



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO ESCALONAMENTO ENTRE OS
PLATÔS UBÁ E VIÇOSA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

Alice Silva Santos

MONOGRAFIA nº 493

Ouro Preto, dezembro de 2023

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO ESCALONAMENTO
ENTRE OS PLATÔS UBÁ E VIÇOSA, REGIÃO SUDESTE DE
MINAS GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Dr. Adilson Pereira dos Santos

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Geraldo Magela Santos Sampaio

MONOGRAFIA

Nº 493

ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DO ESCALONAMENTO ENTRE OS PLATÔS UBÁ E VIÇOSA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS

Alice Silva Santos

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Maria Eugênia Silva de Souza

Co-Orientador

Prof. Dr. Edgar de Batista Medeiros Júnior

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 401, ano 2023/2.

OURO PRETO

2023

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

S237a Santos, Alice Silva.

Análise morfoestrutural do escalonamento entre os platôs Ubá e Viçosa, região sudeste de Minas Gerais. [manuscrito] / Alice Silva Santos. - 2023.

40 f.

Orientadora: Profa. Dra. Maria Eugênia Silva de Souza.

Coorientador: Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geologia estrutural. 2. Geomorfologia. 3. Orógeno Araçuaí (MG). I. Souza, Maria Eugênia Silva de. II. Medeiros Júnior, Edgar Batista de. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 551.243

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Alice Silva Santos

Análise morfoestrutural do escalonamento entre os platôs Ubá e Viçosa, região sudeste de Minas Gerais

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheira Geóloga

Aprovada em 11 de dezembro de 2023

Membros da banca

Profª. Drª. Maria Eugênia Silva de Souza - Orientadora - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Profª. Drª. Cláudia Santos - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Geóloga MSc. Paula Mendes Serrano (Agência Nacional de Mineração)

Maria Eugênia Silva de Souza, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 18/12/2023



Documento assinado eletronicamente por **Maria Eugênia Silva de Souza, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 10/01/2024, às 12:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0650379** e o código CRC **E07E1632**.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
RESUMO	xi
INTRODUÇÃO.....	1
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	1
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 JUSTIFICATIVA	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.5.1 Revisão bibliográfica	4
1.5.2 Sensoriamento Remoto	4
1.5.3 Levantamento de dados estruturais	5
1.5.4 Organização e tratamento de dados	5
1.5.5 Descrição e análise cinemática	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	7
2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO	10
2.2.1 Unidades do embasamento.....	10
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	11
3 ANÁLISE DE SENSORIAMENTO REMOTO EM SIG.....	17
3.1 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL.....	17
3.1.1 Introdução	17
3.1.2 Aspectos morfoestruturais.....	17
4 GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL	23
5 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	35
6 REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	39

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 2.1: Mapa geológico do Orógeno Araçuaí, destacando as principais unidades geológicas e estruturas regionais (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2001).	8
Figura 2.2: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congolesa (Alkmim <i>et al.</i> 2007).	9
Figura 2.3: Mapa Geológico da área de estudo com limite dos platôs, adaptado de CPRM 2014.	10
Figura 2.4: Mapa geológico simplificado com destaque para a Zona de Cisalhamento de Abre Campo e Zona de Cisalhamento Ponte Nova (Cláudio Silva et al. 2009).	12
Figura 2.5: Mapa litoestrutural da região de estudo com estaque para a área de estudo na poligonal em preto para a seção J-J1 e para Zona de Cisalhamento Abre Campo (ZCAC). Retirado de Silva et al. (2009).	14
Figura 2.6: Seção geológico-estrutural adaptada de Silva et al. (2009).	15
Figura 3.1: Mapa Hipsométrico dos Platôs Viçosa e Ubá elaborado por Alice Santos.	18
Figura 3.2: Mapa Geológico dos Platôs Viçosa e Ubá sobreposto ao relevo sombreado elaborado por Alice Santos.	19
Figura 3.3: Mapa Geológico do Platô Viçosa com destaque para os lineamentos extraídos a partir do Software Catalyst e diagrama de rosetas mostrando a densidade dos mesmos por Alice Santos.	20
Figura 3.4: Mapa Geológico do Platô Ubá com destaque para os lineamentos extraídos a partir do Software Catalyst e diagrama de rosetas mostrando a densidade dos mesmos por Alice Santos.	21
Figura 4.1: A) Mapa de pontos mapeados na área de estudo com relevo sombreado. B) Perfil geológico A-A' confeccionado a partir do mapa anterior com as principais estruturas.	24

Figura 4.2: Afloramento com realce para boundinagem em rocha quartzítica com presença de gnaiss no topo do afloramento.....	25
Figura 4.3: Família de fraturas conjugadas formando ângulo de 60° entre elas em rochas gnáissicas.....	25
Figura 4.4: Destaque para a morfologia local (A) o lado esquerdo é a transição dos Platôs Viçosa (maior altitude) para o Ubá à direita (menor altitude). (B) Platô Ubá destacando o relevo bastante arrasado.....	26
Figura 4.5: Bloco solto de gnaiss milonitizado mostrando a complexidade dos dobramentos encontrados na região.....	27
Figura 4.6: Destaque da foliação milonítica muito comum nas rochas aflorantes.....	27
Figura 4.7: Afloramento com destaque para dobras com vergência para leste em gnaisses e veios de quartzo tornando-se incipientes para leste.....	28
Figura 4.8: Afloramento com nível alto de intemperismo, mas destaque para dobras sinistrais em gnaisses e veios de quartzo tornando-se incipientes para leste.....	29
Figura 4.9: Morfologia coincidindo com as falhas reversas locais indicando movimento para leste.....	29
Figura 4.10: Intrusões máficas nas rochas gnáissicas.....	30
Figura 4.11: A) Afloramento com destaque para boundinagem nas intrusões máficas e dobras com vergência para norte e B) com destaque para as espessuras dos pacotes.....	32
Figura 4.12: Afloramento com alto nível de intemperismo, mas com destaque de duas direções preferenciais de foliação formando estrutura em lápis.....	33
Figura 4.13: Dobra com vergência para sul em afloramento com alto nível de intemperismo.....	34
Figura 4.14: Veio de quartzo cortando verticalmente as foliações NNE.....	34
Figura 5.1: Marcação em vermelho das extensões da Zona de Cisalhamento Abre Campo e as zonas de transferência.....	36
Figura 5.2: Modelo esquemático da cinemática da área de estudo, adaptado de Lopes et al. (2016).....	38

RESUMO

As cidades Viçosa, ao norte, e Ubá, ao sul, na região sudeste de Minas Gerais estão inseridas em respectivos platôs homônimos. Nessa região, há formações geológicas que datam desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico, todas relacionadas ao contexto litoestrutural da Província Mantiqueira. Especificamente, destacam-se as unidades do sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, como os Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira. As rochas presentes nessa área são associadas a grandes falhas e escarpas topográficas, que marcam a divisão entre as bacias hidrográficas dos rios Doce e Paraíba do Sul. Essa divisão é caracterizada por uma orientação predominante leste-oeste a leste-nordeste a oeste-sudoeste e limita os platôs de Viçosa e Ubá. Além disso, a oeste, encontramos o Grande Escarpamento, e a leste, a Serra de Boa Vista e a Zona de Cisalhamento Abre Campo. É importante notar que essas estruturas topográficas acentuadas não estão necessariamente relacionadas a mudanças litológicas. Em vez disso, elas refletem a influência de estruturas tectônicas que desempenharam um papel crucial no controle e na formação da paisagem local. O Platô Ubá demonstra uma provável maior rigidez crustal em comparação ao Platô Viçosa, com uma morfologia menos acidentada. Isso pode ser atribuído à diferença na resistência à deformação dos litotipos dos Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. O Complexo Juiz de Fora, em particular, mostra-se menos resistente à deformação em comparação ao Complexo Mantiqueira. A resistência à deformação é notável principalmente nas rochas máficas, que não exibem sinais de foliação em seus núcleos e mantêm suas características ígneas originais, com no máximo uma orientação mineral. Já as rochas félsicas são mais suscetíveis à deformação, apresentando foliação em todos os afloramentos. Através da análise dos lineamentos, notam-se duas direções preferenciais: NNE e NNW. O Platô Viçosa é mais influenciado pelos lineamentos NNE, enquanto o Platô Ubá pelos lineamentos NNW. O Platô Viçosa é particularmente influenciado pela Zona de Cisalhamento Abre Campo e Ponte Nova, enquanto o Platô Ubá exibe ambos os tipos de lineamentos. As direções NNE são mais antigas que as NNW, confirmadas pelos veios de quartzo que cortam as foliações NNW. Tais características resultam da influência de uma zona de acomodação no Platô Ubá. As Zonas de Cisalhamento Abre Campo e Ponte Nova desempenham um papel crucial na região, mas o Platô Ubá é especialmente afetado por uma zona de acomodação, onde os lineamentos NNE surgem como uma compensação ao esforço estrutural direcionado para NNW. Dessa forma, os controles estruturais desempenham um papel significativo na modelagem do relevo na área de estudo. As litologias são semelhantes nos dois platôs, e, portanto, a diferença de relevo não é atribuída à composição das rochas, mas sim aos controles estruturais, com destaque para a zona de acomodação influenciada pelas Zonas de Cisalhamento Abre Campo e Ponte Nova.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A porção leste do Brasil é demarcada pela presença de grandes escarpamentos, como a Serra do Mar, Mantiqueira e Espinhaço. Conforme a literatura, esses escarpamentos resultam da separação de uma parte elevada do terreno, o que é classificado como interior continental, e um relevo menos elevado, o qual é classificado como áreas costeiras (Marent 2016). Conforme a literatura, esses escarpamentos resultaram de uma tectônica distensional ocorrida durante o Mesocenoico (Marent 2016).

A região onde estão localizados os platôs Viçosa e Ubá está inserida no contexto geológico da Província Mantiqueira, mais especificamente ao sistema orogênico Araçuaí-Ribeira, com litologias do Paleoproterozoico e Neoproterozoico. O contato desses platôs está associado a escarpas de falha e denudacionais, marcando o divisor das bacias hidrográficas Rio Doce (a norte) e Paraíba do Sul (a sul) (Marent 2016).

De forma geral, é muito comum que escarpamentos estejam associados a processos erosivos diferenciais quando há diferenças litológicas, levando à erosão de rochas menos resistentes, marcando os divisores de bacias, enquanto as litologias mais resistentes mantem-se mais estruturadas (Gilchrist *et al.* 1994), (Van der Beek *et al.* 2002) e (Gunnell e Harbor 2010). Porém, na região estudada, a princípio, o baixo topográfico não poderia ser associado à diferença composicional visto que os mapas geológicos apontam que as mesmas litologias afloram em ambos os platôs, sendo assim, Marent (2016) atribuiu essa diferença morfológica a algum evento de natureza tectônica e não erosivo. Todavia, restou em aberto qual seria a arquitetura estrutural deste controle morfológico.

Neste contexto, o Trabalho de Conclusão de Curso visa estudar o escarpamento entre as Bacias Rio Doce e Paraíba do Sul para compreender o controle estrutural responsável pelo controle morfológico que escalona os Platôs Viçosa e Ubá.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se inserida entre as cidades de Viçosa e Ubá (Folha Viçosa SE.23-X-B-V e Folha Ubá SF-23-X-D II, respectivamente, escala 1:100.000), mais especificamente entre o Platô Viçosa e o Platô Ubá, localizados a aproximadamente 225 km da capital Belo Horizonte, na região /sudeste de Minas Gerais.

O trajeto entre Belo Horizonte e Viçosa é possível através da BR-040 até a cidade de Conselheiro Lafaiete, e depois pela BR-356 até a cidade de Viçosa. Para seguir até Ubá, mantém-se na BR-356 em sentido Coimbra para chegar ao destino.

A área estudada encontra-se na porção meridional da Folha Viçosa (SE.23-X-B-V, escala 1:100.000) e na porção setentrional da Folha Ubá (SF-23-X-D II, escala 1:100.000). A área de enfoque do estudo está concentrada no intermédio da junção das duas folhas (Figura 1.1).

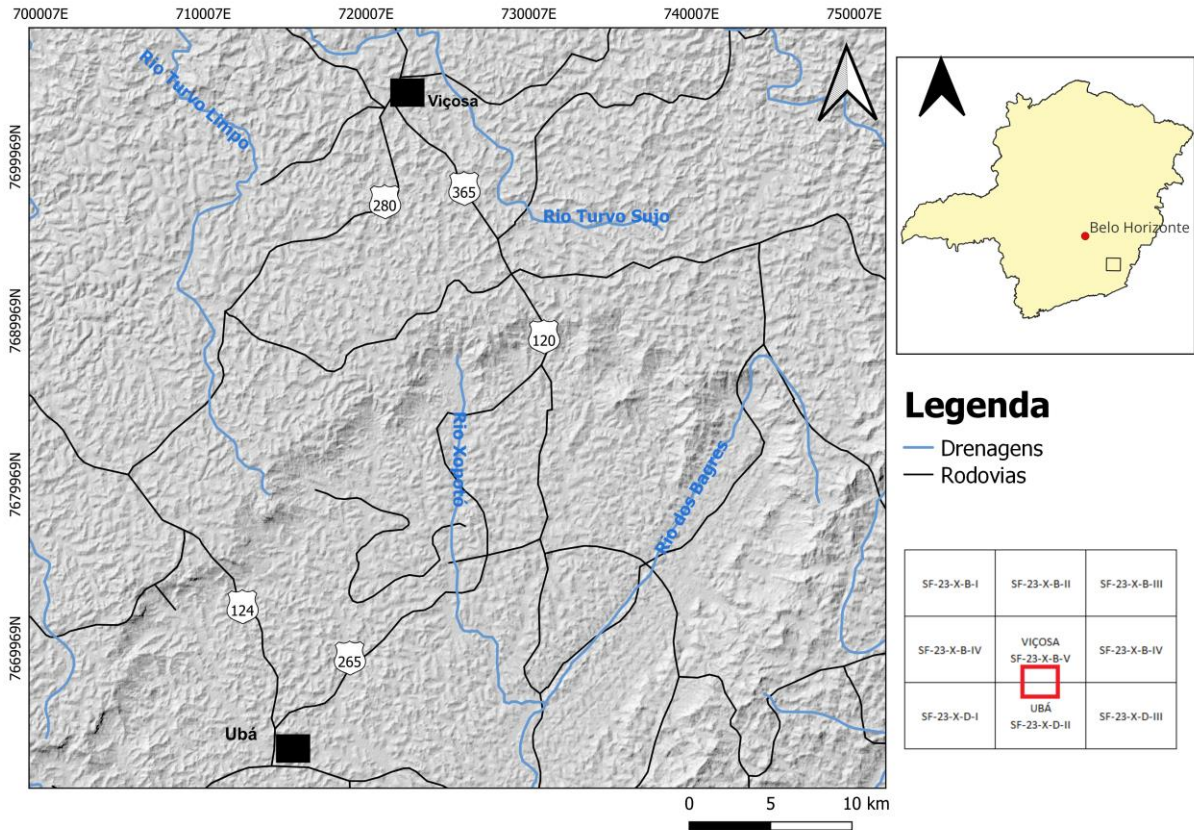


Figura 1.2: Mapa de localização da área de estudo, com destaque para as rodovias os principais acessos e drenagens.

1.3 OBJETIVOS

Os principais objetivos desde trabalho são: analisar a morfologia através do sensoriamento remoto e análises estruturais por meio dos dados coletados em campo. Assim, será possível compreender como a morfologia está relacionada aos controles estruturais e quais são esses controles que atuam no escalonamento entre os platôs Viçosa e Ubá e, dessa forma, desenvolver um melhor entendimento sobre a origem da diferença topográfica, a qual está intrinsecamente relacionada a importantes divisores de bacias hidrográficas.

1.4 JUSTIFICATIVA

No Brasil, a tectônica mesocenoica foi responsável por esculpir um grande escarpamento no território brasileiro. Esse escarpamento é responsável pela divisão entre grandes bacias interioranas das bacias menores nas regiões costeiras (Valadão 1998). A partir dessa morfologia, enquadra-se o sudeste do estado de Minas Gerais e as bacias Paraná, São Francisco, Doce e Paraíba do Sul nesse contexto (Valadão 1998 e Marent 2016).

A área de estudo está situada na Província Mantiqueira, onde há escarpamentos que delimitam o relevo da região, mas especificamente entre o Platô Viçosa e o Platô Ubá, na parte sudeste de Minas Gerais. Segundo Summerfield (1994), o menor nível de base é o que controla a evolução de um escarpamento, contendo maiores taxas de denudação na porção em que há uma maior declividade e amplitude altimétrica. Sendo assim, observa-se que nessa região há grandes escarpas de falha e denudacionais com trend E-W a ENE-WSW e que marcam o divisor das bacias hidrográficas Rio Doce e a Paraíba do Sul (Marent 2016). Esse divisor é o mesmo limitante dos platôs Viçosa e Ubá, sendo que essa estrutura encontra a oeste o Grande Escarpamento e a leste a Serra de Boa Vista (Figura 1.2).

Compartimentação Geomorfológica dos Planaltos Escalonados do Sudeste de Minas Gerais

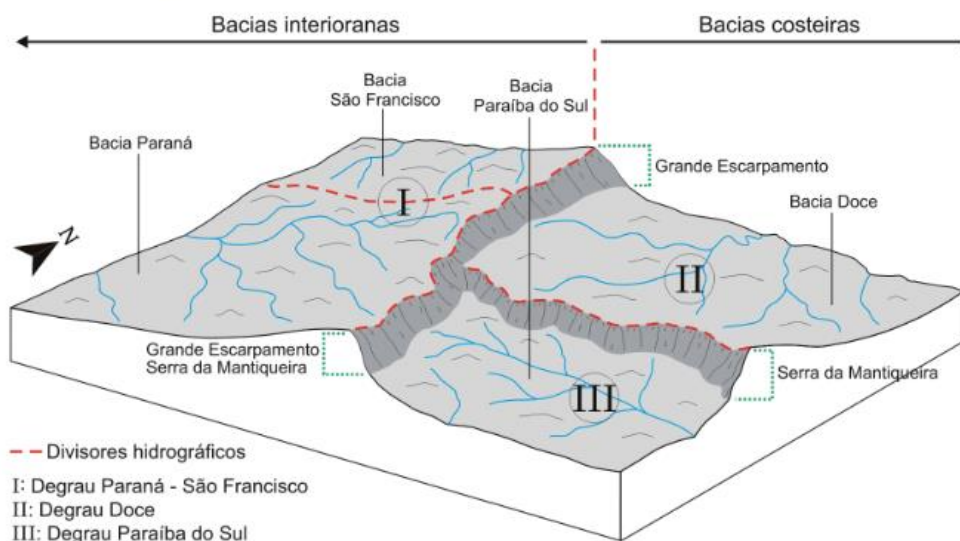


Figura 1.2: Representação esquemática da configuração dos degraus escalonados e bacias hidrográficas no sudeste de Minas Gerais (retirado de Marent 2016).

Os estudos estruturais realizados na região são escassos e contemplam basicamente estudos de natureza regional com mapeamentos geológicos em escala 1:100.000 (e.g. Gradim *et al.* 2014; Marent, 2016). Marent 2016 focou em seu trabalho sobre a problemática de como a rede de drenagem Mesocenoica, na região sudeste de Minas Gerais, foi responsável para a evolução morfológica de

degraus escalonadas associados às bacias hidrográficas. Este autor concluiu que a origem no escarpamento não é exclusivo da denudação, mas sim de um processo tectônico. Já Gradim *et al.* 2014 traz uma contribuição em seu trabalho sobre a geologia regional da Folha Viçosa, adicionando informações como contexto geológico estrutural, apresentando dados bastante enriquecedores, mas na escala 1:100.000, poupando o trabalho de informações mais detalhadas.

Porém, há poucos estudos desenvolvidos em escala de semi-detalhe e detalhe para compreender as estruturas que controlam esses escarpamentos, deixando lacunas sobre os processos geológicos condicionantes da morfologia na região. Sendo assim, este trabalho visa progredir no estudo local, a fim de que seja possível compreender e determinar quais são os processos tectono-estruturais responsáveis pelas significativas mudanças topográficas as quais estão relacionadas com os divisores de água, visto que segundo Marent (2016): “*A presença do divisor hidrográfico contíguo às escarpas sem que essas últimas estejam associadas a contatos litológicos sugere a ausência de um controle litológico nas escalas regional e sub-regional*”.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Os principais trabalhos para a síntese da revisão bibliográfica utilizados, no que tange o escalonamento entre os platôs Ubá e Viçosa, foram de Marent (2016) em sua tese de doutorado “Geomorfogênese dos degraus escalonados do sudeste de Minas Gerais” e o relatório da folha geológica que recobre a região “Geologia e recursos minerais da Folha Viçosa” de Gradim *et al.* (2014), do Programa Geologia do Brasil desenvolvido pela CPRM em parceria com a UFMG.

1.5.2 Sensoriamento Remoto

Goudie (2004) define escarpas ou escarpamento como um relevo de encosta íngreme e que domina parte da paisagem, podendo ser escarpas de falha ou escarpas denudacionais. As escarpas de falhas ocorrem quando uma parte do terreno se movimenta paralelamente a um plano de falha, podendo ser, na maioria das vezes, associadas a *grabens*, quando o bloco está em subsidência, intercalados com *horsts*, quando o bloco é soerguido (Goudie 2004). Os escarpamentos denudacionais segundo Goudie (2004) são formados a partir de uma erosão diferencial das litologias. Mesmo a maioria das escarpas

denudacionais serem associadas à resistência ao intemperismo de determinadas rochas, há ainda escarpas que são provenientes de uma elevação regional devido a processos tectônicos.

A análise de Sensoriamento Remoto foi o método adotado para realizar a fotointerpretação através de imagens de RADAR “*Alos Palsar*”, com o auxílio do *software* ArcGis 10.3, sendo o método mais indicado para visualizar as morfoestruturas. Através do processamento das imagens, foi possível determinar e interpretar as feições morfológicas presentes, além de extrair e analisar os lineamentos morfoestruturais e interpretá-los, observando sua distribuição e direcionamento na área de estudo. O sensoriamento remoto é fundamental neste trabalho para subsidiar as análises geométricas e cinemáticas, enquanto a análise dinâmica será abordada em caráter de discussão.

Além disso, através da base de dados da CPRM, foi possível gerar os mapas geológicos e, através das imagens de radar, os mapas hipsométricos para assim compreender de forma mais assertiva a geologia já mapeada da região.

1.5.3 Levantamento de dados estruturais

Os levantamentos de dados estruturais foram feitos através da etapa de campo simultaneamente com o levantamento de 4 seções litoestruturais no limite entre os platôs Viçosa e Ubá.

Os materiais utilizados para a etapa de campo foram:

- Caderneta;
- Martelo;
- Bússola tipo Brunton;
- Mapa topográfico (1:100.000);
- Lupa mineralógica;
- Papel milimetrado;
- GPS utilizando datum WGS 84.

1.5.4 Organização e tratamento de dados

Os dados estruturais levantados em campo (foliação, acamamento, fraturas, lineação mineral e de interseção) foram separados em planares e lineares e compilados em um banco de dados no software Excel. Após essa organização, foi possível tratar os dados e plotar diagramas estruturais de rosetas através do software Stereo32.

1.5.5 Descrição e análise cinemática

A análise cinemática é um método da geologia estrutural que consiste no movimento de partículas, causando o encurtamento e extensão em determinadas direções (Rowland *et al.* 2007). Enquanto a análise geométrica é a descrição da forma, realizada através dos dados estruturais coletados como foliação, acamamento, plano de falha, lineação mineral e de interseção, a análise cinemática descreve os movimentos por meio da obliquidade das lineações inseridas em estruturas planares, sendo ambas essenciais para o estudo estrutural.

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Complexo Juiz de Fora e o Complexo Mantiqueira são unidades que formam o embasamento do Orógeno Araçuaí (Figura 2.1) e encontram-se localizados em sua porção mais interna. Esses complexos resultaram da amalgamação de blocos crustais arqueanos durante a orogenia Riacciana-Orosiriana (eg. Ledru *et al.*, 1994; Teixeira *et al.*, 2000; Noce *et al.*, 2007). Durante esse evento, o bloco continental São Francisco-Congo consolidou-se e que os núcleos antigos desse bloco passaram por um processo de amalgamação (Barbosa & Sabaté 2004). Nesse processo, os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora foram tectonicamente justapostos através da Zona de Cisalhamento Abre Campo (Noce *et al.* 2007).

O Complexo Mantiqueira é o mais antigo, de caráter autóctone a para-autóctone, sendo cristalizado durante o Arqueano e durante o Paleoproterozoico (Riacciano-Orosiriano) houve o retrabalhamento por toda sua extensão (Noce *et al.* 2007). Sua composição é uma continuação de uma associação plutônica de corpos máficos e granitoides do domínio do Orógeno Araçuaí, com composição tonalítica a granítica de idade entre 2220 e 2050 Ma (Noce *et al.* 2007). Os litotipos característicos são biotita-anfibólio ortognaisse com bandamentos de composição tonalítica a granítica, ressaltando que a alternância dos bandamentos entre composição félsica e máfica de espessura variando de centimétrica a decimétrica é uma característica marcante do Complexo Mantiqueira (Noce *et al.* 2007). Esse bandamento é resultado do estiramento de corpos magmáticos, sendo proveniente de migmatização desses corpos (Noce *et al.* 2007). Por fim, os estudos através de Sr e Nd e datação de zircão apontam que os protólitos são de origem de fusão parcial da crosta arqueana, além de indicar o ambiente geotectônico como um arco magmático continental (Noce *et al.* 2007).

O Complexo Juiz de Fora é posterior ao Complexo Mantiqueira, com o magmatismo ocorrido durante o Riacciano-Orosiriano possui caráter alóctone e está justaposto tectonicamente ao Complexo Mantiqueira, separados pela zona de cisalhamento Abre Campo (Noce *et al.* 2007). Esse complexo é caracterizado por ortognaisses e metabasitos de fácies granulito, formados a partir do primeiro evento metamórfico o qual foi posterior à formação da foliação regional (Noce *et al.* 2007). Datações U-Pb SHRIMP foram utilizadas para a confirmação de que o metamorfismo de alto grau foi basicamente simultâneo à cristalização magmática, caracterizado como um metamorfismo retrógrado. Por fim, o Complexo Juiz de Fora possui o contexto geotectônico de arco intra-oceânico (Noce *et al.* 2007).

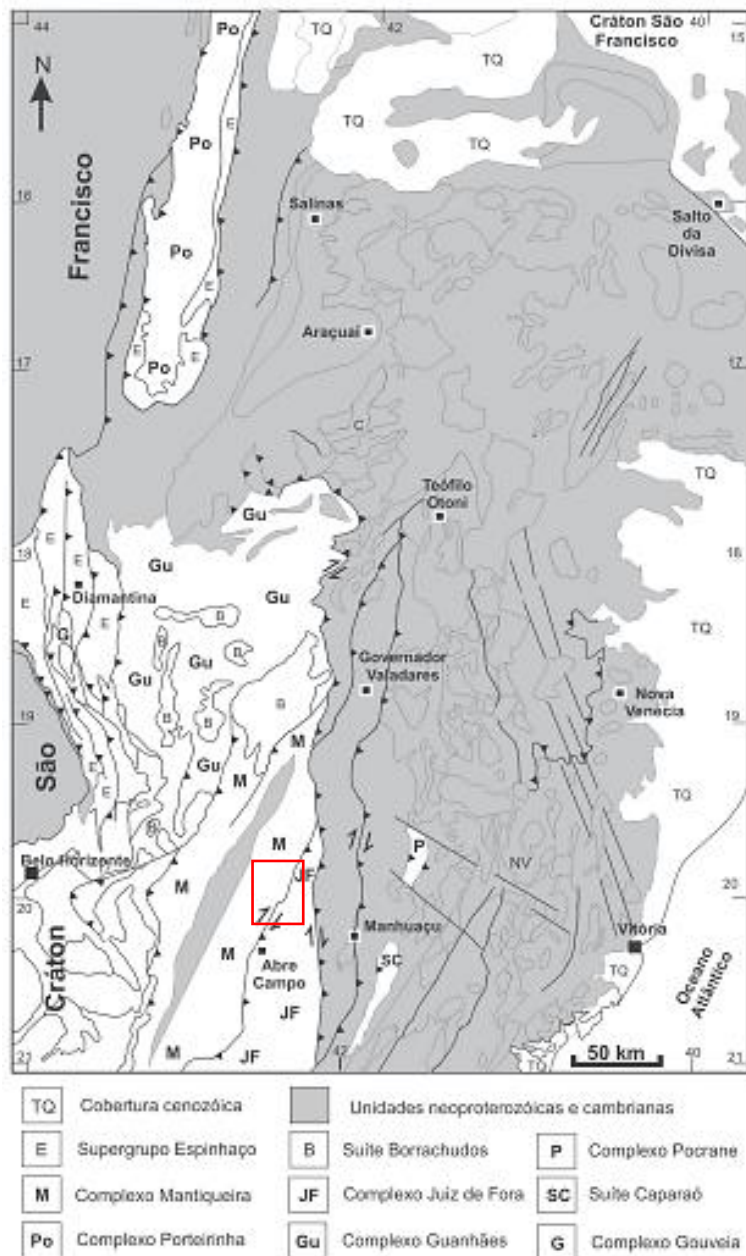


Figura 2.1: Mapa geológico do Orógeno Araçuai, destacando as principais unidades geológicas e estruturas regionais (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2001).

A evolução geotectônica do Orógeno Araçuai desenvolveu-se através de cinco estágios principais (Figura 2.2): i) a bacia precursora; ii) o fechamento da bacia precursora; iii) estágio pré-colisional; iv) o estágio sin-colisional; e v) o estágio pós-colisional (Alkmim *et al.* 2006).

Alkmim *et al.* 2006 divide o Orógeno Araçuai em 8 compartimentos: i) o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; ii) a Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã, iii) a zona de dobramentos de Salinas; iv) o Corredor Transpressivo de Minas Novas; v) a saliência do Rio

Pardo e sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; vi) o Bloco de Guanhões; vii) a Zona de Cisalhamento de Dom Silvério e estruturas associadas; viii) a Zona de Cisalhamento de Itapebi e estruturas associadas.

A Zona de Cisalhamento Dom Silvério possui direção N-S na porção sul e central, convergindo para NNE-SSW na porção norte, onde trunca a Zona de Cisalhamento Abre Campo e marca o limite oeste do núcleo cristalino do orógeno (Peres et al. 2004). As foliações nesse domínio são de baixo ângulo, assim como a lineação mineral, e possuem direção NS com vergência para N. Na porção leste, as foliações passam a ter médio ângulo e foliação EW com vergência para W (Peres et al. 2004).

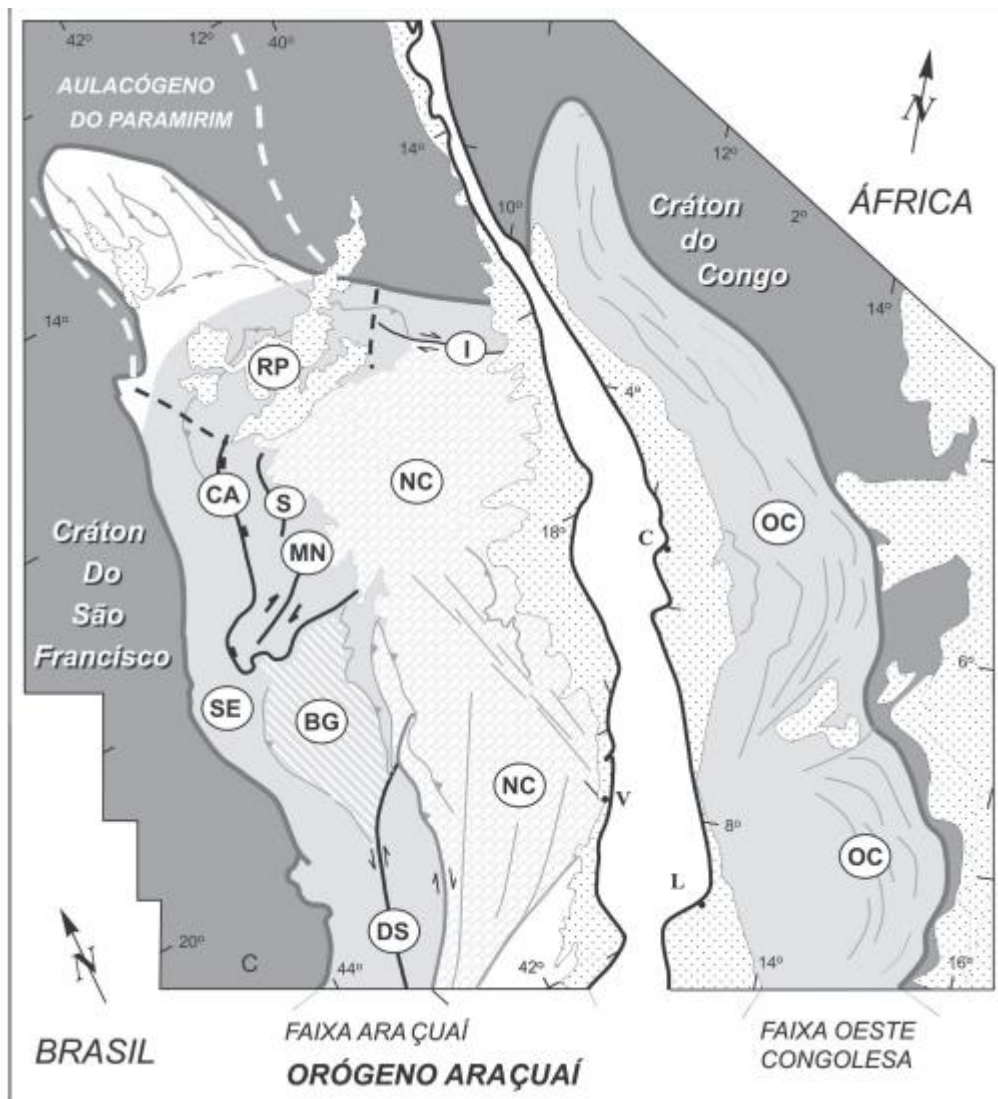


Figura 2.2: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza (Alkmim *et al.* 2007).

2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO

As unidades aflorantes na região de estudo são constituintes da Província Mantiqueira, de idade Paleoproterozoica (Gradim *et al.* 2014). O embasamento se limita aos Complexos Juiz de Fora, Mantiqueira e São Sebastião do Soberbo (Gradim *et al.* 2014).

Para a descrição estratigráfica deste trabalho, a base bibliográfica utilizada foi o Relatório da Folha Viçosa (Gradim *et al.* 2014) e a dissertação de Pinto (2012). Abaixo, a Figura 2.3 ilustra a distribuição das unidades aflorantes na região de estudo.

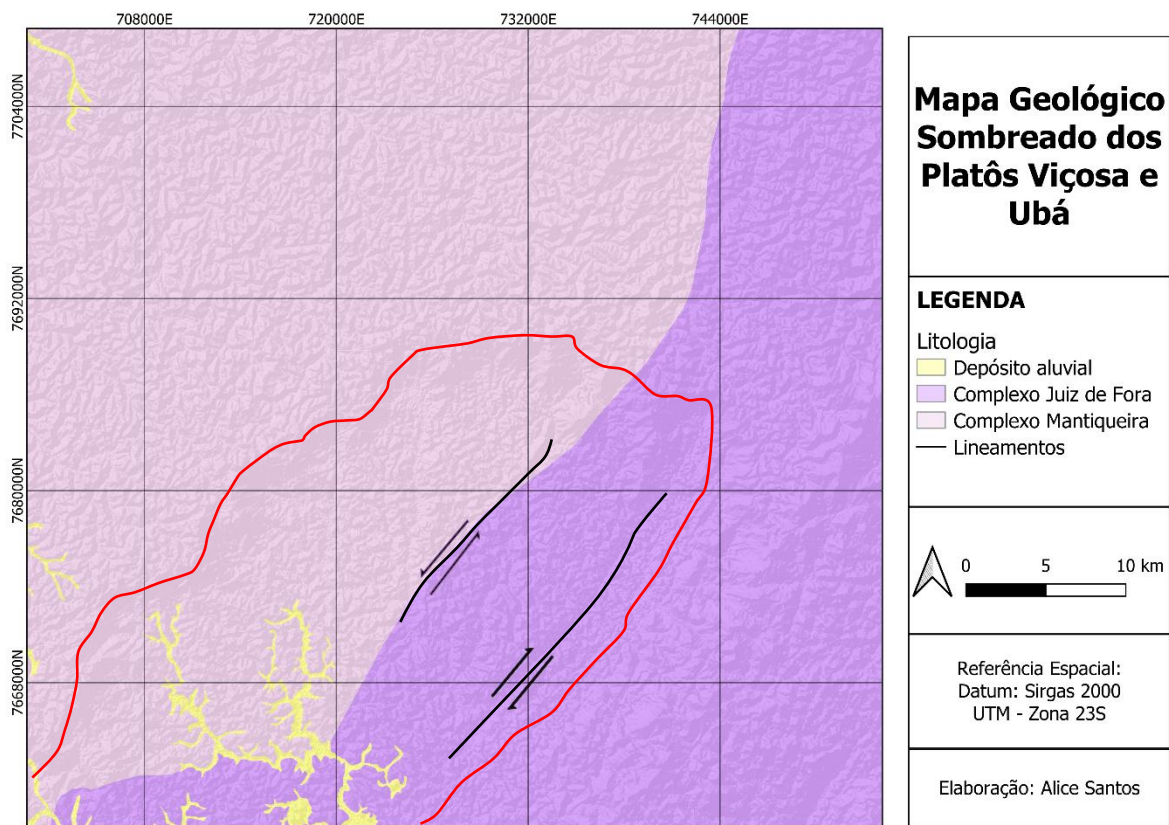


Figura 2.3: Mapa Geológico da área de estudo com limite dos platôs, adaptado de CPRM 2014.

2.2.1 Unidades do embasamento

2.2.1.1 Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira é classificado por Noce *et al.* (2007) como um complexo constituído por biotita-anfibólio ortognaisse com composição granítica a tonalítica, bandas e camadas de anfibolito

paralelos a foliação. A datação U-Pb SHIRMP registra que a cristalização ocorreu entre 2180 a 2041 Ma e, de acordo com dados isotópicos Sr e Nd, o protólito dessas rochas são provenientes de fusão da crosta, sendo o ambiente tectônico de arco magmático (Noce *et al.* 2007, Duarte *et al.* 2004).

Esse complexo possui duas suítes importantes dentro da região de estudo: Suíte São Bento dos Torres e São Sebastião do Soberbo. A suíte São Bento dos Torres é formada por granulitos básicos a ácidos, sendo que a classificação dos litotipos sendo rochas charnockíticas, granulitos e rochas de fácies granulito não são bem definidas segundo Pinto (2011). Já a Suíte São Sebastião do Soberbo é constituída por rochas pertencentes a fácies anfíbolito mais especificamente anfíbolitos, gnaisses bandados, xistos, quartzitos e rochas ferruginosas (Brandalise 1991).

2.2.1.2 Complexo Juiz de Fora

Na área de estudo, o Complexo Juiz de Fora é constituído pelo gnaisse henderbítico de coloração esverdeada como litotipo característico, possui bandamento centimétrico, granulação fina e intercalações máficas, além de granulitos básicos bandados (Noce *et al.* 2007).

Heilbron (1993, 1995) classifica o Complexo Juiz de Fora com rochas de fácies granulito, como ortognaisses e metabasitos. As suítes presentes nesse complexo são básicas, toleítica, alcalinas e cálcio-alcalinas, sendo que as rochas foram primeiramente metamorfizadas e posteriormente foliadas pela orogênese brasileira (Costa *et al.* 1995 e Duarte *et al.* 1997, 1999). Noce *et al.* (2007) classifica as rochas constituintes do Complexo Juiz de Fora como rochas de arco de ilha, subductadas anteriormente de serem propriamente rochas do embasamento, além disso, com datações U-Pb SHIRMP é possível afirmar que a cristalização Paleoproterozoica foi concomitante ao metamorfismo de alto grau.

O Complexo Juiz de Fora encontra-se intercalado com paragnaisses pertencentes aos grupos Andrelândia e Raposo. Citado por Ebert (1956), o Grupo Andrelândia é constituído por rochas metassedimentares distribuídas a leste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Já o Grupo Raposo foi citado a primeira vez por Brandalise (1991), classificando como Unidade Raposo, sendo uma divisão do Complexo Juiz de Fora, formado por rochas derivadas a partir de uma sequência charnoquítica.

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A área de estudo situa-se na Orógeno Araçuaí. A parte sul do Orógeno é composta por zonas de cisalhamento de deslizamento dextral, sendo a Zona de Cisalhamento Abre Campo, de direção NNE, a mais proeminente (Figura 2.4). A Zona de Cisalhamento Abre Campo justapõe o Complexo Mantiqueira, a oeste, ao Complexo Juiz de Fora, a leste (Alkmim *et al.* 2006). O metamorfismo

associado a essa zona de cisalhamento é da fácies xisto verde a (Cunningham *et al.* 1996, 1998). Os gnaisses arqueanos do embasamento detêm duas fases principais de deformação: a primeira (D1) responsável pela foliação gnáissica sub-horizontal e a segunda (D2) abarca as dobras com vergência para oeste, sendo que essa deformação possui influência na Zona de Cisalhamento Ponte Nova (Alkmim *et al.* 2006).

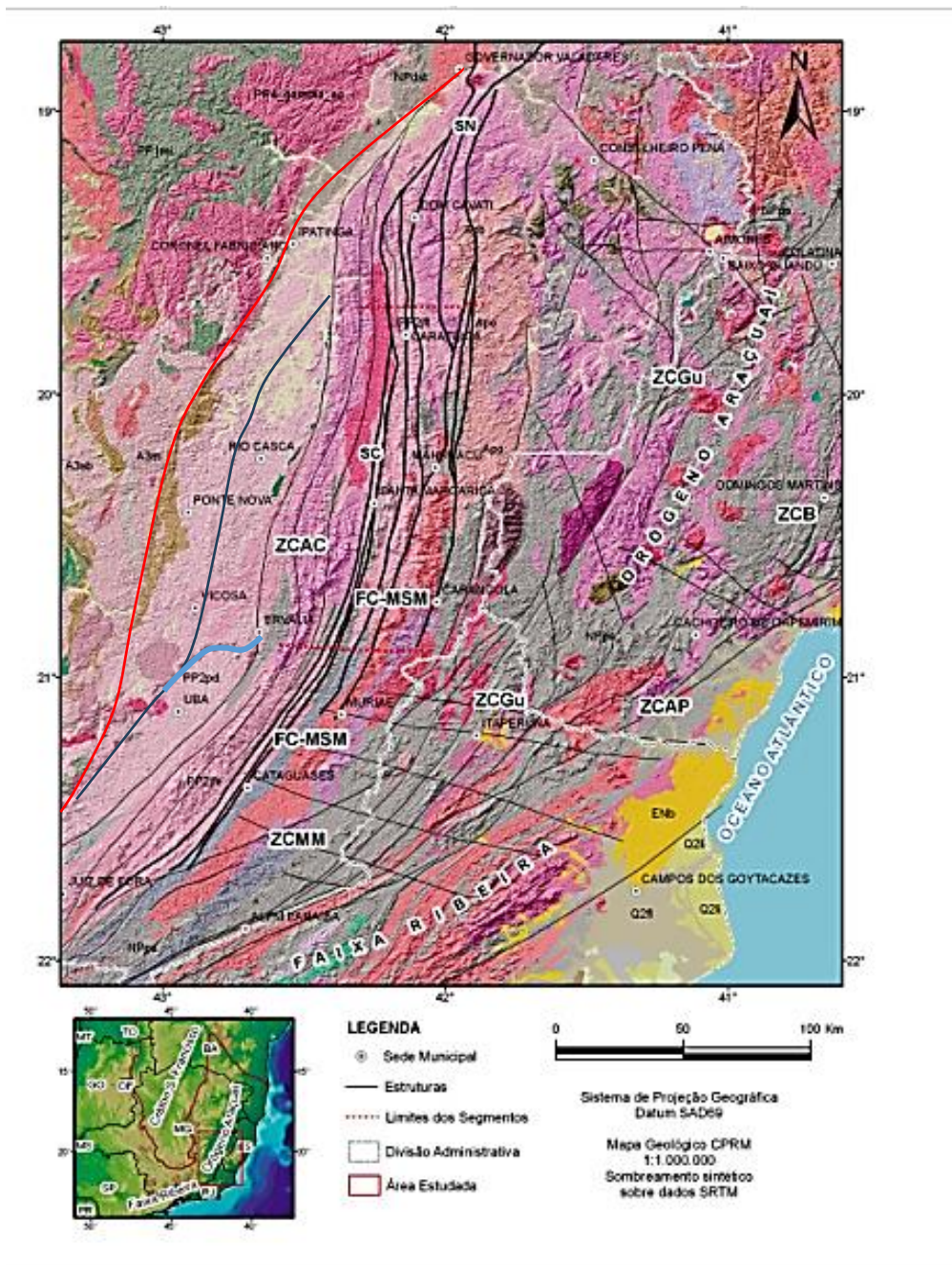


Figura 2.4: Mapa geológico simplificado com destaque para a Zona de Cisalhamento de Abre Campo e Zona de Cisalhamento Ponte Nova (Cláudio Silva *et al.* 2009).

O arcabouço estrutural da região estudada pode ser dividido como produto de 3 eventos deformacionais (D1, D2 e D3) durante a Orogênese Brasileira, sendo dois eventos dúcteis (560-580 Ma) seguidos por uma última etapa rúptil tardia (Gradim *et al.* 2007). Autores como Noce *et al.* 2007 e Heilbron *et al.* 2003 citam uma deformação anterior a deformação brasileira, mas que não há registros justamente por esta ter obliterado as estruturas formadas na deformação pré-brasileira.

A fase D1 possui transporte tectônico para o norte e suas impressões possuem registros no Complexo Mantiqueira e no Grupo Dom Silvério. A foliação (S1), o estiramento mineral (L1) e suas dobras intrafoliais são características dessa fase (Gradim *et al.* 2007). A foliação é de baixo ângulo, enquanto a lineação mineral é sub-horizontal e é observada através do estiramento de minerais como quartzo, micas, anfibólios e feldspato (Gradim *et al.* 2007). Por fim, as dobras são escassas e, quando observadas, possuem os flancos rompidos e eixos de caimento W-E (Gradim *et al.* 2007).

A fase D2, assim como a fase D1, possui impressões no Complexo Mantiqueira e Grupo Dom Silvério, mas com o transporte tectônico para oeste (Noce *et al.* 2003). Sua foliação S2 - observada pela orientação de quartzo, anfibólio e mica - possui angulação entre 30° e 50° e caráter milonítico. A lineação L2 possui baixo mergulho para leste e nordeste (Gradim *et al.* 2007). Já as dobras possuem vergência para oeste, sendo que foram geradas sobre as foliações (S1) e bandamentos gnáissicos (Gradim *et al.* 2007).

Por fim, na fase D3, o ângulo da foliação S3 é mais elevado em relação ao ângulo das foliações das fases anteriores, além de estar diretamente ligado com a Zona de Cisalhamento Abre Campo (Gradim *et al.* 2007). A foliação S3 também é de caráter milonítico enquanto a lineação L3 é característica pelo estiramento mineral de quartzo, mica e anfibólio. Gradim *et al.* 2007 correlacionou, através de dados obtidos em campo, L3 e S3 com a Zona de Cisalhamento Abre Campo e afirmando que tal cisalhamento é de natureza transpressiva e dextrógena.

A fase rúptil tardia ocorreu entre o Mesozoico e o Cenozoico. Nessa fase, houve a formação de lineamentos de direção preferencial NE-SW e direções secundárias NW-SE (Gradim *et al.* 2007). O acervo rúptil ocorreu devido a uma tectônica distensiva provocada por uma isostasia da margem continental, gerando o Horst da Serra da Boa Vista (Noce *et al.* 2003). É importante ressaltar que há direções preferenciais das fraturas (NE, NW e WNW) e os ângulos dos mergulhos são altos, mas, ainda assim, mesmo havendo outras direções de fraturas, o evento foi homogêneo em um aspecto geral (Gradim *et al.* 2007).

No último estágio de deformação, (Alkmim *et al.* 2006) aponta que houve um escapamento lateral na parte sul do Orógeno Araçuaí. Durante o início do sistema Brasileiro/Pan-africano, houve uma acomodação levando a parte sul do orógeno a adentrar através de um escapamento lateral em direção a sudoeste, fazendo com surgissem as zonas de cisalhamento de cinemática dextral.

Na porção sul do Orógeno Araçuai, mais especificamente entre as zonas de cisalhamento Abre Campo e Ponte Nova, há estruturas típicas como *pods* de foliação e milonitização, conforme a seção J-J1 de Silva et al. (2009), (Figura 2.6), e o registros de todas as fases deformacionais nessa região da Zona de Cisalhamento Abre Campo. Nessa região, a qual coincide com a área de estudo, é possível observar a foliação penetrativa e a lineação de estiramento da fase D1; foliações miloníticas verticais e subverticais, além de estruturas de pequena escala auxiliando a identificar os fatores cinemáticos (fase D2); orientações preferenciais nas estruturas da D3 e, por fim, a formação de falhas e juntas com orientações EW e NNE-SSW na porção norte e NW-SE na porção sul (Silva *et al.*, 2009).

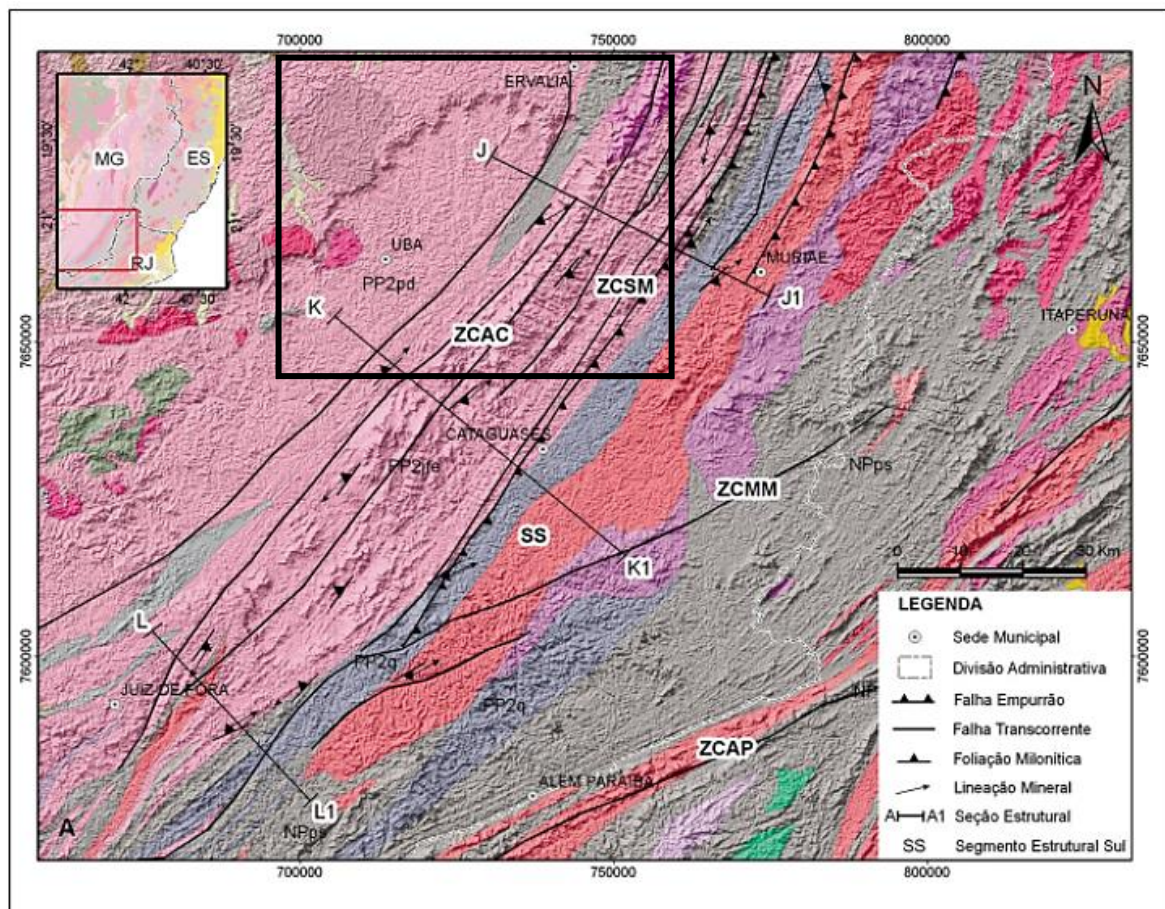


Figura 2.5: Mapa litoestrutural da região de estudo com estaque para a área de estudo na poligonal em preto para a seção J-J1 e para Zona de Cisalhamento Abre Campo (ZCAC). Retirado de Silva et al. (2009).

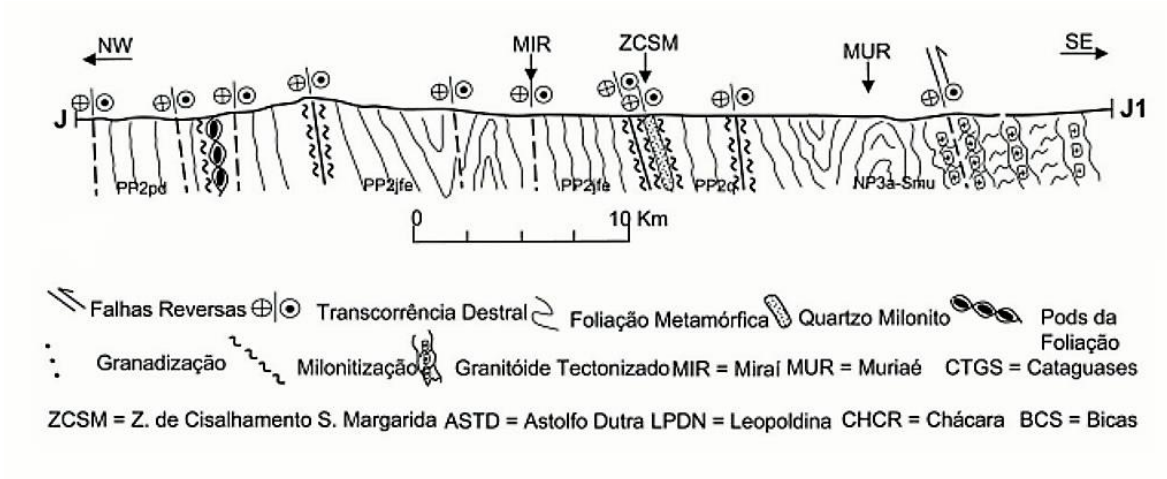


Figura 2.6: Seção geológico-estrutural adaptada de Silva et al. (2009).

CAPÍTULO 3

ANÁLISE DE SENSORIAMENTO REMOTO EM SIG

3.1 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

3.1.1 Introdução

Este capítulo apresenta os resultados obtidos através do tratamento de dados de sensoriamento remoto, especificamente das imagens de radar “Alos Palsar”. As imagens de radar são imagens provenientes de sensores ativos, ou seja, sensores os quais produzem a própria radiação. O principal aspecto para a escolha de um tipo de sensor é sua resolução, que pode ser espacial, espectral, radiométrica e temporal (Arcanjo 2011).

O “Alos Palsar” é um radar moderno e de alta resolução, com alta capacidade de tratamento de dados, precisão avançada na determinação do posicionamento espacial, justamente por possuir um sistema de controle de órbita e atitude baseados em GPS de dupla frequência. No caso desse sensor radar, a resolução é espacial de 12,5m levou a sua escolha, visto que com essa resolução as estruturas geológicas, em escala regional, exibem melhor visibilidade.

Para realizar a fotointerpretação, foram utilizadas 4 etapas: fotoleitura, fotoanálise, identificação de zonas homólogas e interpretação geológica. Na fotoleitura, de maneira geral, foi realizado o reconhecimento das principais feições geológicas e cartográficas como estradas, áreas urbanas, etc. Já na fotoanálise, foram delimitados as drenagens principais e os lineamentos, além da análise do relevo. Os lineamentos foram extraídos automaticamente com o auxílio do software Catalyst. A escolha pela extração automática foi devido à possibilidade de obtenção de uma maior quantidade de lineamentos que seriam extraídos, gerando uma melhor análise quantitativa e qualitativa dos dados.

Na identificação de zonas homólogas foi feita uma análise em relação às unidades litológicas as quais possivelmente delimitariam tais zonas. Por fim, pôde-se chegar ao último passo, a interpretação geológica, com as conclusões da fotointerpretação e suas correlações com o contexto no qual a região dos Platôs Viçosa e Ubá estão inseridos.

3.1.2 Aspectos morfoestruturais

A morfologia da região estudada apresenta dois grandes domínios com diferentes elevações. O primeiro, a sul, é associado a relevos baixos, com altitudes que variam entre 200m e 300m. Possui textura levemente rugosa e é representado pela cor verde clara no mapa de elevação digital (Figura 3.1).

O segundo domínio, a norte, possui relevos mais elevados, variando de 300m a 900m. A textura é um pouco mais rugosa e é representada por cores verdes de tonalidade mais escura e amarelo.

A região a sul, de relevo mais baixo e coloração verde clara, é denominada como Platô Ubá, e a região a norte com o relevo mais elevado e de coloração verde mais escura e amarela, como Platô Viçosa (Figura 3.1). Os lineamentos de direção NE-SW são bem marcados e bem vistos na Figura 3.2. Esses lineamentos formam um feixe na porção leste da área, o qual está próximo à Zona de Cisalhamento Abre Campo. Eles possuem *trends* curvilíneos, sendo possível observar que os mesmos acompanham as direções em algumas reentrâncias dos platôs, assim como acontece com as drenagens.

O relevo é bem marcado na morfologia, sendo que possui um padrão aparentemente escalonado, limitado a leste por lineamentos NE-SW, sendo onde se encontram as maiores altitudes. Tais altitudes são marcadas por cores quentes (laranja e vermelho), com altitudes entre 900m e 1500m, e o relevo paralelo aos lineamentos. Observa-se, portanto, uma diferença de escarpas de diferentes altitudes significativas, sendo que, em poucos metros há uma quebra do relevo, passando de altitudes de 1500m para 300m.

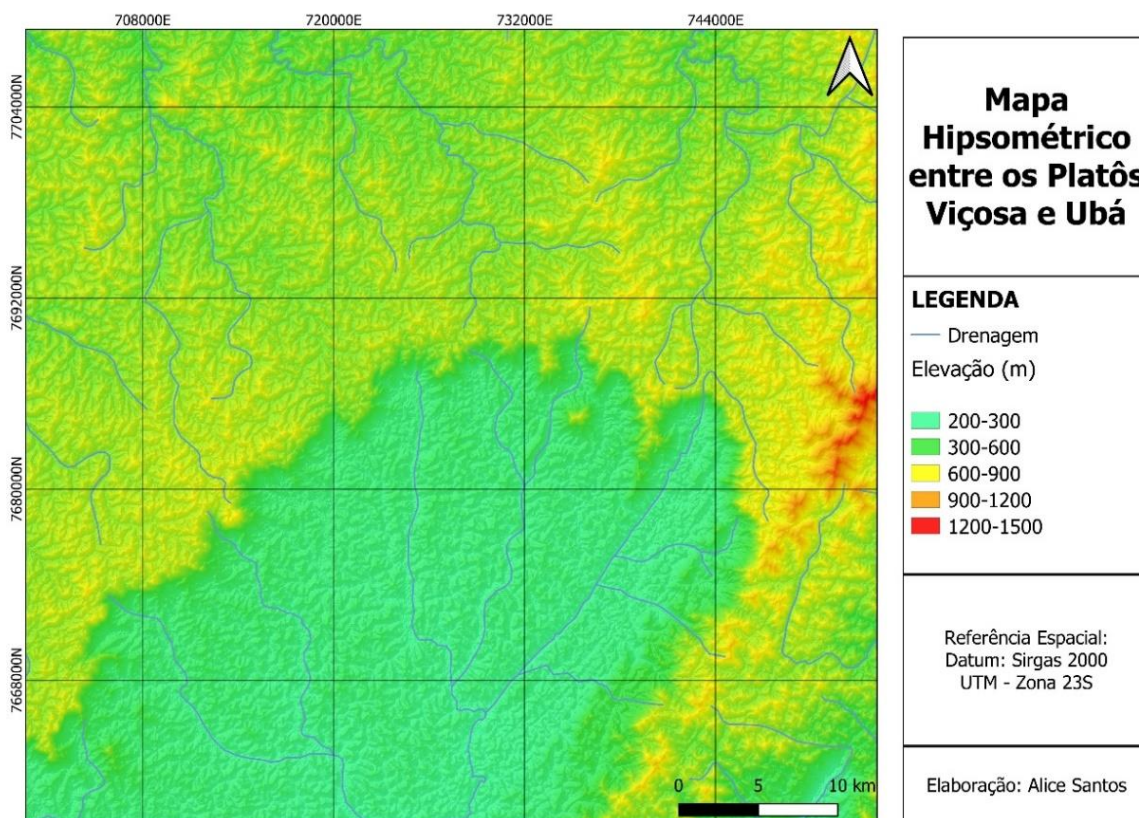


Figura 3.1: Mapa Hipsométrico dos Platôs Viçosa e Ubá elaborado por Alice Santos.

A Figura 3.2 representa o mapa sombreado da região com sobreposição do mapa geológico. Observando o mapa, as mesmas litologias aparecem nos dois domínios dos platôs. No domínio do Platô

Viçosa, nota-se um relevo muito mais rugoso do que o domínio do Platô Ubá e observando apenas os Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira, distingue-se que o Complexo Juiz de Fora é ligeiramente mais rugoso em relação ao Complexo Mantiqueira. Além disso, as drenagens possuem direções preferenciais, seguindo os *trends* dos lineamentos, sendo que a divisão dos platôs marca um divisor de águas.

Através do mapa sombreado e das imagens de Radar de modelo de elevação digital, é possível observar lineamentos com direções principais. De uma forma geral, nota-se lineamentos NNE e NNW que são visíveis por todo o mapa. Os lineamentos NNE coincidem com a direção da Zona de Cisalhamento Abre Campo e a Zona de Cisalhamento Ponte Nova, além disso, observa-se tais lineamentos em ambos os platôs e, também, em ambos os complexos. Outra direção preferencial de lineamento é a NNW, a qual também é visível em ambos platôs e complexos, e encontra-se de forma perpendicular às Zonas de Cisalhamento Abre Campo e Ponte Nova.

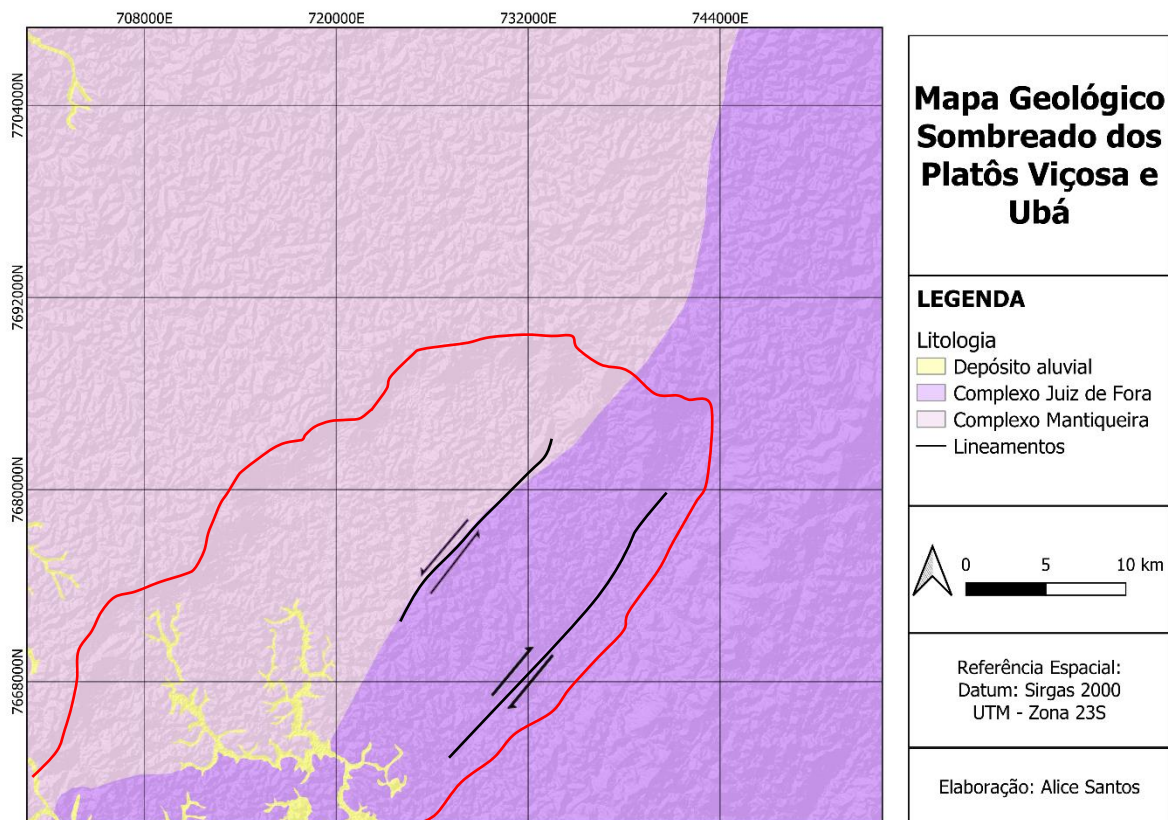


Figura 3.2: Mapa Geológico dos Platôs Viçosa e Ubá sobreposto ao relevo sombreado elaborado por Alice Santos.

Para uma melhor visualização, as áreas dos platôs foram tratadas separadamente, para assim poder compreender os processos que atuam em cada uma delas. O Platô Viçosa destaca-se por seus lineamentos NNE e NNW, porém, a densidade dos lineamentos NNE é relativamente maior do que a

direção NNW (Figura 3.3). Já no Platô Ubá (Figura 3.4), observa-se o inverso, a direção preferencial dos lineamentos ocorre na direção NNW ao invés da direção NNE.

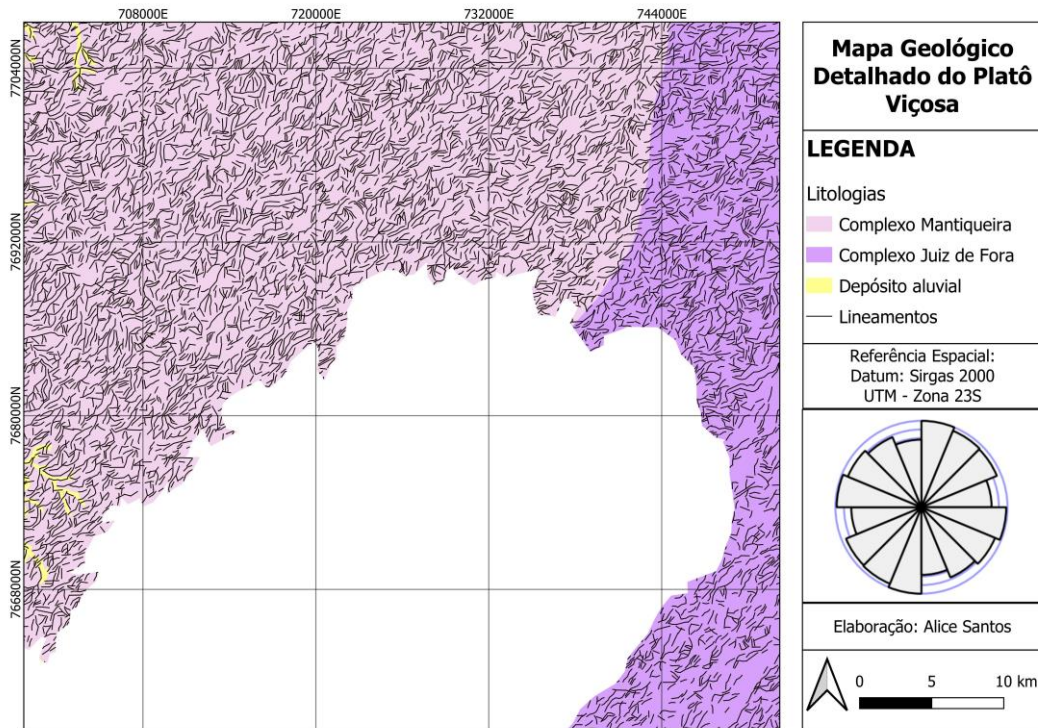


Figura 3.3: Mapa Geológico do Platô Viçosa com destaque para os lineamentos extraídos a partir do Software Catalyst e diagrama de rosetas mostrando a densidade dos mesmos por Alice Santos.

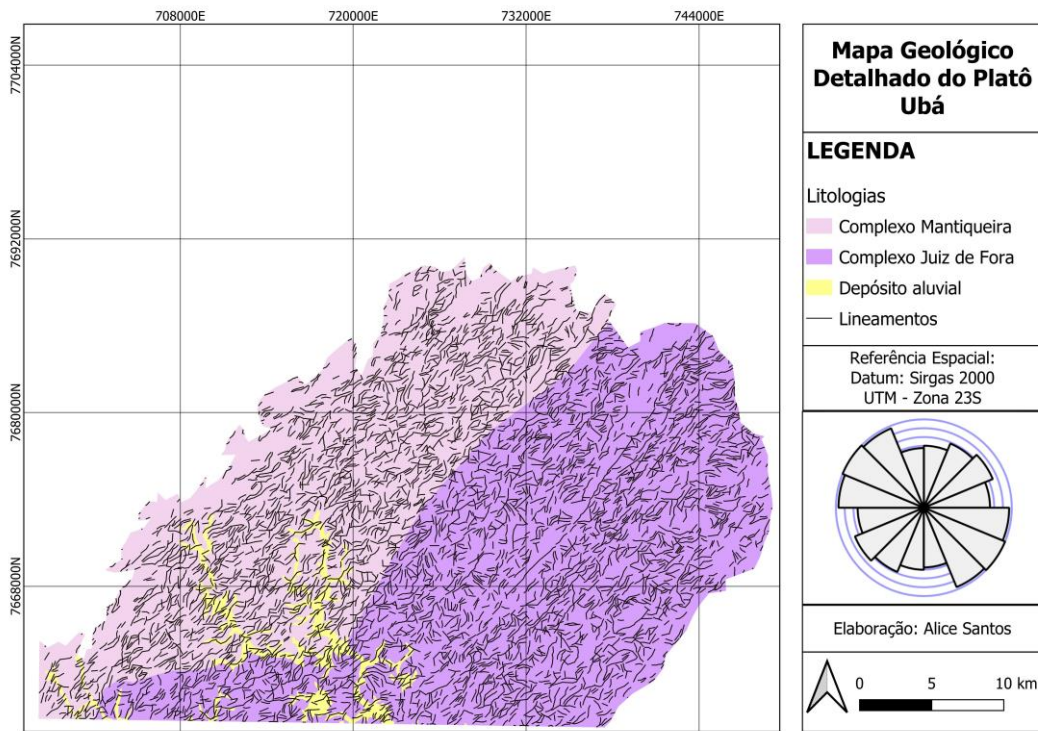
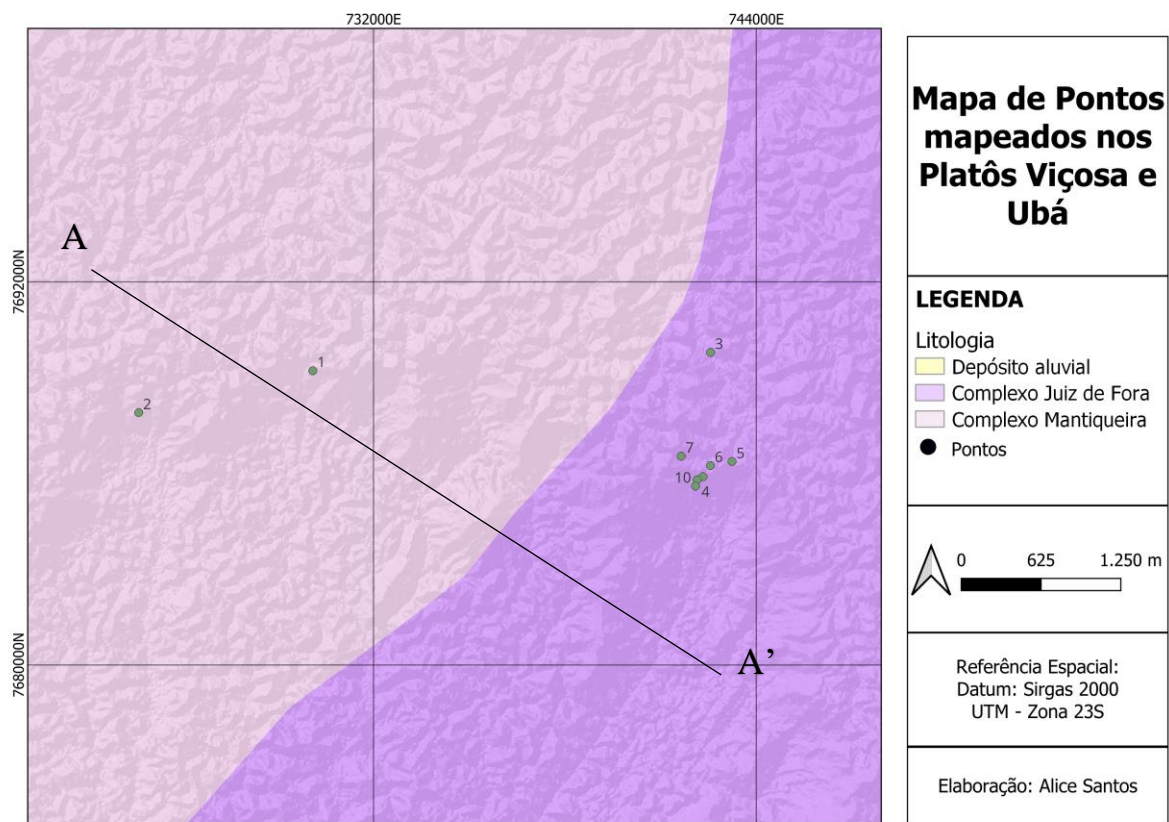


Figura 3.4: Mapa Geológico do Platô Ubá com destaque para os lineamentos extraídos a partir do Software Catalyst e diagrama de rosetas mostrando a densidade dos mesmos por Alice Santos.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL

Este capítulo apresenta os dados obtidos através da atividade de campo bem como o tratamento dos dados estruturais levantados. As informações levantadas foram retirados a partir de 10 pontos estratégicos localizados próximos à quebra dos Platôs Viçosa e Ubá (Figura 4.1 A), mais precisamente próximo às cidades de Ervália e São Geraldo. Foram reconhecidos os gnaisses e rochas máficas do Complexo Mantiqueira e do Complexo Juiz de Fora. A seguir, serão apresentadas as informações obtidas em campo.



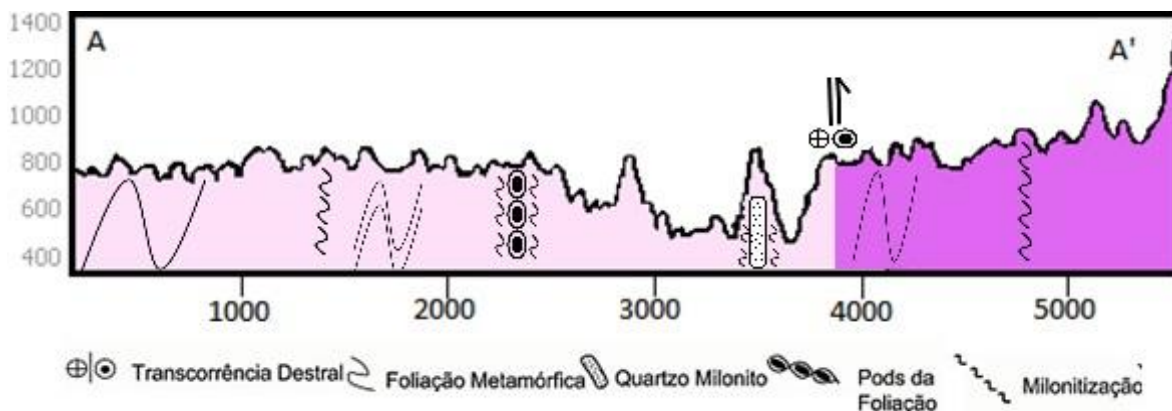


Figura 4.1: A) Mapa de pontos mapeados na área de estudo com relevo sombreado. B) Perfil geológico A-A' confeccionado a partir do mapa anterior com as principais estruturas.

Mesmo estando próximo à quebra dos platôs, os pontos 1 e 2, na parte oeste do mapa, estão localizados no Complexo Mantiqueira, no Platô Viçosa. O restante dos pontos estão localizados no Complexo Juiz de Fora, sendo que apenas o ponto 3 se encontra no Plato Viçosa, enquanto todos os outros estão no Platô Ubá.

Na Figura 4.1 B destaca-se o perfil geológico da seção leste-oeste. A variação de altitude é visível ao percorrer a quebra do platô, com variações de 400m a 1400m. O contato entre o Complexo Mantiqueira e o Complexo Juiz de Fora é interceptado pela Zona de Cisalhamento Abre Campo.

As áreas exploradas em campo foram concentradas nas proximidades entre a quebra dos dois platôs. Na região oeste do mapa (Figura 4.3), foi possível andar sobre o Platô Viçosa. Nessa área, afloram gnaisses milonitizados do Complexo Mantiqueira e quartzitos do Complexo Juiz de Fora com uma certa variação mineralógica: há grande quantidade de biotita e anfibólio nas porções máficas e quartzo e feldspatado nas porções félsicas. Há também a presença de rochas calciossilicáticas, compostas por anfibólios e epidotos, tornando a rocha com uma característica coloração esverdeada. Em outras partes, a rocha torna-se rosácea, devido à grande quantidade de k-feldspatos.

A foliação pode ser observada nos gnaisses nas porções máficas, sendo bem marcadas por uma orientação NE-SW (média: 280/70), sendo que em vários pontos os anfibólios e biotitas apresentam foliação milonítica, indicando uma zona de cisalhamento. Há também boudinagem associada aos gnaisses e quartzitos como mostrado na Figura 4.2, além de uma família de fraturas conjugadas com duas direções preferenciais com direção (média: 220/65 e 280/65), sendo essa a primeira a mais antiga e a segunda formando 60° com a primeira sendo a mais recente, encontrando-se incipiente (Figura 4.3).

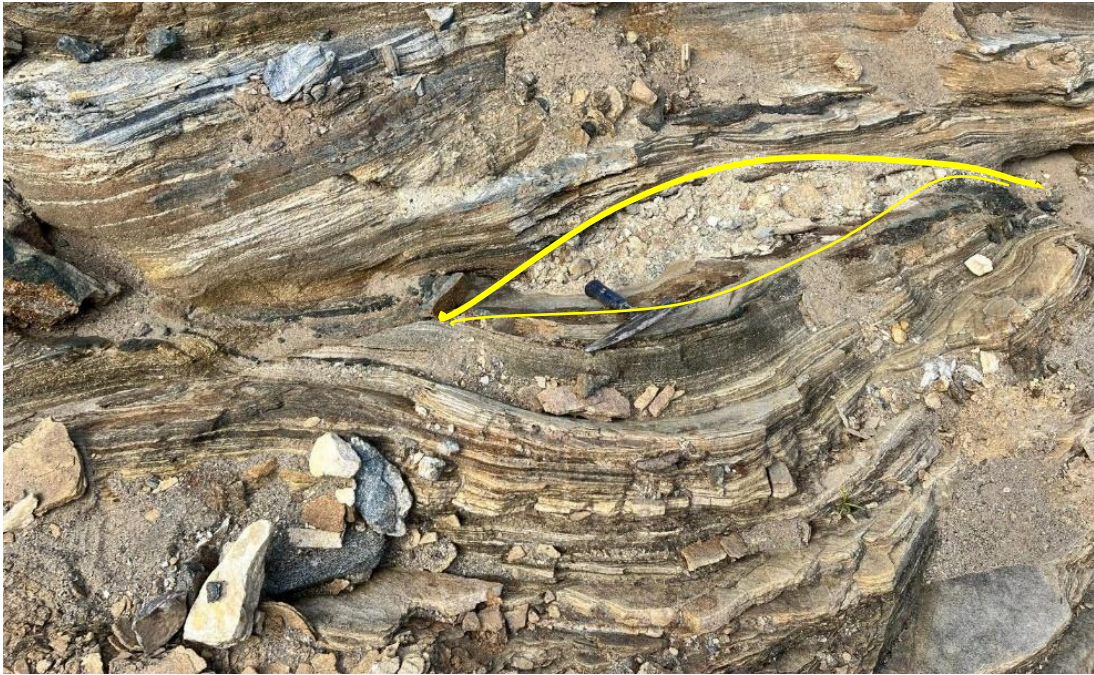


Figura 4.2: Afloramento com realce para boundinagem em rocha quartzítica com presença de gnaiss no topo do afloramento.



Figura 4.3: Família de fraturas conjugadas formando ângulo de 60° entre elas em rochas gnáissicas.

Na Figura 4.4 destaca-se a grande diferença de altitudes. Na parte esquerda da imagem, que mostra o afloramento, nota-se um relevo maior do que a parte direita da imagem (Platô Ubá), o qual característico pelo relevo mais acidentado. Isso é visível devido ao fato de que o ponto está localizado na transição dos platôs. De uma forma geral, assim como no bloco solto da Figura 4.5, há determinada complexidade nas estruturas da região, as rochas possuem foliação milonítica (Figura 4.6).

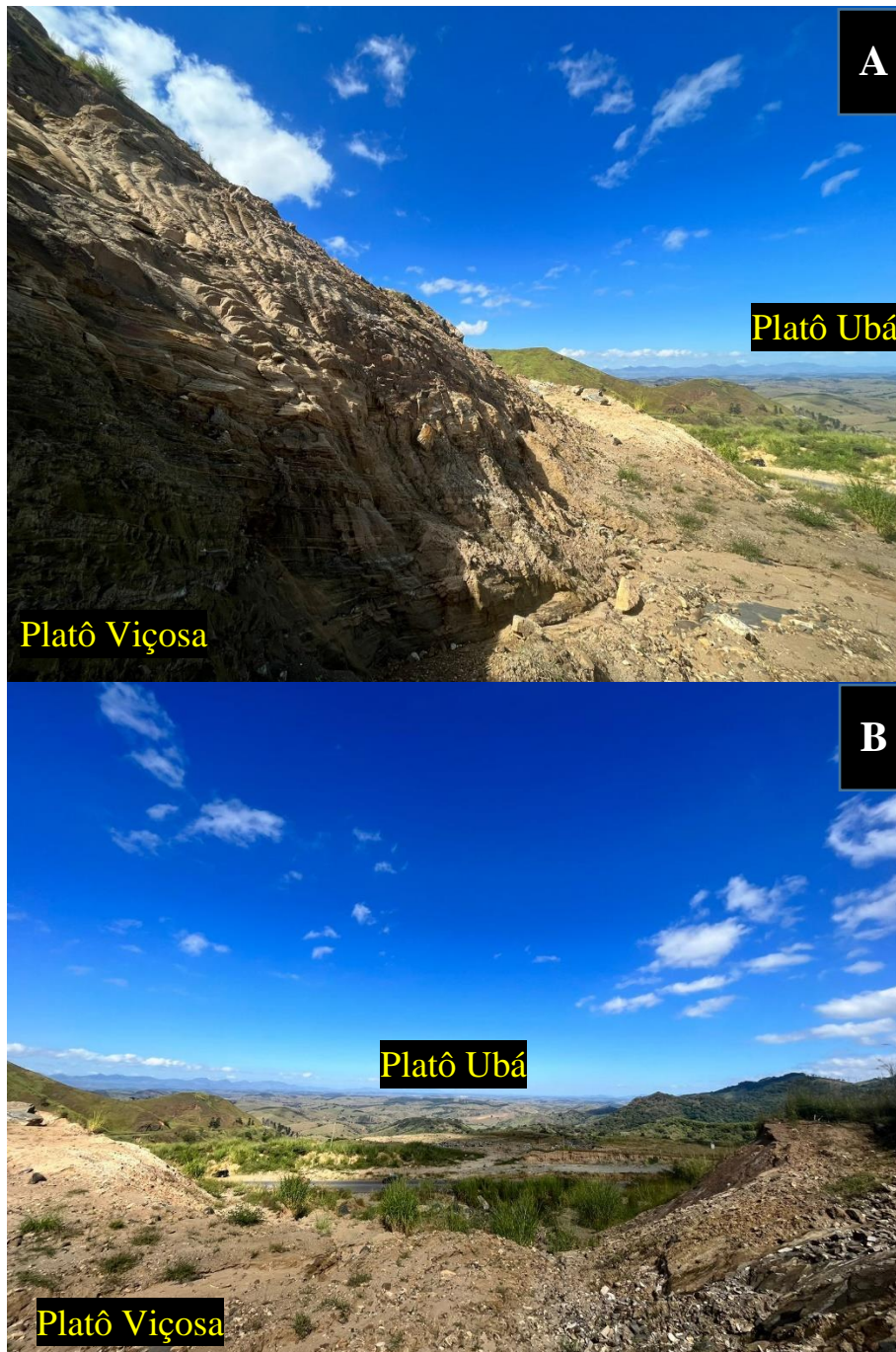


Figura 4.4: Destaque para a morfologia local (A) o lado esquerdo é a transição dos Platôs Viçosa (maior altitude) para o Ubá à direita (menor altitude). (B) Platô Ubá destacando o relevo bastante arrasado.



Figura 4.5: Bloco solto de gnaiss milonitizado mostrando a complexidade dos dobramentos encontrados na região.



Figura 4.6: Destaque da foliação milonítica muito comum nas rochas aflorantes.

Nas Figuras 4.7 e 4.8 destaca-se dobras locais **sinistrais** associadas à veios de quartzo. Em determinados pontos, seus flancos se tornam incipientes e é possível observar a foliação milonítica subparalela com a foliação principal Sn (média: 270/80).



Figura 4.7: Afloramento com destaque para dobras com vergência para leste em gnaisses e veios de quartzo tornando-se incipientes para leste.



Figura 4.8: Afloramento com nível alto de intemperismo, mas destaque para dobras sinistras em gnaisses e veios de quartzo tornando-se incipientes para leste.

Da mesma forma que observamos as dobras locais, ao analisar a morfologia local, a paisagem de frente para o afloramento repete a mesma geometria apresentando falhas de empurrão, mas em uma escala muito maior (Figura 4.9).



Figura 4.9: Morfologia coincidindo com as falhas reversas locais indicando movimento para leste.

Na Figura 4.10, notam-se intrusões máficas nos pacotes e observa-se que para sul há uma tendência para as foliações tornarem-se sub-horizontais, enquanto para norte, elas tendem a ficar subverticais. Os pacotes das intrusões máficas apresentam presença de sutis foliações, mas elas são mais predominantes nos pacotes gnáissicos.



Figura 4.10: Intrusões máficas nas rochas gnáissicas.

No único afloramento inserido no Platô Viçosa, mas no Complexo Juiz de Fora, afloram gnaisses com granadas, sendo que estas se concentram nas porções máficas. Além das granadas, há quartzo, feldspato, anfibólios, calcita associadas a veios e também veios de quartzo. Os veios de calcita concentram-se nas porções máficas, enquanto os veios de quartzo estão presentes tanto nas porções gnáissicas quanto nas intrusões máficas.

Em determinada parte do afloramento, observa-se uma estrutura levemente boundinada, dividida em uma porção central constituída majoritariamente por rochas máficas, e as porções adjacentes por rochas gnáissicas (Figura 4.11A e 4.11B). As intrusões máficas apresentam maior resistência à deformação, preservando suas as características ígneas, enquanto os gnaisses possuem uma orientação preferencial dos mineiras resultando em uma foliação bem marcada.

De forma geral, as dobras possuem vergência para norte e são sinistrais e as foliação permanecem com a direção (média: 270/80), sendo que quanto mais para norte, mais inclinadas ficam, e para sul tendem a permanecer sub-horizontais.





Figura 4.11: A) Afloramento com destaque para boundinagem nas intrusões máficas e dobras com vergência para norte e B) com destaque para as espessuras dos pacotes.

Por fim, na região mapeada inserida no Platô Ubá dentro do Complexo Juiz de fora, os afloramentos encontravam-se com alto nível de intemperismo. Observa-se a repetição de rochas gnáissicas, máficas e os típicos gnaisses regionais, além de uma significativa quantidade de veios de quartzo dobrados. Nessa região, foi possível observar duas direções de foliação (média: 0/30 e 120/80), formando uma estrutura em lápis (Figura 4.12), mas pouco visível devido ao intemperismo. As dobras permanecem sinistrais, com exceção do ponto da Figura 4.12 em que a vergência está para sul. Por fim, observou-se alguns veios de quartzo cortando as foliações NNE verticalmente (Figura 4.13).



Figura 4.12: Afloramento com alto nível de intemperismo, mas com destaque de duas direções preferenciais de foliação formando estrutura em lápis.

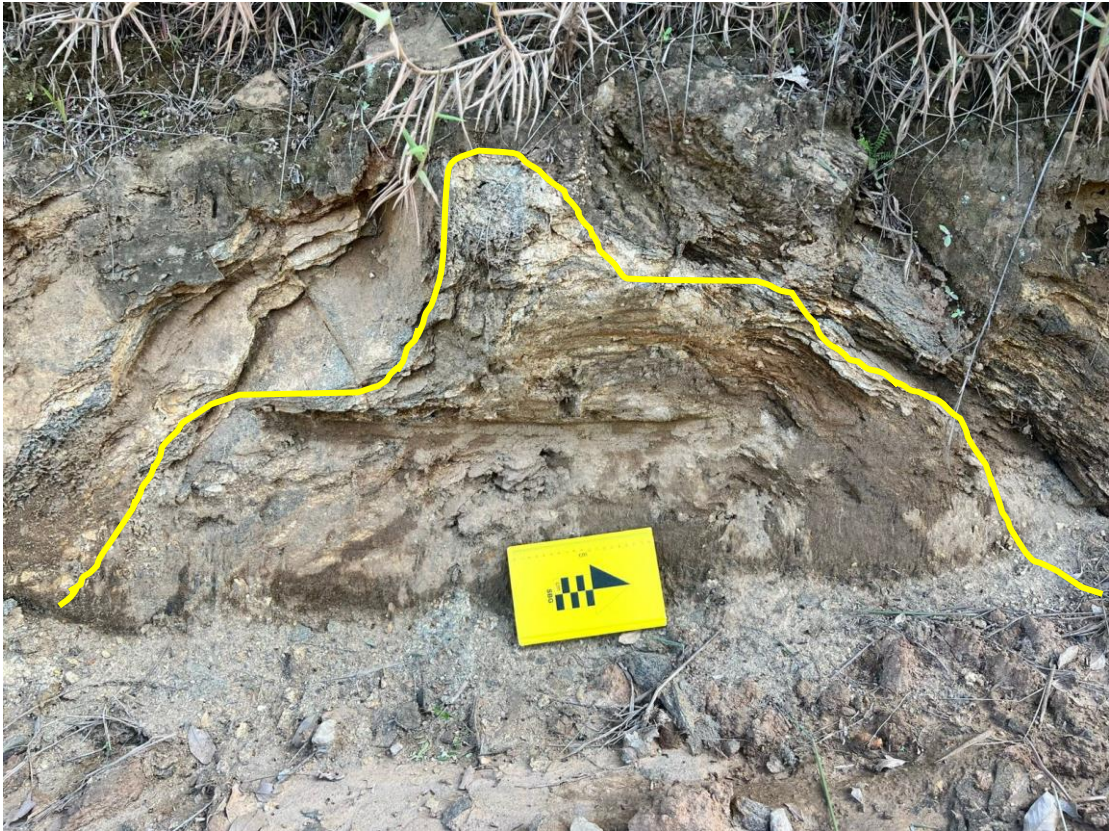


Figura 4.13: Dobra com vergência para sul em afloramento com alto nível de intemperismo.



Figura 4.14: Veio de quartzo cortando verticalmente as foliações NNE.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

No Brasil, durante o Mesocenoico, formou-se um extenso escarpamento que separa as grandes bacias do interior das menores nas áreas costeiras, afetando a região sudeste de Minas Gerais. Na região na qual está inserida os Platôs Viçosa e Ubá, observa-se a presença de grandes escarpas de falha e erosão com orientação de E-W a ENE-WSW, que marcam a divisão entre as bacias hidrográficas do Rio Doce e Paraíba do Sul (Marent 2016). Essa mesma estrutura serve como também como o limite dos platôs, encontrando-se a oeste com o Grande Escarpamento e a leste com a Serra de Boa Vista e a Zona de Cisalhamento Abre Campo.

A partir da premissa de analisar a morfologia da região através do sensoriamento remoto e analisar as características estruturais com base nos dados coletados em campo, foi possível compreender a morfologia dos platôs e os fatores estruturais condicionantes, identificando a causa da diferença na elevação entre os platôs Viçosa e Ubá. Isso, por sua vez, contribui para compreender a origem da discrepante variação topográfica, que está intimamente ligada a divisões significativas das bacias hidrográficas.

A extração dos lineamentos, através dos dados coletados em campo, foi crucial para compreender os controles estruturais da região. Ao analisar os diagramas de rosetas, constatam-se duas direções preferenciais: a direção NNE e a direção NNW. O Platô Viçosa possui maior influência dos lineamentos NNE enquanto o Platô Ubá dos lineamentos na direção NNW. A Zona de Cisalhamento Abre Campo possui direção preferencial NNE, assim como o Platô Viçosa, levando a correlacionar os feixes deste platô como uma propagação da Zona de Cisalhamento Abre Campo. Já os lineamentos conjugados, pertencentes ao Platô Ubá, foram atribuídos como uma zona de transferência dos lineamentos da mesma zona de cisalhamento, justificando a quebra entre as escarpas e gerando o baixo demográfico da região.

A cinemática aponta para a uma zona de cisalhamento transpressiva, sendo, portanto, um reflexo da estruturação do Orógeno Araçuaí a partir de antigas estruturas reativadas durante a abertura do Atlântico no mesocenoico.

A quebra dos platôs pode ter sua origem numa zona de transferência que conecta a Zona de Cisalhamento Abre Campo, a oeste, com junção das Zonas de Cisalhamento Dom Silvério e Ponte Nova (Figura 5.1). Desta forma, o padrão anastomosado destas zonas de cisalhamento possivelmente condicionou estruturalmente a quebra morfológica entre os platôs Viçosa (a norte) e Ubá (a sul).

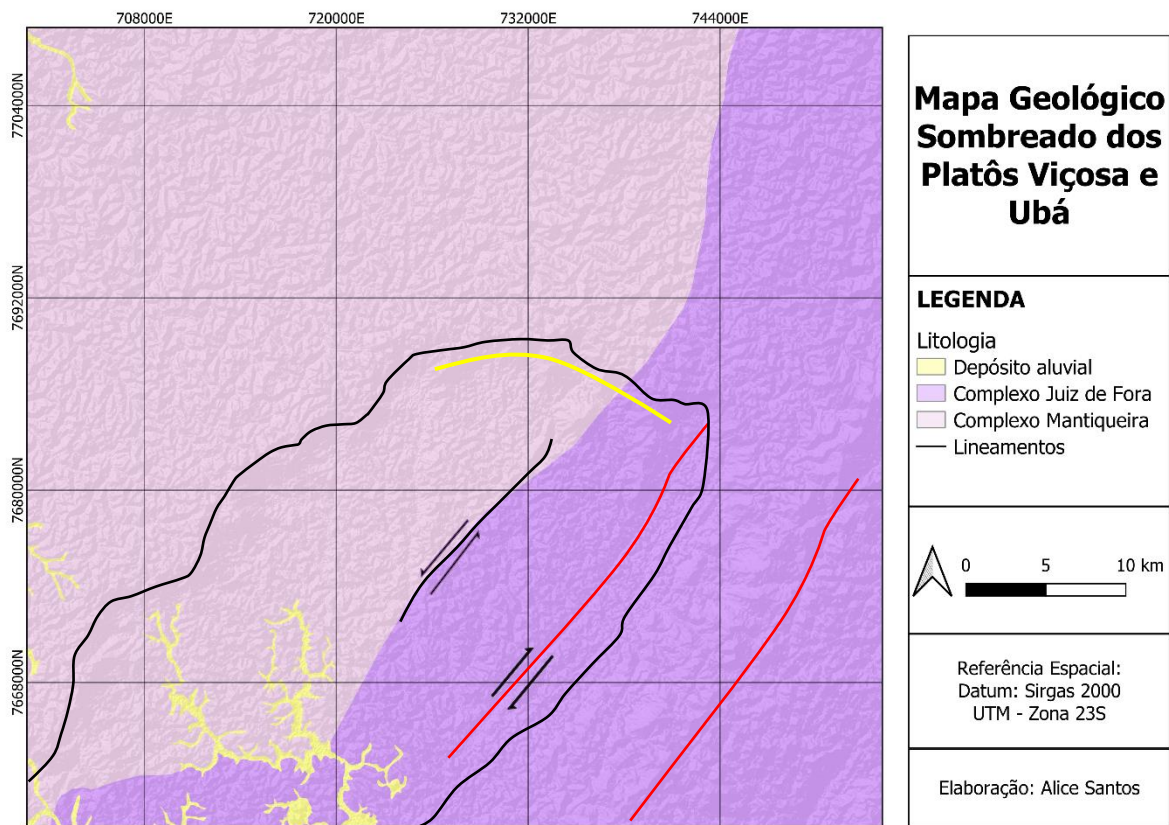


Figura 5.1: Marcação em vermelho das extensões da Zona de Cisalhamento Abre Campo e em amarelo as zonas de transferência.

Através das medidas de campo, constatou-se que as direções preferenciais NNW são mais antigas que as direções NNE, isso pôde ser confirmando nos afloramentos em que os veios de quartzo cortavam verticalmente as foliações NNE, sendo que os veios contêm a mesma direção das foliações/lineamentos NNW. Isso ocorre porque o Platô Ubá está sobre influência de uma zona de acomodação. As Zonas de Cisalhamento Abre Campo e Ponte Nova possuem um controle estrutural que influencia a região de estudo dos dois platôs. Porém, o Platô Ubá tem a influência de uma zona de acomodação, visto que os lineamentos NNE são mais jovens e funcionam como uma compensação do esforço estrutural na direção NNW.

A resistência à deformação foi evidenciada majoritariamente nas intrusões máficas, as quais não indicavam formação de foliação, preservando suas texturas ígneas originais, tendo no máximo uma certa orientação dos minerais. As rochas gnáissicas são mais propensas à deformação, isso porque em todos os afloramentos elas apresentavam foliação. Tendo isso em vista, nota-se um comportamento reológico nesses litotipos em que sempre as intrusões máficas aparecem sem sinais de deformações, mesmo estando intercaladas com os gnaisses.

O Platô Ubá comportou-se de maneira mais rígida em relação ao Platô Viçosa, visto que a rugosidade morfológicamente analisada no Platô Ubá é menos evidenciada em relação ao Platô Viçosa. Ao levar em consideração os domínios dos Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, nota-se ainda uma diferença da rugosidade, sendo que o Complexo Juiz de Fora se apresenta ligeiramente mais rugoso em relação ao Complexo Mantiqueira.

Por meio das análises morfológicas através do sensoriamento remoto e análises estruturais dos dados coletados em campo, foi possível compreender como a morfologia está relacionada aos controles estruturais devido às zonas de cisalhamento da região. As mesmas litologias afloram nos dois domínios dos platôs, sendo assim, não se pode afirmar que o baixo no relevo, representado pelo Platô Ubá, seja causado devido às diferenças litológicas, visto que as litologias aflorantes são as mesmas. Dessa forma, a explicação para esse baixo topográfico é devido aos controles estruturais que atuam gerando uma zona de acomodação sobre a influência da Zonas de Cisalhamento Abre Campo.

Além disso, observa-se que as drenagens acompanham os lineamentos, levando a aferir que o divisor de águas e o controle denudacional aconteceu devido ao controle estrutural. O controle hidrográfico possivelmente ocorreu devido a reativação das estruturas no mesocenozóico, gerando o abatimento de bloco do Platô Ubá, sendo possivelmente uma reativação de flor negativa, favorecendo ainda mais a denudação diferencial deste platô em relação ao Platô Viçosa, gerando a morfologia atual. Entretanto, a dificuldade para obter os dados de campo exatamente no limite entre os platôs sugere a necessidade de mais estudos aprofundados, como por exemplo estudos geofísicos.

Portanto, conclui-se que há uma zona de cisalhamento transpressiva, os grandes lineamentos NNE são braços resultantes da Zona de Cisalhamento Abre Campo, enquanto os conjugados são atribuídos a uma zona de transferência. Além disso, há a prolongação a sul das Zonas de Cisalhamento Dom Silvério e Ponte Nova, delimitando o final da quebra dos platôs. O controle regional e o controle denudacional é majoritariamente estrutural, visto que os mesmos litotipos afloram em ambos os platôs. A Figura 5.2, adaptada de Lopes *et al.* 2016, exemplifica, de maneira esquemática a cinemática da área de estudo: há um escalonamento entre duas zonas de cisalhamento, destacado pelas linhas vermelhas, de movimento dextral, o que poderia ser a origem do escalonamento geomorfológico estudado nos Platôs Viçosa e Ubá.

Há a necessidade da continuação dos estudos na regional, visto que com o auxílio da Geofísica, por exemplo, será possível compreender melhor como os platôs se comportam reologicamente e estruturalmente. Sendo assim, com a continuidade dos estudos, será possível desenvolver de forma mais refinada o modelo proposto neste trabalho.

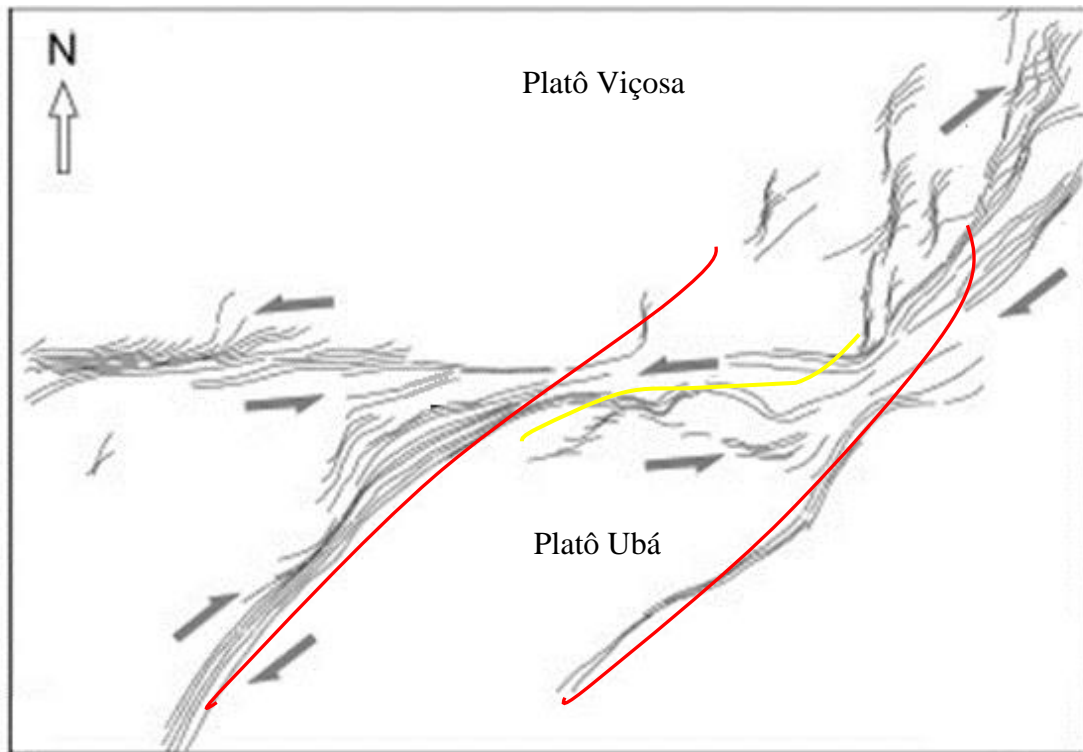


Figura 5.2: Modelo esquemático da área de estudo, enfatizando a possível transferência entre duas zonas de cisalhamento como o controle estrutural responsável por delinear morfologicamente a quebra topográfica entre os platôs Viçosa e Uba. (Adaptado de Lopes et al., 2016).

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- Alkmim, F. F., Brito-Neves, B. B., Castro-Alves, J. A. (1993). Arcabouço tectônico do craton do São Francisco - Uma revisão (In "O Craton do São Francisco", Reunião Preparatória do II Simpósio sobre o Craton do São Francisco, 1992, ed. J. M. L. Dominguez e A. Misi), Soc. Bras. Geologia, SGM, Cons. Nac. Pesquisas, Salvador, p. 45-62.
- Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., & Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian research*, 149(1-2), 43-64
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Almeida F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e sua relação com o do São Francisco. In: Simpósio do Cráton São Francisco e suas faixas marginais. Salvador. Anais..., Salvador, p. 1-10.
- Almeida F.F.M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira, Setor Setentrional In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (Eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher Ltda., 282- 307p.
- Alkmim F.F.; Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M. & Cruz, S.C.P. (2007). Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1): 25-43.
- Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33:127-139.
- Arcanjo J. B. A. 2011. Fotogeologia, conceitos, métodos e aplicações.
- Almeida F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349- 364.
- Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*. São Paulo, São Paulo. 551p.
- Gradim D. T., Noce C. M., Novo T. A., Queiroga G. N., Pedrosa-Soares A. C, Oliveira M. A. S. 2014. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Viçosa*.
- Kuchenbecker, Matheus et al. Age constraints for deposition and sedimentary provenance of Espinhaço Supergroup and Bambuí Group in eastern São Francisco Craton. *Geonomos*, 31 dez. 2015.
- Lopes, F. C., Pereira A. J., Mantas V. M., Mpengo H. K. 2016. Morphostructural characterization of the western edge of the Huila Plateau (SW Angola), based on remote sensing techniques. *Journal of African Earth Sciences*, v. 117, p. 114–123.
- Marent B. R. 2016. Geomorfogênese dos Degraus Escalonados do Sudeste de Minas Gerais.
- Noce C.M.; Pedrosa-Soares A.C.; Silva L.C; Alkmim F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* 15(1): 17-23.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro/IGC 2000, p.: 265-285.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., & Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-WestCongo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian research*, 110(1-4), 307-323.

- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos* 19(2): 244-251.
- Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C., Martins, M., Queiroga, G., Vilela, F., 2011a. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. (eds), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society, London, Memoirs*, 36: 523–534.
- Silva, Cláudio Maurício Teixeira da; ALKMIM, Fernando Flecha; PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos. Geometria e evolução do feixe de zonas de cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida, Orógeno Araçuaí, MG. Rem: Revista Escola de Minas, v. 62, n. 1, p. 23-34, mar. 2009.
- Souza, M. E. S. de. 2017. Caracterização litoestrutural e geocronológica dos metagabros e xistos verdes do Grupo Macaúbas na faixa terra branca - Planalto de Minas, Minas Gerais. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. 245 p.
- Souza M.E.S.S, Martins M., Madeira M.R., Queiroga G. 2019. Evolução geodinâmica dos estágios de rifteamento do grupo Macaúbas no período Toniano, meridiano 43°30'w, região centro-norte de Minas Gerais. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. 204 p