira os terrenos Pré-Cambrianos foram divididos entre as regiões PCg e PCi. Os terrenos Fanerozóicos (F) não foram subdivididos em regiões devido a sua relativa homogeneidade neste aspecto.

Os compartimentos identificados são classificados ainda de acordo com a altitude topográfica média com relação aos demais compartimentos dentro da mesma Região, no caso de terrenos pré-cambrianos, ou dentro do mesmo no Domínio, no caso dos terrenos fanerozóicos. Essa classificação é representada pela escala de cores, de modo que aos compartimentos mais altos são atribuídas as cores mais escuras, e indicada ainda por um algarismo numérico que sucede as classificações anteriores, indicando a posição topográfica média daquele compartimento dentro da classe taxonômica superior em que está contido. Dessa maneira, dentro do Domínio Morfoestrutural do Fanerozóico (F), representado por cores verdes, o compartimento F1, ou seja aquele topograficamente superior aos demais terrenos fanerozóicos, está representado pelo tom de verde mais escuro e pelo número 1.

A escala de representação seguinte já indica os Compartimentos Geomorfológicos, aqui compreendidos como unidades da paisagem que demonstram relativa homogeneidade do ponto de vista das formas e dos processos, e que refletem em maior ou menor grau as estruturas e o arcabouço geológico neles contidos.

A estes compartimentos, além da decodificação alfanumérica, que indica o Domínio Morfoestrutural, a Região Geomorfológica e o posicionamento topográfico médio do compartimento com relação aos demais (dentro da mesma Região), é dado um nome que indica o atributo geomorfológico, geológico ou estrutural que individualiza e caracteriza o mesmo. A figura 23 traz uma chave de identificação do modelo taxonômico proposto.

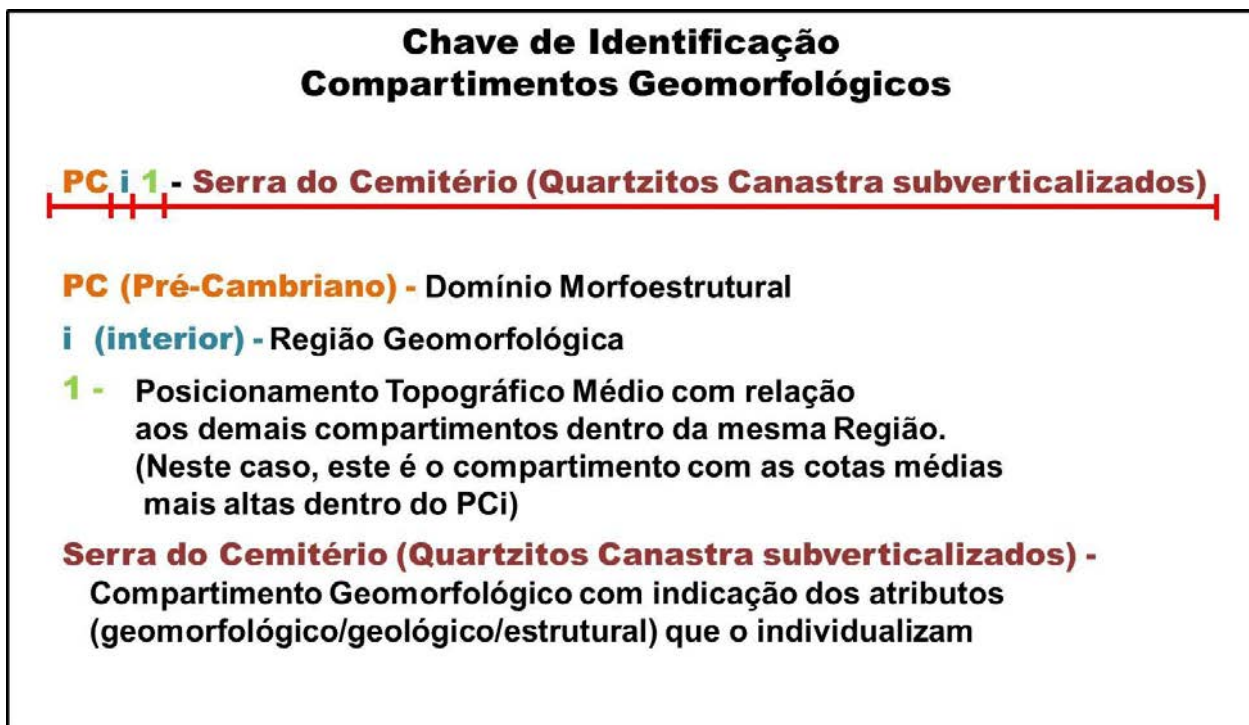


Figura 23 – Chave de Identificação do modelo taxonômico proposto

Como indicação dos processos predominantes na área foi adicionado um *layer* de pontos com informações a respeito das coberturas superficiais, se compostas por perfis de alteração mais ou menos espessos, colúvios e zonas mistas de perfis espessos e material coluvionar (Anexo II).

5.3.2 - Caracterização Das Unidades Geomorfológicas

5.3.2.1 - Domínios Morfoestruturais

Coberturas Sedimentares da Bacia do Paraná – Fanerozóico – F

Domínio caracterizado por planaltos e chapadas desenvolvidos sobre rochas sedimentares e ígneas sub-horizontais, depositadas em ambientes diversos. Na área de estudos este domínio é representado por rochas sedimentares pertencentes à Formação Botucatu com estratificações cruzadas métricas a decimétricas bem marcadas e derrames e eventuais intrusões ígneas pertencentes à Formação Serra-Geral (Jura-Cretáceo). Essas rochas encontram-se assentadas diretamente sobre o embasamento pré-cambriano nesta porção da BSP. Em um nível superior, recobrimdo os derrames da Fm. Serra Geral a partir da cota 1200, encontram-se coberturas caracterizadas por solos argilosos vermelho escuros, profundos, com presença massiva de

grânulos ferruginosos milimétricos. São encontrados ainda arenitos pouco consolidados atribuídos à Fm. Marília (Gr. Bauru) recobrando os derrames basálticos.

Em termos gerais este domínio apresenta um relevo de topos aplainados dispostos em superfícies topográficas escalonadas e dissecado por vales com drenagens desenvolvidas sobre lineamentos estruturais. Esses lineamentos condicionam ainda a existência de relevos residuais como o morro do Baú e a Serra Alta. O *front* de dissecção alterna ocasiões de quebra abrupta do relevo, formando verdadeiras escarpas erosivas e momentos de acúmulo de material coluvionar, onde este contato se torna mais suave. É comum a ocorrência de níveis de concreções ferruginosas *in loco* e retrabalhadas, normalmente associadas aos eventos de quietude tectônica e climática nos quais foram forjadas as superfícies de aplainamento encontradas a nível regional.

Faixa de Dobramentos Brasília Meridional– Pré-Cambriano – PC

Este domínio se constitui no embasamento neoproterozóico sobre o qual foram depositadas as camadas da BSP. Uma vez que área está situada no rebordo erosivo e próxima ao limite deposicional desta bacia, o que denota uma influência relativamente pequena das rochas fanerozóicas sobre o embasamento, o que se tem é um relevo apalachiano típico, de modo que a deposição não chegou a alterar significativamente as estruturas pré-existentes, o que pode ser verificado nas áreas em que as mesmas já foram exumadas. Desta forma a porção da área na qual estão expostas essas rochas, basicamente intercalações de quartzitos, xistos e filitos representantes dos grupos Araxá e Canastra, mantém feições típicas de relevos remanescentes de cadeias dobradas antigas, com camadas falhadas e dobradas apresentando alto mergulho e mesmo estruturas de transporte tectônico como a *Nappe* de Passos, que tem seu limite norte na porção sudeste da área de estudos.

Neste domínio o relevo exibe maior complexidade, uma vez que fatores como o bandamento composicional, as diferenças na atitude das camadas e a presença de grandes estruturas como dobras, falhas e superfícies de cavalgamento, alteram drasticamente a paisagem entre um compartimento e outro. Daí a viabilidade em separar este domínio em duas Regiões Geomorfológicas distintas.

5.3.2.2 - Regiões Geomorfológicas

Região de Influência do Rio Grande - g

Nesta região, associada aos compartimentos drenados diretamente pelo Rio Grande, há a tendência para a ocorrência de um relevo mais homogêneo, disposto em cotas inferiores ao contato com as coberturas fanerozóicas. A predominância de canais de primeira e segunda ordens, em conjunto com o trabalho do próprio Rio Grande, do qual são afluentes diretos por um lado, marcam bem a disposição das camadas quando estas apresentam alto ângulo de mergulho, como no compartimento Serra da Chapada (PCg3) e por outro tratam de suavizar o relevo gerado um quase aplainamento como no compartimento PCg4.

Região de influência das drenagens interiores - i

Nesta região a predominância é de áreas colinosas a serranas, com uma maior conservação das estruturas e uma amplitude de relevo mais significativa. Os vales de ordens superiores (quarta e quinta ordens) seguem direções preferenciais ditadas por grandes lineamentos de cunho regional, o que permite que compartimentos topograficamente mais elevados sejam transpostos, como no caso das serras do Boqueirão e de São Gerônimo. Em termos gerais as serras aqui presentes, reflexos de camadas de quartzitos geralmente dobradas, possuem baixa densidade de drenagem e comportam os afluentes de primeira ordem, que vão compor a rede mais densa que drena as porções rebaixadas do terreno, normalmente aonde ocorrem rochas menos resistentes como xistos e filitos. Nesta região há ainda a ocorrência de feições agradacionais, como terraços fluviais, alternadas com áreas de predominância denudacional, típicas de redes de drenagem mais extensas, o que é mais raro de ser encontrado na região de influência do Rio Grande (PCg).

5.3.2.3 - Compartimentos Geomorfológicos

F1- Superfícies Aplainadas de Cimeira

Este compartimento inclui topos aplainados em diferentes níveis topográficos sobre camadas horizontalizadas fanerozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná (BSP). Normalmente são sustentados por basaltos que capeiam os arenitos eólicos da Fm. Botucatu (figura 22a), mas exceções podem ser encontradas especialmente em cotas intermediárias. As baixas declividades e

o espesso perfil de alteração favorecem atividades agrossilvopastoris de pequena a grande escala. A densidade de drenagem é muito baixa, pois as poucas drenagens ali presentes não encontram dificuldade em erodir estes planaltos compostos por material altamente intemperizado, descaracterizando-os de seu aplainamento original e marcando os limites erosivos do mesmo, como é o caso do Ribeirão da Ponte Queimada. Os rebordos erosivos que marcam estes limites muitas vezes são incididos por vales retilinizados, o que sugere que as drenagens que os demarcaram foram influenciadas por estruturas do substrato rochoso, constituindo lineamentos estruturais. Na maior parte dos casos a direção destes lineamentos é NE e subordinadamente NW.

No limite sudeste da mais proeminente dessas superfícies, denominada Chapadão da Zagaia, e mais localmente Serra de Sete Voltas, foi encontrado sobre o derrame basáltico que sustenta topo, um horizonte laterítico superior a 10 metros de espessura sendo registrado *in loco* até a cota 1200. Acima deste horizonte, o já mencionado perfil de alteração é espesso, e não apresenta limites claros com as coberturas suprabasálticas da Fm. Marília (Gr. Bauru). Estes planaltos se encontram escalonados em cotas que variam dos 1000 metros na Serra Alta, 1200 no Morro dos Côcos e 1250 sobre a Serra das Sete Voltas. Uma combinação entre falhas e níveis de deposição superiores produz estes planaltos escalonados que, se não olhados em carta, possuem a homogeneidade típica das superfícies de aplainamento. Este compartimento é marcado ainda pela presença de morros testemunhos.

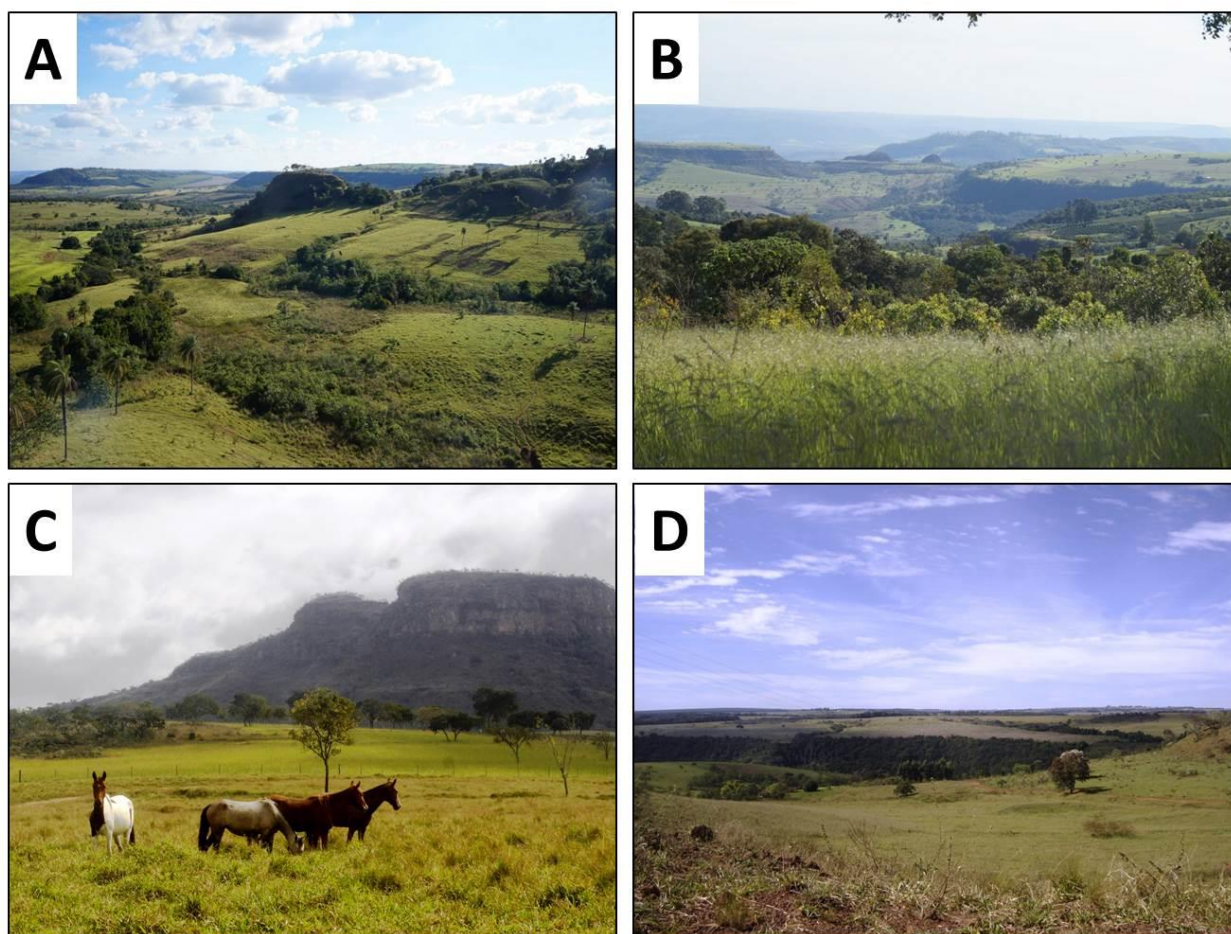


Figura 24 – Compartimento das Superfícies Aplainadas de Cimeira (F1) – A – Paisagem ilustrando o aplainamento dos topos B – As baixas declividades associadas a um espesso manto de alteração permite que os topos sejam utilizados para fins agrícolas, como nos cafezais vistos em segundo plano à direita C – A Serra Alta se impõe na paisagem, vista para norte a partir do compartimento das Superfícies Rebaixadas Interiores (PCi5) D – O aplainamento generalizado só é interrompido nestes topos pela incisão de alguma drenagem.

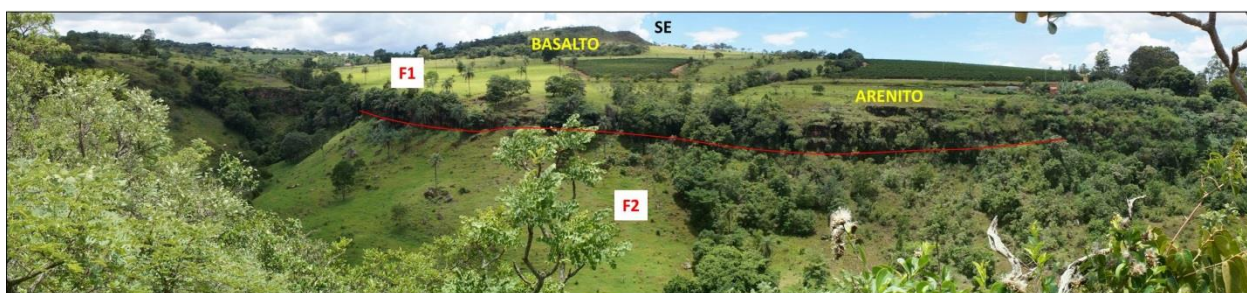


Figura 25 – Panorama I – Compartimentos F1 e F2 – Acentuada assimetria do relevo entre o compartimentos das Superfícies Aplainadas e as Encostas de Rebordo Erosivo.

F2 – Encostas de Rebordo Erosivo

Este compartimento demarca a transição entre os planaltos da BSP e os terrenos adjacentes. Este limite não é homogêneo, havendo situações em que o *front* de erosão é mais escarpado, característico de relevos de cuestras, e outras em que a deposição de materiais por processos gravitacionais já tratou de suavizar o relevo, havendo diversos casos de vertentes mistas, com a porção superior escarpada e a inferior suavizada por depósitos de encosta. Via de regra, as declividades são altas, podendo atingir até 45°, o que torna o uso do solo restrito praticamente para pastagens nos casos de quebra menos abrupta. É nesta zona que está concentrada a maior parte das nascentes que drenam a área, intensificando a dissecação dos planaltos da BSP através de erosão remontante. De modo geral, pode-se dizer que nos patamares inferiores da BSP, na porção oeste da área onde são encontrados relevos de cuestras mais característicos, estas nascentes estão concentradas na zona de contato entre os arenitos Botucatu e os basaltos da Fm. Serra Geral, por volta dos 1000 metros de altitude. Já na porção leste, onde os planaltos encontram-se em posição topográfica superior e a influência das litologias do embasamento encontradas em cotas mais altas de certa forma descaracteriza um relevo de cuestras típico, as nascentes se concentram no contato entre os basaltos Serra Geral e a base das coberturas suprabasálticas, por volta da cota 1200 metros. Da mesma maneira, a forma das vertentes varia entre estas duas porções da área, sendo que na porção oeste são mais recorrentes feições de *front* de cuesta propriamente dito, enquanto na porção leste é marcante a alternância entre vertentes ora suavizadas por zonas deposicionais e ora em contato abrupto com o embasamento. A densidade de drenagem é alta principalmente devido à alta concentração dos canais de primeira ordem, que vão compor as bacias mais expressivas da área de estudos, como as dos ribeirões Castelhana, Santa Bárbara e Esteio Rodado. A dinâmica das vertentes, alternadas entre segmentos côncavos e convexos é o fator que caracteriza este compartimento.

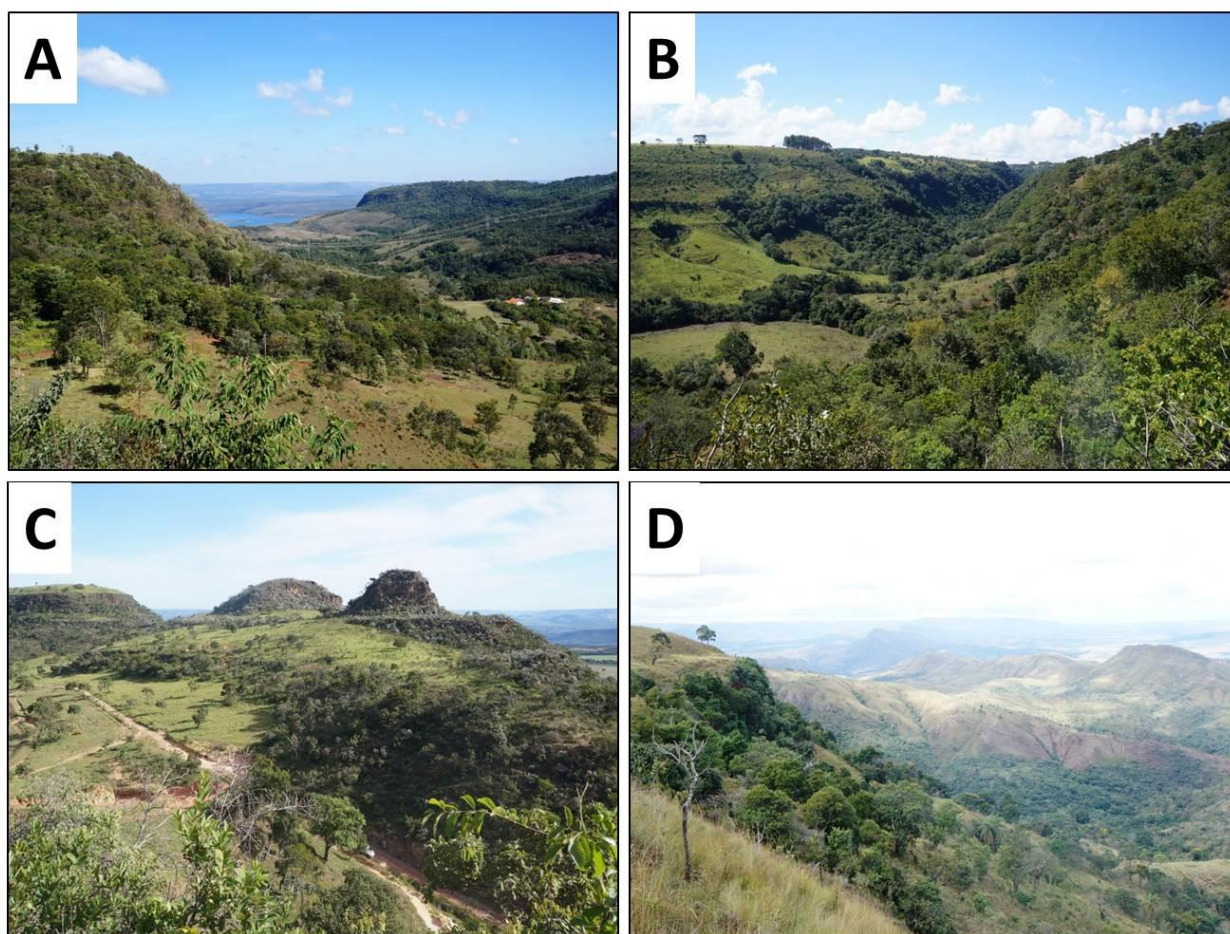


Figura 26 – Compartimento das Encostas de Rebordo Erosivo (F2) A – Alternância de segmentos de vertente escarpados na porção superior e suavizados na base B – Erosão remontante dissecando F1 na cabeceira do Córrego da Cachoeirinha e formando um vale encaixado no planalto C – Morros testemunhos na Serra Alta com rebordos escarpados e acúmulo de material na base e D – Limite escarpado dos planaltos F1 com colinas médias do compartimento PCi4. Note que mesmo na rampa de colúvio as declividades são altas.

F3 – Bacia de Colmatação – Nascentes do Castelhanao

Este compartimento compreende a transição suave que ocorre entre os terrenos da BSP e o embasamento a norte da Serra do Boqueirão. Esta área compreende as cabeceiras das drenagens que compõem a bacia do ribeirão do Castelhanao. Com uma densidade de drenagem mediana dentro deste domínio morfoestrutural, o relevo se apresenta suavizado em nível inferior entre as costas dos quartzitos que formam a Serra do Boqueirão e o limite erosivo das camadas da BSP. Ali ocorrem materiais em grande parte retrabalhados da bacia, circundados por altos topográficos constituídos por quartzitos dobrados. O fato dessa porção superior da bacia do Castelhanao estar circundada por terrenos sobressalentes na paisagem reduz a capacidade de escoamento do

material sedimentar gerado (que possui um único ponto de escoamento na cachoeira da Fazenda Santa Bárbara), o que gera uma dinâmica peculiar a essa área de nascentes e contribui para a suavização do relevo no contato entre os domínios morfoestruturais neste compartimento.

As drenagens apresentam longos trechos retilíneos em conformidade com o padrão de lineamentos da área, orientados a NE e subordinadamente a NW.

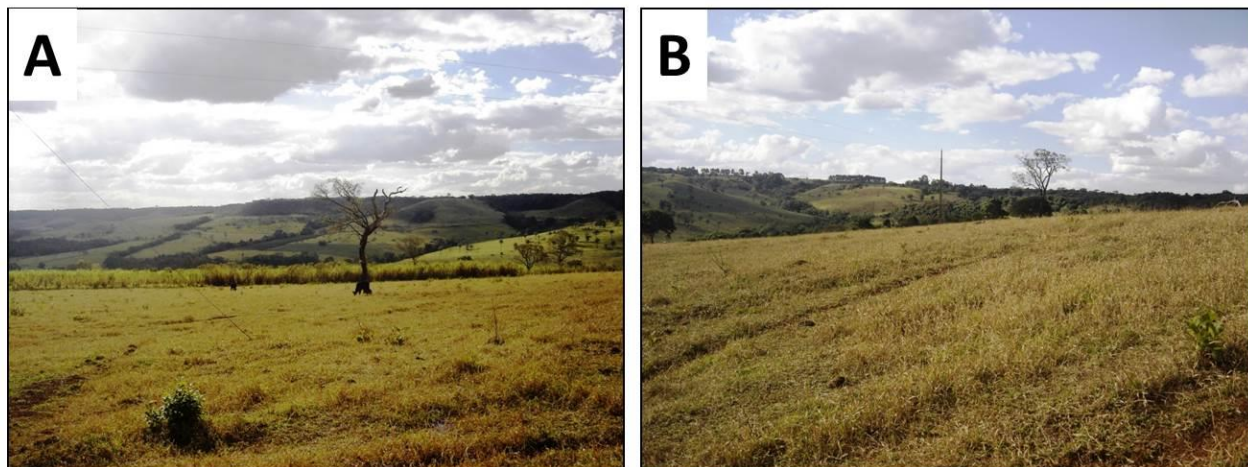


Figura 27 –Compartimento Bacia de Colmatação (F3) – Destaque para o relevo suavizado.

PCg1- Serra de São Gerônimo – Gr. Canastra

Essa serra é formada basicamente por quartzitos do Grupo Canastra que, segundo o trabalho de Simões (1995), estariam cavalgados pelas unidades do Grupo Araxá. Essa unidade é muito bem marcada tanto nas imagens de satélite e fotos aéreas quanto na escala da paisagem, pois a textura dessas rochas difere bastante das regiões circunvizinhas. Os produtos geofísicos também demonstram uma assinatura peculiar deste compartimento com relação a seu entorno. O próprio vale do Rio Grande, no trecho em que atravessa a área, muda sua característica configurando um *canyon* com paredões com mais de 200 metros de desnível, o que favoreceu a construção neste local da Usina Hidrelétrica de Peixoto, represando o trecho do rio à montante desse compartimento. O topo desta serra é caracterizado por relevo suavizado, levemente convexo, com a presença de coberturas de alteração pouco mais espessas onde há a presença de vegetação de maior porte e eucaliptais. Na maior parte da área, no entanto, o manto de alteração é inexistente ou pouco espesso o que restringe as atividades antrópicas. As declividades são altas, chegando a atingir os 48° nas paredes do *canyon* com média de 13° no compartimento com um

todo. A densidade de drenagem é baixa e os canais paralelos se aproveitam das zonas de fragilidade do maciço ou de lineamentos de maior porte, como no caso da zona de desague dos ribeirões do Castelhano e Santa Bárbara.

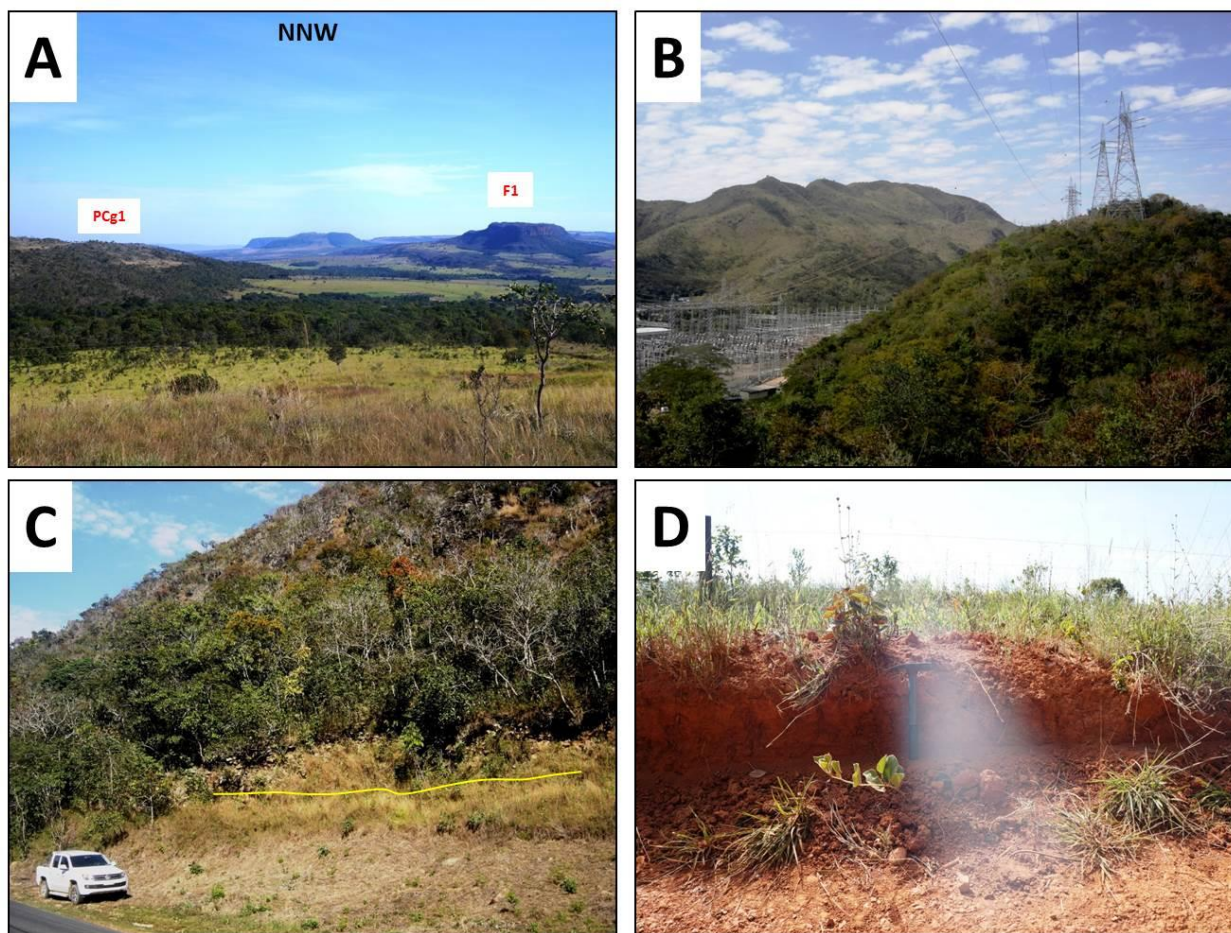


Figura 28 – Compartimento Serra de São de Gerônimo (PCg1) - A – Visada NNW a partir do topo da Serra em que se avista a mesma à esquerda e a Serra Alta (F1) à direita. A baixa diferença altimétrica entre o topo deste compartimento e o topo das coberturas fanerozóicas nos permitem sugerir ter sido essa um paleorelevo positivo à época da deposição daquela B - Diferença textural entre os quartzitos Canastra e Araxá ao fundo, imediações da Usina Hidrelétrica de Peixoto C - A linha amarela marca a deposição de material coluvionar centimétrico a métrico na base da vertente. D – Cobertura de alteração por sobre a Serra de São Gerônimo. Apesar de pouco espessa comparada aos demais perfis encontrados na área é somente sobre essas coberturas que se encontra suporte para uma vegetação mais robusta e até mesmo para o uso agrícola, já que as demais áreas apresentam um perfil muito incipiente devido à natureza do material e as altas declividades.

As vertentes são em sua maioria retilíneas e côncavas. O fato de serem alcançadas cotas superiores aos 900 metros neste compartimento, em contraposição ao nível mais basal de contato

entre o embasamento e as rochas da bacia por volta da cota 850, sugere que o mesmo tenha se comportado como um paleorelevo positivo à época da deposição fanerozóica.



Figura 29 – Panorama II – Serra de São Gerônimo (PCg1) ao fundo e Serra Alta (F1, F2) à direita sobre superfícies aplainadas interiores (PCi5).

PCg2 – Topos nivelados em exumação

Este compartimento corresponde ao nível de deposição das camadas fanerozóicas sobre as litologias do embasamento pré-cambriano e se estende até os vales da represa de Estreito. Em termos gerais, apesar da significativa amplitude do relevo de cerca de 400 metros, há pouca variação com relação à altitude média dos topos na zona de contato com as coberturas. A maioria destes topos pode ser agrupada em torno dos 850 metros, o que sugere que à época da deposição este compartimento representava uma superfície relativamente aplainada que graças à ação do Rio Grande e de seus afluentes, fora exumada e está novamente exposta aos processos intempéricos. A observação deste nível em pontos a norte da área de estudos corrobora e sustenta esta hipótese. Os topos formam cristas assimétricas com alto mergulho do tipo *hogbacks*, que ora se encontram isolados na paisagem e ora agrupados e nivelados sob o nível dos arenitos Botucatu e as vertentes assumem formas retilíneas. O nível de base do vale do Rio Grande na área de represa de Estreito varia em torno dos 630 metros. A densidade de drenagem é alta, estando os principais canais encaixados nos planos de fraturamento e acamamento das rochas que compõem a unidade.

Este compartimento é composto por quartzitos e xistos com mergulho entre 30 e 40 graus para SE e recobertos diretamente por arenitos Botucatu. Foram observados níveis lateríticos assentados diretamente sobre os quartzitos assim como a poucos metros acima, sobre os arenitos mencionados.

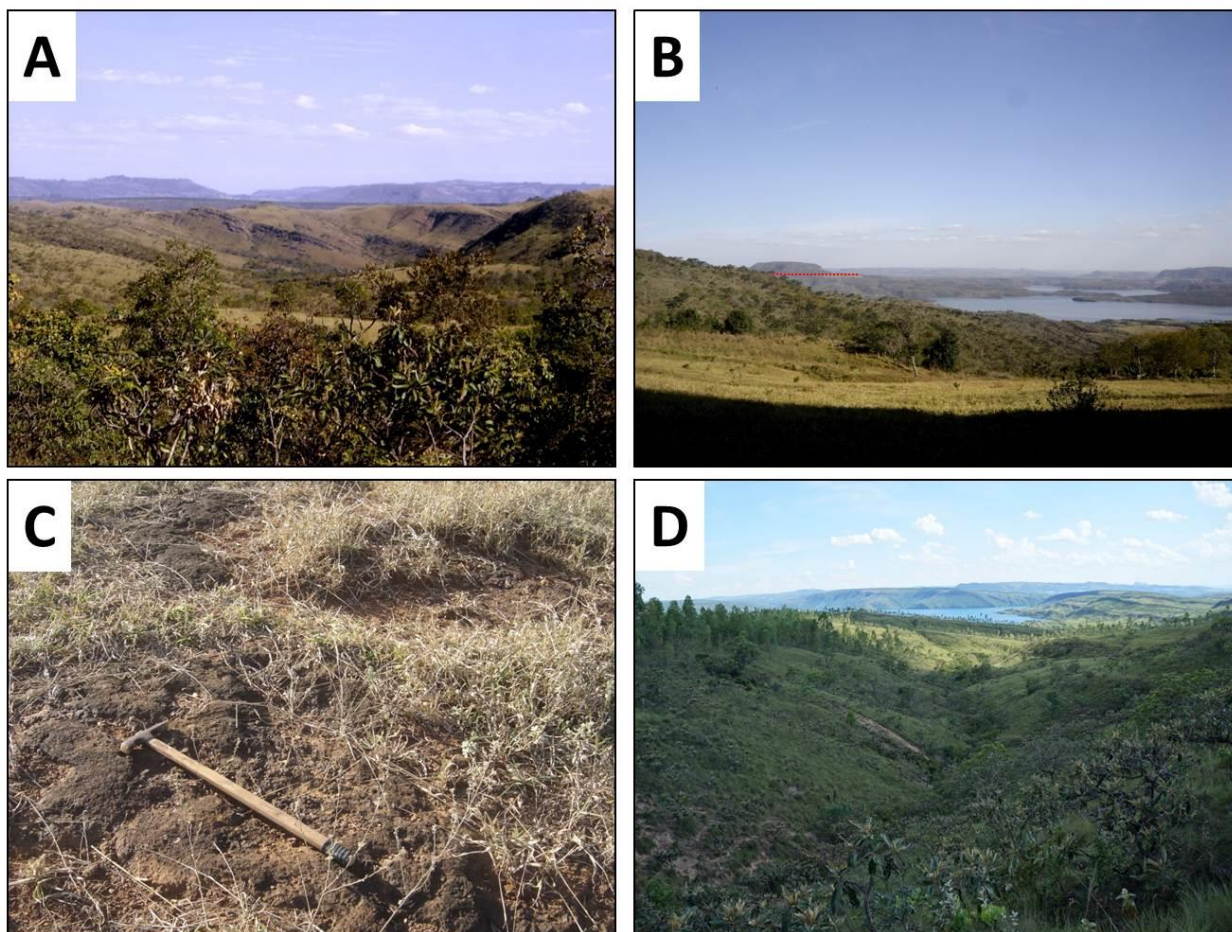


Figura 30 – Compartimento dos Topos Nivelados em Exumação (PCg2) - A, B – Quartzitos com caimento pra SE aplainados e coberturas fanerozóicas ao fundo. Em ambas imagens é possível reconhecer o aplainamento dos topos evidenciado pelo traço vermelho em B C – Nível de lateritas sobre quartzitos e D – nas imediações da zona de contato com as litologias da BSP é possível observar os mesmos quartzitos aplainados.

PCg3 – Serra da Chapada - Quartzitos com alto mergulho

Inserido completamente na depressão do Rio Grande, este domínio altamente dissecado é marcado pelas características litológicas dos quartzitos expostos que lhe conferem uma situação singular. Seus limites são bem marcados pelos produtos geofísicos e correspondem à zona de empurrão no contato entre os grupos Canastra e Araxá. O alto ângulo de caimento das camadas para SW produz um relevo assimétrico com cristas em *hogbacks* que, apesar da baixa amplitude, possui altas declividades (máxima de 43° e média 14°). Dentro da área de estudos é um prolongamento da chamada Serra da Chapada que, a exemplo da Serra de São Gerônimo, possui um topo suavizado com desenvolvimento de perfil de alteração pouco mais espesso. Da mesma

maneira, essa serra deve ter se constituído em um alto topográfico à época dos eventos deposicionais do final do Mesozoico. As cotas variam entre os 630 metros que marca o nível de base local a altitudes que raramente ultrapassam os 770 metros no cume dos *hogbacks*.

A densidade de drenagem é muito alta, com um grande número de canais de primeira ordem organizados em treliça (paralelos) com direções SW-NE e NW-SE, dissecando o relevo e desaguando diretamente na represa de Estreito.

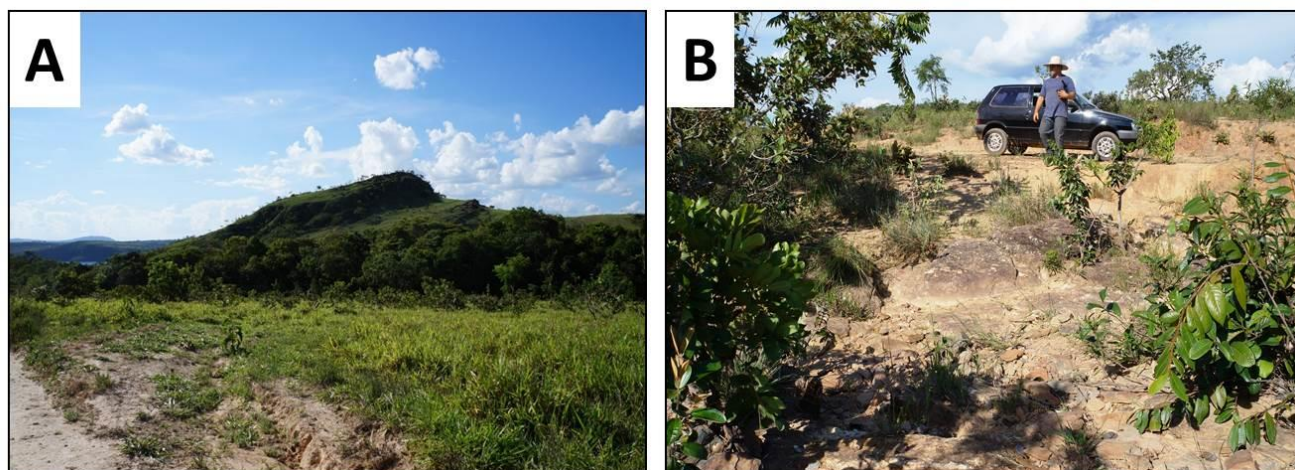


Figura 31 – Compartimento Serra da Chapada (PCg3) A – *Hogback* isolado na paisagem no compartimento da Serra da Chapada (PCg3) B – Afloramento de quartzitos às margens de uma drenagem dentro do compartimento.

PCg4 – Depressão Suavizada de Bela Mansão

Este compartimento compreende uma porção bastante suavizada do relevo nas margens da represa de Peixoto desenvolvida sobre gnaisses e xistos do grupo Araxá, unidades Ac e Ad de Simões (1995). A declividade máxima alcançada neste compartimento é de apenas 18° e a média é de 6°. A densidade de drenagem é mediana e os canais são retinizados e paralelos. A amplitude do relevo é de pouco mais de 100 metros, estando a cota mais alta a 765 metros.



Figura 32 –Compartimento Depressão Suavizada de Bela Mansão (PCg4). A – Visada para leste a partir da estrada que leva ao vilarejo de Bela Mansão. B – Depressão Suavizada de Bela Mansão bordejada pelas camadas de quartzito em alto ângulo que marcam a Serra da Gurita (PCI7).

PCi1 – Serra do Cemitério – Quartzitos Canastra subverticalizados

Este compartimento contempla o limite oeste da Serra do Cemitério marcado pela presença de camadas subverticalizadas de quartzitos do Grupo Canastra, cujos cumes chegam a 1150 metros na área de estudos. A atitude das camadas condiciona a instalação de uma rede drenagem retangular tendo como principal afluente na área o ribeirão da Ponte Queimada. Este ribeirão possui suas nascentes no Chapadão da Zagaia, em altitudes da ordem dos 1250 metros e logo encontra o embasamento de modo que a partir da cota 1180 o vale já demonstra influência da atitude das camadas pré-cambrianas no seu traçado, o que indica a altitude que essas rochas podem atingir nessa porção sob as coberturas fanerozóicas. A densidade de drenagem é mediana, as declividades são altas, com máxima de 46° e média de 14° e a amplitude de relevo de 387 metros, o que indica o forte entalhamento dos vales, sobretudo na zona mais a sul do compartimento, no contato com as Colinas Médias (PCi4), já no domínio dos xistos e filitos do Grupo Araxá. De acordo com a interpretação de Simões (1995), este contato é marcado por uma superfície de cavalgamento, como ocorre no contato entre os Grupos Araxá e Canastra, às margens da Serra de São Gerônimo (PCg1). A assinatura gamaespectométrica é bastante similar entre ambas ocorrências do Grupo Canastra. Se na área de contato há a prevalência de quartzitos muito resistentes, mais adentro há a intercalação de sericita-quartzitos e quartzo-xistos bastante friáveis que dão origem a sulcos erosivos de grande porte, havendo inclusive o entulhamento dos vales devido à alta quantidade de sedimentos originados nestes sulcos.

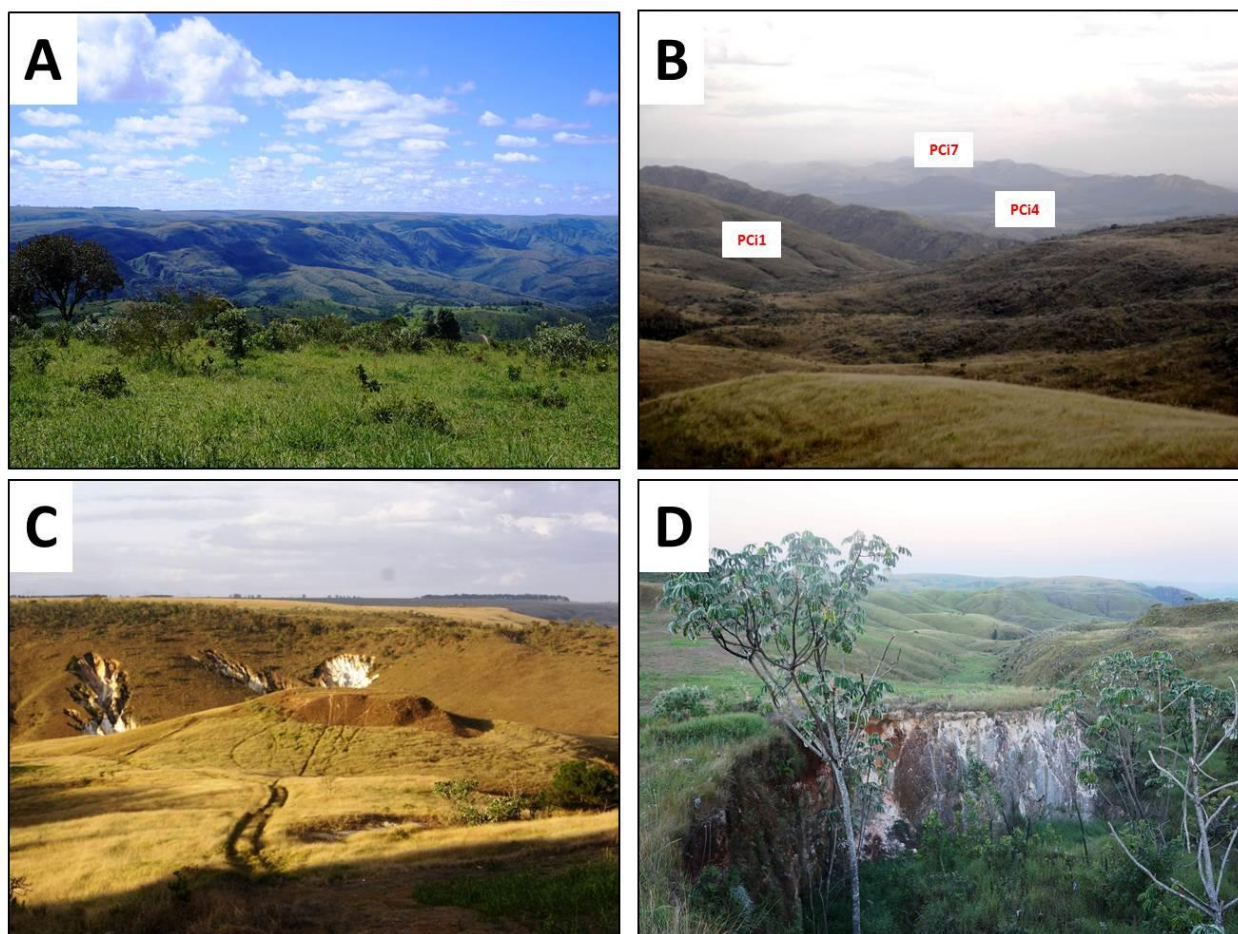


Figura 33 – Compartimento Serra do Cemitério (PCi1) – A – Quartzitos muito resistentes subverticalizados topos aplainados e com vales entalhados no acamamento deposicional B – Do alto do compartimento F1, com visada para sul é possível observar as camadas subverticalizadas dos quartzitos Canastra. O compartimento das colinas médias (PCi4) aparece em posição intermediária com a Serra da Gurita (PCi7) ao fundo C – Já na parte interna sericita-quartzitos bastante friáveis com marcas de sulcos erosivos de grande porte gerando sedimentos suficientes para o entulhamento do vale em D.



Figura 34 – Panorama III – Contato entre Serra do Cemitério (PCi1) e Colinas Médias (PCi4) marcado por zona de empurrão entre as unidades dos grupos Araxá e Canastra. O entalhamento profundo dos vales por entre as camadas subverticalizadas dos quartzitos Canastra tem destaque no relevo e geram um padrão de drenagem retangular paralelo.

PCi2 – Quartzitos Araxá em Paleorelevo

Este compartimento corresponde, grosso modo, à porção norte do domínio dos quartzitos do Grupo Araxá unidade A de Simões (2005), e se difere do restante dessa unidade geológica em sua expressão morfológica, que adentra a área de estudos na forma das Serras do Boqueirão e de Peixoto (domínios PCi3 e PCi6). Dentro deste contexto, estas rochas encontram-se ora capeadas por arenitos Botucatu, ora expostas formando superfícies de maior rugosidade devido à bem marcada orientação dos estratos. A declividade das vertentes é relativamente baixa, com máxima de 29° e média de 9°, sendo que as áreas mais declivosas encontram-se em determinadas vertentes escarpadas nos limites do compartimento. Nas partes superiores, o relevo suave ondulado com perfil de alteração delgado a ausente (rocha sã), sustenta uma vegetação característica que permite discriminar com precisão a zona de contato, especialmente com as litologias da BSP. Aparentemente as altas cotas alcançadas neste compartimento (cotas próximas aos 1100 metros), a princípio não esperadas para litologias do embasamento pré-cambriano, são devidas a uma associação entre um paleorelevo positivo, uma vez que os mesmos são um prolongamento da serra de Peixoto (PCi3), que teria afetado o nível de deposição da BSP, e a zona de falha, que ergue os terrenos no bloco soerguido, desnivelando os patamares da BSP (F1). A drenagem, constituída essencialmente por afluentes do Ribeirão do Esteio Rodado, afluente do Castelhana, é caracterizada por vales dos afluentes principais paralelos, alinhados e com direções SW-NE e E-W (secundária) e bordejando os planaltos fanerozóicos, onde estão concentradas as nascentes. Em alguns casos essas nascentes estão encaixadas em verdadeiros *canyons*, com paredões de até 40 metros de altura. A densidade de drenagem é alta, sobretudo pelos afluentes da margem direita do Esteio Rodado, enquanto pela margem esquerda a drenagem é composta principalmente por curtos canais de primeira ordem, o que indica que o curso principal desta drenagem está situado na zona de contato entre compartimentos.

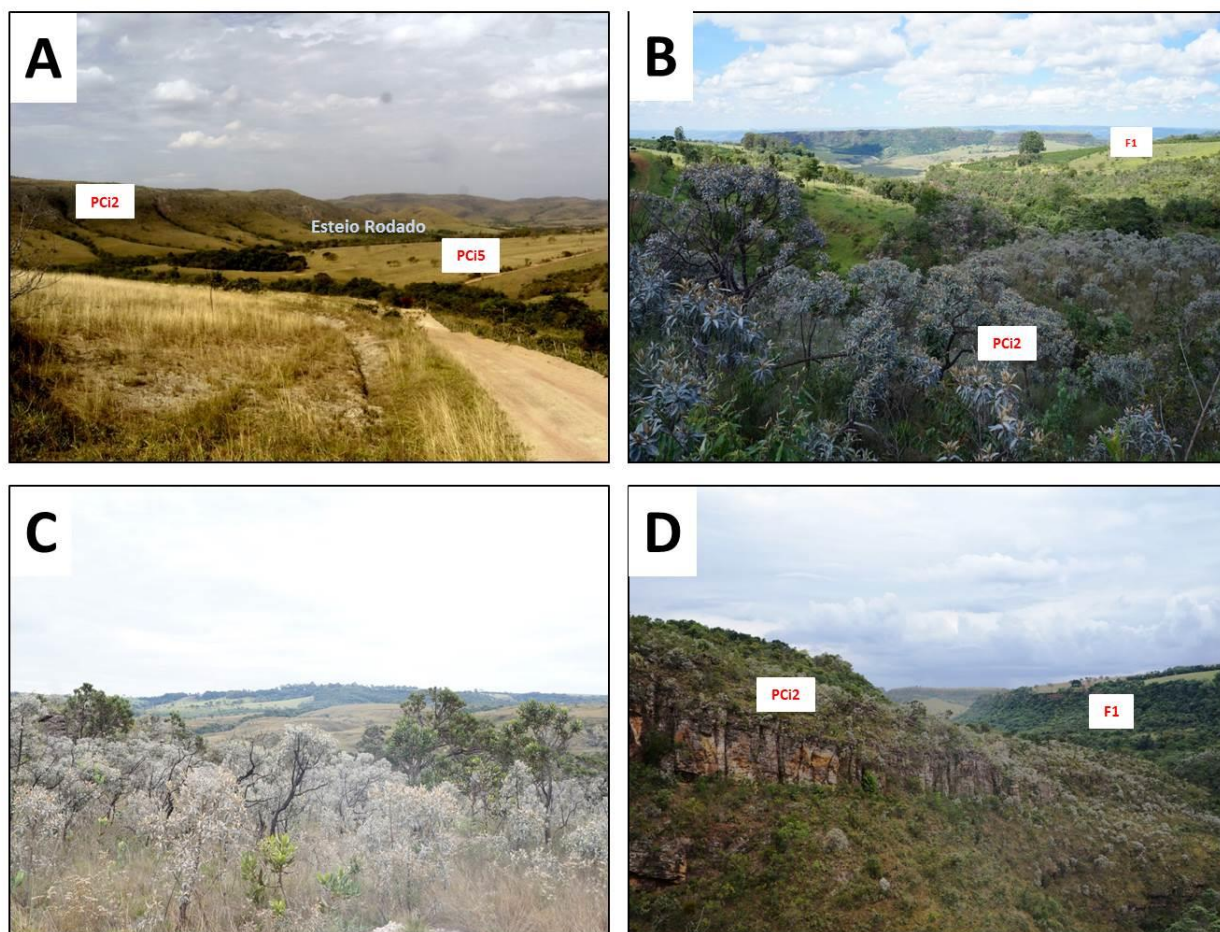


Figura 35 – Compartimento dos Quartzitos Araxá em Paleorelevo (PCi2) A – O Ribeirão do Esteio Rodado marca o contato entre morfologias mais íngremes neste compartimento e suavizadas no compartimento das Superfícies Aplainadas Interiores (PCi5), na margem direita. B – A imagem ilustra uma zona de falha onde os quartzitos (em primeiro plano) alcançam cotas superiores aos arenitos e mesmo aos basaltos que capeiam o topo aplainado ao fundo C – Paisagem típica do compartimento com relevo suave ondulado e vegetação característica D – Outra situação em que a serra sustentada por quartzitos alcança as mesmas cotas que o topo basáltico em F1 à direita. Em primeiro plano o limite escarpado da serra.

PCi3 – Serra do Boqueirão

Este compartimento compreende a Serra do Boqueirão, feição geomorfológica de destaque na paisagem da área de estudos. Trata-se do desenvolvimento da mesma unidade litológica do compartimento PCi2 (Quartzitos Araxá em Paleorelevo), porém neste caso as feições mostram quartzitos com topos assimétricos e conformando dobras com grande amplitude, correspondentes ao limite norte da *Nappe* de Passos. Estas estruturas adentram a área de estudos

no contato com a Serra de São Gerônimo (PCg1) alinhadas a NW quando a borda interna flexiona para E e a externa vai culminar nos quartzitos que compõem o compartimento PCi2. A densidade de drenagem é baixa uma vez que este compartimento funciona como um grande divisor de águas. Altas declividades são encontradas (até 41°) e a declividade média é de 13°. Os topos possuem alta inclinação no sentido do mergulho das camadas, formando cristas assimétricas (*hogbacks*) de diferentes portes. A incisão dos vales gera facetas triangulares nas camadas que bordejam a serra na porção norte. Localmente há a presença de topos aplainados sustentados por níveis lateríticos.

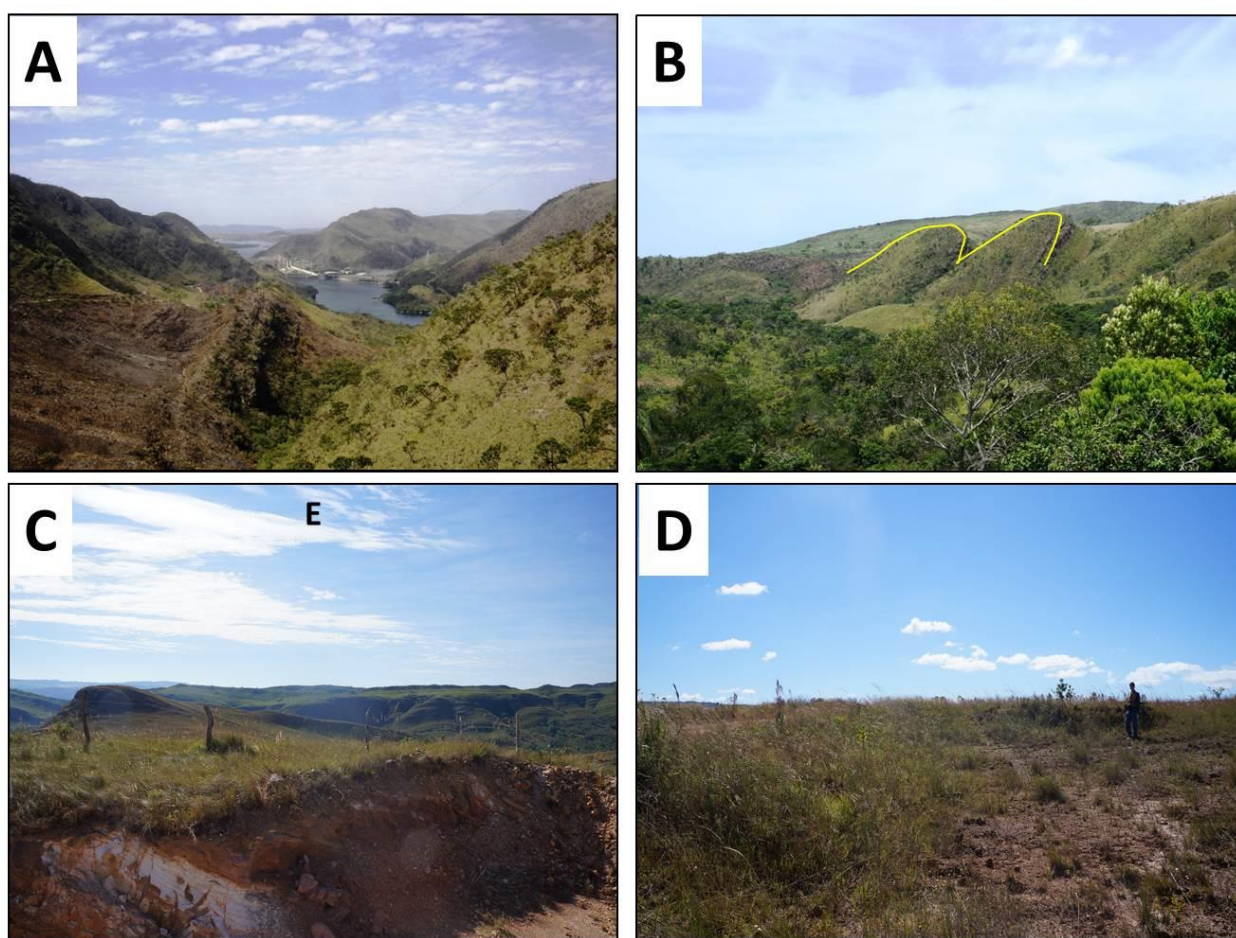


Figura 36 – Serra do Boqueirão (PCi3) – A, B – Exemplos de cristas assimétricas indicando mergulho das camadas quartzíticas C – Visada leste a partir da Serra de São Gerônimo (PCg1) mostrando a influência das camadas inclinadas sobre o relevo D – Topo aplainado sustentado por nível laterítico.

PCi4 – Colinas Médias

Este compartimento possui uma considerável representatividade espacial, estando bem distribuído ao longo da área de estudos. De certa forma, pode ser compreendido como o plano de fundo por sobre o qual se desenvolvem relevos serranos mais bem demarcados. Trata-se de colinas relativamente simétricas que compõem um relevo suave ondulado, sustentadas por xistos e filitos do Grupo Araxá, Unidade Aa (Simões, 1995). Os topos mamelonizados são intercalados por numerosos vales incididos em diversas direções sem que haja uma direção preferencial nítida em todo compartimento. A base das vertentes é caracterizada pela presença de material coluvionar onde há menores declividades, o que é expresso por uma mudança no formato dos canais, apresentando feições típicas desses ambientes como meandros. As coberturas superficiais caracterizam uma zona mista de alteração e transporte de materiais por processos fluviais e gravitacionais. As características litológicas mascaram feições bem marcadas nos demais compartimentos, como a atitude das camadas representada pelos padrões de drenagem e forma dos topos, prevalecendo a imagem de um relevo altamente dissecado com declividades que atingem os 40° nos limites com outros compartimentos. A amplitude do relevo é uma das maiores da área de estudos contemplando desde vales bastante escavados, situados a menos de 700

metros, como o do Córrego da Cangalheira até topos que variam entre 950 e 1020 metros.

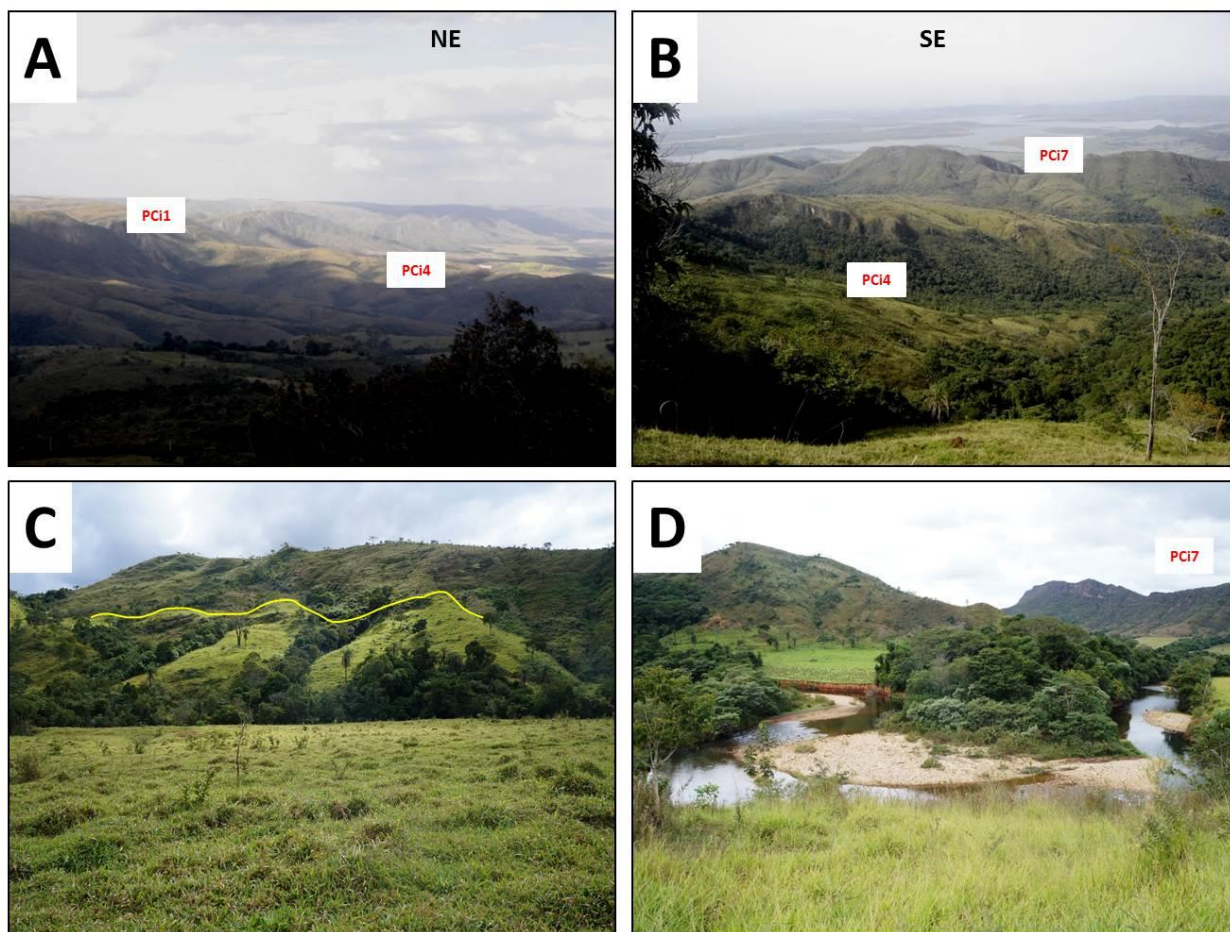


Figura 37 – Compartimento das Colinas Médias (PCi4) - Posição topográfica inferior do compartimento das Colinas Médias (PCi4) com relação à: A - Serra do Cemitério (PCi1) e B - Serra da Gurita (PCi7) C – Zona de colúvio evidenciada pelo traço amarelo no trecho inferior da vertente e D – trecho meandrante de drenagem sobre zona de acúmulo no compartimento próximo ao limite com a Serra da Gurita (PCi7).



Figura 38 – Panorama IV - O compartimento das Colinas Médias (PCi4) disposto entre o contraforte das serras da Gurita (PCi7) e do Boqueirão (PCi3), que demarcam limite da *Nappe* de Passos e Serra do Cemitério (PCi1) ao fundo com suas camadas subverticalizadas. Visada feita a partir do topo das coberturas fanerozóicas (F1).

PCi5 – Superfícies Rebaixadas Interiores

Assim como o compartimento das colinas médias (PCi4), este é caracterizado pelas camadas menos resistentes da unidade A (Simões, 1995), compostas por xistos e filitos do Grupo Araxá. Morfologicamente, no entanto há uma diferença marcante entre os mesmos, uma vez que este apresenta um relevo bastante suavizado, em contraste com o relevo colinoso do compartimento PCi4. As drenagens, afluentes dos ribeirões do Castelhana e Santa Bárbara, têm suas nascentes nos compartimentos circunvizinhos, via de regra topograficamente mais elevados e constituídos de diferentes materiais, representantes dos grupos Araxá, Canastra e São Bento. Dessa forma, este compartimento representa uma verdadeira depressão interior, que recebe sedimentos das áreas circunvizinhas ao mesmo tempo em que ocorre a dissecação dos terrenos autóctones, o que contribui para que haja uma diminuição da amplitude do relevo (280 metros), resultando em feições que tendem para o aplainamento, com vales pouco escavados e vertentes de baixa declividade (média 7°, máxima 33°). A densidade de drenagem é baixa e os canais apresentam-se retilíneos em larga escala, alinhados segundo as direções NW-SE e NE-SW. Quando observados em menor escala e em campo, no entanto, nota-se que apresentam características típicas de canais de relevo de baixa energia, sob regime com marcada influência sazonal (presença de matações nos leitos), com a formação de terraços aluviais e indícios de rearranjo de drenagem.

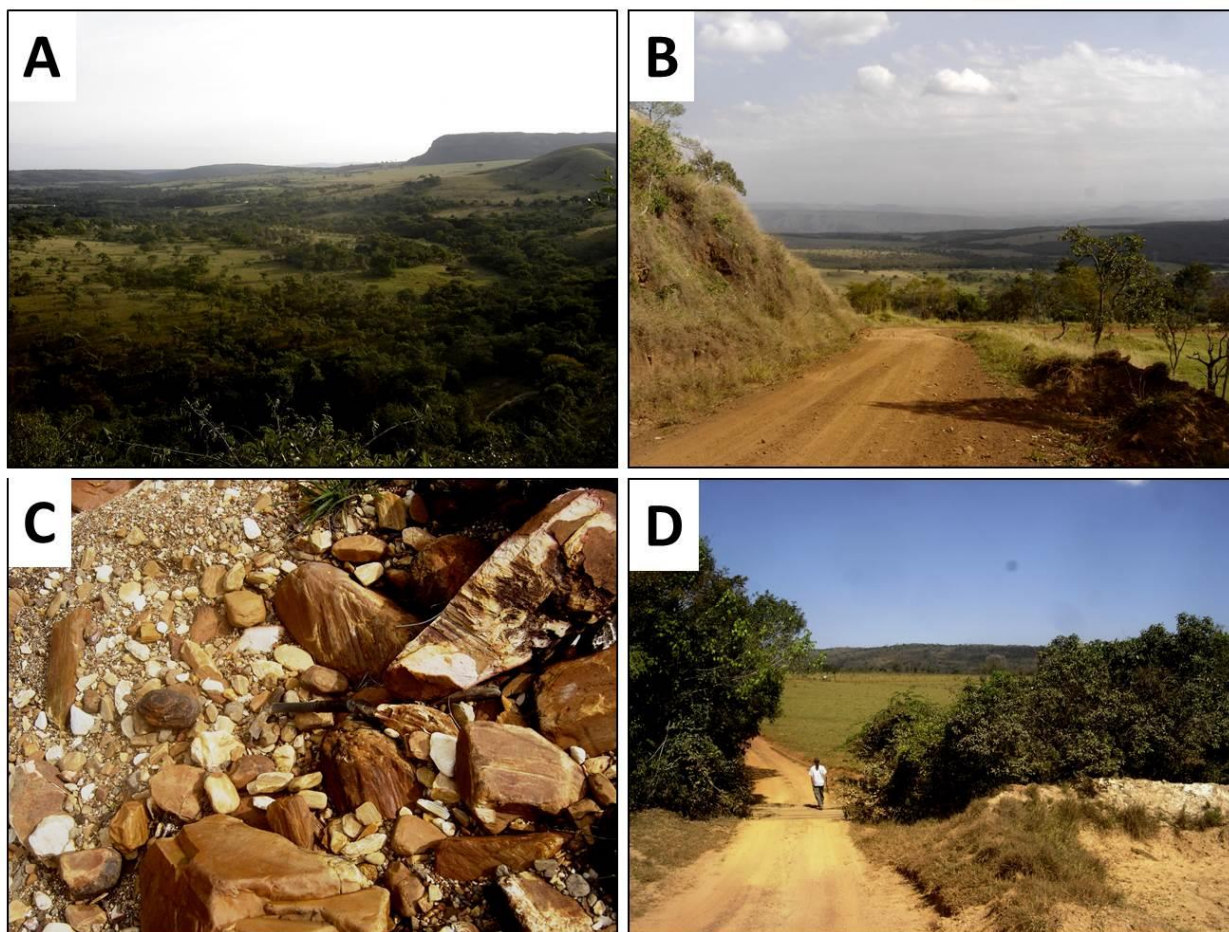


Figura 39 – Compartimento das Superfícies Rebaixadas Interiores (PCi5) – A – Relevo suavizado do compartimento ao pé da Serra Alta à direita ao fundo (F1, F2) B – Superfície aplainada ao fundo, visada a partir do compartimento F2 C – Indício de rearranjo de drenagem; leito abandonado com material de diversos portes a cerca de 15 metros de distância do leito atual D – Baixa declividade na drenagem afluente do Castelhana.

PCi6 - Serra de Peixoto

Este compartimento é caracterizado pela Serra de Peixoto que perfaz a parte interna da *Nappe* de Passos no contato com o Grupo Canastra, na altura do vilarejo de mesmo nome, ao sul da área de estudos. É representado por um pacote de quartzitos que adentra a área até marcar seus limites internos na forma de picos assimétricos ressaltados em relação aos xistos e filitos rebaixados do compartimento das Colinas Médias (PCi4). Apesar de seu destaque na paisagem, trata-se de uma serra com altitudes médias menos acentuadas, inferiores a 1000 metros (média de 856 metros) e grandes declividades encontradas especialmente em sua face externa, chegando a formar paredões escarpados com até 150 metros de desnível. A porção da mesma que adentra a

área de estudos, no entanto (porção norte) é caracterizada por um relevo menos escarpado de formas suavizadas em relação à porção sul. De forma geral, o padrão de dobramento das camadas quartzíticas denota o formato dos topos, e o mergulho das camadas condiciona a forma das vertentes, mais abruptas na face externa, e suavizadas na parte interna, onde estão concentradas as drenagens mais bem desenvolvidas, aproveitando os planos de fraqueza gerados pelos eventos deformacionais que atuaram neste conjunto. Os topos são mais suavizados do que os da Serra do Boqueirão (PCi3) que envolvem este compartimento. Em termos estruturais, condiciona o flanco sul e a zona de charneira do sinforme reconhecido na porção SE da área, associado às estruturas D4 de Simões (1995).

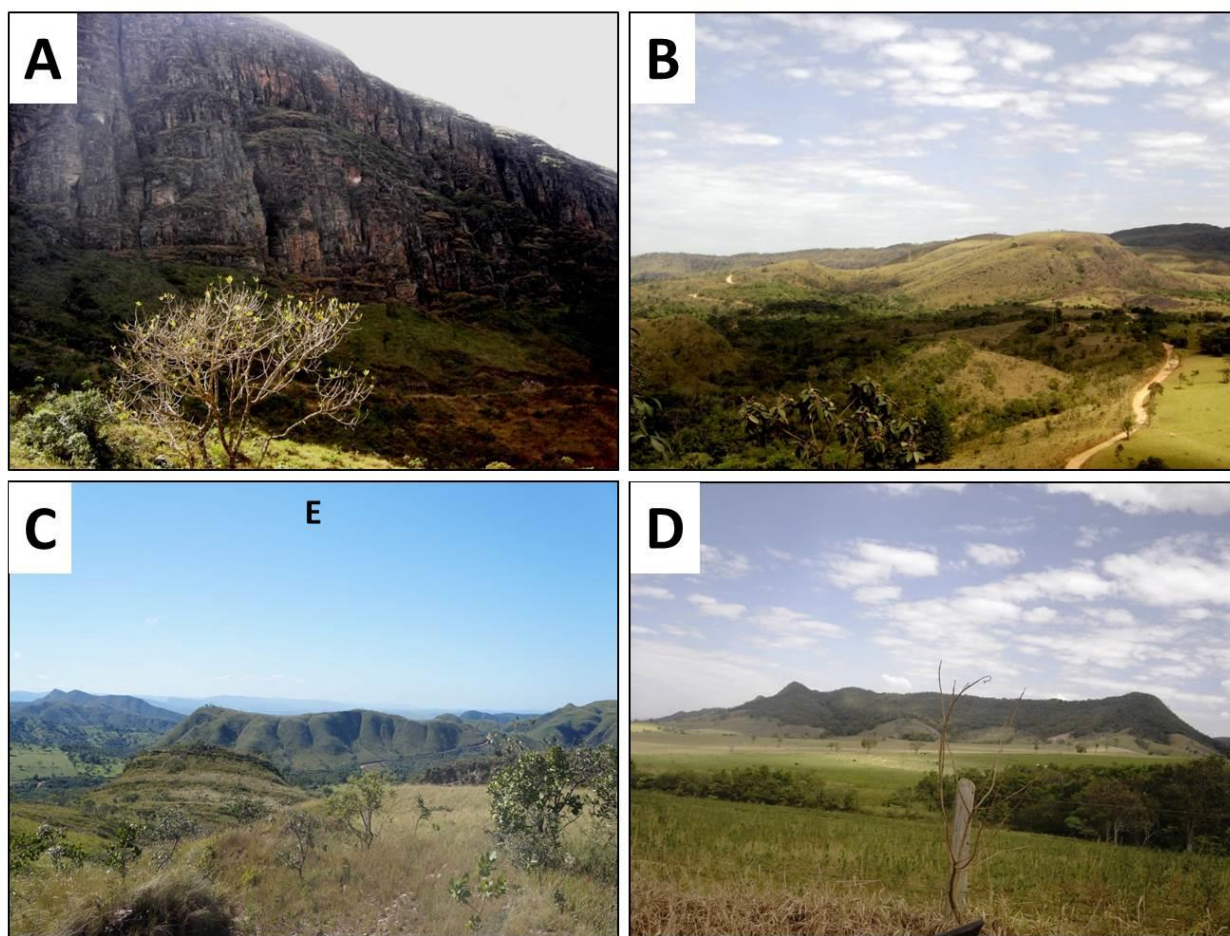


Figura 40 - Compartimento da Serra de Peixoto (PCi6) A - A sul da serra, nas proximidades da Vila de Peixoto, o conjunto exibe flancos escarpados. B - A porção norte, no entanto possui feições mais suavizadas, tipo *hogbacks* C – visada leste a partir da Serra do Boqueirão (PCi3) ilustrando a faceta externa do compartimento com altas declividades D – A face interna da Serra no entanto apresenta relevo mais suavizado com drenagens consequentes que atravessam os compartimentos das Colinas Médias (PCi4) e da Depressão suavizada de Bela Mansão (PCg4) até desaguiarem no Rio Grande.

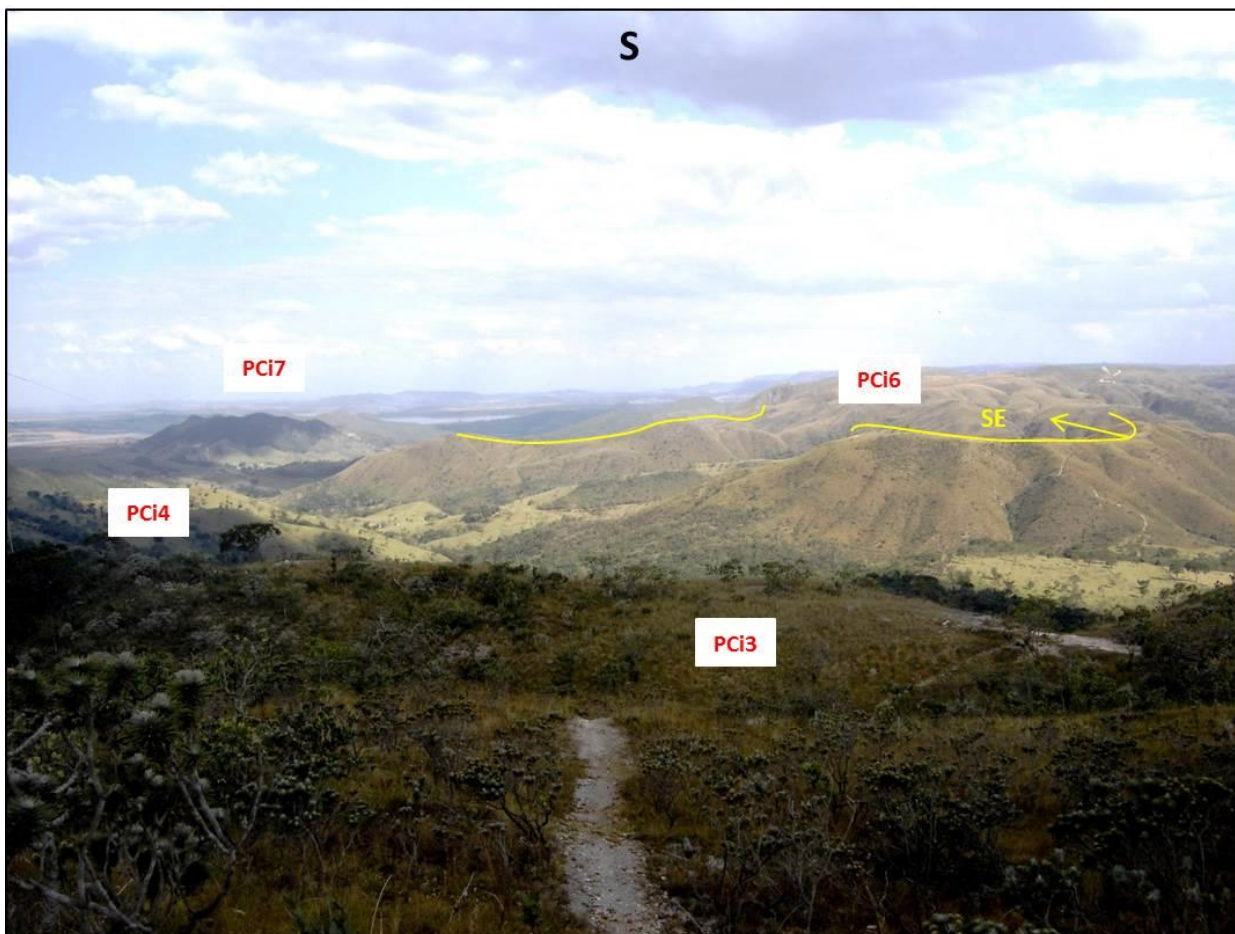


Figura 41- Paisagem nas Serras de Peixoto e da Gurita - Destaque da Serra de Peixoto com relação ao compartimento das colinas médias (PCi4) visada para sul a partir do topo da Serra do Boqueirão (PCi3). A seta amarela indica a orientação da face suavizada da serra para SE, desenhando zona periclinal de dobra tardia.

PCi7 – Serra da Gurita (Rampa Lateral de Capitólio)

Este compartimento corresponde à Serra da Gurita, feição que representa um dos prolongamentos da Rampa Lateral de Capitólio (Santos & Simões, 2009) e que limita a *Nappe* de Passos por seu flanco leste. Trata-se de uma serra assimétrica alongada a E-W na área de estudos, apresentando camadas quartzíticas com alto mergulho, em contato pela face sul com a Depressão Suavizada de Peixoto (PCg4) e pela face norte com o compartimento das colinas médias (PCi4). A declividade média é de 16° atingindo pontos de até 39°. A altitude média é a menor dentro da região Interior do embasamento (PCi), da ordem de 835 metros, com cumes atingindo pouco mais de 1000 metros. A exemplo dos demais compartimentos serranos, este possui uma densidade de drenagem baixa, restrita a canais de primeira ordem que a dissecam e vão drenar os

já citados compartimentos limítrofes. Da mesma maneira, há uma assimetria marcante entre os canais consequentes, que drenam a face do mergulho das camadas, sendo assim mais longos e desaguando no Rio Grande, e os obsequentes que drenam o contraforte da Serra, indo desaguar em tributários no compartimento das Colinas Médias (PCi4).

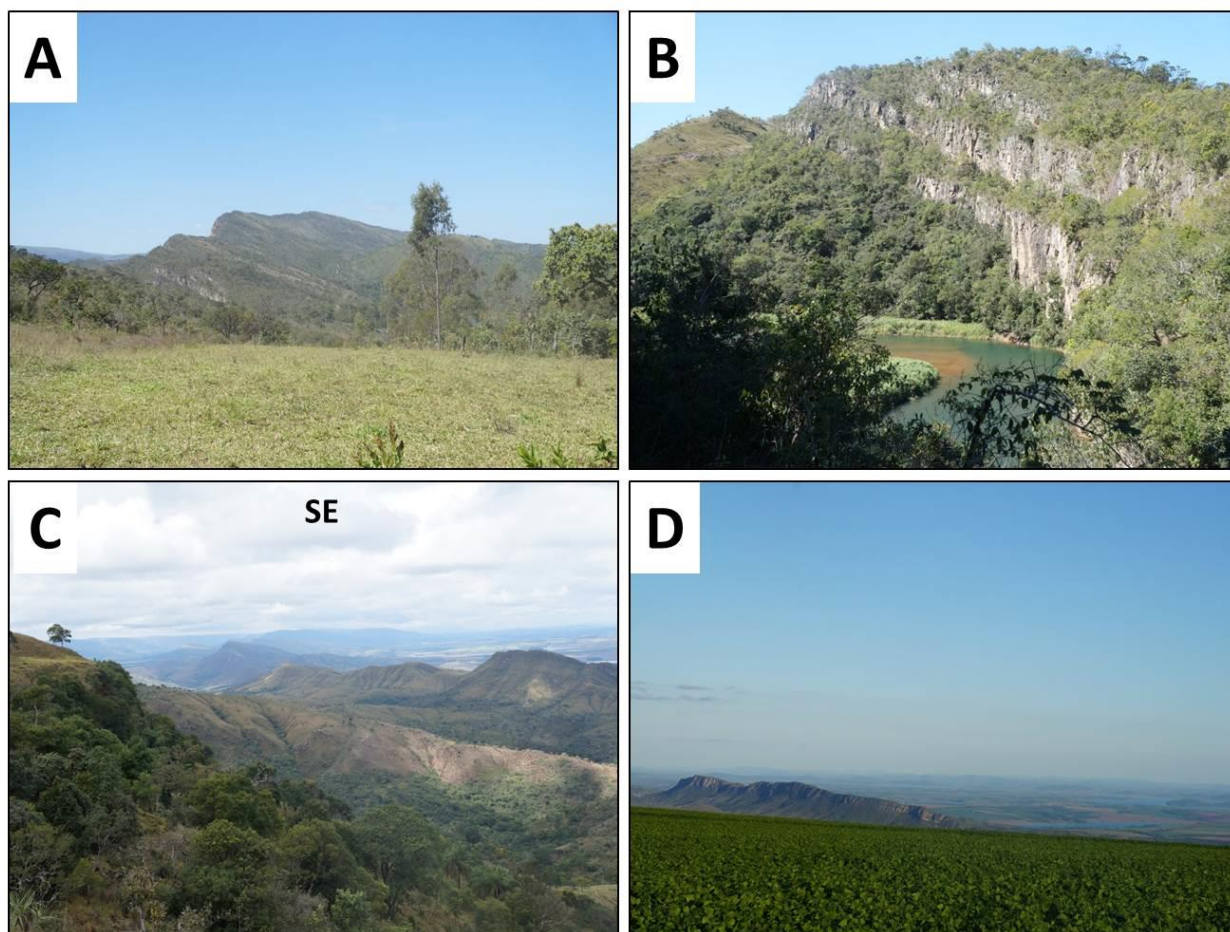


Figura 42 – Compartimento Serra da Gurita (PCi7) A – Visão geral do relevo formado na Serra da Gurita B – Vista lateral das camadas com caimento para sul no limite da área de estudos C – Contraforte da Serra onde é possível ver tanto a drenagem obsequente escoando para o compartimento das Colinas Médias (PCi4) quanto a inflexão da mesma para sul formando a zona interna da Rampa Lateral de Capitólio, limite leste da *Nappe* de Passos D – Visada sul da Serra com Rio Grande ao fundo.

6 - EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Os resultados obtidos através das técnicas utilizadas neste trabalho permitiram que fossem feitas as seguintes proposições a respeito dos eventos que marcaram a evolução geomorfológica da área de estudos:

Jurássico/Cretáceo

Na região da borda nordeste da BSP, os limites são marcados por um relevo heterogêneo, desenhado pelas diferenças litológicas das rochas da FBM, em que estruturas dobradas, sinformais e antiformais, estão impressas na paisagem, marcando o limite entre serras e vales no rebordo da Serra da Canastra, que a esta época provavelmente já se configurava em um importante divisor topográfico dentro da plataforma brasileira.

É dentro deste contexto que, já em um estágio tardio da deposição dos arenitos Botucatu durante o Jurássico Superior, quando os eventos de vulcanismo que precederam a ruptura do supercontinente Gondwana já faziam chegar a esta região os derrames da Formação Serra Geral, que recobriram o ambiente de dunas, com ocorrências restritas de drenagens efêmeras então instaladas nesta margem da bacia como indica o nível conglomerático encontrado no topo dos referidos arenitos. Essa deposição dentro da área de estudos parece haver sido limitada por camadas de metassedimentos neoproterozóicos sub-verticalizadas que demarcam o limite externo da *Nappe* de Passos (rochas do Grupo Canastra), formando verdadeiras serras que inibiram a evolução da frente de deposição da BSP. Apesar da base desta deposição ter se dado sobre relevo fortemente marcado pelas complexas estruturas e pelo bandamento composicional dentro da FBM, o nivelamento de topos quartzíticos observado, sobretudo a noroeste da área de estudos, sugere que um episódio de aplainamento, possivelmente associado ao que King (1956) chama Ciclo Gondwânico, pode ter ocorrido na região e antecedido a deposição dos arenitos Botucatu. Variações nas espessuras dos arenitos da Formação Botucatu indicam a presença de paleo-relevo com feições positivas (serras e morros alongados), paralelos aos traços estruturais principais nas porções leste (Serra do Cemitério) e oeste (Serra de São Gerônimo) da área.

A prevalência de condições de aridez ao longo da deposição das camadas mesozóicas da BSP favorece a formação de um relevo aplainado, somado ao modelo de “preenchimento” de regiões abatidas associado ao processo de propagação das lavas básicas, tornando quase

uniformes os topos dos derrames basálticos, possivelmente configurados em forma de platôs. Apesar da Serra da Canastra e as serras que demarcam a zona da *Nappe* de Passos terem limitado a deposição das camadas da BSP nesta área marcando seu limite deposicional a leste, é imperativo que esta deposição tenha se espreado para nordeste, assim como é registrado à noroeste, na região do Triângulo Mineiro de modo a fornecer os sedimentos encontrados nos níveis mais basais da Bacia Bauru, constituídos de resquílios de rochas da BSP existentes na região do Alto Paranaíba (Gravina et al., 2002).

Na área estudada, o uso dos produtos aeromagnetométricos permitiu reconhecer o limite entre as rochas basálticas da Formação Serra geral e as litologias do embasamento muito bem definido (porção NE da área), denotando expressivo lineamento estrutural, associado ao traço concordante com o Ribeirão da Ponte Queimada. Tal linearidade permitiu inferir a presença de falha do tipo normal, com bloco abatido a SW, promovendo este limite. A evolução desta falha, por truncar o pacote de rochas basálticas da Formação Serra Geral, permite supor uma associação com o desenvolvimento do Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi, 1991) no Cretáceo Superior. Em termos de morfologia regional, o mapeamento geológico e os resultados das análises dos produtos aerogeofísicos permitem propor que este soerguimento tenha sido acompanhado por tectônica rúptil, com desenvolvimento de blocos abatidos progressivamente a SW.

Cretáceo Superior

A sucessão dos eventos de abertura do Atlântico Sul, durante a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1983) levou à instalação de províncias magmáticas alcalinas na região sudeste do Brasil, que à NE da área de estudos são representadas, por exemplo, pelos corpos de Araxá, Tapira, associados ao Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP). Este incremento da atividade crustal em nível regional teve reflexos na área de estudos através da elevação da porção compreendida à NE da área mapeada, acompanhada da reativação de estruturas orientadas na direção NW-SE bem marcadas nos diferentes produtos aerogeofísicos analisados neste trabalho. Antigas zonas de fraqueza, marcadas por falhas e zonas de cisalhamento do embasamento pré-cambriano, devem ter sido reativadas neste momento, agora como falhas normais. O funcionamento destas estruturas, com abatimento e soerguimento relativo de blocos, levou ao escalonamento dos pacotes rochosos da BSP recém-consolidados em pelo menos 3 níveis

distintos, parcialmente preservados nos três níveis altimétricos de ocorrência das rochas das formações Botucatu e Serra Geral, reconhecidos na área mapeada (ver perfil esquemático, Anexo I, marcado pela variação na espessura da Formação Botucatu). Outra consequência dessa atividade foi a aceleração dos processos erosivos na região soerguida, que passou a funcionar como área fonte para o recobrimento das superfícies basálticas adjacentes, agora novamente propícias a receber sedimentos das bordas soerguidas, marcando um novo ciclo deposicional dentro da BSP a sudoeste, configurando a Bacia Bauru (Fernandes, 1992; Batezelli, 2003).

Neste momento, a erosão acentuada das bordas, inclusive de cones vulcânicos, atestada pela presença de perovskita nos sedimentos da Formação Uberaba (Gravina et al., 2002), pela ação de sistemas de leques aluviais com sistemas de drenagem tipo *braided* e anastomosados, promovendo a sedimentação nos blocos mais baixos a SE, indica a presença de clima semiárido com sazonalidade acentuada, o que sugere a presença de condições de clima tropical, que poderia favorecer a ocorrência dos processos de lateritização

Apesar da Bacia Bauru ter continuado seu desenvolvimento a partir da região do SAP e de outras áreas fonte para regiões mais remotas dentro da BSP (Batezelli, 2003), chegando a mesma a atingir até 300 metros de espessura em seu depocentro, dentro da área de estudos este processo parece ter sido interrompido rapidamente. Dessa maneira, concomitantemente à instalação dessa bacia um ciclo erosivo é retomado no que King (1956) chama evento Pós-Gondwanico que nas áreas do SAP atua no nivelamento das chaminés alcalinas e nas adjacências da BSP e serras da FBM trata de afeiçoar o relevo, nivelando os topos de forma generalizada e independente da litologia.

Paleógeno

A instalação de um ciclo erosivo em escala continental (ciclo Sulamericano) se dá após a consolidação dos depósitos Bauru na área de estudos (King 1956, Ab'saber 1963, Almeida 1964, Braun 1979, Saadi 1993, Hasui 2010, entre outros, Figura .8). As evidências apontam para a continuidade de condições semiáridas, com sazonalidade suficiente para permitir o desenvolvimento de uma frente de alteração em subsuperfície com a evolução da linha do saprólito associado aos processos de aplainamento dos topos. Durante este período a zona limítrofe entre a BSP e a FBM deve ter se definido com maior clareza na porção sudeste da área

de estudos através de processos que tenderam a eliminar eventuais camadas pouco espessas de sedimentos fanerozóicos, que porventura tenham se depositado no topo das serras da FBM, como apontado pelos dados geofísicos no topo da Serra de São Gerônimo (PCg1). A diferença de resistência entre as litologias da BSP e da FBM deve ter levado ainda a um realce dessas em favor daquelas em áreas como na borda da Serra do Cemitério (PCi1), ao passo em que o aplainamento sulamericano nivelava os topos e removia depósitos pouco consolidados do Gr. Bauru dos espigões neoproterozóicos. Outra frente de erosão deve ter se instalado nas bordas escarpadas dos blocos movimentados durante o Cretáceo (zonas falhadas), formando zonas de colúvio preservadas na área de estudos, que tornam suaves os limites atuais entre os blocos abatidos na topografia ainda que a diferença de altitude entre as camadas geológicas indique deslocamentos da ordem de dezenas de metros.

As perturbações crustais que movimentaram os blocos na área de estudos devem ter colocado em evidência outras estruturas apontadas pelos dados aerogeofísicos com direções NW e subordinadamente NE e E-W, de modo que, ainda que incipiente e intermitente, o sistema de drenagem ativo durante este período deve ter se aproveitado dessas estruturas para sua instalação inicial, representando um estágio importante do desenvolvimento da rede de drenagem atual.

Neógeno

O limite entre o Paleógeno e o Neógeno é marcado por perturbações tectônicas que alteram o nível de base dando nova dinâmica à evolução do relevo (King 1956; Saadi, 1993; Bartorelli, 2005; Hasui, 2010). É instalado então o ciclo de aplainamento Velhas que passa a atuar primordialmente na retração das escarpas da BSP, expondo os terrenos neoproterozóicos e levando à formação dos depósitos de tálus nas zonas de coluvionamento, feições bem marcadas através dos produtos aerogamaespectométricos. A ferruginização do nível arenítico-conglomerático encontrado nos arredores da Serra Alta deve ter se dado entre o final do Paleógeno e este momento. A natureza dos terrenos mais antigos recobertos pela BSP influi fortemente no tipo de deposição gerado sobre essas novas condições. Nas zonas onde predominam quartzitos e rochas de maior resistência são mantidos depósitos de colúvio elevados, com retrabalhamento de materiais ferruginosos (Patamar Detrítico Superior), funcionando como topos intermediários, enquanto as zonas dos xistos e filitos (compartimentos geomorfológicos

PCi4 e PCi5) passam a ser dissecadas, o que acelera também o recuo das escarpas da BSP encontradas nessas zonas.

A compartimentação do relevo observada atualmente passa por importante estágio em sua delimitação. Na zona dos terrenos metamórficos que compreende as regiões leste e sudeste da área de estudos as diferenças entre os terrenos que compõem a *mélange* tectônica e a *nappe* de Passos se tornam mais evidentes, com exaltação de estruturas provavelmente menos explícitas nos períodos anteriores, como as serras que limitam a referida *nappe*. Os terrenos da BSP se restringem progressivamente a norte com o avanço dos *fronts* de alteração das escarpas, que começam a delinear os morros testemunhos encontrados na área à medida em que um proto-vale do rio Grande começa a se desenvolver sobre uma zona de fraqueza mais pronunciada, direcionando o *front* erosivo no sentido sudoeste-nordeste.

O final deste período é marcado pelo incremento de soerguimento epirogenético em acordo com o registrado para toda a BSP (Bartorelli, 2005) o que, associado ao padrão de oscilações climáticas instalado a partir do limite Plio-Pleistoceno, passa a atuar de maneira mais direta na configuração do relevo encontrado atualmente.

Indícios de movimentação tectônica são reconhecidos na área, bem marcados na porção compreendida pela vertente do Morro dos Côcos para SW, onde a zona de falha normal abateu também, para SE, o horizonte laterítico (e todo o pacote rochoso). Feição semelhante é apresentada por Passarela et al. (2010) na região de Cássia (MG), à sudoeste da área estudada, onde o barramento do sistema de drenagem (interpretado como associado ao movimento de reativação da falha, com bloco abatido a SE) promoveu a formação de embaciamento, com sedimentação de lago, alimentado por leques aluviais. Esta movimentação, controlada por falhas, tem sido apresentada na literatura como associada ao quadro de evolução neotectônica regional, conforme apresentado por Hasui (1990) e Morales (2005).

Quaternário

Apesar de grande parte da definição do modelado atual do relevo ter evoluído significativamente durante o Quaternário com a instalação do sistema de drenagem moderno, o arcabouço geomorfológico já havia sido preparado durante Neógeno, sob atuação do ciclo Velhas. Os movimentos epirogenéticos ocorridos no início do Quaternário (King, 1956; Janoni,

2007), provavelmente ressaltaram a presença de estruturas pré-existentes, as quais serviram de base para que o relevo evoluísse durante a alternância de condições úmidas e semi-áridas que permeia todo este período (Thomas, 1994). A reativação de falhas e movimentação de blocos permitiram mudanças no regime fluvial levando à acentuação dos processos erosivos sobre as rochas da FBM. Este arranjo, com as rochas da FBM predominando no bloco soerguido a NE, e rochas basálticas no bloco abatido a SW, permitiu um arranjo de inversão do relevo, com o traço principal do Rio Grande se instalando preferencialmente sobre as rochas do bloco alto (Passarela et al. 2010).

A grande intensidade de alternância entre essas condições climáticas provavelmente resultou na aceleração dos processos erosivos, físicos e químicos, dismantelando rapidamente os patamares superiores (PCCi e PDS), agora mais fragilizados pela maior atuação de processos químicos, predominantes durante pequenos intervalos interglaciais e os retrabalhando em novas condições nas porções rebaixadas do terreno, como nos casos dos Patamares Detrítico-Lateríticos encontrados na área de estudos.

A dissecação dos planaltos da BSP durante os interglaciais, após a instalação do padrão atmosférico atual, , atuam no sentido de ressaltar ainda mais as feições estruturais expostas durante os episódios de soerguimento e ciclos de aplainamento anteriores, dando origem ao relevo encontrado atualmente em que essas estruturas bem marcadas convivem ao lado dos resquícios dos planaltos da BSP, à margem leste do sistema do Rio Grande, na borda ocidental da Serra da Canastra.

7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como objetivo principal investigar o quadro geomorfológico da borda ocidental da Serra da Canastra, de modo a levantar hipóteses a respeito da evolução geomorfológica da mesma e que explicita o papel de estruturas geológicas antigas e reativadas na formação deste relevo nos diferentes domínios morfoestruturais ali representados. Para tanto, foram utilizadas técnicas já consagradas dentro dos estudos geomorfológicos, como a compartimentação com auxílio de fotointerpretação e dados extraídos de sensores remotos em ambiente SIG e outras ainda pouco utilizadas, como o uso de dados aerogeofísicos, levando-se em consideração o arcabouço geológico e estrutural da área, o que demandou ainda uma abordagem de menor escala a respeito do quadro geológico da área em questão do que havia disponível até o momento. Dentre os resultados obtidos da integração de tais técnicas há que se ressaltar os tópicos abaixo listados.

O uso de dados aerogeofísicos mostrou-se uma ferramenta valiosa para delimitação de unidades geológicas e geomorfológicas, assim como para que fossem levantadas hipóteses pré-campo a respeito de suas características. Foram ainda importantes na identificação dos lineamentos estruturais e outras feições de subsuperfície, como na delimitação dos corpos de rochas básicas da Formação Serra Geral. A presença dos basaltos é fortemente denunciada pela técnica, mesmo em porções recobertas por espesso solo ou por coberturas sedimentares superficiais. Além disso, seu limite retilíneo e abrupto na porção nordeste da área é sugestivo da presença de falha do tipo normal, com bloco abatido a SE. Esta observação implica tanto na suposição de existência prévia de cobertura por lavas basálticas mais para norte e nordeste, fora dos domínios da área mapeada, bem como na importância de falhas associadas ao soerguimento do Alto Paranaíba para a preservação destas rochas a sudeste e sua posterior erosão.

A identificação dos lineamentos extraídos dos diferentes produtos aerogeofísicos aqui utilizados e a interpretação dos mesmos frente a atributos do relevo permitiu que fosse avaliada a influência que essas estruturas em subsuperfície exercem no controle dos processos formadores do relevo. De modo geral, os 3 Domínios de Lineamentos (D1, D2 e D3) identificados em nível regional refletem a natureza dos terrenos encontrados na área. Desta maneira, os terrenos neoproterozóicos apresentam direção principal de lineamentos a NW-SE, com lineamentos subordinados a NE-SW. Nos terrenos da BSP a direção principal dessas feições é NE-SW, com

importantes lineamentos direcionados a E-W. A intrusão Alcalina de Tapira imprime um padrão característico de lineamentos, formando uma elipsóide centrada na própria intrusão com aumento significativo de feições com direção E-W, exercendo um forte controle estrutural na evolução da bacia do Rio Araguari.

O mapeamento das unidades geológicas e das estruturas deformacionais permitiu a identificação de falhas e estruturas dobradas que influenciam significativamente no modelado do relevo. Na porção da passagem do Morro dos Côcos para SE, o bloco abatido apresenta uma espessura maior dos arenitos da Formação Botucatu, o que parece indicar uma atividade conjunta de falha controlando esta variação de espessura associada tanto à presença de paleorrelevos positivos, fortemente controlados pelas camadas quartzíticas mais resistentes do Grupo Araxá, aflorantes a leste, bem como a uma possível estrutura deformacional pré-basaltos (falha normal com abatimento de bloco a SE). A espessura aproximadamente constante dos pacotes de rochas basálticas nos dois blocos reforça a hipótese da atuação conjunta de paleorrelevos na configuração desta porção do terreno.

Os patamares detrítico-lateríticos identificados deram margem para que fosse reconhecida a atuação de falhas truncando as coberturas lateríticas, o que merece destaque dentro deste contexto, uma vez que indicam a atuação de controle tectônico na conformação última da paisagem, por meio, por exemplo, da instalação da drenagem em bacias hidrográficas controladas por lineamentos estruturais. Estas falhas, com direção NW-SE, apontam para eixos distensivos orientados NE-SW, o que vem concordar com os resultados apresentados por Hasui (1990), Morales (2005) e acentuado no Mapa Neotectônico do Brasil (Morales et al. 2014). Dessa maneira, é possível sugerir que estas feições estariam associadas ao regime tectônico recente (neotectônica).

Essas informações foram úteis ainda para que pudéssemos compreender melhor como se deu a evolução destes terrenos. Neste sentido, a identificação e caracterização dos patamares detrítico-lateríticos foi de especial importância. Estudos mais pormenorizados a respeito da constituição destes materiais, de modo a esclarecer questões relativas à sua natureza (material parental), evolução (identificação de processos envolvidos) e cronologia, através de datações absolutas, seriam de grande valia para melhor compreensão dos aspectos envolvidos na evolução geomorfológica da área de estudos e da região em que a mesma está inserida.

A compartimentação geomorfológica proposta foi baseada em uma taxonomia que evidencia a natureza dos terrenos (domínios morfoestruturais), a predominância dos processos geomorfológicos atuantes (regiões geomorfológicas) e as especificidades de cada compartimento, incluindo sua posição topográfica frente aos demais compartimentos dentro da mesma classe. Informações a respeito das formas do relevo e das coberturas superficiais foram levantadas de modo não somente a cartografar o relevo, mas fornecer indícios para que sua evolução e os processos atuantes fossem visualizados espacialmente.

A área de estudos apresenta um relevo heterogêneo e complexo, em que estruturas dobradas antigas (sinclinais e antiformais) estão impressas na paisagem, em interação com terrenos mais jovens que as recobrem, apresentando um padrão geomorfológico próprio. As ferramentas de investigação remotas (fotografias aéreas, imagens SRTM, imagens orbitais) permitiram a delimitação e o reconhecimento dos diferentes domínios e seus limites com precisão adequada à escala de trabalho proposta. Além disso, a aplicação de regras de inclinação de estratos (regras dos V's) foi essencial no reconhecimento das dobras e outras estruturas associadas, identificadas e confirmadas ainda pelas medidas geológicas coletadas em campo.

Há ainda que se ressaltar a importância da existência de uma plataforma SIG para integração dos dados primários (de campo) e secundários (fontes diversas), a qual facilitou a visualização das relações espaciais entre os diferentes elementos da paisagem colaborando para a compreensão do quadro geomorfológico. Permitiu também que informações distintas fossem adicionadas à análise de maneira rápida e precisa, tornando mais ágil a proposição e teste das diversas hipóteses a respeito da conformação e evolução da paisagem levantadas ao longo deste estudo. As análises em ambiente SIG têm ainda a funcionalidade de fornecer de forma rápida elementos fundamentais para a caracterização do relevo, como as informações extraídas das imagens SRTM (declividade, aspecto e hipsometria), das quais podem ser calculados índices como amplitude do relevo, declividade média que ajudam a delimitar e caracterizar diferentes compartimentos geomorfológicos.

Os métodos utilizados neste trabalho permitiram que fosse proposta uma hipótese evolutiva para a área de estudos desde o Cretáceo, podendo contribuir com as ideias levantadas pelos principais autores que abordaram a evolução recente dos terrenos encontrados na transição

entre os domínios da BSP e FBM, em um caso de interdigitação entre os mesmos na região da borda ocidental da Serra da Canastra.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. **Compartimentação topográfica e domínios de sedimentação Pós-Cretácios do Brasil**. 80f. Tese (Concurso para a cadeira de Geografia Física) - Depto. Geografia, Universidade Federal do Paraná. 1962.
- AB'SABER, A. N. **Problemas do mapeamento Geomorfológico no Brasil**. Geomorfologia, São Paulo, Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, n. 6, p. 1-16, 1969.
- AB'SABER, A. N. **Províncias Geológicas e Domínios Morfoclimáticos no Brasil**. Boletim de Geomorfologia, São Paulo. n.18, p. 1-25. 1970.
- AB'SÁBER, A. N. **O Planalto de Franca: Estudos Básicos para Planejamento Regional**. Geografia e Planejamento, São Paulo, n. 15, p. 1-16, 1975.
- ALEVA, G.J.J. **Suggestions for a systematic structural and textural description of lateritic rocks** In: II International Seminar on Lateritisation Processes, São Paulo, 1983. Anais... São Paulo, 1983
- ALMEIDA, F.F.M. **Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista**. Bol. IGG, 41:167-262, 1964
- ALMEIDA, F.F.M. **Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro**. Anais da Academia Brasileira de Geociências, Rio de Janeiro, v. 40, p. 280-296, 1968
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., DAVINO, A., HARALY, N. L. E. **Informações Geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu Significado Geotectônico**. An. Acad. Bras. Ciênc. Rio de Janeiro, v. 52, n.o 1, p. 49-60, 1980.
- ALMEIDA, F. F. M. **Relação tectônica das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sulamericana**. Revista Brasileira de Geociências v. 13, n.o 3, p. 139-158, 1983.
- ALVES, J.M.P.; GOMES, N.S.; HORNES, S. **Calcretes do Membro Ponte Alta, Formação Marília, na região do Triângulo Mineiro. Evidências de Isótopos Estáveis e Catodoluminescência**. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7, Belo Horizonte.. Anais... Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais. Boletim 12: 12 – 15. 1993
- ALVES J.M.P. & RIBEIRO D.T.P. **Evolução diagenética das rochas da Formação Marília – Minas Gerais, Brasil**. In: UNESP/Rio Claro, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Boletim, pp. 327-332. 1999.
- BARBOSA, R.P. **Representação do relevo no Brasil**. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 18: 539-555, 1956.

BARBOSA, O., BRAUN, O.P.C., DYER, R.C., CUNHA, C.A.B.R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. DNPM/DFPM. Rio de Janeiro. 140p. (Boletim 136). 1970.

BARSCH, D., LIEDTKE, H. **Principles, scientific value and practical applicability of the geomorphological map of the Federal Republic of Germany at the scale of 1:25 000 (GMK 25) and 1:100 000 (GMK 100)**. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Supplement Band 36, 296-313. 1980.

BARTORELLI, A. **Origem das Grandes Cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: Evolução Quaternária e Geomorfologia**. In NETO, V. M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. Geologia do continente sul-americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Brasil: Beca, 2005.

BATEZELLI, A. **Análise da Sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com Áreas Adjacentes**. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. 195p. 2003.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; PICCIRILLO, A. J. R. ROISEMBERG, A. **High-and-low-TiO₂ flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin**. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, v. 150, n. 3, p.273-306, 1984.

BJONBERG, A.J.S., GANDOLFI, N. E PARAGUAÇU, A.B. **Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo**. Anais do XXV Congr. Bras. de Geol., 2:158-174, São Paulo. 1971.

BORGES, A.J. & DREWS, M.G.P. **Características magnetométricas da bacia do São Francisco em Minas Gerais**. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. (ed.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, 55-66. 2001

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. **Projeto Radambrasil**. Folha SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro. 1983c.

BRAUN, O. P.G. **Contribuição a Geomorfologia do Brasil Central**. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro. v. 32, n. 3, p. 3-40. 1970.

BUDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton, Princeton Univ. Press. 443p. 1982

BURBANK, D.W. & ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. Chelsea: Blackwell, 2001. 271 p. 2001

CAETANO-CHANG M.R. & WU F.T. **Bacia do Paraná: Formações Pirambóia e Botucatu.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, Roteiro de Excursão 2, p. 1-19. 1992

CARNEIRO, C. D. R.; SOUZA, J. J. **Mapeamento geomorfológico em escala de semidetalhe da região de Jundiá-Atibaia.** Revista Brasileira Geomorfologia, v. 4, n. 2, p. 17-30, 2003.

CETEC. **Diagnóstico Ambiental do Estado de Minas Gerais.** Belo Horizonte: CETEC, (Mapa Geomorfológico. Escala 1:1.000.000). 1982

CPRM Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Brasil.** Escala 1:2.500.000. 2003. CD-ROM.

CPRM/CODEMIG. **Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos,** área7, Patos de Minas, Araxá, Divinópolis. Belo Horizonte, CPRM/CODEMIG, 2006.

DAMÁZIO, W.L. **Geologia de uma porção da borda norte da Serra da Canastra, MG. 113p. Dissertação** (Mestrado). IGCE – UNESP – Rio Claro. 2002.

DICKSON B.L., SCOTT K.M. **Interpretation of aerial gamma ray surveys-adding the geochemical factors.** AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17,187-200. 1997.

FERNANDES, L. A. **A cobertura Cretácea Suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os Grupos Bauru e Caiuá.** São Paulo. 171p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1992.

FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. **Revisão Estratigráfica da Parte Ocidental da Bacia Bauru (Neocretáceo)** – Revista Brasileira de Geociências, v. 30 n.o 4, p. 717-728, 2000.

FIORI, A.P. & LANDIM, P.M.B. **Estratigrafia do Grupo Tubarão (Formação Aquidauana) na região sudoeste do Estado de Minas Gerais.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 52(1):109-124, 1980.

FREITAS, R. O. **Sedimentologia e Paleogeografia de Depósitos piemonticos na Usina de Peixoto.** Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 18: 287-323, 1956.

FULFARO, V. J., SAAD, A. R., SANTOS, M. V., VIANNA, R. B. **Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

FUCK R.A., JARDIM DE SÁ E.F., PIMENTEL M.M., DARDENNE M.A., PEDROSA-SOARES A.C. **As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco.** In: J.M.L.

DOMINGUEZ & A. MISI (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 161-186. 1993.

GRAVINA, E.G.; KAFINO, C.V.; BROD, J.A.; BOAVENTURA, G.R.; SANTOS, R.V., GUIMARÃES, E.M.; JOST, H. **Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do triângulo mineiro.** Revista Brasileira de Geociências, v. 32, n. 4, p. 545-558, 2002.

HACKSPACHER, P. C., GODOY, D. F., RIBEIRO, L. F. B., HADLER NETO, J. C., A. O. B. **Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita.** Revista Brasileira de Geociências. 37(4 - suplemento): 76-86, 2007.

HASUI, Y. **Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil.** In: Workshop Neotect. Sedim. Cont. Cenoz. Se Bras., 1., Belo Horizonte, Anais... Belo Horizonte: UFMG, 1990.

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

HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do Sudeste brasileiro e a estruturação regional.** Geociências (São Paulo. Impresso), v. 20, p. 141-169, 2010.

HEINECK, C.A.; LEITE, C.A.S.; SILVA, M.A.; VIEIRA V.S. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000.** Belo Horizonte: Convênio COMIG/CPRM, 1 folha, 2003.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Carta topográfica Desemboque:** Folha SF-23-V-A-II-2. Rio de Janeiro: IBGE, ano. 1 mapa, color., 56cmx 78cm. Escala 1:50.000. 1972

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geomorfologia,** Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. - Rio de Janeiro : IBGE, 182 p. – (Manuais técnicos em geociências, ISSN 0103-9598 ; n. 5) 2009.

IAEA - INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY **Guidelines for Radioelement Mapping using Gamma Ray Spectrometry Data,** , IAEA-TECDOC-1363. 2003.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo.** São Paulo. 1981

JANONI, C.R. **Compartimentação Morfotectônica da Alta Mogiana Paulista (Nordeste do Estado de São Paulo).** Rio Claro, 137 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2007.

KELLER E., & ROCKWELL, T. **Tectonic geomorphology, Quaternary Chronology and Paleosismology**, In. COSTA J.E. & FLEISHER P.J. (eds.) Development and Application of Geomorphology. Springer. Berlin. 1984.

KING, L. C. **A Geomorfologia do Brasil Ocidental**. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, 18: 147-265, 1956.

KINGSTON, D.R, DISHROON, C.P., WILLIAMS, P.A. **Global Basin Classification**. AAPG Bull., 67: 2175-2193. 1983.

LUVIZOTTO, G.L. **Caracterização metamórfica das rochas do Grupo Araxá na região de São Sebastião do Paraíso, Sudoeste de Minas Gerais**. 185p. Dissertação (Mestrado) – IGCE/UNESP – Rio Claro. 2003

MACHADO, F.B. **Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo**. Rio Claro, 194 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2005.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C. **A evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-mor, MG**. In: Simp. sobre o craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, 1981. Anais... Salvador, SBG/BA. P 100-113. 1981.

MARTINS, E.S., REATTO, A., CARVALHO JUNIOR, O.A, GIMARÃES, R.F. **Evolução geomorfológica do Distrito Federal**. EMBRAPA Documentos, Planaltina, DF, n. 122, p. 1-57, jul. 2004.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, jan./mar. 1994.

MORAES REGO, L. F. **Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese**. São Paulo: IAG, 43 p. 1932.

MORALES, N. **Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento de Campo do Meio na Porção Ocidental**. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. 270p. 1993.

MORALES, N. **Neotectônica em Ambiente Intraplaca: Exemplos da região sudeste do Brasil (Sistematização Crítica da Produção Científica)**. Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro. 201p. 2005.

MORALES, N., HASUI, Y., SOARES JUNIOR, A. V., SALAMUNI, E., GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F., SOUZA, I. A. **Projeto Mapa Neotectônico do Brasil: Caracterização da**

deformação neotectônica do território brasileiro In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador. 2014.

MONBEIG, P. **A divisão regional do Estado de São Paulo**. Na. Assoc. Geógrafos Brasileiros. 1. São Paulo, 1949.

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

NOVAIS, G.T. **Caracterização climática da mesorregião do Triângulo Mineiro/Alto Paranaíba e do entorno da Serra da Canastra, MG**. Dissertação (mestrado). Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós Graduação em Geografia. Uberlândia. 175 p. 2011.

OLLIER, C.F. **Tectonics and Landforms**. London. Longman. 324 pp. 1981.

PASSARELA, S.M., MORALES, N., SARTORI, J.E. **Uma proposta de compartimentação geomorfológica para a região de Cássia, sudoeste do estado de Minas Gerais**. Revista Brasileira de Geomorfologia - v. 11, nº 2 p.91-102. 2010.

PENTEADO, M. M., **Fundamentos de Geomorfologia**. Fund. IBGE. Rio de Janeiro. 1974.

PERDONCINI, L.C. **Evolução tectono sedimentar mesozóico-cenozóica da região de Franca**. Rio Claro, 245 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2003.

PEREIRA, L.F. DARDENNE, M.A., ROSIÉRE, C.A., PEDROSA-SOARES, A.C. - **Evolução Geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG**. Geonomos (2). 1. Belo Horizonte. 1994.

RICCOMINI, C. **Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo**. Revista Brasileira de Geociências, [s. L.], v. 27, p.153-162, 1997.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. **Rapid eruption of the Paraná flood volcanism, rifting of southern and the Jurassic-Cretaceous boundary**. Science, Washington, v. 258, p. 975-979, 1992.

RODRIGUES S.C. **Mudanças ambientais na região do cerrado. Análise das causas e efeitos da ocupação e uso do solo sobre o relevo. O caso da bacia hidrográfica do rio Araguari, MG**. GEOUSP – Espaço e Tempo, São Paulo, Nº 12, 2002.

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

SAADI, A. **Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares** Geonomos, Rev. de Geociências da UFMG. Belo Horizonte. v.1, n.1, p.1-15. 1993.

SANTOS, T. E. S., SIMOES L. A. **Caracterização estrutural de um segmento da rampa lateral de Capitólio, limite norte da *Nappe* de Passos – MG** – Revista Brasileira de Geociências 39(2): 360-374. 2009.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais do... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41-65.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. **O Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília**. Rev. Bras. de Geociências. v. 31 (3), p. 385-396. 2001.

SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.M. **Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica**. In Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais... Natal: SBG, . v.6, p. 2564 – 2575. 1990

SIMÕES, L.S.A. **Evolução tectono-metamórfica da *Nappe* de Passos, sudoeste de Minas Gerais**. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 149 p. 1995a.

SILVA, H.S. **Evolução Geológica da Faixa Brasília na Região de Tapira, Sudoeste de Minas Gerais**. 196p. Tese (Doutorado). IGCE-UNESP – Rio Claro. 2003.

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.

SOUSA, S.K.J. **Geologia e aspectos geoturísticos do município de Delfinópolis/MG**. 90p. Dissertação (Mestrado). IGCE – UNESP – Rio Claro. 2001.

STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. **Neotectonics**. In: Hancock, P. L. (ed.) Continental deformation. Pergamon, Oxford, 370-409p. 1994.

SUGUIO, K.; SALLUN, A. E. M. **Geologia do Quaternário e Geologia Ambiental**. In: Mantesso-Neto, V. et al (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. 2005

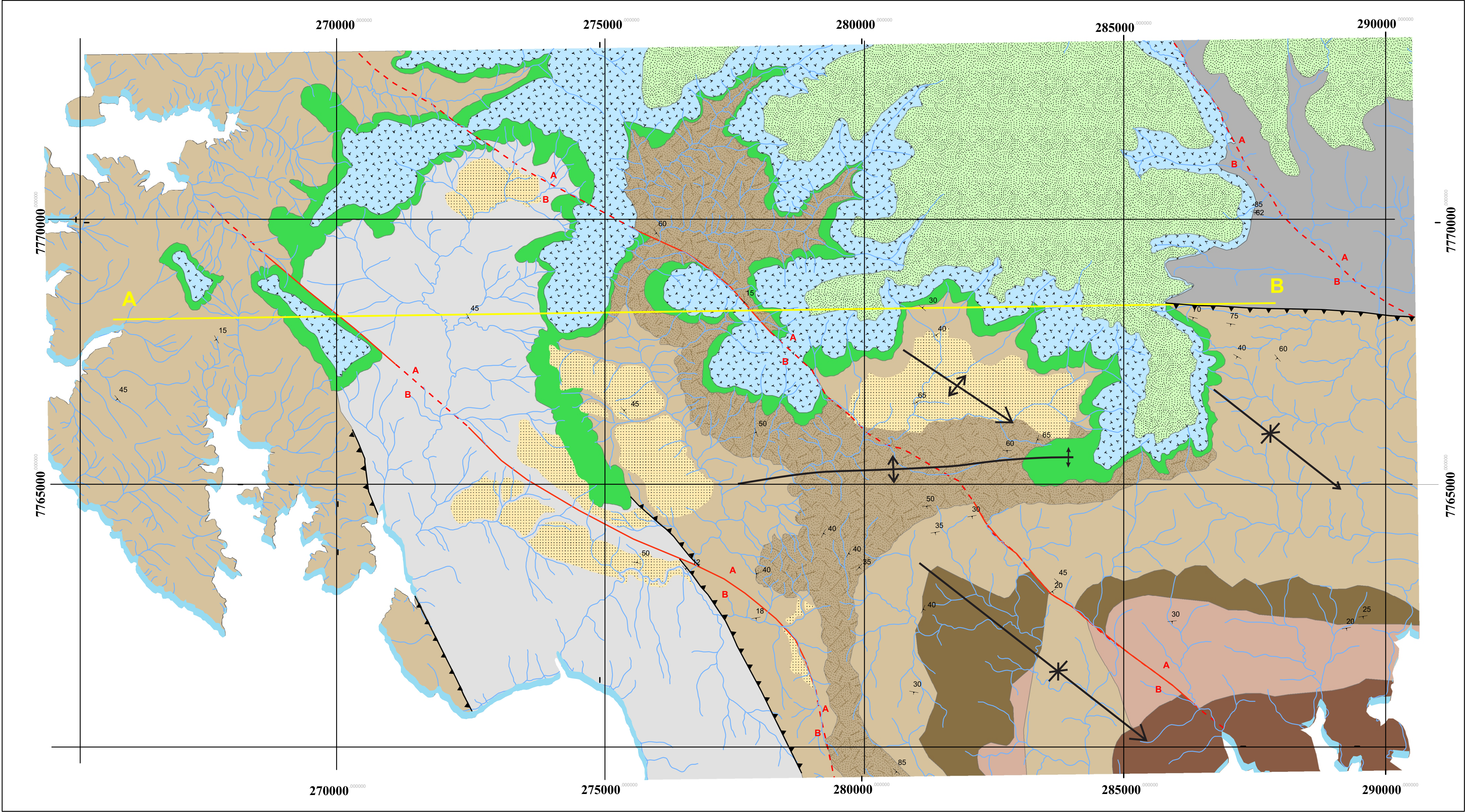
- SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology**. New York, John Wiley & Sons, 537p. 1991.
- SUMMERFIELD, M. A. **Geomorphology and global tectonics**, Wiley, Chichester, 357p. 1999.
- THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics - a study of weathering and denudation in low latitudes**. New York: John Wiley & Sons, 460p, 1994.
- TRICART, J. **Structural Geomorphology**. Longman. Londres. 305 p. 1974.
- TURNER, S. P.; REGELORES, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. **Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar - ³⁹Ar geochronology**. Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam, v. 121, p. 333-348, 1994.
- TWIDALE C.R. **Structural landforms: landforms associated with granitic rocks, faults, and folded strata**. Canberra : Australian National University Press, 247 p. 1971.
- VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Ocidental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. Salvador, 243p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 1998.
- VALERIANO, C.M. **Evolução Tectônica da extremidade da Faixa Brasília, região da represa de furnas sudoeste de Minas Gerais**. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 290-292. 1993.
- VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J. C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DUATT, B.P.; ROIG H.; HEILBRON, M. **Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasílica**. Revista Brasileira de Geociências. v.25 (4), p. 221-234. 1995.
- VALERIANO, C.M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; SIMÕES, L.S.A. **Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny**. Revista Brasileira de Geociências, v. 20 (2), p. 93 -110. 2000.
- VALERIANO C.M., DARDENNE M.A., FONSECA M.A., SIMÕES L.S.A., SEER H.J. **A evolução tectônica da Faixa Brasília**. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B.(orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida. São Paulo, Beca, p. 575-592. 2004.
- VASCONCELOS, V. **Classificação das Formas de Terreno e a sua Relação com as Solos do Chapadão da Zagaia, Serra da Canastra, MG**. 91p 90p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Ciências Humanas – UNB – Brasília. 2011.
- WELLMAN, P., **Tasman Orogenic System: a model for its subdivision and growth history based on gravity and magnetic anomalies**, Econ. Geol., 90, 1430-1442, 1995.

WILFORD, J.R.; BIERWIRTH, P.N. & CRAIG, M.A. **Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology.** Journal of Australian Geology and Geophysics, Vol. 17, No. 2, pp. 201–216. 1997.

ZAINE, J. E. **Método de fotogeologia aplicado a estudos geológicogeotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG.** Rio Claro, [s.n]: Livre-Docência, UNESP/IGCE, 99p. 2011.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. **The Paraná Basin, Brazil.** In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708. (AAPG. Memoir, 51). 1990.

ZANARDO, A. **Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG).** Rio Claro, 288p. Tese (Doutorado). IGCE/UNESP, Rio Claro. 1992



LEGENDA

Coberturas Quaternárias - Depósitos areno-argilosos inconsolidados

Coberturas Detrito-Lateríticas Ferruginosas

Fm. Marília - Arenitos finos com intercalações de lamito arenoso

Fm. Serra Geral - Basaltos com intercalações de arenitos e diques de diabásio

Fm. Botucatu - Arenitos eólicos com intercalações de siltitos e argilitos e níveis conglomeráticos

Canastra Ci - Domínio Indiviso - Quartzitos puros a micáceos, associados a muscovita filitos, e quartzo-muscovita filitos

Canastra Cq - Quartzitos puros a levemente micáceos, exibindo o contorno original do grão sedimentar

Araxá Aa - Muscovita xisto com intercalações métricas ocasionais de quartzito (Aaq)

Araxá Aaq - Muscovita xisto com intercalações métricas ocasionais de quartzito (Aaq)

Araxá Ab - Quartzito de granulação fina a média com intercalções de muscovita xisto e quartzito micáceo

Araxá Ac - Muscovita xisto e biotita-clorita-muscovita xisto

Araxá Ad - Biotita-muscovita gnaisse

Perfil Topográfico

Superfície de Cavalgamento

Falha

Falha Inferida

Sinforma com caimento

Antiforma com caimento

N

1:50,000

1.5

0.75

0

1.5

3 Km

SISTEMA DE COORDENADAS UTM

DATUM: SAD 69/ZONA 23S

MAPA GEOLÓGICO

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DA CANASTRA

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Autor: João Paulo S. de Cortes

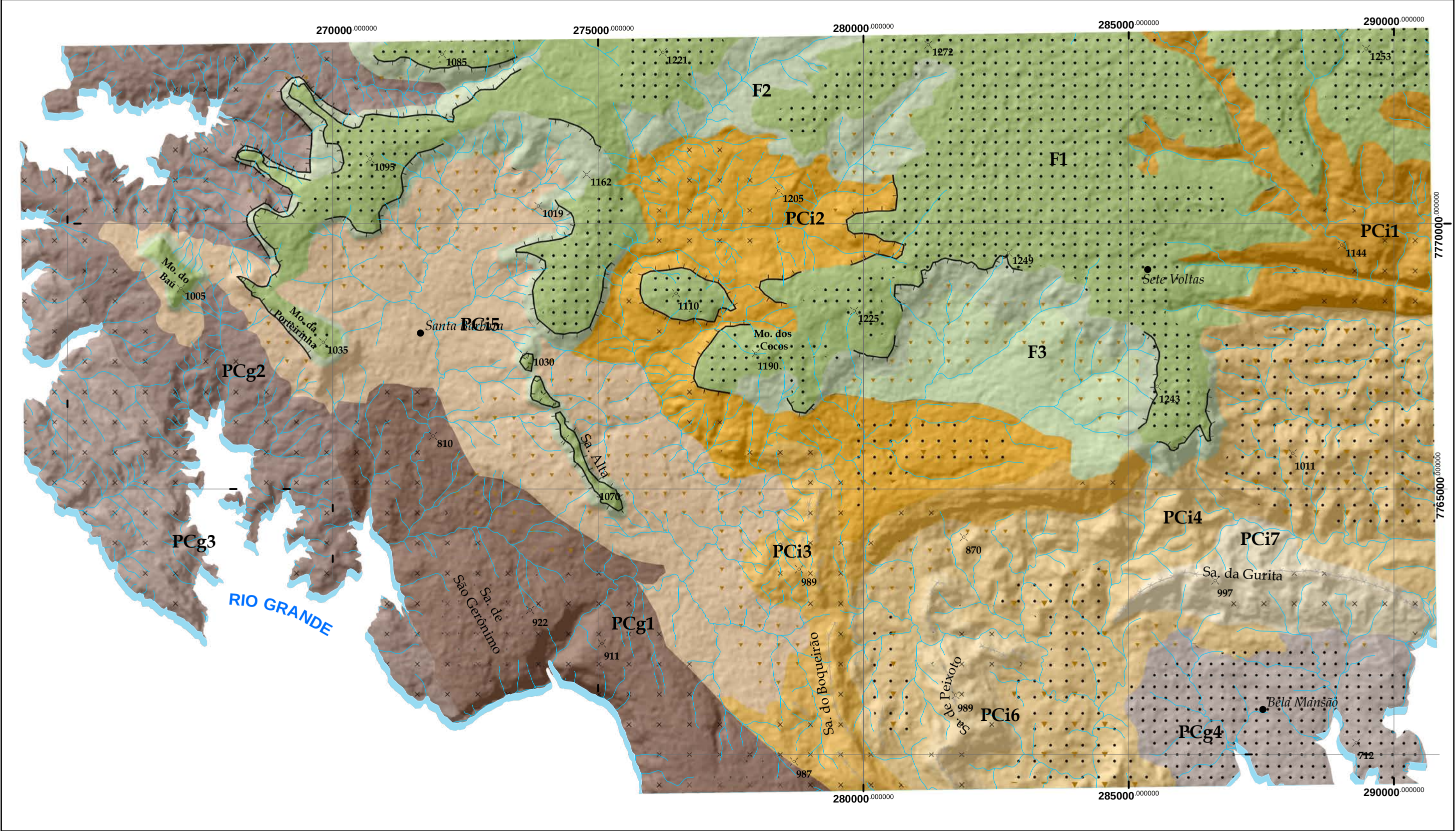
Orientador: Norberto Morales

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

CAMPUS DE RÍO CLARO

unesp

unesp



- F1 - Superfícies aplainadas de cimeira
- F2 - Encostas de Rebordo Erosivo
- F3 - Bacia de Colmatação
- PCg1 - Serra de São Gerônimo
- PCg2 - Topos Nivelados em Exumação
- PCg3 - Serra da Chapada
- PCg4 - Depressão Suavizada de Bela Mansão

- PCi1 - Serra do Cemitério
- PCi2 - Quartzitos Araxá em Paleorelevo
- PCi3 - Serra do Boqueirão
- PCi4 - Colinas Médias
- PCi5 - Superfícies Rebaixadas Interiores
- PCi6 - Serra de Peixoto
- PCi7 - Serra da Gurita

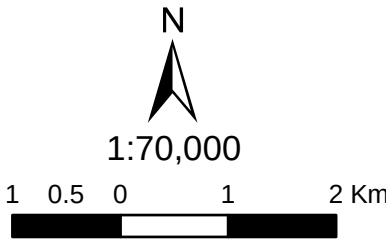
- Escarpa Erosiva
- Hogbacks
- Perfis de Alteração pouco desenvolvidos / Rocha sã
- Perfis de Alteração bem desenvolvidos - in situ
- Zona Mista Alteração / Colúvio
- Material Coluvionar

Chave de Identificação
Compartimentos Geomorfológicos

- PC i 1 - Serra do Cemitério (Quartzitos Canastra subverticalizados)
- PC (Pré-Cambriano) - Domínio Morfoestrutural
- i (interior) - Região Geomorfológica
- 1 - Posicionamento Topográfico Médio com relação aos demais compartimentos dentro da mesma Região. (Neste caso, este é o compartimento com as cotas médias mais altas dentro do PCi)
- Serra do Cemitério (Quartzitos Canastra subverticalizados) - Compartimento Geomorfológico com indicação dos atributos (geomorfológico/geológico/estrutural) que o individualizam

Domínios Morfoestruturais
PC – Pré Cambriano – referente aos terrenos mais antigos na área de estudos, representados por relevo remanescente de cadeias dobradas em exumação com forte influência das feições estruturais na paisagem, com presença de camadas litológicas dobradas e falhadas e estruturas de transporte tectônico.
F – Fanerozóico – referente ao terrenos altamente assimétricos moldados sobre as camadas sub horizontalizadas da borda da Bacia Sedimentar do Paraná. presença de planaltos escalonados em degraus progressivamente mais altos para leste limitados por escarpas erosivas e zonas de colmatação dos materiais erodidos.

Regiões Geomorfológicas
g – Região do domínio PC drenada pelos afluentes diretos do Rio Grande com tendência de relevo mais homogêneo marcado ora pelo entalhamento da drenagem por entre as camadas litológicas subverticalizadas ressaltando sua inclinação, ora pela suavização do terreno em áreas mais homogêneas do ponto de vista geológico.
i – Região do domínio PC drenada pelos afluentes de maior ordem do Rio Grande com a predominância de áreas colinosas a serranas e o forte entalhamento dos vales segundo as principais direções de lineamentos reconhecidas na área.



SISTEMA DE COORDENADAS UTM
DATUM: SAD 69/ZONA 23S

COMPARTIMENTOS
GEOMORFOLÓGICOS

COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA
DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DA CANASTRA
Dissertação de Mestrado
Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Autor: João Paulo S. de Cortes
Orientador: Norberto Morales

