

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IGD
MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL



PROJETO UNAÍ

ÁREA VII

João Victor Villela de Souza

15/0132531

Mariana da Silva Borges

15/0139896

Novembro de 2021,

Brasília, DF.

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora Aprovada por:

Martino Giorgioni - Orientador
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Ciências Naturais - (ETHZ, Zurique, Suíça)

Adriana Chatack Carmelo - Membro
Professora da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutora em Processamento de Dados em Geologia e Análise Ambiental - (UnB)

Giana Márcia dos Santos Pinheiro - Membro
Doutora em hidrologia, hidroquímica, solos e meio ambiente - (UPS Toulouse III, Toulouse, França)

Brasília-DF, 18 de Novembro de 2021.

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

João Victor Villela de Souza

Mariana da Silva Borges

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2020

PROJETO UNAI

ÁREA VII

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências
como requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

ORIENTADORES

José Eloi Guimarães Campos (coordenador)

Martino Giorgioni

Eliza Inez Nunes Peixoto

Lucas Santos Batista Teles

BRASÍLIA/DF

2021

DEDICATÓRIA

A nós!

AGRADECIMENTOS



Agradeço primeiramente aos deuses da natureza por toda força e proteção durante todas as etapas do curso de geologia. Que mesmo durante os eventos mais turbulentos sempre me inspiraram e encorajaram para continuar a jornada.

A todos os colegas e amigos do curso de Geologia da Universidade de Brasília, especialmente à minha dupla Mariana, e à equipe de estudantes do Trabalho Final de 2021, pela parceria e companheirismo durante as dificuldades da longa jornada acadêmica e desenvolvimento do TF.

A minha mãe, por todo incentivo desde que posso me lembrar, e todo esforço feito por você para que eu pudesse me tornar quem eu sou hoje. Toda motivação e confiança ao longo dos anos, e força nos momentos difíceis. A Nicole, por todo apoio e compreensão, durante o início, meio e fim do meu curso, sempre facilitando minha vida em tudo que fosse possível, e ajudando com foco e determinação.

A meus irmãos, especialmente Vinícius, pelo apoio e companheirismo durante minha jornada, e sua paciência para ouvir as minhas divagações sobre os conhecimentos geológicos conforme eu aprendia.

Ao professor Elói, pela confiança e apoio durante o desenvolvimento da disciplina de hidrogeologia e o Mapeamento Geológico Final. Ao professor Vicente, da UnB Campus Planaltina, pela confiança, apoio em todos os momentos, as aulas e ensinamentos de campo, pelas histórias e oportunidades de conhecer mais, sobretudo acerca dos universos da espeleologia e geoestatística.

Aos motoristas do Instituto de Geociências, Mendes, Péricles, Seu Amadeu, e Marcos, principalmente durante os trabalhos de campo da graduação, por todo apoio e conhecimentos de vida, sempre muito dispostos e totalmente efetivos naquilo que fazem.

Sou grato a todos os grandes cientistas e pensadores, que possibilitaram a edificação de todos os conhecimentos que me foram passados.

“Em algum lugar, alguma coisa incrível está esperando para ser descoberta.” - Carl Sagan

João Victor

Em primeiro lugar, eu agradeço à mamãe, que me deu vida e dignidade para que eu pudesse correr atrás dos meus sonhos. Agradeço a Nossa Senhora de Fátima que sempre me guiou para um caminho de fé e perseverança. Eu agradeço aos meus erros, tropeços e lágrimas que derramei. Cada desafio e adversidade me fizeram mais forte e me ensinaram a ser a grande mulher que um dia serei.

Eu agradeço ao meu querido amigo e dupla de TF, Menino João, por todo carinho e companheirismo que tivemos ao longo desses seis anos de geologia. Agradeço aos professores Martino e Ricardo, aos quais tive o prazer de chamar de orientadores e amigos em momentos distintos e desesperadores da minha graduação. Agradeço, também, ao senhor Antônio Mendes que além de ser motorista dos campos e uma das melhores companhias em viagens, sempre me ensinou muita coisa entre as mil conversas que tivemos.

Sou grata a todas as mulheres que vieram antes de mim e lutaram para que eu tivesse o direito de ocupar o meu lugar na universidade. Especialmente, às professoras que me ajudaram e me ensinaram coisas muito além da geologia, vou levar os conselhos pro resto da minha vida.

Mari Borges

RESUMO

O Objetivo do Projeto Unai é, principalmente, a confecção de mapa geológico da área, em escala 1:50000, e a produção de relatório técnico acerca de cada uma das 14 subáreas. Este relatório se refere a subárea VII onde foram mapeadas unidades geológicas relativas à Formação Quilombo, Grupo Paranoá e Grupo Canastra. O trabalho foi realizado ao longo do ano de 2021, com 18 dias de campo na cidade de Unai e três meses de escritório onde foram utilizadas ferramentas de SIG, geofísica, raio-x, petrografia e análise estrutural. Os padrões estruturais, e a continuidade lateral predominantemente norte-sul, das unidades aflorantes na área de estudo evidenciam deformação leste-oeste e intensa vergência para leste. O padrão estrutural da área é do tipo *thin-skinned* onde há descolamento da Formação Quilombo, Grupo Paranoá e Grupo Canastra sobre as rochas do Grupo Traíras em forma de cunhas de empurrão. Durante o evento orogenético Brasileiro, a Formação Córrego Barreiro, topo do Grupo Paranoá se colocou com um contato de falha reversa sobre a Formação Quilombo, que, por sua vez, se movimentou e a partir de uma falha de empurrão e se colocou sobre o Grupo Bambuí. Essa movimentação reversa resultou também na dobra sinclinal na Formação Quilombo com a Formação Córrego Barreiro no núcleo, localizada no centro da área do projeto Unai. O presente trabalho traz uma nova visão para a estratigrafia da região e levanta dúvidas sobre a extensão da Faixa Vazante. Além da contribuição geológica, o trabalho também possibilita nova perspectiva sobre a utilização da área, com implementação do geoturismo.

ABSTRACT

The objective of the Unai Project is, mainly, the preparation of a geological map of the area, in a 1:50000 scale, and the production of a technical report about each one of the 14 sub-areas. This report refers to sub-area VII where geological units related to the Quilombo Formation, the Paranoá Group and the Canastra Group were mapped. The work was carried out throughout 2021, with 18 field days in the city of Unai and three months in the office, where GIS, geophysics, x-ray, petrography and structural analysis tools were used. The structural patterns, and the predominantly north-south lateral continuity, of the outcrop units in the study area show east-west deformation and intense eastward slope. The structural pattern of the area is thin-skinned, where there is detachment of the Quilombo Formation, Paranoá Group and Canastra Group on the rocks of the Traíras Group in the form of push wedges. During the Brasileiro orogenic event, the Córrego Barreiro Formation, top of the Paranoá Group, placed a reverse fault contact over the Quilombo Formation, which, in turn, moved from a thrust fault and placed over the Bambuí Group. This reverse movement also resulted in a syncline fold in the Quilombo Formation with the Córrego do Barreiro Formation in the core, located in the center of the Unai Project area. The present work brings a new vision to the stratigraphy of the region and raises doubts about the extension of the Vazante Strip. In addition to the geological contribution, the work also provides a new perspective on the use of the area, with the implementation of geotourism.

SUMÁRIO

1. Introdução	16
1.1 Justificativa	16
1.2 Objetivos	17
1.3 Localização e Vias de Acesso	17
1.4 Metodologia	18
Pré-campo	18
Campo	20
Pós-campo	23
1.5 Aspectos Fisiográficos	23
Geomorfologia	24
Pedologia	25
Clima e Cobertura Vegetal	27
Hidrografia	28
2. Contexto Geológico Regional	30
2.1 Província Tocantins e a Faixa Brasília	30
2.2 Contexto Geológico Local: Projeto Unaí	33
2.2.1 Zona Externa da Faixa Brasília	34
Formação Quilombo	35
Grupo Paranoá	37
Grupo Canastra	39
Grupo Vazante	41
Grupo Bambuí	44
3. Geotecnologias	47
3.1 Sensoriamento Remoto	47
Imagens <i>Hillshade</i>	48
Imagens Sentinel 2	50
Fotointerpretação	51
3.2 Aerogeofísica	53
Projeto Unaí-Vazante-Paracatu-Coromandel	53
Gamaespectrometria	55
Magnetometria	60
3.3 Seção Sísmica 2-D	63
4. Estratigrafia, Petrografia e Sistemas Depositionais	65
4.1 Litoestratigrafia da Subárea VII	69
4.1.1 Formação Quilombo	70
Associação de Fácies e Ambientes Depositionais	83
Membro Ribeirão do Franco	86
Membro Ribeirão da Porteira	88

Ocorrências Vulcânicas da Formação Quilombo	91
4.1.2 Grupo Paranoá	98
Associação De Fácies	104
4.1.3 Grupo Canastra	110
4.2 Estruturas Intempéricas	115
4.3 Conclusão	117
5. Geologia Estrutural	118
5.1. Arcabouço Estrutural Dúctil	122
5.2. Arcabouço Estrutural Rúptil	131
6. Potencialidades Econômicas	143
7. Zoneamento Hidrogeológico	153
7.1 Unidades Hidroestratigráficas	154
7.1.1 Domínio Intergranular	155
7.1.2 Domínio Fraturado	157
7.1.3 Domínio Fissural-Cárstico	159
7.2 Poços Tubulares	160
7.3 Balanço Hídrico e Climatológico	162
7.4 Discussões e Gestão Dos Recursos Subterrâneos	163
8. Evolução Geológica e Correlações Regionais	167
9. Conclusões e Recomendações	177
10. Bibliografia	182

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização e via principal de acesso às áreas, no município de Unai/MG.....	<u>17</u>
Figura 1.2: Articulação das áreas, com destaque para área VII, com imagem base do Sentinel 2, composição RGB.....	<u>19</u>
Figura 1.3: Mapa base de campo com destaque para as estradas e edificações presentes na subárea VII.....	<u>20</u>
Figura 1.4: Mapa de pontos com os caminhamentos realizados na subárea VII.....	<u>21</u>
Figura 1.5: Imagem comparativa entre o mapa de declividade, à esquerda, e o MDE, à direita. Em destaque, a poligonal do Projeto Unai e subárea VII.....	<u>25</u>
Figura 1.6: Mapa de solos, obtido no site do IBGE, com destaque para a subárea VII.....	<u>26</u>
Figura 1.7: Mapa de temperaturas e pluviosidade média para a cidade de Unai/MG. Fonte: Site Clima Tempo (2021).	<u>28</u>
Figura 2.1: Unidades tectônicas da Faixa Brasília. Com destaque para a área de Unai-MG. Retirada de Moura, (2018)	31
Figura 2.2: Mapa geológico da região de estudo com contorno da área do Projeto Unai, em branco. Modificado de Campos <i>et al.</i> (2021).....	<u>34</u>
Figura 2.3: Coluna estratigráfica da Formação Quilombo, em que a espessura total é de cerca de 400 metros, embora a espessura real seja difícil de identificar, devido ao intenso dobramento das litologias. (Campos <i>et al.</i> , 2021).....	<u>36</u>
Figura 2.4: Coluna estratigráfica do topo do Grupo Paranoá nas áreas tipo. Campos <i>et al.</i> , 2013 (modificada de Faria 1995).....	<u>38</u>
Figura 2.5: Coluna estratigráfica do Grupo Canastra, retirada de Moura (2018) (Modificada de Rodrigues, 2008 e Dardenne, 2000).....	<u>40</u>
Figura 2.6: Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Retirado de Dardenne, 2000).....	<u>42</u>
Figura 2.7: Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí (retirado de Dardenne, 2000 <i>apud</i> Teles, 2019).....	<u>46</u>
Figura 3.1: Fluxograma dos processamentos em sensoriamento remoto com o objetivo de gerar um mapa fotointerpretado.....	<u>47</u>
Figura 3.2: Composição de relevo sombreado com as quatro imagens <i>hillshade</i> sobrepostas sobre transparência de 20%.....	<u>48</u>
Figura 3.3: Mapa de Fotoanálise de lineamentos de relevo da subárea VII.....	<u>49</u>
Figura 3. 4: Composições RGB da imagem <i>Sentinel 2</i> . a) R12G11B4 b) R4G8B3 c)R4G3B2.....	<u>50</u>
Figura 3. 5: Mapa de zonas homólogas da Área VII seriadas de “A” a “I”.....	<u>51</u>
Figura 3.6: Sequência de processamento dos dados aerogeofísicos presentes no relatório.....	<u>55</u>
Figura 3. 7: Mapas radiométricos da Área VII referentes aos elementos potássio, tório e urânio, sucessivamente.....	<u>56</u>
Figura 3. 8: À esquerda, mapa ternário RGB dos elementos gamaespectométricos e seus domínios individualizados, à direita.....	<u>57</u>

Figura 3.9: Mapas CMA, ASA, DZ e TILT do Projeto Unai com o polígono da Área VII destacado.....	<u>61</u>
Figura 3.10: Mapa de interpretação magnométrica do Projeto Unai e da Área VII.....	<u>63</u>
Figura 3. 11: Perfil sísmico da Linha R0240_SAOFRANCISCO_045_PSTM.0240-0290.00000003.0008531 disponibilizado pela ANP (2021).....	<u>64</u>
Figura 4.1: Mapa geológico da Subárea VII, mostrando as unidades geológicas presentes, assim como uma seção geológica esquemática com direção oeste-leste.....	<u>68</u>
Figura 4.2: Coluna estratigráfica esquemática, mostrando as principais sucessões e grupos litológicos que ocorrem na Subárea VII.....	<u>70</u>
Figura 4.3: Representação esquemática em 3D dos ritmitos turbidíticos da Formação Quilombo durante sua formação, sobre o embasamento cristalino, com destaque para ocorrências de vulcanismo subaquoso na porção mais distal.....	<u>71</u>
Figura 4.4: A- Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-XI-116), mostrando a fácies GlfL. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e fragmentos líticos de granulometria areia fina, envoltos por matriz pelítica (15-20%). B- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. C- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados.....	<u>74</u>
Figura 4.5: A- Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-XI-110), mostrando a fácies GlgM. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e fragmentos líticos de granulometria areia média a grossa, envoltos por abundante matriz pelítica (30-35%). B- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. C- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados.....	<u>75</u>
Figura 4.6: Microfotografias mostrando a fácies OcpM, na lâmina TF 20 VIII 44, imagens com a lente de 25x de aumento. A- Fragmentos líticos orientados, compostos por arenitos finos a médios e folhelhos. B- Quartzo e feldspatos em granulometria areia grossa. C- Fragmento de possível rocha vulcânica, com biotita, quartzo e feldspatos. D- Fragmentos líticos de arenitos e folhelhos, com destaque para a insipiência de matriz entre os clastos.....	<u>76</u>
Figura 4.7: Afloramentos e amostra de mão utilizados na produção da lâmina TF 20 VIII 44.....	<u>77</u>
Figura 4.8: Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20 - VI - 110), mostrando a fácies LfmE. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e presença marcante de fragmentos líticos, muitas vezes de natureza pelítica. A- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. B- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados.....	<u>78</u>
Figura 4.9: Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-IV-95), mostrando a fácies LgME. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e fragmentos líticos. A- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. B- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados. C- Aumento de 100x e nicóis paralelos. D- Aumento de 100x e nicóis cruzados.....	<u>79</u>
Figura 4.10: Afloramento no ponto 145, mostrando na parte superior a fácies LfmE (Litoarenito fino a médio estratificado, com feldspatos alterados) e inferior, a fácies AfmL (Arenito fino a médio laminado). Ocorre estruturação de sobrecarga, sobretudo visível nas camadas laminadas.....	<u>80</u>
Figura 4.11: Afloramento no ponto 81, mostrando metassiltitos e metassiltitos arenosos (fácies SiaL e SiLE), apresentando cores esbranquiçadas a rosadas.....	<u>81</u>

Figura 4.12: Intercalações de folhelhos e siltitos intemperizados no Membro Ribeirão do Franco..	82
Figura 4.13: Principais processos sedimentares com destaque para os fluxos gravitacionais de sedimentos de alta e baixa densidade, com ocorrência de superfícies erosivas e processos deposicionais que ocorrem durante a evolução da corrente de turbidez. Retirado de Moura, 2018....	85
Figura 4.14: Fotos de afloramentos em drenagem para a Formação Quilombo, Membro Ribeirão do Franco. A- Ponto 167, sucessão de metarritmitos com fácies de siltitos laminados e folhelhos (SiLE e Fl), B- Ponto 168, mostra bloco composto pela fácies SiaL (Siltitos arenosos laminados) , C- Ponto 166, com sucessões AfmLe SiaL.....	86
Figura 4.15: Afloramentos em drenagens representando o Membro Ribeirão da Porteira. A- Metarritmitos predominantemente pelíticos. (Ponto 150). B- Sucessão de metarritmitos laminados campos predominantemente pelíticos. (Ponto 150). C- Intercalações entre pelitos e psamitos, com predominância de grauvacas e arenitos. (Ponto 151).....	89
Figura 4.16: Amostras de mão enviadas para laminação: A - 20-IV-95 - LgME (Litoarenito grosso maciço e estratificado). B - 20-XI-110 GlgM (Grauvaca lítica grossa maciça).....	90
Figura 4.17: A - Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20 - II 108 B). B e C - Microfotografias mostrando micro amídalas de formatos losangulares a ovalados e matriz afanítica. Lente de 25x de aumento.....	92
Figura 4.18: Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-IV-16), com alterações gerando cores avermelhadas e amareladas. B e C- Microfotografias mostrando esferulitos e matriz afanítica, com alteração elevada. Lente de 25x de aumento.....	92
Figura 4.19: Amostra de rocha vulcânica do Membro Ribeirão da Porteira, lâmina TF . A - Amostra de mão laminada. B - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis paralelos. C - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis cruzados. D - Microfotografia sob aumento de 100x e nicóis paralelos.....	95
Figura 4.20: Amostra de rocha vulcânica do Membro Ribeirão da Porteira, lâmina TF 20-VII-152-B. A - Amostra em campo, mostrando a capa intempérica com cores avermelhadas e escuras. B - Amostra de mão laminada. C - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis paralelos. D - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis cruzados. E - Microfotografia sob aumento de 100x e nicóis paralelos.....	95
Figura 4.21: Representação esquemática em planta dos ritmitos turbidíticos da Formação Quilombo durante sua formação, com destaque para o transporte de sedimentos através de cânions e canais até a bacia oceânica plana. As ocorrências de vulcanismo subaquoso na porção mais distal também são representadas.....	97
Figura 4.22: A- Siltito bege amarelado com algumas laminações milimétricas de cor marrom, ponto 102. B- Siltito bege-acinzentado com níveis arenosos finos, ponto 91.....	98
Figura 4.23: A,B e C representam estromatólitos dômicos decimétricos, ponto 140. Sendo A, bloco <i>in situ</i>	99
Figura 4.24: Amostra TF 20-XIV - 32 B, utilizada para laminação e descrições petrográficas.....	99
Figura 4.25: Níveis micríticos planos e suavemente ondulados, ponto 140.....	100

Figura 4.26: Brechas centimétricas em matriz lutítica, ponto 140.....	<u>100</u>
Figura 4.27: A e B esteiras algais descontínuas. C, E e F representam os cimentos isópacos, todos referentes ao ponto 141, lâmina TF-VII-141. D amostra de mão TF-XIII-32.....	<u>101</u>
Figura 4.28: Dololutito com substituição por quartzo, ponto 140.	<u>102</u>
Figura 4.29: Modelo esquemático paleoambiental da Formação Córrego do Barreiro e as fácies associadas.....	<u>104</u>
Figura 4.30: Amostras de mão para: A - Metassiltito, amostra TF 20 XIV 29. B - Mármore fino, amostra TF 20 X 04. C - Calcifilito com minerais metamórficos alterados, amostra TF-20-XIV-28.....	<u>110</u>
Figura 4.31: A e B: Microfotografias da seção delgada TF-20-XIII-33, com aumento de 25x e nicóis respectivamente paralelos e cruzados. Destaque para as lamelas de mica branca muito finas, que ocorrem paralelas à foliação, compondo a matriz entre os clastos de quartzo.....	<u>111</u>
Figura 4.32: Afloramentos e amostras dos filitos do Grupo Canastra - Formação Serra do Landim. Destaque para os planos de acamamento, marcados pela alternâncias de cores e coincidentes aos planos de foliação.. A - Ponto 128 , B - Ponto 126 , C - Ponto 122.....	<u>112</u>
Figura 4.33: Afloramentos de filitos carbonosos do Grupo Canastra, Formação Serra do Landim. Fotos retiradas no ponto 149. A - Destaque para planos de acamamento. B - Fraturamento intenso em várias direções, penetrativamente. C - Contato com filitos alterados acima.....	<u>113</u>
Figura 4.34: Lentes centimétricas de quartzitos, observáveis no ponto 52, em meio aos filitos da Formação Serra do Landim (Grupo Canastra).....	<u>114</u>
Figura 5.1: Mapa estrutural integrado do Projeto Unai.	<u>118</u>
Figura 5.2: Seção Geológica da Subárea VII integrada aos gráficos de acamamento (S0), foliações (Sp e Ss) e fraturas (Fr) para as respectivas unidades geológicas mapeadas na região.....	<u>120</u>
Figura 5.3: Estereogramas de planos e polos do acamamento primário (S0) e foliação primária (Sp), para a Formação Quilombo. Medidas referentes às áreas VI, VII e VIII.....	<u>122</u>
Figura 5.4: A e B- Dobras suaves, com eixos aproximadamente E-W, impostas sobre outras dobras assimétricas de eixo N-S. Ocorrências registradas nos s X e Y, em erosão às margens da estrada principal (Povoado Cangalha), rochas pertencentes ao Membro Ribeirão do Franco. C- Afloramento em corte de drenagem, mostrando dobras em chevron, que ocorrem em ritmitos siltosos do Membro Ribeirão do Franco. D- Dobra em chevron, em arenitos finos do Membro Ribeirão da Porteira. Também ocorre fraturamento intenso das litologias. . E- Afloramento em corte de drenagem, mostrando ocorrência de dobra assimétrica e fechada, com vergência para E/NE F- Bloco rolado de ritmitos do Membro Ribeirão da Porteira com dobras isoclinais assimétricas e boudins.....	<u>124</u>
Figura 5.5: Estereogramas de planos e polos do acamamento (S0) foliação primária (Sp) para o Grupo Paranoá. Medidas principalmente nos siltitos da Formação Córrego do Barreiro, a foliação Sp ocorre associada aos planos axiais das dobras principais, sob a forma de clivagens ardosianas ou espaçadas.	<u>126</u>
Figura 5.6: Estereogramas de S0, Ss, Sp para as rochas mapeadas como Grupo Canastra nas áreas VI, VII e VIII.....	<u>128</u>

Figura 5.7: Principais dobras encontradas nas rochas do Grupo Canastra na área VII.....	<u>129</u>
Figura 5.8: Espelhos de falha encontrados em blocos rolados ao longo da área VII.....	<u>132</u>
Figura 5.9: Estereograma de pólos com contornos de densidade e diagrama de rosetas para as principais fraturas medidas no Grupo Canastra da subárea VII. A direção dos quatro principais pontos de densidade amostral indicam que as fraturas se estabeleceram preferencialmente nas direções: NNW-SSE e ENE-WSW. Na maior parte das ocorrências, essas estruturas são estabelecidas com altos ângulos de mergulho.....	<u>135</u>
Figura 5.10: Estereograma de pólos com contornos de densidade e diagrama de rosetas para as principais fraturas medidas no Grupo Paranoá da subárea VII. As direções principais das fraturas no grupo se estabeleceram nas direções: NNW-SSE e NE-SW. Na maior parte das ocorrências, essas estruturas são estabelecidas com altos ângulos de mergulho.....	<u>136</u>
Figura 5.11: Estereograma de pólos com contornos de densidade e diagrama de rosetas para as principais fraturas medidas na Formação Quilombo da subárea VII. A direção dos quatro principais pontos de densidade amostral indicam que as fraturas se estabeleceram preferencialmente nas direções: NW-SE e NNE-SSW. Na maior parte das ocorrências, essas estruturas são estabelecidas com altos ângulos de mergulho.....	<u>137</u>
Figura 6.1: Amostra de mármore utilizada na laminação, mostrando superfície seccionada, que poderia ser qualificada para utilização dessa rocha como ornamental. Ao mesmo tempo, essa litologia também pode ser utilizada na agricultura, como fonte principalmente de Ca e Mg (provenientes dos dolomitos). A amostra é: TF 20-X-04.....	<u>145</u>
Figura 6.2: Ponto 64, afloramentos do filito do Grupo Canastra, e atribuídos a Formação Serra da Lapa pela CPRM.....	<u>146</u>
Figura 6.3: Gruta do Sapezal, localizada na subárea XII. Também existem outras grutas e cavidades menores, associadas aos carbonatos da Formação Córrego do Barreiro.....	<u>149</u>
Figura 6.4: Cachoeira da água fria, localizada na subárea XIV, ocasionada por quebra abrupta do relevo. Ocorrem várias outras quedas d'água que podem ser mapeadas e exploradas.....	<u>150</u>
Figura 6.5: Região serrana do Grupo Quilombo da subárea VII, com destaque para as possíveis trilhas íngremes no cume dos morros, com vegetação exuberante, principalmente nos vales encaixados. Detalhe para o açude a N/NE da imagem, que é habitado por variados peixes e outras espécies nativas, como lagartos, aves e mamíferos (principalmente capivaras). Mesmo durante o auge da seca na região, vários dos açudes permanecem com níveis altos de água.....	<u>151</u>
Figura 7.1: Mapa de zoneamento hidrogeológico. Com destaque para as cinco UHs principais e a localização dos poços do sistema de informação de águas subterrâneas.....	<u>154</u>
Figura 7.2: Diagrama de rosetas para A: Lineamentos regionais obtidos por sensoriamento remoto; B: Fraturas medidas na subárea VII, indicando as direções principais dessas estruturas.....	<u>156</u>
Figura 7.3: Perfil construtivo do poço UNA-262, na Fazenda Cascavel, com dados disponíveis no site do SIAGAS.....	<u>161</u>
Figura 7.4: Gráficos retirados do sistema SISDAGRO, do INMET, mostrando em A: Balanço hídrico médio histórico para o período de um ano, indicando o comportamento da deficiência hídrica	

e do excedente hídrico ao longo dos meses. B: Gráfico de armazenamento percentual de água nos sistemas naturais.....	<u>162</u>
Figura 7.5: A: Poço tubular profundo na subárea 11, sem o isolamento sanitário adequado; B: Poço tubular na subárea 3, com graves problemas construtivos, que promoveram a destruição do poço e foco de contaminação do aquífero.....	<u>163</u>
Figura 8. 1: Seção sísmica 2-D de Zalan (2005) e a interpretação geológica para a região.	<u>167</u>
Figura 8.2: Modelo de evolução geológica da região estudada pelo Projeto Unaí. Embasamento: Formação Ticunzal e Suíte Intrusiva Aurumina: Em cores roxas e verdes, respectivamente. Em seguida, ocorre o Grupo Araí, com a Formação Água Morna abaixo (em laranja) e a Formação Arraias em amarelo com corpos intrusivos avermelhados.....	<u>169</u>
Figura 8.3: Em contexto da evolução do sistema de bacia do tipo SAG, com aprofundamento e preenchimentos da bacia, ocorre a gênese da Formação Quilombo, posicionada principalmente após as principais quebras de relevo da plataforma. Destaque para camadas vulcânicas em verde que ocorrem sindeposicionalmente em relação aos ritmitos.....	<u>170</u>
Figura 8.4: Bloco diagramas ilustrativos da evolução da Bacia do Paranoá subdividida em três estágios: inicial, expansão e estágio final da bacia (Seraine <i>et al.</i> , 2021).....	<u>171</u>

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1: Dados dos quatro imageamentos de relevo sombreado (hillshade) utilizados para o projeto.....	<u>49</u>
Tabela 3.2: Caracterização Dos Domínios Gamaespectrométricos.....	<u>58</u>
Tabela 4.1: Tabela de litofácies descritas para a Área VII.....	<u>72</u>
Tabela 4.2: Associações de características dos ritmitos turbidíticos, que geram as fácies de Mutti..	<u>84</u>
Tabela 4.3: Quadro resumitivo das litofácies da Formação Córrego do Barreiro no Projeto Unaí..	103
Tabela 4.4: Quadro resumitivo das associações de fácies e as litofácies correspondentes para o Projeto Unaí.	104
Tabela 4.5: Principais litologias que ocorrem na área do Projeto Unaí.....	<u>109</u>
Tabela 8.1: Quadro resumitivo dos estágios de evolução dos Grupos Araí e Traíras segundo Tanizaki <i>et al.</i> (2015).	<u>168</u>

1. INTRODUÇÃO

O Projeto Unai, Minas Gerais, foi um trabalho desenvolvido pelos alunos de graduação do curso de geologia da Universidade de Brasília. O trabalho é equivalente ao TCC (Trabalho de Conclusão de Curso) e está inserido nas disciplinas “Preparação do Mapeamento Geológico Final” e “Trabalho de Mapeamento Geológico Final”. O presente relatório detalha os estudos realizados nesse projeto, dando enfoque nos dados e produtos referentes à subárea VII. Este trabalho foi realizado no ano de 2021, junto ao Instituto de Geociências, sob orientação dos professores Dr. José Eloi Guimarães Campos (coordenador), Dr. Martino Giorgioni, Dra. Eliza Inez Nunes Peixoto, além do doutorando Lucas Santos Batista Teles.

Nesse projeto foi realizado o mapeamento geológico em escala 1:50.000, no sul do município de Unai, localizado a noroeste do estado de Minas Gerais. A área total mapeada foi de 651 km², e está inserida nas seguintes folhas, mapeadas pela CPRM: Serra da Aldeia (sul) e Unai (norte).

1.1 Justificativa

O trabalho final de graduação do curso de geologia da Universidade de Brasília é de suma importância para a formação de geólogos. Possui grande relevância científica e social com a utilização dos variados conhecimentos práticos e teóricos adquiridos pelos discentes ao longo do curso.

A área do projeto nunca foi mapeada na escala 1:50.000, dessa forma, o presente trabalho colabora para a consolidação dos conhecimentos geológicos da região. Adicionalmente, as informações geradas na forma de mapas e relatórios são públicas, o que gera retorno de qualidade à comunidade brasileira.

As divergências dos trabalhos anteriores quanto ao agrupamento de pacotes litológicos em diferentes unidades e ao posicionamento cronoestratigráfico das mesmas, promoveram a necessidade do mapeamento em escala mais detalhada. Além disso, recentes descobertas de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias na região (Campos *et al.*, 2021), com a definição da Formação Quilombo, justificam o detalhamento da região.

1.2 Objetivos do Projeto Unaí

O Projeto Unaí objetivou principalmente a confecção de mapa geológico da área, em escala 1:50000, e a produção de relatório técnico acerca de cada uma das 14 subáreas. Para o desenvolvimento do trabalho foram empregadas técnicas de coletas de dados, sensoriamento remoto, geofísica, petrografia, além de análises de potencial econômico e potencial hidrogeológico. O trabalho também objetivou o mapeamento de maior detalhe das estruturas locais, e o aprimoramento das relações estratigráficas entre as diferentes unidades litológicas.

1.3 Localização e Vias de Acesso

A área do Projeto Unaí está situada em uma faixa norte-sul, entre as cidades de Unaí e Paracatu, a noroeste do Estado de Minas Gerais, na região Centro Oeste do Brasil. O município fica a aproximadamente 165 km a sudeste de Brasília, e o acesso saindo da capital federal se dá pela BR 251, passando pelo município de Cristalina GO e chegando ao município de Unaí e à base logística do trabalho (Figura 1.1).

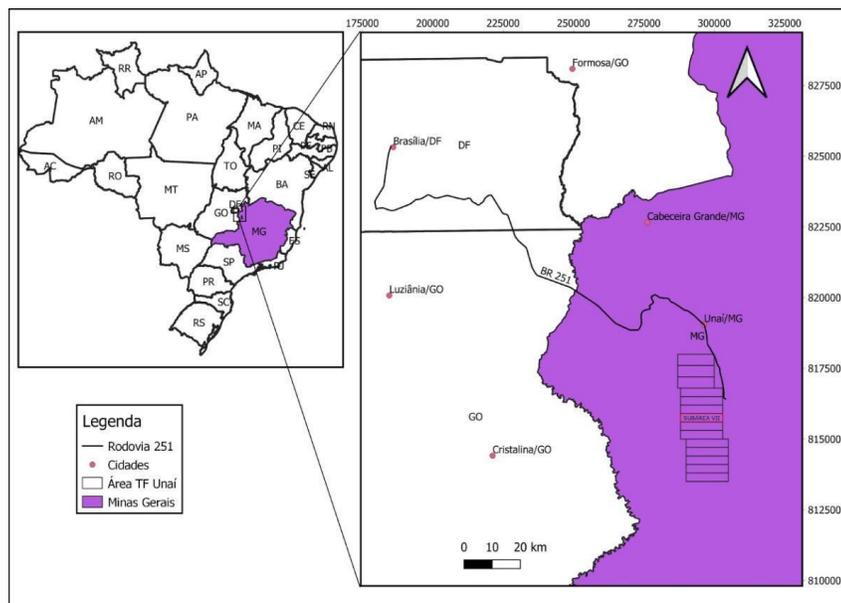


Figura 1.1: Mapa de localização e via principal de acesso às áreas, no município de Unaí/MG.

O acesso às áreas ocorre também pela BR 251, que interliga as cidades de Unaí e Paracatu. A subárea VII pode ser acessada a leste por uma estrada de terra secundária que leva a um povoado rural, a 30 Km da base em Unaí, denominado Cangalha. A partir de lá, existe uma estrada principal que ruma para oeste, seguindo pelas áreas V e VI, que representa o acesso mais favorável para deslocamento de veículos.

Existem ramificações que levam ao centro da área e à margem oeste da área VII, porém, o acesso é dificultado pelo grande número de porteiras e pontes, além das serras que são atravessadas. Ainda a partir da estrada da Cangalha existem outras estradas secundárias levando a oeste, mas não atravessam a serra, em direção ao extremo oeste da área.

A segunda via de acesso ocorre pela rodovia que liga a BR 251 à penitenciária Agostinho de Oliveira Júnior, em seguida a estrada ruma para sul e intersecciona a maioria das áreas, passando pela porção central da área VII. Entretanto, esta via de acesso se provou estar em condições desfavoráveis para o tráfego de alguns veículos, devido a trechos íngremes e bastante esburacados, o que limitou a passagem a carros mais fortes ou leves, mesmo assim com dificuldades e atrasos na mobilidade das equipes.

1.4 Metodologia

O Trabalho de Mapeamento Final foi realizado no 1º semestre letivo de 2021, em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo. Para o desenvolvimento seguro do trabalho, em todas as etapas tiveram de ser empregadas medidas de proteção sanitária adicionais, devido à pandemia da COVID-19.

O presente relatório se refere à subárea VII, entretanto, ele contará com dados de todas as subáreas do projeto, para que as unidades sejam corretamente descritas com a utilização de amostras frescas para petrografia e análises.

Pré-campo

A etapa pré-campo teve início ainda em 2020, com a mobilização dos alunos e escolha do local de trabalho. Entretanto, devido à pandemia do coronavírus os trabalhos foram adiados, e apenas nos primeiros meses de 2021 puderam ser retornados. A área de estudo, no município da cidade de Unaí (MG), foi selecionada devido ao interesse geológico, à sua proximidade a Brasília e à

facilidade em termos de logística. A área de interesse a ser mapeada foi dividida em 14 subáreas, que foram sorteadas em maio entre os grupos (Figura 1.2).

Foi realizado amplo levantamento bibliográfico, para o entendimento e contextualização da geologia regional e local, observando os problemas nos dados e divergências na caracterização e enquadramento das rochas da região entre diferentes autores. Ainda nesta etapa foi realizado um apanhado das informações geofísicas da área (magnetometria e gamaespectometria), e o processamento desses dados por meio do *software Geosoft Oasis Montaj 8.3.3*. Também foram elaborados mapas base e mapa preliminar, utilizando os softwares *ArcMap 10.8*, *Qgis 3.16.8* e o *Google Earth Pro*. O mapa preliminar contou com as informações geológicas disponibilizadas pela CPRM, e do mapa pedológico proveniente do sistema de informação geográfica da EMBRAPA.

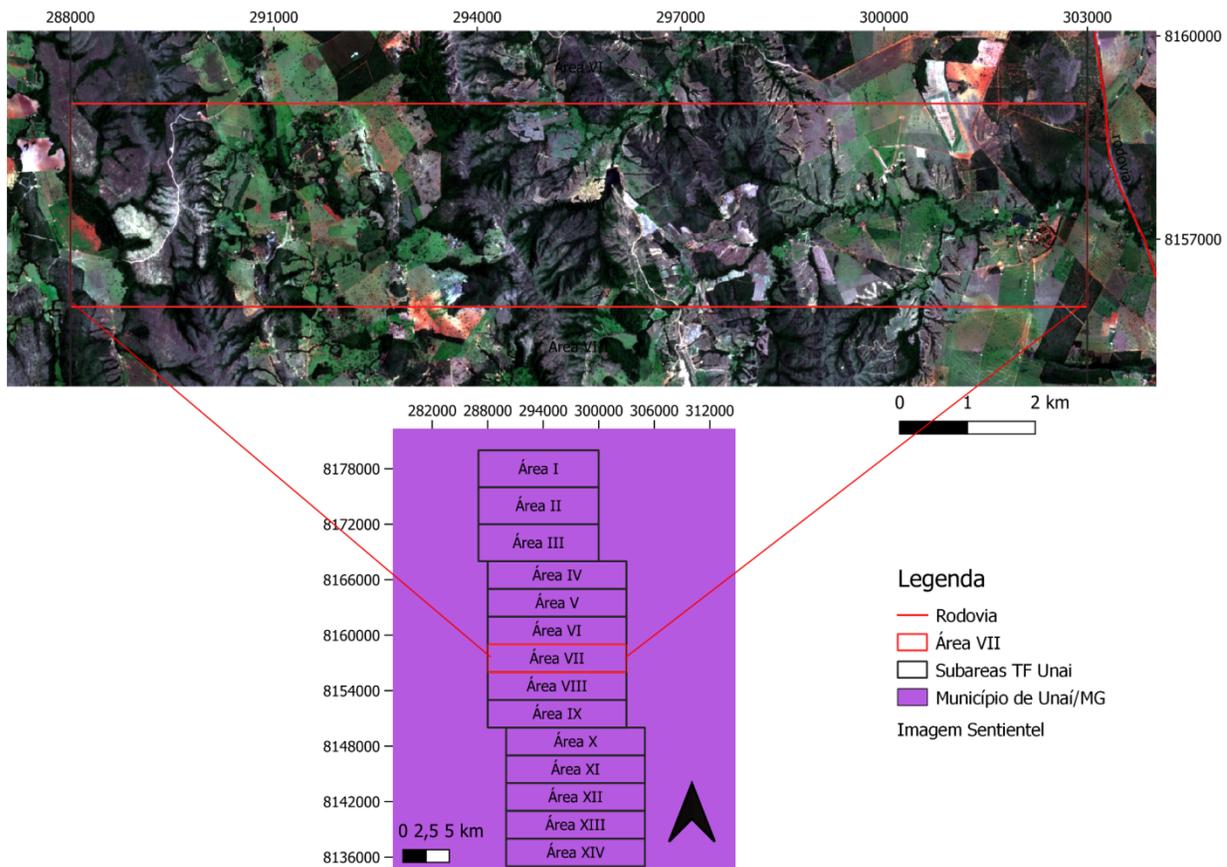


Figura 1.2: Articulação das áreas, com destaque para área VII, com imagem base do Sentinel 2, composição RGB.

O mapa geológico preliminar levou em conta as zonas homólogas de drenagem, retiradas de imagens de satélite com bandas diferenciadas para realçar relevo e drenagens (*Sentinel 2*), e nas respostas após processamento dos dados gamaespectrométricos e magnetométricos. Já o mapa base de campo, de grande importância para localização e estratégias de mapeamento, possui drenagens principais e secundárias, estradas com tráfego de veículos e trilhas, estradas secundárias e cercas, além das localidades como sedes de fazendas (Figura 1.3).

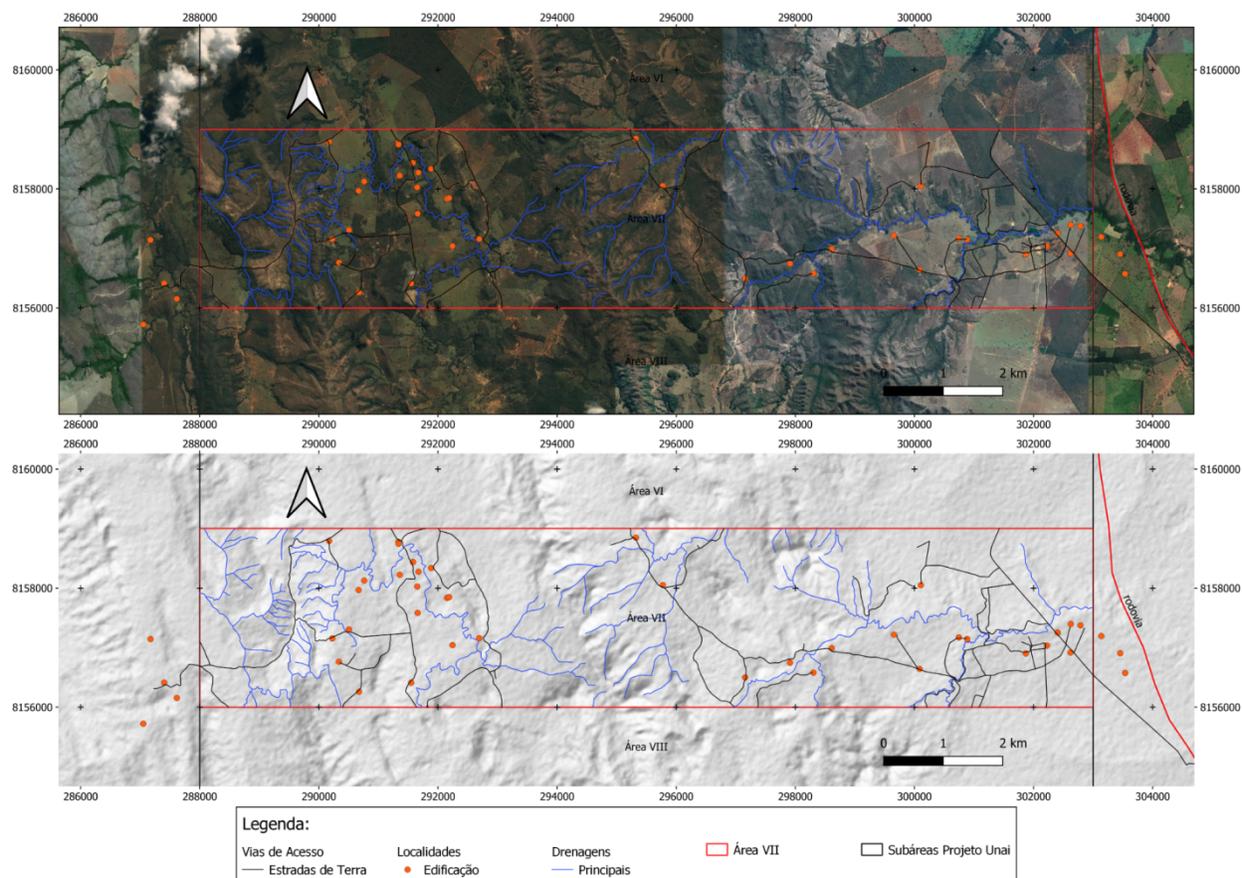


Figura 1.3: Mapa base de campo com destaque para as estradas e edificações presentes na subárea VII.

Campo

O trabalho de campo ocorreu do dia 5 ao 21 de julho de 2021. Durante o trabalho, foram realizados caminhamentos estratégicos com o objetivo de recobrir a maior parte da subárea com informações espaciais. Dessa forma, foram descritos 172 pontos, entre pontos de afloramento e controle, a fim de criar uma malha de informações

A predominância de rochas sedimentares de baixo grau metamórfico na região, com elevado grau de alteração promovem alguns locais com relevo arrasado e espesso desenvolvimento de solos. Nesses casos, os pontos de controle buscaram observar a presença de blocos lateríticos, contrastes de vegetação e os perfis de solo do local, quando possível de serem observados.

As drenagens nessas regiões em geral possuem fluxo perene de água, e por vezes apresentam afloramentos rochosos, mesmo que em sua maioria bastante intemperizados, mas que fornecem informações úteis para este trabalho.

Vegetação é densa e o relevo é movimentado nas regiões de serra da subárea VII, sobretudo nas porções centrais e do extremo oeste, dificultando a realização de alguns perfis nessas localidades. Entretanto, algumas estradas e caminhamentos no cume dos morros e dentro de drenagens viabilizaram a obtenção de pontos representativos com rochas frescas nessas localidades (Figura 1.4).

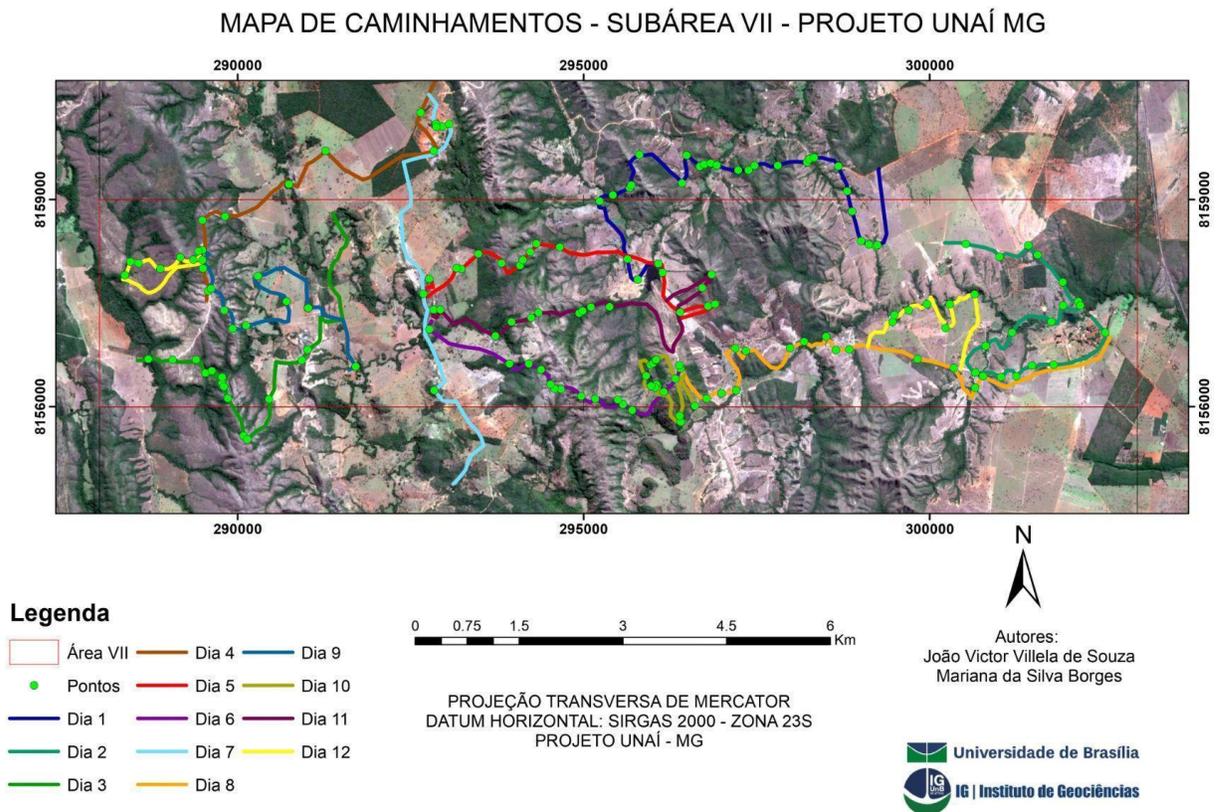


Figura 1.4: Mapa de pontos com os caminhamentos realizados na subárea VII.

Além disso, no extremo noroeste da área, a baixa densidade de pontos foi ocasionada pela impossibilidade de adentrar os limites da Fazenda W3, respeitando a demanda do proprietário. Nas estradas de acesso a esta localidade haviam afloramentos em cortes frescos, que possibilitaram a obtenção dos dados necessários. Devido ao número reduzido de orientadores durante o trabalho de campo, bem como o número reduzido de estudantes por subárea, foram realizados caminhamentos conjuntos com as áreas vizinhas, normalmente na região limítrofe entre elas.

Durante a etapa de campo foram descritas informações de solos, vegetação e litotipos, além da coleta de dados estruturais e amostras, sobretudo dos afloramentos em condições mais bem preservadas. De acordo com a escala do trabalho (1:50.000), os pontos foram dispostos no máximo com distanciamento de 500 metros entre si, durante os caminhamentos de cada dia. Quando a distância entre afloramentos era menor que 500 m, os pontos foram marcados de forma mais adensada, enquanto em locais com perfis de solo espessos, foram marcados pontos de controle, observando principalmente as diferenças pedológicas e edafológicas.

Os dados estruturais como acamamento, fraturas, foliações e eixos de dobra foram medidos sistematicamente por meio de bússola geológica (Brunton), disponibilizada pela Universidade de Brasília. Para cada afloramento foram obtidas medidas uniformemente distribuídas, em quantidade representativa, de maneira a evitar enviesamento amostral. Informações granulométricas e texturais foram observadas com auxílio de lupas geológicas, com aumento de no máximo 30x.

As principais unidades e estruturas foram fotografadas e descritas em caderneta de campo, com as coordenadas de cada ponto registradas em UTM SIRGAS 2000, zona 23S. Foram coletadas amostras representativas para cada unidade, a fim de possibilitar discussões posteriores, bem como para garantir amostras para confecção de seções delgadas de interesse.

A partir das descrições de cada ponto e seu posicionamento visualizado em imagens de satélite, foram atribuídos os principais agrupamentos litológicos, com os contatos não observados sendo inferidos de maneira lógica perpassando as subáreas do Projeto Unaí. Ao fim dessa etapa foi produzido um mapa geológico preliminar integrado com todas as subáreas, além de seções geológicas representativas de cada área, em disposição preferencialmente Leste-Oeste.

Pós-campo

Nesta etapa final do projeto, os dados obtidos em campo foram integrados aos sintetizados durante o pré campo, resultando na versão revisada e ajustada do mapa geológico preliminar feito em campo. Essa versão também é mais bem correlacionada às anomalias geofísicas observadas e quebras de relevo. Dessa forma, o mapa final produzido conta com contatos, unidades litológicas e estruturas obtidas em cada ponto, além de alinhamentos e estruturas regionais.

A petrografia também foi fator essencial para o entendimento mais aprofundado da geologia local, trazendo informações mais precisas dos constituintes, porosidade e proveniência dos sedimentos. Cerca de 40 seções delgadas foram confeccionadas para a área geral, representativas das principais litologias e fácies encontradas na região. As descrições das lâminas foram realizadas por todas as áreas, a fim de detalhar ao máximo as rochas contempladas, mas com enfoque nas litologias e rochas com ocorrência na subárea de cada grupo.

Para a descrição das rochas siliciclásticas, os principais fatores observados foram a granulometria e composição dos constituintes. Foram utilizadas as classificações propostas por Folk, 1975 e Dott, 1964, com a utilização de diagramas ternários para classificação de arenitos, grauvacas e lamitos, com base no percentual de matriz e composição.

Para a classificação das litologias carbonáticas foram utilizados dois principais sistemas de classificação, possibilitando o estabelecimento de duas nomenclaturas para as rochas descritas: A classificação de Folk, 1975 se baseia no tipo e tamanho dos componentes aloquímicos e no tipo de componentes ortoquímicos). Já a classificação de Dunhan 1962, modificada por Embry & Klovan, 1971 classifica a rocha pelo tipo de cimentação, orgânica ou inorgânica, granulometria e percentual de constituintes aloquímicos. Nessa nomenclatura, o tipo de suporte, seja micrítico ou aloquímico e adjetivação composicional e da tipologia do arcabouço também são observados.

1.5 Aspectos Fisiográficos

O estado de Minas Gerais é o quarto maior estado brasileiro e possui 853 municípios, sendo Unai o segundo maior em extensão territorial, com 8 492 Km², segundo o Instituto Brasileiro de Estatística e Geografia (IBGE). O estado faz fronteira com Distrito Federal e Goiás a noroeste, São Paulo a sul, Rio de Janeiro a sudeste, Espírito Santo a leste, Mato Grosso do Sul a oeste e Bahia a

norte. Embora seja considerado como um estado do sudeste brasileiro, vários aspectos do município de Unaí se enquadram melhor em contexto do centro oeste do Brasil.

Geomorfologia

Segundo CPRM (2010), quatro domínios geomorfológicos ocorrem na região de estudo: Domínio das Unidades Denudacionais em Rochas Cristalinas ou Sedimentares, Domínio das Unidades Denudacionais em Rochas Sedimentares Litificadas, Domínio das Unidades Denudacionais em Rochas Sedimentares pouco Litificadas e Domínio dos Relevos de Aplainamento. Para a área do Projeto Unaí, destacam-se as seguintes feições relacionadas a classificação de relevo segundo o Manual de Geomorfologia (IBGE, 2009) (Figura 1.5).

- Domínio montanhoso: alinhamentos serranos e maciços montanhosos.

São formas acidentadas com topos de cristas alinhadas e inclinações que variam entre 25-45° C. Neste contexto predominam processos de morfogênese e erosão laminar, podendo haver movimentos de massa. Relacionados ao relevo montanhoso;

- Escarpas: relevo montanhoso muito acidentado com sistema de drenagem principal em processamento de entalhamento, amplitudes topográficas próximas de 300 metros, podendo ocorrer paredões rochosos. Relacionado ao relevo forte-montanhoso;

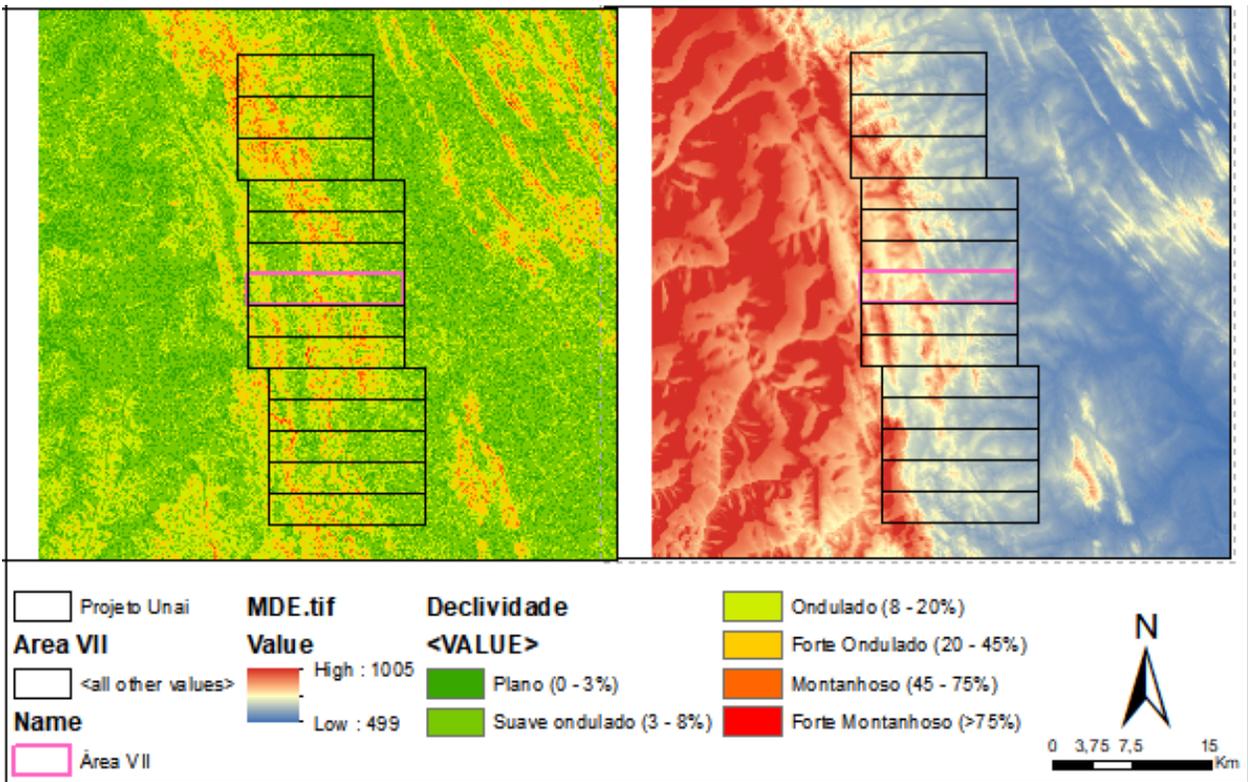


Figura 1.5: Imagem comparativa entre o mapa de declividade, à esquerda, e o MDE, à direita – Obtidos com os dados do SRTM. Em destaque, a poligonal do Projeto Unai e subárea VII.

- Morros: morfologias convexo-côncavas dissecadas com topos arredondados ou aguçados, amplitude de relevo de até 200 metros e inclinação de até 35°. Podem ocorrer de forma pouco dissecada com morfologia tabular ou alongada. Relacionados aos relevos ondulados e forte-ondulados;

- Superfícies aplainadas: Superfícies planas a suave-onduladas promovidas pelo arrasamento geral dos terrenos, ocorrem em grandes extensões e associadas a solos muito espessos. Relacionados a relevos plano e suave-ondulado.

Pedologia

Os principais tipos de solos encontrados na Área do Projeto são ordenados como Neossolo, Latossolo, Cambissolo, Gleissolo e Plintossolo (IBGE, 2021), (Figura 1.6). Na Área VII ocorrem Neossolos e Latossolos, suas características específicas serão dispostas a seguir:

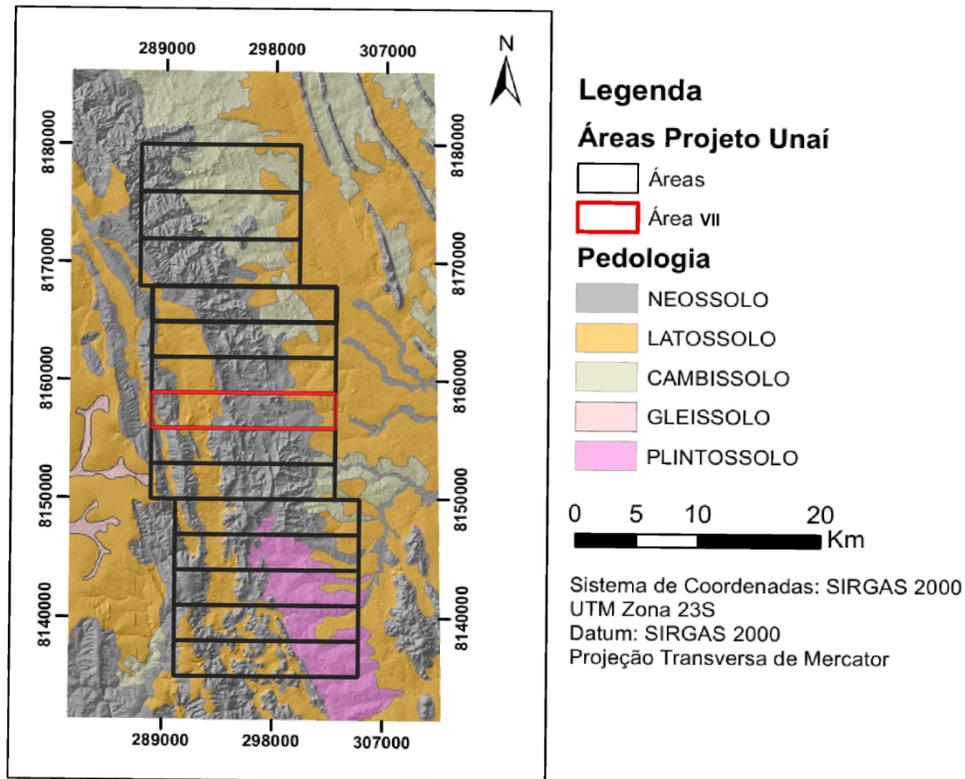


Figura 1.6: Mapa de solos, obtido no site do IBGE, com destaque para a subárea VII.

- Neossolos: ocorrem associados a relevos ondulados e montanhosos. Descritos como neossolo litólico distrófico, saturação por bases baixas ($V < 50\%$). São solos rasos (menos 50cm até o substrato rochoso), com horizonte A superposto diretamente sobre a rocha coerente e dura, cascalheira espessa ou sobre horizonte C pouco espesso. Geralmente, associados a afloramentos de rocha. Devido a baixa espessura, podem apresentar eventos de erosão e deslizamentos (Freire, 2007).

- Latossolos: ocorrem associados a relevos planos, suave ondulados e ondulados. Descritos como latossolo vermelho distrófico, saturação por bases baixas ($V < 50\%$). São solos bem desenvolvidos, profundos e com horizonte B espesso. Apresentam boa permeabilidade e drenabilidade e pouca diferenciação no teor de argila do horizonte A para o B, favorecendo o lavradio. Na região, são ocupados por grandes fazendas pecuaristas e suas pastagens (Freire, 2007).

Também foram observadas ocorrências pontuais de plintossolos e cambissolos, que não

aparecem em mapa devido a escala em que esse se encontra.

Clima e Cobertura Vegetal

O estado de Minas Gerais é coberto pelo bioma Cerrado, com diferentes fitofisionomias, a depender principalmente de fatores climáticos, solos e relevo. O município de Unaí, localizado no noroeste do estado, apresenta predominantemente clima tropical de savana, com temperaturas anuais variando de 14°C a 32°C, podendo chegar a pouco menos ou pouco mais que isso (Figura 1.7).

Existem duas estações bem marcadas, com a seca pronunciada principalmente entre os meses de maio e agosto, e a estação chuvosa presente nos outros meses, com concentração máxima entre novembro e janeiro (Da Silva *et al.*, 2017). O regime de chuvas tem influência no cotidiano rural, devido a intermitência dos rios e ressecamento da vegetação, levando à necessidade de utilização de poços tubulares profundos para irrigação e dessedentação animal. Anualmente, a precipitação média é de 1400 milímetros, e em dezembro, mês com maior probabilidade de precipitação chuvosa, que pode chegar a um total médio próximo a 300 milímetros (Figura 1.7).

Por se tratar de região com relevo movimentado, com trechos planos restritos, a agricultura tem seu desenvolvimento restrito, e a principal atividade econômica da região é a pecuária, com desenvolvimento de pastos extensos, sobretudo nas localidades planas entre as serras. Dessa forma, apesar das atividades humanas extensivas na área, ainda ocorrem grandes extensões de vegetação nativa, sobretudo nas regiões de declividades mais elevadas, onde o interesse econômico humano é reduzido.

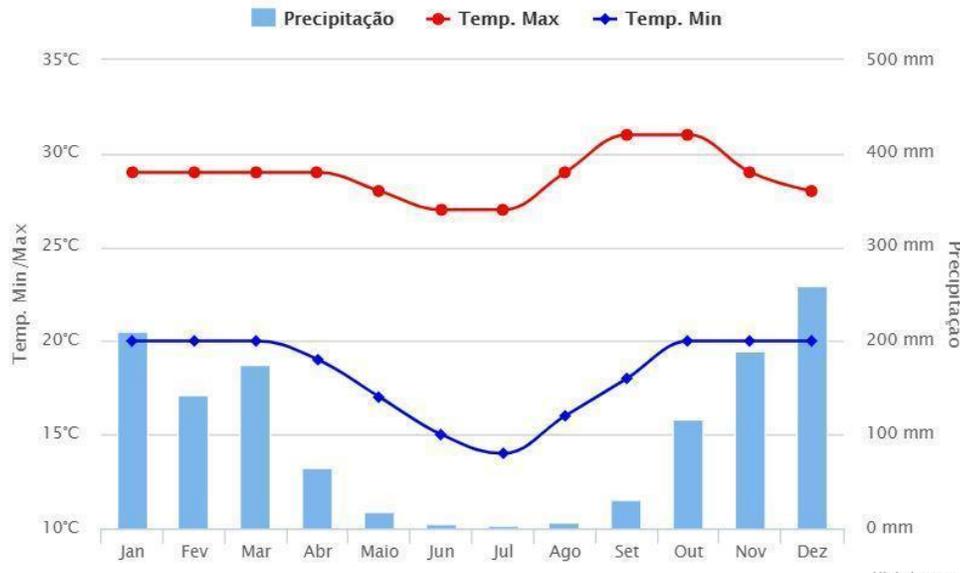


Figura 1.7: Mapa de temperaturas e pluviosidade média para a cidade de Unai/MG. Fonte: Site Clima Tempo (2021).

Entre as fitofisionomias do bioma cerrado podemos citar as principais encontradas na subárea VII (Ribeiro e Walter.,1998):

- Mata seca: associada à ocorrência de rochas carbonáticas, com vegetação frondosa e em geral seca e espinhosa;
- Mata ciliar e mata de galeria: associada às principais drenagens, com vegetação frondosa, em geral perenifólia;
- Cerrado típico: vegetação arbórea-arbustiva, são característicos das áreas mais arrasadas, cobertas predominantemente por latossolos;
- Cerrado rupestre: vegetação arbórea-arbustiva, ocorre em solos litólicos e rochosos, em morrotes com muita exposição de rochas;
- Campo sujo: vegetação herbácea arbustiva, em geral associadas a morros com solos rasos como cambissolos, litólicos ou plintossolos (Ribeiro e Walter.,1998).

Hidrografia

O município de Unai se insere na Bacia Hidrográfica do rio São Francisco, sendo o Rio Preto o principal curso d'água da região. A área de estudo, entretanto, é localizada na região

hidrográfica do Ribeirão da Aldeia, que desagua a sudeste no rio Paracatu. O Ribeirão da Aldeia e muitos de seus afluentes são corpos de água perenes, com vazões que aumentam muito durante o período das chuvas.

O fluxo superficial nesses casos se deve à presença de solos espessos, que funcionam como aquíferos intergranulares com grande capacidade de armazenamento de água, que escoam como fluxo de base regularmente inclusive no período de seca, garantindo sempre uma vazão mínima em corpos hídricos locais. No entanto, a maioria das drenagens da região se localizam em vales encaixados de solos rasos, com baixos ou nenhum fluxo de base durante o período seco. Dessa forma, só apresentam água durante episódios de chuvas durante os meses com alta pluviosidade.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo do Projeto Unai se localiza na Província do Tocantins, especificamente em contexto da Faixa Brasília Centro-Sul.

O objetivo do capítulo é a caracterização das principais unidades geológicas aflorantes na área de estudo e regiões próximas, para então contextualizar a geologia a ser encontrada. Através de amplas revisões bibliográficas, serão destacados, principalmente, aspectos estratigráficos, sedimentares, metamórficos, estruturais e geocronológicos.

2.1 Província Tocantins e a Faixa Brasília

A Província Tocantins, é um sistema orogênico definido por Almeida *et al.*(1977), que apresenta direção geral norte-sul com cerca de 1200 km de comprimento e é composta por três faixas diacrônicas (figura 2.1):

i) Faixa Araguaia, localizada na porção norte da Província Tocantins, entre os crátos Amazônico e São Francisco;

ii) Faixa Paraguai, localizada na porção sudoeste da Província Tocantins na borda oriental do Cráton Amazônico;

iii) Faixa Brasília, localizada na porção oriental da Província Tocantins na borda ocidental do Cráton São Francisco, a sul interfere-se com a Faixa Alto Rio Grande, a sudoeste é recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná e a oeste limita-se com o Maciço de Goiás.

A Faixa Brasília é um cinturão de dobramentos do Neoproterozóico que forma uma faixa alongada com orientação próxima a N-S na margem oeste do Cráton São Francisco, sendo que nesse contexto estão presentes falhas regionais de empurrão e inversas que mergulham para oeste. Os limites entre as principais unidades estratigráficas são marcadas por nappes com vergência para leste, em direção ao Cráton São Francisco (Valeriano *et al.*, 2004) (figura 2.1).

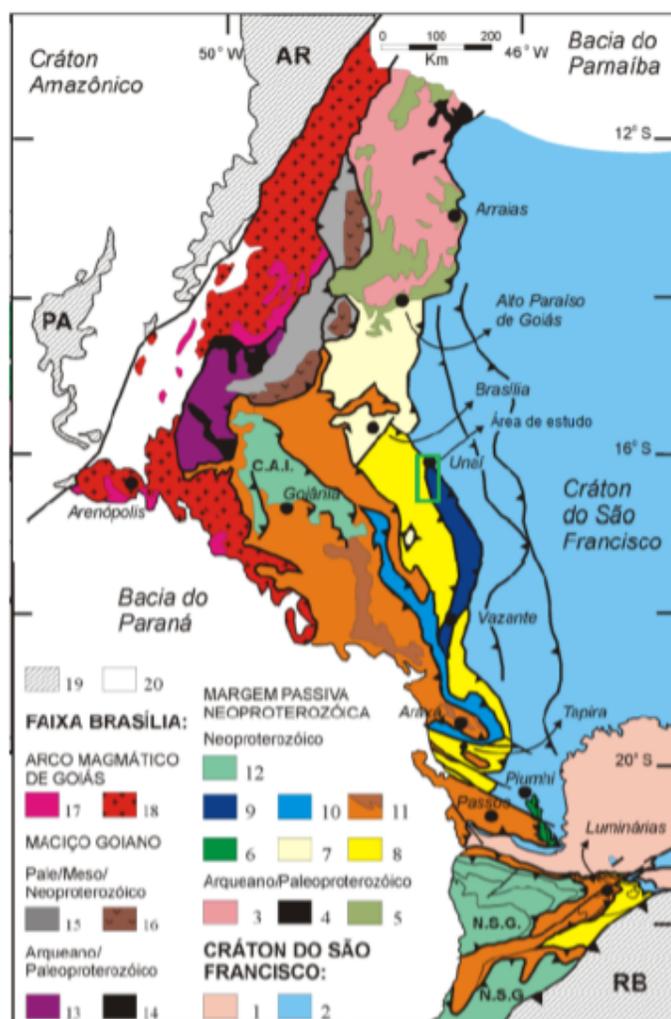


Figura 2.1: Unidades tectônicas da Faixa Brasília. Com destaque para a área de Unaí-MG. Retirada de Moura, (2018).

Legenda: 1 - terrenos granito greenstone e gnaiss-migmatíticos arqueano/paleoproterozoicos; 2 – Coberturas metassedimentares autóctones/parautóctones (Grupos S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí); 3 – terrenos granito greenstone, gnaiss-migmatíticos arqueanos/ paleoproterozoicos; 4 - Greenstone-belts arqueanos paleoproterozoicos; 5 - Sucessões de rifte Paleo a mesoproterozoico (Grupo Araí); 6 - Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi. Sucessões neoproterozoicas de margem passiva: 7 - Grupo Paranoá; 8 - Grupo Canastra; 9 – Grupo Vazante, 10 - Grupo Ibiá; 11 - Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincollisionais (castanho); 12 - nappes granulíticas (C.A.I - Complexo Anápolis-Itauçu; N.S.G. - Nappe Socorro-Guaxupé); 13 - complexos granito- gnaiss-migmatíticos arqueanos/paleoproterozoicos; 14 - greenstone-belts arqueano/paleoproterozoicos; 15 - sucessões vulcano-sedimentares de rifte mesoproterozoicos (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); 16 - complexos

básico-ultrabásicos acamadados meso/neoproterozoicos; 17 - sucessões vulcano-sedimentares meso a neoproterozoicas; 18 - ortognaisses e rochas granitoides neoproterozoicas; 19 - faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20 - coberturas sedimentares fanerozoicas. Retirado de Valeriano (Modificado de Valeriano et al., 2004).

Dois segmentos com direção e características deformacionais distintas foram observados, ao norte o segmento deformacional é na direção NE e estruturas mostram um encurtamento WNW-ESE. No segmento sul, a direção é NW com encurtamento SW-NE (D'el-Rey *et al.*, 2011). A chamada de Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho 2000), é o encontro de ambos os segmentos na altura do Paralelo de Brasília em uma estrutura WNW-ESE, permitindo a segmentação da faixa em Faixa Brasília Setentrional, correspondente a porção ao norte da Sintaxe dos Pirineus, e Faixa Brasília Meridional, correspondente a porção ao sul (Valeriano *et al.*, 2004).

Fuck *et al.*(1994) segmentaram a Faixa Brasília em cinco unidades tectônicas, de leste para oeste: Zona externa, Zona interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás.

O Cráton São Francisco abrange rochas do Arqueano/Paleoproterozóico e suas respectivas coberturas sedimentares, enquanto o Maciço de Goiás é explicado como um bloco alóctone, predominantemente de idade arqueana, entendido como um micro continente por Laux *et al.*(2005). Apresenta sequências do tipo greenstone belt como as de Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos, Faina e Goiás Velho. O Arco Magmático de Goiás é integrado por terrenos ortognaissicos do Neoproterozoico e sequências vulcano-sedimentares associadas Pimentel *et al.*(2011).

A unidade tectônica correspondente à Zona Externa consiste principalmente no domínio composto por metassedimentos de baixo grau metamórfico. Compreende rochas dos Grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá. Já a Zona Interna apresenta rochas alóctones de médio a alto grau metamórfico, em sua maioria paraderivadas, representadas pelo Grupo Araxá e porções de embasamento remobilizado.

Segundo Uhlein *et al.*, (2012), a Faixa Brasília Meridional teve seu desenvolvimento ocorrido em duas fases progressivas, Dp-1 e Dp. Na fase Dp-1, ocorreu a formação da xistosidade Sp-1, subparalela ao acamamento (So), com metamorfismo, lineação de estiramento na direção W-E e formação de *nappes*. Sp-1 é a foliação mais antiga e ocorre geralmente em micrólitons e quase totalmente transposta.

A fase Dp gerou dobramentos assimétricos, xistosidade plano-axial (Sp), metamorfismo progressivo, lineações de estiramento transversais à faixa. A xistosidade Sp é a mais importante e penetrativa, com expressão regional. A foliação Sp+1 corresponde a clivagens espaçadas ou crenulação tardia. O auge do metamorfismo ocorre nas xistosidades Sp-1 e Sp. Ocorrem, também, a lineação de estiramento (Lx), na forma de alongamentos de minerais e clastos de conglomerados (Uhlein *et al.*, 2012).

2.2 Contexto Geológico Local: Projeto Unaí

A área do Projeto Unaí está localizada no noroeste do Estado de Minas Gerais, na Zona Externa da porção centro-sul da Faixa Brasília, também conhecida como Faixa Brasília Meridional. Nesse contexto as unidades mapeadas são: Formação Quilombo, Grupo Paranoá, Grupo Canastra, Grupo Vazante, Grupo Bambuí (Moura, 2018) (Figura 2.2).

Uhlein *et al.*(2012) descrevem a seção geológica Paracatu-Unaí, em que nos arredores da cidade de Paracatu ocorre um importante limite estrutural, onde um domínio caracterizado por tectônica tangencial sub-horizontal que produz uma foliação de baixo ângulo, dominante a oeste, passa para um domínio dobrado, com foliação de plano-axial de mergulho íngreme. Essa feição é interpretada como o limite entre o domínio cratônico e a porção externa da Faixa Brasília.

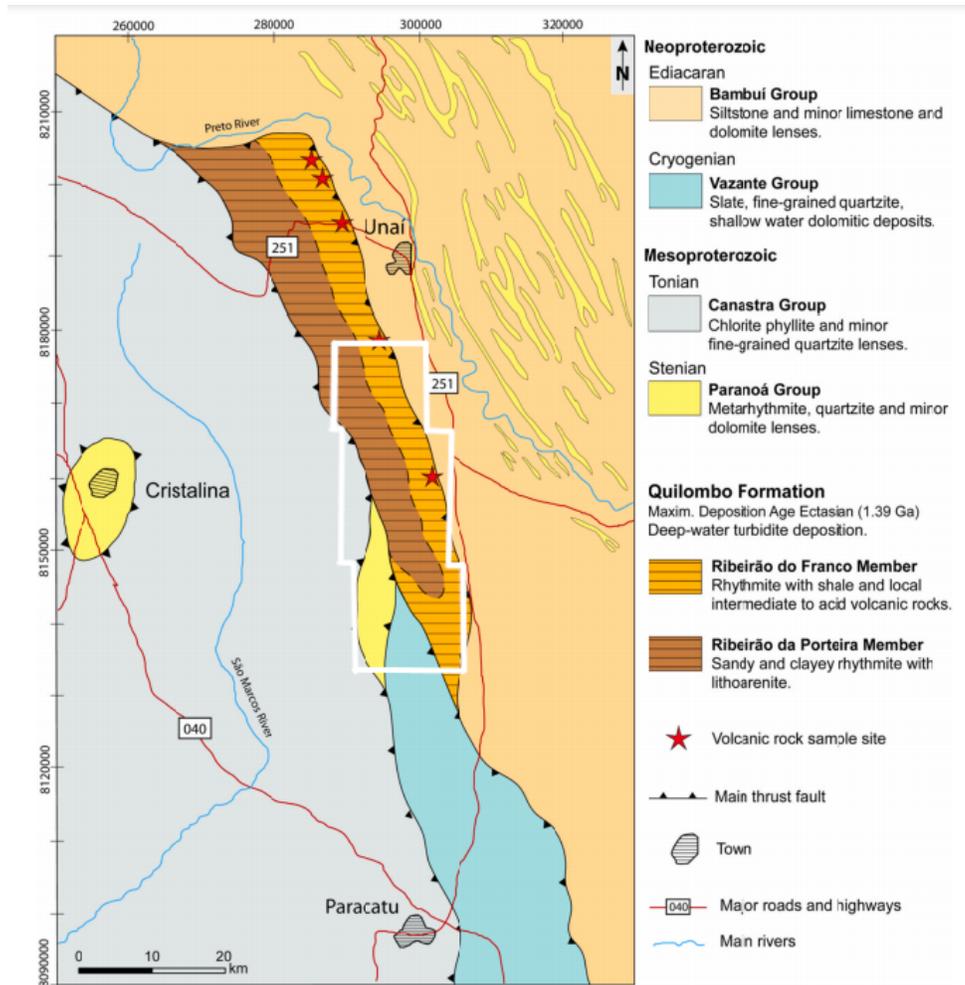


Figura 2.2: Mapa geológico da região de estudo com contorno da área do Projeto Unai, em branco. Campos *et al.* (2021).

Entre Paracatu e Unai, ocorrem grandes dobras sinclinais e anticlinais, por vezes *em caixa*, e sem clivagem ardósiana Sp de plano-axial. Localmente, ocorrem dobras com vergência contrária. A leste das grandes dobras, predominam camadas horizontais que mostram dobramentos somente junto às falhas reversas, de mergulho íngreme.

2.2.1 Zona Externa da Faixa Brasília

A Zona Externa da Faixa Brasília é constituída por unidades metassedimentares do Mesoproterozóico (Grupos Araí, Natividade, Paranoá e Canastra) além da Formação Quilombo

(Dardenne,1978, 2000; Faria,1995; Campos *et al.*, 2021). Apresenta a estrutura de um cinturão de dobras e empurrões com extensas falhas de empurrão que invertem a estratigrafia dos grupos Vazante e Canastra (Freitas-Silva & Dardenne, 1994).

Formação Quilombo

A seção tipo da Formação Quilombo foi descrita na região de estudo, no município de Unaí MG, por Campos *et al.*(2021). Os afloramentos que compõem a unidade ficam dispostos em uma faixa aproximadamente norte-sul, com 70 Km de extensão e média de 10 Km de largura, ocupando área considerável no contexto municipal. A formação se insere estratigraficamente entre os grupos Canastra e Bambuí, sob condições de metamorfismo de baixo grau e intensa deformação.

Esta formação está subdivididas em dois membros: Ribeirão da Porteira e Ribeirão do Franco (Figura 2.3); identificados a partir de diferenças de litofácies e de significativa separação geográfica:

- Membro Ribeirão da Porteira é composto por sequências rítmicas de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada e grauvacas líticas, intercalados a ardósias e metassiltitos. Também podem ocorrer restritas fácies conglomeráticas, clasto suportadas e bem selecionadas, intercaladas a areias imaturas e lentes pelíticas. De maneira geral, óxidos de ferro e albita marcam os planos do acamamento desses litotipos. Esse membro ocorre em regiões topograficamente elevadas com espessuras aparentes de cerca de 300m, embora a espessura real seja incerta. Apresenta contato tectônico com o Grupo Canastra a oeste e contato gradacional com o Membro Ribeirão do Franco, a leste (Campos *et al.*, 2021).

- Membro Ribeirão do Franco é composto por ritmitos com camadas centimétricas de arenitos finos com laminação cruzada e marcas de onda intercalados a siltitos e ardósias, no geral com fácies de granulação mais fina do que o Membro Ribeirão da Porteira (Campos *et al.*, 2021).

As camadas mais distintivas do membro ocorrem na porção superior, onde há ocorrências de rochas vulcânicas afaníticas intercaladas a sedimentos, de aspecto maciço e espessuras variando entre dezenas de centímetros a alguns metros. Esse membro é relacionado a locais planos com espessura aparente de aproximadamente 100 m, em contato lateralmente gradacional com o segundo membro da formação, que está a oeste. O contato a leste ocorre em estratos empurrados sobre as formações basais do Grupo Bambuí (Campos *et al.*, 2021).

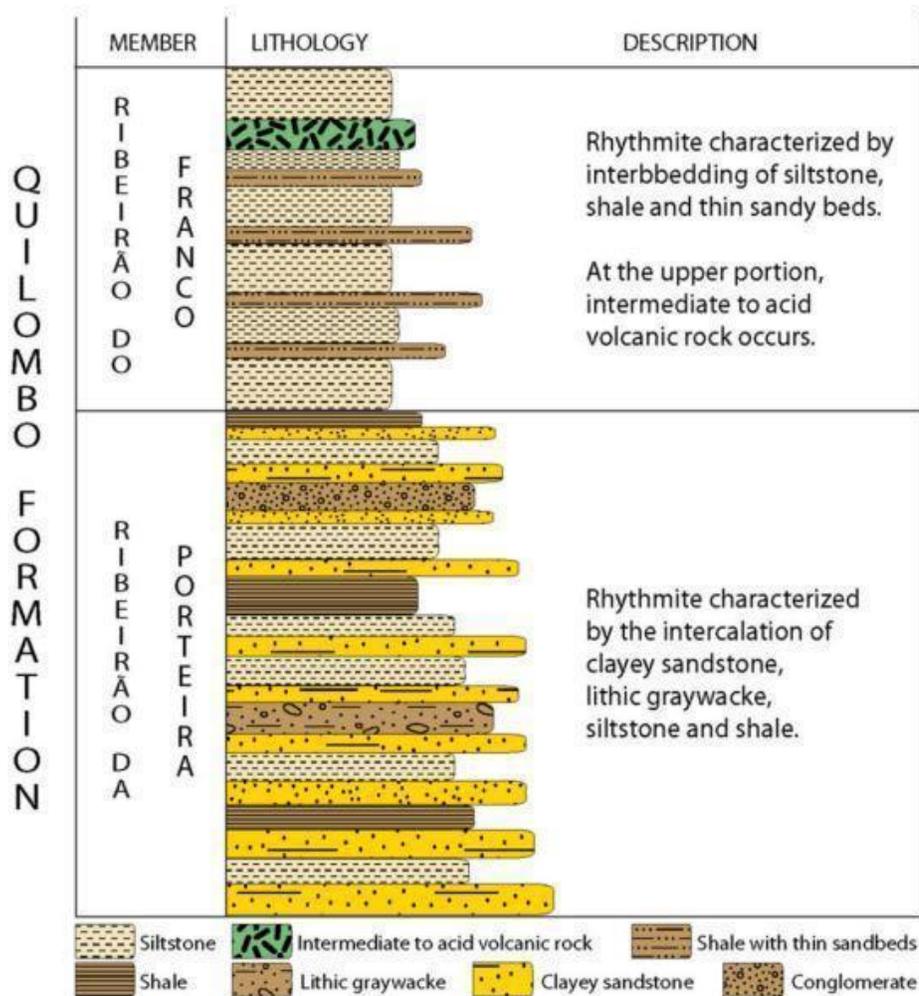


Figura 2.3: Coluna estratigráfica da Formação Quilombo, em que a espessura total é de cerca de 400 metros, embora a espessura real seja difícil de identificar, devido ao intenso dobramento das litologias. (Campos *et al.*, 2021).

Foram descritas na região significativas associações de fácies turbidíticas. A presença de clastos junto a matriz detrítica de algumas fácies evidencia a natureza turbulenta de correntes que depositam esses sedimentos simultaneamente. Algumas fácies sugerem posicionamento mais proximal, que combina processos trativos de fluxo de base a retrabalhamento de outros fluxos, acumulando grãos médios a finos na parte superior do fluxo, tipicamente gerado em cânions submarinos (Mutti *et al.*, 2009).

No Membro Ribeirão da Porteira ocorrem feições de tração subaquosas, tipicamente formadas pelas correntes turbidíticas e fluxo turbulento, embora a maior parte da unidade seja enquadrada em ambiente de deposição de águas profundas (Campos et al., 2021).

Embora hajam possíveis correlações composicionais da formação com unidades dos grupos Bambuí e Vazante (Dardenne, 2000), as ocorrências vulcânicas nessa formação possibilitaram estudos geoquímicos e geocronológicos que permitiram a definição dessas rochas como uma nova unidade em contexto de zona externa da Faixa Brasília.

As características das ocorrências vulcânicas associadas à sedimentação sugerem deposições alternadas/concomitantes dessas litologias, que também estão dobradas da mesma forma. As classificações químicas e mineralógicas dessas rochas sugerem processos hidrotermais tardios, com íntima relação entre sedimentação e vulcanismo, em ambiente de arco pós colisional (Campos et al., 2021).

As idades dessas rochas foram obtidas pela aplicação do método U-Pb (LA-ICPMS) em zircões recuperados de uma camada métrica dacítica do Membro do Ribeirão do Franco. Foram identificados alguns zircões herdados com mais de 1,6 Ga, que foram desconsiderados para o cálculo de idade. Entretanto, os zircões mais jovens encontrados indicam idades inferiores a 1,4 Ga, embora a proveniência desses cristais não esteja totalmente elucidada, a geocronologia realizada possibilita o posicionamento cronoestratigráfico do grupo (Moura 2018).

Grupo Paranoá

Segundo Faria (1995), o Grupo Paranoá representa uma megassequência deposicional marinha rasa, predominantemente transgressiva. Na região de Unai, o grupo é representado por metarritmitos, quartzitos e lentes dolomíticas (Campos *et al.*, 2021). Na área de estudo espera-se mapear as formações do topo do Grupo Paranoá: Ribeirão Contagem, Córrego Sansão e Córrego do Barreiro, com a denominação feita por Campos *et al.*(2013) a ser utilizada a seguir (Figura 2.4). Segundo Campos *et al.*(2013), o grupo data como sendo do Mesoproterozóico (1.542 a 1.042 Ma).

- Formação Ribeirão Contagem é composta por quartzitos puros de granulometria fina a média podendo apresentar estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de baixo ângulo, camadas onduladas por ação de ondas, estratificação do tipo espinha de peixe e *flaser*;

- Formação Córrego Sansão é constituída essencialmente por metarritmitos intercalados a camadas centimétricas de metassiltito, metargilito e quartzitos finos. As porções arenosas podem exibir estratificações e laminações cruzadas, laminações truncadas por ondas e hummockys;

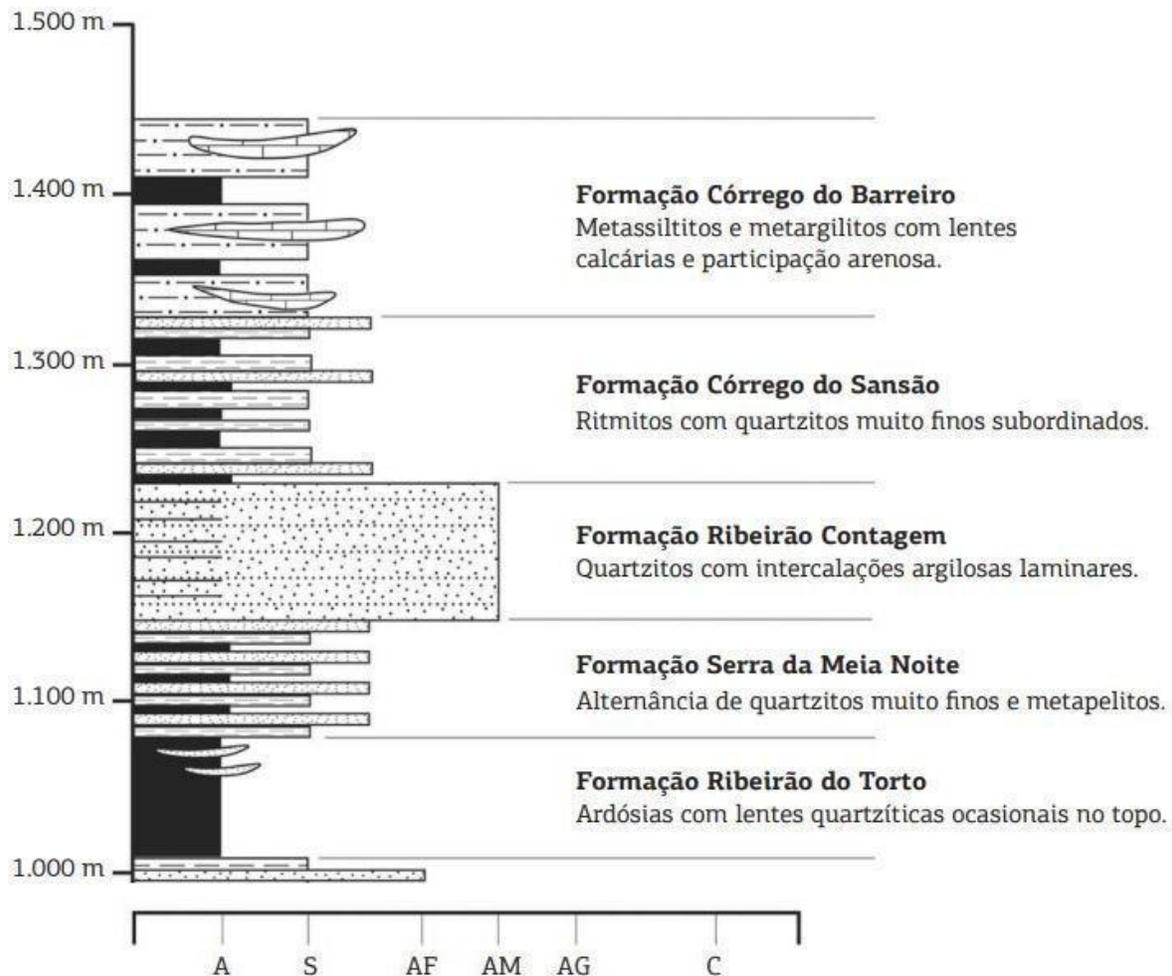


Figura 2.4: Coluna estratigráfica do topo do Grupo Paranoá nas áreas tipo. Campos *et al.*, 2013 (modificada de Faria 1995).

- Formação Córrego do Barreiro: Composta por metapelitos siltosos com estrutura de laminação plano-paralela. Composta principalmente por siltitos de coloração cinza prateado, lentes areníticas e dolomíticas. Os siltitos são muito laminados e podendo apresentar foliação e toque untuoso devido a presença de filossilicatos.

As lentes areníticas podem ser de granulometrias finas, médias, grossas ou conglomeráticas apresentando ou não estratificações. As lentes dolomíticas podem ser classificadas como *mudstones*, *grainstone* intraclásticos, *packstone* intraclásticos, *floatstones* intraclásticos, estromatolíticos ou em brechas.

Sobre a estratigrafia do Grupo Paranoá, Campos *et al.*(2013) afirma que as passagens entre as litofácies marcam limites de parassequências do topo da Bacia Paranoá. Os metarritmitos da Formação Córrego Contagem são evidências de rápidas transgressões sob condições de intermaré. O ciclo regressivo inicia-se na base da Formação Serra do Sansão, em um ambiente de planície de maré sob condições de intermaré. A Formação Córrego do Barreiro seria o estágio final de sedimentação, com carbonatos de águas rasas em um ambiente de plataforma mista.

Guimarães (1997) descreve uma litofácies denominada Nível Arcoseano associada à seção de topo do Grupo Paranoá na região de Cabeceiras-Unaí. Esse nível apresenta granulometria grossa, com presença comum de grânulos e pequenos seixos de quartzo, quartzito e feldspato. Essa unidade é atribuída ao soerguimento de uma nova área fonte com composição granito-gnáissica em uma área cratônica, próxima ao local de ocorrência.

Seraine *et al.*(2020) interpretam o Nível Arcoseano como registro da transição deposicional de um rio entrelaçado para depósitos marinhos rasos em três ambientes distintos: um aluvionar, um transicional e um dominado por processos marinhos. O trabalho também afirma que o nível é correlato as lentes feldspáticas em quartzitos da porção inferior da Formação Córrego do Barreiro.

Grupo Canastra

O Grupo Canastra é composto majoritariamente por quartzitos e filitos, em fácies xisto verde. Essa unidade litoestratigráfica foi proposta inicialmente por Barbosa (1955) e Barbosa *et al.*(1970), em seguida Dardenne (2000) a dividiu em quatro formações distintas: Serra do Landim, Paracatu, Serra da Urucânia e Serra da Batalha. Moura (2018) afirma que as duas formações superiores, na verdade seriam membros distintos de uma mesma formação, a Formação Chapada dos Pilões (Figura 2.5). As descrições de Dardenne (2000) foram sintetizadas a seguir.

- A Formação Serra do Landim é a porção basal da unidade e é constituída por calci-filitos e calci-xistos, com subordinadas margas e lentes calcárias e ocasionais lentes de quartzitos finos no topo.

• A Formação Paracatu ocorre diretamente sobreposta à Formação Serra do Landim com contato tectônico. O membro basal, Membro Morro do Ouro, é composto por filitos carbonosos de quartzo-sericita, escuros, com intercalações variadas de metarenitos e quartzitos finos com ocorrência de sericita, clorita e matéria orgânica, variando de cinza a preta. O contato com o membro superior, Membro Serra da Anta, também é de caráter tectônico.

O Membro Serra da Anta é composto por filitos prateados de sericita-quartzo intercalados a filitos carbonosos, metassiltitos e quartzitos finos. O contato entre os membros se dá de maneira gradacional;



Figura 2.5: Coluna estratigráfica do Grupo Canastra, retirada de Moura (2018) (Modificada de Rodrigues, 2008 e Dardenne, 2000).

- A Formação Serra da Ucrânia é composta por quartzo–sericita–clorita filitos intercalados a quartzitos finos a médios com ocorrência feldspática. Os estratos apresentam estruturas do tipo *hummocky* que se alternam a estratos laminados e com estratificações cruzadas.

- A Formação Serra da Batalha é constituída por ortoquartzitos puros porção basal, com granulometria variando de fina a média, mais raramente grossa. No topo ocorre filito sericítico intercalado a quartzo-filito, filito carbonoso, quartzito fino micáceo e, raramente, quartzito ferruginoso.

Dardenne (2000) interpreta o Grupo Canastra como um megaciclo regressivo. A base rica em matéria orgânica e piratas diagenéticas são interpretadas como depósitos de águas profundas que passam para níveis turbidíticos, com presença de correntes de gravidade. Os sedimentos gradam para fácies plataformais controladas pela ação de correntes de tempestade e, no topo, ocorrem sedimentos de plataforma rasa, dominados por correntes de maré.

Grupo Vazante

O Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998) compreende uma sucessão de pelitos e carbonatos formados em contexto de plataforma marinha rasa, em um ciclo marinho regressivo de margem passiva (Fuck *et al.*, 1994). Estabelecido a NW do estado de Minas Gerais, em zona N/S com aproximadamente 250 Km de extensão, o grupo também apresenta grande espessura de ocorrência, podendo ser superior a 2,5 Km, em parte devido às expressivas camadas de calcários dolomíticos. O grupo foi dividido em sete formações por Dardenne (2000): Retiro, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Serra da Lapa (Figura 2.6).

		Formação	Membro		
Grupo Vazante		Serra da Lapa		Ardósias carbonatadas cinzas Lentes de dolomitos Ardósias carbonatadas pretas	
		Morro do Calcário		Bioherma estromatolítico com fácies de brechas e dolarenitos	
		Serra do Poço Verde	Membro Pamplona Médio	Dolomitos rosados com esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento	
			Membro Pamplona Inferior	Ardósias cinza-esverdeadas com intercalações dolomitos rosados	
			Membro Morro do Pinheiro Superior	Dolomitos cinza-escuros com esteiras estromatolíticas e bird's eyes	
			Morro do Pinheiro Inferior	Dolomitos cinza-claros e rosados com níveis de brechas e dolarenitos	
		Serra do Garrote		Ardósias com raras lentes de quartzitos	
		Lagamar	Sumidouro	Bioherma estromatolítico Calcários cinza-escuros Brechas dolomíticas	
			Arrependido	Conglomerado	
		Rocinha		Ritimitos	
			Ardósias cinza-escuras, piritosas e fosfatadas		
			Ritimitos		
	Retiro		Intercalações de quartzitos, fosforitos, diamictitos e ardósias		

Figura 2.6: Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Retirado de Dardenne, 2000).

- A Formação Retiro é predominantemente constituída por estratos métricos de quartzitos que podem ser conglomeráticos, com intercalações de ardósias e diamictitos. Esses diamictitos podem conter clastos de quartzitos, rochas carbonáticas, metassiltitos e granitos, em matriz pelítica fosfatada, originadas provavelmente em fluxos detríticos, em águas profundas (Dardenne *et al.*, 1998 & Dardenne, 2000).

- A Formação Rocinha é composta por ritmitos psamo-pelíticos e, no topo, por espessas seqüências de ardósias e metassiltitos intercalados de forma regular. Na porção intermediária da formação, ocorrem carbonatos e ardósias enriquecidas em pirita com laminações fosfatadas que transicionam para fosfoarenitos enriquecidos por *pellets* e intraclastos (Dardenne 2000). No topo da formação também existem intercalações rítmicas, com ocorrências fosforíticas (Nogueira, 1993; Dardenne *et al.*, 1997).

- A Formação Lagamar é formada por dois membros: Arrependido, na porção basal, e Sumidouro na porção superior. O Membro Arrependido, é uma unidade conglomerática tipicamente clasto-suportada, contendo fragmentos quartzosos, metassiltitos e de calcários. No Membro Sumidouro ocorrem calcarenitos com estratificação plana ou cruzada intercalados a brechas dolomíticas (Dardenne 2000).

O Membro Sumidouro também apresenta ocorrências de biohermas estromatolíticas em seu topo, dos tipos *Conophyton metula* e *Jacutophyton*, típicos de ambientes subaquosos de alta energia (Dardenne *et al.*, 1997, 1998). Essas estruturas colunares são de composição principalmente doloareníticas e dolorudíticas oncolíticas (Cloud e Dardenne, 1973);

- A Formação Serra do Garrote é constituída por ardósias com ocorrência de minerais carbonáticos e pirita. Ocorrem finas intercalações das ardósias com lentes de quartzitos (Dardenne, 2000);

- A Formação Serra do Poço Verde foi dividida em quatro membros, com predominância de litologias dolomíticas, da base para o topo: Membro Morro do Pinheiro Inferior, constituído por dolomitos, doloarenitos, brechas e lentes estromatolíticas; Membro Morro do Pinheiro Superior, composto por laminações bacterianas dolomíticas, intercaladas a brechas e doloarenitos; Membro Pamplona Inferior, formado por de rochas siltosas intercaladas a dolomitos e lentes conglomeráticas; Membro Pamplona Médio, composto por dolomitos finos, doloarenitos e brechas. As rochas deste membro podem apresentar níveis com esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento (Dardenne 2000);

- A Formação Morro do Calcário é caracterizada pelas ocorrências de biohermas estromatolíticas dolomíticas e também compreende doloarenitos, doloruditos oolíticos e brechas (Dardenne, 2000);

- A Formação Serra da Lapa (Madalosso e Valle, 1978 & Madalosso, 1980) é composta predominantemente por filitos carbonosos e siltitos carbonáticos, intercalados a lentes dolomíticas e camadas de quartzitos. As intercalações dolomíticas apresentam fácies laminadas escuras, maciças e doloareníticas.

Dardenne (2000) sugere que a bacia do grupo Vazante seja do tipo foreland e foi formada no início do estabelecimento da Faixa de Dobramentos Brasília. Na área de estudo o grupo apresenta contatos tectônicos com os grupos Bambuí, a leste, e Canastra, a oeste. Variados depósitos minerais

de interesse econômico estão presente nos domínios do grupo, em que se destacam chumbo, fosfatos, carbonatos, argilas e zinco.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é composto por rochas pelíticas e carbonáticas do Neoproterozóico, recobrando extensa área da zona externa da Faixa Brasília, tanto no flanco norte quanto no sul, também estando presente em parte do cráton São Francisco. Na região de estudo, as unidades que afloram são descritas como sendo integrantes da base do grupo, compostas principalmente por rochas carbonáticas finas.

Dessa forma, o presente estudo busca enfatizar as características dessas formações. Embora tenham ocorrido diversas descrições litoestratigráficas desse grupo, a mais utilizada atualmente é a proposta por Dardenne (1978), que propôs a divisão em seis formações, da base para o topo: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Figura 2.7).

- Formação Jequitaí: Posicionada na base do grupo, representa um depósito glacial marinho, formado por diamictitos maciços intercalados a arenitos e argilitos. Os fragmentos que os compõem podem ser granitóides, gnáissicos, calcários e quartzosos. Majoritariamente, a matriz que envolve os clastos é pelítica, mas também ocorre com natureza carbonática, conferindo tons esverdeados à rocha (Rodrigues, 2008). A interpretação dessas rochas sugere um ambiente de deposição periglacial, associado à bacia originada do o rifte Macaúbas (Dardenne, 2000).

Após a última deglaciação, no ambiente plataformal ocorreram três grandes ciclos de regressão marinha, que se iniciam com transgressão marinha regional, possivelmente relacionada ao aumento de volume dos oceanos com o derretimento dos ambientes glaciais, e à subsidência da bacia. Os novos ambientes possibilitaram a deposição das sequências marinhas rasas, que caracterizam os litotipos que se sucedem à Formação Jequitaí (Dardenne, 2000);

- Formação Sete Lagoas: Marca o início do primeiro grande ciclo regressivo do grupo, e é composta predominantemente por siltitos, margas e folhelhos, além de estratos carbonáticos. Essas rochas sugerem deposição em plataformas carbonáticas ou transicionais (Lima, 1997);

- Formação Serra de Santa Helena: Ocorre com o estabelecimento do segundo grande ciclo regressivo, e geração de ambiente mais distal no sistema, com a formação caracterizada

principalmente por contribuição siliciclástica, o que abrange folhelhos e siltitos laminados, ricos em muscovitas detríticas nos planos do acamamento (Dardenne 2000).

Podem ocorrer lentes de carbonatos, arenitos e grauvacas finas (Lima, 2005). Algumas litofácies associam a formação da unidade a eventos de tempestade e processos suspensivos na plataforma continental;

- Formação Lagoa do Jacaré: Composta por siltitos e margas intercaladas a lentes centimétricas de calcários oolíticos e oncolíticos, ricas em matéria orgânica. Caracteristicamente, essas litologias podem gerar odores fétidos ao serem fragmentadas em campo. A formação é tida como proveniente de deposição em plataforma carbonática e ambientes marinhos proximais;

- Formação Serra da Saudade: Marca o início do último grande ciclo regressivo, e é formada predominantemente por rochas pelíticas como folhelhos e siltitos ricos em illita. Também podem ocorrer lentes de calcário microcristalino e laminações cruzadas de arenito fino (Dardenne 2000);

- Formação Três Marias: Representa o topo do Grupo Bambuí, e é composta por siltitos, arenitos arcoseanos, com intercalações conglomeráticas. A unidade apresenta marcante granodecrescência do topo para a base (Chiavegatto, 1992), com arcóseos predominando na porção superior. Sua deposição está associada a ciclos de tempestades sequenciais, que possibilitaram a sedimentação de partículas cada vez maiores.

O Grupo Bambuí é composto por rochas pelíticas e carbonáticas, sugerindo deposição em ambiente aquático com baixo regime de fluxo. De maneira geral, o Grupo Bambuí é tido como de idade neoproterozóica, tendo cerca de 600 Ma como idade máxima para sua base, conforme datação em zircões detríticos realizada por Pimentel *et al.*, (2011). Entretanto, trabalhos recentes como Caetano Filho *et al.* (2019); Moreira *et al.* (2020) e Kuchenbecker *et al.* (2020) trazem evidências de que a idade máxima pode ser cambriana.

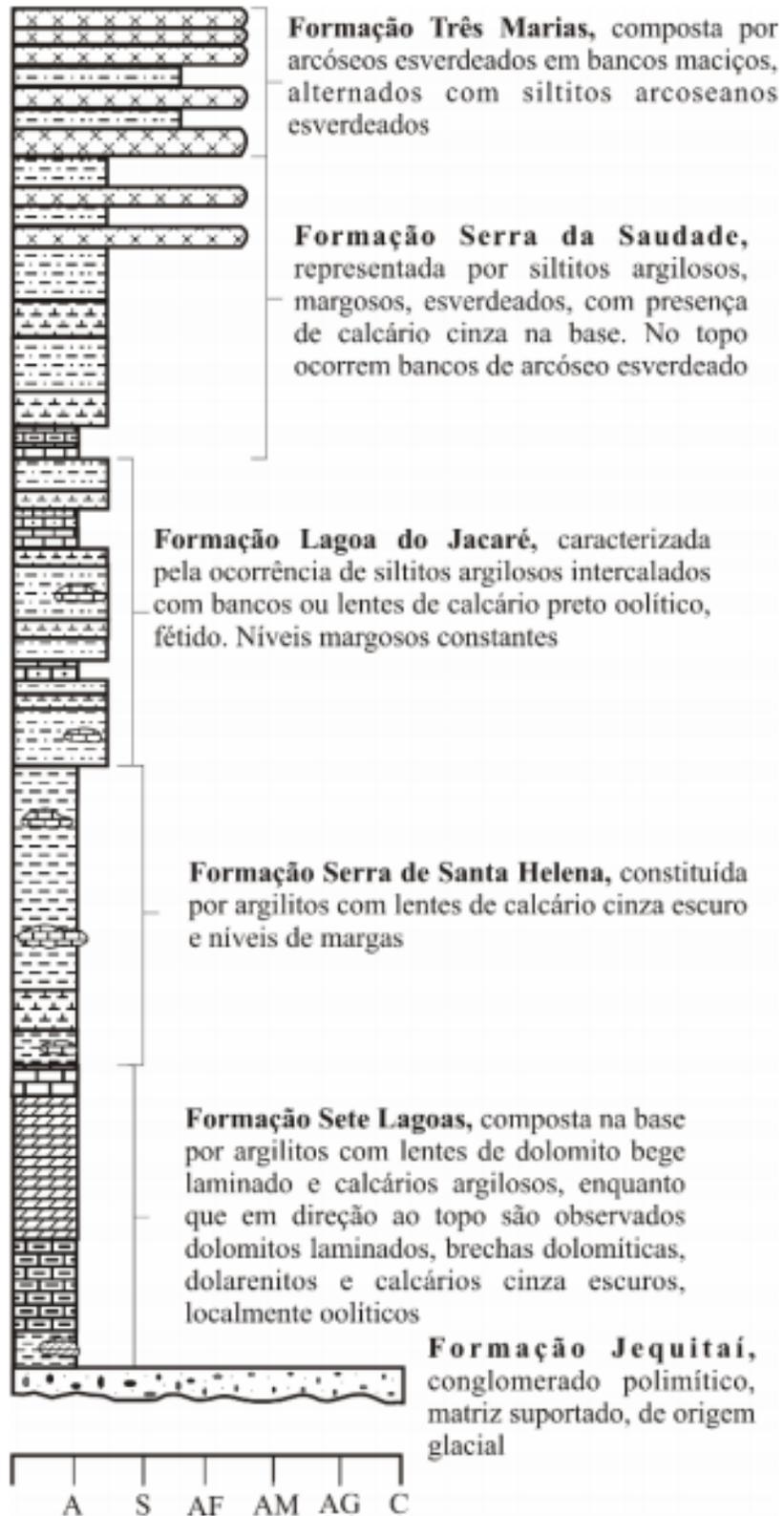


Figura 2.7: Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí (retirado de Dardenne, 2000 *apud* Teles, 2019).

3. GEOTECNOLOGIAS

As Geotecnologias são um conjunto de tecnologias utilizadas para realizar a coleta, o processamento e a análise de informações com referência geográfica de uma determinada localidade. Utiliza-se principalmente dados e informações espaciais gerados por sensores embarcados em satélites, aeronaves e outros equipamentos e dispositivos. Aqui serão descritas as informações de sensoriamento remoto e aerogeofísica utilizadas para o mapeamento geológico da região.

3.1 SENSORIAMENTO REMOTO

A tecnologia proveniente do Sensoriamento Remoto permite a aquisição de informações sobre a superfície a ser estudada sem que haja contato físico direto. Esses dados são obtidos através de equipamentos capazes de transformar alguma forma de energia em um sinal passível de ser convertido em informação da superfície terrestre (Arcanjo, 2011).

A partir das características espectrais em superfície, padrões de relevo, drenagem e estruturação, foram gerados produtos que refletem as variações composicionais, estruturais e geomorfológicas da área de estudo do Projeto Unai, e mais especificamente da subárea VII.

Foram utilizados os softwares Google Earth Engine e Arcgis 10.8 para o processamento das imagens descritas a seguir (Figura 3.1).

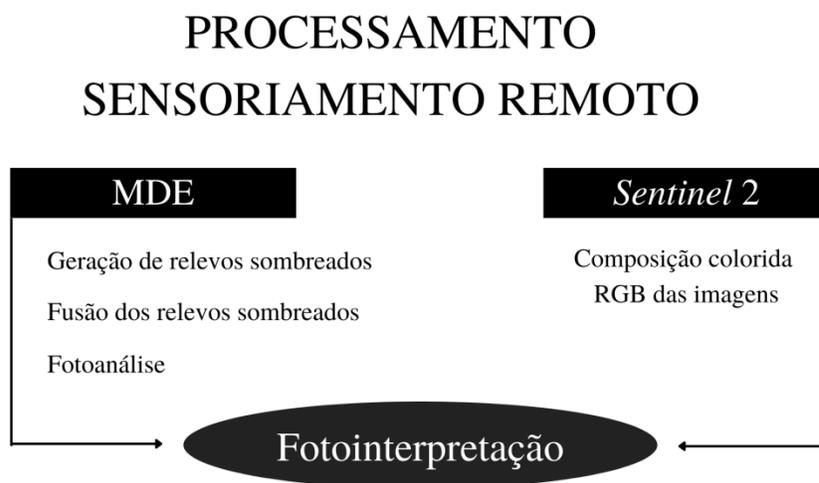


Figura 3.1: Fluxograma dos processamentos em sensoriamento remoto com o objetivo de gerar um mapa fotointerpretado.

Imagens *Hillshade*

Na geologia, a interpretação do modelo de elevação (MDE) é uma importante etapa que antecede qualquer trabalho de campo. Desses dados obtêm-se informações referentes à morfologia de terreno, padrão de drenagens e geologia. As interpretações de cunho geológico podem até mesmo prever tipos litológicos e estruturas do terreno. Esses dados podem ser realçados e interpretados a partir da imagem de sombreado do modelo MDE também conhecido como *hillshade* (Figura 3.2). Esta se trata de uma imagem equivalente a uma de radar na qual destaca, através dos níveis de cinza, informações morfológicas do terreno através de diferentes ângulos de iluminação (Tabela 3.1), sendo assim, esta imagem é passível de ser interpretada da mesma forma que se interpreta uma imagem de radar.

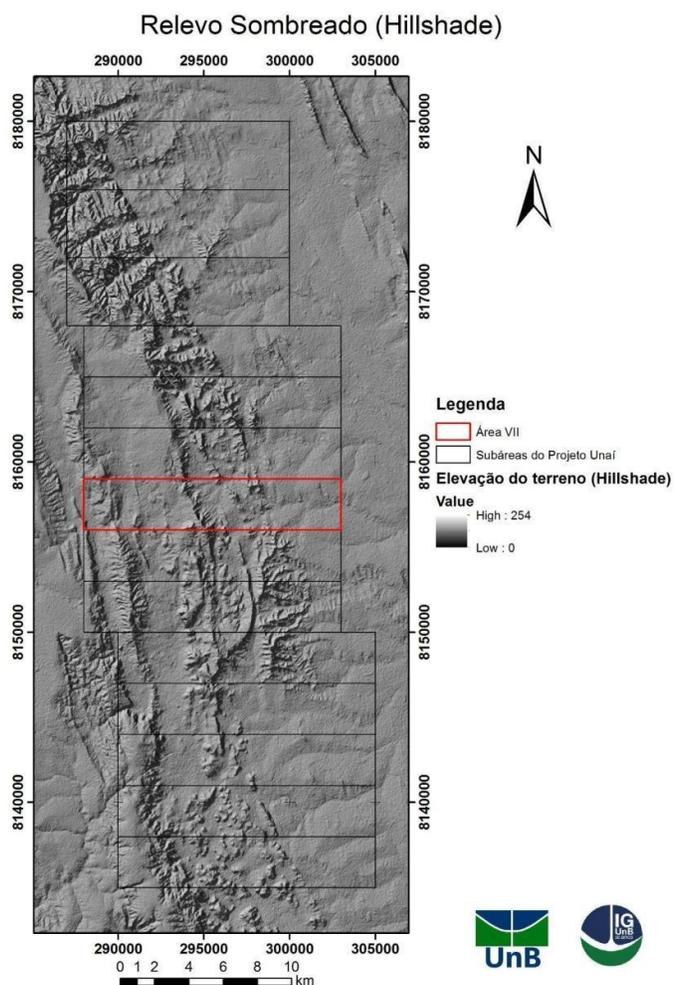


Figura 3. 2: Composição de relevo sombreado com as quatro imagens *hillshade* sobrepostas sobre transparência de 20%.

Tabela: Ângulos de iluminação *hillshade*

Nome	Azimute (ângulo de iluminação)	Altitude	Z factor
<i>hillshade1</i>	45	45	2
<i>hillshade2</i>	135	45	2
<i>hillshade3</i>	225	45	2
<i>hillshade4</i>	315	45	2

Tabela 3.1: Dados dos quatro imageamentos de relevo sombreado (hillshade) utilizados para o projeto.

O objetivo dessa etapa é conseguir realçar feições de relevo com direções e atitudes distintas através da variação da variação de luz e sombra. A iluminação no azimute 45° realça quebras positivas de relevo com orientação NNE/SSW; 135° realça a variação de relevo no sentido SE/NW; 225° realça feições com orientação NW/SE e 315° realça as quebras negativas de relevo com orientação NNE/SSW. A fotoanálise conjunta dos realces de feições de relevo permite gerar um mapa de lineamentos onde é possível observar quebras positivas e negativas de relevo além de lineações em série e em feixe (Figura 3.3).

Mapa de Lineamentos do Relevo - Projeto Unai MG.

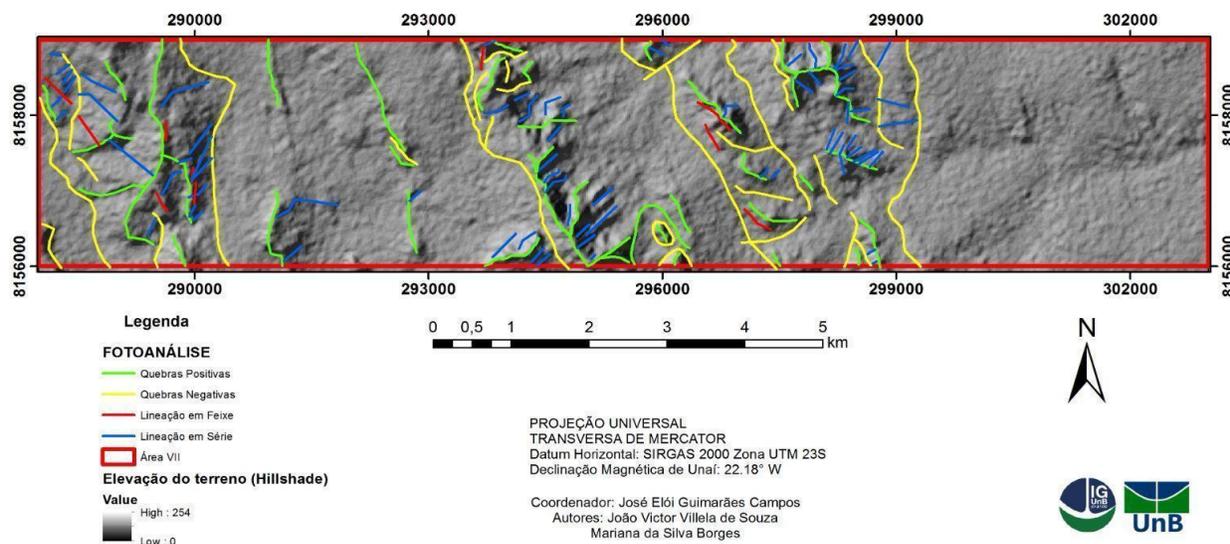


Figura 3.3: Mapa de Fotoanálise de lineamentos de relevo da subárea VII.

Imagens Sentinel 2

A missão *Sentinel* é uma frota de satélites da Agência Espacial Europeia (ESA) designados especificamente para entregar uma riqueza de dados e imagens que são centrais para o programa *Copernicus* da Comissão Europeia. Cada satélite integrante dessa missão possui diferentes tecnologias para atender diferentes demandas do programa.

A missão Sentinel-2 é baseada numa constelação de dois satélites iguais na mesma órbita polar heliossíncrona com altitude de 786 km, separados por 180°. A bordo de ambos os satélites, há o instrumento MSI (MultiSpectral Instrument), um sensor multiespectral que abrange 13 bandas espectrais (443 nm - 2190 nm) com uma faixa de imageamento de 290 km.

As quatro bandas do VNIR (visível e infravermelho próximo) possuem resolução espacial de 10 m, as seis bandas do infravermelho de borda e de ondas curtas (SWIR) 20 m e as três bandas de correção atmosférica 60 m (geradas pela *European Space Agency* - ESA, 2018).

Com o auxílio do *software Google Earth Engine*, foram processadas três imagens com composição RGB adquiridas entre maio e junho de 2021 (Figura 3.4). Sendo elas: R4G8B3, R4G3B2 e R12G11B4.

Imagens Coloridas do Satélite Sentinel 2

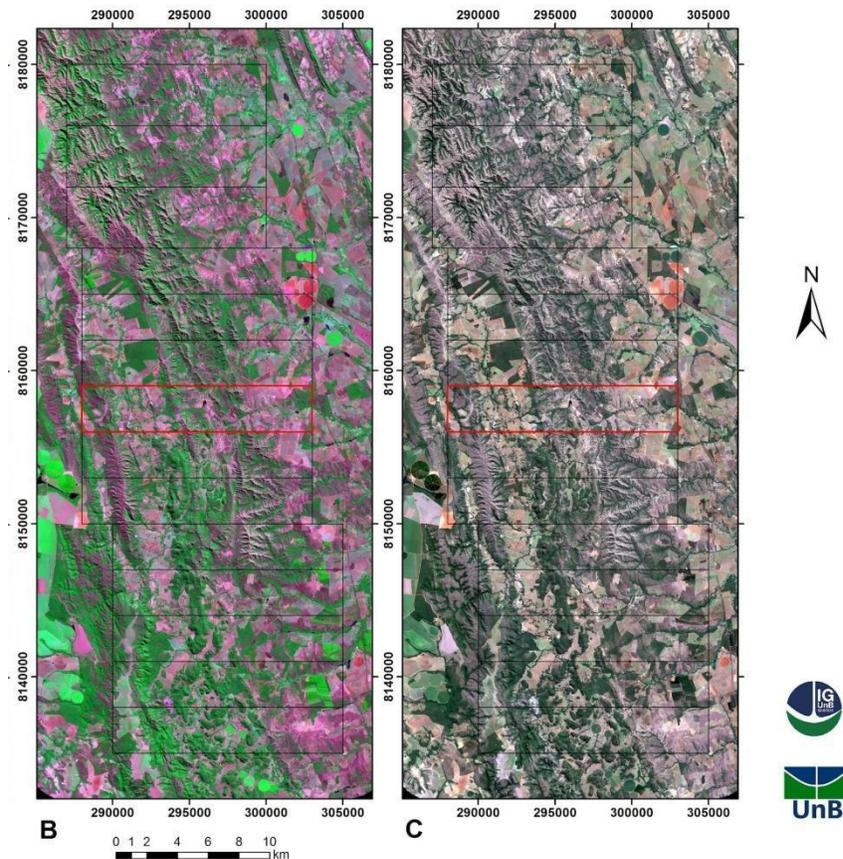


Figura 3. 4: Composições RGB da imagem *Sentinel 2*. b) R4G8B3 c)R4G3B2.

O arranjo de falsa cor R4G8B3 produz imagens cujas cores onde a vegetação de cor verde reflete intensamente a energia eletromagnética no comprimento de onda relativo ao infra-vermelho, aparecendo portanto em cores rosadas dando maior destaque a vegetação verde em relação a vegetação seca. Já o arranjo de falsa cor R4G3B2, é bem próxima ao natural e aumenta o destaque entre a vegetação e o solo ou rochas.

Fotointerpretação

Seguindo o método lógico-sistemático proposto por Soares & Fiori (1976), foram realizadas as etapas de fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação com objetivo de delimitar as zonas homólogas a partir do reconhecimento e identificação de elementos de drenagem, relevo e vegetação. O mapa fotointerpretado da subárea VII foi integrado com os principais lineamentos regionais (Figura 3.5). De oeste para leste, ocorrem:

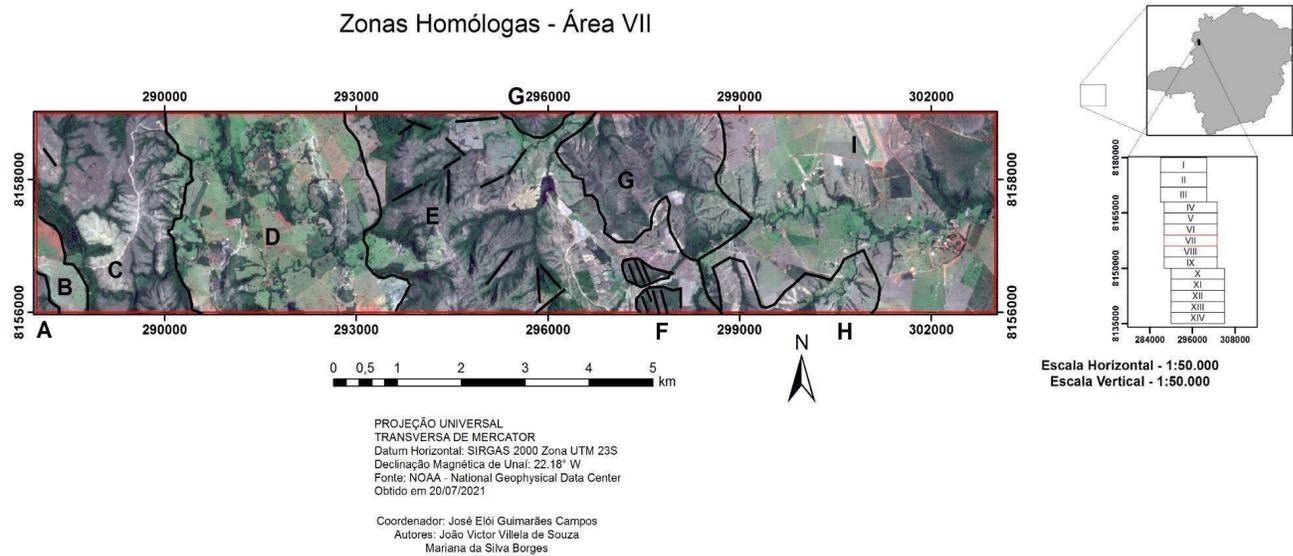


Figura 3. 5: Mapa de zonas homólogas da Área VII seriadas de “A” a “I”.

A Zona Homóloga A ocorre no extremo sudoeste da subárea, com baixa densidade de drenagem, vegetação aberta e relevo ondulado de topo arredondado. A Zona Homóloga B apresenta relevo suave ocupado por pastagem, não apresenta drenagem ou elementos estruturais.

A Zona Homóloga C está relacionada a relevo fortemente ondulado a montanhoso de topo escarpado e apresenta média densidade de lineamentos estruturais. Os lineamentos podem ser retilíneos ou curvos e sem direção preferencial bem definida. As drenagens são principalmente dendríticas de com simetria moderada. Na porção oeste, a densidade de drenagem é moderada, na leste, a densidade é alta.

A Zona Homóloga D ocorre em relevo suave e se destaca pela presença de drenagens meandantes de moderada densidade. Aqui, a vegetação densa ocorre principalmente restrita a mata ciliar do rio e pequenas reservas em área de fazenda. A maior parte é ocupada por área de pasto.

A porção oeste da Zona Homóloga E também ocorre em relevo fortemente ondulado a montanhoso e com vegetação provavelmente do tipo cerrado sujo, mas com escarpas retilíneas e declividade menos abrupta em comparação com a Zona Homóloga C. Já a porção leste ocorre em relevo suave com baixa densidade de drenagens paralelas e vegetação nula ou pasto. Os lineamentos estruturais são majoritariamente retilíneos com direção NE/SW. As drenagens dendríticas, de moderada densidade e simetria.

A Zona Homóloga F é marcada pela alta densidade de lineamentos paralelos na direção NNE/SSW bem marcados. Ocorre um relevo ondulado de vegetação densa na forma de dois morrotes simétricos separados por uma drenagem. Aqui, os lineamentos paralelos foram associados com o contato entre níveis rítmicos de duas litologias diferentes pertencentes a uma única unidade litoestratigráfica.

A Zona Homóloga G ocorre em relevo fortemente ondulado com vegetação densa, escarpas retilíneas, drenagens dendríticas de densidade moderada. Os lineamentos são retilíneos, com direção NW/SE e ocorrem em baixa densidade.

As Zonas Homólogas H e I ocorrem no leste da subárea em relevo suave e se diferem pela morfologia das drenagens. Enquanto a Zona homóloga H apresenta drenagem dendrítica de alta densidade, a Zona Homóloga I apresenta uma longa drenagem em treliça moderadamente simétrica e baixa densidade. Em ambas a vegetação é predominantemente baixa mas com vegetação densa restrita à mata ciliar.

O mapa fotointerpretado (Figura 3.5) é a primeira e mais básica subdivisão preliminar da região que será mapeada. Além da subdivisão em zonas, também é possível observar como se dá a geometria da estruturação da área. A disposição tanto das zonas homólogas quanto das formas de relevo é predominantemente NE/SW, sugerindo que a direção das camadas é a mesma.

Todos padrões dendríticos de drenagem possuem tropia multidirecional ordenada, o padrão paralelo possui tropia na direção W/E e o padrão em treliça possui tropia nas direções NE/SW e NW/SE. Analisando as tropias de drenagem e lineamento juntamente com as feições em “cotovelo” das drenagens da Zona Homóloga D, é possível concluir que a região possui forte controle estrutural de fraturas e possíveis falhas como já é esperado para o contexto geológico de falhas de empurrão.

3.2 AEROGEOFÍSICA

Os métodos aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos representam uma ferramenta eficaz para cartografia geológica para terrenos tropicais, nos quais os espessos perfis de solo e a escassez de afloramentos dificultam o mapeamento geológico pelos métodos tradicionais (Jaques *et al.*, 1997). A integração e interpretação de produtos aerogeofísicos derivados de dados gamaespectrométricos e magnetométricos permitem caracterizar os domínios litoestruturais de uma região funcionando como excelente guia para mapeamento geológico.

Neste capítulo, serão apresentados os produtos realizados através de processamento e integração de dados, bem como a exposição dos resultados da interpretação dos produtos aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos.

Projeto Unai-Vazante-Paracatu-Coromandel

Os dados aerogeofísicos trabalhados neste relatório pertencem à Área 1 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais a SEME (Secretaria de Estado de Minas e Energia) e compreendem as cidades de Unai, Paracatu, Vazante e Coromandel. Os serviços de aquisição e processamento de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foram realizados pela empresa Lasa Engenharia e Prospecções S.A., compreendendo cerca de 83.533 km de perfis e cerca de 18.633 km² de superfície.

O levantamento aerogeofísico foi executado entre os meses de agosto e dezembro de 2000, utilizando como base de operações a cidade de Paracatu. Foram utilizadas duas aeronaves Britten-Norman, modelo BN-2A, Islander, prefixos PT-KNE e PT-WOU, equipadas com magnetômetro de bombeamento ótico de vapor de césio da Scintrex, modelo CS-2, gamaespectrômetro multicanal Picodas, modelo PGAM-1000, e sistema de navegação GPS Picodas/Novatel de 12 canais. Ao longo dos perfis foram realizadas dez leituras do aeromagnetômetro e uma leitura do gamaespectrômetro por segundo, posicionadas com sistema de observação de satélite GPS, de precisão melhor do que 10m.

A área foi dividida em dois blocos: Bloco Norte, onde está localizada a região de estudo, e Bloco Sul. Os parâmetros que nortearam a execução do levantamento no Bloco Norte são:

- Direção das linhas de vôo (Bloco Norte): N30E
- Espaçamento entre as linhas de vôo: 250 m
- Direção das linhas de controle (Bloco Norte): N60W
- Espaçamento entre as linhas de controle: 2.500 m
- Intervalo entre medições geofísicas consecutivas: 0,1 s (magnetômetro) e 1,0 s (espectrômetro)
- Altura média de vôo: 100 m
- Velocidade aproximada de vôo: 200 km/h
- Sistema de navegação: GPS Picodas/ NovAtel/Racal

Os dados brutos gravados em formato binário na aeronave são convertidos para ASCII e regravados em formato .XYZ GEOSOFT. A partir destes arquivos é, então, gerado o banco de dados OASIS MONTAJ. Preparado o banco de dados do tipo .XYZ, onde Z corresponde a uma das variáveis medida a bordo da aeronave e XY às coordenadas UTM do ponto em que a medida foi tomada, o processamento foi iniciado com a correção dos dados magnéticos e gamaespectrométricos propriamente. Os dados finais do levantamento foram disponibilizados em arquivos ASCII, em formato X, Y, Z, GEOSOFT, contendo as seguintes informações:

- Dados magnéticos brutos, compensados e reduzidos da variação diurna;
- Dados magnéticos finais micronivelados ;
- Dados radiométricos corrigidos (U, Th, K, C.Total e Rad. Cós mica);
- Altura e altitude de vôo;
- Posicionamento GPS (Lat. e Long.), coordenadas UTM e elevação GPS correspondentes.

A Figura 3.6 apresenta o fluxograma de processamento realizado pelo LASA, onde estão indicadas as diferentes etapas envolvidas no processo, desde a preparação do banco de dados OASIS, contendo a totalidade das informações do levantamento, até a preparação dos mapas finais do projeto. A partir dos dados finais, foram utilizados os filtros de realce adequados para dados de gamaespectrometria e para magnetometria, foi aplicado uma sequência de filtros de micronivelamento e depois os filtros.

Gamaespectrometria

Os dados de gamaespectrometria são obtidos a partir de métodos geofísicos que permitem a dosagem de elementos químicos na subsuperfície já que produzem raios gama de intensidade e energia suficiente para ser quantificada por gamaespectrômetros. Nos levantamentos gamaespectrométricos os principais elementos utilizados como fonte da radiação gama são o potássio (^{40}K), o urânio (^{238}U e ^{235}U) e o tório (^{232}Th) os quais ocorrem naturalmente em solos e rochas.

Dados Oasis Montaj



Figura 3.6: Sequência de processamento dos dados aerogeofísicos presentes no relatório.

A concentração média de U na crosta terrestre é de 3 mg dm^3 . Sua ocorrência pode ser na forma U^{4+} ou U^{6+} . A mobilidade do U^{6+} é reduzida pela adsorção a óxidos, minerais de argila e colóides, como também pela redução a U^{4+} quando se encontra em ambientes redutores. Contrariamente, a forma oxidada complexa-se formando espécies solúveis com ânions como os carbonatos, sulfatos e fosfatos. Em ambiente oxidante, o elemento U é hidrolisado, oxidado e lixiviado na forma de $(UO_2)^{2+}$ (Dickson & Scott, 1997).

O elemento Th é um elemento eletropositivo, com afinidade litófila, ocorrendo principalmente em óxidos, silicatos e fosfatos. Encontra-se em maior proporção na monazita e no zircão, sendo estáveis nesses minerais (Costa, 2013).

Assim como o U, o Th pode também ser transportado. A mobilidade do Th ocorre devido à fixação em colóides, à medida que são incorporados à solução do solo, ou ainda quando formam complexos solúveis com sulfatos, nitratos, carbonatos, fosfatos, silicatos, dentre outros (Dickson & Scott, 1997).

A Gamaespectrometria da subárea VII pode ser observada nas figuras 3.7 e 3.8 a seguir:

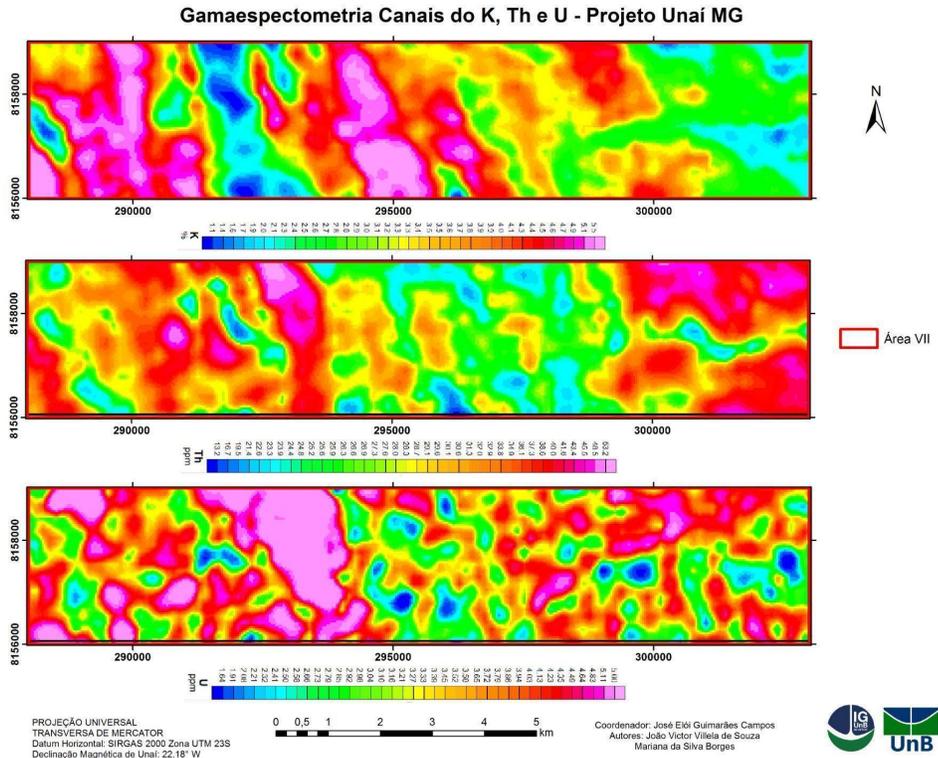


Figura 3. 7: Mapas radiométricos da Área VII referentes aos elementos potássio, tório e urânio, sucessivamente.

As maiores fontes de K nos solos são os feldspatos potássicos e as micas. Em função da sua solubilidade e mobilidade há acentuada depleção do seu teor durante o avanço da pedogênese. Quando detectado em levantamentos aerogamaespectrométricos em solos o K geralmente está relacionado aos minerais nos quais faz parte da estrutura, como nas micas, feldspatos potássicos e ilitas. Além disso, óxidos de ferro, hidróxidos de alumínio e argilominerais podem reter o elemento em suas superfícies dependendo das condições do meio, principalmente em relação ao pH (Lindsay, 1979).

O Th e o U não emitem raios gamas durante o seu decaimento, e por isso são detectados por meio da emissão de raios gamas oriundas do decaimento de seus isótopos filhos. O eTh é medido pelo isótopo ^{208}Tl e o eU é medido pelo isótopo ^{214}Bi (Dickson and Scott, 1997).

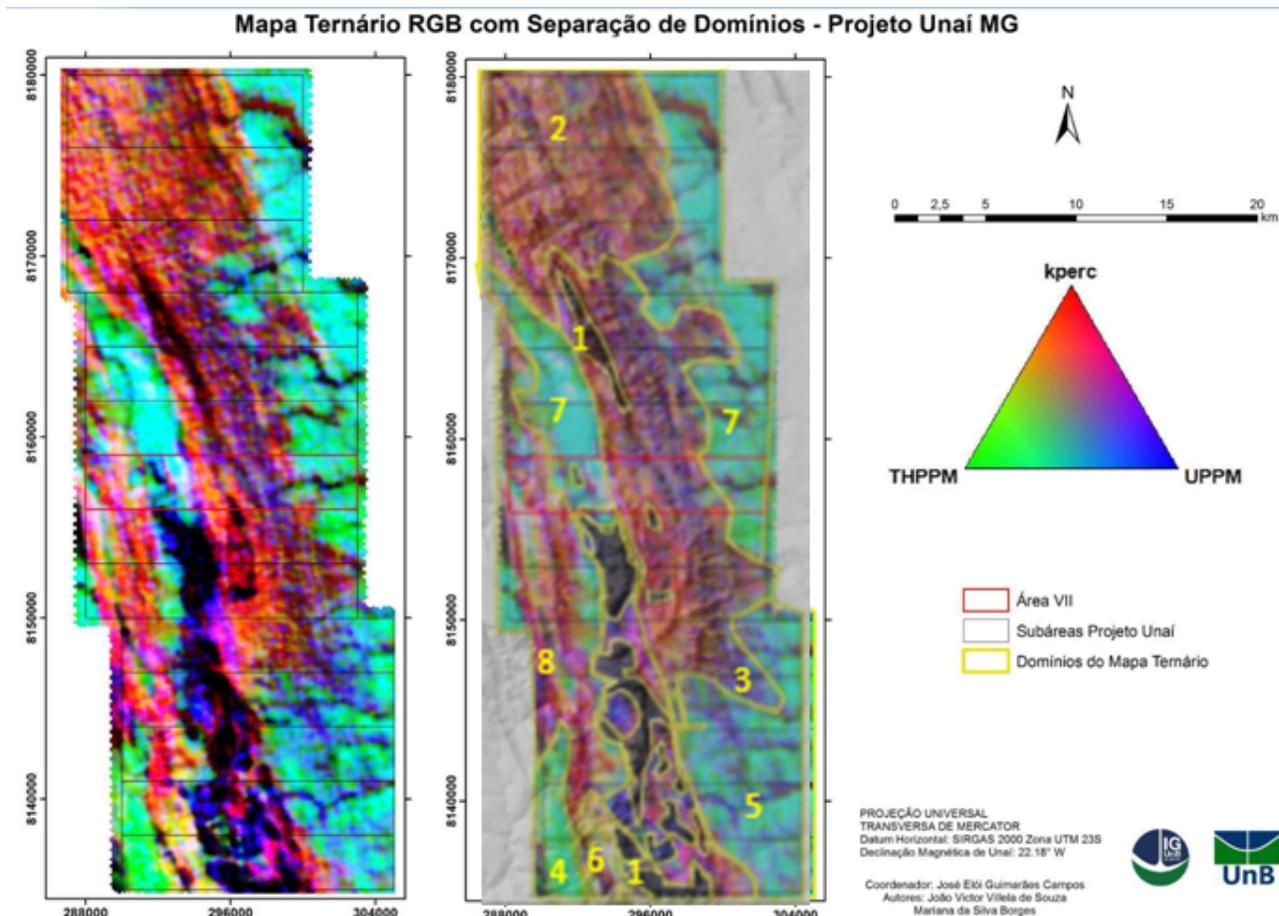


Figura 3. 8: À esquerda, mapa ternário RGB dos elementos gamaespectrométricos e seus domínios individualizados, à direita.

Os principal produto gamaespectrométrico foi a imagem ternária RGB gerada a partir da combinação das concentrações dos radioelementos: tório (eTh), potássio (K) e urânio (U) (Figura 3. 7 e 8). A imagem RGB é uma composição ternária em que o padrão da exibição é composto pelas concentrações de potássio, tório e urânio associadas, respectivamente, aos canais vermelho, verde e azul. A partir da imagem ternária, foi possível definir oito domínios gamaespectrométricos (Tabela 3.2).

Tabela 3.2: Caracterização Dos Domínios Gamaespectrométricos

Domínio	K	eTH	e U	Descrição
				Regiões de cor muito escura com bordas azuis representando porções com maior concentração

1	baixo	baixo	baixo/alto	de urânio. Está associado a pequenas áreas de morros com cristas retilíneas. No geral, o domínio ocorre com distribuição mais ou menos N/S.
2	alto	médio-baixo	baixo	Regiões com coloração predominantemente alaranjada com manchas de cor vermelha, magenta, amarela e raramente esverdeadas. Geomorfologicamente, está associado principalmente a relevos fortes a oeste e ondulados a leste.
3	alto	baixo	baixo	Predominam as cores vermelho e azul. Manchas de coloração amarela são significativas mas as de cor ciano e magenta ocorrem em menores quantidades. O relevo é principalmente forte, com maior concentração de urânio nas cristas com trend NW/SE.
4	baixo	alto	médio	Região de cor predominantemente verde e ciano. Manchas amarelas apontam concentração localizada de potássio na porção sul.
5	baixo	alto	alto	Predominantemente ciano, com manchas verdes e lineamentos azuis associados a grandes drenagens. Associado a relevo suave.
6	médio	médio	baixo	Região de cor majoritariamente amarela. As manchas brancas sugerem porções com concentração em todos os elementos e pequenas manchas magenta e azul, em urânio.
7	alto	baixo	alto	Caracterizada pelas cores azul, magenta e vermelha. Com direção próxima a N/S, não apresenta relação clara com a geomorfologia.

8	médio	médio	médio	Apresenta cores magenta, amarelo, laranja e ciano dispostas num <i>trend</i> próximo a N/S. Onde as cores amarelo e magenta coincidem com as escarpas e o ciano com os vales do relevo da região.
---	-------	-------	-------	---

Comparando o mapa de domínios e lineamentos radiométricos com o mapa geológico da região pode-se fazer algumas interpretações, com base nos principais contatos entre unidades geológicas e pedológicas:

- Os Domínios 2 e 3 podem representar uma variação lateral de uma mesma unidade passando a ter argila no Domínio 3;
- Na porção Sul, o Domínio 1 representa uma subunidade com a mesma resposta e composição semelhante a variação lateral da unidade geológica representada pelos Domínios 2 e 3;
- Os domínios 4 e 5 apresentam a maior quantidade de rochas pelíticas e/ou perfis de solo mais espessos. Os lineamentos presentes nesses domínios representam o transporte de sedimentos oriundos dos Domínios 2/3 e 7, respectivamente, que se concentram ao longo das drenagens.

Magnetometria

A magnetometria é um método geofísico fundamentado nas propriedades magnéticas do meio para fornecer informações principalmente da subsuperfície. A maior parte do campo magnético terrestre é originada no interior da Terra, e apenas uma pequena parcela é gerada na crosta. A intensidade média do campo magnético terrestre é de aproximadamente 50.000 nT, enquanto as variações geológicas normalmente atingem valores de 10 ou 100 nT. (Costa, 2013)

A partir dos dados finais disponibilizados por LASA (2001), foi realizada uma segunda etapa de micronivelamento dos dados a fim de suavizar os ruídos paralelos às linhas de voo. Embora os *grids* apresentados neste relatório ainda tenham algum resquício de ruído, optou-se por não fazer correções a mais para não mascarar as anomalias magnéticas a serem analisadas.

Os dados finais ainda precisaram passar por um segundo processo de micronivelamento. Na magnetometria, os métodos de micronivelamento são utilizados para “limpar” os ruídos de dois

dados não nivelados, por meio de decorrugação. Para isso, são usados filtros Butterworth, cosseno direcional e passa baixa (PGW, 2009).

O Butterworth é indicado para filtragem (passa-baixo ou passa-alto) de feições lineares, pois, ao fixar uma determinada frequência, é possível variar uma faixa de frequências que se deseja filtrar, eliminando o fenômeno de Gibbs (regulação), o que normalmente ocorre quando os filtros corta-baixa ou corta-alta são passados com frequências de corte abruptas e predefinidas (Rugenski, 2006).

Seguindo uma regra prática, o filtro passa-alta Butterworth é configurado para quatro vezes a separação da linha. Isso é feito para passar comprimentos de onda da ordem de duas a quatro separações de linha, como o que resultaria de um erro de nivelamento linha a linha. O filtro direcional de cosseno está definido para passe de comprimentos de onda apenas na direção das linhas de voo, no caso o azimute é 030 (LASA, 2021)

O filtro passa-baixa é utilizado para refinar o filtro de erro gerado pelos procedimentos anteriores, para que possa ser subtraído do canal CMA, identificado pela LASA como MAGIGRF. Adicionalmente, foi aplicado o filtro *Hanning*, duas vezes sobre cada grid gerado.

Foram criados os parâmetros Campo Magnético Anômalo (CMA), Derivada Vertical (Dz), Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Inclinação do Sinal Analítico ou Derivada TILT. A primeira malha originada foi o Campo Magnético Anômalo (CMA) correspondente ao campo magnético reduzido do Campo de Referência Geomagnético Internacional (IGRF). O segundo parâmetro gerado foi a Dz do CMA. Este produto ressalta as feições magnéticas lineares. Em seguida, foi criada a malha da ASA, resultado da combinação dos gradientes horizontais e vertical do CMA. Este parâmetro promove a centralização da anomalia magnética.

A partir da interpretação dos parâmetros derivados do campo magnético anômalo (Figura 3.9), foi possível traçar feições lineares e domínios morfomagnéticos, com o objetivo de retirar elementos litoestruturais para auxiliar na etapa de mapeamento da área de estudo.

**Mapa de Magnetometria com os produtos:
Campo Magnético Anômalo (CMA), Amplitude do Sinal Analítico(ASA),
Derivada Vertical (Dz), e TILT - Projeto Unai MG.**

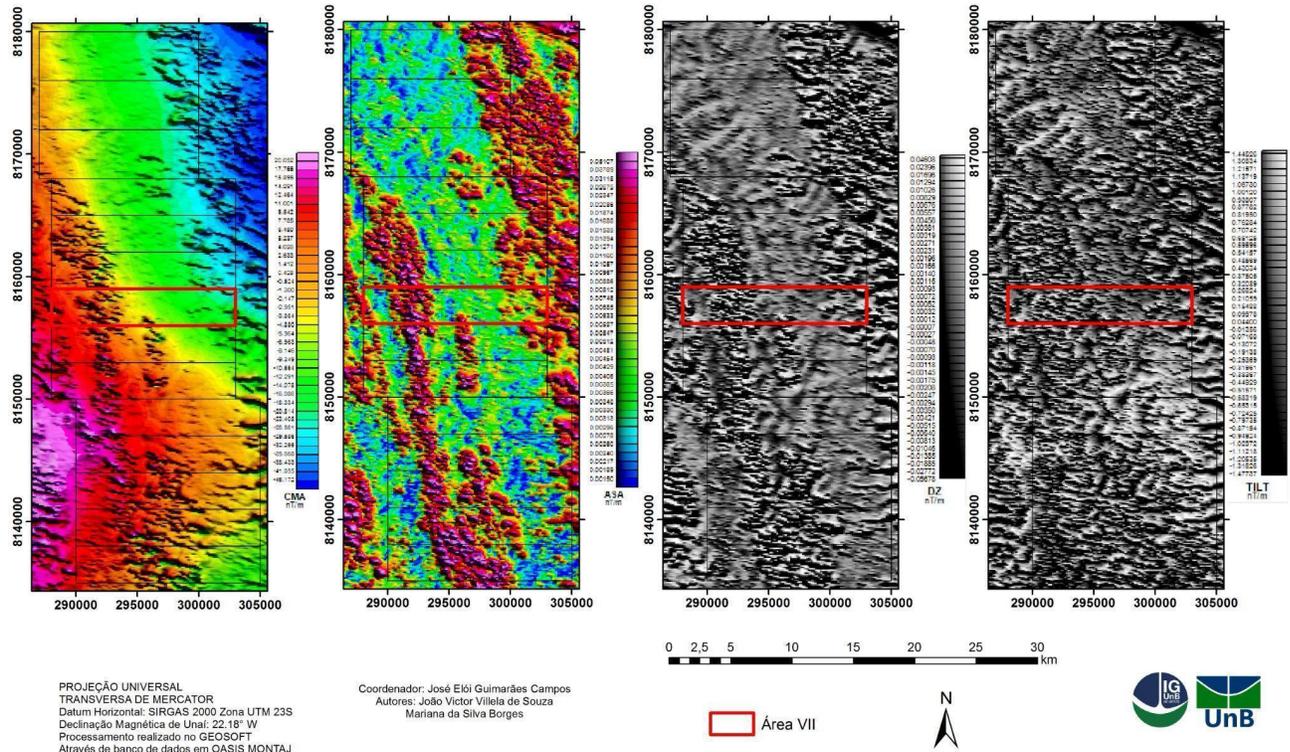


Figura 3. 9: Mapas CMA, ASA, Dz e TILT do Projeto Unai com o polígono da Área VII destacado.

O mapa ASA foi classificado quantitativamente pelo método de quebras naturais segundo três classes derivadas visualmente em: alto (0,00633 a 0,05107 nT/m), baixo (0,00587 a 0,00296 nT/m) e muito baixo (0,00333 a 0,00156 nT/m). Dos mapas TILT e Dz, foram extraídos os lineamentos magnéticos gerados na área. A junção destes parâmetros estão presentes na Figura 3.10.

A Derivada Vertical (Dz), característica do gradiente vertical, que tende a realçar as altas frequências, permite a obtenção de informações sobre as feições mais rasas, pois consiste em uma taxa de variação do campo magnético anômalo em relação à distância vertical da fonte causadora. É importante para traçar lineamentos, domínios e alinhamentos magnéticos, pois evidencia feições estruturais como lineamentos, discontinuidades e contatos (Rugenski, 2006)

A derivada TILT representa o ângulo de inclinação de um vetor com as componentes derivadas DX, DY e DZ. Este produto equaliza os sinais de fontes profundas e rasas, sendo possível

identificar os lineamentos rasos e profundos (Rugenski, 2006).

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) corresponde a uma função simétrica em forma de sino com seu máximo coincidindo, teoricamente, com o contato do corpo magnético ou com o seu centro quando se trata de um corpo estreito. Para estruturas 2D, o método assume que as fontes apresentam magnetização uniforme e podem ser representadas por seções transversais de polígonos, onde estas estruturas podem também ser consideradas como a superimposição de um número finito de contatos magnéticos.

O domínio com valores altos apresenta alto relevo magnético e alta amplitude. Ocorre principalmente em regiões onde, geomorfologicamente, são descritas como de relevo suave e como espessos perfis de solo. Ainda não se sabe os motivos que levaram ao alto magnetismo de solo da região.

Os domínios com baixos valores ocorrem em relevos ondulados a montanhosos ao longo de toda área do projeto, sendo o domínio de valores muito baixos presente principalmente nos extremos sul e norte da área. Na Subárea VII, há predomínio de anomalias de valores altos com *trend* N/S.

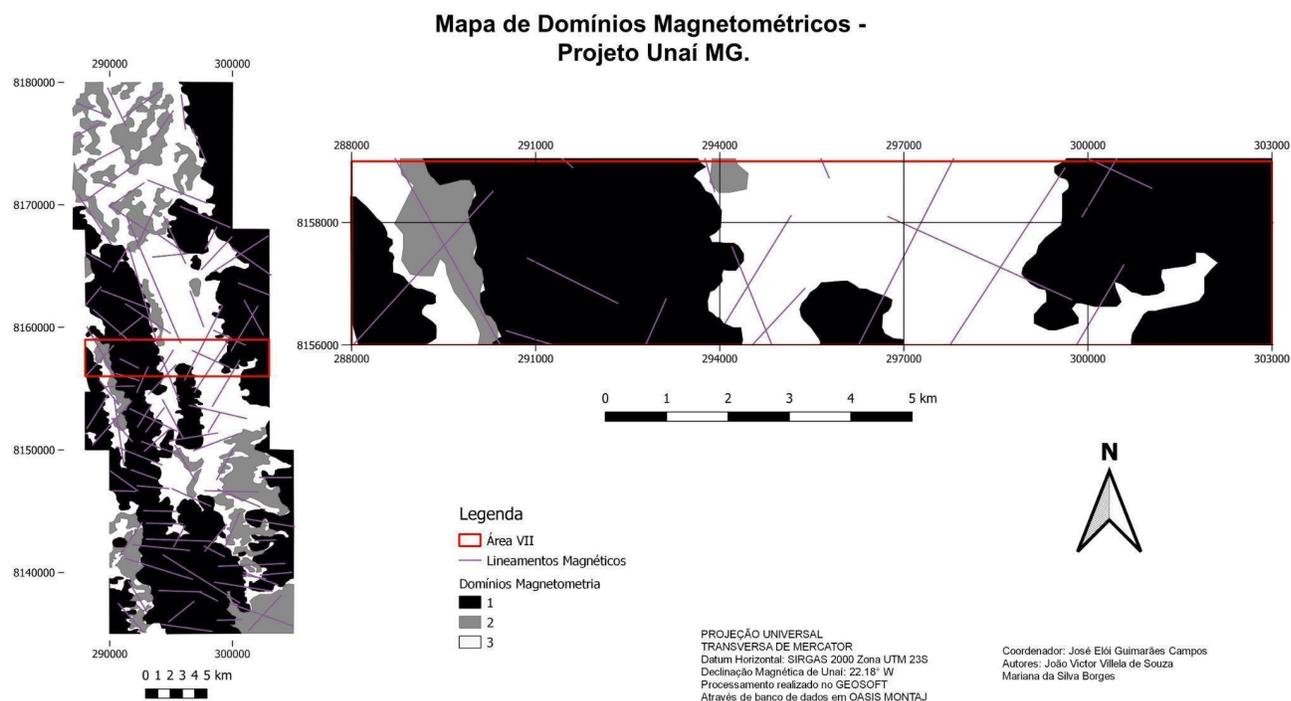


Figura 3.10: Mapa de interpretação magnométrica do Projeto Unaí e da Área VII.

3.3 Seção Sísmica 2-D

A prospeção sísmica estuda o comportamento das ondas elásticas (sísmicas) que se propagam no interior da terra. Neste método, as ondas geradas por uma fonte artificial de energia, depois de refletidas e refratadas nas interfaces das camadas de rochas em profundidade, retornam à superfície e são registradas por um sismógrafo (Zalan, 2005).

O método de refração sísmica consiste em observar o comportamento da onda sísmica gerada por fontes artificiais após penetrar na crosta, ser refletida nas interfaces com diferentes propriedades físicas e retornar à superfície (Zalan, 2005).

A aquisição sísmica 2D é o método de aquisição utilizado no início de uma campanha de reflexão sísmica. É caracterizada pela grande distância entre linhas sísmicas e por um elevado tempo de registo dos dados, de forma a obter informações a grandes profundidades para possibilitar o mapeamento da sub-superfície. O conteúdo dos dados 2D têm apenas informação na vertical da sub-superfície ao longo do caminho de aquisição (Figura 3.11) (Zalan, 2005).

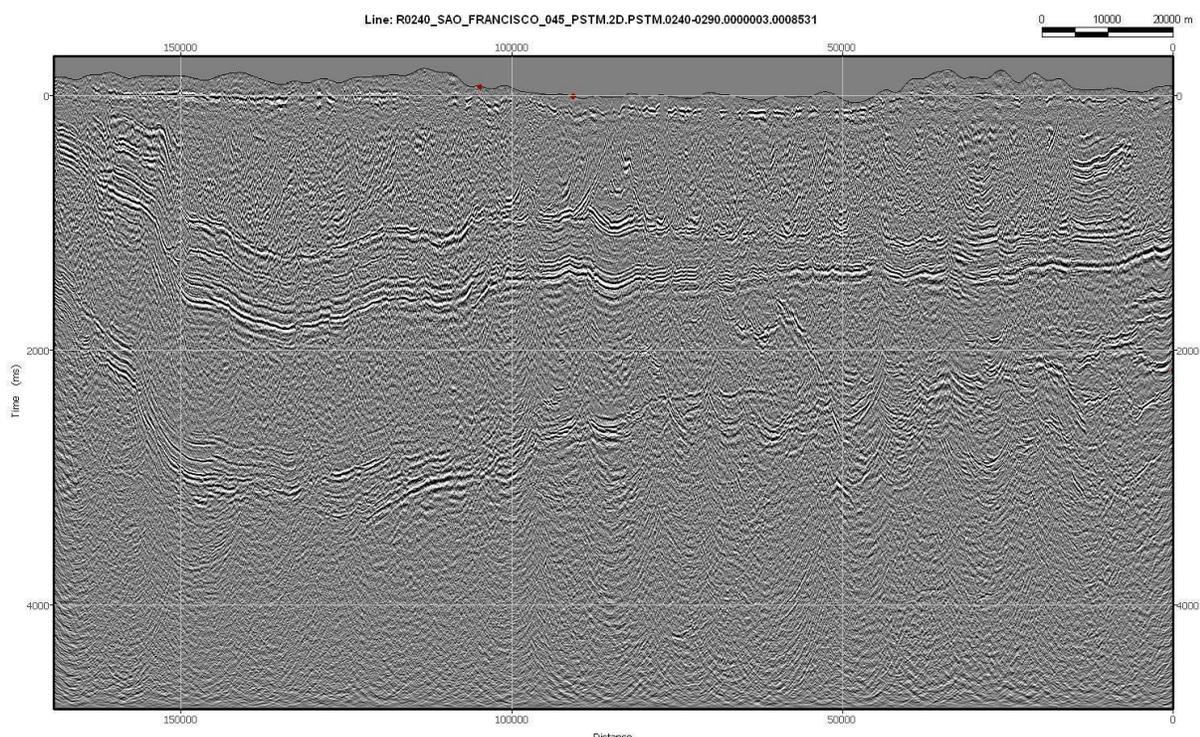


Figura 3.11: Perfil sísmico da Linha R0240_SAOFRANCISCO_045_PSTM.0240-0290.0000003.0008531 disponibilizado pela ANP (2021).

Esse tipo de imagem fornece uma imagem da sub-superfície permitindo identificar a continuidade lateral das camadas e planos de falhas. Para o Projeto Unaí é possível traçar o limite do embasamento cristalino e os Grupos Araí e Traíras como camadas contínuas e não envolvidas no sistema de empurrões descritos para a área.

A porção relacionada à Formação Quilombo ocorre abaixo da porção relacionada ao Mesoproterozoico, corroborando a proposta de posicionamento como uma unidade mais antiga do que as demais unidades ocorrentes na superfície. Correlacionado ao Neoproterozoico, há o Grupo Bambuí, que ocorre a oeste e a nordeste dos limites do Projeto Unaí.

Apesar de não fornecer novas informações para a delimitação das unidades na área do projeto, o perfil sísmico poderá embasar parte das justificativas do modelo de evolução geológica proposto futuramente, ao final deste relatório.

4. ESTRATIGRAFIA, PETROGRAFIA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

O projeto Unaí - MG compreende terrenos da província do Tocantins, mas especificamente no centro-sul da faixa Brasília. A localidade é coberta por rochas sedimentares do cráton São Francisco, e após serem tectonizadas, deram origem a um cinturão de dobras e empurrões (Almeida *et al.*, 1977)

Para cada formação geológica foram analisados os dados de toda a área do Projeto Unaí em conjunto, a fim de trazer conhecimentos mais aprofundados e de contexto geral na área (Figura 4.1). Dessa forma, grupos geológicos e litologias que não ocorrem na Área VII também foram descritos neste relatório. Entretanto, as ocorrências de cada Área foram descritas em maior detalhe no relatório de cada uma delas, enfatizando as características de cada uma.

As rochas aflorantes consideradas como as mais antigas neste projeto são representadas pela Formação Quilombo, do Mesoproterozóico, na qual predomina a fração pelítica, em ritmitos formados em ambiente marinho de turbiditos, no sopé de um talude continental. A idade Ectasiana, com início da deposição em 1,39 Ga (Moura 2018), embora não esteja muito bem definida, possibilita enquadrar essa unidade abaixo da estratigrafia, embora possa haver correlação entre a

Formação Quilombo e o Grupo Paranoá. Essa datação foi realizada em zircões detríticos pelo método U/Pb.

A sucessão se inicia com o Membro Ribeirão da Porteira, que apresenta ocorrências vulcanoclásticas restritas e maior contribuição psamítica em relação ao Membro Ribeirão do Franco, que possui ocorrências rítmicas principalmente de natureza siltosa-argilosa com fragmentos líticos em algumas camadas (Campos *et al.*, 2021).

As ocorrências vulcânicas no Membro Ribeirão do Franco apresentam diferenças estruturais e texturais em relação às ocorrências do membro sotoposto a ele. Embora o Membro Ribeirão da Porteira seja considerado o mais antigo na sucessão, em sua maior parte ele é interdigitado ao outro membro, garantindo uma correlação temporal, em que a diferença no padrão das litologias ocorre pela variação lateral da deposição no sistema (Campos *et al.*, 2021) (Figuras 4.2 e 4.3).

Os turbiditos desse grupo se caracterizam pela sequência espessa de metarritmitos, com variações principalmente texturais entre camadas de espessuras sub centimétricas a decimétricas. Essas rochas apresentam padrão semelhante de recorrência, promovendo aspecto homogêneo das camadas em escala de afloramentos.

Os metarritmitos podem ser predominantemente argilosos ou arenosos, e podem ocorrer metaconglomerados polimíticos associados à sucessão. As diferentes litofácies ocorrem de maneira repetida na sucessão turbidítica, mas ocorrem sem um padrão definido de ocorrência, sendo possíveis várias combinações entre as fácies, de acordo com o desenvolvimento do sistema turbidítico.

Durante o reconhecimento da região, realizado no primeiro dia do trabalho, foram observados extensos cortes de estrada na BR - 251, onde essas sequências de metarritmitos puderam ser observadas.

Também foram observados fatores característicos de ocorrência, como solos pouco espessos para o Membro Ribeirão da Porteira, e as relações estratigráficas dos ritmitos predominantemente pelíticos e as rochas vulcânicas do Membro Ribeirão do Franco, além de sua diferença considerável na densidade e coesão. Muitas das fácies turbidíticas proximais podem não aflorar na região, devido à falha de empurrão a oeste, que cobre a Formação Quilombo pelo Grupo Canastra.

A base do Grupo Canastra que ocorre subsequentemente na área foi formada na transição do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico, em ambiente marinho de margem passiva. Dessa forma,

os sedimentos que originaram essas rochas eram predominantemente pelíticos, ou arenosos, a depender das parasequências cíclicas, e com estruturação sub-horizontal em lâminas e estratificações. (Dardenne, 2000)

A presença de lentes com litologias carbonáticas e margosas também corroboram a localização da área de depósito, em margem passiva, relativamente próxima a plataformas carbonáticas (Dardenne, 2000). Entretanto, o baixo metamorfismo sofrido pelo grupo (chegando no máximo em fácies xisto verde, zona da clorita) provocou a formação de mármore, filitos e quartzitos.

O topo do Grupo Paranoá ocorre na área sotoposto ao Grupo Canastra, e também se enquadra entre o Meso e Neoproterozóico (Campos *et al.*, 2013). Sua deposição é principalmente caracterizada por ser em ambiente marinho raso, em trato de mar alto, o que na área estudada originou predominantemente siltitos, carbonatos e lentes arenosas.

As litologias desse grupo ocorrem em geral interdigitadas entre si, indicando as características originais da área de deposição, com plataformas carbonáticas calmas, canais entre essas plataformas com energia moderada (arenitos) e áreas adjacentes de baixa energia (siltitos) (Campos *et al.*, 2013).

As deformações sofridas no grupo em geral são menos expressivas, com as camadas muitas vezes sub horizontais e sem frequência grande de dobramentos parasíticos, como outros grupos de rocha adjacentes, embora ocorram dobras regionais do Grupo Paranoá na área do projeto.

Também está presente o Grupo Bambuí, que é a mais nova sucessão de rochas para a área do projeto, com idade do Neoproterozóico. As principais litologias que ocorrem são os siltitos, folhelhos e margas, que representam a Formação Sete Lagoas, que data do Ediacarano. Apesar do alto nível de intemperismo atuante nas rochas desta formação, suas características de textura e estrutura sugerem deposição em plataformas carbonáticas ou transicionais com influências de Inter e infra maré (Lima, 1997). A ocorrência dessas rochas se restringe a nordeste da área de estudo, não estando presentes na Subárea VII (Figura 4.1).

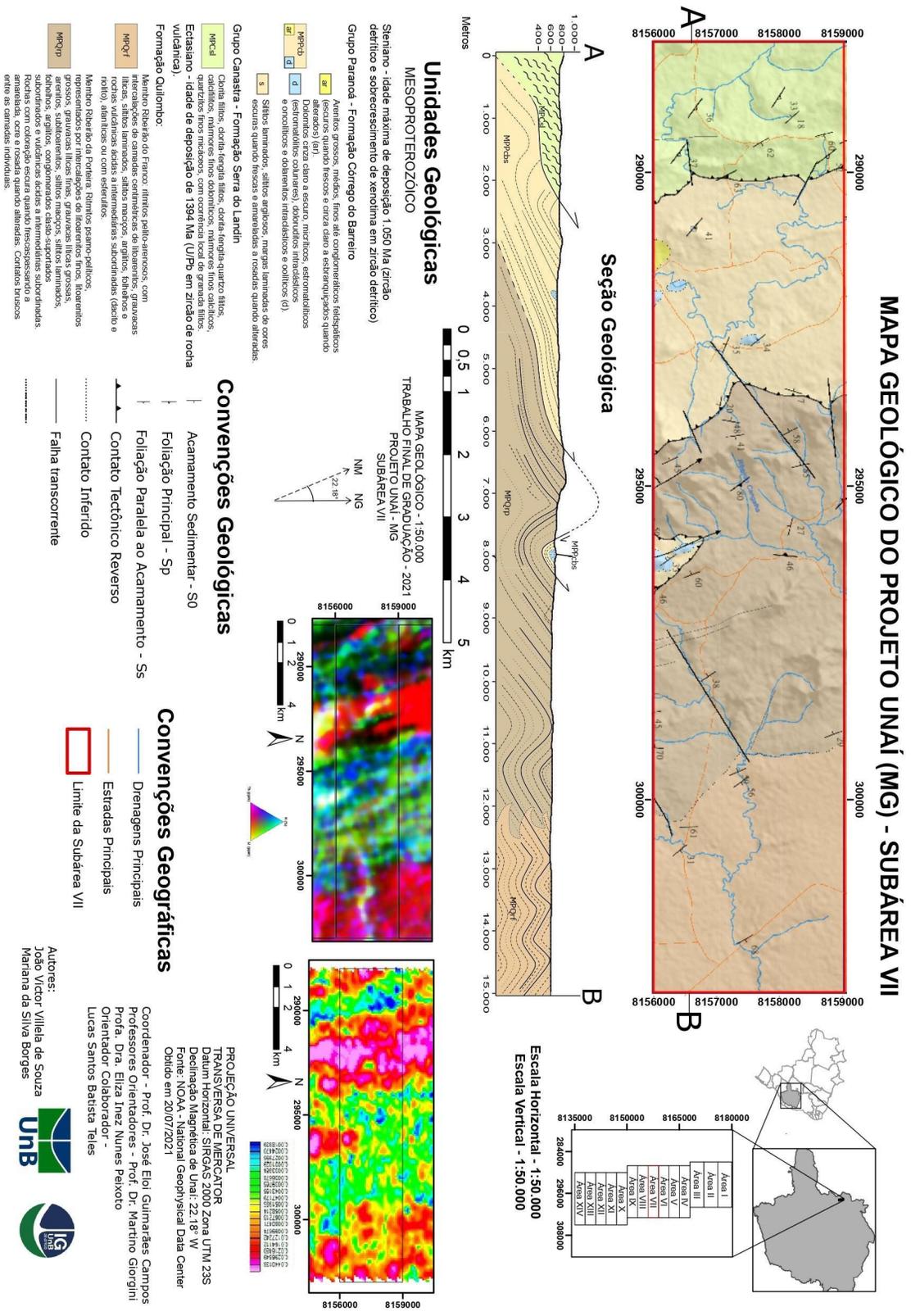


Figura 4.1: Mapa geológico da Subárea VII, mostrando as unidades geológicas presentes, assim como uma seção geológica esquemática com direção oeste-leste.

4.1 Litoestratigrafia da Subárea VII

O objetivo do tópico é discutir as unidades geológicas observadas no campo e detalhar suas fácies e relações entre litotipos. Dessa forma, foi possível estabelecer correlações entre as descrições realizadas em campo, geofísica, solos, vegetação, e as descrições petrográficas.

A associação de vários desses elementos possibilita também interpretações acerca dos ambientes e sistemas de formação das rochas mapeadas. Foram utilizados principalmente os dados obtidos em atividades laboratoriais, assim como as descrições de cada ponto observado em campo, e o mapa geológico final elaborado pela equipe.

Das 26 lâminas confeccionadas para todas as áreas do Projeto, foram descritas as 18 lâminas, que contemplam as variedades litológicas das unidades mapeadas na Subárea VII. As descrições petrográficas realizadas se encontram nos apêndices deste trabalho, e da Subárea VII foram confeccionadas apenas 3 seções delgadas. A nomeação das lâminas segue sempre o seguinte padrão: TF - 20, adicionado da Área em que a amostra foi retirada (Exemplo - VII), e por último, o número do ponto em que a amostra foi obtida, e possíveis subdivisões de amostragem (Exemplo - 152 A).

A coluna estratigráfica elaborada busca sintetizar os principais aspectos litológicos e estruturais da Área VII, assim como suas relações cronoestratigráficas (Figura 4.2). Além dos membros da Formação Quilombo, as litologias do Grupo Paranoá também ocorrem interdigitadas entre si, mostrando que, em função da posição na bacia durante a sedimentação, diferentes rochas foram geradas ao mesmo tempo.

Coluna Estratigráfica Subárea VII - Projeto Unaí

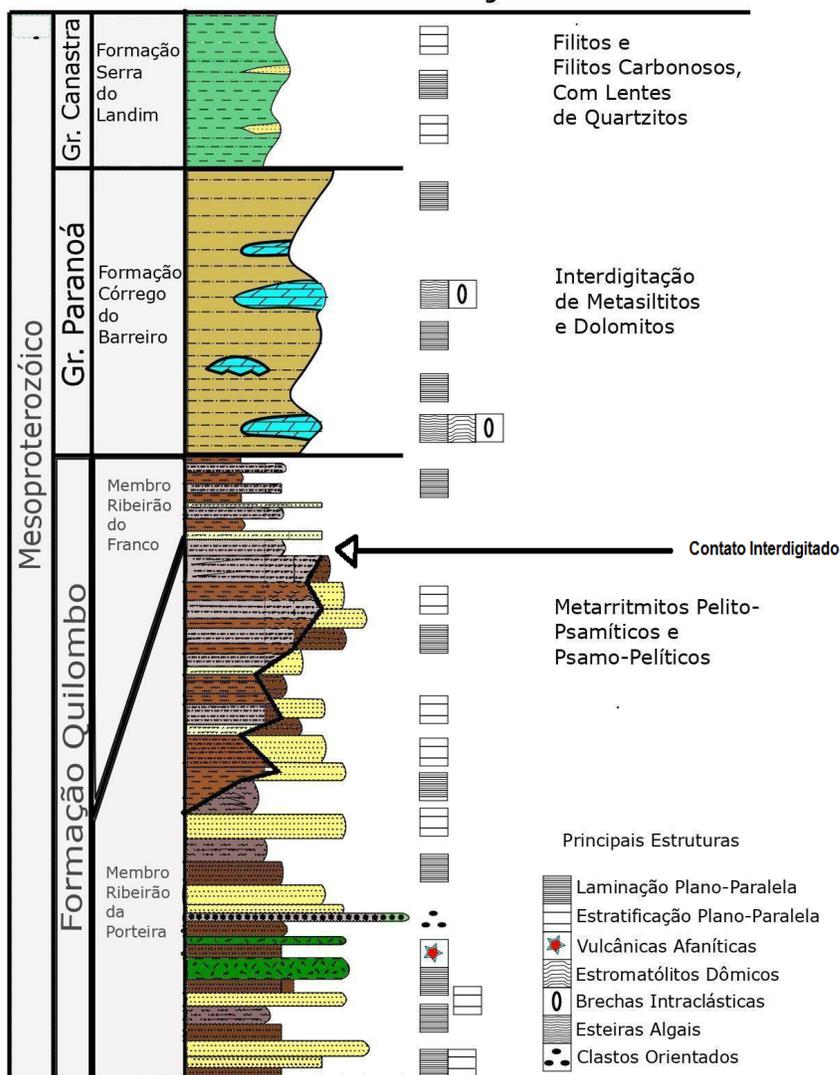


Figura 4.2: Coluna estratigráfica esquemática, mostrando as principais sucessões e grupos litológicos que ocorrem na Subárea VII.

4.1.1 Formação Quilombo

A Formação Quilombo representa as rochas aflorantes mais antigas da área (Mesoproterozóico - Ectasiano). As rochas dessa formação cobrem 60,49% da Área VII, em que o Membro Ribeirão da Porteira representa 37,37 % da área, e o Membro Ribeirão do Franco, 23,12% da Área VII.

Essas rochas são caracterizadas por estarem dispostas em seqüências rítmicas, com estratos de milímetros a centímetros de espessura, na maior parte das vezes. Embora sejam recorrentes as

ocorrências de fragmentos líticos e grãos de tamanho areia compondo muitos dos estratos em questão, ocorre o predomínio da textura pelítica nos litotipos. As características observadas em campo para esse grupo de rochas, assim como o proposto por Moura (2018), com ritmicidade de camadas psamo-pelíticas sugerem formação em ambiente marinho turbidítico (Figura 4.3). Dessa forma, as litofácies descritas reforçam o enquadramento da Formação Quilombo em uma sucessão de turbiditos, seguindo os critérios de Mutti (1992).

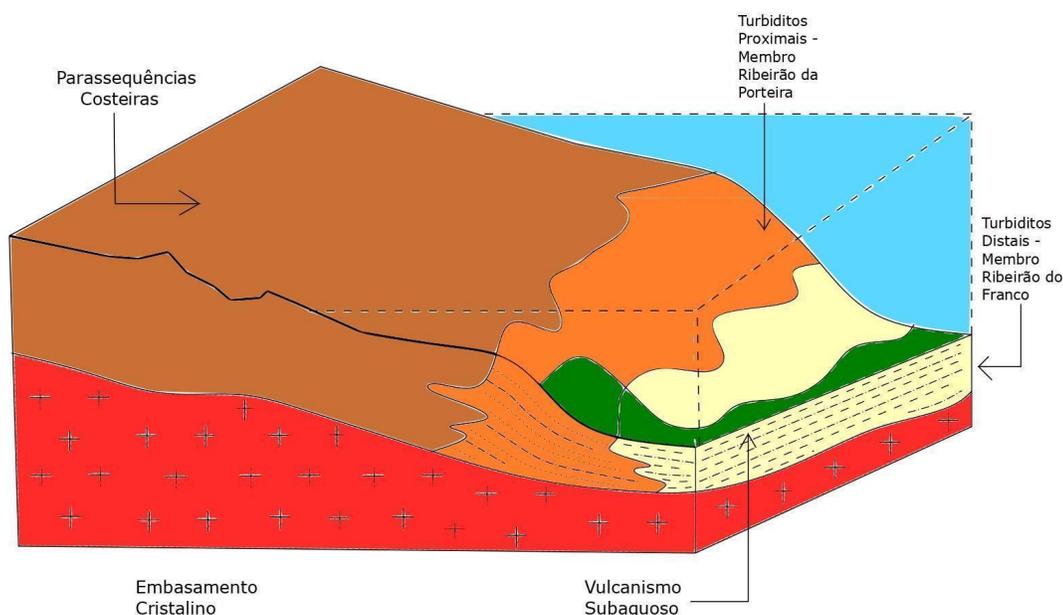


Figura 4.3: Representação esquemática em 3D dos ritmitos turbidíticos da Formação Quilombo durante sua formação, sobre o embasamento cristalino, com destaque para ocorrências de vulcanismo subaquoso na porção mais distal. Elaborada pela subárea VII.

A formação é dividida em dois membros, em sua maior parte interdigitados:

- O Membro Ribeirão da Porteira é interpretado como sequência turbidítica mais proximal, caracterizado por deposição rítmica de silte/argila com litoarenitos, e ocorrências pontuais de conglomerados polimíticos. As camadas nessa unidade são de maneira geral decimétricas.
- Já o Membro Ribeirão do Franco, também se caracteriza por deposição rítmica, mas é predominantemente pelítico, embora ocorram lâminas de arenito e fragmentos

líticos. Devido à maior quantidade de argila/silte, esse membro pode ser interpretado como de ambiente distal com relação ao Ribeirão da Porteira. As camadas arenosas são centimétricas a decimétricas, enquanto as pelíticas são métricas a decamétricas.

A tabela de litofácies da Formação Quilombo apresentada abaixo apresenta as principais fácies observadas e descritas com ocorrência na Área VII (Tabela 4.1). Elas serão detalhadas a seguir.

Sigla	Litofácies	Estrutura	Processos
GlfL	Grauvaca Lítica Fina	Laminação plano paralela	Corrente turbidítica de baixa densidade
GlgM	Grauvaca Lítica Grossa	Maciça	Corrente turbidítica de alta densidade
OcpM	Ortoconglomerado Polimítico	Maciço com clastos mal selecionados, em geral orientados	Corrente turbidítica de alta densidade e elevada concentração. Houve mudança no fluxo de turbulento para laminar trativo, orientando os clastos e lixiviando grande parte da matriz.
LfmE	Litoarenito Fino a Médio	Estratificado	Corrente turbidítica com processos de segregação de sedimentos por granulometria e densidade. Sua formação se associa às extremidades do fluxo que gera a fácies LgME.
LgME	Litoarenito Grosso	Maciço a estratificado	Corrente turbidítica com processos de segregação de sedimentos por granulometria e densidade
AgMM	Arenito Grosso	Maciço e maturo textural e composicionalmente	A deposição pode ser possibilitada pela carga de fundo (fração mais densa) do fluxo turbidítico.
AfmL	Arenito Fino a Médio	Laminação plano paralela que podem ocorrer	Corrente turbidítica de baixa densidade, provavelmente condicionada às extremidades

		truncadas	do fluxo que gera a fácies AgMM.
SiaL	Siltito arenoso	Laminação plano paralela	Corrente turbidítica de baixa densidade
SiLE	Siltito laminado	Laminação e estratificação plano paralela, podendo apresentar estrutura maciça	Sedimentação por decantação de partículas finas em suspensão
Fl	Folhelhos	Laminação plano paralela	Sedimentação por decantação

Tabela 4.1: Tabela de litofácies descritas para a Área VII.

GfL: Grauvacas Líticas Finas, com laminações plano paralelas e de coloração escura formadas por correntes de turbidez com baixa densidade. A matriz apresenta granulometria argilosa e ocorrências micáceas e representa cerca de 25% da rocha. Ocorrem grãos de feldspatos, mas os grãos que apresentam maior abundância são os de quartzo e os fragmentos líticos, que variam do tamanho de silte a areia fina.

Sua deposição está associada ao retrabalhamento e transporte de fragmentos de tamanho areia fina pelo fluxo turbidítico, com formação de laminações por tração, o que sugere deposição de fluxo com areia e lama. São sedimentos bastante imaturos, textural e composicionalmente.

A fácies pode ser representada pela lâmina descrita TF 20-XI-116, retirada da Formação Quilombo, Membro Ribeirão do Franco (Figura 4.4).

GlgM: Grauvaca Lítica Grossa, com estrutura maciça formada por fluxos detríticos de turbidez, compostos por partículas mais bem selecionadas. Compostas principalmente por fragmentos líticos de granulometria areia grossa (15%) e grãos de quartzo e feldspato de granulometria areia média (cerca de 50%), com matriz comendo cerca de 32% da rocha. Para o transporte das partículas maiores é necessária energia moderadamente mais elevada, que permite a sobreposição considerável de material, que se deposita de forma maciça.

A matriz argilosa se deposita concomitante à deposição do fluxo de densidade elevada, por congelamento de fluxo. A maturidade dos sedimentos que formam esta rocha é bastante baixa, tanto mineralogicamente, pela presença dos feldspatos, quanto texturalmente, pela presença significativa de matriz, além de fragmentos com moderada a baixa esfericidade.

A fácies pode ser representada pela lâmina descrita TF 20-XI-110, obtida na Formação Quilombo, Membro Ribeirão da Porteira (Figura 4.5).



Figura 4.4: A- Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-XI-116), mostrando a fácies GfL. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e fragmentos líticos de granulometria areia fina, envoltos por matriz pelítica (15-20%). B- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. C- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados.

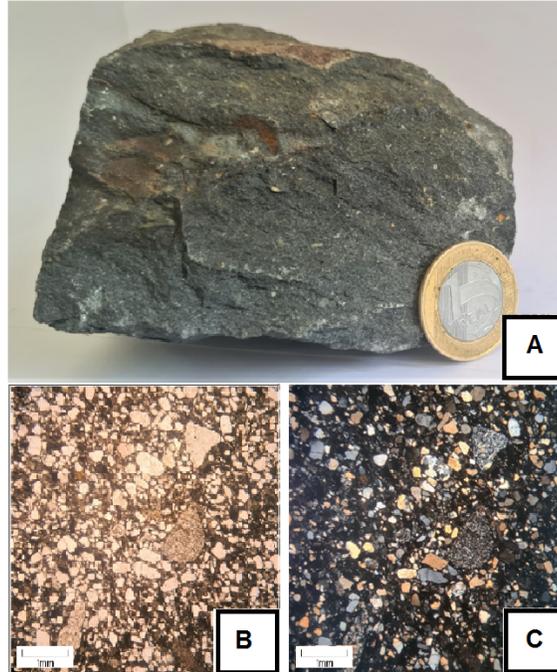


Figura 4.5: A- Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-XI-110), mostrando a fácies GlgM. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e fragmentos líticos de granulometria areia média a grossa, envoltos por abundante matriz pelítica (30-35%). B- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. C- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados.

OcpM: Orto Conglomerado Polimítico, com estrutura maciça e clastos mal selecionados e orientados. São formados por corrente de turbidez com alta densidade e concentração elevada. O fluxo turbulento é o responsável por transportar os sedimentos rudílicos e mal selecionados até o local de deposição. Em seguida, a passagem de fluxo laminar trativo é responsável por orientar a maioria dos clastos e lixiviar grande parte da matriz fina do sedimento ainda inconsolidado (Figura 4.6). A fácies pode ser representada pela lâmina descrita TF 20 VIII 44, obtida na Formação Quilombo, Membro Ribeirão da Porteira.



Figura 4.6: Microfotografias mostrando a fácies OcpM, na lâmina TF 20 VIII 44, imagens com a lente de 25x de aumento. A- Fragmentos líticos orientados, compostos por arenitos finos a médios e folhelhos. B- Quartzos e feldspatos em granulometria areia grossa. C- Fragmento de possível rocha vulcânica, com biotita, quartzos e feldspatos. D- Fragmentos líticos de arenitos e folhelhos, com destaque para a insipiência de matriz entre os clastos.

A ocorrência dessa litofácies é bastante incomum para as exposições da Formação Quilombo e pode indicar a proximidade local aos canais do talude, por onde os principais fluxos de sedimentos são transportados com energia elevada. Na área VII, a fácies OcpM só foi encontrada em um ponto (110), em um bloco rolado bastante alterado. Porém, próximo desse ponto, já na área VIII, foi encontrado afloramento desta mesma litofácies, o possibilitou a obtenção e descrição da lâmina TF 20 VIII 44, que é da Formação Quilombo, Membro Ribeirão da Porteira (Figura 4.7).

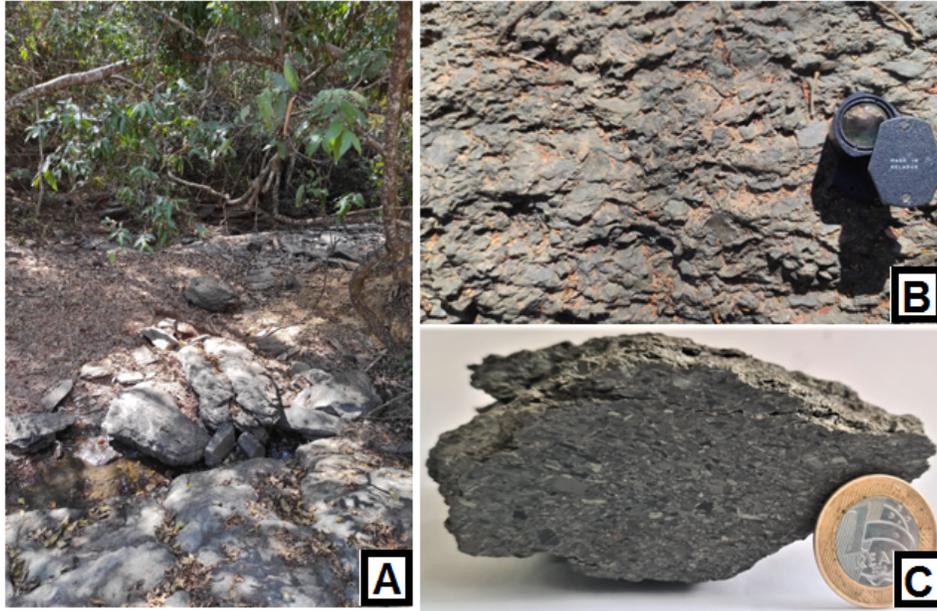


Figura 4.7: Afloramentos e amostra de mão utilizados na produção da lâmina TF 20 VIII 44.

LfmE: Litoarenito fino a médio com estratificações centimétricas. São formados por correntes de turbidez, que transportam fragmentos de camadas sedimentares até a área de deposição, e promovem a segregação de sedimentos por granulometria e densidade, formando camadas centimétricas com clastos moderadamente a bem selecionados. Os fragmentos líticos em geral são de material pelítico e assim como a maior parte dos clastos de quartzo e feldspato, apresentam granulometria areia fina a muito fina.

Seleção moderada dos grãos, e com moderada a alta esfericidade, indicando maturidade textural elevada, embora a maturidade composicional seja moderada, pela presença de feldspatos, mesmo que em baixa quantidade (cerca de 3%). Esta fácies pode ser representada pela lâmina descrita TF 20 - VI - 110, que é proveniente do Grupo Quilombo, Membro Ribeirão da Porteira (Figura 4.8).

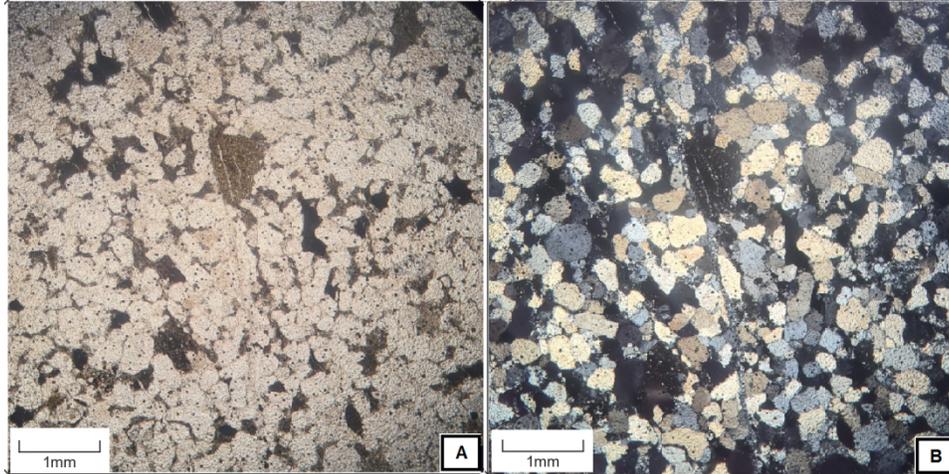


Figura 4.8: Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20 - VI - 110), mostrando a fácies LfmE. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e presença marcante de fragmentos líticos, muitas vezes de natureza pelítica. A- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. B- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados.

LgME: Litoarenito Grosso com estrutura maciça e que por vezes ocorrem estratificados. São formados por fluxo turbidítico, transportando fragmentos de arenito de camadas da plataforma continental e redepositando-os também com processos de segregação de sedimentos por granulometria e densidade. Sua formação pode ser interpretada como sendo a partir da porção mais densa do fluxo que gera a litofácies anterior (LfmE).

Deposita principalmente fragmentos líticos entre 0,5 e 1,5 mm, com grãos de quartzo e feldspato e muito pouca matriz. Esta fácies pode ser representada pela lâmina descrita TF 20-IV-95, que é proveniente do Grupo Quilombo, Membro Ribeirão da Porteira (Figura 4.9).

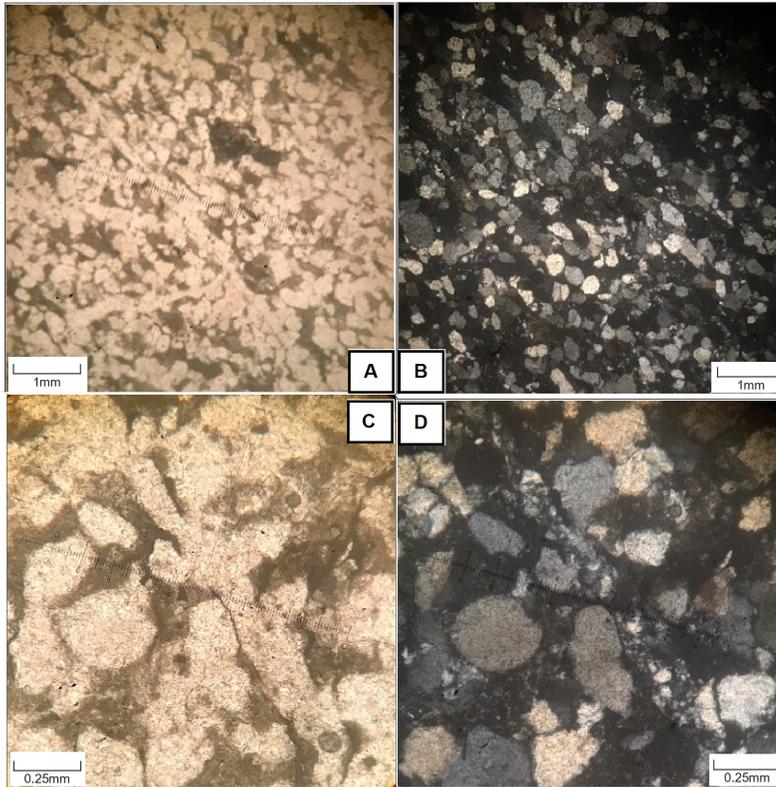


Figura 4.9: Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-IV-95), mostrando a fácies LgME. Microfotografias mostrando a predominância de quartzo e fragmentos líticos. A- Lente de 25x de aumento e nicóis paralelos. B- Lente de 25x de aumento e nicóis cruzados. C- Aumento de 100x e nicóis paralelos. D- Aumento de 100x e nicóis cruzados.

AgMM: Arenito Grosso com estrutura maciça, maturo texturalmente e submaturo a maturo composicionalmente, seus clastos possuem esfericidade moderada e a presença de feldspatos é reduzida. Ocorrem fragmentos líticos predominantemente pelíticos, mas em baixa quantidade (cerca de 5%). Sua formação indica a presença inicial de um fluxo turbulento, que leva grande quantidade de sedimentos predominantemente arenosos ao local. Embora não tenham sido descritas lâminas para esta fácies, ela ocorre na subárea VII.

AfmL: Arenito Fino a Médio com laminações plano paralelas que às vezes podem ocorrer truncadas. São formados por corrente turbidítica de baixa densidade, onde os grãos de areia com no máximo 0,5 mm de diâmetro são depositados. A rocha é clasto-suportada, com predomínio de quartzo (60%), e presença de feldspatos (cerca de 15%). Também ocorrem fragmentos líticos de natureza pelítica, mas são inferiores a 10% do arcabouço da rocha.

A matriz pelítica nesta fácies pode chegar a 8% do total da litologia. Texturalmente são submaturas, com moderado arredondamento dos clastos, e composicionalmente, sua maturidade é normalmente baixa, com predominância de quartzo e fragmentos líticos, mas com quantidades significativas de feldspatos.

Embora não tenham sido elaboradas descrições petrográficas para esta fácies, ela ocorre na Área VII, sobretudo no Membro Ribeirão da Porteira. No ponto 145, foi avistada em contato com estratificações de arenitos finos (Figura 4.10).

SIAL: Siltito com laminação plano paralela e conteúdo de areia fina presente. Formados por deposição de partículas finas em suspensão, associadas à deposição proveniente de correntes de turbidez com baixa densidade.



Figura 4.10: Afloramento no ponto 145, mostrando na parte superior a fácies LfmE (Metarenito fino a médio estratificado, com feldspatos alterados) e inferior, a fácies AfmL (Arenito fino a médio laminado). Ocorre estruturação de sobrecarga, sobretudo visível nas camadas laminadas.

O predomínio de sedimentação por decantação gera a porção de predomínio siltoso, enquanto as correntes de turbidez de baixa densidade levam uma fração de sedimentos de granulometria areia fina a muito fina. As laminações são formadas pela ciclicidade desses eventos deposicionais.

Embora não haja descrições petrográficas para esta fácies, ela foi observada em campo, principalmente para o Membro Ribeirão do Franco. A natureza pelítica da fácies e laminação

frequente dificultaram a extração de amostras grandes o suficiente para serem laminadas (figura 4.11).

SiLE: Siltito com laminações e estratificações plano paralelas, muitas vezes, também podem apresentar aparência maciça. A sedimentação ocorre principalmente por decantação de partículas finas em suspensão, que compõem as porções finais dos fluxos turbidíticos. O predomínio de sedimentação por decantação gera o predomínio siltoso nestas fácies (figura 4.11).

As laminações são formadas pela ciclicidade da decantação e passagem de fluxo de tração. Enquanto isso, as estratificações, mais espessas, ocorrem quando a taxa de sedimentação é maior. Sua formação é interpretada como ocorrida nas porções mais distantes do sistema turbidítico, com pouca influência de descargas de sedimento que ocorrem no sopé do talude continental.

Embora não tenham sido elaboradas descrições petrográficas para esta fácies, ela foi observada em campo, predominantemente no Membro Ribeirão do Franco. A natureza pelítica da fácies e laminação frequente dificultaram a extração de amostras grandes o suficiente para serem laminadas. Podem ocorrer associados a siltitos arenosos laminados (Figura 4.11).



Figura 4.11: Afloramento no ponto 81, mostrando metassiltitos e metassiltitos arenosos (fácies SiaL e SiLE), apresentando cores esbranquiçadas a rosadas.

F1: Folhelhos com laminação plano paralela, compostos por partículas em fração argilosa, apresentam foliação submilimétrica e colorações mais escuras em relação às litologias adjacentes.

A sedimentação ocorre predominantemente por decantação de sedimentos muito finos, distantes dos fluxos gerados pelos canais no sopé da plataforma continental. Sua formação é interpretada como ocorrida nas porções mais distantes do sistema turbidítico, em áreas marginais à direção do fluxo, com pouca influência das descargas de sedimento que ocorrem no sopé do talude continental.

Embora não tenham sido elaboradas descrições petrográficas para esta fácies, ela foi observada em campo, predominantemente no Membro Ribeirão do Franco. A natureza pelítica da fácies e laminação frequente dificultaram a extração de amostras grandes o suficiente para serem laminadas (figura 4.12).



Figura 4.12: Intercalações de folhelhos e siltitos intemperizados no Membro Ribeirão do Franco.

Associação de Fácies e Ambientes Depositionais:

As fácies turbidíticas observadas foram descritas para os ritmitos dos dois membros da Formação Quilombo e em seguida, puderam ser reclassificadas quanto à caracterização das Fácies de Mutti (1992). O agrupamento das rochas sedimentares em fácies é útil para identificar melhor os ambientes formadores e processos que se sucederam, individualizando de forma lógica a sequência sedimentar (Walker, 1992).

Os sedimentos proterozóicos não apresentam a variedade fossilífera que ocorre no Fanerozóico, dessa forma, as fácies aqui propostas são baseadas nos aspectos litológicos observados (denominadas litofácies) e nos limites entre as camadas. A descrição das litofácies e suas características internas permitem o entendimento dos processos de formação original, bem como as relações entre as sucessões de fácies, para entendimento de um sistema deposicional (Catuneanu 2006).

Para Mutti (1992), um sistema deposicional que forma uma sequência turbidítica é composto por nove fácies (F1 a F9), que representam os momentos de deposição do fluxo turbidítico (Tabela 4.2). A evolução do fluxo promove o seguinte estabelecimento de fácies:

Fácies de Mutti (FM)	Descrição
FM 1	Resulta na interrupção do fluxo de debris flow, com deposição simultânea de matriz argilosa e clastos com tamanhos variados (Seixo a Matacão); Marcada pela acumulação de clastos no início do topo da camada.
FM 2	Deposição de fluxo muito concentrado, por coesão. As rochas são conglomerados clasto suportados, com a maioria dos grãos de natureza argilosa, provenientes de retrabalhamento. Os maiores fragmentos líticos se concentram no fundo da camada, envoltos por matriz composta de pelitos, cascalhos e areia.
FM 3	Deposição por redução na intensidade do fluxo, em que são depositados conglomerados clasto suportados e com muito pouca matriz. Em geral não apresentam estruturas sedimentares, e ocorrem em lentes limitadas por superfícies erosivas.

FM 4	Formação de carpetes de tração. Sedimentos de granulometria grossa a conglomerática, com estruturas de estratificações plano-paralelas.
FM 5	Deposição rápida em corrente de turbidez supercrítica. Formadas por arenitos conglomeráticos mal selecionados, normalmente sem estruturação interna.
FM 6	Resíduos se depositam durante a transformação do fluido em corrente subcrítica. Material de areia média a grossa, e podem formar ripples em grandes escalas.
FM 7	Deposição inicial do fluxo subcrítico, de granulação fina. Formam material de granulometria areia fina a grossa, com carpetes de tração. Estruturação em lâminas, que ficam mais finas para cima, conforme a granodecrescência ascendente.
FM 8	Também no fluxo turbidítico subcrítico, com granulação areia fina a pelítica, as partículas se depositam principalmente por decantação, embora ainda haja mecanismos de tração envolvidos. A estruturação é predominantemente maciça.
FM 9	Depósitos formados basicamente por partículas em suspensão, provenientes das correntes declinantes. A granulometria é argilosa e siltosa, e é comum a formação de laminação plano paralela, embora também possam ocorrer argilitos maciços.

Tabela 4.2: Associações de características dos ritmitos turbidíticos, que geram as fácies de Mutti.

De acordo com as características das litofácies descritas para os metarritmitos da Área VII, a sequência turbidítica que ocorre localmente pode ser reagrupada, em associação com as fácies de Mutti, possibilitando a individualização de 5 litofácies: FM 3, FM 6, FM 7, FM 8, FM 9. O posicionamento de formação de cada fácies de Mutti pode ser observado na Figura 4.13.

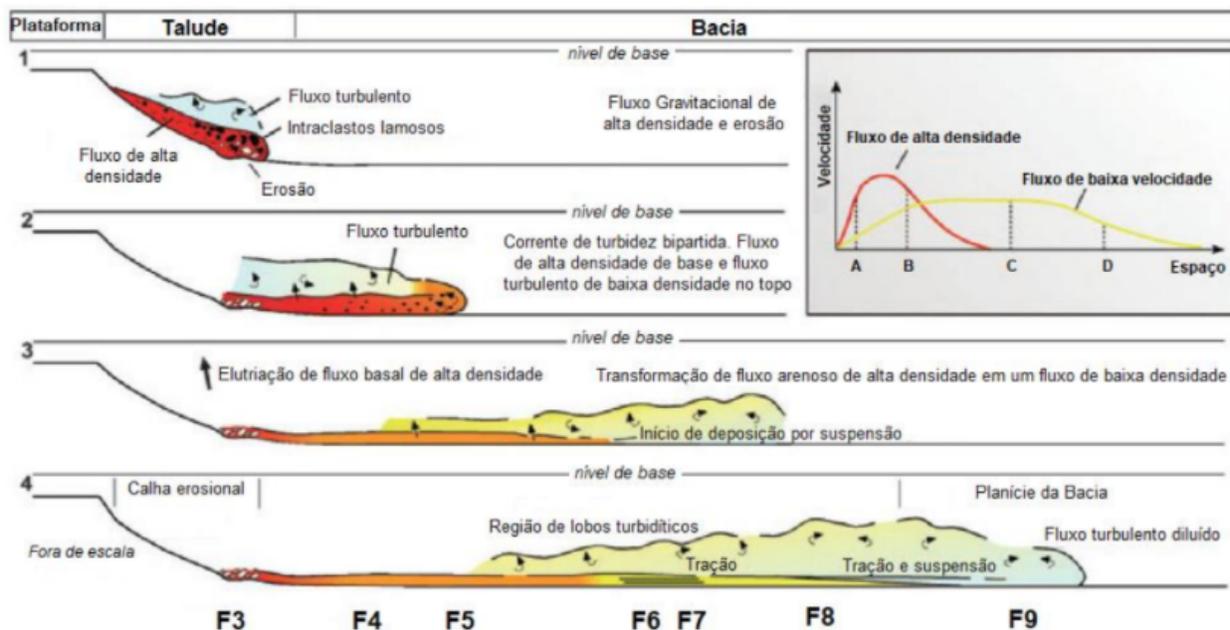


Figura 4.13: Principais processos sedimentares com destaque para os fluxos gravitacionais de sedimentos de alta e baixa densidade, com ocorrência de superfícies erosivas e processos deposicionais que ocorrem durante a evolução da corrente de turbidez. Retirado de Moura, 2018.

4.2.1.2. Membro Ribeirão do Franco

Os ritmitos do Membro Ribeirão do Franco são predominantemente pelíticos e contam principalmente com as litofácies GlfL (Grauvacas Líticas Finas, com laminações plano paralelas), SiLE (Siltito com laminações e estratificações plano paralelas) e Fl (Folhelhos com laminação plano paralela). Também podem ocorrer subordinadamente as litofácies: SiaL (Siltito arenoso com laminação plano paralela) e AfmL (Arenito Fino a Médio com laminações plano paralelas).

A associação dessas litofácies é possível utilizando-se o critério de Mutti e são descritas a seguir com o prefixo FM (Associação de Fácies de Mutti):

FM 8: Formada pelas litofácies AfmL, GlfL e SiaL. A FM 8 compõem camadas que variam de 10 a 40 cm de espessura, formadas por metarenitos finos e metassiltitos com areia fina. Elas se apresentam como corpos tabulares e contínuos lateralmente, normalmente, se encontram

estrategicamente entre folhelhos da Fácies F9. Essas litologias ocorrem com estruturação em laminações plano paralelas.

Os grãos de quartzo são de origem principalmente metamórfica, com extinção ondulante presente, e seus contatos, quando ocorrem, são pontuais. Os fragmentos líticos, por sua vez, são originários de rochas sedimentares da plataforma continental. Essa Fácies está associada à proximidade de lobos, com fluxos de tração e granulares, que geram retrabalhamento e deposição de partículas médias a grossas na base do fluxo.

Ao mesmo tempo, ocorre a deposição de areia fina a média e também de partículas detríticas finas em suspensão, devido à influência da zona turbulenta, na porção superior do fluxo de turbidez. No ponto 167 é possível de se observar uma sucessão de metarritmitos com fácies de siltitos laminados e folhelhos (Figura 4.14).

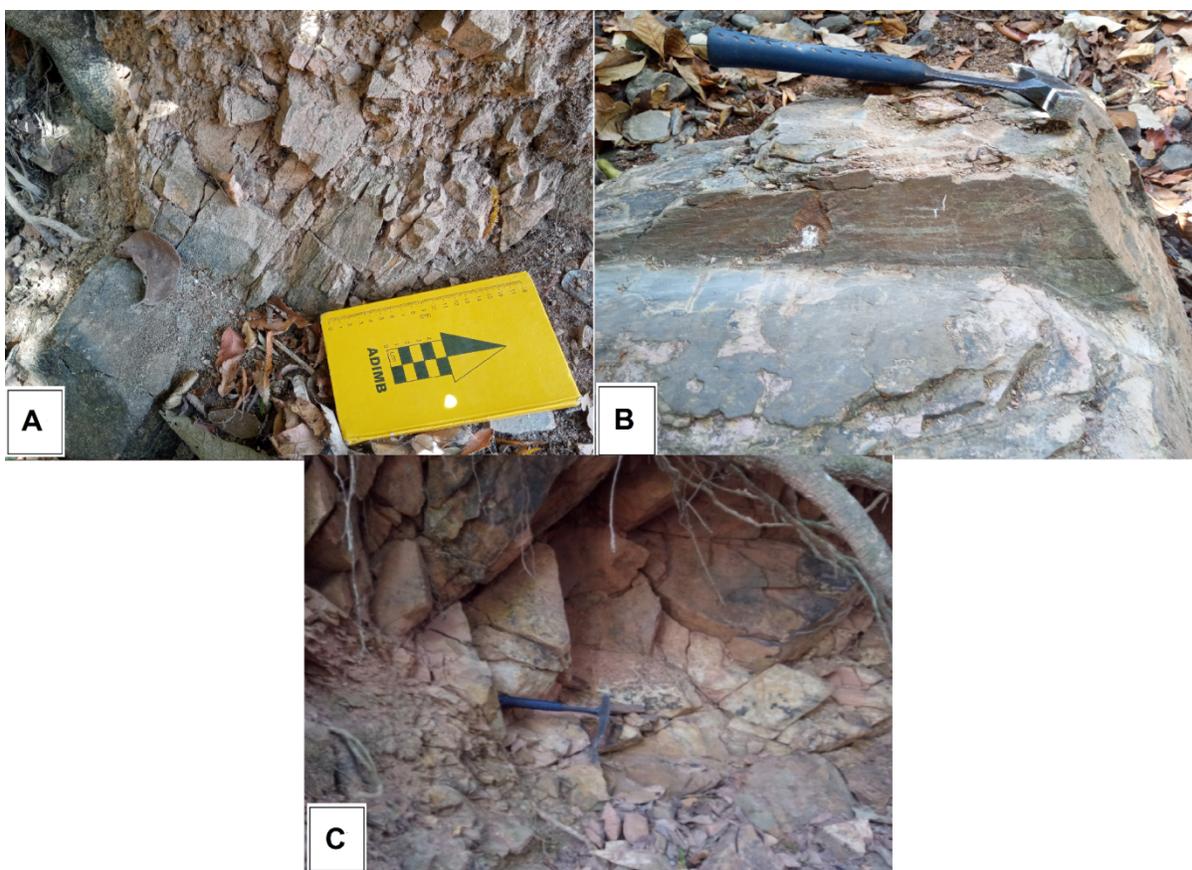


Figura 4.14: Fotos de afloramentos em drenagem para a Formação Quilombo, Membro Ribeirão do Franco. A- Ponto 167, sucessão de metarritmitos com fácies de siltitos laminados e folhelhos (SiLE e Fl), B- Ponto 168, mostra bloco composto pela fácies SiaL (Siltitos arenosos laminados) , C- Ponto 166, com sucessões AfmLe SiaL.

FM 9: Formada pelas litofácies SiLE e Fl, a FM 9 representa a porção mais distal do sistema turbidítico, sendo composta essencialmente por partículas finas. Ela é composta por lâminas ou estratos com até 15 cm de espessura, principalmente com siltitos, argilitos e folhelhos, laminados ou maciços.

Esta fácies se desenvolve durante as fases finais do processo de fluxo turbidítico, em que a corrente é desacelerada em função da diminuição da energia gravitacional após o sopé do talude. O aporte sedimentar da fácies é essencialmente de material pelítico e ocorre após a deposição e tração de areia fina em laminações plano paralelas, culminando na diminuição da energia do sistema.

4.2.1.2 Membro Ribeirão da Porteira

Os ritmitos do Membro Ribeirão da Porteira, embora tenham predomínio siltoso, possuem quantidades elevadas de fragmentos líticos e sedimentos psamíticos em sua composição.

As principais litofácies que ocorrem nesta unidade são: OcpM (Ortoconglomerado Polimítico maciço), GlfL (Grauvacas Líticas Finas, com laminações plano paralelas), GlgM (Grauvaca Lítica Grossa, com estrutura maciça), Fl (Folhelhos com laminação plano paralela), SiaL (Siltito arenoso com laminação plano paralela) e AfmL (Arenito Fino a Médio com laminações plano paralelas), AgMM (Arenito Grosso Maduro e Maciço), LfmE (Litoarenito Fino a Médio, Estratificado) e LgME (Litoarenito Grosso, Maciço a estratificado).

Embora ocorram litofácies essencialmente pelíticas e típicas de localidades distais do fluxo turbidítico, para o Membro Ribeirão da Porteira elas ocorrem reduzidas a alguns centímetros de espessura, quase sempre em contato com fácies mais psamíticas. A ocorrência destas litofácies deve estar relacionada à ciclicidade dos eventos de sedimentação, com energia e aporte sedimentar variando, o que facilita a deposição de partículas em suspensão quando o fluxo fica mais brando.

FM 3: É composta apenas pela litofácies OcpM, que são conglomerados clasto suportados e com menos de 15% de matriz. Os clastos são predominantemente compostos por grãos e seixos com no máximo 1 cm de diâmetro, em meio a matriz argilo-siltosa. O arcabouço é predominantemente composto por grãos de quartzo, quartzitos finos e fragmentos de rochas pelíticas.

Apresentam caracteristicamente imaturidade mineralógica e seleção muito baixa, com os clastos normalmente encontrando-se orientados devido à compactação. Embora haja orientação preferencial nos grãos, a rocha apresenta estrutura maciça, sem estruturas sedimentares contínuas.

A espessura dos poucos locais em que essa fácies foi encontrada não ultrapassa 1 m, sendo mais comuns com apenas algumas dezenas de centímetros. Sua ocorrência é restrita a formas lenticulares, associadas às superfícies irregulares da parte mais profunda dos canais que transportaram os fluxos de turbidez.

Dessa forma, sua ocorrência é mais restrita em relação às fácies mais distais e finas, embora sua espessura possa ser superior. A deposição nesses canais escavados ocorre com a passagem de corrente turbidítica de densidade elevada, em que um fluxo de alta energia transporta materiais grossos e finos, que são depositados rapidamente mediante a redução na velocidade do fluxo (Fritz e Moore, 1988).

FM 6: Formada pelas litofácies AfmL, AgMM e LfmE, é caracterizada pela predominância de arenitos quartzosos que podem ser compostos por fragmentos líticos. Sua estruturação pode ser maciça, em camadas com até 50 cm de espessura, em laminações plano paralelas ou ainda em ondulações que podem truncar outras estruturas.

Os grãos de quartzo e fragmentos líticos apresentam granulometria de areia fina a grossa. No geral são mal selecionados, embora sejam mineralogicamente maduros, com maior parte de seu arcabouço composto por quartzo ou cimento silicoso.

A fácies FM 6 é formada nas áreas transicionais entre os canais e lobos formados no sopé continental. Os fluxos turbidíticos com grande aporte sedimentar, nessas localidades, possuem capacidade de realizar desvios que transportam volumes elevados de areia fina a média para os locais com declividades mais acentuadas. Na Figura 4.15 pode-se observar vários afloramentos do Membro Ribeirão da Porteira com fácies arenosas, de grauvacas e siltitos.

FM 7: Formada pelas litofácies LgME e GlgM, são compostas predominantemente por areia quartzosa e fragmentos líticos de granulometria areia fina a grossa. Podem apresentar estrutura maciça tabular e também estratificações plano paralelas com laminações internas em algumas camadas, que possuem no máximo cerca de 30 cm de espessura.

Podem apresentar granodecrescência e normalmente ocorrem estratigraficamente em meio as fácies FM 8. São compostos por grãos de mineralogia variada, o que garante a imaturidade

mineralógica da rocha. Entretanto, o grau de especificidade e arredondamento moderado dos clastos permite classificar a rocha como submatura texturalmente. (Figura 4.16)

A composição modal dessa fácies aponta para a predominância de quartzo no sistema, enquanto a matriz pelítica em geral representa percentual maior que 30%, mas também pode ser limitar a cerca de 15%, nos arenitos líticos. A presença de fragmentos líticos é sempre expressiva nesses litotipos e eles apresentam composições variadas, podendo ser de natureza pelítica, mas em sua maioria são fragmentos de natureza sedimentar com granulometria areia fina a média e grãos sub-angulosos.

A matriz, abundante no sistema, apresenta coloração escura amarronzada, possivelmente devida ao retrabalhamento de sedimentos inconsolidados e rochas pelíticas por onde o fluxo passou.

A formação da fácies FM 7 indica a passagem de fluxo com tração suficiente para retrabalhar as rochas por onde passou e carregar sedimentos de granulometria areia média a grossa na base do fluxo. A presença sobretudo de areia fina no sistema indica a sedimentação concomitante por decantação das partículas postas em suspensão pela passagem do fluxo turbulento.

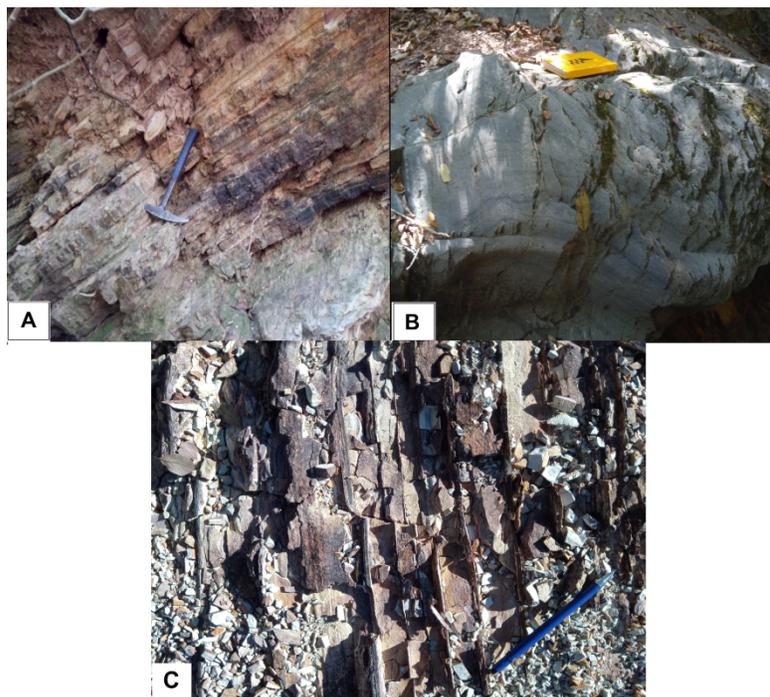


Figura 4.15: Afloramentos em drenagens representando o Membro Ribeirão da Porteira. **A-** Metarritmitos predominantemente pelíticos. (Ponto 150). **B-** Sucessão de metarritmitos laminados predominantemente pelíticos. (Ponto 150). **C-** Intercalações entre pelitos e psamitos, com predominância de grauvacas e arenitos. (Ponto 151).



Figura 4.16: Amostras de mão enviadas para laminação: **A** - 20-IV-95 - LgME (Litoarenito grosso maciço e estratificado). **B** - 20-XI-110 GlgM (Grauvaca lítica grossa maciça).

FM 8: Formada pelas litofácies AfmL, SiaL, GlfL e Fl, a FM 8 no Membro Ribeirão da Porteira apresenta camadas que variam de 10 a 25 cm de espessura. Formadas principalmente por metarenitos finos e metassiltitos com areia fina, com camadas centimétricas de folhelho menos frequentes, estas fácies indicam a posição mais distal na deposição do Membro.

Essas litologias se apresentam como corpos tabulares e contínuos lateralmente, com estruturas em laminações plano paralelas. Os grãos de quartzo são de origem principalmente metamórfica, com extinção ondulante presente, e seus contatos, quando ocorrem, são pontuais.

Esta Fácies está associada à proximidade de lobos, com fluxos de tração e granulares, que geram retrabalhamento e deposição de partículas médias a grossas na base do fluxo. Ao mesmo tempo, ocorre a deposição de areia fina a média e também de partículas detríticas finas em suspensão, devido à influência da zona turbulenta, na porção superior do fluxo de turbidez.

Mediante a reduções na energia dos fluxos e distâncias moderadas de algumas regiões em relação à fonte dos sedimentos, podem ocorrer deposição de partículas argilosas que formam as camadas de folhelhos encontradas nessas fácies.

Os pontos 150 e 151 representam parte dos metarritmitos do Membro Ribeirão da Porteira, com as fácies de arenito fino a médio lítico, folhelho e grauvaca lítica fina, compondo a FM 8.

Ocorrências Vulcânicas da Formação Quilombo:

Vulcânicas do Membro Ribeirão do Franco

As rochas vulcânicas ocorrem intercaladas às sequências rítmicas da Formação Quilombo, de forma geral em corpos tabulares e com espessuras reduzidas (decimétricas a sub métricas, no máximo). As ocorrências de rochas vulcânicas no Membro Ribeirão do Franco, descritas por Moura (2018), foram classificadas como intermediárias a ácidas, no campo dos dacitos, de acordo com o diagrama TAS (Total Álcalis versus Sílica), proposto por Le Bas (1986).

As ocorrências de rochas vulcânicas no Membro Ribeirão da Porteira não haviam sido descritas até o momento, mas as características composicionais e de ocorrência são semelhantes às do Membro Ribeirão do Franco. As rochas vulcânicas apresentam elevada densidade, dureza e coesão em relação às rochas sedimentares adjacentes.

A petrografia das rochas vulcânicas provenientes do Membro Ribeirão do Franco, realizadas por Moura 2018, são condizentes com as descrições petrográficas das rochas vulcânicas observadas no Projeto Unai. A lâmina TF 20 - II 108 B representa estas rochas, que são predominantemente afaníticas e de coloração marrom escura quando frescas.

Em geral, essas rochas apresentam estruturas compactas, muitas vezes com microamídalas de formatos losangulares a ovalados (Figura 4.17).

A grande quantidade de material vítreo na lâmina estudada, bem como a presença de material microcristalino (principalmente quartzo), caracterizam a amostra como hipocristalina. Entretanto, a mineralogia destas rochas não é facilmente observada pela petrografia, devido ao tamanho reduzido dos microfenocristais e da predominância de material afanítico (Figura 4.18).

De acordo com as análises de fluorescência de raios x realizadas por Moura 2018, a maioria dessas amostras se encontram no campo dos dacitos ou próximas a ele, evidenciando as composições intermediárias a ácidas do vulcanismo e composição dos microfenocristais principalmente de quartzo e feldspatos.

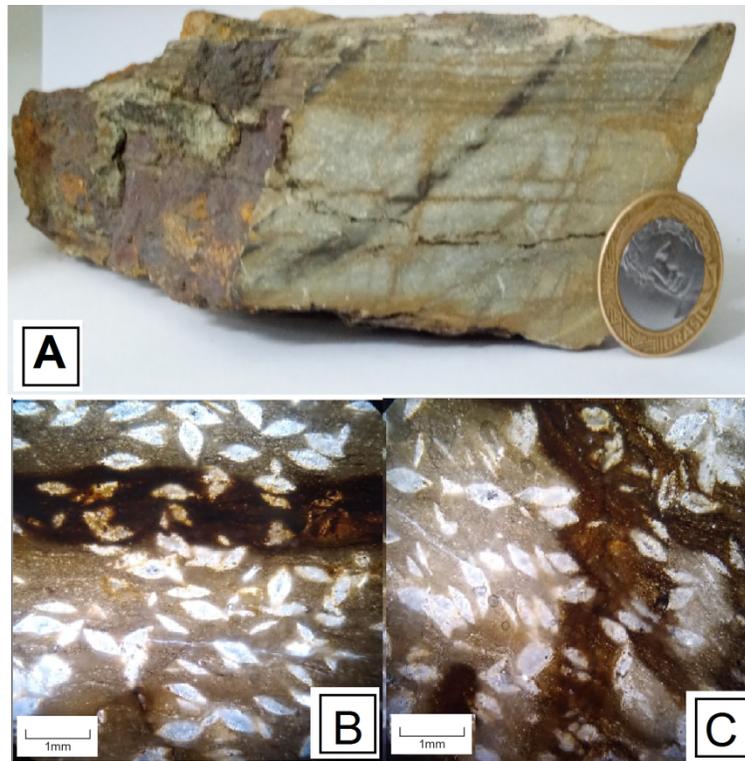


Figura 4.17: A - Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20 - II 108 B). B e C - Microfotografias mostrando micro amidalas de formatos losangulares a ovalados e matriz afanítica. Lente de 25x de aumento.



Figura 4.18: Amostra de mão utilizada para laminação (TF 20-IV-16), com alterações gerando cores avermelhadas e amareladas. B e C - Microfotografias mostrando esferulitos e matriz afanítica, com alteração elevada. Lente de 25x de aumento.

As principais texturas observadas para este membro são aquelas originadas em ambiente subaquoso, como criptocristalina, microporfírica e esferulítica. Nas lâminas TF 20 - II 108 B

(figura 4.17) e TF 20 - IV – 16 (figura 4.18), a matriz afanítica ocorre de maneira criptocristalina, onde é possível observar cristais de tamanho diminuto e vidro na matriz, com microfenocristais principalmente de quartzo e também de feldspato.

As texturas esferulíticas (Presentes na lâmina TF 20 - IV - 16) são caracterizadas por cristais radiais de cristobalita e feldspato alcalino e são formadas devido ao processo de resfriamento rápido do magma em ambiente subaquoso. Os esferulitos podem se encontrar recristalizados, com os feldspatos formando bordas botrioidais.

Também é muito comum, para as vulcânicas do Membro Ribeirão do Franco, a presença de feições em olhos, que são interpretadas como sendo micro amídalas, onde ocorre preenchimento por outros cristais, principalmente quartzo. A composição dessas rochas, segundo Moura (2018) variam de dacitos a riodacitos, conforme as análises geoquímicas realizadas.

Vulcânicas do Membro Ribeirão da Porteira

Embora as rochas vulcânicas do Membro Ribeirão do Franco não tenham sido encontradas na Área VII, foram observadas pela primeira vez rochas vulcânicas no Membro Ribeirão da Porteira, com características semelhantes, devido ao ambiente subaquoso de sua formação.

As rochas vulcânicas do Membro Ribeirão da porteira, representadas pelas lâminas TF 20-VII-152-A e TF 20-VII-152-B, apresentam colorações acinzentadas quando frescas, embora em sua maioria sejam encontradas alteradas com colorações amarronzadas e amareladas. Elas apresentam granulação fina e podem ocorrer laminadas com cores diferentes variando do cinza para marrom amarelado e avermelhado, ou com estrutura maciça e cores mais homogêneas.

A ocorrência desses litotipos foi observada na Serra do empurrão da Formação Quilombo sobre o Grupo Paranoá, em meio aos ritmitos com alternância de camadas pelíticas e psamíticas. As camadas vulcânicas são contínuas e ocorrem dos dois lados da Serra, embora sua continuidade superficial muitas vezes seja obliterada pela erosão e fatores do relevo da área.

As amostras foram retiradas na região oeste da serra principal, próximas ao cume, e separadas por um pacote predominantemente sedimentar com cerca de 8 metros entre elas e 40 m de distância horizontal. O posicionamento estratigráfico das ocorrências vulcânicas da Área VII indica que o vulcanismo foi subaquoso e ocorreu sindeposicionalmente em relação aos turbiditos mais proximais da Formação Quilombo, em eventos sucessivos.

Nestas localidades, que são mais próximas aos taludes da plataforma continental, ocorrem eventos de descarga sedimentar com energia moderada a alta. Esse fator possibilitou a mistura de componentes sedimentares em algumas dessas rochas vulcânicas durante sua extrusão, formando também rochas vulcanoclásticas. A datação das rochas vulcânicas do Membro Ribeirão da Porteira poderia trazer informações sobre sua relação com as rochas extrusivas do Membro Ribeirão do Franco.

As principais texturas observadas nas lâminas do Membro Ribeirão da Porteira são: criptocristalina, micro porfirítica e esferulítica. Em lâmina foi possível identificar que a matriz é afanítica e muitas vezes apresenta micro fenocristais majoritariamente de quartzo e também de feldspatos. A grande quantidade de material vítreo nas lâminas estudadas, bem como a presença de material microcristalino (principalmente quartzo), caracterizam as amostras como hipocristalinas.

A composição total das rochas vulcânicas do Membro Ribeirão da Porteira não pode ser precisamente identificada por meio da petrografia, devido à textura predominantemente afanítica dos constituintes. Dessa forma, foi feita a análise de difratometria de raios X para a amostra TF 20-VII-152-B, que resultou apenas em quartzo e clorita (produto de alteração), com um elevado background devido ao conteúdo expressivo de vidro na amostra (Anexo – Raios X).

Também ocorrem texturas esferulíticas, em que cristais de cristobalita e feldspato alcalino são formados de maneira fibro-radial, devido ao processo de desvitrificação durante o resfriamento rápido do magma. Entretanto, estes componentes normalmente estão recristalizados em suas bordas, com hábitos botrioidais, e se encontram fortemente alterados para hidróxidos e argilo-minerais. (Figuras 4.19 e 4.20).

Também existem amígdalas milimétricas preenchidas por minerais com estrutura radial, possivelmente zeólitas. Na amostra 20-VII-152-A (Figura 4.19), ocorrem níveis de laminação com predominância de quartzo anédrico e com presença de micas, que foram interpretados como sendo de origem sedimentar.

A contribuição sedimentar ao vulcanismo é possível devido ao aumento de energia no sistema, com escape de correntes de turbidez, que perturbam os sedimentos inconsolidados e os re depositam concomitantemente ao episódio vulcânico. A própria perturbação do sistema pelo pulso vulcânico e/ou por abalos sísmicos podem ter ocasionado a contaminação do vulcanismo por material sedimentar.

Essas perturbações e influências sedimentares devem ser mais intensas quanto maior a proximidade com o talude, o que pode explicar a ausência dessa interação no vulcanismo em ambiente turbidítico distal (como no Membro Ribeirão do Franco).

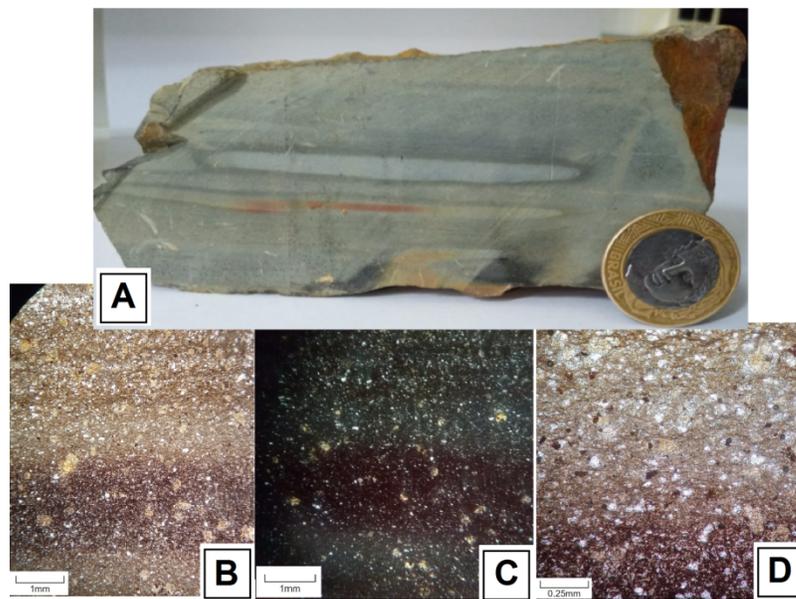


Figura 4.19: Amostra de rocha vulcânica do Membro Ribeirão da Porteira, seção polida TF 20-VII-152-B, mostrando a quantidade elevada de microfenocristais de quartzo em meio a matriz micrítica. **A** - Amostra de mão laminada. **B** - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis paralelos. **C** - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis cruzados. **D** - Microfotografia sob aumento de 100 vezes e nicóis paralelos.

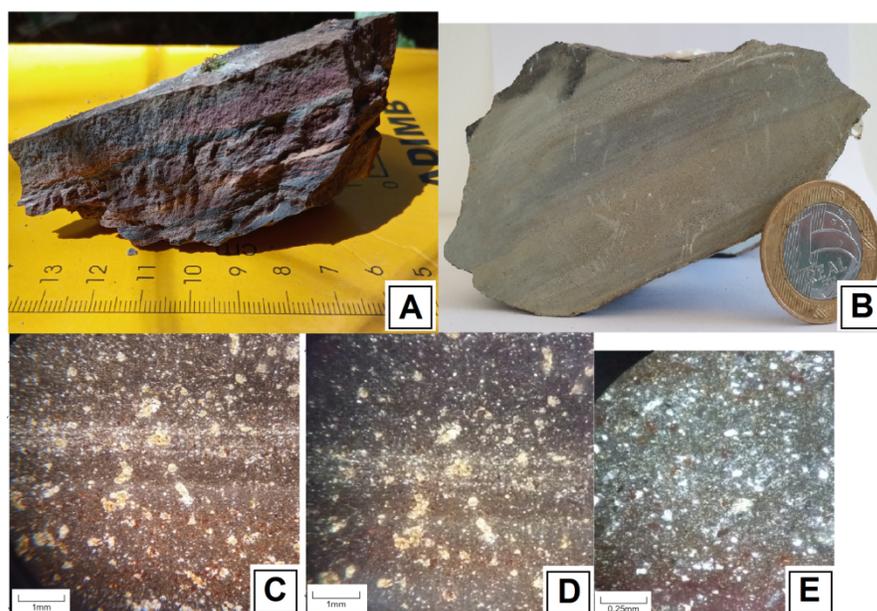


Figura 4.20: Amostra de rocha vulcânica do Membro Ribeirão da Porteira, lâmina TF 20-VII-152-B, mostrando a quantidade elevada de microfenocristais de quartzo em meio a matriz micrítica e amígdalas

preenchidas por hidróxidos. **A** - Amostra em campo, mostrando a capa intempérica com cores avermelhadas e escuras. **B** - Amostra de mão laminada. **C** - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis paralelos. **D** - Microfotografia sob aumento de 25x e nicóis cruzados. **E** - Microfotografia sob aumento de 100 vezes e nicóis paralelos.

As texturas e estruturas citadas podem se desenvolver principalmente devido a contrastes entre a densidade do magma e do sedimento, ou ainda pela interação mecânica desses materiais pela movimentação do magma em sedimentos saturados em água (Skilling *et al.*,2002).

A Figura 4.21 possibilita uma vista em planta de um sistema turbidítico, instalado ao sopé de um talude, na transição entre plataforma continental e bacia oceânica de assoalho plano. Os cânions são estruturas erosivas que formam canais para onde os sedimentos plataformais são direcionados, e transportados até o ambiente distal. A grande quantidade de sedimentos que passa a ser transportada forma deltas sedimentares a partir da saída desses canais de erosão. A energia do sistema se inicia bastante elevada, devido à energia gravitacional que atua nas partículas durante sua descida pelas escarpas, gerando fluxo turbulento de alta densidade (Mutti, 1992).

Com a chegada do sedimento à bacia oceânica profunda e plana, a energia do sistema é reduzida exponencialmente, gerando a dominância no sistema de fluxo por tração e suspensão, enquanto a corrente turbidítica passa a ser principalmente de baixa densidade.

Por fim, na porção mais distal, representada pelo Membro Ribeirão do Franco na imagem, há o domínio de sedimentação por decantação das partículas finas, que ainda estão em suspensão devido à última fase do fluxo turbidítico, de baixa densidade.

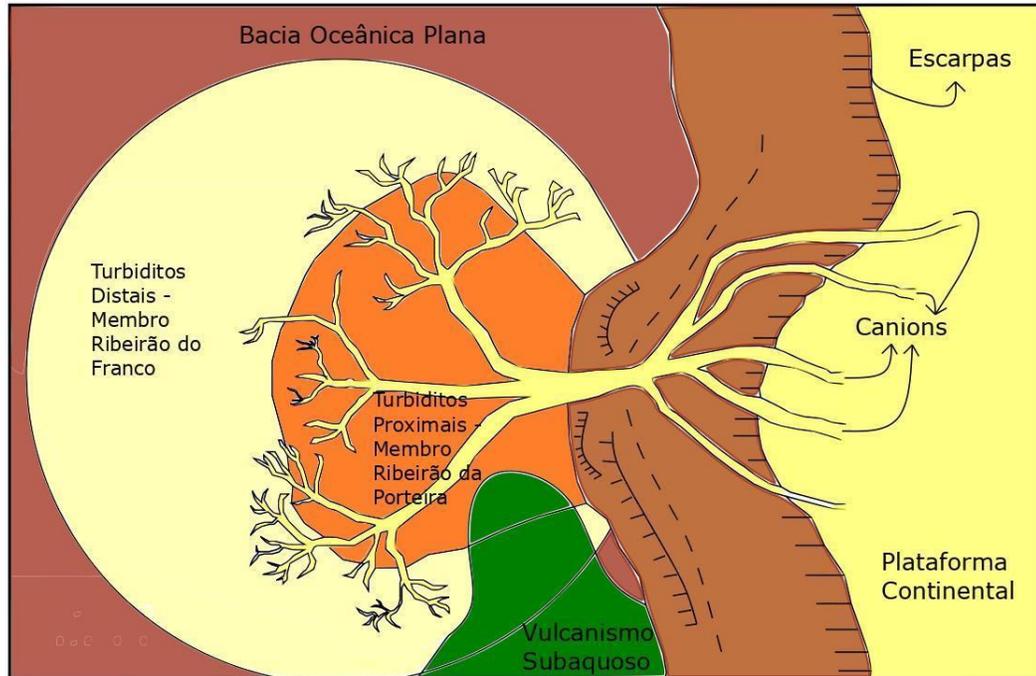


Figura 4.21: Representação esquemática em planta dos ritmitos turbidíticos da Formação Quilombo durante sua formação, com destaque para o transporte de sedimentos através de cânions e canais até a bacia oceânica plana. As ocorrências de vulcanismo subaquoso na porção mais distal também são representadas. Elaborada pela Subárea VII.

Adicionalmente, na porção distal do sistema, estão as camadas vulcânicas que ocorrem tanto no Membro Ribeirão do Franco (em maior quantidade), quanto no Membro Ribeirão da Porteira, de forma mais limitada.

Certamente o vulcanismo ocorreu restrito às porções distais em relação ao talude, mas de maneira pontual. O vulcanismo subaquoso ocorreu durante o processo de sedimentação turbidítico que formou a Formação Quilombo, com a sedimentação continuando após os derrames.

As fácies vulcânicas indicam altas interações entre água do mar e magmas, de natureza ácida, o que tornou a extrusão um evento muito explosivo, que originou acamamentos maciços e planares, de forma análoga ao proposto por Sheridan & Wohletz, (1983).

4.1.2 Grupo Paranoá

Os litotipos descritos a seguir correspondem a Formação Córrego do Barreiro (Campos *et al.*,2013). A formação é composta por rochas majoritariamente pelíticas, associadas com grandes lentes dolomíticas que podem conter estruturas algais planares, estromatólitos colunares e cônicos,

brechas intraformacionais e oóides. São comuns os níveis decimétricos a métricos, lenticulares ou não, de quartzitos médios, grossos e até conglomeráticos.

As rochas desta formação representam 24,9% da Área VII, com grande parte composta por regiões aplainadas e de solo espesso. Ocorrem também vários morros carbonáticos, com solos incipientes ou muito rasos. Neste tópico serão descritos os litofácies e suas associações, bem como as interpretações paleoambientais:

Sl: Trata-se de rochas de granulometria predominantemente siltosa que ocorrem de maneira maciça ou disposta em estratos rítmicos centimétricos com níveis arenosos finos. Possuem coloração bege e laminações de coloração marrom-avermelhado evidenciando mudança composicional e maior contribuição argilosa (Figura 4.22).

Em lâmina, é possível observar que a espessura das lâminas varia entre 0,6 mm - 4 mm sendo que essa intercalação é constantemente marcada por estratos de minerais opacos e filossilicatos e estratos com a presença de quartzo de diferentes tamanhos.

Os grãos de quartzo fazem contatos predominantemente planares e localmente pontuais. Os grãos são subédricos, subarredondados, de baixa esfericidade e medianamente selecionados, caracterizando uma rocha submatura texturalmente.

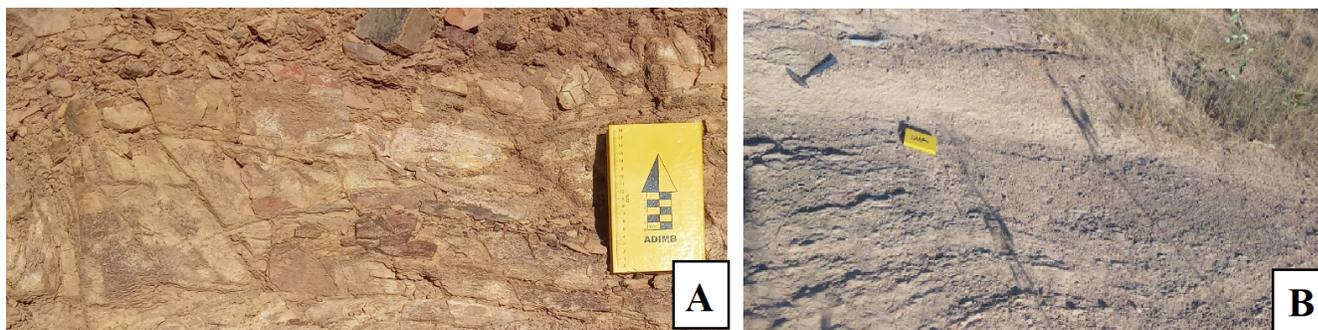


Figura 4.22: A- Siltito bege amarelado com algumas laminações milimétricas de cor marrom, ponto 102. B- Siltito bege-acinzentado com níveis arenosos finos, ponto 91.

BLd: Estromatólitos dômicos decimétricos (figura 4.23). Esta fácies é representada pelos biohermas, predominantemente estromatolíticos, dômicos, de tamanho decimétricos e em planta apresenta formas circulares ou elípticas.

A unidade microbial é composta por lâminas milimétricas que alternam entre contínua e difusa. O interstício entre os domos é preenchido por micrita ou lâminas delgadas de arenito fino terrígeno. Os grãos de quartzo são angulosos e de média esfericidade, sugerindo maturidade

moderada. Petrograficamente, são estromatólitos de granulometria fina com texturas originais obliteradas por processos diagenéticos e dolomitização, como na lâmina TF 20-XIV - 32 B (figura 4.24).



Figura 4.23: A,B e C representam estromatólitos dômicos decimétricos, ponto 140. Sendo A, bloco *in situ*.



Figura 4.24: Amostra TF 20-XIV - 32 B, utilizada para laminação e descrições petrográficas.

BLp: Níveis heterogêneos de micrita em lentes cm com esteiras microbianas descontínuas e lentes intraclásticas areníticas (Figura 4.25). Rochas de coloração cinza médio com níveis escuros marcando a presença de níveis micríticos e de esteiras algálicas. Petrograficamente, é composto basicamente por micrita, microcristais dolomitizados e quartzo, em granulometria areia muito fina.

Tanto a unidade microbial quanto os níveis micríticos são milimétricos (1~2 mm), sendo que o último pode chegar até 5mm.

As esteiras ocorrem em estratos contínuos ao longo da rocha aflorante porém, eventualmente são descontínuadas. A unidade microbial organiza-se em laminações difusas ou bem contínuas. Conjuntos de lâminas claras e escuras também podem ser observadas. As lâminas claras possuem quartzo e feldspato, enquanto as lâminas escuras apresentam maior quantidade de micrita.



Figura 4.25: Níveis micríticos planos e suavemente ondulados, ponto 140.

Bm: Brecha intraclástica matriz suportada com clastos centimétricos a pluri-decimétrico (Figura 4.26). A matriz da rocha apresenta coloração entre cinza média a cinza escuro e os intraclastos apresentam coloração até cinza claro, marcando a diferença das rochas originárias dos clastos. Os intraclastos são centimétricos a pluri decimétricos e eventualmente são silicificados/parcialmente silicificados. Cerca de 70% apresentam tamanhos entre 5 e 12 cm e 30% podem chegar até 20cm.

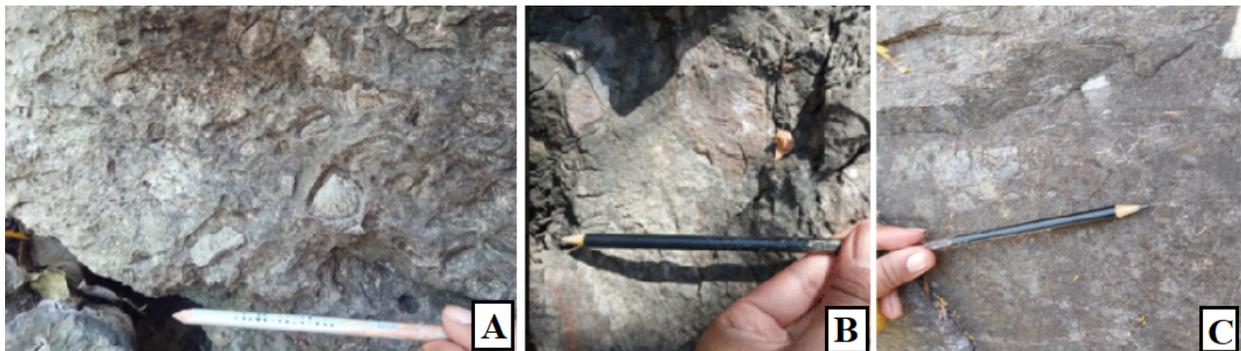


Figura 4.26: Brechas centimétricas em matriz lutítica, ponto 140.

A composição dos clastos se dá por fragmentos de dolomito laminado, dolomito estromatolítico, dolomito maciço e dolarenito, imersos em matriz dolomítica. Os fragmentos são subarredondados a angulosos e possuem tamanhos que vão desde areia grossa a blocos. A matriz é maciça, não apresenta laminação e tem caráter doloarenítico fino.

Ocorre em camadas lenticulares com até 1,5 metros de espessura. Representa a deposição por fluxo gravitacional com transporte de seixos e blocos de rochas dolomíticas.

DAm: Dolarenito maciço em níveis métricos intercalados a níveis centimétricos micríticos ou com esteiras microbianas planares (Figura 4.27). São de cor cinza, finos e possuem proeminente laminação plano-paralela milimétrica suavemente ondulada. Ocorrem níveis delgados de coloração mais escura, constituídos por grãos carbonáticos localmente microfraturados ou interrompidos.

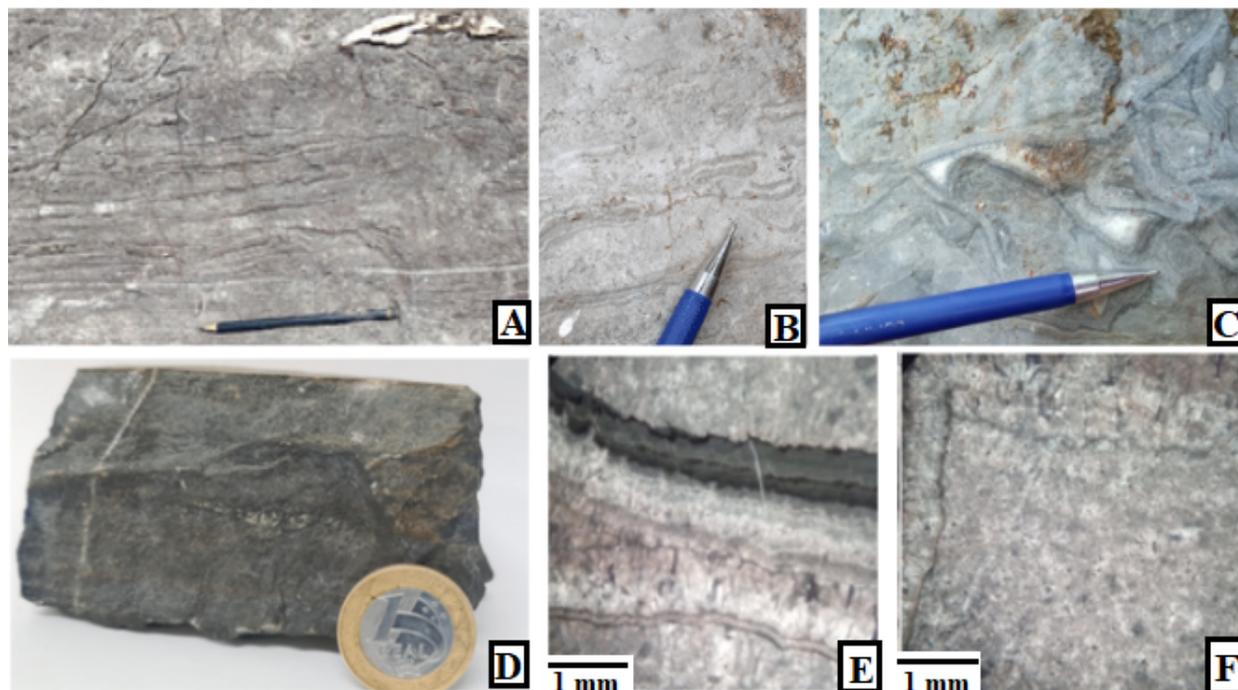


Figura 4.27: A e B esteiras algais descontínuas. C, E e F representam os cimentos isópacos, todos referentes ao ponto 141, lâmina TF-VII-141. D amostra de mão TF-XIII-32.

De forma geral os grãos apresentam contatos planares a côncavo-convexos, de forma menos expressiva, sobretudo em grãos de quartzo. Os contatos flutuantes, principalmente entre a matriz e feldspatos, indicam grau de compactação inexpressiva. Em algum momento da diagênese, um dos níveis desta fácies passou a ter aberturas dando um aspecto brechado. As bordas dos fragmentos

foram micritizadas e os interstícios passaram a ser cimentados por várias gerações de cimentos isópacos e esparíticos.

A formação desses cimentos são indicadores de diagênese precoce. Entretanto, não ficam claras as condições de formação original de cimento fibroso, provavelmente de composição aragonítica, modificada durante a dolomitização.

DI: Dololutito cinza escuro de caráter maciço, microcristalino e intensamente recristalizado. Ocorrem de forma contínua em pacotes de até 10 metros de espessura quando em morros isolados e pacotes de até 2 metros quando sotopostos ou intercalados a outras fácies. Apresenta textura sacaroidal, de composição micrítica.

Nesta litofácies, há a substituição de carbonato por quartzo e se apresentam em laminações horizontalmente polidecimétricas ou em formas irregulares (Figura 4.28). O processo de precipitação química é o principal associado à formação desta fácies



Figura 4.28: Dololutito com substituição por quartzo, ponto 140.

Ao todo, no Projeto Unaí, foram descritas dez litofácies para o Grupo Paranoá, a tabela 4.3 a seguir resume a descrição destas fácies.

Litofácies	Descrição
Arenito grosso com estratificação (AGe)	Compõem rochas mineralogicamente submaturas. Composto por quartzos que variam de areia muito grossa e grânulos e feldspato, preenchidos com cimento.

Arenitos finos a médios (AM)	Constituem rochas mineralogicamente maduras. Formado por grão de quartzo de granulometria areia fina a média. Possui estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada, marca de ondas e estratificação plano paralela.
Estromatólito planar (BLp)	Constituído por estromatólitos planares a sinuosos. Entre as colunas apresentam-se intraclastos de granulometria areia.
Estromatólito colunar ou dômico (BLc)	Estabelecido pela ocorrência de estromatólitos colunares e oncólitos de granulometria areia.
Brecha maciça (Bm)	Formadas por brechas carbonáticas com intraclastos centimétricos a decimétricos em matriz dololútica. Ocasionalmente ocorrem extraclastos centimétricos de quartzo.
Dolarenito maciço (DAM)	Calcarenitos compostos sobretudo por aloquímicos derivados de calcilitos, grãos de micrita, e de calcarenitos, grãos de oncólitos. Possui cimento espático.
Dololutito com extraclastos (DLe)	Formado por (30%) de grãos de quartzo, granulometria areia grossa, contidos em (70%) de micrita.
Dololutito maciço (DLm)	Dololutito maciço com ocasionais lentes milimétricas de quartzo cristalino.
Siltito com laminação plano-paralela (SI)	Rocha de granulometria silte com laminação plano-paralela de granulometria areia muito fina e ou/argila.

Tabela 4.3: Quadro resumitivo das litofácies da Formação Córrego do Barreiro no Projeto Unai.

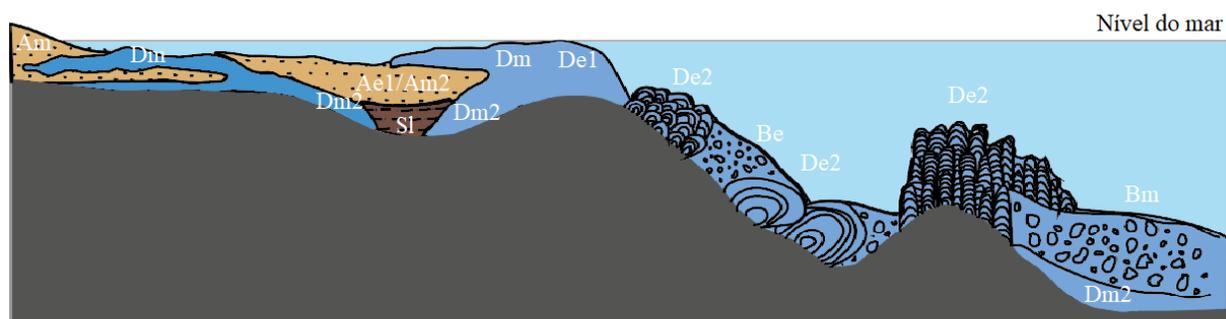
Associação De Fácies

Na Formação Quilombo, a sedimentação teve forte influência da paleogeografia de fundo, correspondendo ao final do preenchimento da Bacia Paranoá. Os sedimentos carbonáticos se formaram em *mounds*, sob condições de águas rasas, quentes e limpas, enquanto os materiais pelíticos sedimentavam nas águas mais profundas abaixo da atuação de base de ondas.

A grande proporção de pelitos evidencia áreas fontes já bastante arrasadas e deposição em águas mais profundas equivalente a condições inframaré. A Tabela 4.4 apresenta um quadro resumitivo de quais litofácies pertencem as associações de fácies para o Projeto Unai.

Os quartzarenitos são interpretados como canais de fundo que, aparentemente, recortavam a plataforma mista (siliciclástica/carbonática) em direções variadas. O grau de arredondamento e

esfericidade, além do caráter policristalino e presença de fragmentos líticos, indicam tratar-se de material ressedimentado pelo retrabalhamento de outros sedimentos grossos. O modelo de reconstituição paleoambiental das fácies ilustra de forma esquemática a disposição e associação das fácies mapeadas no Projeto Unai e na Área VII (Figura 4.29).



Área VII

Figura 4.29: Modelo esquemático paleoambiental da Formação Córrego do Barreiro e as fácies associadas.
Figura elaborada pela Subárea VII.

Associação	Litofácies
<u>Sl</u>	Sl
<u>Ae1</u>	AG
<u>Am</u>	AM
<u>Dm</u>	DAm + DLm + BLp + Sl
<u>De1</u>	BLp + DLm
<u>De2</u>	BLc + DAm
<u>Be</u>	Bm + DLm + BLp
<u>Bm</u>	DLm + Bm
<u>Dm2</u>	DLm + DLe

Tabela 4.4: Quadro resumitivo das associações de fácies e as litofácies correspondentes para o Projeto Unai.

Fácies SI – Siltito homogêneo a laminado, podendo ou não contar mica e lentes arenosas. Esta fácies teria sido depositada em regiões profundas e de baixa energia onde os sedimentos teriam sido transportados por um canal de rio. A estratificação plano-paralela pode indicar fluxo unidirecional com sutil variação de energia na deposição dos estratos, que seria por decantação. Os contatos predominantemente planares podem indicar moderado grau de compactação física.

No projeto Unaí, esta é a fácies que apresenta o maior volume de rocha relativa ao Grupo Paranoá.

Fácies Ae1 – Quartzo-arenito fino a médio com grãos bem arredondados e esféricos, com alta maturidade textural e composicional, às vezes, com lâminas de tração (plano-paralela, cruzadas, truncadas e marcas de onda). São rochas de granulometria areia fina a média, boa seleção, formadas por grãos subangulosos a angulosos com moderada esfericidade. Tem caráter subaquoso com estruturas de energia moderada como estratificações cruzadas, marcas onduladas e estratificações plano paralelas. São rochas submaturas composicionalmente e imaturas texturalmente, com aportes sedimentares de fontes ígneas e metamórficas.

Aqui são interpretadas como de ambiente costeiro, transportadas para entre os *mounds* carbonáticos. As estruturas de tração evidenciam que os sedimentos pertencem a uma zona com influência de maré e baixa influência de ondas.

Fácies Am – Arenitos a conglomerados arenosos, com textura submatura e composição de baixa a média imaturidade. Corresponde a arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação *cut and fill*, e é encontrada como blocos rolados nas áreas que ficam ao sul do Projeto Unaí.

Apresenta coloração cinza claro quando fresca e cinza amarelado quando alterada, na macro também observa-se uma intercalação de areia muito grossa e areia média de composição quartzo feldspática e textura sacaroidal indicando recristalização. Os grãos são grossos, subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade caracterizando a rocha como imatura texturalmente.

Os grãos de quartzo são bem arredondados, com esfericidade baixa, extinção ondulante. Assim como os grãos de quartzo, os feldspatos e o Plagioclásio também são grãos bem arredondados e com esfericidade baixa. Essa variação no tamanho dos grãos indica que o transporte não ocorreu por longas distâncias e que foram transportados por um fluxo denso. O arcabouço clasto-suportado apresenta contatos planares e eventualmente pontuais o que indica moderado grau de compactação física.

As alterações das rochas carbonáticas, importantes na geração e obstrução de espaço poroso, compreendem processos diagenéticos. Diagênese consiste em qualquer mudança física ou química nos sedimentos ou rochas sedimentares após a deposição, excluindo processos envolvendo temperaturas e pressões muito altas, neste caso correspondendo a metamorfismo. A diagênese envolve diferentes processos e ocorre em ambientes marinhos e meteóricos próximos à superfície, até ambientes de soterramento profundo.

A micritização é a conversão parcial ou completa de partículas sedimentares tamanho silte ou areia para carbonato de cálcio tamanho micrita, possivelmente devido a perfurações microscópicas por algas, bactérias e/ou fungos. Este processo ocorre nas geralmente nas bordas dos grãos, mas se o processo é muito intenso pode gerar grãos totalmente micritizados (Scholle 1978, 2003, Tucker & Wright 1990).

As rochas encontram-se intensamente cimentadas, o que causa a ausência de porosidade residual. Aparentemente ocorreu uma cimentação durante a eodiagênese, o que evitou a compactação mecânica dos grãos. O cimento precoce pode ter gerado o cimento blocoso que preenche os fraturamentos dos grãos e vugs, indicando processos de microfraturamento e dissolução antes da cimentação por calcita.

O cimento precoce, provavelmente de composição calcítica, assim como os grãos constituintes da rocha, encontram-se dolomitizados. Uma segunda fase de cimentação, de caráter dolomítico, teria ocorrido durante a mesodiagênese.

Fácies Dm – Dolarenito maciço prevalentemente Intraclástico, as vezes com extraclastos de quartzo, oóides, intraclastos centimétricos retrabalhados micríticos, ou com esteiras microbianas.

É composta por dolarenito intercalado com níveis pelíticos centimétricos; dolarenito maciço com extraclastos de quartzo areníticos; dolarenito maciço em níveis métricos intercalados a níveis centimétricos micríticos ou com esteiras microbianas planares e, finalmente, dolarenito maciço. Enquanto os calcarenitos são decorrentes de níveis rasos de maré, os calcilitos são resultantes de níveis elevados das marés. Ambos são retrabalhados, formando as fácies Dm.

Esta fácies foi depositada sob condições de energia moderada com fluxo ativo oscilatório/turbulento na crista de um banco carbonático, onde havia contínua agitação por ação de correntes/ondas. Sugere-se que o paleoambiente frequentemente esteve raso, com alta energia. Ao longo da pilha são comuns níveis com esteiras algais que indicam condições de intermaré.

Os grainstones oolíticos foram depositados por fluxo ativo oscilatório/turbulento na crista de um banco carbonático, onde havia contínua agitação por ação de correntes/ondas. Estas condições são inferidas pelo grau de seleção e arredondamento.

De1: Dololuto Estromatólito de planar a sinuoso eventualmente descontínuo com espessura de centimétrica a decimétrica. As características faciológicas desta unidade indicam contexto ambiental de menor energia e início de aporte siliciclástico. A fácies representa um ambiente de água rasa até lagunar com depósitos de grãos aloquímicos, constituído por micrita, em ambiente de decantação.

Os dolomitos estromatólitos repousam concordantemente com os siltitos do substrato. Esta fácies é caracterizada pelo aparecimento de bioherma de estromatólitos colunares cilíndricos esféricos de matriz micrítica

De2: Estromatólitos dômicos decimétricos a métricos e Estromatólito colunar centimétrico a decimétrico e lentes de calcarenito intersticiais milimétricos a centimétricos.

Representa sedimentação de plataforma carbonática com fácies de água rasa. A fácies sugere a necessidade de algum grau de rigidez do substrato para a ancoragem das cianobactérias. Apesar de ter sido interpretado um paleoambiente de águas relativamente agitadas para a fácies, não há indícios sedimentológicos de ação permanente de corrente ou onda.

Os diferentes morfotipos de estromatólitos podem ser explicados por mudanças nas condições físico químicas em macroescala. Yamamoto *et al.* (2011) relacionam o crescimento de estromatólitos com a profundidade da lâmina d'água em que estes se desenvolveram. Dessa forma, quanto mais planar a lâmina, menor a lâmina d'água. Os estromatólitos dômicos e colunares podem ser interpretados como lâminas d'água relativamente mais profundas.

Fácies Be - Brecha dolomítica intraclástica, as vezes dolarenito Intraclástico, com grãos alongados centimétricos micríticos ou com esteiras microbianas mais ou menos paralelas ao acamamento, as vezes dobrados para o topo da camada e dolarenito intraclástico.

As mudanças na forma da superfícies das lâminas, como aumento da ondulação, indica aumento relativo na energia do ambiente de água rasa. Eventualmente a construção das esteiras pode ter sido perturbada pelo aumento da agitação da água, talvez por intensas chuvas esporádicas. Arenas e Pomar (2010) sugerem a interpretação de que tenha ocorrido variação da comunidade que compõe as esteiras como causa dessas alterações.

Os níveis micríticos podem ter se formado por processo de micritização, conversão parcial ou completa de partículas sedimentares tamanho silte ou areia para carbonato de cálcio tamanho micrita. O processo ocorre possivelmente devido a perfurações microscópicas por algas e/ou bactérias nas bordas dos grãos, mas em processos muito intensos pode gerar grãos totalmente micritizados.

Fácies Bm – Brecha intraclástica maciça, matriz suportada com clastos centimétricos a plurimétricos (ocasionalmente clastos de estromatólitos), localmente com incrustações microbianas irregulares. Representa depósitos influenciados por fluxos de detritos e por correntes de alta energia e gravitacionais, com intensa dissolução sinsedimentar a diagenética influenciada pela zona meteórica a vadosa.

Esta fácies, pela ausência de estruturas trativas, foi depositada possivelmente em um evento "catastrófico" que transportou o material alóctone em fluxo hiperconcentrado. A natureza intraformacional, tanto do arcabouço quanto na matriz, sugerem que o evento envolve somente as fácies marinhas.

Dm2 - Dololuto em camadas centimétricas eventualmente lenticulares com interestratificações pelítico-margosas e as vezes extraclastos de quartzo. A fácies se apresenta como rochas de cor cinza escuro, estrutura maciça, textura sacaroidal, de composição micrítica. Aflora em pacotes decimétricos, quando associada à outras fácies carbonáticas na região central da área da VII, ou em pacotes de 15 metros de espessura, quando ocorre isolada na região oeste da área VII.

Associados a esta fácies, somente ocorrem extraclastos de quartzo. Estes são bem selecionados, subarredondados, granulometria de areia média grossa, policristalinos de extinção ondulante, contato flutuante e ocorrem em níveis milimétricos bem marcados.

O grau de arredondamento dos extraclastos indica que eles percorrem longas distâncias. Provavelmente estão associadas a um ambiente de baixa energia, precipitando apenas micrita, indicando se tratar de um ambiente de águas rasas, mas com fluxos episódicos causados por chuvas esporádicas carregando os extraclastos.

A precipitação da calcita microcristalina (micrita) é o resultado de um processo de deposição de material carbonático em suspensão, em ambientes com ausência de correntes, provavelmente um ambiente de baixa energia e restrito.

4.1.3 Grupo Canastra

As rochas do Grupo Canastra estão situadas cronologicamente no Mesoproterozóico, especificamente no período Steniano, com a Formação Serra do Landim aflorando na área do projeto. Essa formação é composta predominantemente por filitos, clorita filitos, calcifilitos, lentes de quartzito e mármore finos (Tabela 4.5).

Litotipo	Descrição
Filitos	De coloração bege a avermelhada, com foliação normalmente paralela ao acamamento. Ocorrência de micas nos planos de foliação
Filitos calcíferos	De coloração acinzentada/esbranquiçada, texturas finas e com presença de fenoblastos de carbonato. Normalmente encontram-se silicificados e os carbonatos alterados.
Filitos carbonosos	De coloração escura brilhosa (esverdeada e acinzentada), ocorrem em meio a outros filitos, com essa variação devida a concentrações elevadas de matéria orgânica primária. Ocorrem alterações de sulfetos para enxofre.
Lentes de quartzito	Acamadas, com micas no plano de foliação, e laminação primária preservada. Mesmo que restritas, são capazes de segurar o relevo, promovendo desníveis locais no terreno.
Mármore	Dolomitos micríticos originais que se encontram totalmente recristalizados formando mármore finos. Também podem ocorrer com nódulos formados por pseudomorfos de carbonato. Em geral não se encontram silicificados.

Tabela 4.5: Principais litologias do Grupo Canastra que ocorrem na área do Projeto Unaí.

O metamorfismo neste grupo é o mais expressivo na área estudada, representado por condições de metamorfismo baixo (zona da clorita), em fácies xisto verde. Embora não ocorram na subárea VII, os litotipos mármore, calcifilitos (por vezes com pseudomorfos de carbonato) e siltitos são importantes para a caracterização da presença do Grupo Canastra (Figura 4.30).

Essas rochas compõem 14,61% da Área VII, e se localizam a oeste da Área, compondo serras originadas pelas falhas de empurrão. Embora seja o grupo geológico que cobre o menor percentual na subárea, é o que apresenta proporcionalmente a maior ocorrência de afloramentos, devido a sua ocorrência associada a serras e solos rasos.

A deposição original do grupo é associada a um grande ciclo regressivo, e sua base, que ocorre na região de estudo, é caracterizada pela deposição em bacia de margem passiva (Dardenne 2000). A predominância de sedimentos pelíticos indica ambientes mais profundos e de baixa energia, enquanto a presença de lentes arenosas e litologias carbonáticas pode ser explicada pela proximidade relativa com a plataforma continental, que após retrabalhamento de material siliciclástico, acaba por contribuir com esses componentes psamo pelíticos.

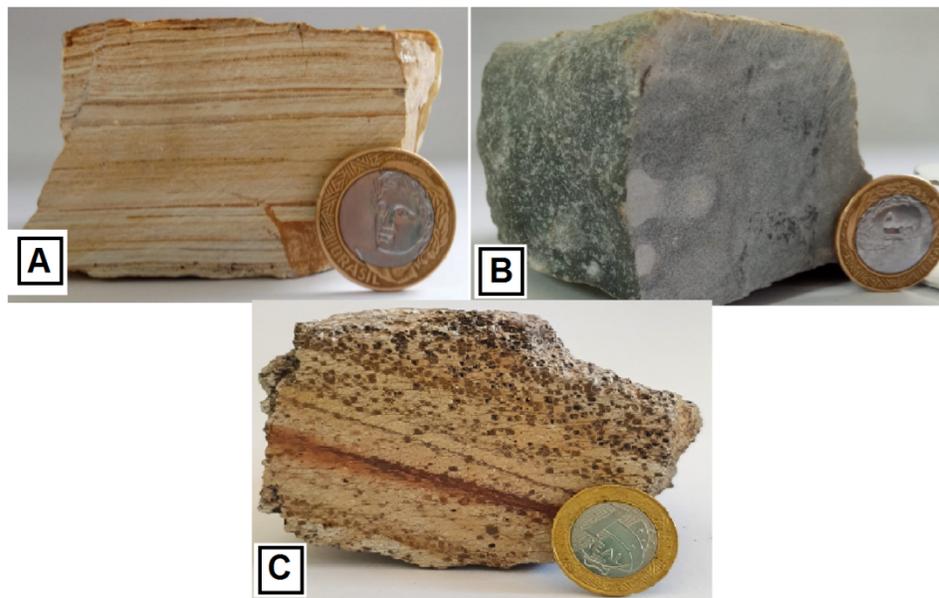


Figura 4.30: Amostras de mão para: **A** - Metassiltito, amostra TF 20 XIV 29. **B** - Mármore fino, amostra TF 20 X 04. **C** - Calcifilito com minerais metamórficos alterados, amostra TF 20 XIV 28.

Este ambiente pode se assemelhar ao de deposição do Grupo Paranoá, mas as condições metamórficas do Grupo Canastra e sua estruturação mostram que houve maior soterramento e que a distância de transporte tectônico dessa unidade foi maior (Dardenne 2000).

Especificamente na área VII, ocorrem filitos e lentes de quartzitos. Pelo fato do Grupo Canastra na Área VII ocorrer em serras formadas pelas falhas de empurrão, ocorrem principalmente em solos rasos como neossolos e cambissolos, com vegetação em geral de baixo porte.

Filitos: Os filitos predominam nos afloramentos da Área VII e ocorrem de maneira geral com cores rosadas a esbranquiçadas e beges, normalmente em afloramentos de drenagem, cortes de estrada e no topo de serras.

A presença de micas brancas foi observada em campo e confirmada nas descrições petrográficas, porém, devido às lamelas serem muito finas, não foi possível a identificação exata do mineral, sendo interpretadas como fengitas e cloritas na lâmina TF-20-XIII-33 (Figura 4.31). As lamelas ocorrem paralelas à foliação, compondo a matriz entre os cristais de quartzo.

Os filitos ocorrem normalmente com foliação paralela ao acamamento (exemplos pontos 50, 66, 68, 125), mas também ocorrem sub perpendiculares ao acamamento, como no ponto 64 (Figura 4.32).

A porcentagem de mica é elevada na amostra em questão (Cerca de 50%), evidenciando metamorfismo em fácies xisto verde baixa. Além disso, os abundantes grãos de quartzo, com texturas mono e policristalinas, evidenciam metamorfismo e características do protólito, que excluem folhelhos puros.

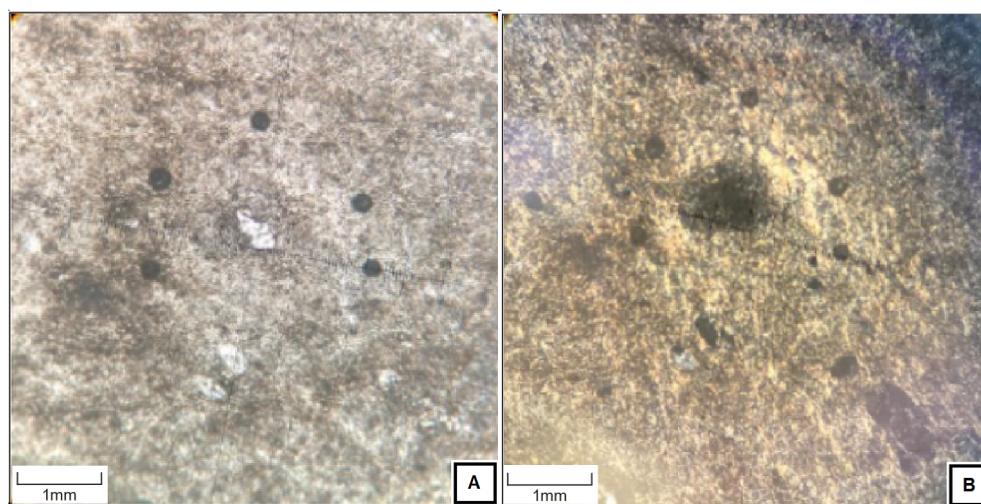


Figura 4.31: A e B: Microfotografias da seção delgada TF-20-XIII-33, com aumento de 25x e nicóis respectivamente cruzados e paralelos. Destaque para as lamelas de mica branca muito finas, que ocorrem paralelas à foliação, compondo a matriz entre os clastos de quartzo.

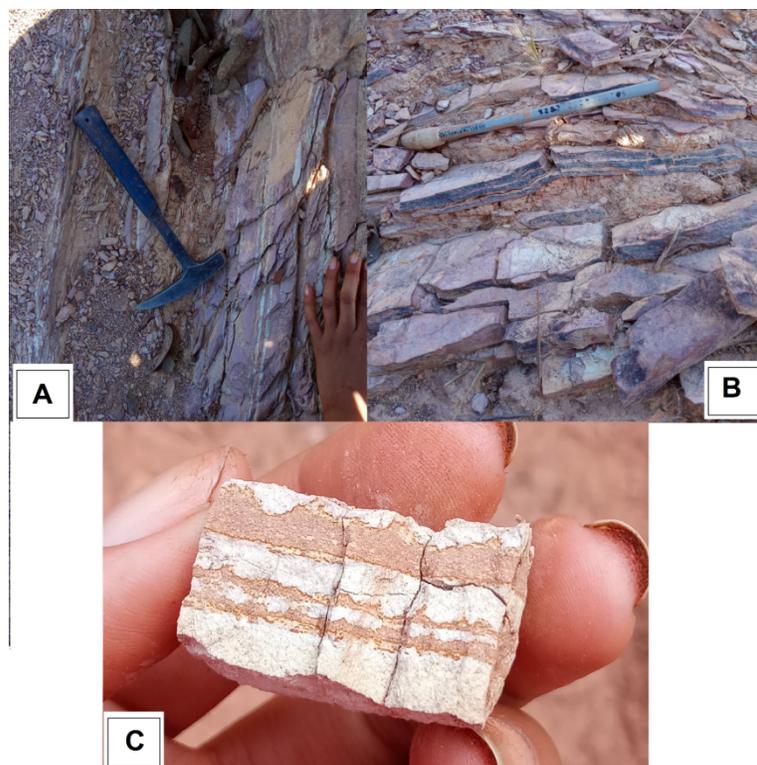


Figura 4.32: Afloramentos e amostras dos filitos do Grupo Canastra - Formação Serra do Landim. Destaque para os planos de acamamento, marcados pela alternâncias de cores e coincidentes aos planos de foliação.. **A** - Ponto 128 , **B** - Ponto 126 , **C** - Ponto 122.

Também ocorrem filitos carbonosos, em meio a outros filitos, com coloração escura brilhosa (esverdeada e acinzentada). A variação de coloração se deve à concentrações elevadas de matéria orgânica primária, e muitas vezes ocorrem alterações de sulfetos para enxofre, sobretudo nos planos de foliação, mostrando cores amareladas.

Ocorrem de maneira restrita na área do Projeto Unaí, provavelmente associados à zonas anômalas de matéria orgânica durante a deposição das partículas finas. Durante o metamorfismo, esses pelitos com concentração elevada de hidrocarbonetos tendem a formar os filitos carbonosos, de coloração acinzentada e brilhosa, e característica untuosa ao toque (Figura 4.33).

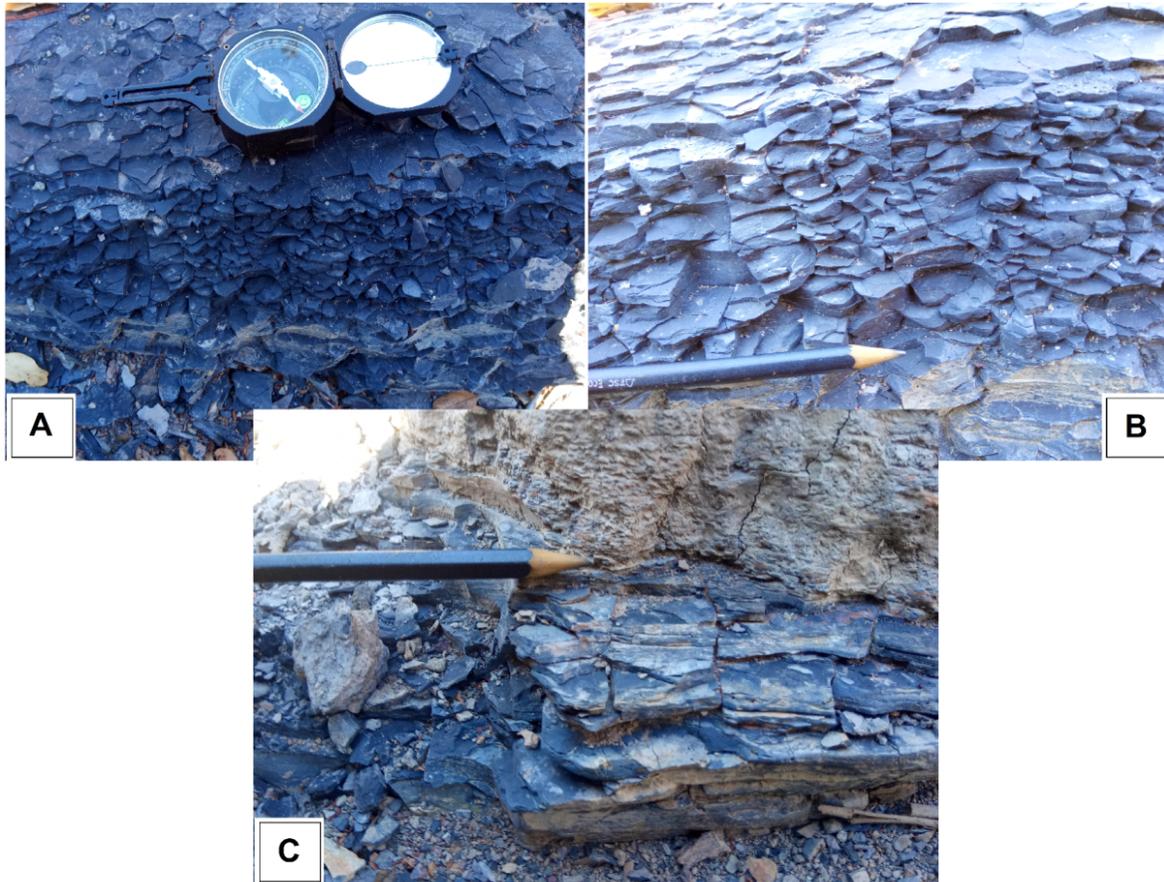


Figura 4.33: Afloramentos de filitos carbonosos do Grupo Canastra, Formação Serra do Landim. Fotos retiradas no ponto 149. **A** - Destaque para planos de acamamento. **B** - Fraturamento intenso em várias direções, penetrativamente. **C** - Contato com filitos alterados acima.

Quartzitos: Os quartzitos na Área VII ocorrem como lentes com espessuras centimétricas a decimétricas e ocorrem intercaladas aos filitos, encontram-se na maioria das vezes deformadas e até boudinadas, como no ponto 52 (figura 4.34).



Figura 4.34: Lentes centimétricas de quartzitos, observáveis no ponto 52, em meio aos filitos da Formação Serra do Landim (Grupo Canastra).

A sílica que formou essas litologias pode estar relacionada à deposição primária de areia, devido ao aumento da energia no sistema e transporte de material psamítico até áreas mais distais. Entretanto, também podem ocorrer remobilizações de sílica do próprio sistema pelítico, durante a evolução diagenética, ocasionando em preenchimento de cavidades como fraturas por quartzo.

4.2. Estruturas Intempéricas:

O intemperismo forte na região, devido ao regime tropical estabelecido na região por longos períodos geológicos, promoveu a formação de estruturas intempéricas que podem ser confundidas com estruturas tectônicas.

Muitas vezes essas feições intempéricas também se sobrepõem à estruturas compressionais pré existentes na área, causando sobreposição de feições nas rochas. Podem ser originadas por intemperismo físico, mais proeminente nas litologias terrígenas, e por intemperismo químico, imposto em rochas carbonáticas pela dissolução por fluidos meteóricos levemente ácidos.

As principais estruturas desta natureza são:

- Esfoliações esferoidais, estabelecidas em rochas terrígenas, essas estruturas são formadas por processos de alteração intempérica. São desenvolvidas formas arredondadas concêntricas que se assemelham a cascas de cebolas, com as rochas alteradas.

Ocorrem principalmente em rochas maciças e relativamente isotrópicas (Siltitos maciços/estratificados e grauvacas dos ritmitos do Membro Ribeirão da Porteira).

Essas rochas são mais afetadas pelo intemperismo químico em suas bordas geradas pelo fraturamento, evoluindo progressivamente no sub-solo gerando os formatos arredondados em camadas de alteração.

- Dissolução de fraturas e formação de cavidades em rochas carbonáticas: Ocorrem por intemperismo químico das litologias carbonáticas dolomitizadas do Grupo Paranoá. Formam bordas arredondadas nos blocos de forma geral, posicionados abaixo das camadas superiores dos afloramentos.

E geram feições de lapiás, com bordas finas e afiadas, semelhante a facas, nas porções superiores dos afloramentos, onde o contato maior com fluidos meteóricos permitiu dissolução mais efetiva das litologias verticalmente.

- Lateritização: Trata-se de um processo de alteração das rochas, que se posicionaram em regiões tropicais por longos períodos. Ocorre a lixiviação de sílica do sistema, que é carregada do sistema pelos fluidos meteóricos.

Com evolução do processo, os óxidos de ferro e alumínio são concentrados e ressecados nas camadas superiores de rochas e solos, formando petroplintitas e lateritos. Essas camadas se tornam muito resistentes aos processos intempéricos, e acabam por obliterar as estruturas originais da rocha original. Podem causar impressões imprecisas sobre a existência de aglomerados conglomeráticos e estruturas deformacionais.

- Limonitização e alteração de cavidades preenchidas por carbonatos: Sobretudo para o Grupo Canastra, a alteração de fenocristais carbonáticos nos calcifilitos e mármores impuros podem causar interpretações erráticas quanto a natureza original desses minerais.

A presença de cavidades alteradas, muitas vezes com forma subedral, pode sugerir a formação de cristais de minerais índices de condições metamórficas mais avançadas, como granadas. Entretanto, por estar no máximo na Zona Metamórfica da Clorita, e pelas características dos minerais de alteração observadas em lâminas, os minerais originais são interpretados em geral como fenoblastos de carbonatos diagenéticos.

A abundância de sulfetos de ferro cúbicos na maioria das unidades geológicas do Projeto Unai indica a formação de pirita, que muitas vezes ocorre limonitizada, podendo também ocorrer como os fenoblastos alterados observados na Formação Serra do Landim.

4.3. Conclusão:

O presente capítulo se apresenta como uma revisão sobre a estratigrafia da área estudada. Por se tratar de uma área reduzida, e contar com uma equipe grande de mapeamento, a área do Projeto Unai pode ser estudada em maior detalhe, utilizando escala de mapeamento 1:50.000. Já os trabalhos de mapeamento realizados anteriormente, principalmente pela CPRM, foram feitos em escala 1:100.000, com menor detalhamento das unidades.

Sobre a Formação Quilombo, ocorre o Grupo Paranoá. Esta unidade é representada por siltitos, dolomitos e quartzarenitos. Essas litologias antes associados como pertencentes ao Grupo Vazante, assim como as da Formação Quilombo, estão atribuídas ao Grupo Vazante nas folhas Folha Serra da Aldeia - SD.23-V-A-VI e na Folha Unai SD.23-V-A-III mapeadas pela CPRM em 2015.

Também mapeada como Grupo Vazante no relatório Projeto Vazante-Paracatu da CPRM (2015) as rochas designadas como Formação Serra da Lapa na região foram mapeadas como Formação Serra do Landim, do Grupo Canastra. A evolução da bacia Canastra é pouco conhecida devido à intensa deformação que as rochas registram. Dardenne (2000) interpreta o Grupo Canastra como um megaciclo regressivo em uma bacia de margem passiva.

A base rica em matéria orgânica e piritas diagenéticas são interpretadas como depósitos de águas profundas que passam para níveis turbidíticos, com presença de correntes de gravidade. Os sedimentos gradam para fácies plataformais controladas pela ação de correntes de tempestade. E no topo ocorrem sedimentos de plataforma rasa, dominados por correntes de maré.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O capítulo de Geologia Estrutural tem como objetivo caracterizar os eventos de deformação, utilizando as descrições e interpretações das principais estruturas geológicas como base para o entendimento da geologia estrutural do Projeto Unaí, com enfoque para a subárea VII.

A região estudada pelo projeto se localiza na porção da zona externa da faixa Brasília, mas precisamente no setor Sul (Fuck, 1994). O limite entre cráton e zona interna da Faixa Brasília é marcado por falhas de empurrão de baixo a médio ângulo, (Uhlein *et al.*, 2012). Ocorre na região exposições de rochas do Mesoproterozóico, através de um cinturão de dobras e cavalgamentos imposto sobre rochas crustais rasas.

Ocorre o predomínio de dobras flexurais por deslizamento, além das falhas de empurrão, que podem colocar litologias mais antigas acima de outras mais jovens. Também ocorrem vários deslocamentos entre camadas de diferentes unidades devido aos contrastes reológicos entre as litologias, embora não coloque necessariamente uma litologia mais velha sobre uma mais nova.

As linhas de falha na região são aproximadamente NNW/SSE, refletindo a movimentação de oeste para leste, provocada pela colisão intracratônica. As dobras apresentam planos axiais que seguem a mesma tendência norte-sul e vergência para leste, enquanto as principais famílias de fraturas se estabelecem oblíquas à direção de maior esforço (σ_1), que é aproximadamente W-E.

O arcabouço estrutural integra a região de um cinturão de dobras e cavalgamentos (*thrust and fold belt*) de antepaís, de direção NNW-SSE, cujo sistema deformacional é predominantemente compressivo, localmente variando a transpressivo sinistral, e indicação de transporte tectônico para leste. A movimentação reversa não é homogênea para toda a área, dessa forma, também ocorrem na região do projeto falhas cisalhantes de rasgamento, originadas com a progressão da deformação, em que um bloco se desloca consideravelmente mais que o outro, originalmente adjacente.

As estruturas regionais mais evidentes são representadas pelos contatos tectônicos regionais que estão dispostos segundo a direção NNW - SSE (Figura 5.1). Na área do Projeto Unaí ocorrem três contatos tectônicos importantes: i) a falha de empurrão que coloca da Formação Quilombo sobre o Grupo Bambuí, este contato estende-se da área I até a área IV, no extremo leste das áreas, ii) o contato contracional reverso que coloca o Grupo Canastra sobre o Grupo Paranoá e estende-se da área IV até a área XVI, no extremo oeste das áreas; e iii) o contato contracional reverso que coloca o Grupo Paranoá sobre a Formação Quilombo que inicia no extremo leste da área

IV até os domínios centrais a medida que se caminha para as subáreas do sul.

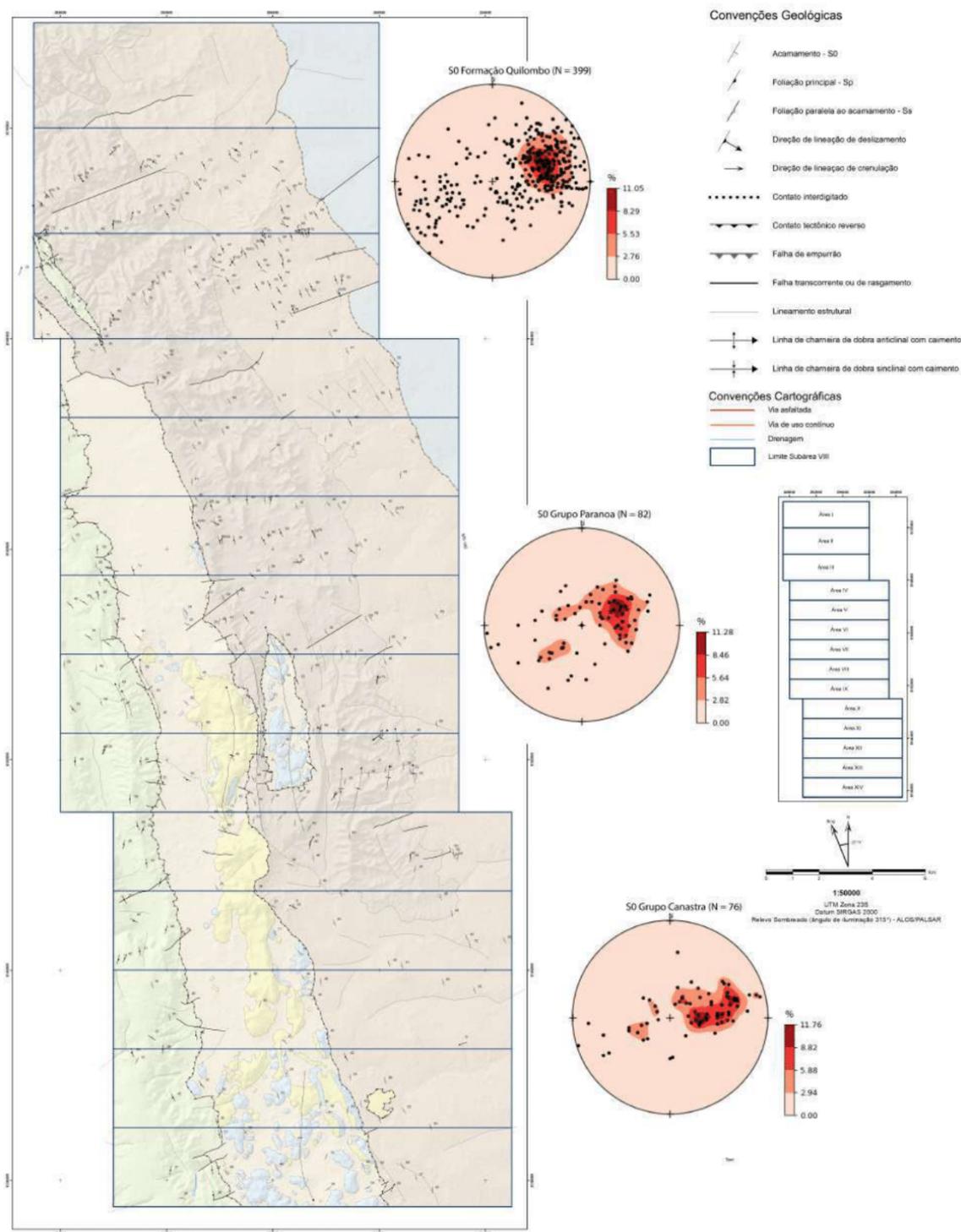


Figura 5.1: Mapa estrutural integrado do Projeto Unai, com medidas estruturais representativas de todo o Projeto Unai compondo estereogramas.

Entre as subáreas VII e X, ocorre uma dobra regional que expõe rochas do Grupo Paranoá ao centro, e internamente envolve o Membro Ribeirão da Porteira, da Formação Quilombo (Figura 5.1). Interpretada como o centro de um grande sinclínório, composto por dobras anticlinais e sinclinais em diversas escalas.

A preservação de dolomitos da Formação Córrego do Barreiro, estratigraficamente acima da Formação Quilombo, reflete a menor susceptibilidade ao intemperismo físico das litologias carbonáticas em relação às terrígenas. Também pode explicar a menor ocorrência de afloramentos dos siltitos na região da dobra, pois eles já foram bastante intemperizados, restando apenas solos, na maioria das vezes.

Duas foliações foram identificadas. A primeira delas, denominada S_s (foliação secundária), é paralela a subparalela ao acamamento sedimentar e foi observada apenas no Grupo Canastra. A segunda delas, a foliação regional principal, S_p , corta o acamamento e, em geral, é plano-axial das dobras observadas em escala de afloramento e regionais.

A clivagem de crenulação Scr foi observada apenas para o Grupo Canastra, que foi deformado em condições litostáticas mais elevadas, possibilitando deformação mais intensa.

A partir de outras estruturas, muitas vezes ocorre o estabelecimento de lineações nas rochas, e elas podem ser importantes indicadores de direções de deslocamentos de massa. No total, foram observadas três tipos dessas estruturas:

i) Lineação de crenulação: Ocorre nas microdobras que formam as crenulações da foliação, e é definida por linhas dos eixos das dobras, nos planos de foliação. São perpendiculares ao sentido principal do esforço tectônico, em geral alinhadas próximas a orientação norte-sul, mas com caimentos de acordo com a posição do eixo das dobras de maior grau.

ii) Lineação por deslocamento intraestratal: Nos flancos das dobras podem ocorrer deslocamentos entre as camadas devido à maior compressão de camadas inferiores com relação àquelas sobrepostas. Estes deslocamentos são capazes de provocar marcas de arrasto nos planos dos estratos que foram deslocados. Podem ser responsáveis pela orientação de clastos de baixa esfericidade posicionados nos planos primários, devido ao arrasto dos planos entre si.

iii) Lineação nos planos de falha: deslocamentos interestratais também possibilitam a imposição de linhas de arrasto formadas por clastos com elevada dureza, posicionados na região de

descolamento das unidades, durante a formação de falhas. Ocorre orientação dos grãos nessas zonas, concordantemente com a direção de formação das linhas.

As principais estruturas da área do projeto foram divididas em dois arcabouços principais: Um dúctil e um rúptil. A seguir, os elementos estruturais mapeados na Área 7 serão detalhados para melhor entendimento das deformações presentes nas rochas da região (Figura 5.2).

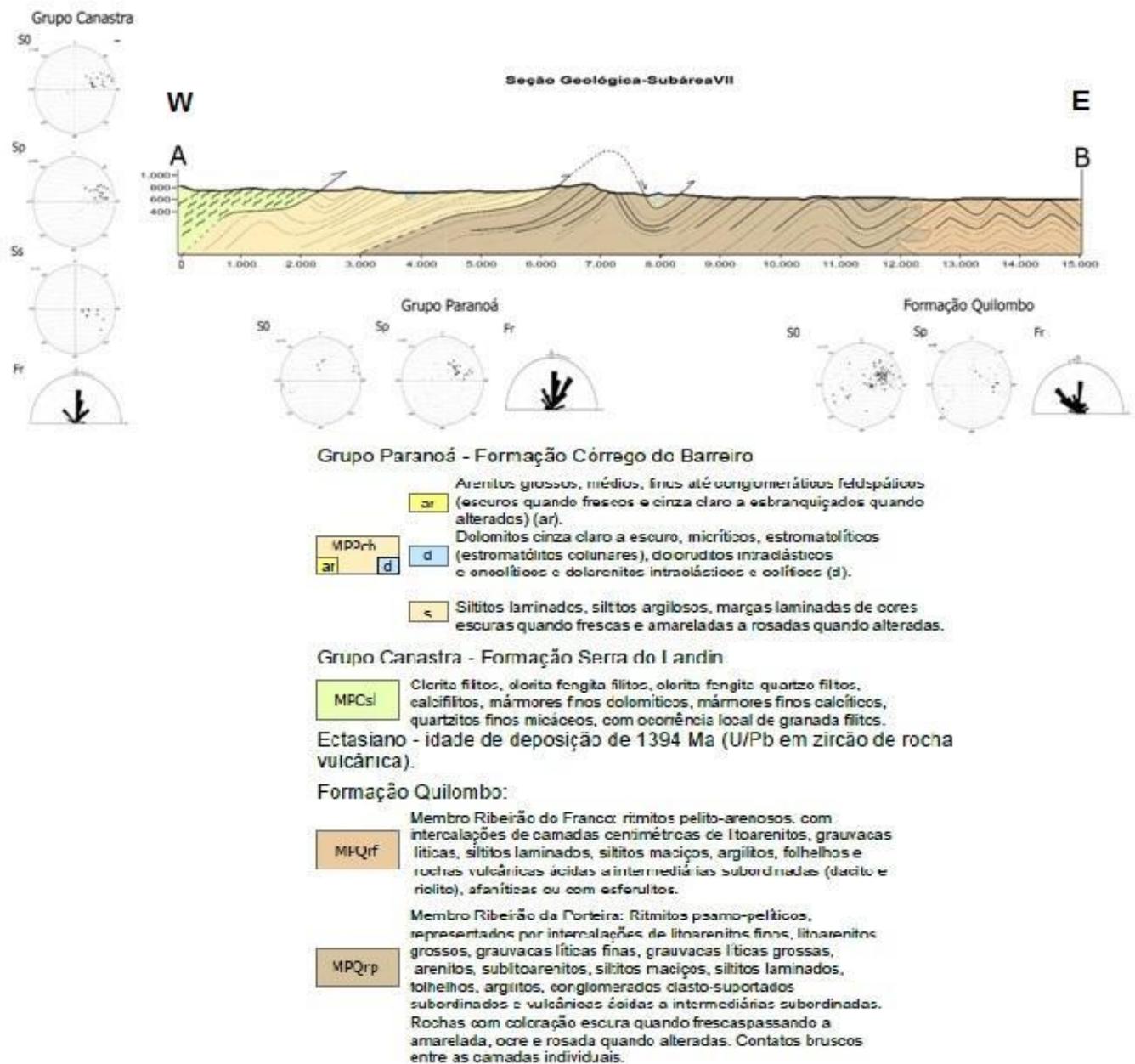


Figura 5.2: Seção Geológica da Subárea VII integrada aos gráficos de acamamento (S0), foliações (Sp e Ss) e fraturas (Fr) para as respectivas unidades geológicas mapeadas na região.

5.1. Arcabouço Estrutural Dúctil

Em escala de afloramentos, as principais estruturas observáveis são as dobras, que em geral são fechadas e assimétricas a reclinadas, podendo assumir estilos em *chevron*, em caixa e em *kick bands* (figuras 5.4 e 5.7) Em geral, as dobras em afloramentos são caracterizadas por serem parasíticas de dobras de ordem maior, o que modifica o padrão de estabelecimento dessas dobras, de acordo com sua posição nos flancos de maior ordem.

Com relação às estruturas planares foram observadas: acamamento sedimentar S0 e três foliações, a foliação principal (Sp) que é observada de forma penetrativa em toda a região estudada originada do plano axial das dobras do acamamento; a foliação de soterramento paralela ao acamamento S0 chamada de foliação (Ss) e a foliação de crenulação (Scr). Essas duas últimas estruturas são encontradas somente no Grupo Canastra, que se encontra em maior grau de metamorfismo em comparação com as demais unidades.

Formação Quilombo

A foliação Sp, por sua vez, é visível nas rochas deste grupo para grande parte dos afloramentos, coincidindo com os planos axiais das dobras. A presença de camadas pelíticas nos ritmitos principalmente no Membro Ribeirão do Franco possibilitam a ocorrência abundante de dobras de diversos tipos no local, embora elas sejam melhor observadas em cortes de drenagens ou estradas, que revelam afloramentos maiores. A numerosa ocorrência de dobras nesses afloramentos possibilita maior quantidade de medidas de foliação Sp nessas localidades (Figura 5.3).

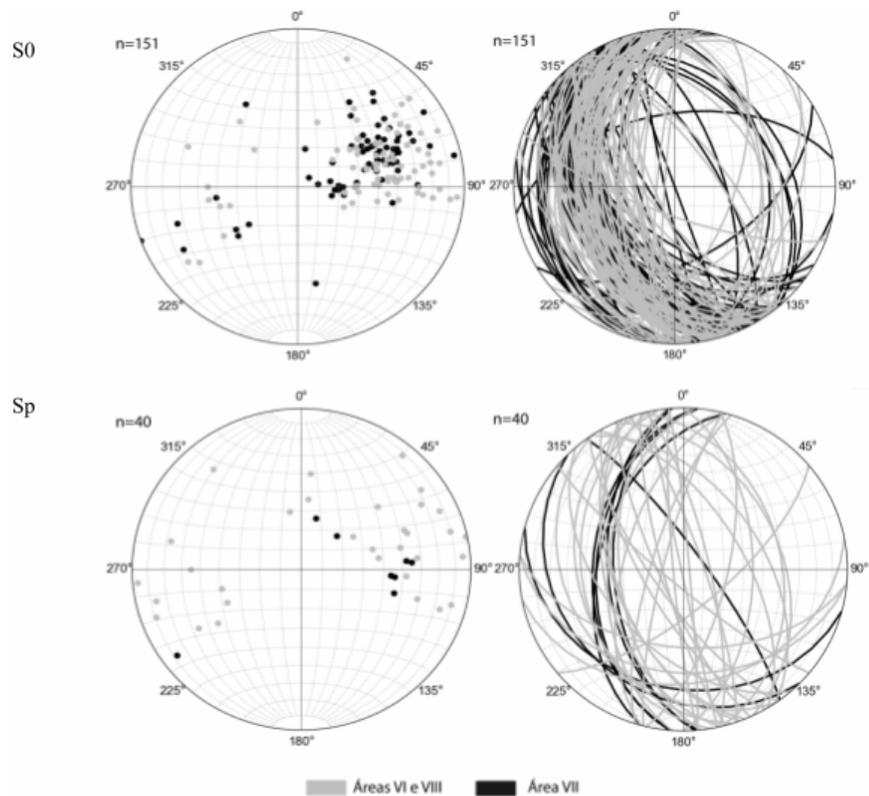


Figura 5.3: Estereogramas de planos e polos do acamamento primário (S0) e foliação primária (Sp), para a Formação Quilombo. Medidas referentes às áreas VI, VII e VIII, imagens geradas no software STERONET.

A foliação Sp ocorre associada aos planos axiais das dobras principais, sob a forma de clivagens ardosianas ou espaçadas. A principal concentração de pontos, das subáreas VI, VII e VIII, mostram planos com tendência NNW/SSE e mergulhos moderados a altos, com direções opostas, conforme o estabelecimento das dobras.

O acamamento primário (S0) é a estrutura mais marcante para esta unidade, em que o contato entre diversas fácies dos metarritmitos turbidíticos são visíveis. Ainda apresentam estruturas primárias como laminação plano paralela, truncamento de camadas e laminações cruzadas.

Dessa forma, as medidas mais abundantes para essas rochas são o S0, que possui variações consideráveis na direção e grau de mergulho, devido a presença de dobras regionais e parasíticas que afetaram essas litologias.

A quantidade abundante de afloramentos dessas unidades na área possibilitou o grande número de medidas. A principal concentração de pontos, das subáreas VI, VII e VIII, mostram planos com tendência NNW/SSE e mergulhos variando conforme a posição das medidas, nos

flancos das dobras regionais e locais, mas principalmente para oeste, com mergulhos baixos a moderados.

Podemos concluir que o grau metamórfico imposto a essas rochas é muito baixo (anquimetamorfismo). Isso possibilitou a preservação das litologias e estruturas primárias, mesmo com a deformação razoável ocasionada pelo estabelecimento do cinturão de dobras e cavalgamentos da Faixa Brasília.

A presença de dobras fechadas e reclinadas, por vezes até recumbentes na unidade, em escala de afloramento, indicam a presença de dobras em escalas regionais, em sua maioria com vergência para leste, conforme a movimentação tectônica dos blocos cratônicos.

O estereograma da foliação Sp dos dados da Formação Quilombo medidos em toda a área do projeto apresenta densidade de pólos opostas, demonstrando que a foliação plano axial é desenvolvida na zona de charneira de dobras da classe 1C. Os principais tipos de dobras que ocorrem na área são:

i) suaves ou abertas, com plano axial subvertical, que as caracteriza como assimétricas, normalmente ocorrem em escalas decimétricas a métricas. São curvas e contínuas, com charneiras arredondadas, o que indica a sua ocorrência em litologias menos competentes, como as pelíticas (folhelhos, siltitos, filitos, entre outras). Normalmente ocorrem como curvaturas dos eixos das dobras, ocorridas devido a mudanças sutis nos campos de tensão secundários, Sigma 2 e Sigma 3 (Figura 5.4, A e B).

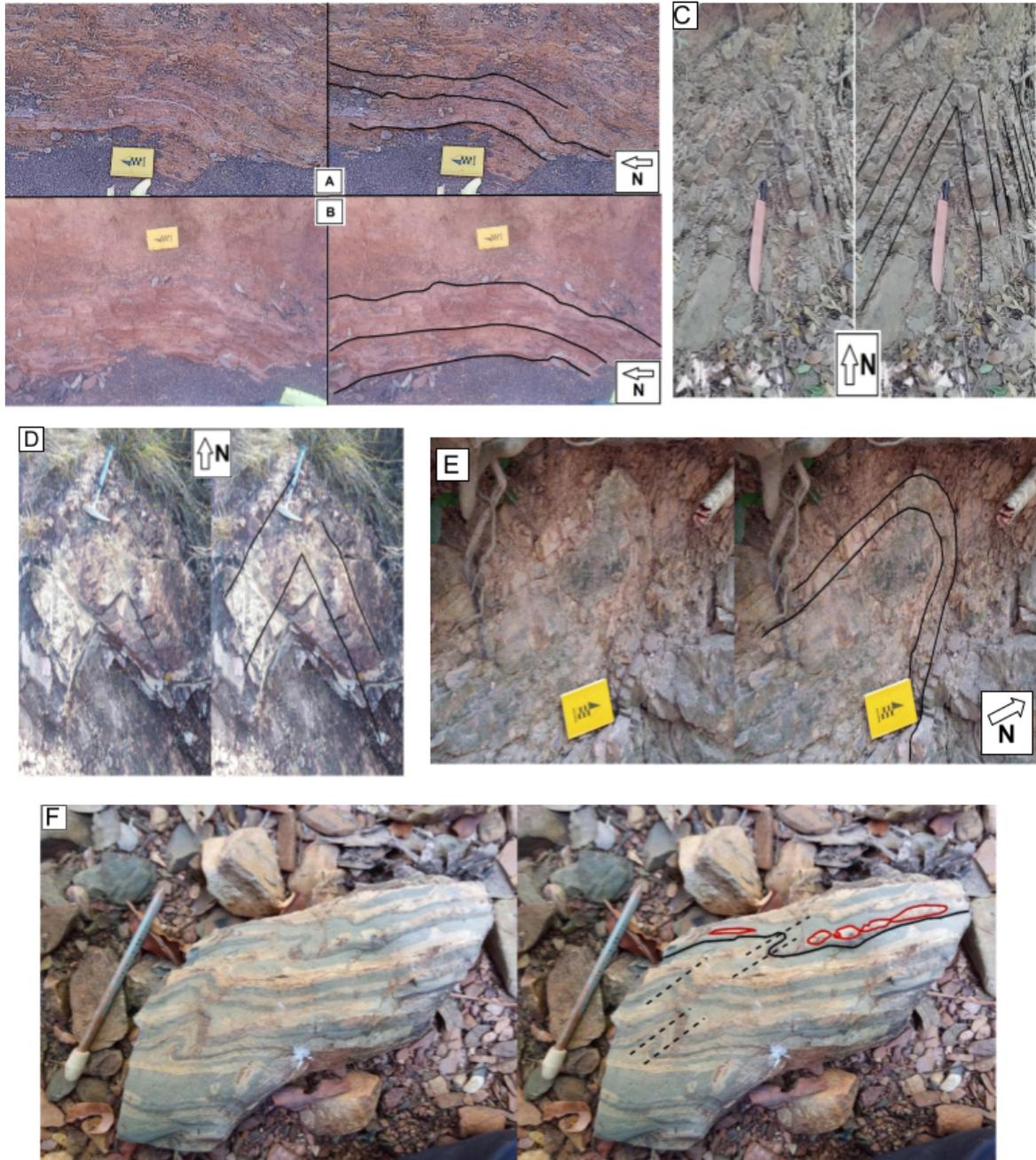


Figura 5.4: A e B- Dobras suaves, com eixos aproximadamente E-W, impostas sobre outras dobras assimétricas de eixo N-S. Ocorrências registradas em erosão às margens da estrada principal (Povoado Cangalha), rochas pertencentes ao Membro Ribeirão do Franco. C- Afloramento em corte de drenagem, mostrando dobras em chevron, que ocorrem em ritmitos siltsos do Membro Ribeirão do Franco. D- Dobra em chevron, em arenitos finos do Membro Ribeirão da Porteira. Também ocorre fraturamento intenso das litologias. E- Afloramento em corte de drenagem, mostrando ocorrência de dobra assimétrica e fechada, com vergência para E/NE F- Bloco rolado de ritmitos do Membro Ribeirão da Porteira com dobras isoclinais assimétricas e boudins.

ii) fechadas a cerradas e com planos axiais inclinados indicando se tratar de dobras assimétricas a reclinadas, com eixo sub horizontal, fracamente inclinado. Essas dobras, em escala de afloramento, podem assumir estilos em chevron (Figura 5.4, C e D), em caixa e em kick bands.

Esses padrões, em geral, apresentam charneiras mais angulosas, evidenciando seu estabelecimento em rochas mais competentes, como arenitos e siltitos arenosos. Essas litologias ficam susceptíveis à deformação dúctil, muitas vezes por estarem intercalados a rochas pelíticas, e por terem espessuras reduzidas.

A assimetria marcante muitas vezes permite a visualização da vergência dessas dobras, que é coincidente com a direção de maior compressão imposta na área (Figura 5.4, E).

iii) Também podem ocorrer, embora em menor proporção, dobras em escalas menores (centimétricas a decimétricas), com geometrias fechadas a isoclinais, em que o ângulo entre flancos é de 70 a 0°.

Algumas dobras podem ser recumbentes, com os flancos mergulhando para o mesmo sentido, e com mergulhos semelhantes. Em geral o estilo dessas estruturas indica se tratar de dobras de arrasto e/ou parasitas, que se desenvolvem nos flancos de uma dobra maior.

Outras dobras podem ser provenientes de flexuras passivas das camadas com a progressão da deformação (figura 5.4, F). Nessas camadas ocorre a imposição de dobras isoclinais assimétricas, com extensão de algumas posições, gerando boudinagem de camadas mais competentes, que tendem a se romper ao invés de dobrarem intensamente (figura 5.4, F). Se instalam em rochas menos competentes, principalmente pelíticas, apresentam geometria, orientação dos eixos e dos planos axiais similares aos das dobras maiores, muitas vezes na forma de Z, M ou S.

iv) Por último, também podem ocorrer dobras moderadamente inclinadas a verticais, em geral assimétricas e abertas, que ocorrem em veios e cavidades preenchidas por quartzo, que são originalmente verticalizadas..

Grupo Paranoá

O acamamento primário pode ser observado na maior parte das litologias da Formação Córrego do Barreiro, do Grupo Paranoá, que ocorre na região central do Projeto Unai, das subáreas do centro sul (Figura 5.5).

Foi registrada nessa unidade, a presença de litologias carbonáticas, que se comportam de maneira rúptil sob as condições de baixas pressões e temperaturas. Também ocorrem grandes lentes de arenitos médios a grossos, que favorecem o aumento no coeficiente de fricção basal da Formação Córrego do Barreiro, dificultando movimentações interestratais. Portanto, ocorreu o estabelecimento de dobras nas litologias pelíticas, assim como fraturamento do sistema com a progressão da deformação. Neste contexto, houve estabelecimento de foliações do tipo Sp, associadas ao plano axial de dobras, essencialmente nos siltitos.

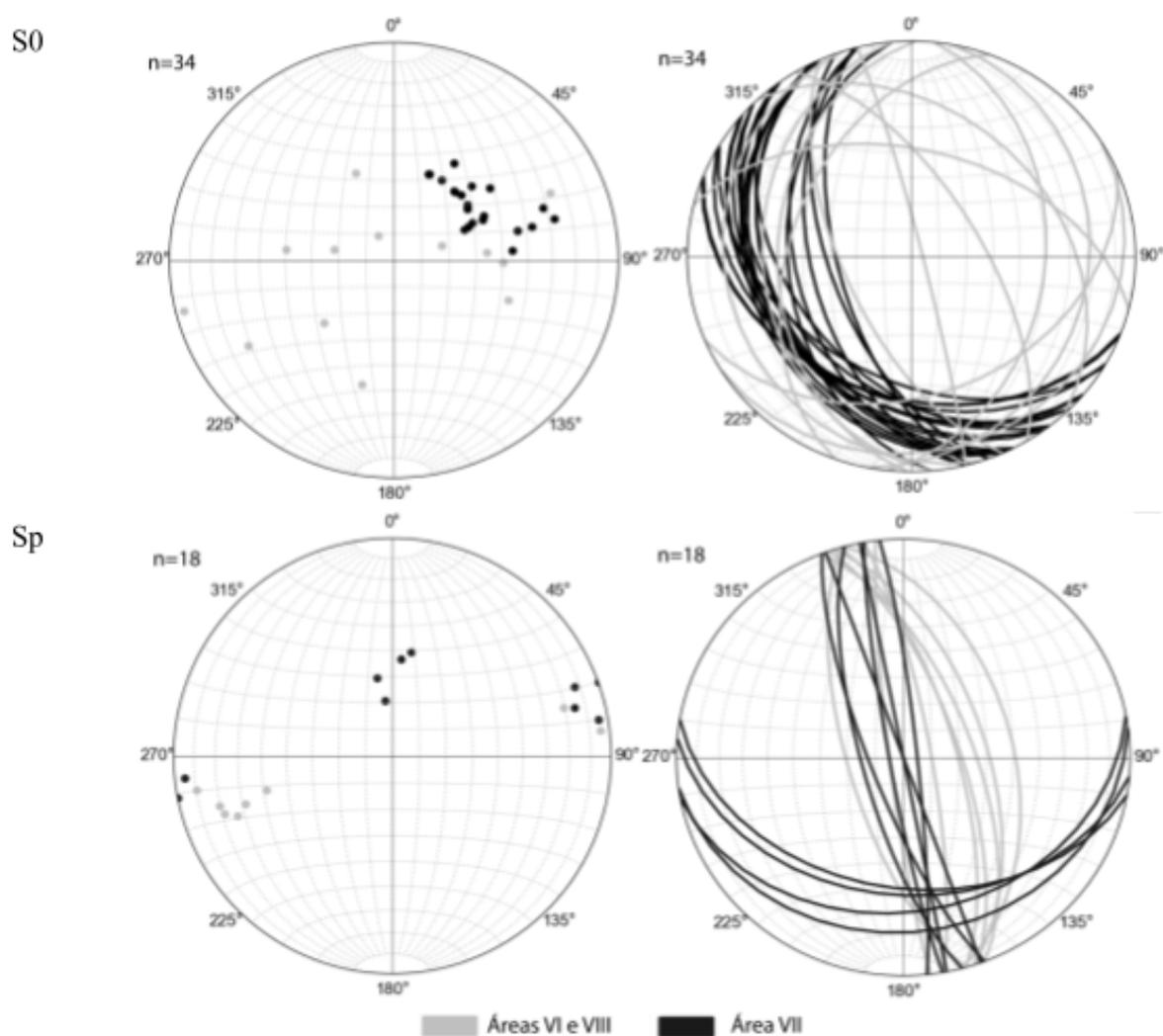


Figura 5.5: Estereogramas de planos e polos do acamamento (S0) foliação primária (Sp) para o Grupo Paranoá. Medidas principalmente nos siltitos da Formação Córrego do Barreiro, a foliação Sp ocorre associada aos planos axiais das dobras principais, sob a forma de clivagens ardósianas ou espaçadas.

Os dados obtidos na área VII produzem um estereograma que evidencia uma dobra com direção do eixo NW-SE, a qual também é perceptível na morfologia da seção geológica, caracterizando uma dobra sinclinal em escala regional com continuidade para a área X e uma dobra anticlinal com extensão até a área XIV.

A foliação Sp foi desenvolvida em decorrência do dobramento com eixo aproximadamente norte-sul, sendo classificada como de plano axial. Na Subárea VII a foliação Sp foi encontrada em siltitos apresentando mergulho subvertical, compondo um plano com alto ângulo até perpendicular à S0 com direção NE-SW (Figura 5.5).

O fato de a foliação Sp ser perpendicular à S0, além de sua disposição no mapa geológico, permite inferir que parte das medidas de foliação Sp foi realizada próximo à zona de charneira da dobra de escala regional ou em dobras parasíticas. A principal concentração de pontos, das subáreas VI, VII e VIII, mostram planos com tendência NNW/SSE e mergulhos opostos, conforme o estabelecimento das dobras.

Grupo Canastra

O maior empilhamento de rochas acima do Grupo Canastra só foi possível devido ao transporte da unidade por longas distâncias, de oeste para leste. Dessa forma, a formação e deformação desse grupo ocorreu mais próxima da zona interna da Faixa Brasília, em que o empilhamento de rochas era maior e o metamorfismo ocorreu de forma mais intensa. A ocorrência da foliação Ss, embora permeie a rochas de forma constante, ocorre subordinada a foliação Sp, que é mais penetrativa.

A foliação Ss é bastante marcante nas rochas do grupo na área do projeto e representa foliação que é paralela ao acamamento (Figura 5.6). Sua formação pode ser melhor estudada em trabalhos futuros, mas a princípio, ela está associada ao soterramento maior que afeta o grupo Canastra em relação às outras litologias da área do projeto. O grande deslocamento das nappes que carregaram o Grupo Canastra também pode ter papel importante na formação da Ss, por transporte de massa.

A foliação Sp é a principal da área, e representa aquela mais penetrativa na área do Projeto Unai, sendo bastante visível nos afloramentos do Grupo Canastra (Figura 5.6). Em geral ela é representada pelo plano axial das dobras, observada em relação ao acamamento. Dessa forma, nos

afloramentos de filitos, em geral elas ocorrem oblíquas a S0, de acordo com a posição da rocha nos flancos de obras (Figura 5.6).

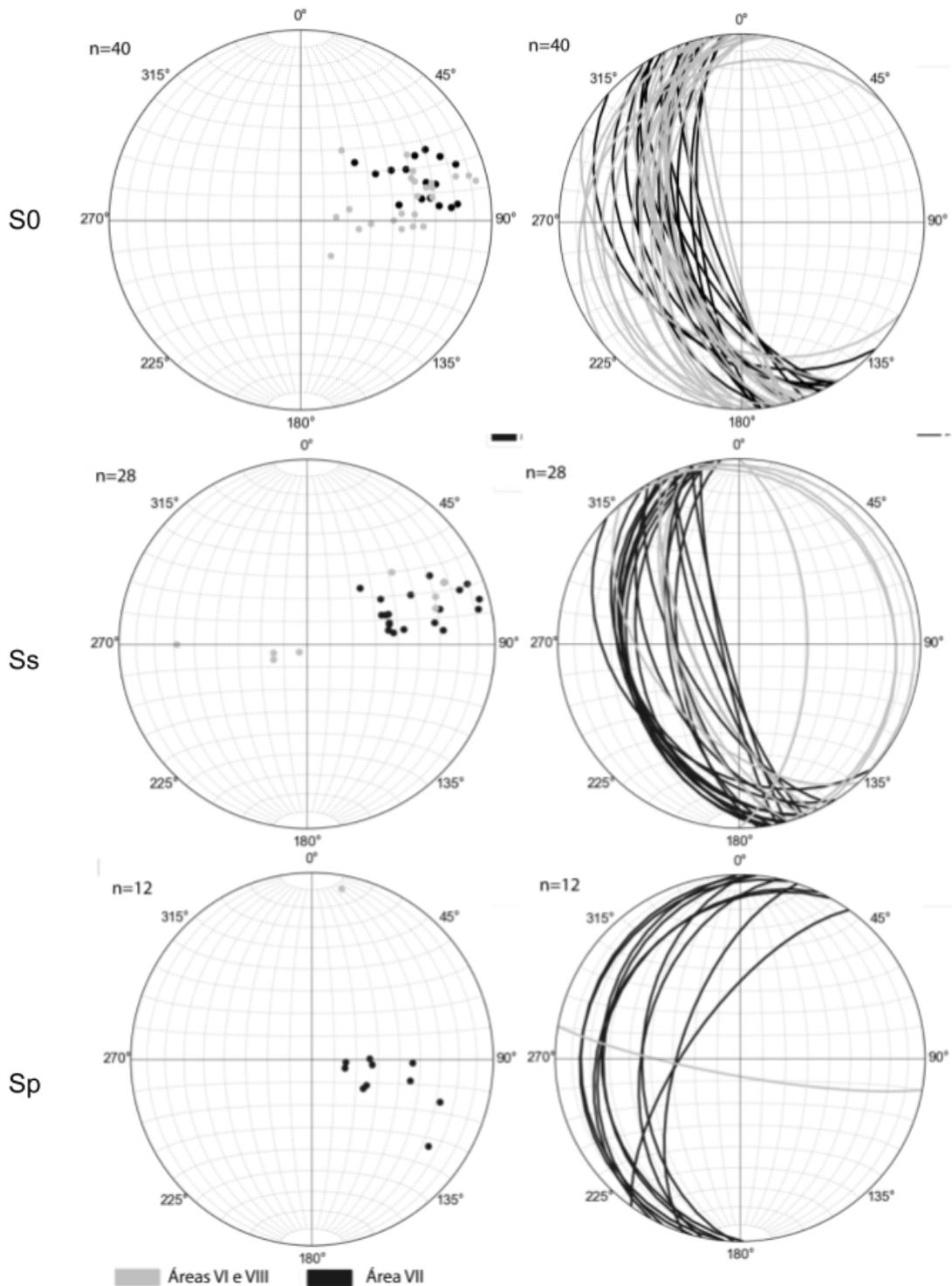


Figura 5.6: Estereogramas de S0, Ss, Sp para as rochas mapeadas como Grupo Canastra nas áreas VI, VII e VIII.

A ocorrência de muitos veios de quartzo dentro dos filitos ocorre devido à abundância de sílica no sistema, que é mobilizada a partir das lentes de arenito e demais litologias terrígenas e precipitam em veios e outras estruturas. Com as imposições deformacionais às rochas, muitos desses veios são estirados formando boudins, nas zonas de extensão do sistema compressivo, posicionadas principalmente próximas aos eixos de dobras. Estas dobras são formadas em resposta ao encurtamento crustal pela compressão leste-oeste (Figura 5.7).

Essas estruturas ocorrem nas litologias mais competentes, impedindo que essas sejam estiradas plasticamente e garantindo que elas sejam quebradas e deslocadas entre si, dando origem a estruturas cilíndricas espaçadas no sentido da camada original. Os solos formados acima dessas litologias muitas vezes são cobertos abundantemente por fragmentos subcilíndricos de veios de quartzo.

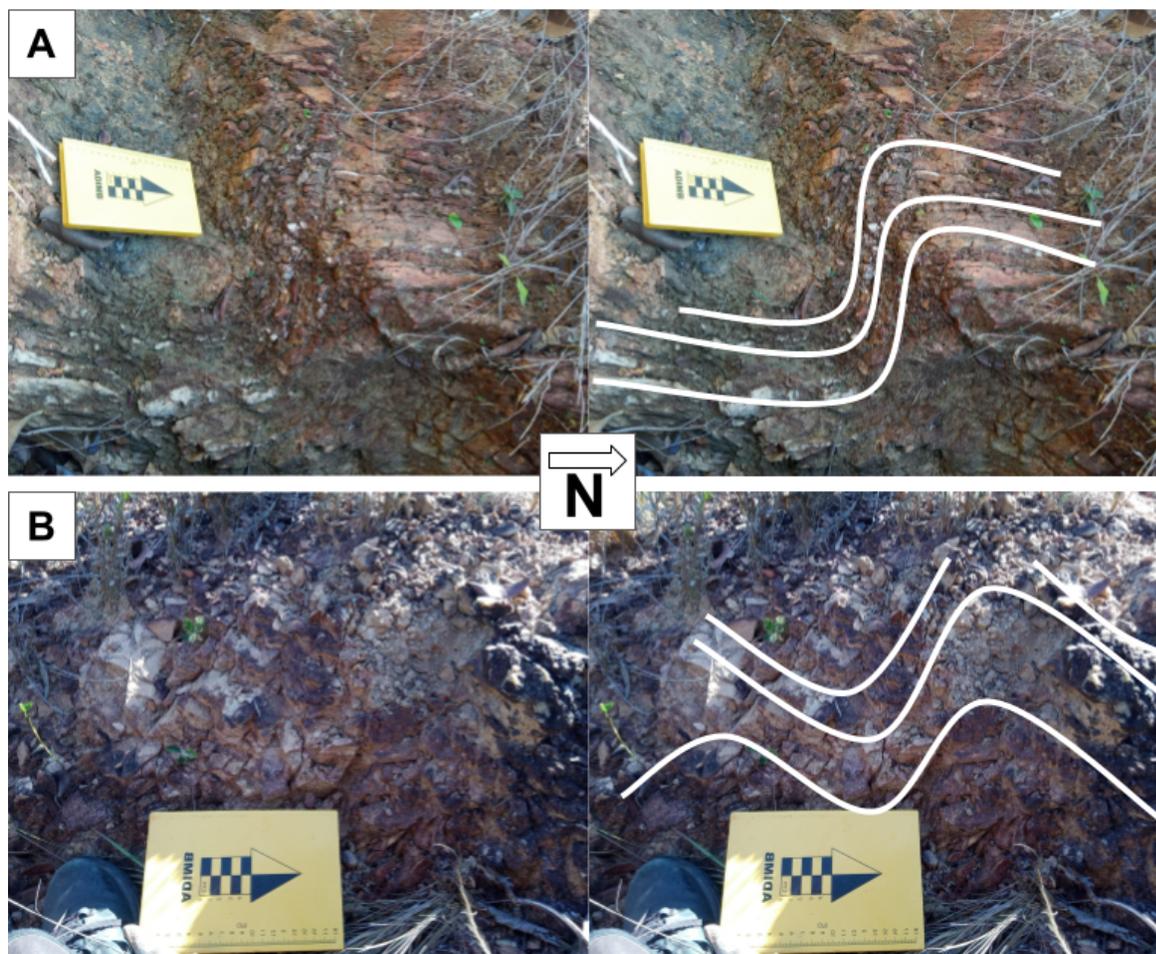


Figura 5.7: Principais dobras encontradas nas rochas do Grupo Canastra na área VII.

5.2. Arcabouço Estrutural Rúptil

O sistema de falhas de empurrão decorrentes do sistema deformacional no cinturão de dobras e cavalgamentos da Faixa Brasília é bastante marcante na região. Foram propostos para a área, contatos tectônicos entre as diferentes unidades presentes. A Formação Quilombo está posicionada sobre o Grupo Bambuí, por meio de um sistema de falhas de empurrão.

Devido à progressão do sistema colisional, também ocorrem as falhas contracionais que colocam o Grupo Canastra sobre o Paranoá, e o Grupo Paranoá sobre a Formação Quilombo. Essas falhas foram denominadas de falhas reversas, devido ao deslocamento reverso das camadas, com topo para leste.

Em afloramento, ocorrem falhas com deslocamentos centimétricos entre estratos, evidenciando o complexo estabelecimento das estruturas rúpteis no sistema, formado em baixas condições de pressão e temperatura (figura 5.11 – B). Fraturas também foram observadas em todos os litotipos, com as direções preferenciais NW e SW e mergulhos normalmente moderados a altos.

O arcabouço estrutural rúptil é formado principalmente por falhas, fraturas e juntas, formadas a partir da progressão da deformação no sistema compressivo. A ocorrência dessas estruturas é favorecida pela posição stratigráfica das rochas, que em zonas crustais rasas favorecem a imposição de sistema rúptil de deformação.

A presença de litologias mais competentes nas unidades geológicas, como quartzitos, arenitos e carbonatos favorecem o estabelecimento dessas estruturas nessas litologias. A tectônica rúptil na área do Projeto Unai é representada principalmente por diferentes famílias de falhas e fraturas que são representadas por lineamentos estruturais de direção predominantes SE-NW, ocorrendo em diferentes escalas.

Falhas

As falhas são as principais estruturas responsáveis pela imposição de contatos tectônicos entre as unidades geológicas que ocorrem na região. Embora seja possível a observação dessas estruturas por fotogeologia e nas feições das serras da região, na subárea VII não foi possível a observação dos planos in situ durante a etapa de campo. Dessa forma, indicadores cinemáticos não foram observados nessas estruturas rúpteis. Por outro lado, assim como a vergência de dobras e estruturas do arcabouço dúctil podem indicar a cinemática dos esforços regionais, as famílias de

fraturas em pares conjugados e os alinhamentos regionais das falhas permitem o melhor entendimento da cinemática e dos campos tensionais que afetaram as rochas estudadas. Foram identificadas as seguintes ocorrências:

Falhas de empurrão:

Formação de falhas inversas em que litologias mais velhas ficam sobrepostas a outras mais jovens. Na região essas estruturas não envolvem o embasamento, apenas litologias supracrustais, mais ou menos profundas. Essas estruturas são formadas pela compressão horizontal, que provoca locais encurtamentos e espessamentos crustais.

Ocorrem com ângulos variáveis de rampas, mas que em geral são baixos (até cerca de 45°). Dessa forma, a Formação Quilombo cavalgou sobre o Grupo Bambuí, que é consideravelmente mais jovem, e a base do Grupo Canastra também é colocada sobre o topo do Grupo Paranoá.

Os deslocamentos principais separam diferentes unidades, mas também podem ocorrer internamente às mesmas, com menor extensão. Normalmente o descolamento e deslocamento dos blocos e camadas não ocorrem por longas distâncias, se restringindo a no máximo alguns quilômetros, com as camadas tendendo à horizontalidade ao se distanciar das falhas e em profundidade. O estabelecimento dessas falhas ocorre com a progressão da deformação, após o desenvolvimento de dobras regionais, como forma de alívio mais efetivo nas tensões.

Em geral ocorrem diversos planos de falha, que formam leques imbricados ou duplexes, estabelecendo as serras observadas na área. Isso ocasiona geometrias em lascas ou fatias de camadas arrançadas como leques imbricados. Dessa forma, as primeiras frentes de falhas se estabelecem a oeste, enquanto as mais jovens ocorrem a leste, devido à progressão da deformação e evolução das estruturas.

Os planos de falha geram deslocamentos de massa, que podem gerar lineações de arrasto e orientações de clastos em algumas rochas, sobretudo de maior dureza. Embora não tenham sido observadas in situ na subárea VII, essas estruturas ocorrem abundantemente como “espelhos” de falhas em blocos rolados próximos a essas estruturas e onde ocorrem deslocamentos intra estratais (Figura 5.8).

Também ocorrem deslocamentos de massa por longas áreas, evidenciados pela presença da Formação Serra do Landim, que é proveniente de região a oeste, mais interiorizada na Faixa

Brasília, e submetida à maior grau metamórfico. O transporte tectônico desta unidade ocorreu pelo estabelecimento de Nappes, que são típicas de cinturões orogênicos. Consideradas alóctones, essas rochas são provenientes de domínio paleogeográfico distinto com relação às demais unidades que ocorrem na área e não possuem enraizamento axial das camadas.



Figura 5.8: Espelhos de falha encontrados em blocos rolados ao longo da área VII.

Embora não tenham sido observadas na área do projeto, são frequentes as ocorrências de retro empurrões associados a cinturões de dobras e cavalgamentos. Dessa forma, é possível que estas estruturas ocorram nos empurrões observados. Os retro empurrões ocorrem na mesma direção das falhas reversas, mas seus mergulhos são para direções opostas. Se formam devido a escapes de rochas por falhas inversas, com a progressão da deformação, e após o estabelecimento das falhas de empurrão nas rochas.

Falhas reversas:

Com a progressão do sistema colisional, também ocorrem as falhas contracionais que colocam principalmente o Grupo Paranoá sobre a Formação Quilombo. Essas estruturas foram denominadas como falhas reversas, devido ao deslocamento reverso das camadas, com topo para leste.

São bastante semelhantes com relação às falhas de empurrão, e se formam no mesmo contexto. Entretanto, são caracterizadas pelo deslizamento de litologias mais jovens sobre outras mais antigas, causando empilhamentos mais espessos de sedimentos nas zonas de falha, mas mantendo a relação estratigráfica entre as unidades, embora as rochas ocorram com deformações mais intensas.

Falhas de rasgamento, com deslocamento transformante:

O deslocamento diferencial na frente de falha promove a formação de falhas transcorrentes e fraturas na base das superfícies de descolamento, transversais à direção do cavalgamento. Elas são denominadas como falhas de rasgamento, e promovem a diminuição nos mergulhos das falhas reversas adjacentes (com direção ortogonal às falhas de rasgamento), devido ao alívio das tensões diferenciais que atuaram naqueles pontos. Em profundidade, os mergulhos são ainda mais reduzidos, e as litologias tendem a permanecer justapostas, formando empurrões basais.

Essas estruturas ocorrem em vários pontos na área do projeto, muitas vezes sendo observadas em campo e medidas. Entretanto, na subárea VII, elas foram observadas por meio da fotogeologia, e ocorrem como lineamentos fortes que atravessam os contatos entre unidades distintas, mas que não deslocam expressivamente as outras falhas, como em algumas outras subáreas. Normalmente nessas estruturas se encaixam drenagens que permanecem em trechos retilíneos por distâncias de alguns quilômetros.

Embora o deslocamento superficial entre camadas causado por essas estruturas seja considerável, não se trata de uma zona cisalhante, em que os blocos rumam para direções opostas. Ao contrário disso, os blocos são transportados na mesma direção (aproximadamente para leste), mas com intensidades variáveis, de acordo com as características litológicas e de embasamento da região. A diferença no deslocamento para o oriente, com a progressão da deformação, é o que provoca a formação das falhas de rasgamento.

Faturas

As faturas ocorrem abundantemente na área, em escalas que podem atingir quilômetros de extensão. São visíveis na maior parte dos afloramentos. Ocorrem também preenchimentos de muitas dessas estruturas por minerais silicosos e carbonáticos, a depender das características dos fluidos que as atravessaram e das extensões ocasionadas nas faturas. Foram observadas 2 famílias preferenciais de faturas em todas as unidades, reforçando a presença de um único evento deformacional de caráter progressivo. Essas direções são aproximadamente NNW-SSE e ENE-WSW, estabelecidas de acordo com o fraturamento esperado (Figuras 5.9, 5.10, 5.11)

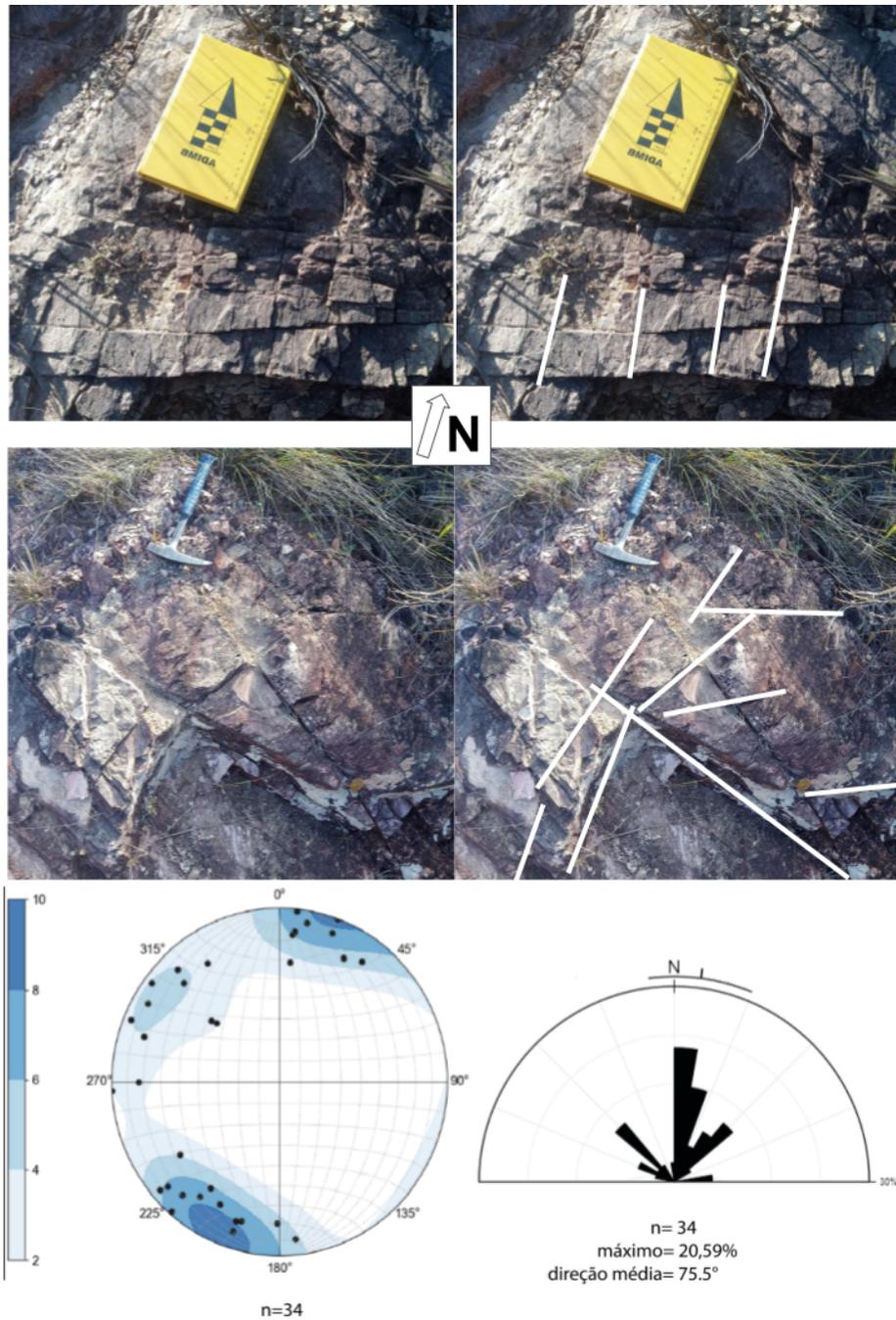


Figura 5.9: Imagens exemplificando o fraturamento em rochas do Grupo Canastra. Estereograma de pólos com contornos de densidade e diagrama de rosetas para as principais fraturas medidas no Grupo Canastra da subárea VII. A direção dos quatro principais pontos de densidade amostral indicam que as fraturas se estabeleceram preferencialmente nas direções: NNW-SSE e ENE-WSW.

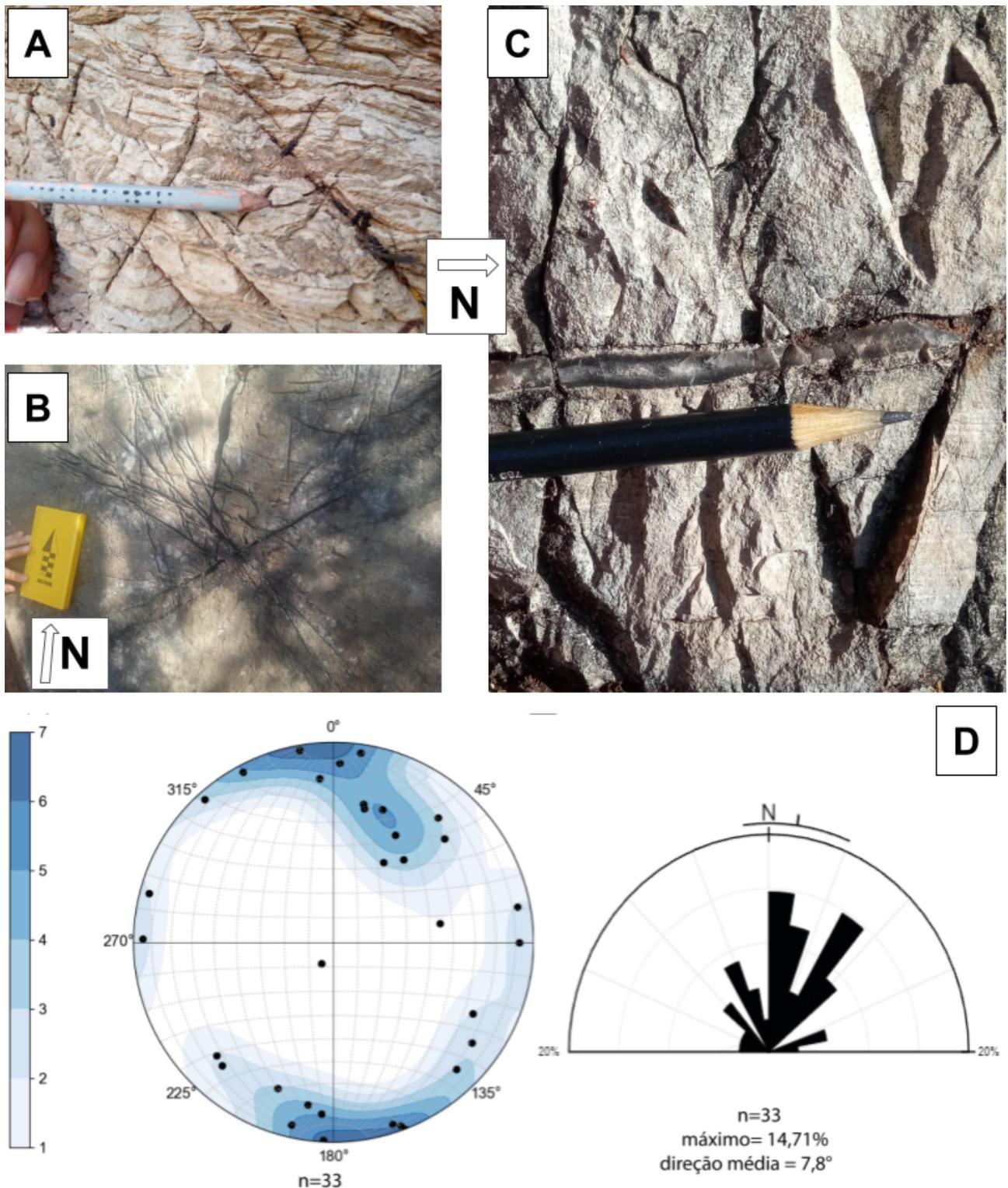


Figura 5.10: A, B e C- Imagens de fraturas em pares conjugados e fraturas preenchidas por quartzo em rochas carbonáticas do Grupo Paranoá. D- Estereograma de pólos com contornos de densidade e diagrama de rosetas para as principais fraturas medidas no Grupo Paranoá da subárea VII. As direções principais das fraturas no grupo se estabeleceram nas direções: NNW-SSE e NE-SW. Na maior parte das ocorrências, essas estruturas são estabelecidas com altos ângulos de mergulho.

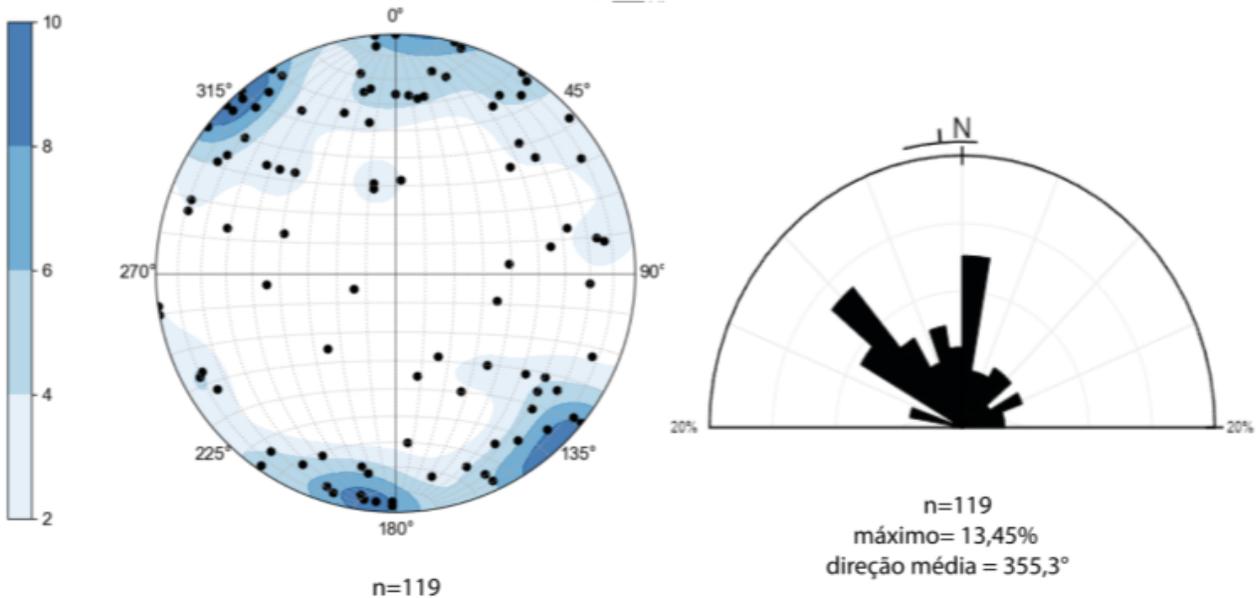
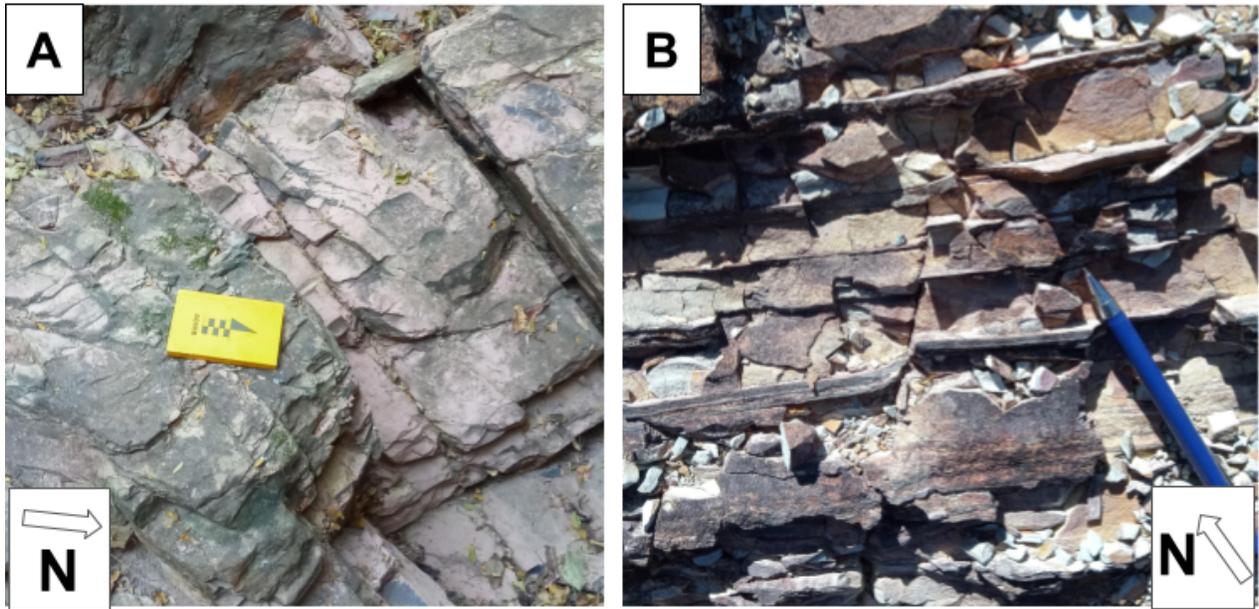


Figura 5.11: A e B- Padrão de fraturamento observado nas rochas da Formação Quilombo, Membro Ribeirão da Porteira. C- Estereograma de pólos com contornos de densidade e diagrama de rosetas para as principais fraturas medidas na Formação Quilombo da subárea VII. A direção dos quatro principais pontos de densidade amostral indicam que as fraturas se estabeleceram preferencialmente nas direções: NW-SE e NNE-SSW. Na maior parte das ocorrências, essas estruturas são estabelecidas com altos ângulos de mergulho.

As fraturas podem ser formadas durante ou após as deformações principais, devido às dissipações de energias ocasionadas pelo evento compressivo. Sua ocorrência tem grande importância para a formação dos aquíferos fraturados, que se beneficiam de forma a comportar mais água conforme a densidade de fraturas e suas continuidades e interconectividades em profundidade.

A existência dessas estruturas de forma mais adensada em litologias predominantemente psamíticas e rúpteis, como as carbonáticas, indica a existência de aquíferos com maiores condutividades hidráulicas secundárias para essas unidades.

As estruturas rúpteis são responsáveis muitas vezes pelo estabelecimento de fraturas cisalhantes, que podem ocorrer deslocando camadas verticalmente ou horizontalmente. Em grandes escalas, essas estruturas, quando horizontais, podem favorecer o estabelecimento das falhas de rasgamento em muitas subáreas do Projeto Unai, para a maioria das unidades geológicas.

As tensões que ocorrem paralelamente à direção de maior esforço podem causar maior deformação plástica em domínios da mesma litologia, em detrimento de outros, que se deslocam mais horizontalmente, causando movimento diferencial entre blocos, com ocorrência dessas estruturas rúpteis entre eles.

Quando se estabelecem verticalmente, essas fraturas cisalhantes dão a aparência de pequenas falhas aos afloramentos em cortes perpendiculares ao acamamento, que ocorrem normalmente em apenas alguns centímetros de deslocamento. Ocorrem normalmente em flancos de dobras, que se rompem com a progressão da deformação (Figura 5.11 – B).

5.3 Discussões

Com base nas informações obtidas durante a etapa de campo, posteriormente interpretadas e analisadas para refinamento dos dados, podemos observar a existência de um evento deformacional progressivo.

Pela localização da área de estudo, em porção da faixa bastante distante do centro de colisão, as características metamórficas são de intensidade bastante baixas. Entretanto, o estudo das vergências das principais estruturas é capaz de elucidar o comportamento do campo de tensões que atuaram durante o evento.

Por se tratarem de deformações mais rasas, as estruturas possuem maior dificuldade para serem dobradas. As falhas originadas são responsáveis por sobrepor camadas mais antigas sobre mais jovens.

As condições geomorfológicas estão intimamente relacionadas à natureza das estruturas desse evento, bem como às diferentes susceptibilidades erosivas das camadas depositadas e

exumadas na área. Os padrões de feições geofísicas realçam os contatos geomorfológicos e pedológicos da área estudada.

O contato entre unidades geológicas normalmente ocorre por deslizamentos intraestratais, com movimentação reversa com topo para leste. Esses contatos serão abordados neste trabalho como falhas reversas, devido ao seu estabelecimento em zona compressiva.

As falhas reversas apresentam deslocamentos entre os estratos, com as camadas a oeste se deslocando para cima das camadas a leste. O Grupo Canastra, por sua vez, foi transportado por longas distâncias até se estabelecer tectonicamente sobre o Grupo Paranoá, na área de trabalho.

O arcabouço dúctil é composto principalmente por dobras, foliações e lineações que ocorrem nas rochas. A imposição dessas estruturas na área estudada ocorre principalmente nas litologias pelíticas, devido ao seu comportamento mais plástico diante de deformação. A composição das rochas é o fator principal para o estabelecimento de estruturas dúcteis nas litologias, uma vez que a deformação não ocorreu sob condições de elevada pressão e temperatura, e sim em zonas crustais rasas, que favorecem a ocorrência de estruturas rúpteis.

A tectônica dúctil-rúptil predomina mesmo nas estruturas deste domínio, sendo representada principalmente por cavalgamentos, clivagens ardosianas, filíticas e espaçadas, crenulações, lineações, dobras e kink bands.

As dobras ocorrem abundantemente na área estudada e são resultado da compressão progressiva que atinge o sistema. As dobras apresentam diferentes ordens de grandeza, com estabelecimento de estruturas parasíticas que seguem a tendência das dobras regionais (figura 5.4 – F).

As principais dobras ocorrem com eixos inclinados e ondulados, evidenciando que em determinados momentos da deformação progressiva, o campo de tensões sofreu mudanças, provocando também encurtamentos de direções aproximadamente N/S.

Entretanto, os principais esforços são notoriamente de oeste para leste, conforme a vergência das unidades na região. Sendo assim, as dobras se estabelecem preferencialmente nesse sentido.

As principais estruturas planares são os acamamentos primários, que são visíveis para a maior parte das unidades que ocorrem na área do Projeto Unai. Essas estruturas foram nomeadas

como S0, e em grande parte das litologias são visíveis, devido aos baixos graus de metamorfismo que afetaram essas rochas supracrustais.

Além do acamamento sedimentar, foram definidas para a área duas foliações principais, nomeadas como Ss e Sp, em que a letra inicial “S” indica que é uma foliação e a letra final “s” significa secundária, enquanto “p” é de principal. As foliações são um termo genérico utilizado para caracterizar estruturas metamórficas formadas por compressão da matéria, gerando planos paralelos finamente laminados, que dão aspecto de “empilhamentos de folhas” aos afloramentos. Também ocorrem na região clivagens de crenulação, que são estruturas não penetrativas que ocorrem superpostas à foliação metamórfica. Elas foram denominadas Scr para o projeto.

Essas foliações foram formadas em um único evento compressivo, caracterizado por uma deformação progressiva que promove o estabelecimento dessas estruturas. A depender do tipo de rocha que foi deformada, essas estruturas podem ou não aparecer, ou ainda ocorrerem de forma muito sutil, e de difícil visibilidade em campo.

Por este motivo, as investigações petrográficas foram de suma importância para melhor identificação, caracterização e interpretação de estruturas e aspectos deformacionais em escalas diminutas. Mesmo que o Grupo Canastra esteja em maior grau metamórfico, e mais deformado, isso se deve principalmente à sua diferença reológica entre as outras unidades observadas, e também pela maior carga litostática que repousava sobre ele, permitindo assumir o mesmo domínio estrutural para a unidade, embora com particularidades.

Dessa forma, foi estabelecido para a região do projeto, apenas um domínio estrutural, com os campos tensionais e estruturas seguindo padrões bastante semelhantes para todas as unidades descritas.

Todas as unidades descritas no Projeto Unai foram influenciadas pelos processos tectônicos dúcteis-rúpteis e rúpteis, impostos pela colisão cratônica durante o Evento Brasileiro. Embora o Grupo Canastra tenha sido o mais afetado pelas deformações e metamorfismo impostos, ocorrem estruturas regionais por toda a área, com os mesmos campos de tensão.

Ocorrem dobras em grandes escalas para os Grupos Paranoá e Bambuí, assim como para a Formação Quilombo. Essas dobras normalmente não são muito visíveis por sensoriamento remoto, e são evidenciadas em campo pela existência de muitas dobras parasíticas e mudanças no sentido de mergulho de camadas.

Apesar de ocorrer apenas uma zona estrutural na área, a deformação que ocorreu em todas as unidades geológicas foi progressiva, e gerou diferentes estruturas, de acordo com as características particulares de cada litologia. A estruturação tectônica da região estudada possibilita melhor entendimento da porção leste da Faixa Brasília, mais especificamente na porção cratônica da faixa móvel, de forma a facilitar o esclarecimento de características particulares dessa movimentação, que se deu durante o evento orogenético Brasileiro.

A formação de mármore bastante recristalizados, assim como a formação de filitos e calcifilitos com pseudomorfos de carbonatos no Grupo Canastra, evidenciam a ocorrência de metamorfismo de fácies superior com relação à Formação Quilombo e Grupos Paranoá e Bambuí que ocorrem na área (que são anquimetamórficos). A descrição de abundantes micas como fengitas e clorita nas amostras em campo, bem como nas descrições petrográficas, sugerem a classificação das rochas do Grupo Canastra no máximo como pertencentes à zona da clorita, devido ao aparecimento de seu mineral índice.

6. POTENCIALIDADES ECONÔMICAS

A área do Projeto Unaí compreende rochas sedimentares de diferentes composições e modos de ocorrência. O metamorfismo de baixa intensidade que afetou as rochas da região, bem como a escassez de plutonismo aflorante, não permitiram o estabelecimento de expressivas zonas mineralizantes dos principais metais economicamente exploráveis.

Além disso, as condições físico-químicas dos sistemas naturais promovem a existência de diversos tipos de solos e conseqüentemente vegetações diversificadas que servem como indicativos da geologia e solos locais. Sendo assim, os principais usos econômicos propostos neste capítulo são condicionados às composições dessas rochas sedimentares, terrígenas ou carbonáticas, bem como a utilização dos solos e sistemas naturais como atividade rentável.

A região, apesar de se posicionar em um cinturão de dobras e cavalgamentos, não apresenta litologias aflorantes com espessuras muito elevadas, já que o embasamento cristalino das rochas não foi envolvido durante a deformação progressiva do sistema. Dessa forma, o magmatismo nas rochas supracrustais foi bastante inexpressivo, ao passo que as principais falhas que atuaram no sistema são rasas, não atingindo litologias plutônicas de interesse mineralizante. Sendo assim, de maneira geral, o potencial para desenvolvimento de jazidas minerais é reduzido.

Entretanto, grande parte da área estudada é correlacionada à porção norte da Faixa Vazante, mapeada pela CPRM na região como as Formações Serra do Garrote e Serra da Lapa, mas estas unidades foram substituídas por outras no Projeto Unaí. Nessa unidade, bastante estudada historicamente, são notoriamente conhecidas importantes ocorrências de depósitos de Pb, Zn, fosfato, dolomitos agrícolas, ouro e pontuais explorações diamantíferas.

Esse distrito mineiro, embora interpretado localmente como outros agrupamentos litológicos, pode sugerir a ocorrência de vários recursos minerais de interesse na área do projeto. Alguns desses recursos podem ser alvos de prospecções minerais futuras, com base na ampla gama de sugestões aqui mostradas.

Embora campanhas prospectivas já tenham sido estabelecidas na região, muitas delas não resultaram em efetivações de exploração. O avanço de tecnologias como geofísica, geoquímica e técnicas de amostragem mais eficientes podem proporcionar novos olhares para as ocorrências minerais da região.

Além do interesse em bens minerais, a região também apresenta grande beleza naturalística e cultural, fato que pode ser aproveitado de forma ecológica e eficiente como condicionante econômico de elevado valor não só para a área, mas para todo município de Unaí-MG.

Além disso, a geomorfologia e condicionantes bióticos e abióticos que se relacionam ao meio físico da região garantem atrativos para diferentes tipos de turismo e esporte, que podem se tornar de grande importância para a economia da região. Em seguida serão apresentados os principais usos propostos para os recursos naturais da região, subdivididos em recursos minerais e não minerais.

As principais litologias aflorantes na área do projeto são sedimentares, com baixo metamorfismo e pouco interesse econômico atualmente explorado. Entretanto, essas rochas sedimentares podem ser mais estudadas para identificação de constituintes de interesse econômico, como aqueles relacionados a litologias carbonáticas, apresentados a seguir.

Recursos Minerais:

A Formação Córrego do Barreiro, do Grupo Paranoá apresenta potencial associado principalmente às rochas carbonáticas dolomitizadas. Embora os afloramentos sejam de portes variados, muitas vezes ocorrem com grandes volumes de rochas. Essas litologias são muito coesas, o que dificulta o processo de britagem até frações finas, dificultando sua utilização com finalidades agrícolas.

Dessa forma, o principal potencial dessas rochas está associado a obtenção de material coeso fragmentado, para reforma de estradas não pavimentadas e construção civil. Além disso, grandes blocos dolomíticos poderiam ser serrados apropriadamente gerando peças ornamentais para revestimento de superfícies, embora não apresente longa duração, devido a dissolução do material.

O contexto de formação dos carbonatos dolomitizados do Grupo Paranoá, na borda da bacia oceânica Proterozóica, pode ter facilitado o estabelecimento de depósitos do tipo *Mississippi Valley*. Embora não hajam ocorrências documentadas desses depósitos, podem ser alvo de prospecção na região.

Esses depósitos (*Mississippi Valley*) são caracterizados pela presença de sulfetos de chumbo e zinco, de grande interesse econômico, na forma principalmente de esfalerita (ZnS) e galena (PbS). A formação desses minerais não está associada a intrusões ígneas, mas sim pela ocorrência de

hidrotermalismo, a partir de águas subterrâneas, que extraem esses elementos solúveis dos sistemas geológicos em profundidade (Dardenne, 2000).

As soluções hidrotermais, enriquecidas em elementos metálicos, se precipitam quando encontram as condições favoráveis para isso. Normalmente nesses depósitos, a interação do fluido quente com arenitos e litologias abaixo dos carbonatos favorecem a precipitação dos minérios nas cavidades geradas por dissolução na base dos carbonatos.

Para maior conhecimento e viabilização econômica da exploração desses elementos na área, devem ser realizadas investigações direcionadas, com realização de furos de sondagem e análises geoquímicas, sobretudo nas zonas de fraturas e dissoluções estratiformes, onde ocorrem as mineralizações nesse tipo de depósito (*Mississippi Valley*).

Para o Grupo Canastra que ocorre na área, são propostos vários usos para os recursos minerais. Entretanto, os dois principais potenciais econômicos são: a utilização de mármore da Formação Serra do Landim como rochas ornamentais, embora de valor econômico reduzido, e a utilização desses carbonatos dolomíticos recristalizados para a agricultura, com fragmentação mecânica desse material, que é rico principalmente em Ca e Mg.

Embora os mármore não sejam comuns em toda área do projeto (ocorrem essencialmente nas áreas XIII e XIV), eles ocorrem aflorando em morros bastante destacados na topografia, com espessuras e continuidade lateral consideráveis. Dessa forma, são alvos prospectáveis, que podem apresentar elevado potencial econômico, facilitado pelo baixo grau de silicificação da rocha.

De forma análoga, os carbonatos mais recorrentes na área do projeto, que são da Formação Córrego do Barreiro também ocorrem de maneira semelhante, mas restritos às subáreas do centro-sul do projeto.

A agricultura muito desenvolvida em Unaí e municípios vizinhos necessita de considerável quantidade de insumos como fertilizantes e adubos, mas principalmente de corretores de solo, sendo que os que ocorrem naturalmente são bastante acidificados. Portanto, é viável a utilização dos mármore como corretores de solo e fonte de elementos essenciais às plantas (Mg e Ca).

Esse uso representa uma alternativa economicamente atrativa para a obtenção de insumos agrícolas e abastecimento do mercado local, sem os altos custos de transporte e beneficiamento desses produtos, muitas vezes provenientes de locais longínquos.

A utilização de mármore como rochas ornamentais por populações humanas remonta a milhares de anos, por sua dureza e coesão elevadas, além de formas e feições visualmente atrativas.

Os mármore que ocorrem na área do projeto são de coloração acinzentada (Figura 6.1), o que não é muito atrativo para o mercado consumidor. Todavia, a exploração facilitada do recurso, e proximidade a grandes centros urbanos consumidores, como o Distrito Federal, podem facilitar o barateamento dos custos de produção, tornando esse produto competitivo e bem aceito no mercado.



Figura 6.1: Amostra de mármore utilizada na laminação, mostrando superfície seccionada, que poderia ser qualificada para utilização dessa rocha como ornamental. Essa litologia também pode ser utilizada na agricultura, como fonte principalmente de Ca e Mg. A amostra é: TF 20-X-04.4

Os filitos, interpretados neste estudo são pertencentes à Formação Serra do Landim, diferente da atribuição às rochas da Formação Serra da Lapa, do Grupo Vazante por estudos anteriores como Dardenne 2000 e Carvalho 2015 (Figura 6.2). São conhecidas várias ocorrências de metais preciosos, sobretudo ouro associado a essas unidades (com destaque para a região de Paracatu MG - Formação Paracatu, Membro Morro do Ouro) (Dardenne 2000).



Figura 6.2: Ponto 64, afloramentos do filito do Grupo Canastra, anteriormente atribuídos à Formação Serra da Lapa pela CPRM.

Sendo assim, estudos anteriores e relatório da CPRM sugerem mineralizações tardias desse recurso metálico na região estudada, mesmo que em baixas concentrações de Au (Almeida 2009). Entretanto, não ocorrem registros dessas ocorrências na área do projeto, e com a atualização estratigráfica dessas rochas, que agora são atribuídas à Formação Serra do Landim, o potencial de ocorrência de depósitos de ouro economicamente exploráveis nos filitos do Grupo Canastra é baixo.

As argilas são utilizadas extensivamente nas indústrias de processamento químico, principalmente na produção de artigos cerâmicos, refratários e na construção civil. Os filitos da Formação Serra do Landim possuem argilominerais em abundância, formados principalmente pelo intemperismo químico imposto pelas condições tropicais do clima da região. Entretanto, as condições de relevo com flancos íngremes dificultam o processo de pedogênese e hidrólise dos componentes *in situ*, que formam depósitos de argilas.

Por outro lado, a Formação Córrego do Barreiro (Grupo Paranoá) e Sete Lagoas (Grupo Bambuí) são ricas em litologias pelíticas, que são fonte de abundantes reservas de argilas. Essas são principalmente compostas por caulinita, argilominerais ferríferos e micas. Normalmente são formadas em ambientes pedogenéticos com processos hidromórficos das rochas pelíticas das unidades mencionadas.

A ocorrência de litologias com presença de fosfatos é observada na região, sobretudo em relação à Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) (Teles 2019). A formação desta unidade ocorreu em ambiente marinho de perimaré, com precipitação de fósforo por atividades microbianas após a glaciação do Neoproterozóico que afetou a região (Carvalho 2015). A ausência de metamorfismo

considerável para as rochas desse grupo não possibilitou a remobilização e concentração posterior desse recurso mineral, o que evidencia baixo potencial para a exploração desses sistemas.

A utilização de materiais aluvionares também pode ser mais estudada, a fim de reduzir custos de implantação de obras de infraestrutura para as populações rurais, como pontes, escolas e hospitais. A areia e cascalho depositados pelos sistemas fluviais recentes são materiais inconsolidados e de fácil retirada, sobretudo nos rios estabelecidos nos arenitos do Grupo Paranoá e ritmitos da Formação Quilombo. Entretanto, os aspectos ambientais devem ser observados para a minimização de impactos aos ecossistemas fluviais e transicionais, com as devidas compensações ambientais se fazendo necessárias (Abbatepaulo, 2018).

Recursos Não Minerais:

A dissolução química das rochas carbonáticas proporcionou uma série de cavernas e dolinas, sobretudo nas subáreas a sul do Projeto Unaí (Figura 6.3). Essas cavidades muitas vezes são conhecidas historicamente pela população local, mas não são valorizadas de maneira efetiva para fomentar o turismo e pesquisas antropológicas nesses ambientes. Dentre as cavernas e grutas mais conhecidas, a Gruta do Sapezal se destaca pela sua beleza natural de grandes dimensões (Figura 6.3).

Dessa forma, essa cavidade possui uma área de proteção ambiental em suas imediações, com objetivo de preservar o ecossistema em torno do sistema cavernícola e em seu interior. A preservação permanente dessa área garante a manutenção dos sistemas biológicos, que são extremamente sensíveis às interferências humanas. Entretanto, a elaboração de plano de manejo adequado para essa região se faz necessário, para regular e fiscalizar o uso sustentável na região, assim como para promover maior valorização deste meio.

O povoamento da região ocorreu inicialmente por povos indígenas, que remonta a mais de 10 mil anos atrás. Encontram-se nas imediações da cidade de Unaí MG, muitas cavernas e grutas com pinturas rupestres e também foram descobertos muitos objetos milenares e restos mortais que remontam à ocupação histórica da área, e aos costumes antigos (Araújo e Ferreira, 1995).

Mais recentemente, destacam-se o estabelecimento de assentamentos quilombolas nas zonas de serra e possivelmente em cavidades naturais, bem como o estabelecimento de forte cultura regional, sobretudo de cunho religioso, de tradições do interior brasileiro. Por esses fatores, estudos arqueológicos e históricos devem ser realizados sobretudo em solos adjacentes a abrigos naturais

que foram utilizados pelos povos que habitaram a região. Dessa forma, será possível fomentar o turismo e gerar fonte de renda considerável para a população rural.

A exuberante vegetação nativa, sobretudo associada aos carbonatos, também contribui para a existência de trilhas e circuitos de geoturismo e ecoturismo na área, atraindo visibilidade nacional no cenário de esportes de aventura. Nesse contexto, as escarpas, morros e florestas podem comportar esportes como arvorismo, tirolesas e motocross, atraindo atenção de amantes dessas atividades.

Devido ao avanço da ocupação humana e de atividades como agricultura e pecuária, as diversas espécies nativas, tanto de animais, quanto de plantas (muitas vezes típicas de determinados solos e geologia locais) ficam preservadas apenas nas serras e restritas áreas de reserva legal das fazendas.

A geomorfologia das falhas de empurrão, associada com os aspectos biológicos pode ser um grande atrativo para muitas pessoas, fomentando o desenvolvimento de atividades ecoturísticas na região. Além disso, o turismo favorece a conscientização dos habitantes locais, quanto a preservação dos ecossistemas e sistemas de recarga natural de aquíferos. O turismo por sua vez impulsiona a geração de empregos e valorização de aspectos tradicionais dos povos regionais.



Figura 6.3: Gruta do Sapezal, localizada na subárea XII. Também existem outras grutas e cavidades menores, associadas aos carbonatos da Formação Córrego do Barreiro.

As quebras de relevo, principalmente associadas aos quartzitos do Grupo Canastra, ou às falhas da região, muitas vezes formam cachoeiras que também são atrativas para atividades turísticas

(Figura 6.4). Embora os corpos d'água superficiais em geral comportem volumes pequenos de água, são margeados por vegetação exuberante e fauna diversificada, tornando a região atrativa.

Além disso, existem muitas lagoas e açudes, artificiais ou não, que são lar de muitas espécies de peixes e outros animais nativos, o que possibilitaria também turismo controlado de pesca nessas áreas (Figura 6.5).



Figura 6.4: Cachoeira da água fria, localizada na subárea XIV, ocasionada por quebra abrupta do relevo. Ocorrem várias outras quedas d'água que podem ser mapeadas e exploradas.



Figura 6.5: Região serrana do Grupo Quilombo da subárea VII, com destaque para as possíveis trilhas íngremes no cume dos morros, com vegetação exuberante, principalmente nos vales encaixados. Detalhe para o açude a N/NE da imagem, que é habitado por variados peixes e outras espécies nativas, como lagartos, aves e mamíferos (principalmente capivaras). Mesmo durante o auge da seca na região, vários dos açudes permanecem com níveis altos de água.

Por fim, as regiões aplainadas entre as serras, na maioria das vezes são cobertas por solos espessos, muitas vezes superficialmente férteis e bem drenadas, o que possibilita a implantação de atividades agrícolas diversificadas. Se destacam na região atividades de agricultura familiar, que devem ser fomentadas para reduzir os riscos sociais para as populações em propriedades de pequeno e médio portes.

Essas atividades são principalmente plantio de hortas e culturas diversas para alimentação direta, produção de queijos e ovos, e pequenas criações principalmente de bovinos e aves. Além disso, em áreas degradadas e com solos menos espessos, próximos às serras, existem plantações de eucalipto, que são economicamente rentáveis, trazendo benefícios a médio prazo para essas propriedades rurais.

7. ZONEAMENTO HIDROGEOLÓGICO

A água subterrânea apresenta grande importância na área de estudo, devido a intermitência dos corpos hídricos superficiais, bem como à restrita quantidade de drenagens em algumas localidades. Sendo assim, este capítulo tem como propósito a demonstração do potencial hidrogeológico da região e a caracterização geral dos aquíferos da área do projeto.

O zoneamento hidrogeológico proposto tem como objetivo a definição de zonas com características homólogas de porosidade e permeabilidade, nos sistemas geológicos, pedológicos e geomorfológicos, mapeados e observados em campo. Dessa forma, foi possível a individualização de unidades hidroestratigráficas para a área, compostas por rochas com características hidrogeológicas comuns, que se distinguem de outras unidades. Assim, cada Unidade Hidroestratigráfica (UH) pode estar associada a mais de uma unidade estratigráfica, aloestratigráfica ou pedoestratigráfica.

Devido à baixa densidade populacional da região (particularmente da porção norte da área), não existem dados de poços para monitoramento, embora em propriedades rurais da região seja comum a utilização de poços para usos domésticos e principalmente para dessedentação animal e agricultura familiar.

Alguns destes poços são cadastrados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS) da CPRM, mas não dispõem de informações completas e atualizadas. Portanto, na área não existem dados quantitativos suficientes de poços, ensaios de infiltração, testes de bombeamento, entre outros, que viabilizem a análise quantitativa dos sistemas aquíferos.

Dessa forma, não foi elaborado o mapa hidrogeológico, mas apenas o mapa de zoneamento hidrogeológico, que é proposto neste capítulo e foi realizado de forma qualitativa, utilizando-se das unidades geológicas e solos descritos.

São de importância na região três domínios aquíferos: i) o Domínio Freático ou Intergranular, representado pelos solos, sejam eles mais rasos ou mais profundos; o Domínio Fraturado, que é representado pelas rochas subjacentes, em geral apresenta porosidade secundária, devido ao fraturamento e outras estruturas; e iii) Domínio Físsuro-Cárstico que inclui fraturas e de cavidades por dissolução.

São propostas, portanto, 2 Unidades Hidroestratigráficas para o domínio freático, sendo denominados de sistemas aquíferos FI 1 e FI 2. Para o Domínio Fraturado foram propostas 2 unidades, que são denominadas de sistemas FP1(que inclui rochas com comportamento dúctil), F2 (associado a tipos petrográficos com caráter rúptil). O domínio fissuro-cárstico é representado por apenas uma Unidade Hidrográfica denominada FC (associada a rochas carbonáticas e siliciclásticas).

O mapa de zoneamento hidrogeológico foi elaborado por meio de ferramentas de sistemas de informação geográfica, em que as diferentes unidades foram obtidas por reclassificação da geologia e do mapa de solos. Os aquíferos fraturados e fissuro-cársticos têm suas estruturas associadas ao contexto deformacional da Faixa de Dobramentos Brasília (Barbosa *et al.*, 1970; Dardenne 2000 e outros).

7.1 Unidades Hidroestratigráficas

O mapa de Zoneamento Hidrogeológico (Figura 7.1) é composto por cinco unidades hidroestratigráficas (UHS) delimitadas para a região do Projeto Unaí, com duas de domínio fraturado e uma fissuro-cárstico, representadas graficamente por cores, e as duas unidades de domínio freático/intergranular representadas por hachuras sobrepostas.

O zoneamento foi realizado com base em unidades litológicas aflorantes, dados estruturais (comportamento reológico das rochas), vazão, regularização e perenidade dos cursos d'água superficiais, dentre outras informações.

Não existem dados qualitativos significativos de poços tubulares na região, entretanto, a localização dos poços cadastrados na área está inclusa no mapa. A localização e informações desses poços se encontram disponíveis no sítio <http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/> (consultado em 03/10/21), referentes ao município de Unaí-MG. Além disso, também consta um mapa de isoietas entre os municípios de Unaí e Paracatu, no estado de Minas Gerais.

Para o desenvolvimento deste capítulo e caracterização dos aquíferos e descrição das Unidades Hidroestratigráficas, serão introduzidos conceitos hidrogeológicos básicos:

- Aquíferos são sistemas geológicos e pedológicos que são capazes de armazenar água, e possuem capacidade de manutenção de fluxos aquosos por meio da permeabilidade do sistema. Podem ser classificados em relação a sua porosidade como Intergranular, Fraturado, Cárstico, Fissural-Cárstico e de dupla porosidade (Fetter 1994).

- Quanto à posição relativa da superfície potenciométrica e a pressão hidrostática, os aquíferos podem ser classificados em: livre, semiconfinado, confinado e suspenso. Já em relação a variação de características físicas e hidráulicas, eles se caracterizam em homogêneos ou heterogêneos, e isotrópicos ou anisotrópicos

Por fim, também são classificados quanto aos tipos de constituintes e posição geográfica como: inconsolidados, clásticos, cársticos, fraturados e costeiros.

A partir desse modelo de classificação, os sistemas geológicos e pedológicos observados na área puderam ser agrupados nas unidades hidrogeológicas que serão apresentadas.

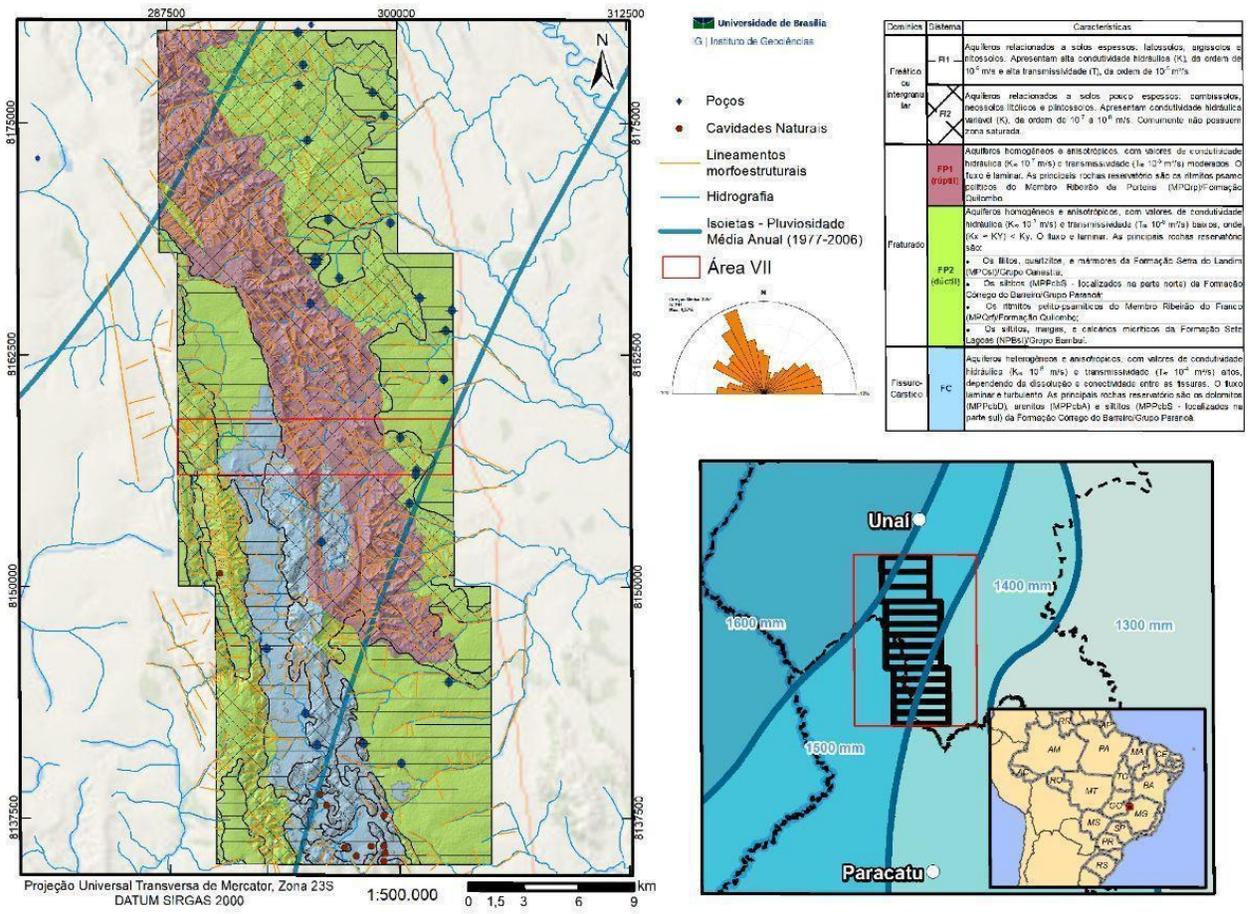


Figura 7.1: Mapa de zoneamento hidrogeológico. Com destaque para as cinco UHs principais e a localização dos poços do sistema de informação de águas subterrâneas.

7.1.1 Domínio Intergranular

Também conhecido como domínio freático intergranular (FI), corresponde aos regolitos (solos e saprolitos) da região, que apresentam a porosidade primária como principal meio de

percolação de água, e que a saturação de seus sistemas promovem a formação de reservatórios subterrâneos.

São aquíferos livres, controlados por parâmetros físicos e hidrodinâmicos dos materiais não litificados. Os principais solos da área foram utilizados para a definição das UHs, de acordo com a base pedológica em escala de 1:500.000 da Embrapa. Dessa forma, características físicas dos solos como textura, estrutura, espessura, condutividade hidráulica e transmissividade foram utilizadas para definir as zonas distintas.

Unidade Hidroestratigráfica FI 1

São aquíferos relacionados a solos espessos: latossolos, argissolos e nitossolos. Normalmente relacionados a relevos planos e com baixas densidades de drenagens. Os corpos d'água que se encontram nessa unidade são relacionados a rios perenes, de vazões mais elevadas e águas cristalinas.

A espessura desses sistemas pedológicos propiciam reservatórios com grande volume disponível, em função do nível de saturação da água. Apresentam alta condutividade hidráulica (K), da ordem de 10^{-6} m/s e alta transmissividade (T), da ordem de 10^{-5} m²/s.

Unidade Hidroestratigráfica FI 2

São aquíferos associados a solos pouco espessos, incluindo cambissolos, neossolos litólicos e plintossolos. Apresentam condutividade hidráulica variável, da ordem de 10^{-7} a 10^{-8} m/s; baixa transmissividade e comumente não apresentam zona saturada. Normalmente estão localizados em regiões de relevo moderado, com encostas íngremes, que promovem elevado escoamento superficial, em detrimento da infiltração.

Dessa forma, podem ser formadas drenagens em altas densidades, que durante o período de chuva podem transportar grandes volumes de água, mas durante a seca não possuem reservatórios expressivos que sustentem seu fluxo aquoso.

DOMÍNIO FRATURADO

Os aquíferos fraturados profundos (FP) são reconhecidos como sistemas rochosos, em que a água ocupa os espaços das descontinuidades planares como fraturas, diáclases, juntas, falhas, entre outras.

As rochas nesse domínio são de origem sedimentar, e embora tenham tido porosidade primária significativa, são metassedimentos que tiveram sua porosidade intergranular preenchida durante processos de litificação e metamorfismo. Sendo assim, a porosidade secundária é o fator mais importante para a existência e manutenção dos aquíferos nesse domínio (Campos, 2004).

As principais estruturas planares que são capazes de armazenar e transportar água nesses sistemas são as fraturas e as falhas. Durante o mapeamento foram realizadas medidas sistemáticas nas diversas unidades geológicas da área, com objetivo de mapear as principais estruturas que controlam a disposição espacial dos reservatórios.

Para a correta locação de poços nestes sistemas são necessárias análises não só das principais famílias de fraturas da área, mas também dos lineamentos regionais, para garantir que a perfuração atinja zonas com maior interconectividade das fraturas e outras estruturas (Monteiro e Campos, 2010). Dessa maneira foram gerados diagramas de roseta (Figura 7.2A e 6B) evidenciando os principais lineamentos da área do Projeto Unaí e para os principais pares de fraturas registrados na área VII.

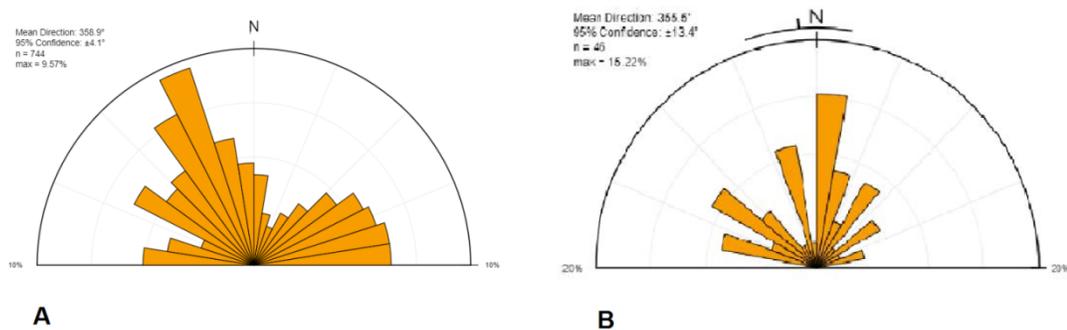


Figura 7.2: Diagrama de rosetas para A: Lineamentos regionais obtidos por sensoriamento remoto; B: Fraturas medidas na subárea VII, indicando as direções principais dessas estruturas.

Unidade Hidroestratigráfica FP 1

Esta unidade hidroestratigráfica se localiza na região central da área do Projeto Unaí e é representada pelas rochas da Formação Quilombo, membro Ribeirão da Porteira, que é composto por ritmitos de natureza psamo-pelítica, com características rúpteis.

Essas características rúpteis favoreceram ao fraturamento intenso durante os eventos compressivos, o que promoveu a formação dos reservatórios nessas rochas. Correspondem a aquíferos homogêneos e anisotrópicos, com valores de condutividade hidráulica e transmissividade moderados.

O fluxo é do tipo laminar, em que os fluidos estabelecem trajetórias fixas ao longo de estruturas, em geral com baixas velocidades. Se estende em uma faixa NNW/SSE que atravessa as áreas de 1 a 12, com largura média de cerca de 5 quilômetros.

Essa Unidade é associada com abundantes nascentes de corpos d'água, que se originam no topo das serras, muitas vezes com intermitência, e se tornam corpos d'água muitas vezes perenes e de águas cristalinas em direção a jusante.

A associação de solos espessos com relevos moderados a íngremes acima dessa unidade reduzem bastante a infiltração no sistema e recarga dos aquíferos, aumentando o escoamento superficial (Campos *et al.*, 2006).

Unidade Hidroestratigráfica FP2

Essa Unidade Hidroestratigráfica é composta pelas seguintes unidades geológicas:

- filitos, quartzitos, e mármore da Formação Serra do Landim/Grupo Canastra;
- siltitos da Formação Córrego do Barreiro/Grupo Paranoá;
- ritmitos pelito-psamíticos do Membro Ribeirão do Franco/Formação Quilombo;
- siltitos e margas da Formação Sete Lagoas/Grupo Bambuí também se enquadram nessa Unidade Hidroestratigráfica, embora essas rochas não aflorem na subárea VII.

De maneira geral, essas rochas apresentam comportamento dúctil, principalmente devido a sua composição predominantemente pelítica ou por deformação sob maiores graus de temperatura e pressão.

Nesta Unidade Hidroestratigráfica, costumeiramente são perfuradas litologias de natureza margosa do Grupo Bambuí em profundidade, nesses casos, a depender do grau de intemperismo das rochas e quantidade de íons solúveis, podem ocorrer processos como a alcalinização das águas nos reservatórios (SIAGAS).

As unidades geológicas mencionadas são as principais rochas reservatórias da Unidade Hidroestratigráfica. Os aquíferos são homogêneos e anisotrópicos, com valores de condutividade hidráulica (K) e transmissividade (T) variáveis, onde $(K_x \approx K_y) < K_z$. O fluxo é laminar, com passagem de água em baixas velocidades, em geral por planos de fratura bem determinados (Campos *et al.*, 2006).

7.1.2 Domínio Fissural-Cárstico

As litologias nesse domínio em geral apresentam interdigitação entre si. Dessa forma, mesmo que algumas litologias sejam siliciclásticas pouco reativas, como os siltitos e arenitos, elas apresentam íntima relação estratigráfica com as rochas carbonáticas (dolomitos e margas). Além disso, as deformações rúpteis que afetaram todo o conjunto de rochas promoveram fraturas que penetraram as diferentes litologias do Grupo Paranoá (Lousada e Campos, 2005).

Unidade Hidroestratigráfica FC

Sua ocorrência se restringe ao centro-sul do Projeto Unaí, onde existe ocorrência de corpos carbonáticos, garantindo a existência do domínio Fissuro-Cárstico na área. As rochas que funcionam como reservatório para a UH FC são: dolomitos, arenitos e siltitos da Formação Córrego do Barreiro/Grupo Paranoá.

São aquíferos heterogêneos e anisotrópicos, com valores de condutividade hidráulica (K) e transmissividade (T) variáveis a depender da dissolução e conectividade entre as fissuras. O fluxo pode ser do tipo laminar, em que a água pode ser transmitida por trajetórias definidas nas estruturas de alguns litotipos, e turbulento, com fluxos seguindo trajetórias irregulares nas cavidades formadas por dissolução, sobretudo nas rochas carbonáticas (Lousada e Campos, 2005).

O recurso hídrico obtido nessas condições, muitas vezes, ocorre enriquecido em íons, principalmente Ca e Mg, devido a dissolução das rochas carbonáticas pela água de recarga, que apresenta caráter ácido. Dessa forma, as águas bombeadas podem ter sua qualidade reduzida para alguns tipos de consumo, popularmente conhecida como água dura. Estudos mais aprofundados de locação de poços devem ser realizados, a fim de evitar parâmetros indesejáveis na qualidade da água (Campos *et al.*, 2006).

7.2. Poços Tubulares

Os poços tubulares na região são de grande importância para o abastecimento hídrico da região, sobretudo para a eficiência dos empreendimentos rurais. Dessa forma, são necessárias observações sobre os poços existentes na região, embora sejam escassos os dados cadastrais desses empreendimentos, além de apresentarem informações sintetizadas e incompletas.

A vazão dos poços varia de acordo com as características da Unidade Hidroestratigráfica em que se encontra, e em alguns casos, constam nos relatórios do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), vinculado a CPRM. Dos 31 poços cadastrados na área do Projeto Unaí, três estão localizados na subárea VII. Entretanto, para o desenvolvimento do trabalho foram utilizados os poços de toda a área do Projeto Unaí, e esses foram associados às unidades hidroestratigráficas em que se localizam.

- No domínio fissuro-cárstico, existem 4 poços, com profundidade média de 66,7 metros, e vazão média de 11,8 m³/h, com valores contrastantes, que podem ir de 5 a 17,2 m³/h. O contraste elevado nas vazões dá indícios de que existem regiões de heterogeneidade nas litologias, ocasionadas por processos de dissolução das rochas carbonáticas e promovem localmente altos valores de condutividade hidráulica. Não existem dados de pH e nível dinâmico para os poços nesse domínio, embora sejam esperados valores de pH elevados, e níveis dinâmicos variados para cada poço.
- No domínio fraturado FP 1, devido a seu relevo movimentado e escassez de propriedades rurais, existem apenas 2 poços registrados, com profundidade média de 71 m, mas apenas um dispõe de dados de vazão, que é de 13 m³/h. Além disso, os valores médios dos seguintes parâmetros são observados:

- PH: 6,53: indica conformidade com as características químicas das chuvas da região, e baixa reatividade das rochas reservatórias;

- NE: 32 metros.

- No domínio fraturado FP 2, devido a sua intensa ocupação, ocorre a maior densidade de poços cadastrados, um total de 25. Entre esse número, existem poços tubulares profundos, mas também poços escavados no domínio intergranular, devido à elevada profundidade dos solos, corrobora as informações descritivas para este domínio.

A profundidade média dos poços escavados no solo é de 20,45 m, o que demonstra a espessura elevada do domínio Intergranular FI 1; e profundidade média do nível estático em 15,48 m, fornecendo melhor dimensionamento dos reservatórios. A profundidade média dos poços tubulares é de 96,96 metros, e os parâmetros disponíveis apresentaram os valores médios de:

- Vazão: 13,53m³/h;

- PH:7,036: Levemente básico, sugere interação das águas com litologias carbonáticas, possivelmente margas;

- Nível Estático: 15,75m.

No domínio FP 2 se encontra o único poço da área de estudo que apresenta seu perfil construtivo descrito nos relatórios do SIAGAS (Figura 7.3). Nessa descrição, o solo e saprolitos de natureza argilo-siltosa chegam aos 32 m de profundidade, transicionando para siltitos intemperizados até a marca de 34 m.

Essa porção superior está associada às litologias da Formação Quilombo, Membro Ribeirão do Franco. Já os siltitos calcíferos que se localizam de 34 a 100 m de profundidade possivelmente se associam ao Grupo Bambuí, sotoposto a Formação Quilombo. A ficha técnica do poço apresenta diversas informações técnicas sobre a construção do poço e de seus parâmetros físico-químicos; ela se encontra disponível no site do SIAGAS.

Alguns poços na região não contam com informações dos testes de bombeamento, o que indica que a vazão aferida não representa a vazão após a estabilização do sistema mediante a intensivo bombeamento. Em alguns casos, existem dados do teste de bombeamento, permitindo o cálculo da vazão após estabilização a partir da equação $((ND-NE)*VE)$, onde ND, NE e VE, indicam respectivamente nível dinâmico, nível estático e vazão específica.

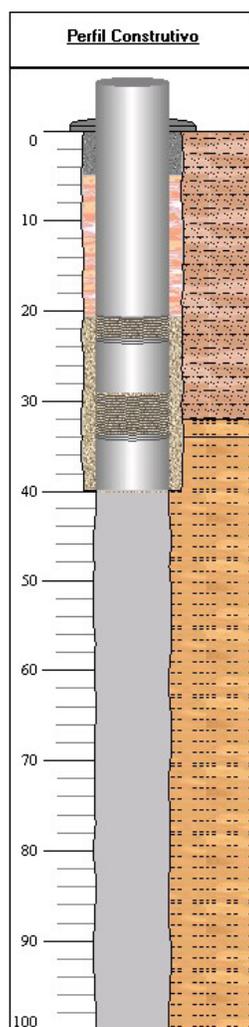


Figura 7.3: Perfil construtivo do poço UNA-262, na Fazenda Cascavel, com dados disponíveis no site do SIAGAS.

7.3. Balanço Hídrico e Climatológico

O noroeste do Estado de Minas Gerais apresenta ciclo hidrológico característico do centro brasileiro, com sazonalidade marcante entre inverno e verão, respectivamente marcados por seca intensa e abundantes chuvas. Os dados de balanço hídrico e climatológico da região estudada foram observados pelos dados da estação meteorológica UNAÍ (A), da SISDAGRO (INMET). Além disso, os gráficos gerados pela equipe no site da SISDAGRO (Figura 7.4A e B) utilizaram dados de um período de 30 anos (1981 - 2010), utilizando o método de *Thornthwaite & Mather* (1957).

A marcante sazonalidade da região reflete o balanço hídrico, que mostra um grande déficit hídrico, concentrado entre os meses de maio e outubro, em que a água sai dos sistemas consideravelmente em maior quantidade em relação à água que entra (Figura 7.4A).

Nos outros meses (principalmente entre novembro e abril), há água em excesso no sistema, o que reflete o gráfico de armazenamento hídrico nos sistemas reservatórios naturais (Figura 7.4B). Embora segundo o mapa de isoietas as precipitações na área estejam entre 1400 e 1500 milímetros anuais, essa chuva se concentra nos meses do período chuvoso.

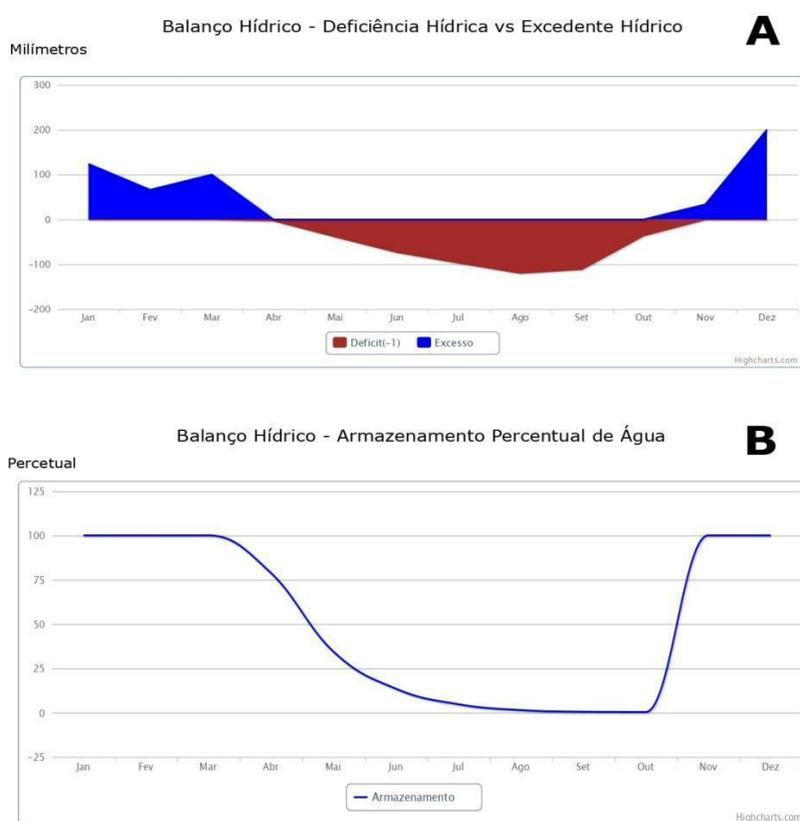


Figura 7.4: Gráficos retirados do sistema SISDAGRO, do INMET, mostrando em A: Balanço hídrico médio histórico para o período de um ano, indicando o comportamento da deficiência hídrica e do excedente hídrico ao longo dos meses. B: Gráfico de armazenamento percentual de água nos sistemas naturais.

7.4 Discussões e Gestão Dos Recursos Subterrâneos

De acordo com os relatórios do SIAGAS, os principais usos de água na região envolvem a dessedentação animal (principalmente pecuária), agricultura, abastecimento doméstico, de pequenas comunidades e institucional (Penitenciária Santo Agostinho). As descrições de solos e unidades

geológicas desses relatórios não são consistentes com as nomenclaturas utilizadas neste trabalho, entretanto, associações são possíveis de serem estabelecidas.

A construção dos poços em geral não é feita da forma correta, onde na maioria dos casos há ausência de descrições técnicas. Possivelmente ocorrem problemas construtivos como ausência de filtro/pré-filtro, revestimentos insuficientes ou inadequados. Além disso, muitos poços foram observados em campo, mas não constam no sistema de cadastro, e a maioria não conta com isolamento sanitário adequado (que envolve principalmente a cimentação da porção superior e distanciamento de atividades agrícolas e de criação animal). (Figura 7.5 A e B)



A

B

Figura 7.5: **A:** Poço tubular profundo na subárea 11, sem o isolamento sanitário adequado; **B:** Poço tubular na subárea 3, com graves problemas construtivos, que promoveram a destruição do poço e foco de contaminação do aquífero.

A locação correta dos poços busca locais com litologias que forneçam maiores vazões e melhor qualidade da água. Deve ser levado em conta o comportamento dos contatos em subsuperfície, mas a posição do pré-filtro e filtros no revestimento do poço será o fator principal para a qualidade do recurso obtido (Cadamuro 2002).

Para a obtenção de vazões elevadas devem ser observados os lineamentos regionais e direções preferenciais de famílias de fraturas. Os sistemas pertencentes às unidades hidroestratigráficas FI 1 e FI 2 são os mais promissores para a utilização da água subterrânea. Elas apresentam elevadas médias de vazão e qualidade, possibilitadas pela interconectividade das fraturas e reatividade moderada do sistema que forma os reservatórios.

A unidade FC também apresenta potencial elevado para a exploração de água subterrânea, entretanto, devem ser feitos estudos mais aprofundados quanto à existência de cavidades (que possam gerar vazões anômalas). Além disso, deve ser observada a química das águas, e sua relevância para os diversos usos.

As profundidades de perfuração total e posicionamento dos filtros devem ser corretamente estimados, para garantir funcionamento do empreendimento e evitar entradas d'água indesejáveis. Para resolução desses problemas, foram propostas 3 medidas principais para a gestão dos recursos hídricos na região:

- O desenvolvimento dos poços já existentes deve ser realizado periodicamente, inclusive com aferição de parâmetros hidrogeológicos como vazão, posicionamento dos níveis estático e dinâmico, entre outros. O monitoramento dos parâmetros fornece dados que se tornam uma poderosa ferramenta de gestão dos recursos hídricos, garantindo maior produtividade dos empreendimentos.
- A locação e outorga de novos poços devem ser fomentadas para a área, principalmente naquelas propriedades que somente dispõem dos recursos limitados, do aquífero intergranular, através de poços rasos escavados. Novos poços devem se localizar preferencialmente nos domínios das unidades hidroestratigráficas supracitadas (intergranular).
- A supressão da vegetação nativa da área, bem como a pecuária extensiva em muitos locais, contribui para a compactação e perdas de estruturas dos solos, o que promove a diminuição da infiltração natural da água da chuva. Esses e outros fatores provocam recargas menos eficientes aos aquíferos, em que a água migra na região de interface dos sistemas intergranulares (solos) para os fraturados e fissuro-cársticos.

Dessa forma, mecanismos de recarga artificial podem ser aplicados na região, como plantio de vegetação arbórea espaçada em pastos, construção de barragens de infiltração, sulcos paralelos às curvas de nível, poços de injeção, dentre outras técnicas (Fetter 1994).

Aumentar a infiltração no solo, além de contribuir para a recarga dos aquíferos profundos, promove a diminuição do escoamento superficial, que por sua vez, provoca efeitos erosivos e de lixiviação de solos, sobretudo em áreas antropizadas e de relevo íngreme.

- Para o funcionamento das estratégias de gestão propostas, é necessário o estabelecimento de políticas públicas, principalmente a educação científica para jovens e adultos da região, que se torna uma importante ferramenta para a gestão dos recursos hídricos a médio e longo prazo.

Com essa proposta, a população pode entender o processo correto de locação e gestão de poços, reduzindo inúmeros problemas. Mas, principalmente, reduzem problemas de contaminação dos aquíferos, seja por fossas e dejetos de atividades humanas ou por criação animal e atividades industriais.

8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CORRELAÇÕES REGIONAIS

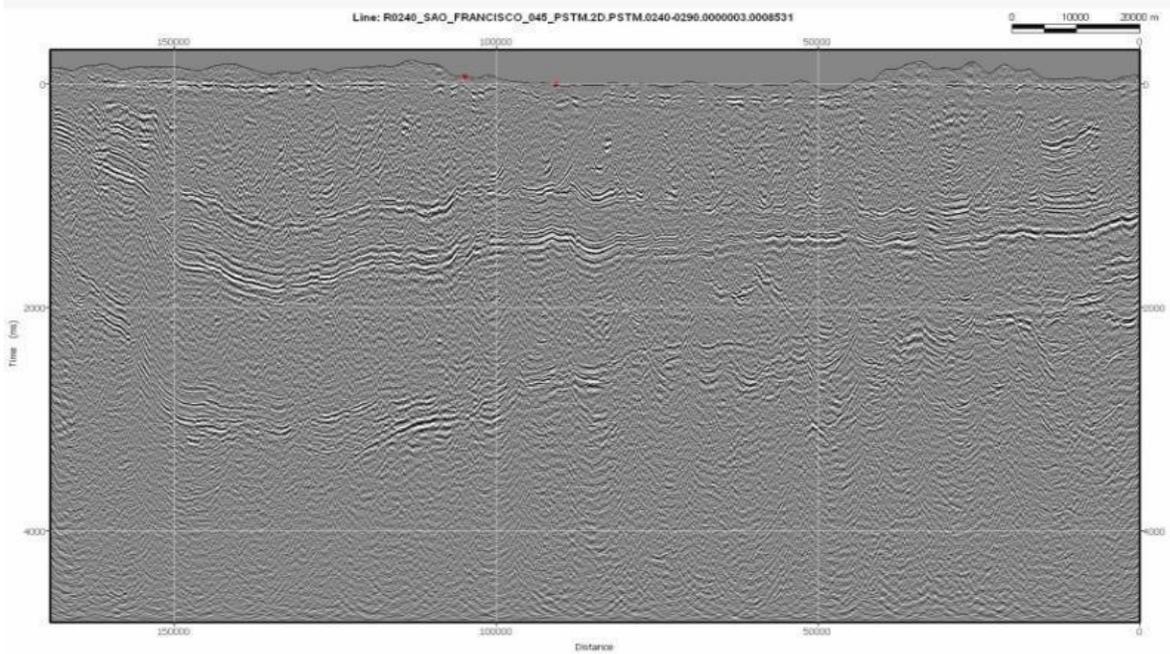
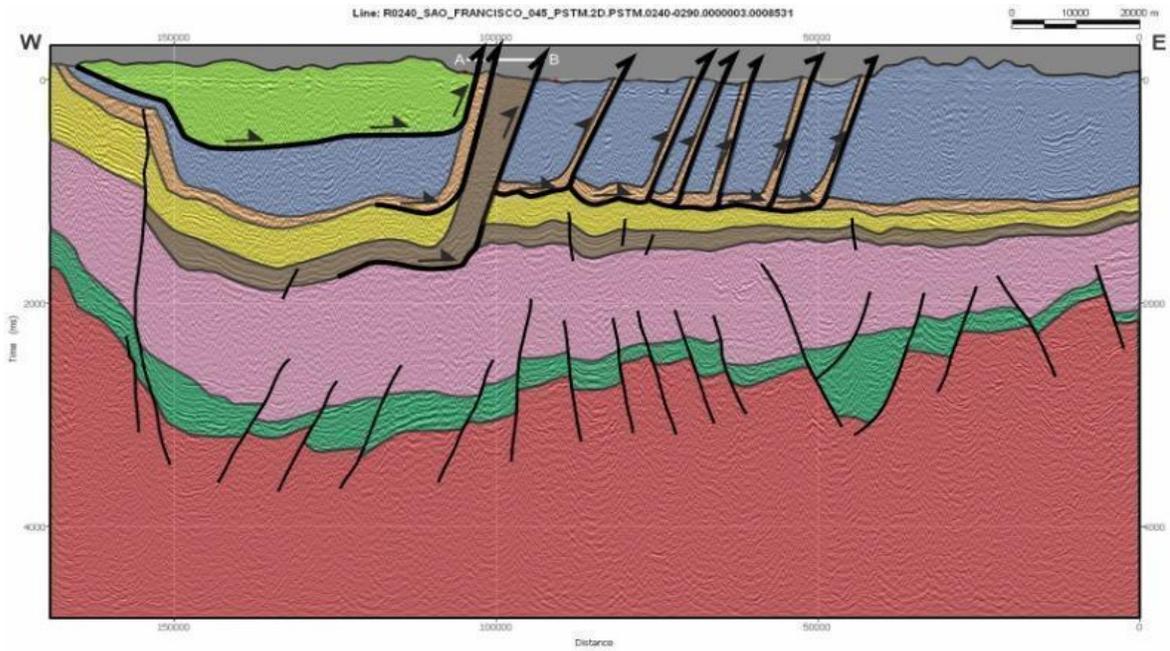
A evolução geotectônica da região inicia-se com o rifteamento do embasamento cristalino. Segundo Martins-Ferreira *et al.* (2017) o embasamento foi afetado por três pulsos extensionais principais durante o Proterozóico, que podem ser inferidos pelo registro geológico como: Estatheriano, relacionado ao Grupo Araí; Calymmiano, relacionado aos Grupos Traíras e Serra da Mesa; e Ectasiano-Steniano, relacionado ao Grupo Paranoá. Os eventos extensionais formaram bacias intracontinentais cujas sequências compõem o Supergrupo Veadeiros (Martins-Ferreira *et al.*, 2017).

O embasamento da região pode ser correlacionado principalmente aos granito-gnaisses tonalíticos a granodioríticos da Suíte Aurumina e aos paragneisses e xistos grafitosos da Formação Ticunzal (Moro, 2017). O embasamento foi deformado com a colisão paleoproterozóica do Evento Transamazônico (2,2 a 2,0 Ga), formando o chamado Terreno Jaú-Cavalcante, com intenso magmatismo orogênico.

Na área de estudo, os Grupos Araí e Traíras não afloram na região e são identificados apenas na linha sísmica Unai-Cristalina (Figura 8.1). Rodrigues (2008) e Moura (2018) descrevem rochas graníticas com 2,14 Ga na região. Estas rochas foram interpretadas como altos paleogeográficos do embasamento Paleoproterozóico submetidos aos efeitos da Colagem Riacciana (ou tectônica Transamazônica) e que foram envolvidos parcialmente na deformação Brasileira.

Após longos períodos erosivos, iniciou-se uma fase pré-rifte, com formação de bacias termo-flexurais, marcadas por deposição fluvial e lacustre no geral. Esse evento iniciou a deposição do grupo Araí, que após grande magmatismo anorogênico efetivou a instalação do rifte, preenchido pelos sedimentos da Formação Arraias (Silva, 2020).

O Grupo Araí constitui uma sucessão depositada em uma bacia do tipo rifte intracontinental, cuja evolução iniciou antes de 1,77 Ga, afetando essencialmente as rochas da Formação Ticunzal e da Suíte Aurumina, (2,2-2,0 Ga) (Martins Ferreira *et al.*, 2017). O Grupo Araí é composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas, de baixo grau metamórfico, sobreposto à Suíte Aurumina e à Formação Ticunzal. Tanizaki *et al.* (2015), com base na análise de tratos de sistemas, propõem quatro tectonossequências (TS) para o rifteamento e estão resumidas na tabela a seguir (Tabela 8.1). A figura 8.1 mostra a interpretação da linha sísmica que passa sobre as subáreas VI e VII do Projeto, com uma série de estruturas e as relações estatigráficas das unidades aflorantes.



Legenda

Neoproterozoico



Gr. Bambuí

Mesoproterozoico



Grupo Canastra



Grupo Paranoá:
Fm. Córrego do Barreiro



Gr. Paranoá

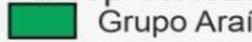


Fm. Quilombo

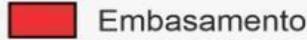


Grupo Traíras

Paleoproterozoico



Grupo Araí



Embasamento



A-B Área do Projeto Unaí

Figura 8. 1: Seção sísmica 2-D de Zalan (2005) e a interpretação geológica para a região.

Unidade	TS	Fase	Descrição
GRUPO ARAÍ	Água Morna	pré-rifte	Foi depositada durante a deformação elástica da crosta superior onde subsidência térmica foi induzida pelo resfriamento da porção do manto superior, elevado de forma passiva no início do estiramento crustal
	Arraias	rifte-inicial	Evolução do tectonismo extensional controlado por um regime de subsidência mecânica desenvolvendo dos primeiros meio-grábens da Bacia Araí. Neste contexto, foi depositada toda a sequência continental da bacia a qual foi intercalada pelas rochas metavulcânicas bimodais.
GRUPO TRAÍRAS	Caldas	rifte	Se estabeleceu com a introdução da sedimentação marinha com o afogamento lento e progressivo da bacia. Representa a mudança do regime de subsidência mecânico para termal, reduzindo o espaço de acomodação e ampliando a área de extensão da bacia
	Traíras	rifte-final	Representa a transição para a fase de subsidência flexural da bacia. É caracterizada pelo ambiente completamente submerso, com aporte a partir da borda flexural do rifte e sedimentação marinha.
		pós-rifte	É marcada pelo fim do tectonismo ativo. Apresenta depressão térmica e altas taxas de subsidência. Houve a expansão da bacia fora dos limites do rifte original com sucessões paralelas e lateralmente contínuas.

Tabela 8.1: Quadro resumitivo dos estágios de evolução dos Grupos Araí e Traíras segundo Tanizaki *et al.* (2015).

A cerca de 1,55 Ga, se iniciam novamente eventos de magmatismo anarogênico, com formação de bacia por flexura mecânica tipo SAG, iniciando deposições sedimentares em ambientes

marinhos de *shoreface*, *foreshore* e *backshore*, com sedimentação mista. Essa deposição ocorreu até cerca de 1,35Ga, no Mesoproterozóico, e é representada pelo Grupo Traíras, depositado sobre o Grupo Araí ou diretamente sobre o embasamento cristalino (Martins Ferreira *et al.*, 2017) (Figura 8.2).

Na base desta unidade ocorre uma grande discordância, marcada por conglomerados clasto suportados interpretados como decorrentes do retrabalhamento do Grupo Araí e também das rochas do embasamento (Martins Ferreira *et al.*, 2017).

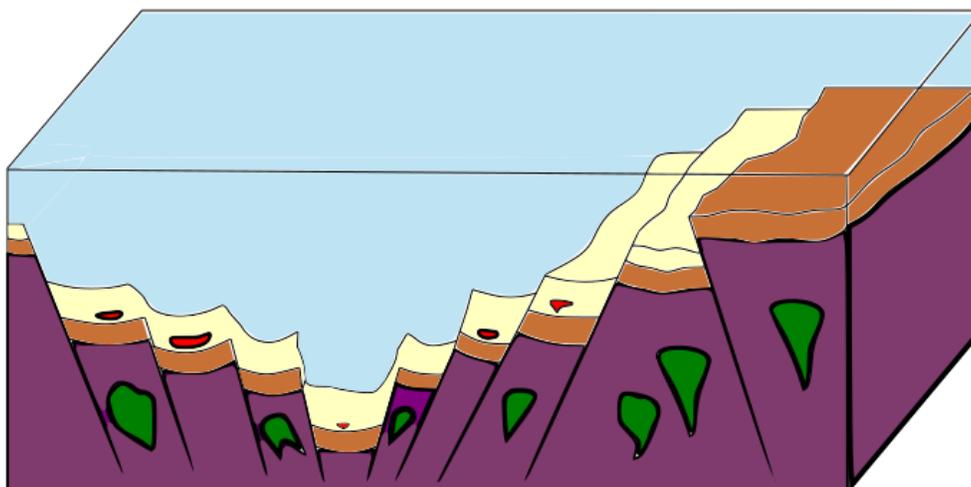


Figura 8.2: Modelo de evolução geológica da região estudada pelo Projeto Unaí. Embasamento: Formação Ticunzal e Suíte Intrusiva Aurumina: Em cores roxas e verdes, respectivamente. Em seguida, ocorre o Grupo Araí, com a Formação Água Morna abaixo (em laranja) e a Formação Arraias em amarelo com corpos intrusivos avermelhados. Imagem elaborada pela subárea VII.

A formação dos riftes atuou com a imposição de sistemas de falhas normais retas e subparalelas, com mergulhos elevados (cerca de 65°), com rejeitos muitas vezes superiores a 1000 m (Marini *et al.*, 1981). A criação dessas estruturas condicionou a existência de zonas de fraqueza na rocha, que nos eventos seguintes funcionaram favorecendo a reativação de estruturas antigas.

Em Unaí, sobre o Grupo Traíras ocorre a Formação Quilombo, que pode ser associada à parte superior do Supergrupo Veadeiros (Figura 8.3). Moura (2018), a partir de datação U/Pb em grãos de zircão, datou as rochas vulcânicas do Membro Ribeirão do Franco em 1379±44 Ma. Porém, a recente descoberta de rochas vulcânicas pertencentes ao Membro Ribeirão da Porteira, indica que

o magmatismo iniciou antes, já que também ocorreu magmatismo nessas camadas que se depositaram inicialmente na Formação Quilombo.

Sobre a Formação Quilombo, ocorre o Grupo Paranoá, constituído por siltitos, dolomitos e quartzarenitos. Essas litologias, assim como as da Formação Quilombo, estão atribuídas ao Grupo Vazante nas folhas Folha Serra da Aldeia - SD.23-V-A-VI e na Folha Unaí SD.23-V-A-III mapeadas pela CPRM em 2015, embora no presente trabalho essas unidades tenham sido substituídas.

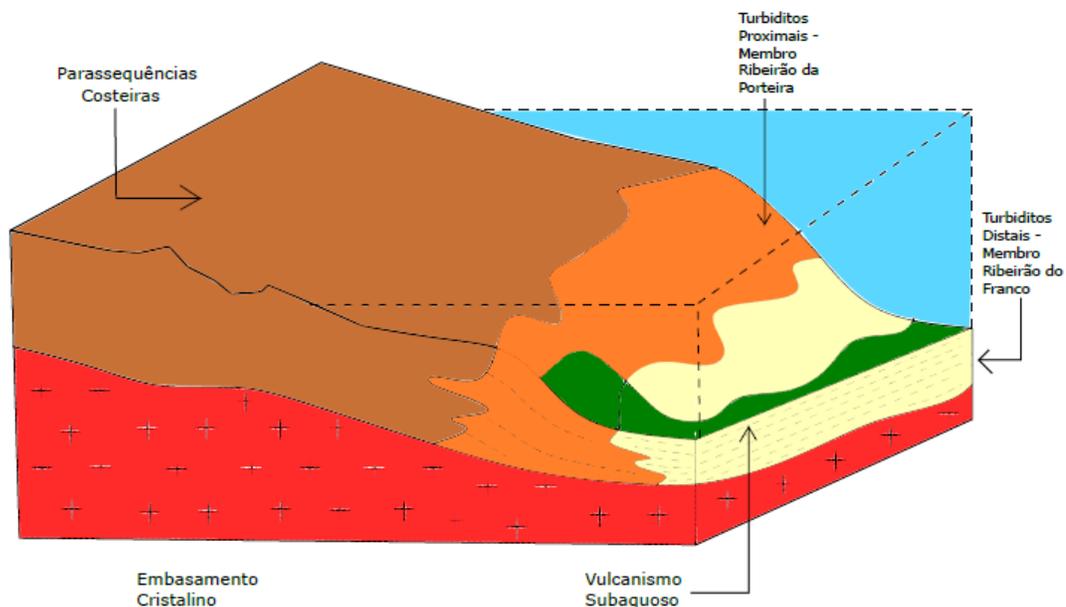


Figura 8. 3: Em contexto da evolução do sistema de bacia do tipo SAG, com aprofundamento e preenchimentos da bacia, ocorre a gênese da Formação Quilombo, posicionada principalmente após as principais quebras de relevo da plataforma. Destaque para camadas vulcânicas em verde que ocorrem sideposicionalmente em relação aos ritmitos. Imagem elaborada pela subárea VII.

Seraine *et al.* (2021) propõem que a evolução da Bacia do Paranoá se desenvolveu em três estágios (Figura 8.4). O estágio inicial é representado por uma proto bacia e é relacionada à sucessão basal, incluindo a transição do ambiente continental (leques aluviais) para condições de plataforma de águas rasas.

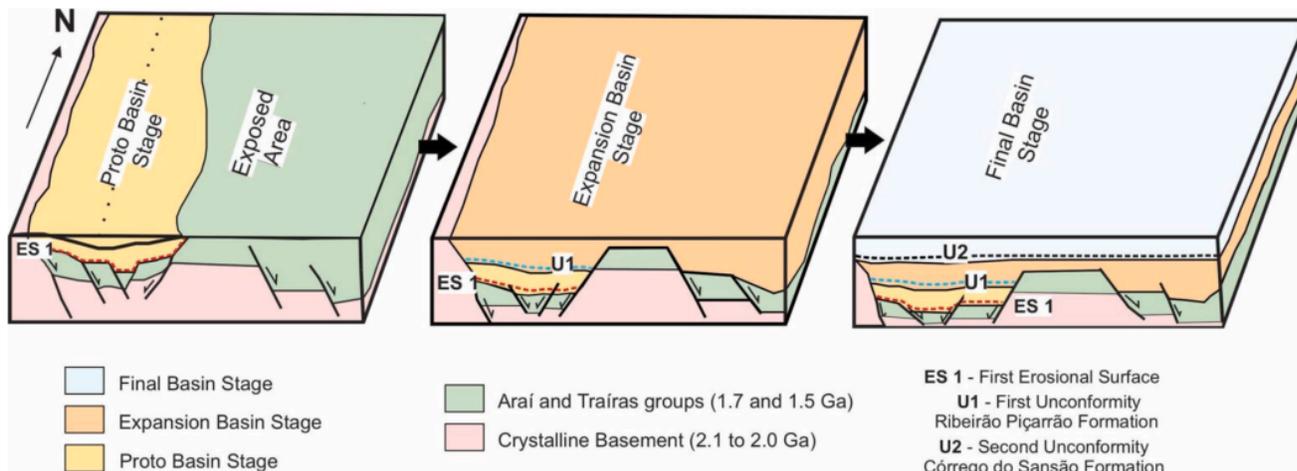


Figura 8.4: Bloco diagramas ilustrativos da evolução da Bacia do Paranoá subdividida em três estágios: inicial, expansão e estágio final da bacia (Seraine *et al.*, 2021).

O estágio de expansão é caracterizado por um ambiente deposicional contrastante, incluindo plataforma dominada pela maré, plataforma dominada por tempestade, supratidal e condições de *foreshore*. Zircões detríticos indicam que a idade máxima dessa fase é de 1,4-1,3 Ga. O estágio final é representado por condições ambientais mais rasas, incluindo sedimentação mista carbonato- siliciclástica. Esses depósitos contêm zircões detríticos de 1,1 Ga (Seraine *et al.*, 2021).

O estágio inicial da abertura da bacia do Grupo Paranoá corresponde às formações Ribeirão São Miguel, Córrego do Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas e Serra do Paraná. Configura uma pequena bacia rasa que ocorre restrita ao eixo Brasília-Alto Paraíso. (Seraine *et al.*, 2021).

A acomodação inicial da deposição do grupo foi associada a pequenas falhas, reativando anisotropias mecânicas profundas preexistentes herdadas do Rifte Araí. A base dessa sucessão apresenta sedimentos provenientes de tonalitos da Suíte Aurumina e tem o topo marcado pelos conglomerados da Formação Serra do Paraná. (Seraine *et al.*, 2021).

O estágio de expansão pode ser subdividido em dois subestágios. O primeiro engloba a Formação Ribeirão Piçarrão e a base da Formação Ribeirão do Torto. Associados a esta fase, foi datada uma pequena população de zircões que foram descritos por Moura (2018) como pertencentes ao Evento Quilombo. A porção basal da Formação Ribeirão do Torto é composta por lamitos

associados à superfície de inundação marinha, configurando um ambiente de plataforma mais profunda (Seraine *et al.*,2021).

O segundo subestágio engloba a porção superior da Formação Ribeirão do Torto e as Formações Serra da Meia Noite e Ribeirão da Contagem em um ambiente mais raso que o subestágio anterior e com processos deposicionais do tipo supratidal trativo. As lentes de quartzito na parte superior da Formação Ribeirão do Torto marcam a transição entre o ciclo transgressivo e o início do ciclo regressivo (Seraine *et al.*,2021)

O estágio final compreende as Formações Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro, e corresponde a um evento transgressivo seguido por um preenchimento progressivo. A sucessão inclui sedimentos siliciclásticos intertidais seguidos por uma plataforma carbonato-siliciclástica, em águas rasas (Seraine *et al.*,2021).

Trata-se de um ciclo regressivo representado pela Formação Córrego do Barreiro, em que as fácies observadas nas lentes carbonáticas são representativas de deposição em águas rasas. Esta unidade tem uma idade máxima de deposição de 1,1 Ga (Seraine *et al.*,2021).

No Projeto Unai, as rochas do Grupo Paranoá foram atribuídas à Formação Córrego do Barreiro que foi definida por Campos *et al.* (2013) como composta principalmente por siltitos de coloração cinza prateado (que passam a amarelo, rosado ou avermelhado com a alteração), lentes areníticas e dolomíticas.

Os siltitos são muito laminados e podem apresentar foliação e toque untuoso devido a presença de filossilicatos. As lentes areníticas podem ser de granulometrias finas, médias, grossas ou conglomeráticas apresentando ou não estratificações. As lentes dolomíticas podem ser classificadas como *mudstones*, *grainstone* intraclásticos, *packstone* intraclásticos, *floatstones* intraclásticos, estromatolíticos ou em brechas (Campos *et al.*,2021).

Já a Formação Serra do Poço Verde é dividida em quatro membros: Membro Morro do Pinheiro Inferior, constituído por dolomitos, doloarenitos, brechas e lentes estromatolíticas; Membro Morro do Pinheiro Superior, composto por laminações dolomíticas formadas por estruturas bacterianas, intercaladas com brechas e doloarenitos; Membro Pamplona Inferior, formado por de rochas siltosas intercalados com dolomitos e lentes conglomeráticas; Membro Pamplona Médio, composto por dolomitos intercalados a esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento a doloarenitos e brechas (Campos *et al.*,2021).

Seraine *et al.* (2021) investigaram grãos detríticos de zircão a fim de posicionar melhor a base e o topo do Grupo Paranoá em relação a outras unidades cronoestratigráficas. O resultado está sintetizado na Figura 8.5, a seguir. A idade do Membro Ribeirão do Franco da Formação Quilombo fica próxima a 1,4 Ga; para o Grupo Paranoá as idades variam entre 1,0 e 1,1 Ga; enquanto para o Grupo Vazante a idade fica próxima de 0,9 Ga na base (Seraine *et al.*,2021). Estes resultados nos permitem melhor visualizar e individualizar as unidades da Formação Quilombo e porção superior do Grupo Paranoá que antes eram definidos como Grupo Vazante.

Dados apresentados por Rodrigues (2008) permitem que o grupo seja interpretado como de idade Mesoproterozóica, sendo cronocorrelato ao topo do Grupo Paranoá. A presença de zircões detríticos indicam idade máxima de deposição de cerca de 1,05 Ga.

O Grupo Bambuí se desenvolveu sobre o Cráton São Francisco e está relacionado com o desenvolvimento de um ambiente marinho plataformar em uma bacia de *foreland*, relacionada à convergência no Neoproterozóico que levou ao soerguimento da faixa Brasília (Couto *et al.*,1981; Fragoso *et al.*,2011).

Rodrigues (2008) sugere idade máxima para a deposição do Grupo Bambuí de 676 Ma, por meio da datação de U-Pb em zircões. Sugere, também, a idade mínima da deposição de 3 Ga, em zircões da Formação Sete lagoas.

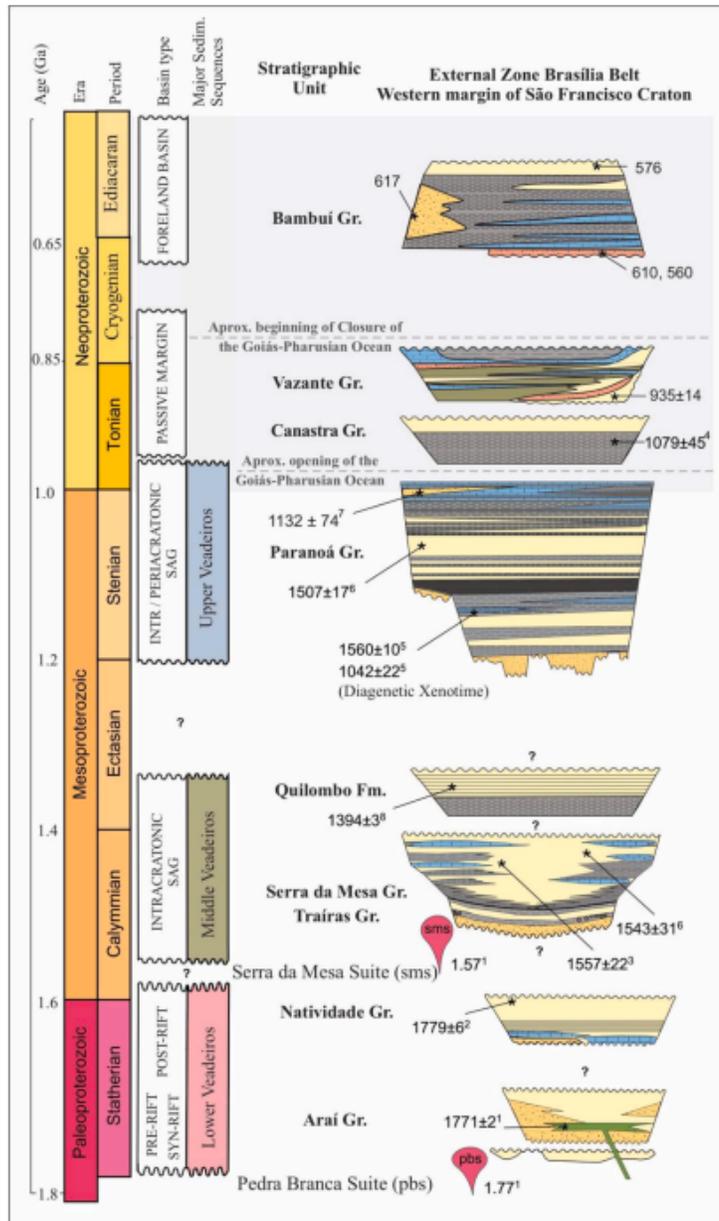


Figura 8.5: Coluna cronoestratigráfica da Faixa Brasília Meridional por Seraine *et al.* (2021).

. O desenvolvimento estrutural da Faixa Brasília Meridional foi dado pelos esforços de fechamento do oceano Goiás, que levou à compressão, distensão, cavalgamentos, dobramentos e empurrões, com estruturas aproximadamente N-S. Os crátons Amazonas, São Francisco-Congo e Paranapanema, que formavam as margens do oceano Goiás, funcionaram como tensores empregados para a estruturação em sentido W-L, o que possibilitou o fechamento do oceano (Fuck *et al.*, 1994).

Nas fases compressivas do Neoproterozóico, algumas dessas estruturas em profundidade acabaram por inverter o sentido do deslocamento dos blocos acima, formando falhas reversas de alto ângulo (Fuck *et al.*, 1994).

Os padrões estruturais e a continuidade lateral predominantemente norte-sul das unidades aflorantes na área de estudo evidenciam deformação leste-oeste e intensa vergência para leste. O padrão estrutural da área é do tipo *thin-skinned* onde há descolamento da Formação Quilombo, Grupo Paranoá e Grupo Canastra sobre as rochas do Grupo Traíras em forma de cunhas de empurrão (Figura 8.1).

Durante o evento orogenético Brasileiro, a Formação Córrego Barreiro, topo do Grupo Paranoá, se colocou com um contato de falha reversa sobre a Formação Quilombo, que, por sua vez, se movimentou a partir de uma falha de empurrão e se colocou sobre o Grupo Bambuí. Essa movimentação reversa resultou também na dobra sinclinal na Formação Quilombo com a Formação Córrego Barreiro no núcleo, localizada no centro da área do projeto Unai.

Isso pode ser explicado pela diferença de reologia da Formação Córrego Barreiro com a formação subjacente Córrego do Sansão, que é menos competente e menos anisotrópica, agindo como uma superfície de baixa fricção basal.

O empilhamento do Grupo Canastra sobre o Grupo Paranoá também está relacionado ao Evento Brasileiro e resulta do esforço compressivo de fechamento da bacia. Retrata a acomodação da deformação, em resposta ao encurtamento e movimentação devido à inversão da Faixa Brasília durante a Orogênese Brasileira. Segundo Freitas-Silva & Campos (1998) a dissipação do *stress* e a acomodação da deformação foram por meio de cavalgamentos e dobramentos flexurais.

O último estágio de deformação é caracterizado por tectônica de cavalgamentos, que sobrepõe o Grupo Canastra ao Grupo Paranoá, com contato tectônico reverso na região do Projeto Unai e desenvolvendo foliação paralela ao acamamento sedimentar de direção NE. O metamorfismo em fácies xisto-verde observado nas rochas do Grupo Canastra é anterior aos estágios de deformação visto nas rochas adjacentes.

9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O Projeto Unaí se baseou principalmente nas características específicas de cada unidade encontrada em campo para o correto enquadramento das litologias nas respectivas formações e grupos geológicos (Tabela 9.1).

Dessa forma, o Grupo Canastra pode ser mapeado para a área estudada, discordantemente do mapeamento realizado pela CPRM (2015), que atribuiu essa unidade à Fm. Serra da Lapa, do Grupo Vazante. A principal evidência para as rochas não serem desta unidade é a imposição de metamorfismo dessas rochas, gerando foliação filítica, que não é observada para as formações do Grupo Vazante.

CPRM (2015)	Projeto Unaí
Grupo Vazante - Fm. Serra do Garrote -Membro Serra do Andrequicé	Fm. Quilombo - Membro Ribeirão da Porteira
Grupo Vazante - Unidade B (posicionamento indefinido)	Fm. Quilombo - Membro Ribeirão do Franco
Grupo Vazante - Fm. Serra do Garrote - Membro Sumidouro e Fm. Serra do Poço Verde	Grupo Paranoá - Fm. Córrego do Barreiro
Grupo Vazante - Fm. Serra da Lapa	Grupo Canastra - Fm. Serra do Landim
Grupo Bambuí - Fm. Serra de Santa Helena e Grupo Vazante - Unidade A (posicionamento indefinido)	Grupo Bambuí - Fm. Sete Lagoas

Tabela 9.1: Correlações entre as unidades mapeadas pela CPRM (2015) e as unidades propostas pelo Projeto Unaí - MG (2021).

As rochas no extremo nordeste da área, em geral muito alteradas, foram mapeadas pela CPRM como sendo predominantemente da Formação Serra de Santa Helena, do Grupo Bambuí. Essa unidade é composta basicamente por rochas pelíticas e pequenas lentes carbonáticas. Entretanto, o mapeamento realizado pela equipe do Projeto Unaí constatou a presença ampla de margas e litologias carbonáticas em menores quantidades.

As margas normalmente se encontram intemperizadas, e devido a saída dos componentes carbonáticos, a rocha ocorre com baixa densidade e com espaços vazios. Além disso, os

componentes terrígenos da rocha também ocorrem alterados, com cores alaranjadas/avermelhadas e esbranquiçadas. Desta forma, a unidade descrita também foi atribuída ao Grupo Bambuí, mas à Formação Sete Lagoas.

O Grupo Paranoá, mapeado na porção centro-sul da área do projeto, foi identificado principalmente pelas fácies carbonáticas observadas em campo. Esta mesma unidade foi mapeada na região pela CPRM como Grupo Vazante, Fm. Serra do Garrote (Membro Sumidouro) e Fm. Serra do Poço Verde, que também apresenta ocorrências dolomíticas e ardósias. Entretanto, foi observada em campo a presença de grandes lentes dolomíticas, com diversas fácies, interdigitadas a siltitos e folhelhos escuros, por vezes carbonosos, que se encontram em predomínio na região.

Além disso, também ocorre abundante interdigitação dos carbonatos e siltitos a arenitos grossos e médios, arcoseanos. Dessa forma, as características observadas sustentam a classificação das rochas que apresentam essas características na área como pertencentes à Formação Córrego do Barreiro, do Grupo Paranoá.

A Formação Quilombo, mapeada no presente trabalho, também havia sido identificada na região pela equipe da CPRM, porém, atribuída ao Grupo Vazante como Formação Serra do Garrote (Membro Serra do Andrequicé) e Unidade B (com posicionamento indefinido). Entretanto, trabalhos mais recentes, como o de Moura (2018), obtiveram datações U-Pb nas rochas vulcânicas intercaladas aos ritmitos turbidíticos discordantes das propostas pelo Serviço Geológico Brasileiro.

A datação obtida por Moura (2018) revela pico de formação em cerca de 1,4 Ga, o que posiciona a unidade consideravelmente mais abaixo na estratigrafia em relação ao Grupo Vazante, que de acordo com a literatura observada pela CPRM foi formado no máximo a 1,2 Ga. Dessa forma, a geocronologia nos permite posicionar a sequência turbidítica ainda na porção superior do Supergrupo Veadeiros, em contexto da evolução de bacia do tipo SAG que depositou o Grupo Traíras logo abaixo.

Recomendações Finais

A utilização de métodos geofísicos para a área do projeto, como a gravimetria, pode elucidar de forma mais precisa relações de contato e estruturas em subsuperfície, assim como identificar a presença de litologias não aflorantes de densidades distintas.

Além disso, a descoberta de camadas vulcânicas também no Membro Ribeirão da Porteira, na Formação Quilombo, são de grande interesse para o entendimento da natureza e das dinâmicas desse vulcanismo subaquoso.

Além disso, a datação dessas camadas pode trazer informações que corroborem as dinâmicas deposicionais descritas para os turbiditos e ajudem a consolidar as relações estratigráficas com as unidades adjacentes.

Dessa forma, como recomendação, as amostras de rochas vulcânicas do Membro Ribeirão da Porteira, da subárea VII, bem como outras amostras vulcânicas do Membro Ribeirão do Franco, devem ser analisadas em conjunto, a fim de aprimorar a caracterização do tipo e da idade do magmatismo. Além das amostras coletadas neste projeto, podem ser realizadas campanhas de campo com objetivos específicos de mapeamento e coleta de amostras dessas rochas.

A geoquímica das unidades descritas neste trabalho não foi possibilitada, devido a ausência de tempo. Entretanto, análises geoquímicas podem ser úteis no detalhamento de litologias, sobretudo nas rochas pelíticas, em que seus constituintes minerais não são facilmente observáveis por microscopia óptica.

A análise mineralógica de algumas amostras, por meio da difratometria de raios X, pode ser uma boa estratégia para identificar características composicionais, sobretudo de rochas pelíticas e vulcânicas afaníticas dessa região, já que os componentes dessas rochas não são facilmente identificáveis por meio de microscopia óptica.

Análises geoquímicas aliadas a métodos geofísicos e furos de sondagem, também pode facilitar a instalação de futuros empreendimentos de exploração mineral na área. A verificação de teores dos elementos de interesse podem sugerir possibilidades mais concretas por exemplo da existência de depósitos de Pb e Zn do tipo *Missisipi Valley*, além de ocorrências de ouro, carbonatos dolomíticos em profundidade, entre outros.

Análises geoquímicas também são interessantes para a região no que tange aos recursos hídricos, na caracterização da qualidade de água para os diferentes aquíferos. A existência de contribuições hídricas provenientes de sistemas carbonáticos deve aumentar consideravelmente o pH dessas águas, e muitas vezes aumentar exponencialmente a quantidade de íons dissolvidos, o que pode ser prejudicial aos usos humanos.

A utilização dos recursos hídricos deve ser estimulada para a região, fomentando as atividades econômicas e aumentando a qualidade de vida da população. Entretanto, o uso deve ser sempre acompanhado de responsabilidades e cumprimento da legislação ambiental, evitando os riscos de contaminação hídrica, e garantindo as reservas de água a todos, prevenindo riscos de escassez.

A estimulação das atividades agropecuárias sobretudo nas regiões planas deve também ser acompanhada de instruções técnicas que levem em conta os fatores ambientais. A preservação de nascentes e córregos depende do afastamento dos rebanhos e atividades agrícolas a distâncias seguras, minimizando assim o desenvolvimento de processos erosivos e contaminantes.

A compactação de solos e brejos por maquinários agrícolas e rebanhos bovinos também pode contribuir para a diminuição da infiltração de água no aquífero intergranular, fator importante para a manutenção dos corpos hídricos.

Além disso, as atividades agropecuárias não devem se sobressair em relação à preservação ambiental. É visível na área o avanço do desmatamento de vegetação nativa com essas finalidades econômicas. A fiscalização ambiental deve atuar de forma eficiente para evitar esses acontecimentos, garantindo a existência de corredores ambientais efetivos para deslocamentos de fauna.

Trabalhos de conscientização ambiental devem ser realizados nesse sentido, mostrando a população local a importância dos ecossistemas naturais para a manutenção da biodiversidade. Além disso, a preservação de corredores ambientais também evitaria problemas de interação da fauna silvestre com atividades humanas (como predação de gado por grandes felinos e serpentes).

Outra atividade que deve ser incentivada e regulamentada para região é o turismo. Como mostrado neste trabalho, existe elevado potencial para atividades dessa natureza no meio rural. A existência de serras e morros na região possibilitam a implantação de trilhas para atividades como *trekking*, *motocross* e *mountain bike*, que contam com desníveis consideráveis em belas paisagens, com exuberante fauna e flora.

Também é possível a realização de circuitos de trilhas, percorrendo diferentes fitofisionomias do cerrado, com treinamento de guias locais para incentivar o ecoturismo e extrativismo sustentável na região, além de treinar e empregar pessoas de baixas condições socioeconômicas.

A presença de litologias pelíticas em abundância na área favoreceu a ocorrência de solos espessos e argilosos na região. Esse fator favorece a construção de barragens de água, que podem funcionar como tanques de piscicultura, armazenamento de água para criação animal, ou para turismo de pesca, contribuindo para atrair a atenção da comunidade para o local.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

ABBATEPAULO, Camila Oliveira Lopes et al. Os efeitos da mineração de areia em leito de rio sobre o sistema fluvial: análise de imagens orbitais de segmentos do Rio Tijucas em São João Batista (SC). 2018.

ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de geociências*, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA, Bruna Saar de. Geoquímica dos filitos carbonosos do depósito Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. 2009.

ARAÚJO, Adauto; FERREIRA, Luiz F. Oxiuriase e migrações pré-históricas. *Historia, Ciencias, Saude-Manguinhos*, v. 2, n. 1, p. 99-109, 1995.

ARAÚJO-FILHO, J.O. 2000. The Pireneus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Rev. Bras. Geocienc.* 30:144-148.

ARCANJO, João Batista Alves. *Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações*. 2011.

Arenas, C. and Pomar, L., 2010. Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2), pp.465-485.

BARBOSA, O. 1955. Guia das Excursões do IX Congresso Brasileiro de Geologia, *Notic. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo (3):3-5.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; RODRIGUES DA CUNHA, C.A.B. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. bol. 136. 140p.

CADAMURO, ALM. Proposta, avaliação e aplicabilidade de técnicas de recarga artificial em aquíferos fraturados para condomínios residenciais do Distrito Federal. 2002. Tese de Doutorado. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

CAETANO-FILHO, Sergio et al. Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambuí Group, Brazil). *Precambrian Research*, v. 331, p. 105365, 2019.

CAMPOS, J.E.G & FREITAS-SILVA, F.H. Hidrogeologia do Distrito Federal. In: Instituto Estadual de Meio Ambiente/Secretaria do Meio Ambiente, Ciência e Tecnologia/Universidade de Brasília (IEMA/SEMATEC/UnB). Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal, Brasília, Parte IV, 1998, 85 p.

CAMPOS, J.E.G.; MONTEIRO, C.F.; RODRIGUES, L.N. 2006. Geologia e zoneamento hidrogeológico da bacia do Rio Preto, DF/GO/MG. Embrapa Cerrados-Documents (INFOTECA-E).

CAMPOS, J.E.G. 2004. Hidrogeologia do Distrito Federal: bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):41-48.

CAMPOS, José Eloi Guimarães et al. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 3, p. 461-476, 2013.

CAMPOS, José Eloi Guimarães et al. Discovery of Precambrian deep-water turbidites and submarine volcanism in the Brasília Belt, Central Brazil: The Quilombo Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 108, p. 103226, 2021.

CARVALHO, Mariana de Souza. Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da jazida de Campos Belos, base da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 2015.

CATUNEANU, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. 1.ed. Edmonton: Elsevier, 375p.

CHIAVEGATTO, J.R.S. 1992. Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 216 p.

CLOUD, P., Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84:1673-1676.

COSTA, M.D.G.A., 2013. Gamaespectrometria e Magnetometria em Mapeamento de Solos no Domínio de Rochas Pelíticas do Grupo Bambuí, MG. Tese de Doutorado, UFV. Disponível em: <https://www.locus.ufv.br/bitstream/123456789/6817/1/texto%20completo.pdf>

COUTO, JG Parenti. Consideracoes sobre a idade do grupo Bambui com bases em analises isotopicas de SR e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 1981.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2015. Relatório sobre a geologia e recursos minerais das folhas: Unaí - Paracatu. Escala 1:100.000. CPRM, (METALOGENIA DAS PROVÍNCIAS MINERAIS DO BRASIL: DISTRITO ZINCÍFERO DE VAZANTE, MG–ESTADO DE MINAS GERAIS). Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/19397>

DARDENNE M.A. 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: Congresso Brasileiro De Geologia, Recife, 30, Anais, p. 299-308.

DARDENNE, M.A., Campos, J.E., Martins, E.L., Alvarenga, C.J.S. 1997. Geologia da região de Alto Paraíso de Goiás/Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO. Relatório FAPDF. Geologia do Distrito Federal e entorno próximo, 87-103 (não publicado).

DARDENNE, M. A. et al. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: Congresso Brasileiro Geologia. Resumos, SBG Belo Horizonte, 1998. p. 26.

DARDENNE M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G.; Milani E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (Edit.). *Tectonic Evolution of South America*. p 231-263. XXXI International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil.

DA SILVA, Daniel Vieira et al. Análise de precipitação, balanço hídrico climatológico e classificação climática no município de Unaí-MG. *Brazilian Geographical Journal*, v. 8, n. 1, p. 68-82, 2017.

D'EL-REY SILVA, Luiz JH et al. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the neoproterozoic of Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, n. 1, p. 1-13, 2011.

DICKSON, B.L. and Scott, K.M. (1997) Interpretation of Aerial Gamma-Ray Surveys-Adding the Geochemical Factors. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 187-200.

DOTT, Robert H. Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Research*, v. 34, n. 3, p. 625-632, 1964.

DUNHAM, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. W.E. Ham), Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 1, 108– 121.

EMBRY, A.F. and Klovan, J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 19, 730– 781.

FARIA A. De 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João da Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de doutorado, UnB - IG, 199 p.

FETTER C.W. 1994. *Applied hydrogeology*. McMillan College Publ. Co. New York. 680p.

FOLK, Robert L.; LAND, Lynton S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *AAPG bulletin*, v. 59, n. 1, p. 60-68, 1975.

FONSECA M.A., Uhlein A., Dardenne M.A. 1997. Evidências estruturais de evolução diacrônica entre os segmentos norte e sul da Faixa Brasília durante a orogênese Brasileira. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 6, Atas, 93-95.

FRAGOSO, Daniel Galvão Carnier et al. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha Presidente Olegário (1: 100.000), MG: registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. *Geonomos*, 2011.

FREIRE, FLAVIO. Utilização do Geoprocessamento na determinação da Aptidão do Solo: Estudo de caso do município de Unaí, região noroeste do Estado de Minas Gerais. X Curso de Especialização em Geoprocessamento 2007, UFMG, 2007. Disponível em: <http://www.csr.ufmg.br/geoprocessamento/publicacoes/FlavioFreire.pdf>.

FREITAS-SILVA F. H. & Dardenne, M. A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO OESTE., 4. Brasília, Anais, SBG-DF/CO, p.164-165.

FRITZ, W.J. & Moore, J.N. 1988. Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology. New York, John Wiley & Sons, Inc. 371p.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, v. 4, p. 184-187, 1994.

GUIMARÃES E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 270 p

JAQUES AL, WELLMAN P, WHITAKER A & WYBORN D. 1997. Highresolution Geophysics in Modern Geological Mapping. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2): 159–173.

KUCHENBECKER, Matheus et al. Towards an integrated tectonic model for the interaction between the Bambuí basin and the adjoining orogenic belts: Evidences from the detrital zircon record of syn-orogenic units. Journal of South American Earth Sciences, v. 104, p. 102831, 2020.

LAUX, Jorge Henrique et al. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 18, n. 2, p. 183-198, 2005.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.

LIMA O.N.B. 2005. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade - MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 142 p.

LIMA, S.A.A. 1997. Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 121 p.

LINDSAY, W.L., 1979. Chemical equilibria in soils. John Wiley and Sons Ltd..

LOUSADA, E.O.; CAMPOS, J.E.G. 2005. Proposta de modelos hidrogeológicos conceituais aplicados aos aquíferos da região do Distrito Federal. Revista Brasileira de Geociências, v. 35, n. 3, p. 407-414.

MADALOSSO, A. 1980. Considerações sobre a paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, M.G. SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, Anais, 2:772-785.

MADALOSSO, A.; Valle, C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG). SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, Anais, 2:622-634.

MARINI O.J., Fuck R.A., Danni J.C., Dardenne M.A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, SBG, Anais, p.100-115.

MARTINS FERREIRA, Marco Antônio Caçador. Evolução tectônica das bacias Araí, Traíras e Paranoá na Faixa Brasília Norte. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 2017.

MONTEIRO, C.F.; CAMPOS, J.E.G. 2010. Caracterização Hidrológica Da Bacia Do Rio Preto. Revista Espaço e Geografia, v. 10, n. 2, MOURA, Florença das Graças. Geologia do Grupo Quilombo e seu embasamento cristalino na região de Unaí-MG. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 2018.

MOREIRA, Débora Silvano et al. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 99, p. 102503, 2020.

MORO, Polyanna de Sousa. O rifte Araí: novas perspectivas com base em dados gravimétricos, magnéticos e geológicos. 2017.

MOURA, Florença das Graças. Geologia do Grupo Quilombo e seu embasamento cristalino na região de Unaí-MG. 2018.

MUTTI, E. 1992. Turbidite sandstones. Milan, AGIP & I.G.U. Pr. 275p.

MUTTI, E.; Bernouli, D.; Ricci Lucchi, F.; Tinterri, R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysh” to the exploration of continental margins *Sedimentology*, 56:267-318.

NOGUEIRA, G.M.S. 1993. Enquadramento estratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG- Formação Vazante- Proterozóico Médio. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 134p.

PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J.B.; DELLA GIUSTINA, M.E.S.; Junges, S.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentar provenance data. *Journal of South American Earth Sciences*, 31:345-357.

PGW. Microlevelling Using FFT Decorrugation. Geosoft Technical Note. Disponível em: <https://manualzilla.com/doc/5877340/microlevelling-using-fft-decorrugation>.

RIBEIRO, José Felipe; WALTER, Bruno Machado Teles. Fitofisionomias do bioma Cerrado. Embrapa Cerrados-Capítulo em livro científico, 1998.

RODRIGUES, J.B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detríticos e idades modelo Sm-Nd. 141 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Brasília, Brasília.

ROMEIRO-SILVA, P. C.; ZALÁN, P. V. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do Cráton do São Francisco.

RUGENSKI, A. 2006. Investigação geofísica dos complexos alcalinos do sul e sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, USP. Doi: <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2006000400014>.

SCHOLLE, P.A., 1978. A colour illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements, and porosities. *Mere. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 27

SCHOLLE, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis, AAPG Memoir 77 (Vol. 77). AAPG.

SERAINE, Marina et al. Tectonic significance of abrupt immature sedimentation in a shallow cratonic margin basin: The Arkose Level, Mesoproterozoic Paranoá Group. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 97, p. 102397, 2020.

SHERIDAN M. F., Wohletz K. H. 1983. Hydrovolcanism: Basic Considerations and Review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17. 1-29. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - Printed in The Netherlands.

SILVA, Cleverton Correia. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas da formação arraias, grupo arai, nordeste de Goiás. 2020.

SKILLING, Ian P.; WHITE, James DL; MCPHIE, J. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 114, n. 1-2, p. 1-17, 2002.

SOARES, Paulo Cesar; FIORI, Alberto Pio. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

TANIZAKI, Maria Luiza Nascentes; CAMPOS, José Eloi Guimarães; DARDENNE, Marcel Augute. Estratigrafia do Grupo Araí: registro de rifteamento paleoproterozoico no Brasil Central. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, p. 95-108, 2015.

TELES, Lucas Santos Batista. Caracterização, gênese e correlação estratigráfica dos fosforitos da região de Coromandel–MG. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 2019.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance. Publications in Climatology, Centerton, v. 10, n. 3, p. 183-311.

TUCKER, M. E., and Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford, UK: Blackwell. 482 pp.

UHLEIN, Alexandre et al. TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA–SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL. Geonomos, 2012.

UNAÍ-BR. Climatempo, 2021. Disponível em: <https://www.climatempo.com.br/climatologia/205/unai-mg>. Acessado dia: 10 de Agosto de 2021.

VALERIANO, C. de M. et al. A evolução tectônica da Faixa Brasília. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. BECA, p. 575-592, 2004.

WALKER RG, James NP 1992. Facies Models: Response to Sea Level Change. Canadá: Geological Association. 454pp.

YAMAMOTO, A., Lee, K.C. and Isozaki, Y., 2011. Lower Cretaceous Stromatolites in Far East Asia: Examples in Japan and Korea. In Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments (pp. 273-287). Springer, Dordrecht.