



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**DEPÓSITOS CASCALHOSOS DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DO
CIPÓ (MG): IDADES, PROVENIÊNCIA E RECONSTITUIÇÃO
PALEOAMBIENTAL**

Mateus Fagundes Cagnin

MONOGRAFIA nº 436

Ouro Preto, Junho de 2022

DEPÓSITOS CASCALHOSOS DA BORDA OCIDENTAL DA SERRA DO CIPÓ (MG):
IDADES, PROVENIÊNCIA E RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

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

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Junior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. M.Sc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 436

Orientador

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/2.

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C131d Cagnin, Mateus Fagundes.
Depósitos cascalhosos da borda ocidental da Serra do Cipó (MG)
[manuscrito]: idades, proveniência e reconstituição paleoambiental. /
Mateus Fagundes Cagnin. - 2022.
117 f.: il.: color., gráf., tab., mapa. + Quadro.

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geologia estratigráfica - Quaternário. 2. Depósitos sedimentares.
3. Paleoambiente. 4. Depósito fluvial - Leque Aluvial. I. Lana, Cláudio
Eduardo. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 551.79

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



FOLHA DE APROVAÇÃO

Mateus Fagundes Cagnin

Depósitos Cascalhosos da Borda Ocidental da Serra do Cipó (MG): Idades, Proveniência e Reconstituição Paleoambiental

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

Aprovada em 27 de junho de 2022

Membros da banca

Dr. Cláudio Eduardo Lana - Orientador (Universidade Federal de Ouro Preto)
Dra. Adivane Terezinha Costa - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Dra. Maria Eugênia Silva de Souza - (Universidade Federal de Ouro Preto)

Cláudio Eduardo Lana, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 01/07/2022



Documento assinado eletronicamente por **Claudio Eduardo Lana, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 01/07/2022, às 16:31, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0355901** e o código CRC **5DE7E0EB**.

Agradecimentos

Agradeço à minha família por todo exemplo, suporte e esforço que possibilitaram minha formação. Aos amigos que estiveram presentes nesta caminhada e a tornaram mais feliz. À República Navio Pirata que me acolheu e me deu uma segunda família. À Gessimara pelo suporte psicológico nesta caminhada.

Ao professor Cláudio Lana pelos ricos ensinamentos, pela paciência, compreensão e atenção durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Departamento de Geologia da UFOP pela estrutura e pelo corpo docente que proporcionaram uma formação de qualidade.

Por fim, agradeço a FAPEMIG pelo suporte financeiro para a execução do trabalho.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO.....	1
1.2	LOCALIZAÇÃO.....	1
1.3	OBJETIVOS.....	4
1.4	JUSTIFICATIVA	4
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	5
2.2	ESPINHAÇO MERIDIONAL	6
	2.2.1 Borda Oeste do Planalto Meridional.....	6
2.3	QUADRO ESTRATIGRÁFICO	7
	2.3.1 Unidades do embasamento.....	8
	2.3.2 Supergrupo Espinhaço	9
	2.3.3 Suíte metaígneia Pedro Lessa.....	12
	2.3.4 Grupo Macaúbas	13
	2.3.5 Grupo Bambuí.....	15
	2.3.6 Formações Superficiais	17
2.4	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	17
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
3.1	SISTEMAS FLUVIAIS.....	21
	3.1.1 INTRODUÇÃO	21
	3.1.2 FLUXO, GEOMETRIA DO LEITO E TRANSPORTE SEDIMENTAR.....	21
	3.1.3 RIOS ENTRELAÇADOS.....	22
	3.1.4 RIOS MEANDRANTES	25
	3.1.5 RIO ANASTOMOSADO	26
3.2	LEQUES ALUVIAIS	28
	3.2.1 INTRODUÇÃO	28
	3.2.2 AMBIENTES DE FORMAÇÃO.....	28
	3.2.3 FANS 29	
	3.2.4 LEQUE FLUVIAL	31
3.3	PALEO-CLIMA E PALEO-VEGETAÇÃO	33
	3.3.1 Clima Global.....	33
	3.3.2 Clima Local.....	34

3.3.3 Paleo-Vegetação.....	35
3.3.4 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	36
4 MATERIAIS E MÉTODOS	39
4.1 INTRODUÇÃO.....	39
4.2 TRABALHOS DE CAMPO.....	39
4.3 LEVANTAMENTO DE PERFIS ESTRATIGRÁFICOS.....	44
4.4 AMOSTRAGEM PARA ANÁLISES LABORATORIAIS.....	44
4.5 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	46
4.6 ANÁLISE DESCRITIVA PETROLÓGICA.....	48
4.7 LUMINESCENCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE).....	49
4.8 ANÁLISE GEOQUÍMICA.....	49
5 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DE RESULTADOS.....	51
5.1 DADOS DE CAMPO.....	51
5.2 ANÁLISE PETROLÓGICA.....	62
5.3 ANÁLISE GEOQUÍMICA DOS DEPÓSITOS.....	66
5.4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS	85
5.5 COMPARAÇÕES DA GEOQUÍMICA DOS DEPÓSITOS COM AS UNIDADES DA SERRA	93
6 SINTESE DE DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	111
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso da área de estudos	3
Figura 2.1: Mapa litológico da Serra do Espinhaço Meridional.....	8
Figura 2.2: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço.....	11
Figura 2.3: Abertura do <i>rift</i> Espinhaço.....	12
Figura 2.4: coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas.....	14
Figura 2.5: Abertura do <i>rift</i> Araçuaí.....	15
Figura 2.6: Carta estratigráfica Grupo Bambuí.....	16
Figura 2.7: Mapa da Serra do Espinhaço Meridional com destaque para as falhas de empurrão	19
Figura 3.1: Perfis verticais dos modelos de rios entrelaçados.....	24
Figura 3.2: Perfis verticais de rios meandrantess.....	26
Figura 3.3: Representação hipotética da geometria das camadas e características texturais das facies de um rio anastomosados.....	27
Figura 3.4: Ambiente de formação de leques aluviais.....	28
Figura 3.5: Leques dominados por fluxo de gravidade.....	30
Figura 3.6: Leques de rios de baixa sinuosidade / meandrantess.....	32
Figura 4.1: Imagem de Satélite <i>Google Earth</i> ® com os pontos de campo onde foram identificados os depósitos.....	40
Figura 4.2: Medição do comprimento e medição da espessura do perfil	42
Figura 4.3: Imagem de Satélite <i>Google Earth</i> ® com os pontos de coleta das amostras de rocha da Serra do Cipó.....	43
Figura 4.4: Coleta de amostras para LOE e tubo de inox com base percussiva removível.....	45
Figura 4.5: Amostra de sedimento de um depósito estudado.....	46
Figura 4.6: Sedimento homogeneizado, quarteado, peneirado na peneira de 18#	47
Figura 4.7: Acondicionamento do sedimento retido na peneira de 18#.....	48
Figura 5.1: Perfil estratigráfico do depósito 2.....	52

Figura 5.2: Fotos de campo do ponto 2	53
Figura 5.3: Perfil estratigráfico do depósito 4	54
Figura 5.4: Fotos de campo do ponto 4	55
Figura 5.5: Perfil estratigráfico do depósito 3	57
Figura 5.6: Fotos de Campo do ponto 3.....	58
Figura 5.7: Perfil estratigráfico do depósito 1	59
Figura 5.8: Fotos de campo do ponto 1	60
Figura 5.9: Perfil estratigráfico do depósito 5	61
Figura 5.10: Fotos de campo do depósito 5	62
Figura 5.11: Fotos da lâmina 01B.....	63
Figura 5.12: Fotos da lâmina 01M.....	64
Figura 5.13: Fotos da lâmina 01T	65
Figura 5.14: Fotos da lâmina 02B.....	66
Figura 5.15: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009) Ponto 1.....	69
Figura 5.16: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009) Ponto 2.....	72
Figura 5.17: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009) Ponto 3.....	76
Figura 5.18: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009) Ponto 4.....	80
Figura 5.19: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009) Ponto 5.....	84
Figura 6.1: Imagem de satélite <i>Google Earth</i> ® próximos aos pontos 2 e 4.	112
Figura 6.2: Imagem de satélite <i>Google Earth</i> ® próxima ao ponto 1.....	113

ÍNDICE DE GRÁFICOS, QUADROS E TABELAS

Gráfico 5.1: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 1 em mg/Kg.	67
Gráfico 5.2: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 1 em mg/Kg.	68
Gráfico 5.3: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 1 em mg/Kg.	68
Gráfico 5.4: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 2 em mg/Kg.	70
Gráfico 5.5: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 2 em mg/Kg.	70
Gráfico 5.6: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 2 em mg/Kg.	71
Gráfico 5.7: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 3 em mg/Kg.	74
Gráfico 5.8: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 3 em mg/Kg.	74
Gráfico 5.9: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 3 em mg/Kg.	75
Gráfico 5.10: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 4 em mg/Kg.	78
Gráfico 5.11: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 4 em mg/Kg.	78
Gráfico 5.12: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 4 em mg/K.	79
Gráfico 5.13: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 5 em mg/Kg.	82
Gráfico 5.14: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 5 em mg/Kg.	82
Gráfico 5.15: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 5 em mg/Kg.	83
Gráfico 5.16: Elementos maiores do Gr Espinhaço Fm Sopa-Brumadinho, Fm Galho do Miguel e Fm Santa Rita.	86
Gráfico 5.17: Elementos menores do Gr Espinhaço Fm Sopa-Brumadinho, Fm Galho do Miguel e Fm Santa Rita.	86
Gráfico 5.18: Elementos traços do Gr Espinhaço Fm Sopa-Brumadinho, Fm Galho do Miguel e Fm Santa Rita.	87
Gráfico 5.19: Elementos maiores da Suíte Metaígneia Pedro Lessa.	87
Gráfico 5.20: Elementos menores da Suíte Metaígneia Pedro Lessa.	88
Gráfico 5.21: Elementos traços da Suíte Metaígneia Pedro Lessa.	88
Gráfico 5.22: Elementos maiores do Gr Macaúbas indiviso.	89

Gráfico 5.23: Elementos maiores do Gr Macaúbas.	90
Gráfico 5.24: Elementos traços do Gr Macaúbas.	90
Gráfico 5.25: Elementos maiores do Gr Bambuí Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena.....	91
Gráfico 5.26: Elementos menores do Gr Bambuí Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena	92
Gráfico 5.27: Elementos traços do Gr Bambuí Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena.....	92
Gráfico 5.28: Representação geral dos elementos maiores nos depósitos e nas unidades da serra.	94
Gráfico 5.29: Representação geral dos elementos menores nos depósitos e nas unidades da serra.	95
Gráfico 5.30: Representação geral dos elementos traços nos depósitos e nas unidades da serra.	96
Gráfico 5.31: Elementos maiores dos depósitos em comparação com os elementos maiores das Fm do SG Espinhaço.	98
Gráfico 5.32: Elementos menores dos depósitos em comparação com os elementos menores das Fm do SG Espinhaço.	99
Gráfico 5.33: Elementos traços dos depósitos em comparação com os elementos traços das Fm do SG Espinhaço.	100
Gráfico 5.34: Elementos maiores dos depósitos em comparação com os elementos maiores do Gr Macaúbas.....	102
Gráfico 5.35: Elementos menores dos depósitos em comparação com os elementos menores do Gr Macaúbas.....	103
Gráfico 5.36: Elementos traços dos depósitos em comparação com os elementos traços do Gr Macaúbas.....	104
Gráfico 5.37: Elementos maiores dos depósitos em comparação com os elementos maiores das Fm do Gr Bambuí.....	107
Gráfico 5.38: Elementos menores dos depósitos em comparação com os elementos menores das Fm do Gr Bambuí.....	108

Gráfico 5.39: Elementos traços dos depósitos em comparação com os elementos traços das Fm do Gr Bambuí.....	109
Quadro 3.1: Síntese de fácies de rios entrelaçados.....	23
Quadro 4.1: Informações gerais dos pontos de campo.....	41
Tabela 3.1: Principais tipos de rios entrelaçados e seus conjuntos de litofácies. Adaptado de Riccomini e Coimbra (1993).....	25
Tabela 6.1: Correlação de fácies levantadas no presente trabalho e as fácies de Walker (1984).	111

Resumo

A Serra do Espinhaço em Minas Gerais é uma das mais notórias feições do relevo do estado e representa a expressão geomorfológica da megaestrutura Faixa Araçuaí. A sua evolução como cordilheira e posterior retrabalhamento pelos agentes intempéricos geraram sistemas deposicionais distintos distribuídos por sua borda e seu interior. Tem-se, hoje, uma carência em informações e entendimento destes depósitos, sobretudo dos mais recentes. De tal forma, o objeto de estudo deste trabalho foram depósitos sedimentares inconsolidados, preliminarmente descritos como fragmentos de antigos leques aluviais, na borda oeste da Serra do Espinhaço na região da Serra do Cipó, próximos aos municípios de Santana de Pirapama, Santana do Riacho, Jaboticatubas e Sete Lagoas. Procurou-se compreender a origem dos sedimentos localizados em depósitos alçados em relação à rede de drenagem atual, as fácies presentes, bem como sua disposição no espaço. Para tal foi utilizada uma representação das fácies em perfis estratigráficos, além de análise das características composicionais, texturais e a datação destes depósitos. Ao final do trabalho foi possível estabelecer cenários pontuais da evolução paleoambiental da região nos últimos 45 mil anos, que, contrariando as primeiras impressões, não teria sido dominada apenas por leques aluviais, mas sim por uma associação de leques fluviais e leques dominados por fluxos de detritos e um sistema fluvial precursor dos atuais rios Cipó e das Velhas que retrabalha os sedimentos da área.

Palavras chave: Reconstituição Paleoambiental, Depósitos Quaternários, Leques Aluviais, Proveniência Sedimentar, Serra do Cipó.

Abstract

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Segundo Saadi (1995, p. 1)

“A Serra do Espinhaço – grande divisor hidrográfico interposto entre as bacias do centro-leste brasileiro e a do rio São Francisco – constitui, em Minas Gerais, um conjunto de terras altas, com forma de bumerangue de direção geral norte-sul e convexidade orientada para oeste. A denominação “serra” esconde, no entanto, uma realidade fisiográfica que seria melhor definida pelo termo ‘planalto’”.

No trecho que se estende aproximadamente entre os municípios de Itambé do Mato Dentro, Jaboticatubas, Morro do Pilar, Nova União e Santana do Riacho, a Serra do Espinhaço é localmente designada como Serra do Cipó. Neste contexto de terras altas, Lana (2010) identificou 3 depósitos sedimentares inconsolidados, alçados em relação à drenagem atual e preliminarmente interpretados como fragmentos de leques aluviais.

Este trabalho se foca na análise genética dos depósitos acima mencionados e de outros 2, todos localizados no polígono definido entre os municípios de Santana de Pirapama, Santana do Riacho, Jaboticatubas e Sete Lagoas, uma área restrita à borda oeste do Planalto Meridional conforme definido por Saadi (1995).

A preservação fragmentada e alçada dos depósitos remete a um contexto geomorfológico distinto do atual em que os depósitos estariam no mesmo nível das drenagens daquele tempo em que foi depositada. A reconstituição dessa paisagem, bem como a interpretação dos processos sedimentares ocorrentes à época e a definição das áreas-fonte mais prováveis, mesmo que a Serra do Cipó seja a região mais provável de ser a área fonte, são questões que permanecem em aberto por não haver um estudo detalhado sobre esses depósitos. Neste sentido, pretende-se aqui lançar luz sobre esses temas, com o suporte dos dados de campo e laboratoriais.

1.2 LOCALIZAÇÃO

Os depósitos investigados se situam em um polígono definido entre os municípios de Santana do Riacho, Santana de Pirapama, Sete Lagoas e Jaboticatubas. Para efetuar o levantamento de dados na região fixa-se como ponto central de expedição o distrito de Serra do Cipó (antigo distrito Cardeal Mota), pertencente ao município de Santana do Riacho.

Para chegar ao distrito a partir de Ouro Preto pega-se a BR 356 em sentido noroeste, rumo a Belo Horizonte. Na altura do Alphaville Lagoa dos Ingleses adota-se a BR 040 em sentido norte para chegar à capital. A partir de Belo Horizonte, adota-se a MG-010 em sentido NE percorrendo cerca de 100Km passando por Lagoa Santa e atingindo o destino final.

Para acessar-se os depósitos estudados, utilizou-se uma série de vias secundárias da região como a LMG-816, que liga o distrito de Serra do Cipó ao município de Santana do Riacho e a Estrada Municipal que tem início na junção da MG-010 com a MG-020 em sentido N. As vias principais MG-010, MG-231 e MG-323 também foram utilizadas para acessar esses depósitos (Figura 1.1).

Mapa de Localização e Vias de Acesso da Área de Estudo

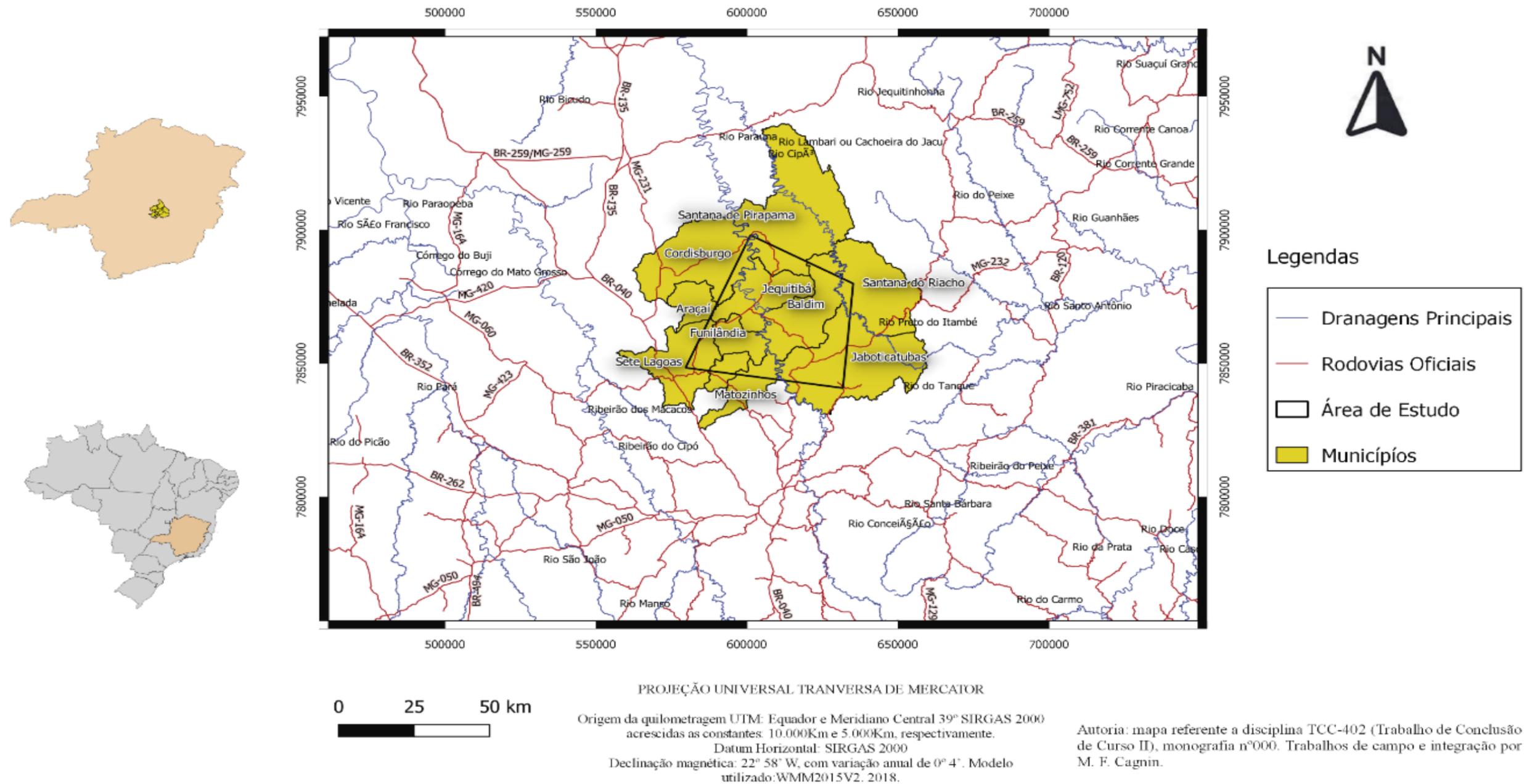


Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso da área de estudos

1.3 OBJETIVOS

Com o presente trabalho pretende-se efetuar uma análise genética de 5 depósitos sedimentares. Para tanto, pretende-se como objetivo geral:

- Propor cenários pontuais da evolução paleogeográfica da região investigada.

Para cumprir esse objetivo é necessário efetuar as seguintes metas:

- Cartografar os depósitos em relação às principais unidades estratigráficas cartografadas na região.
- Efetuar o levantamento de fácies de cada um dos depósitos em escala de detalhe.
- Determinar as áreas fonte mais prováveis dos sedimentos que compõem os depósitos.
- Datar os depósitos investigados.

1.4 JUSTIFICATIVA

A reconstituição dos ambientes sedimentares e a determinação da proveniência e idade dos sedimentos que constituem os depósitos aqui estudados viabilizará a interpretação dos processos relacionados à evolução da paisagem.

A discriminação das características texturais e composicionais de cada depósito pode fundamentar futuras investigações de natureza geotécnica uma vez que a região da Serra do Cipó passa por uma crescente ocupação humana em virtude do turismo ecológico e nota-se que esta ocupação está ocorrendo mais expressivamente na região do depósito 1 investigado por esse trabalho. Além disso, a depender das unidades estratigráficas responsáveis pelo suprimento sedimentar, o presente trabalho pode embasar estudos mais detalhados, focados no potencial econômico das acumulações, isso devido ao potencial diamantífero de uma formação do Supergrupo Espinhaço.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Serra do Espinhaço é parte da megaestrutura Faixa Araçuaí, estruturada durante o evento Brasileiro (Alkmim *et al* 2017). Esta megaestrutura se localiza na margem leste do Cráton São Francisco acompanhando-o por toda sua extensão. Estende-se, portanto, pelos estados de Minas Gerais e Bahia e recebe diferentes nomes locais pela sua extensão como é caso da Serra do Cipó, foco deste trabalho, que está a sul, próxima a Belo Horizonte.

Como abordado por Saadi (1995) a evolução tectônica da Serra do Espinhaço conta com cinco estágios. Um rifteamento de idade Paleoproterozóica, sendo responsável por um grande volume de sedimentos arenosos, dando origem ao Supergrupo Espinhaço, seguido de um evento compressivo com sentido de E para W, causando o fechamento da bacia tipo rifte e gerando o Orógeno Espinhaço no Mesoproterozóico. Posteriormente foi depositado o Grupo Macaúbas, com características glaciogênicas e mais abundante na zona setentrional da Serra. No Neoproterozóico houve uma nova distensão provendo um magmatismo básico e a subsidência do Cráton São Francisco, permitindo a deposição do grupo Bambuí. Ao final do Neoproterozóico, a junção do Supercontinente Gondwana reativa as estruturas rúpteis geradas anteriormente resultando em falhas de empurrões com vergência para W, superpondo o Supergrupo Espinhaço aos Grupos Macaúbas e Bambuí. Contudo há outro modelo proposto por Pedrosa-Soares & Alkimim (2011).

Saadi (1995) diz que a Serra do Espinhaço é dividida em duas porções, Planalto Setentrional e Meridional, por uma depressão de direção SE-NW na região de Couto de Magalhães oriunda da dissecação fluvial dos rios Araçuaí e Jequitinhonha. Neste trabalho abordar-se-á a região do Planalto Meridional, uma vez que a Serra do Cipó se encontra nele localizada.

A importância dos estudos tectônicos na região se justifica pelo grande contraste litológico. Cada processo de rifteamento até o evento Brasileiro gera uma associação de fácies extremamente relevante para o entendimento da proveniência sedimentar investigada neste trabalho devido as características distintas de composição e textura geradas a partir da deposição de cada formação presente na região. Deve-se também manter sempre a atenção voltada para o evento de estruturação do orógeno, uma vez que este causa inversões estratigráficas em grande parte da serra e pode superpor sedimentos de unidades mais antigas a unidades mais jovens.

2.2 ESPINHAÇO MERIDIONAL

Esta feição geológica tem sua ocorrência se iniciando na porção mais a sul da Serra do Espinhaço, próximo a nascente do Rio Cipó. Sua largura é progressivamente aumentada com direção a norte. Apresenta alturas médias de 1200m, sendo o Pico do Itambé o ponto mais alto da feição com 2062m (Saadi A., 1995).

De forma bem disseminada encontram-se os quartzitos no topo da serra, favorecendo a manutenção de altas cotas, porém com grande fraturamento. Estas duas características resultam numa esculturação principalmente fluvial, resultando em vales fortemente encaixados, seguindo as fraturas, e escarpas sustentadas pela litologia resistente ao intemperismo.

Nesta região, segundo Saadi A. (1995), encontram-se ainda áreas deprimidas em um arranjo escalonado onde se apresentam granitoides, metavulcânicas e metassedimentares, mais suscetíveis à ação intempérica dando origem a um terreno com morfologia colinares.

O Planalto Meridional tem variações em relação às bordas oeste e leste. A borda oeste conta com uma forte relação com falhas de empurrão invertendo a estratigrafia entre o Grupo Macaúbas e Supergrupo Espinhaço sobrepostos ao Grupo Bambuí e alturas médias de 400m por quase toda a serra. Conta com um traçado regular, em sua maioria, porém em alguns trechos se apresenta com uma inflexão com direções NNW e NNE e convexidade voltada para W.

A borda leste se apresenta-se de forma geral com o traçado côncavo para E, com variabilidade litológica entre quartzitos e conglomerados sustentando os terrenos mais elevados e granitoides e xistos nas porções mais arrasadas, gerando um padrão serrilhado para as cristas das serras. A altura desta borda apresenta-se com variabilidade entre 100 e 400m com a presença de dois degraus devido às condições de controle erosivo e litológicos descritos.

2.2.1 Borda Oeste do Planalto Meridional

A Serra em questão encontra-se na borda oeste do Planalto Meridional, e como descrito anteriormente, contém inversões estratigráficas, apresenta drenagens paralelizadas devido o fraturamento dos quartzitos que sustentam a paisagem, desta forma as drenagens escavam vales fortemente encaixados perpendiculares às escarpas.

Falhamentos transcorrentes presentes nesta morfoestrutura são interpretados por meio do deslocamento em algumas porções das escarpas. As falhas transcorrentes apresentam-se com direção WNW-ESE de cinemática dextral.

2.3 QUADRO ESTRATIGRÁFICO

Como apresentado anteriormente, a Serra do Espinhaço é resultante da orogenia brasileira. Os diversos pulsos deposicionais devido às condições tectônicas pretéritas ao Brasileiro geraram diferentes litologias associadas a ambientes distintos de formação. Ainda assim, cada processo de rifteamento teve uma característica diferente, como é abordado por Dussin & Dussin (1995).

De acordo com Almeida Abreu (1995), a porção meridional da serra do espinhaço conta com um Complexo Basal dominado por granitos e gnaisses, sucedido pelo Supergrupo Rio Paraúna de pouquíssima expressão onde predominam rochas metavulcânicas e metassedimentares, o Supergrupo Espinhaço dominado por quartzitos, Grupo Macaúbas dominado por quartzitos, metarrilitos e metadiamicritos e, por fim, Grupo Bambuí, onde se expressam as rochas carbonáticas e pelíticas. A Figura 2.1 mostra a disposição destas unidades pela Serra do Espinhaço Meridional. No Apêndice A encontra-se o mapa geológico Folha Baldim usada como referência para este trabalho com os pontos dos depósitos e de coleta de amostra da serra marcados.

Devido à natureza do trabalho, que se preocupa com a determinação das áreas-fonte dos sedimentos, e ao complexo arranjo das formações na área de estudo serão aqui descritas as possíveis unidades que teriam fornecido sedimentos para os depósitos

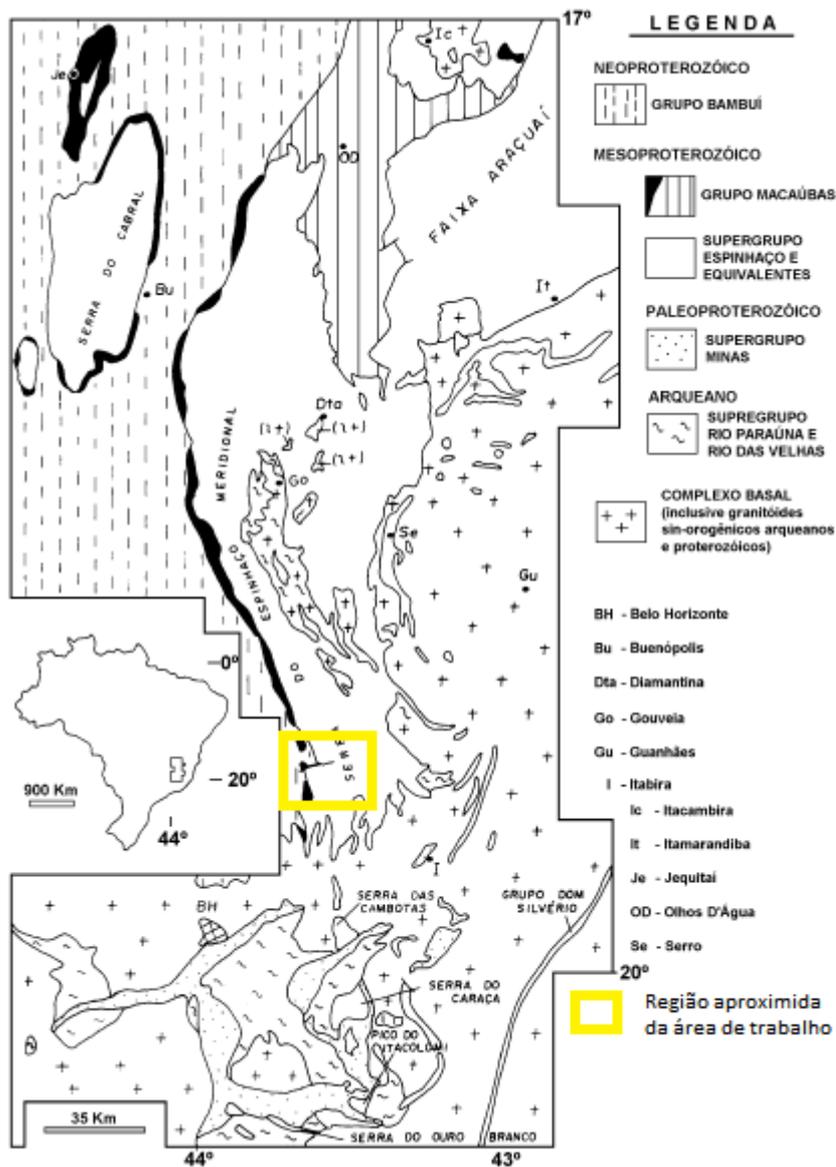


Figura 2.1: Mapa litológico da Serra do Espinhaço Meridional, onde a área em destaque é a região aproximada da área de trabalho. (adaptado de Almeida Abreu 1995).

2.3.1 Unidades do embasamento

As rochas do embasamento são formalizadas como constituintes do Complexo Basal, segundo Almeida Abreu (2013), sendo representadas pelo Granito de Gouveia, com rochas graníticas, granodioríticas e tonalíticas, e pelo Grupo Congonhas, composto por gnaisses, migmatitos e em algumas porções, dioritos. Apresentam idades arqueanas de 2,8 Ga. a partir do método de U/Pb em cristais de zircão (Machado *et al*, 1989).

Para Fraga (2013) as idades dessas unidades vão de 3,0 Ga. a, aproximadamente, 2,0 Ga. O autor descreve também que no cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço Meridional as rochas

do Granito Gouveia encontram-se circundadas por um anel de gnaisses e migmatitos do Grupo Congonhas.

2.3.2 Supergrupo Espinhaço

Como definido por Garcia & Uhlein (1987) e de acordo com Dussin & Dussin (1995), o Supergrupo Espinhaço tem como origem uma deposição terrígena de ambiente fluvial entrelaçado, deltaico e marinho raso em uma fase de rifte. Nesta fase se nota uma grande instabilidade da bacia devido à rapidez de variação faciológica tanto horizontal quanto verticalmente. Dado o rifteamento ativo da região, encontram-se, em algumas porções, rochas ígneas/vulcânicas na base deste Supergrupo (Figura 2.3).

O Supergrupo Espinhaço é dividido em dois grupos com base nas suas diferenças quanto à feição tectônica que imperava na formação do depósito. Chamale *et al* (2011) aborda uma nítida superfície de discordância angular entre as duas sucessões (Diamantina e Conselheiro Mata) sendo uma deposição do Estateriano e a segunda do Estateriano-Toniano, sendo assim a superfície discordante acumula mais tempo que a própria deposição dos grupos, como mostrado na Figura 2.2. Segundo Chamale *et al* (2011) o Grupo Diamantina foi depositado em duas fases *Rift* com magmatismo. Os litotipos mais expressivos desta fase são quartzitos intercalados com metassiltitos, filitos e, em algumas localidades, conglomerados com potencial diamantífero. Estas litologias constituem as Formações (Fm) São João da Chapada, que representa um sistema deposicional de leques aluviais e planícies deltaicas, e Fm Sopa-Brumadinho, com sistemas de fan-deltas, planícies costeiras e lacustre.

As duas formações acima são separadas por uma discordância angular, como abordado por Almeida Abreu (2013). Devido à presença de vulcanismo na base da formação São João da Chapada é possível realizar a datação. As idades obtidas por Dussin & Dussin (1995) foram de 1,7 Ga e deste modo interpreta-se que seja o início da deposição da Fm São João da Chapada. Porém em um trabalho mais recente Chamale Jr. (2011) sugere um hiato deposicional entre as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, esta última datada por Chamele *et al* (2011) com 1,2 Ga, e por consequência todas as litologias superiores são depositadas mais tardiamente.

Estratigraficamente acima da Fm Sopa-Brumadinho inicia-se a deposição da Fm Galho do Miguel, constituída por quartzitos finos a médios bem selecionados com estratificações cruzadas de grande porte, típicos de um sistema eólico. Esta unidade encontra-se em um contato de paraconformidade com as rochas da Fm Sopa-Brumadinho.

A Fm Galho do Miguel foi descrita por Martins-Neto (1998) como produto de uma fase transicional, marcando a mudança de uma subsidência mecânica para termal e avanço do mar sobre o continente devido a baixa taxa de aporte sedimentar terrígeno em relação a subsidência. A formação em

questão marca o fim das deposições aluviais em decorrência do final da fase rifte e a primeira incursão marinha na periferia da bacia. Martins Neto (1998) mostra a fases de transgressões marinhas e, posteriormente, progradações da linha de costa marcadas pela sucessão de fácies marinhas de *shoreface* até *offshore* variando novamente de *offshore* à praia. As litologias presentes são marcadas pela presença de metassiltitos e metarenitos. Este último com presença de estruturas cruzadas e dominadas por tempestitos.

Sobrepostas às fácies transgressivas/progradantes depositam-se as fácies eólicas de um ambiente de dunas que são referências para a Fm Galho do Miguel, marcando o aumento do aporte sedimentar terrígeno sobre o mar. O depósito eólico referido é o mais espesso da formação. Constituída principalmente por quartzitos puros de granulação fina e alto grau de seleção e maturidade, apresenta estratificações cruzadas de grande porte (na faixa de dezenas de metros) indicando se tratar de um depósito eólico costeiro (Fraga, 2013). Apresenta, por tanto, características eólicas marcantes, além de apresentar pouca expressão de pelitos em algumas localidades. Estes pelitos são decorrentes das zonas entre dunas, que associadas ao ambiente litorâneo, geram depósitos de materiais finos.

O Grupo Conselheiro Mata marca o início da fase flexural, representada por uma sucessão rítmica. Dividido em 5 formações, são elas: Santa Rita, Córrego Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. Fraga (2013) aponta que a Fm Santa Rita, na base é composta por quartzitos micáceos e filitos e estão interdigitados com os quartzitos da Fm Galho do Miguel, enquanto que as formações Córrego Borges, Córrego Pereira, Córrego Bandeira e Rio Pardo Grande apresentam certa conformidade e proximidade composicional. Estão presentes nestas últimas litologias quartzitos finos, micáceos, com laminações (Fm Córrego Borges) ou cruzadas tabulares com feldspatos (Fm Córrego Pereira), além de metassiltitos e filitos.

Do SG Espinhaço a figura Figura 2.2 mostra todas as unidades presentes, mas só as Fm Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Santa Rita estão presentes na Serra do Cipó segundo a Folha Baldim (2009).

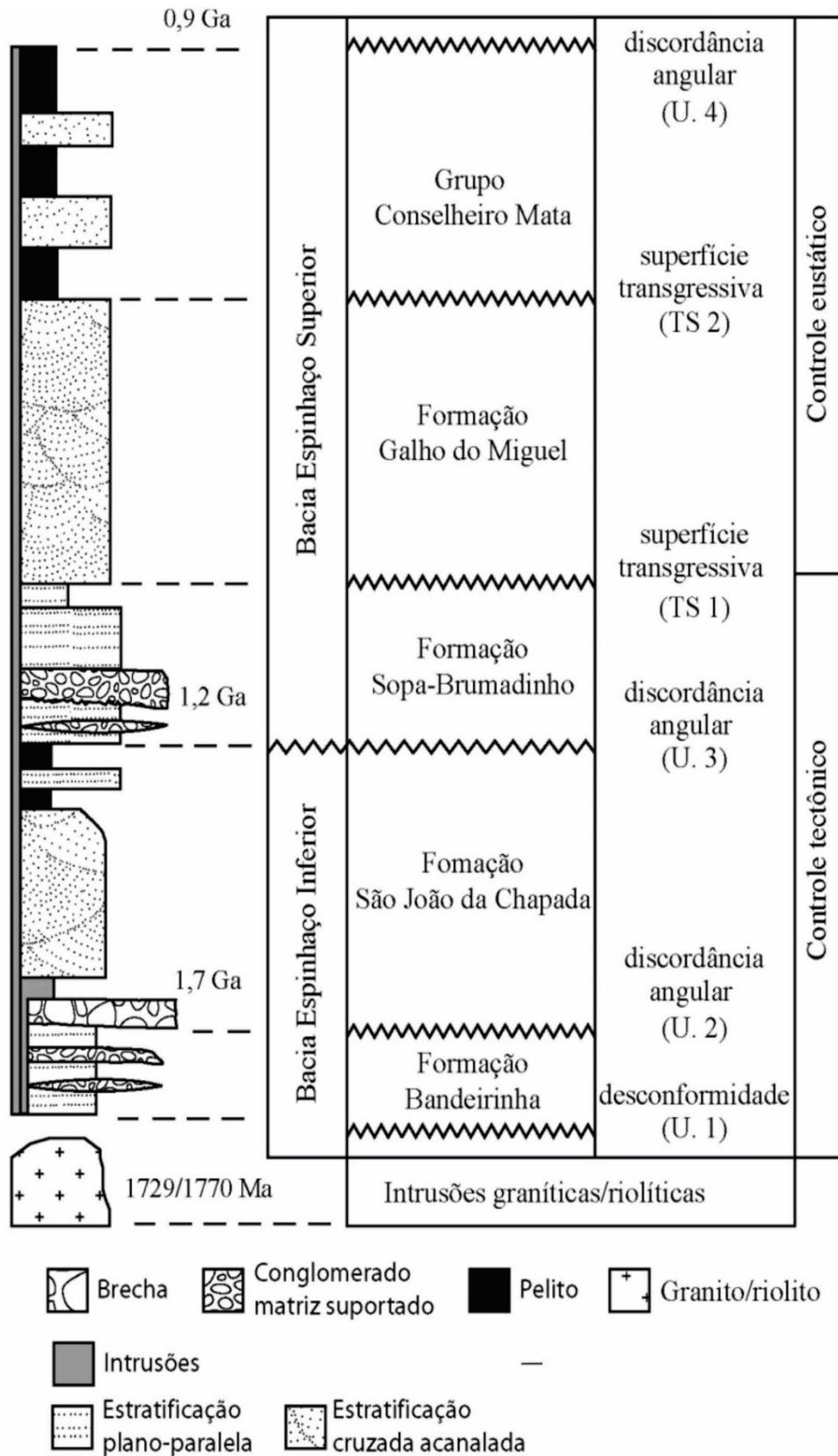


Figura 2.2: Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, adaptada de Chamale et al (2011).

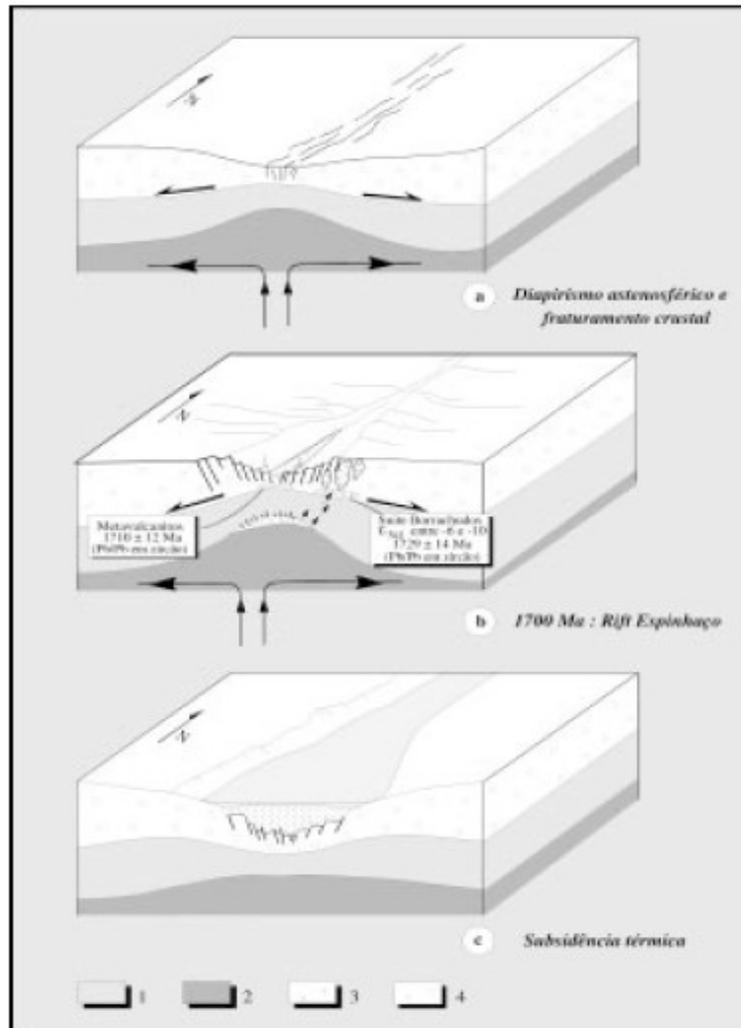


Figura 2.3: Abertura do *rift* Espinhaço. Em a) Diapirismo astenosférico e fraturamento crustal; b) 1700 Ma: *Rift* Espinhaço; c) Subsidência térmica; 1: Litosfera; 2: Astenosfera; 3: Zona de fusão parcial; 4: Crosta. Retirado de Dussin & Dussin (1995)

2.3.3 Suíte metaígneia Pedro Lessa

Nomeada primeiramente por Knauer (1990) ao descrever rochas de origem ígneas geralmente basálticas holocristalinas faneríticas finas e pouco metamorfizadas na forma de diques, com orientação NW-SE e E-W, *stocks* alojados na interseção de lineamentos estruturais do embasamento e *sills*.

Fraga (2013) resume as características desta suíte meta ígnea como indeformada ou com deformação incipiente, mas com exceção dos contatos onde ocorre como clorita-xisto. Aponta também que estas rochas se apresentam anfibolitizadas sem feições do protólito na porção sudeste da serra, na porção central apresenta-se com textura fanerítica de diabásio ou gabro. Em termos de mineralogia aponta como minerais principais actinolita/tremolita, piroxênios e plagioclásios, biotita como mineral secundário e por fim, como acessórios, titanita, apatita, badeleíta e minerais opacos.

2.3.4 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas faz parte do Supergrupo São Francisco sendo o grupo mais basal e sobreposto ao Supergrupo Espinhaço. Este Grupo está dividido em Formação Duas Barras, Matão, Rio Peixe Bravo, Serra Catuni, Nova Aurora, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha (Figura 2.4), porém o Grupo Macaúbas aparece indiviso na Folha Baldim (2009).

A Formação Duas Barras é o pacote metassedimentar mais basal do Grupo Macaúbas. Nela afloram metaconglomerados sobrepostos por metarenitos com presença de estratificações cruzadas de pequeno porte caracterizando um sistema fluvial entrelaçado, como aborda Fraga (2013). Martins *et al* (2008) descreve esta formação em sua área-tipo como arenitos de granulometria grossa, maduros, com presença de níveis conglomeráticos. O acamamento tem espessura na ordem decimétrica com estratificações cruzadas de baixo ângulo e pequeno porte, marcas de onda assimétricas na ordem centimétrica. Em algumas localidades pode-se apresentar com granulometria média e sem estratificações e com lentes de material ferruginoso na ordem decimétrica.

Martins *et al* (2008) aponta a presença de conglomerados monomíticos e arenitos de granulometria grossa na Formação Matão, correlacionada ao segundo período de abertura do *rift* Araçuaí (Figura 2.5). Martins (2008) identifica duas fácies para a Formação Matão, uma basal composta por ortobrechas com clastos variando de seixo a bloco de arenitos finos e homogêneos. Este pacote basal pode aparecer com nítida superfície discordante, onde o nível superior mostra uma granulodecrescência ascendente fazendo a transição para um arenito grosso. No topo da Formação Matão afloram arenitos de textura e composição madura que variam de médio a finos com intercalação, em alguns locais, de conglomerados com clastos de arenitos e quartzo. O topo da Formação apresenta estruturas sedimentares como estratificações cruzadas tabulares, estratificações plano-paralela, *herringbone*, *hummocky*, marcas onduladas.

Na Formação Rio Peixe Bravo encontram-se rochas metassedimentares pelíticas e rudito-arenosas. Noce *et al* (1997) sugere uma fase *sin-rift* para os depósitos associados das formações Duas Barras e Rio Peixe Bravo.

Após uma discordância erosiva das formações descritas acima, encontra-se a Formação Serra do Catuni. Apresenta maior exposição na borda da Serra do Espinhaço Meridional, constituída por diamictitos maciços, contendo quartzito, quartzo, gnaisses, granitoides filitos e carbonatitos, intercalados por metarenitos e metassiltitos (Fraga, 2013).

Justaposta aos sedimentos da Formação Peixe Bravo há a Formação Nova Aurora de ocorrência a norte onde bordejia o Complexo Porteirinha. Esta Formação é representada principalmente por metadiamicictitos e, com menos expressividade, metaconglomerados e metapelitos (Fraga, 2013).

As rochas da Formação Chapada do Acauã são decorrentes do retrabalhamento das sequências diamictíticas pretéritas. As rochas que constituem esta formação são diamictitos com estratificações, arenitos e ritmitos seixosos com fragmentos de rochas graníticas ou quartzíticas. Os diamictitos podem, por vezes, ocorrer em níveis estratigráficos distintos pois há movimentação de falhas normais na borda da bacia (Fraga, 2013).

A Formação Ribeirão da Folha marca o fim da abertura da bacia. É dominada por rochas areníticas e pelíticas com registros turbidíticos além de anfíbolitos e mataultrabasitos (Fraga, 2013). As rochas ígneas representam a formação de um assoalho oceânico (Fraga, 2013).

Como descrito por Leite (2013) o Grupo Macaúbas apresenta uma difícil correlação regional. Portanto Noce *et al* (1997) propõe que se divida este Grupo em três setores: Ocidental, Oriental e Meridional. Sendo o Setor Ocidental representado pelas Formações Serra do Catuni e Duas Barras, o Setor Oriental pelas Formações Chapada Acauã Nova Aurora e Rio Peixe Bravo, e por fim, o Setor Meridional expresso pelas Formações Chapada do Acauã, Serra do Catuni, Duas Barras e Domingas.

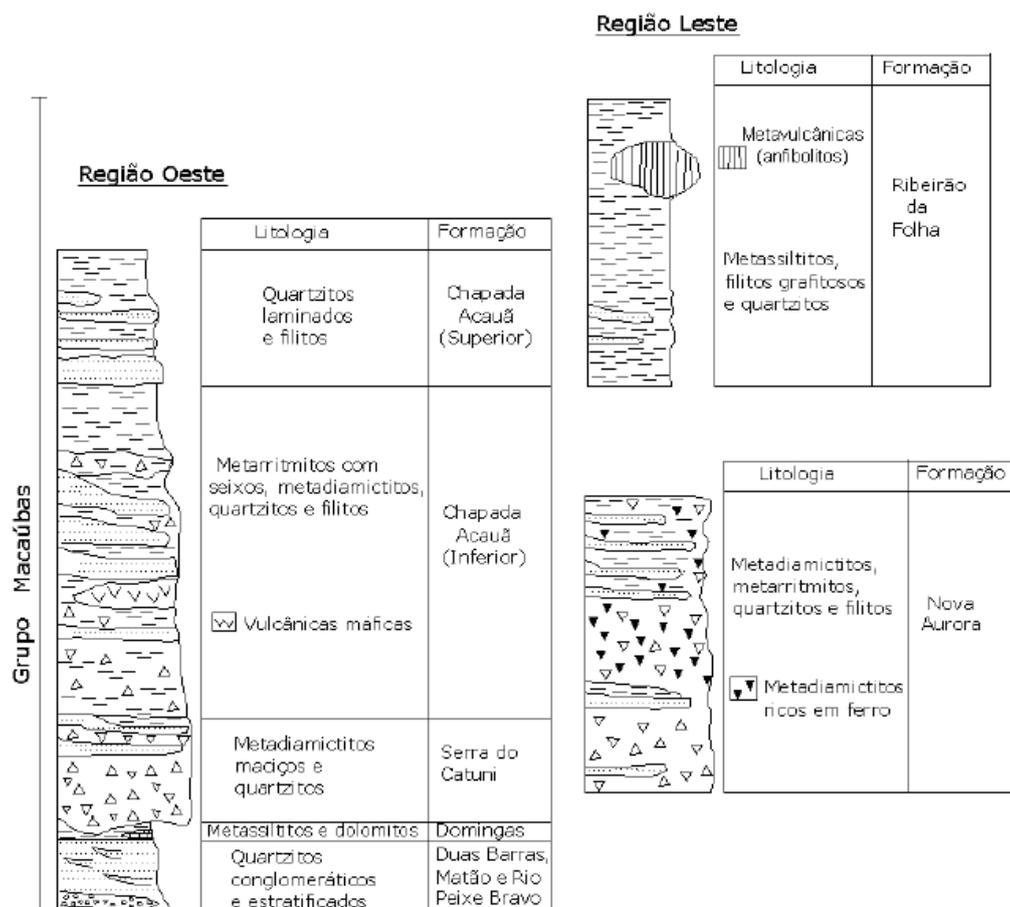


Figura 2.4: coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Retirado de Fraga (2013).

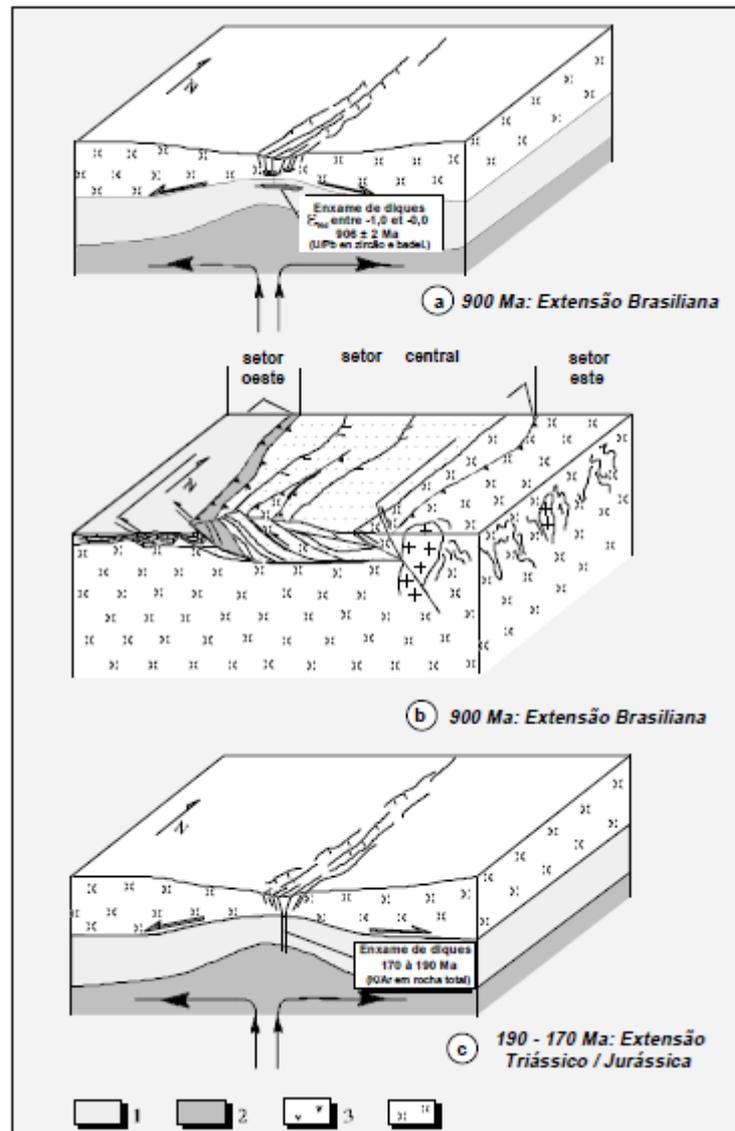


Figura 2.5: Abertura do *rift* Araçuaí. 1: Litosfera; 2: Astenosfera; 3: Zona de fusão parcial; 4: Crosta. Retirado de Dussin & Dussin (1995).

2.3.5 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, definido por Branco & Costa (1961) e posteriormente revisado diversas vezes, caracteriza-se pelas sequências pelíticas-carbonáticas e se divide em Formação Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias, como apresentado por Castro (1997). Posteriormente Martins-Neto & Alkmim (2001) acrescentam na base deste Grupo a Formação Carrancas. Essa Formação é composta por diamictitos e conglomerados e se dispõe em um contato interdigitados com a Formação Sete Lagoas. Esta disposição do contato foi associada por Hercos (2008) a um ambiente extensional com controle de falhamentos normais. A Figura 2.6 mostra a carta

estratigráfica deste grupo. Estão presentes na Serra do Cipó, segundo a Folha Baldim (2009) as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena.

A Formação Sete Lagoas é, de acordo com Castro (1997), composta de rochas metacarbonáticas como mármores, dolomitos e calcários, que podem apresentar estruturas estromatolíticas, assim siltitos e margas. Sobreposta a esta unidade encontra-se a Formação Serra de Santa Helena, composta por siltitos, margas e folhelhos intercalados por calcários.

A Formação Lagoa do Jacaré apresenta, segundo Martins-Neto e Alkmim (2001) um contato interdigitados com o a Formação Serra de Santa Helena que se encontra logo abaixo Estratigraficamente. A Formação Lagoa do Jacaré é composta por calcarenitos que podem apresentar-se com estruturas estromatolíticas, calciluditos e siltitos.

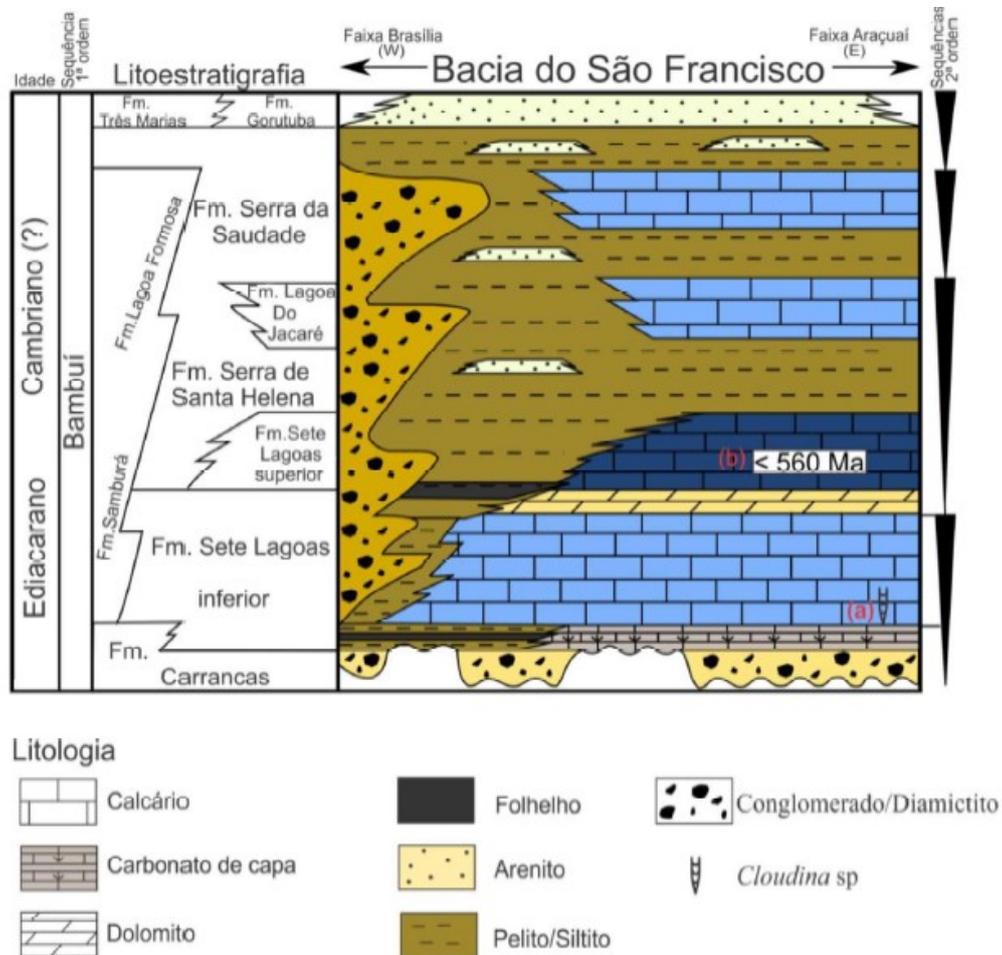


Figura 2.6: Carta estratigráfica Grupo Bambuí. Retirado de Rueda (2019).

2.3.6 Formações Superficiais

Tuller *et al* (2010) distingue três coberturas distintas na região: coberturas detriticas, terraços aluviais e aluviões.

Tuller *et al* (2010) descreve as coberturas detriticas como espessos pacotes de sedimentos inconsolidados dispostos em maior grau de ocorrência sobre a Fm Serra de Santa Helena. Caracteriza-se por apresentar uma granulometria entre areia e argila com níveis cascalhosos. Estes níveis cascalhosos são caracterizados por clastos de quartzo arredondados e achatados por vezes imbricados de 20 cm de diâmetro. O autor aponta ainda uma laterização deste material em direção ao topo da camada, apresentando como características a formação de cangas com grãos angulosos, mal selecionados de quartzo e cimentado por material ferruginoso. Este pacote de sedimentos inconsolidados foi o domínio procurado para o desenvolvimento do presente trabalho, encontra-se na Folha Baldim indicado pela sigla Ndl.

Quanto aos terraços aluviais encontram-se próximos a grandes drenagens com espessura de até 5 metros, com granulometria argilo-arenosa semi-consolidados com presença de lentes de seixos arredondados a angulosos de quartzo e clastos de siltito e arenito.

Os aluviões ocorrem em maior expressão ao longo de grandes cursos d'água. Apresentam granulometria arenosa, de fina a grossa, com níveis seixosos de quartzo arredondado e mal selecionado e placóides de siltito e arenito podendo haver localmente estratificações cruzadas.

2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Como expresso por Knauer (2007) a Serra do Espinhaço tem origem a partir de um sistema de falhas inversas e empurrão bem como zonas de cisalhamento dúctil, com direções próximas a N-S e mergulhos para E de moderados a alto grau (Figura 2.7). Essa estruturação é resultado do processo de abertura de *rift* que gera as primeiras descontinuidades, as quais são reativadas em forma de falhamento inverso ou de empurrão no processo de fechamento da bacia no final de um Ciclo de Wilson.

Knauer (2007) elucida uma série de aspectos estruturais similares nas rochas do Supergrupo Espinhaço e nas litologias que o precedem e sucedem. As características mencionadas são com relação a foliação com direções N-S e mergulhando para E, a presença de 2 lineações de intersecção, sendo uma com direção N-S e outra com direção E-W, lineação de estiramento mineral com direções SE e paralela aos eixos estirados dos metaconglomerados e por final elementos cinemáticos como boudin, mica *fish*, sombra de pressão e pares S/C.

Em áreas com uma deformação mais discreta é possível identificar um plano que Knauer (1990) identifica como S*, caracterizado por estar paralelizado ao acamamento e ser mais facilmente observado

nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Esta estrutura planar é associada a processos deposicionais e diagenéticos de acordo com Knauer (2007).

As litologias pelíticas expressam com mais nitidez uma foliação principal com direção N-S. Estas foliações apresentam mergulhos para E com ângulos variados. Aparecem em algumas porções da Serra foliação boudinada e pares S/C e, com base nessas estruturas, define-se uma origem milonítica (Knauer 2007).

Knauer (2007) em seu trabalho aponta ainda um terceiro plano, nomeado de S_{n+1} , que se mostra como uma clivagem ardoseana que, em algumas porções, dá origem a uma xistosidade “sensu estritu”. Estaria assim, essa foliação, relacionada à um dobramento com eixo N-S já mencionado anteriormente.

Rolim (1992, *apud* SANTOS, 2011) aponta que estas foliações são frutos das estruturas em duplex que dominam a geometria da área. O autor aponta que os cavalgamentos para oeste geram dobras abertas com direção N-S e uma foliação associada a esses planos axiais com altos mergulhos para E.

Como abordado por Rosière *et al* (1994) a borda ocidental da Serra do Espinhaço apresenta rochas com baixo grau de deformação, predominando um dobramento de grande amplitude e assimétrico com o desenvolvimento de uma xistosidade plano-axial N-S que, por vezes, aparece cortado por falhas inversas também de orientação N-S.

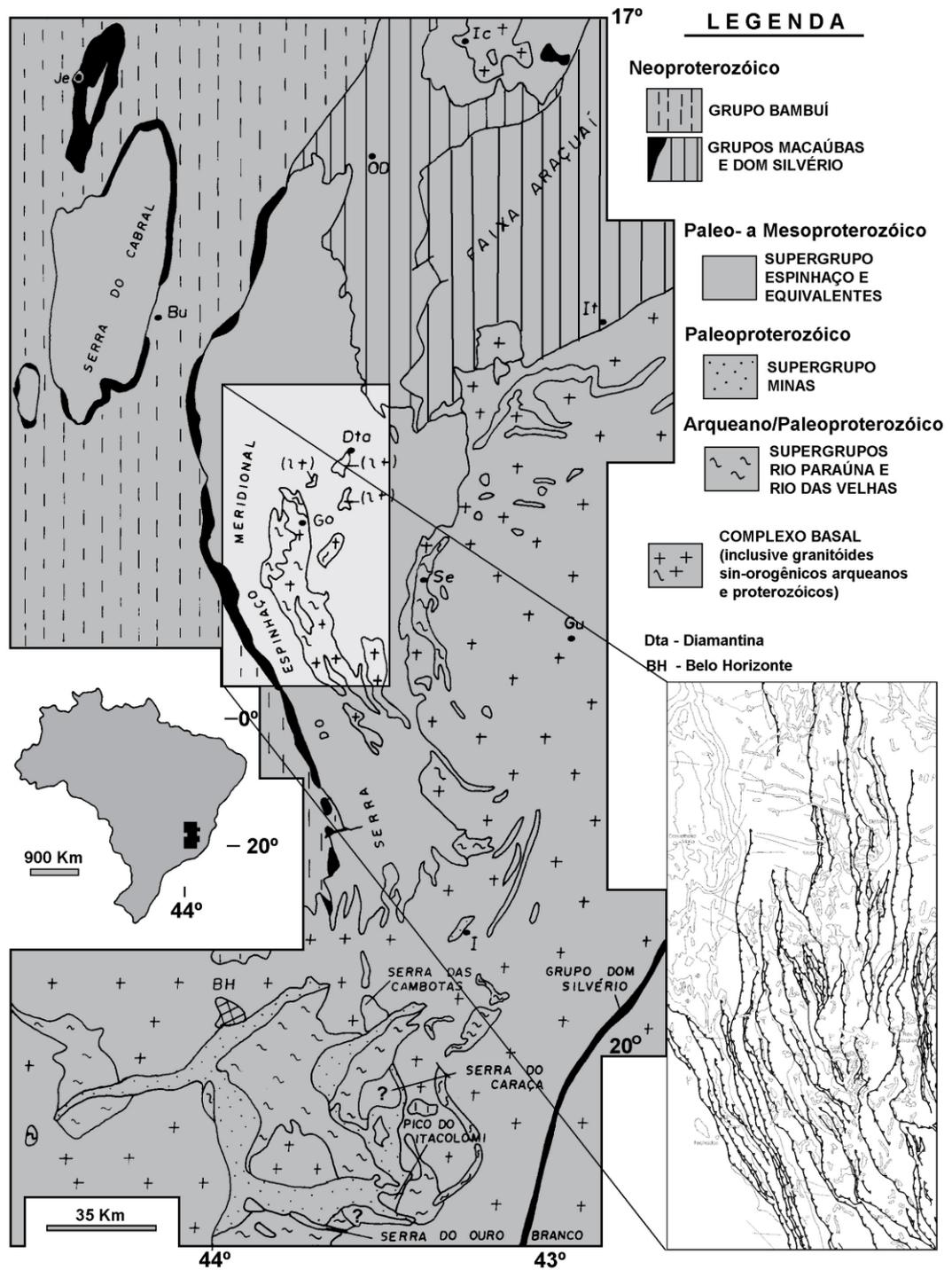


Figura 2.7: Mapa da Serra do Espinhaço Meridional com destaque para as falhas de empurrão na região de Diamantina. Retirado de Knauer (2007).

3.1 SISTEMAS FLUVIAIS

3.1.1 INTRODUÇÃO

Suguio (2003) destaca os rios como um dos principais agentes geológicos que esculpem o relevo, que condicionam o ambiente e que impactam diretamente a vida humana. Esse autor define, em termos geomorfológicos, que rio é uma denominação estrita ao fluxo canalizado e confinado que por decorrência do suprimento de água pode ser efêmero ou perene.

De acordo com Bridg e Demicco (2008) para que se inicie um canal é necessário que haja um fluxo constante de água na superfície com força suficiente para transportar o material, para isso é necessário que se tenha uma área de drenagem crítica e um grande declive. Para os autores, a erosão fluvial e o desenvolvimento de um sistema de drenagem dependem do tempo, da variação espacial de chuvas, condições da erosão e da relação entre magnitude e intensidade da erosão.

3.1.2 FLUXO, GEOMETRIA DO LEITO E TRANSPORTE SEDIMENTAR

Com base nas características de desenvolvimentos dos canais fluviais, Bridg e Demicco (2008) identificam que o aporte sedimentar do sistema fluvial é relacionado ao intemperismo das rochas aflorantes e ao movimento de massa por ação da gravidade ou auxiliado pelo fluxo de água superficial. Este aporte sedimentar varia espacial e temporalmente por ter uma relação direta com fatores instáveis como o regime pluviométrico e a topografia.

Bridg e Demicco (2008) destacam a existência de rios com grande aporte de sedimentos rochosos em seu leito e margens (*bedrock rivers*) além de uma quantidade variada de sedimento solto e rios que correm sobre sedimentos inconsolidados (*alluvial rivers*) que podem ser erodidos, transportados e depositados por eles. A partir desta diferença os controles de geometrias dos *bedrocks rivers* estão relacionadas as rochas que compõem o leito, sua textura, composição e estrutura, pela natureza do intemperismo e pela abrasividade dos sedimentos carregados pelo fluxo. Em contrapartida a geometria dos *alluvial rivers* é controlada principalmente pelo aporte de água e sedimentos que são ligados a natureza da bacia e o clima e tectônica da região.

Walker (1984), Suguio (2003) e outros autores definem quatro padrões de leitos distintos para os rios, são eles: entrelaçado, meandrante, retilíneo e anastomosado. Ambos autores citados realçam que o padrão retilíneo não é muito comum na natureza. Bridg e Demicco (2008) destacam que a mudança no sistema fluvial é lenta e gradual, perceptível apenas em escalas de décadas a séculos.

Bridg e Demicco (2008) identificam dois momentos na evolução de um rio, o primeiro com a formação das barras que guardam relação com o suprimento de água e de sedimentos. O segundo momento de evolução fluvial está ligado a erosão dos bancos de areia e alargamento dos canais resultando numa queda do nível da água, emergindo as partes mais altas das barras depositadas anteriormente.

3.1.3 RIOS ENTRELAÇADOS

Segundo Suguio (2003), os rios entrelaçados são caracterizados pela formação de barras arenosas longitudinais, oblíquas e, mais raramente, transversais ao sentido de fluxo. Estas barras podem estar submersas em períodos de cheia e expostas em períodos de seca, e se apresentar com relativa estabilidade com o desenvolvimento de vegetação em sua superfície ou terem grande mobilidade no caso da ausência de vegetação. O autor ainda ressalta que este padrão fluvial é bem desenvolvido em planícies de lavagem, leques aluviais e deltaicos.

Com relação as seções no leito deste rio, Suguio (2003) aponta como principais características canais rasos e relativamente simétricos numa seção ortogonal ao leito e cavidades relativamente profundas e saliências irregulares numa seção longitudinal.

Walker (1984) relaciona este padrão de leito com um ambiente árido devido ao alto gradiente topográfico somado a sedimentos pesados de fundo e bancos mais facilmente erodíveis. O autor ainda salienta que neste padrão de rio as acumulações de silte e argila são raras. No período de cheias, as barras arenosas ficam submersas e podem preservar estruturas relacionadas a cheia, como *ripples* de crista reta a romboide.

Riccomini e Coimbra (1993) relacionam 6 modelos básicos de deposição sendo dois relacionados a leques aluviais (Trollheim e Scott), um relacionado a deposição distais de rios entrelaçados (Bijou) e três típicos de canais entrelaçados (Donjek, Saskatchewan Sul e Platte). Estes modelos estão representados na Figura 3.1.

Segundo Riccomini e Coimbra (1993) para os depósitos de Trollheim, Scott e Donjek predominam litofácies mais grosseiras, enquanto que para os depósitos de Saskatchewan Sul, Platte e Bijou predominam litofácies mais arenosas. A Tabela 3.1 a seguir mostra as associações de fácies destes modelos.

As definições das fácies presentes nestes modelos, segundo Riccomini e Coimbra (1993) são representadas no Quadro 3.1 abaixo

Quadro 3.1: Síntese de fácies de rios entrelaçados adaptado de Riccomini e Coimbra (1993).

Fácies	Descrição simplificada
Gms	conglomerados maciços
Gm	ortoconglomerados e/ou ortoconglomerados arenosos maciços ou grosseiramente estratificados
Gt	arenitos conglomeráticos e ortoconglomerados arenosos com estratificação cruzada acanalada
Gp	arenitos conglomeráticos e ortoconglomerados arenosos com estratificação cruzada planar
St	arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas
Sp	arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzadas planares isoladas ou agrupadas
Sr	arenitos com marcas onduladas
Sh	arenitos com laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo
Sl	arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo
Se	arenitos com intraclastos com sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente
Ss	arenitos com sulcos amplos e rasos incluindo estratificações cruzadas
Fl	arenitos pelíticos, pelitos arenosos e pelitos com laminação fina e ondulações de amplitude muito pequena
Fm	pelitos com marcas de raízes

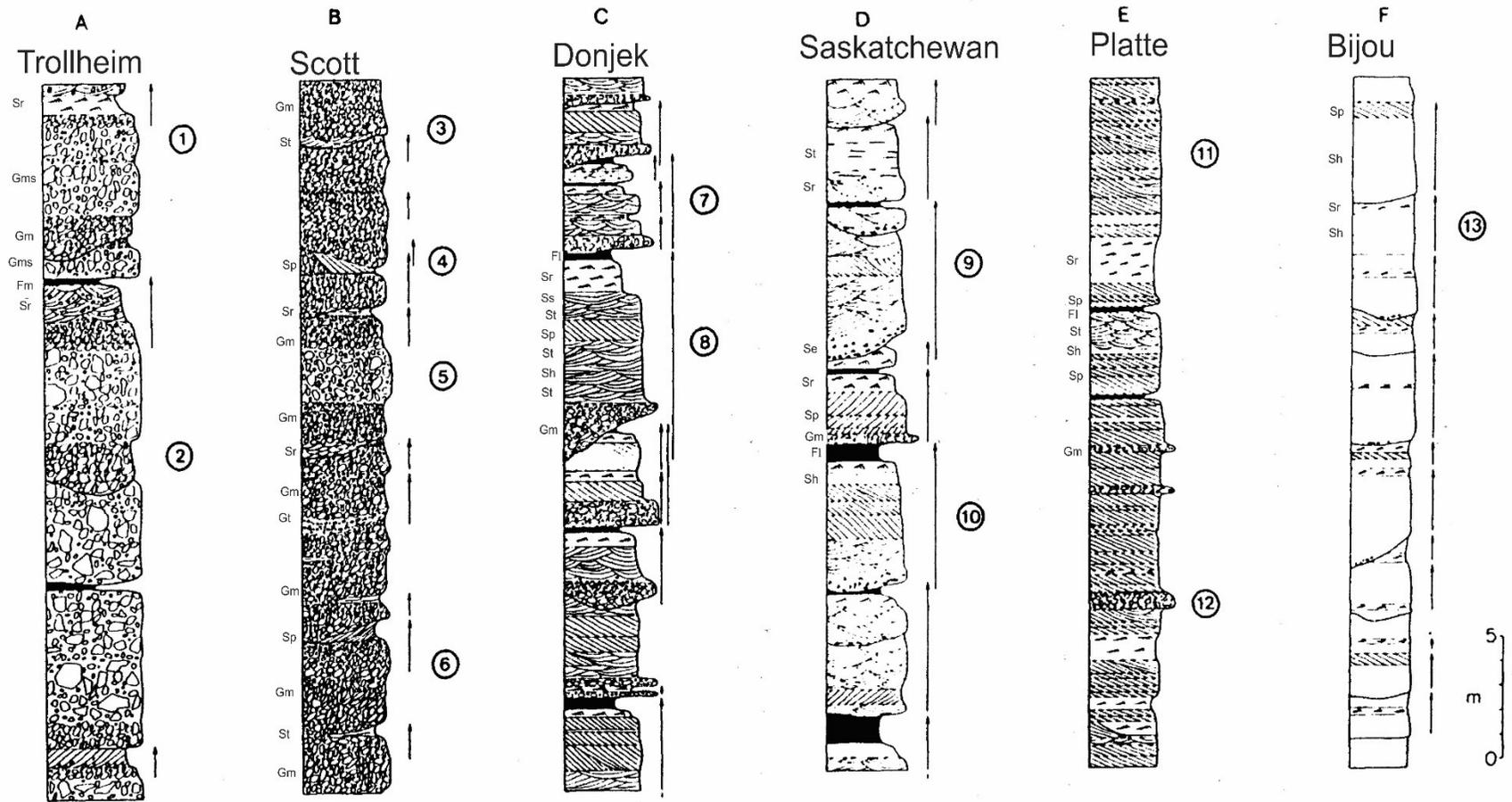


Figura 3.1: Perfis verticais dos modelos de rios entrelaçados. 1- Fluxo de detritos superimpostos; 2- Canal de escoamento superficial; 3- Canal secundário; 4- Barra truncada/cunha-de-areia; 5- Depósito de fluxo de detrito; 6- Barras superimpostas; 7- Canais secundários; 8- Canal principal ou sistema de canal; 9- Canal principal; 10- Barra composta; 11- Barras linguóides superimpostas; 12- Barra longitudinal; 13- ciclos de inundação Superimpostos. Adaptado de Riccomini e Coimbra (1993).

Tabela 3.1: Principais tipos de rios entrelaçados e seus conjuntos de litofácies. Adaptado de Riccomini e Coimbra (1993).

Tipo	Litofácies Principal	Litofácies Secundárias Associadas
Trollheim	Gms, Gm	St, Sp, Fl, Fm
Scott	Gm	Gp, Gt, Sp, St, Sr, Fl, Fm
Donjek	Gm, Gt, St, Sh	Gp, Sr, Sp, Fl, Fm
Saskatchewan Sul	St, Sp	Se, Sr, Sh, Ss, Gm, Fl, Fm
Platte	St	Sp, Sh, Sr, Ss, Gm, Fl, Fm
Bijou	Sh, Sl	Sp, Sr

3.1.4 RIOS MEANDRANTES

Suguio (2003) atribui como principal característica dos rios meandrantés a alta sinuosidade do canal. Esta sinuosidade está relacionada tanto ao aumento de sedimento presente nas águas do rio como no gradiente topográfico menor em comparação com o rio entrelaçado. Este autor ainda salienta a assimetria do canal meandrante em corte transversal que é ainda mais evidente em seções nas curvas destes rios. Esta última característica se distingue dos rios entrelaçados, que apresentam uma boa simetria no corte ortogonal.

Bridg e Demicco (2008) apontam que a sinuosidade de um canal está relacionada à variação de sua direção e pode ser descrita usando autocorrelação das mudanças de direção ou curvaturas do canal. Pode ser definida também por razões como comprimento do talvegue/comprimento do vale, comprimento do canal/comprimento do vale ou comprimento do canal/cinturão de canais, quando essas razões forem maiores ou iguais a 1,5, o canal recebe a classificação de meandrante.

Com relação ao fluxo nos canais curvados, canais meandrantés, segundo Bridg e Demicco (2008), resultam em um componente de fluxo transversal da superfície da água em direção ao centro da curvatura, um fluxo secundário espiral e uma desaceleração do fluxo a jusante associado à topografia da barra. Esses parâmetros interativos fazem com que a velocidade máxima de fluxo do canal cruze o canal do banco convexo interno na entrada da curva em direção ao banco côncavo externo. Desta forma, as curvas do leito se desenvolvem segundo o sentido geral do fluxo.

Walker (1984) aponta que a deposição de sedimento ocorre na porção interna das curvas do rio meandrante enquanto que a erosão ocorre na parte externa da curva. Este autor ainda salienta que os depósitos de fundo de leito apresentam granulometria muito grossa que só são carregados quando o rio

atinge o período máximo de cheia. Acima desta porção encontra-se a deposição de sedimentos arenosos com formações de dunas. Uma terceira porção com material mais fino pode estar justaposta a essa sequência no caso de meandros abandonados. Esta última característica está em contraponto aos rios entrelaçados, onde os sedimentos argilosos são incomuns. Esta sucessão de fácies é mostrada na Figura 3.2.

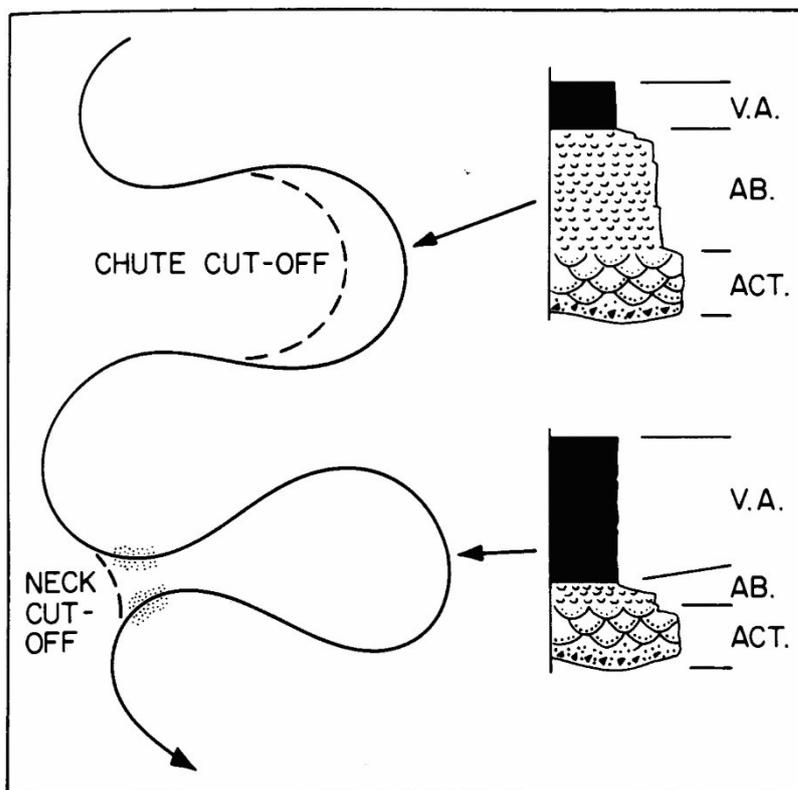


Figura 3.2: Perfis verticais de rios meandrantares, onde ACT é fácies de estratos cruzados de canais ativos, AB sendo uma sequência de areias finas com laminações cruzadas e VA sendo a fácies de acreção vertical. Adaptado de Walker (1984).

3.1.5 RIO ANASTOMOSADO

Como mostra Rocha (2011), rios anastomosados apresentam múltiplos canais sinuosos, com estabilidade, margens coesas separadas por ilhas vegetadas. Riccomini e Coimbra (1993) relacionam este padrão de leito com climas úmidos devido o desenvolvimento da vegetação ser favorecido pelo clima, porém sugerem que o controle tectônico seja dominante no processo de desenvolvimento deste padrão.

Riccomini e Coimbra (1993) apontam a existência de 6 fácies sedimentares para os rios anastomosados, são elas: turfeitas, pântano, lagoas de inundação, diques marginais, diques rompidos e canal.

Segundo os autores supracitados, a fácies de turfeitas apresentam espessura centimétricas até a 1,5 metros e são compostas majoritariamente por matéria orgânica. A fácies de pântano apresenta

sedimentos finos silto-argilosos com quantidades variáveis de matéria orgânica e camadas gradacionais de 2 a 20 centímetros de espessura. Fácies de lagoa de inundação é marcada por sedimentos argilo-siltosos laminados com pouca matéria orgânica e com espessura de no máximo 6 metros, podem ter conexão com os canais anastomosados através de canais estreitos e profundos que controlam o nível dos lagos. Fácies de diques marginais são silto-arenosas com pouco conteúdo orgânico e gradam lateralmente para fácies de turfeiras, pântanos ou lagoas de inundação. Fácies de rompimento de diques marginais tem granulometria de areia, grânulo e seixos pequenos, com espessura inferior a 40 centímetros e apresentam geometria sigmoide. Por fim, a fácies de canal é composta por sedimentos mais grosseiros, cascalhos e areias grossas, apresenta uma superfície erosiva em sua base e morfologia côncava. A Figura 3.3 mostra a disposição lateral bem como o empilhamento das fácies abordadas.

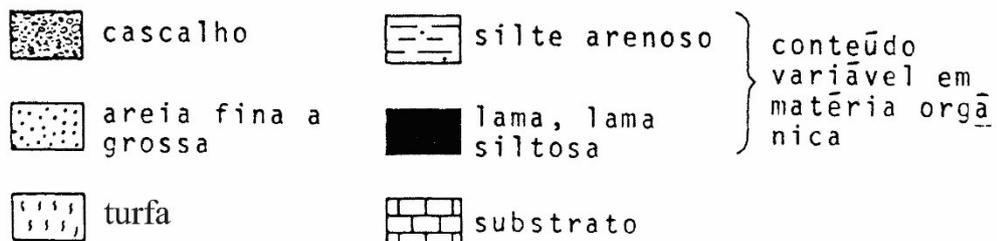
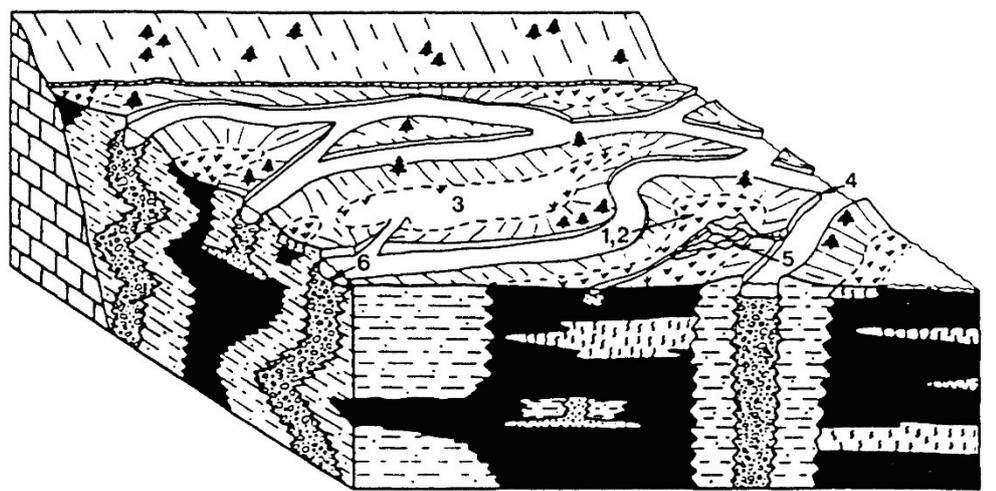


Figura 3.3: Representação hipotética da geometria das camadas e características texturais das fácies de um rio anastomosados. 1 – turfeiras; 2 – pântano; 3 – lagoas de inundação; 4 – diques marginais; 5 – crevasse splay; 6 – canal fluvial. Extraído de Riccomini e Coimbra (1993).

3.2 LEQUES ALUVIAIS

3.2.1 INTRODUÇÃO

Lana (2010) descreve preliminarmente 3 pontos que este trabalho também aborda como depósitos de leques aluviais. Partindo desta interpretação prévia será apresentada uma revisão sobre o ambiente e clima em que se forma um leque aluvial bem como suas características gerais com o intuito de confirmar esta interpretação.

Para esta interpretação se faz necessário entender as condições para formação, geometria e as fácies de um depósito de leque aluvial.

3.2.2 AMBIENTES DE FORMAÇÃO

Suguio (2003) relaciona os leques aluviais como produtos de ambientes em que haja forte influência tectônica, gerando áreas de grande diferença de cotas lado a lado. Assine (2008) aponta a necessidade de haver um desconfinamento abrupto no curso do rio, fornecendo a este uma grande mobilidade para a construção dos leques. Walker (1984) aponta como ambientes de formação de leques aluviais: *fans* e rios entrelaçados e *braidplains*, podendo ocorrer lado a lado como mostra a Figura 3.4.

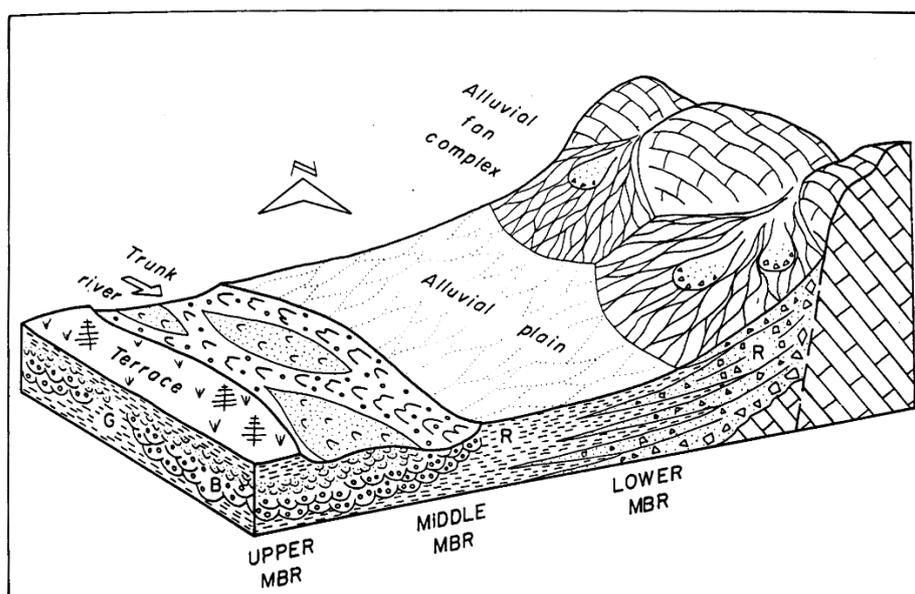


Figura 3.4: Ambiente de formação de leques aluviais, de Walker (1984).

Faccini & Paim (2001) indicam que o nível de base estratigráfico para os leques aluviais tem sido assumido com base no comportamento da superfície ou perfil de equilíbrio gradando assintoticamente para o nível de base (local ou regional) na porção mais distal do leque.

Em relação ao clima, Suguio (2003) aponta que em clima árido há favorecimento para a formação desta feição devido as maiores diferenças de cotas, porém não é o único clima em que se forma. Assine (2008) aponta a formação de leques em climas tropicais úmidos e glaciais associados a sistemas fluvias meandranes.

3.2.3 FANS

Walker (1984) define a formação deste tipo de leque a partir do desconfinamento de córregos fortemente encaixados em uma região com topografia mais suave associado ao sistema fluvial principal. Devido a esta característica de deposição, a geometria do depósito relacionada a *fans* é cônica quando vista em planta, quando em corte longitudinal apresenta geometria hiperbólica, quando em corte transversal tem geometria parabolóide e apresentam pequenas extensões (centenas de metros ou poucos quilômetros) como descrito por Assine (2008).

Suguio (2003) classifica como leques aluviais dominados por processos gravitacionais aqueles que têm forte controle por climas secos e/ou por tectônica ativa, porém não descarta a possibilidade de ocorrerem em ambientes úmidos. O autor ainda divide este fluxo de massa nos seguintes tipos: queda e deslizamento de rochas e detritos, escorregamento, fluxo de detritos e corrida de lama. Esta distinção é feita com base na granulometria dos sedimentos que dão origem ao depósito ou com base na declividade do terreno.

Assine (2008) relaciona estes leques aos fluxos de gravidade (Figura 3.5), isso por estarem relacionados a climas semiáridos, porém alerta que estes leques de fluxo de detritos também são encontrados em climas úmidos quando as chuvas estão concentradas em determinada época do ano onde há uma espessa camada de solo. Nos casos de leques de fluxos de gravidade em climas áridos são produzidos por fluxo de massa, em que apresentam mais de 80% da massa representada pelos sedimentos. Nos casos destes leques se apresentarem em climas úmidos são produzidos por fluxos fluidificados, onde os sedimentos representam 40 a 80% da massa.

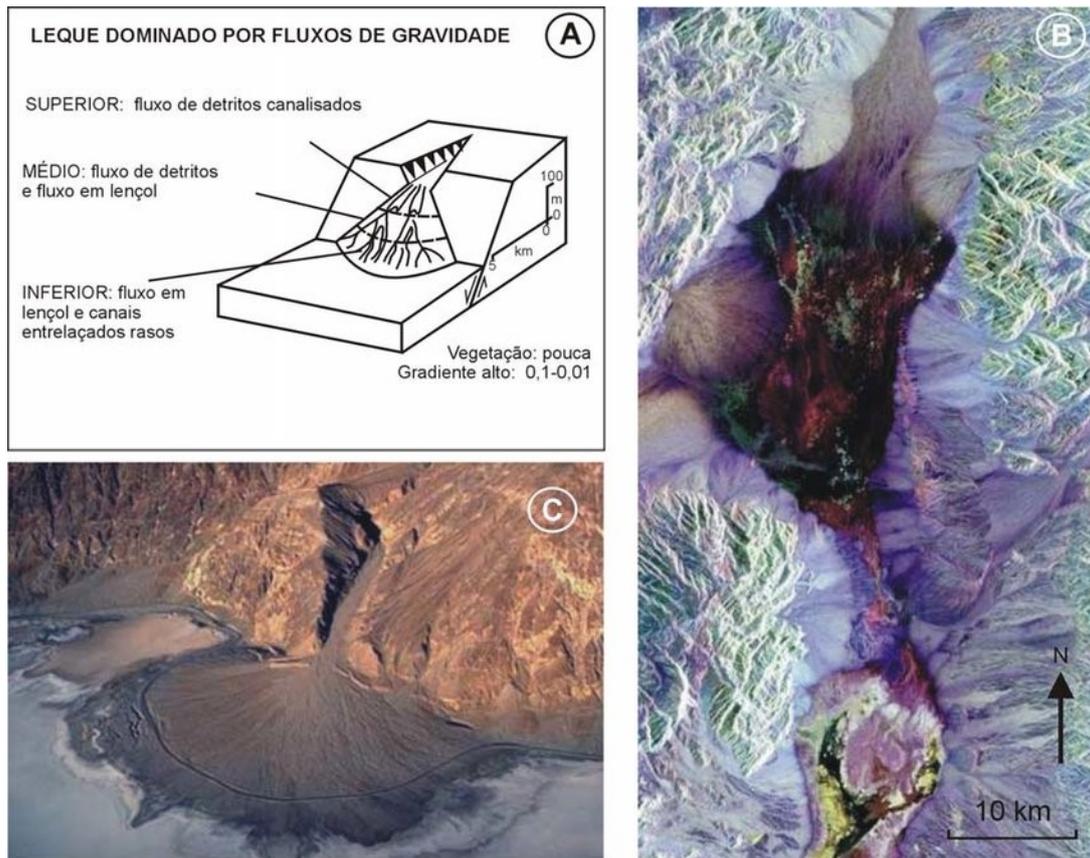


Figura 3.5: Leques dominados por fluxo de gravidade. A) modelo B) leques coalescentes no Vale da Morte; vale visível no centro da imagem em tons escuros C) Leque aluvial nos EUA (Assine, 2008).

Walker (1984) descreve para leque em climas úmidos um modelo de fácies com características de ser clasto-suportados, com clastos imbricados com camada sub-horizontal (Gm) como sendo a fácies mais comum na porção proximal. Esta fácies sofre uma mudança progressiva ao se distanciar da área fonte, dando origem a uma facies com estratificações cruzadas tabulares e transição entre clasto-suportado na fração cascalho para matriz suportado (Gp) até uma facies com predominância de estratificações cruzadas tabulares na fração areia (Sp). Numa porção mais distal essas facies intermediárias de Gp e Sp migram para facies mais lamosas com laminações plano paralelas ou laminações cruzadas (Fl), podendo aparecer também maciços de areia muito fina ou lama (Fm) e em menor quantidade areia com estratificação horizontal (Sh).

Assine (2008) aborda, com base na distinção de fluxos feita por ele, que os fluxos de detritos podem ser coesivos quando têm alta porcentagem de sedimentos de granulometria fina e não-coesivos quando esta porcentagem for inferior a 10%. Esta distinção influencia na facies que se encontra no leque aluvial de forma que o fluxo de massa não-coesivo gera conglomerados clasto-suportados podendo apresentar gradação inversa e clastos imbricados, enquanto que em fluxos de massa coesivos formam conglomerados matriz-suportados, mal selecionados e com matriz lamosa.

Assine (2008) caracteriza os fluxos fluidificados como tento comportamento de fluido viscoso com movimentos laminares e turbulentos em seu interior. Esta característica de fluxo gera um depósito conglomerático clasto-suportado com gradação normal, em camadas tabulares ou em canais em que no topo podem estar presentes arenitos estratificados oriundos de correntes de dissipação do fluxo.

Fluxos gravitacionais são de ocorrência eventual e catastrófica, como aborda Assine (2008), gerados pela interação de chuvas torrenciais e materiais inconsolidados em zonas de alta topografia nas bordas de bacias. Esta característica de deposição em pulsos resulta em depósitos com idades distintas. Contudo, se apresentam idades semelhantes, evidenciam um período de maior pluviosidade ou que os diferentes pontos estudados são regiões diferentes de um mesmo depósito de fluxo de gravidade.

3.2.4 LEQUE FLUVIAL

Estes leques são caracterizados por serem construídos a partir de rios entrelaçados ou meandrantos. Walker (1984), entretanto, define como agente estruturante deste tipo de depósito rios entrelaçados e *braindeplains* de origem glacial. Assine (2008) relaciona, além de rios entrelaçados que podem ou não terem origem glacial, rios meandrantos como estruturantes destes depósitos. Ambos autores descrevem esse processo possível pelo baixo declive topográfico. Além do agente estruturante deste depósito há uma diferença quanto as extensões. Apresentam menores alturas porem com maiores extensões quando comparados a *fans*.

Apesar destas diferenças quanto ao agente estruturante, Walker (1984) aponta que as fácies são semelhantes aos depósitos de *fans*, tendo predomínio da fácies Gm na parte proximal apontando uma baixa expressividade das águas de degelo nesta porção. Na porção média do curso entrelaçado há a estruturação de barras de diferentes padrões formados a partir de sedimentos mais grossos depositados em eventos de grande fluxo no rio e posterior deposição de sedimentos mais finos quando em baixo fluxo. A porção média é dominada pela fácies Sp e Sh, diferentemente dos *fans*, por uma mudança gradual da fácies Gm.

Dando enfoque no leque formado no sistema fluvial entrelaçado, Assine (2008) ressalta que é possível a formação de um rio entrelaçado sem a presença de geleiras devido a vazão fluvial contínua de rios perenes. Ainda sobre as características desta forma de leito salienta a presença das barras originadas pelo acúmulo de sedimentos mais grosseiros produzindo fácies com estratificações cruzadas e a grande mobilidade do curso d'água principal. Esta grande mobilidade lateral é, em grande parte, responsável pela formação destes leques.

Nos sistemas fluviais meandrantos, Assine (2008) atribui papel fundamental a vegetação na estabilidade do curso d'água dificultando a migração de leito e gerando descargas de sedimentos

concentradas e contínuas. Desta forma a estruturação do leque se dá por um cinturão de cursos meandranes que dominam a porção proximal do leque (Figura 3.6).

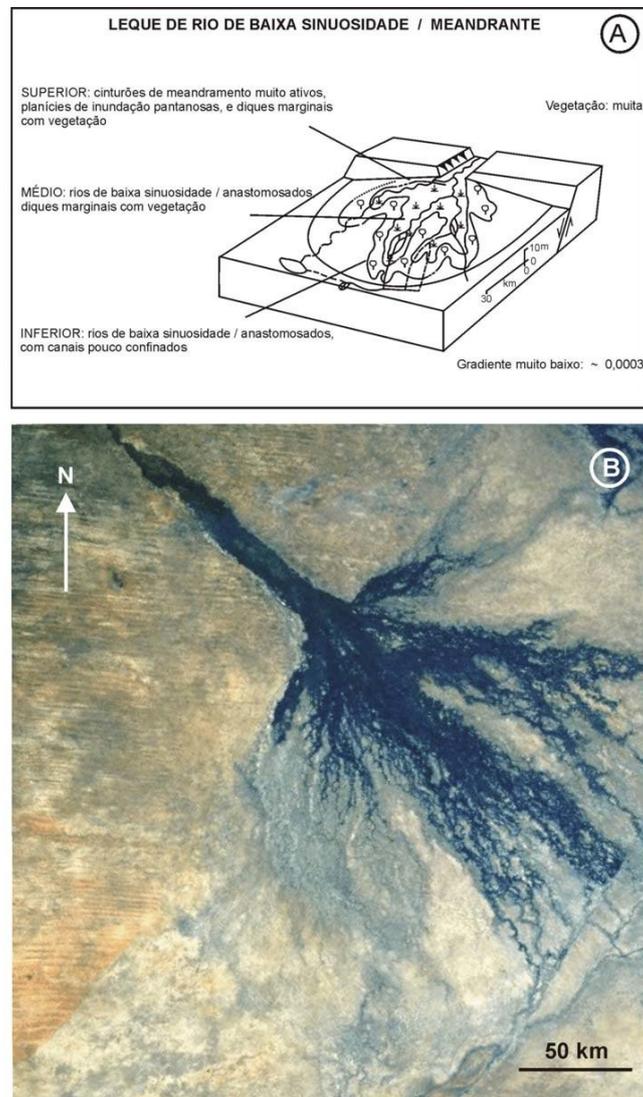


Figura 3.6: Leques de rios de baixa sinuosidade / meandrantes: A) modelo (Stanistreet & McCarthy 1993; B) Leque aluvial do rio Okavango, Botsvana (imagem STS51I-33-0053 do ônibus espacial, de agosto de 1989, NASA) (Assine 2008).

De forma geral os leques fluviais são construídos gradualmente numa porção onde a competência do curso principal fica reduzida devido a baixa declividade. Com isso os sedimentos provenientes das cabeceiras são acumulados, seja em barras ou nas curvas dos meandros, forçando avulsões destes canais. A morfologia lobada final é resultante destas diversas avulsões de tempos distintos.

3.3 PALEO-CLIMA E PALEO-VEGETAÇÃO

Esta seção mostra os aspectos climáticos e vegetacionais que predominaram tanto globalmente quanto localmente na transição do Pleistoceno para o Holoceno. Estes dois aspectos se correlacionam e se condicionam mutuamente, desta forma se faz importante o entendimento de suas variações e alterações numa proposição de entendimento do paleo-ambiente em que os depósitos se formaram.

3.3.1 Clima Global

Durante o período Quaternário, como descreve Corrêa (2021), ocorre grande instabilidade climática oscilando entre períodos de glaciação e períodos de interglaciação. Estas oscilações estariam relacionadas aos movimentos planetário do Ciclo de Milancovitch, sendo os estopins para as glaciações e interglaciações. Ocorrem também controles internos que contribuem, hora para a glaciação hora para a interglaciação, como correntes marítimas aquecidas fornecendo umidade para a atmosfera fria, favorecendo a precipitação de neve e a mudança da coloração das vegetações aumentando o albedo, isso em decorrência da coloração branca ser predominante, causando maior reflexão da luz solar.

Para a época do Pleistoceno superior, Corrêa (2021) identifica o último período glacial do Quaternário sendo denominado de Glaciação Wisconsin ou Glaciação Würm (GW) que durou de 120.000 a 12.000 anos. O fim da GW marca também o fim do Pleistoceno e início do Holoceno e foi de grande importância para a expansão dos homínídeos pelo planeta.

Segundo o mesmo autor, a GW apresenta como característica uma glaciação concomitante do hemisfério norte e hemisfério sul. Apesar da geometria orbital não favorecer este desenvolvimento, é possível que esta característica esteja relacionada com processos da dinâmica de correntes marítimas, sendo, portanto, um processo terrestre superficial. No hemisfério sul, por volta de 115.000 anos atrás, teve início o avanço das geleiras sobre a porção sul dos Andes, patagônia e um aumento na calota Antártica. Nas regiões tropicais as variações térmicas ficaram em torno de 5°C, acarretando numa modificação da vegetação e do regime de pluviosidade. É importante destacar que o avanço da calota polar sul não chegou a cobrir grandes porções do hemisfério. mesmo no inverno, em seu período de máxima expansão, haviam regiões que não eram cobertas por gelo.

Suguio (2010) argumenta que a última fase pleniglacial ocorrida há 18.000 anos não ocorreu simultaneamente no hemisfério norte e sul. Este autor aponta que nesta fase as geleiras da América do Norte e Escandinávia estavam no seu máximo, porém o Ártico não estava completamente glaciado. O Ártico teve a expansão glacial apenas entre 11.000 e 8.000 anos atrás num período que as geleiras da América do Norte e Escandinávia estavam próximas ao fim. O autor relaciona esse evento assíncrono ao clima frio e seco não ser propício a expansão das geleiras, porém em períodos interglaciais as águas ficam mais aquecidas e favorecem a evaporação levando ao aumento das geleiras em porções de mais altas latitudes.

Suguio (2010) aponta também que em desertos tropicais a fase de máxima e mínima precipitação ocorreram de forma assíncrona. Segundo o autor, mesmo a glaciação de 18.000 anos atrás tenha propiciado o aumento dos desertos quentes regiões áridas da América do Norte, no Golfo do México e Cuba tiveram grande precipitação que também ocorreu nos estados do sul e sudeste brasileiro.

Na época do Holoceno, o clima global, segundo Corrêa (2021) é caracterizado pelo fim do período de glaciação, marcado por temperaturas mais altas com média de 14°C, com um breve período com temperaturas entre 1°C e 2°C. Segundo o autor, esse período com temperaturas baixas durou de 8.400 a 8.000 anos antes do presente e foi decorrente do degelo de grandes massas de água no hemisfério norte que chegaram ao oceano e afetaram as correntes marítimas.

Tal evento teria ocasionado abruptas mudanças globais. Além da queda de temperatura mencionada, houve significativa mudança do nível do mar da Noruega, secas extremas na borda sudeste do Saara e avanços glaciais na Nova Zelândia. Na América latina, no ponto máximo do Holoceno aos 8.000 anos atrás, análises de sedimentos em bacias indicavam uma maior vazão para os rios na Venezuela, o que pode indicar uma maior pluviosidade na região como abordado por Haug *et al* (2001).

3.3.2 Clima Local

Apesar de o clima global apresentar um período de glaciação com o aumento das calotas polares, existem particularidades climáticas em níveis locais que são resultados da interação de topografia e incidência solar relacionadas a latitude como aponta Augustin (2009) e Rodrigues *et al* (2016). Desta forma em zonas de menor latitude e terrenos mais baixos experimentam temperaturas mais altas quando comparadas a zonas de maiores latitudes e topografia mais altas.

A partir de datações por C¹⁴, Augustin (2009) sugere que o clima para o Pleistoceno superior era mais frio com variações periódicas quanto a umidade, apontando a existência de períodos de climas mais úmidos alternados a períodos de climas mais secos. Fontana *et al* (2012) ainda apontam como importantes agentes estruturantes ambientais nas porções de latitudes médias, a aridez e as queimadas durante o decorrer do tempo desde o último máximo glacial. Raczka *et al* (2012) indica que para o período glacial as temperaturas eram de 5 a 6°C mais baixas que a atuais na região de Lagoa Santa (MG).

Segundo Rodrigues *et al* (2016) a mudança da vegetação nas regiões sul e sudeste está diretamente relacionada com o clima de Monções Sul-Americanas. De acordo com os autores, este sistema climático teve gradual alteração durante o Holoceno, resultando em mudanças climáticas que resultaram em períodos de seca ou chuvas torrenciais por anos consecutivos.

Salgado-Labouriau (2005) sintetiza as mudanças climáticas ocorridas na porção central do Brasil da seguinte maneira:

- >36.000 a 22.000 anos atrás o clima era mais úmido e pouco mais frio que o presente

- De 20.000 a 7.000 anos atrás o clima se apresentava mais seco que o atual

Salgado-Labouriau (2005) ainda sugere uma ciclicidade climática para o Quaternário que tem início com uma fase úmida e fria durante um máximo glacial, um segundo momento com seca e frio no período de deglaciação e encerra-se com um período de longa fase seca e quente no início do Holoceno.

Pessoa (2017) com base em análises palinológicas na região norte de Minas Gerais interpreta uma mudança climática um pouco diferente da proposta por Salgado-Labouriau (2005). Pessoa (2017) atribui ao clima as características de frio e úmido em 15.700 a 15.300 antes do presente, elevação da temperatura e permanência da umidade de 15.300 a 14.650 anos antes do presente e por fim, um clima mais quente e relativamente úmido para 14.300 e 13.450 anos antes do presente. Esta incongruência pode estar relacionada a controles locais, como o relevo, ou até mesmo a escala de estudo, uma vez que Pessoa (2017) apresenta um estudo em detalhe.

Segundo Gomes (2018), na região da Serra do Cabral, entre 21.150 e 18.850 o clima era mais frio que atualmente e após 18.850 até 3.550 o clima se tornou mais quente e úmido. Após 1.650 anos atrás o clima da região é classificado como semiúmido, semelhante ao atual.

3.3.3 Paleo-Vegetação

Sabe-se que existe uma relação direta entre clima e vegetação, tendo ações e reações mútuas. Sendo assim, com a variação climática do final do Pleistoceno até o Holoceno a vegetação nativa da região de estudo sofreu alteração. Se faz importante estudar a alteração da vegetação na região pois influencia na geometria do leito de forma que em áreas com mais vegetação o padrão do curso d'água se aproxima do padrão meandrante, já numa paisagem com vegetação mais escassa o curso d'água se aproxima de um padrão entrelaçado.

A área de estudos está localizada na região de predominância do cerrado. Este é o segundo maior bioma brasileiro de acordo com De Oliveira *et al* (2005), estando presente na região centro-oeste, sudeste, nordeste e norte. Tem grande domínio no estado de Minas Gerais, estando presente na porção central e expandindo-se para norte e oeste do estado.

Salgado-Labouriau (2005) aborda o cerrado como um ecossistema variando de porções onde a vegetação está espaçada, com predomínio de gramíneas até porções onde encontra-se uma maior densidade da vegetação, com as copas das árvores mais próximas. De acordo com essa complexidade, Pessoa (2017) classifica quatro tipos principais característicos do cerrado, são eles:

- Campo limpo: predomínio de gramíneas
- Campo sujo: predomínio de gramíneas com pouca presença de arbustos
- Cerrado *sensu stricto*: maior presença de vegetação arbustiva-arbórea e menor cobertura gramínea.

- Cerradão: ausência de gramíneas e com predomínio de vegetação arbórea.

De Oliveira (1992) sugere um clima frio e úmido no final do Pleistoceno no sudeste brasileiro. Para este período encontra pólenes referentes a uma mescla de táxons tropicais e altas latitudes como *Araucaria*, *Podocarpus*, *Ilex* e *Ericaceae*. Após esse período deu-se início a um clima mais seco e mais quente, levando a substituição dos táxons de altas latitudes pelos táxons de savana.

Raczka *et al* (2012) aponta que no final do Pleistoceno a vegetação tinha características do que Gomes (2018) chama de Mata de Galeria e Cerrado, tendo como táxons mais abundantes os pólenes de *Podocarpus* e *Caryocar*, indicando que o clima neste período era frio e semi-úmido. Após este período teria havido uma alteração no clima análogo ao descrito por De Oliveira (1992), com o aumento da temperatura e diminuição da umidade.

Raczka *et al* (2012) aponta que no início do Holoceno surgiram novas espécies acarretando em uma composição complexa de um mosaico de Cerrado e táxons de florestas temperadas como *Araucaria*, *Ericaceae*, *Hedyosmum*, *Myrsinaceae*, *Podocarpus*, *Protium* e *Sapindaceae*. O autor caracteriza, na região da Lagoa dos Olhos d'Água, que houve uma transição entre elementos de clima frio por elementos de floresta tropical no final do Pleistoceno e início do Holoceno. Os elementos deste período são *Protium*, *Sebastiania*, *Rubiaceae*, como elementos de florestas tropicais e *Caryocar* e *Pseudobombax* como táxons de Cerrado. Raczka *et al* (2012) aponta que no Holoceno tardio, cerca de 2.000 anos atrás, a região referida teve como predominância os elementos como *Alchornea*, *Apocynaceae*, *Arecaceae*, *Cecropia*, *Ficus*, *Melastomataceae*, *Mimosa*, *Peixotoa* e *Sebastiania*, relacionados a táxons arbóreos/arbustivos, e *Asteraceae* e *Poaceae*, relacionados a táxons herbáceos. Estas últimas características são semelhantes as vistas no presente na região de Lagoa Santa.

3.3.4 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

As datações realizadas nos depósitos alvos deste trabalho foram obtidas através de LOE. Esta técnica tem sido muito utilizada para depósitos do Quaternário, como apontam Sallun *et al* (2007), por apresentar resultados com a mesma qualidade da datação de C¹⁴ e não estar restrita a presença de matéria orgânica.

O método em questão se baseia na emissão de luz de um objeto previamente submetido a uma radiação ionizante em decorrência de um estímulo externo, como aponta Chen & McKeever (1997). Neste caso o objeto emissor de tal radiação são os grãos de quartzo e o estímulo externo é óptico.

O fenômeno de luminescência tem raízes no nível atômico e acontece quando há a transição de um elétron em um estado de maior excitação para um estado de menor excitação dentro de uma estrutura cristalina, como sugere Yukihiro & McKeever (2011). Soares (2020) salienta que a banda de valência é a região onde o núcleo atômico exerce uma força forte ao elétron mantendo-o imóvel, enquanto que na banda de condução estes elétrons estão livres e podem se mover pelo sólido. Os sólidos isolantes e

semi-condutores apresentam um “*gap*” transicional entre as duas bandas de pelo menos 2 eV, segundo Shackelford (2015).

Putnis (1992) identifica três defeitos pontuais na estrutura cristalina de sólidos isolantes e semi-condutores, são elas: vacância, impurezas intersticiais e impurezas substitucionais. A vacância é a ausência do átomo ou íon que deveria ocupar um determinado ponto na estrutura cristalina. Impurezas intersticiais são caracterizadas pela presença de átomos ou íons nos interstícios da estrutura atômica. As impurezas substitucionais ocorrem quando átomos que não fazem parte da estrutura molecular do cristal ocupam as posições atômicas na estrutura.

Segundo Soares (2020) estes defeitos na rede cristalina geram níveis de energia dentro do intervalo de *gap* gerando armadilhas de elétrons quando os cristais são submetidos a radiação ionizante. A liberação desta energia retida nos elétrons aprisionados nos defeitos da rede cristalina só é possível mediante uma estimulação térmica, óptica ou mecânica.

Na natureza a radiação ionizante é produto do decaimento de elementos radioativos encontrados na crosta e a estimulação para liberação desta energia é a foto incidência solar. Desta maneira a estrutura cristalina do quartzo armazena a energia ionizante da radiação e é ‘apagada’ quando este cristal é exposto a luz solar.

Huntley *et al* (1985) foram os primeiros a utilizar o método LOE para determinar a idade de um depósito sedimentar. Existem duas técnicas de medição da LOE, a primeira a surgir foi com base em múltiplas alíquotas (MAR, sigla em inglês) e posteriormente a técnica com base em alíquota única (SAR, sigla em inglês). Mas apenas com o desenvolvimento da técnica SAR que, de acordo com Carvalho (2014), gera melhores resultados a LOE passou a ser amplamente utilizada.

Carvalho (2014) indica que o protocolo SAR é obtido por múltiplas medições em grãos individuais de uma mesma amostra, desta forma diminui-se o erro das medidas. A diminuição do erro é originada da certeza do completo esvaziamento do grão em que as leituras são feitas.

4.1 INTRODUÇÃO

Este trabalho se inicia por uma etapa de revisão bibliográfica sobre as características gerais da área (aspectos geológicos e ambientais). Além da síntese de livros, teses, dissertações, monografias e artigos, foram pesquisados mapas e imagens úteis ao trabalho, destacando-se: a folha Baldim SE.23-Z-A-C-III (2009) e imagens de satélite do *Google Earth*®.

Na sequência, foram revisados aspectos relacionados a depósitos sedimentares cascalhosos, principais modelos de fácies associados, técnicas de levantamento estratigráfico e técnicas de análise laboratorial de sedimentos e rochas sedimentares (análises texturais e composicionais via microscópio petrográfico, geoquímica dos depósitos e da possível área fonte e datação por Luminescência Ópticamente Estimulada).

4.2 TRABALHOS DE CAMPO

Nesta etapa foram identificados e georreferenciados os depósitos trabalhados e podem ser visto na Figura 4.1. Além disso, foram tomadas as dimensões aproximadas de cada um deles, levantados os perfis estratigráficos e coletadas amostras para análises texturais, composicionais e geocronológicas em laboratório. Em um segundo momento realizou-se uma campanha de campo para coletar amostras das rochas aflorantes na Serra do Cipó a fim de se realizar a geoquímica dessas amostras e compará-las com os dados geoquímicos obtidos nos depósitos.

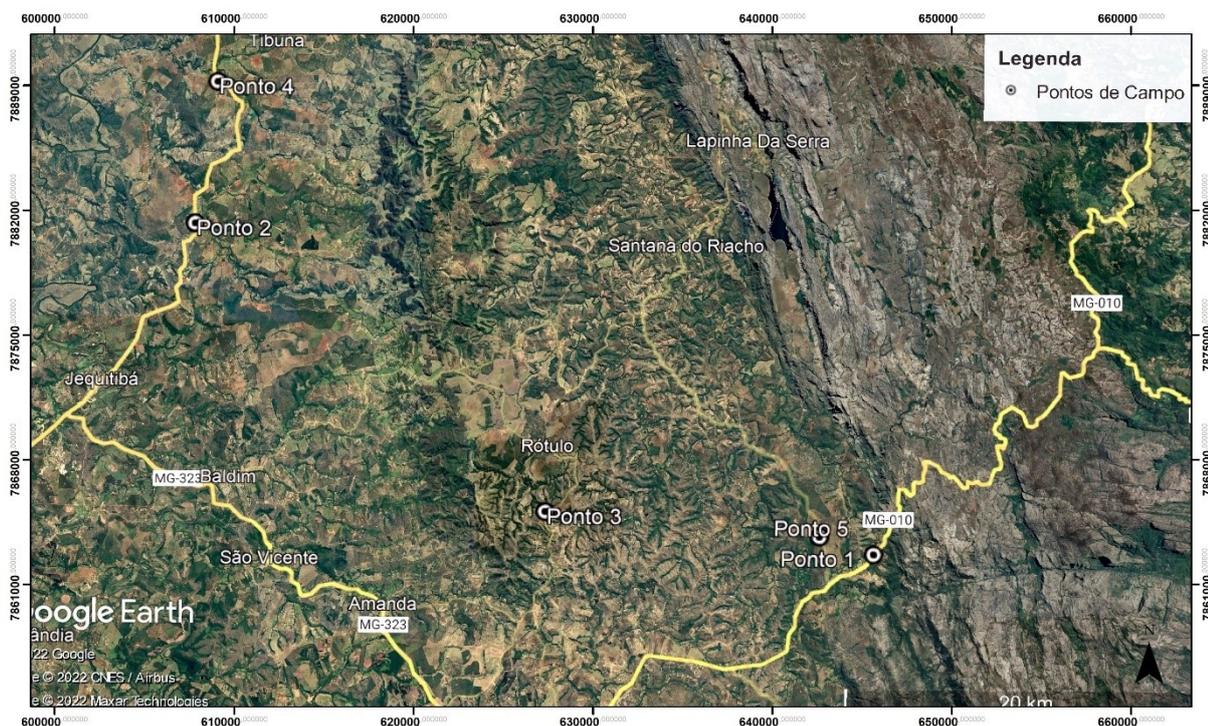


Figura 4.1: Imagem de Satélite *Google Earth*® com os pontos de campo onde foram identificados os depósitos.

O planejamento do trabalho de campo teve início com a definição das unidades de interesse na folha Baldim (2009) com a nomenclatura de Ndl referente às coberturas detríticas, cujas ocorrências pudessem ser acessadas por rodovias (MG-010 e MG-816) e vias de acesso secundárias em bons estados. Desta forma foram destacados 5 pontos de interesse, dentre os quais 3 pontos identificados por Lana (2010). Os pontos acima são sintetizados no Quadro 4.1 contendo sua nomenclatura a via de acesso às margens da qual se localizam.

Os perfis tiveram suas medidas de largura e altura mensurados com trena, como mostra a Figura 4.2, com exceção do Ponto 3 que devido a sua grande extensão exigiu que fossem utilizados métodos indiretos de medida por meio das ferramentas de medida do Google Earth Pro®. Os depósitos foram então descritos com base em sua composição, textura e estruturas. Com base nas medições e textura foram elaborados 5 perfis na escala de 1:20, representativos de uma faixa do depósito que melhor o representasse. Por fim foram colhidas amostras de clastos quartzíticos, quando possível, e dos sedimentos da base, centro e topo do afloramento, juntamente com uma amostra do material de cobertura, preliminarmente descrito como coluvial. As amostras foram identificadas com base no ponto e na posição que foram extraídas.

As medições feitas em campo apresentam limitações quanto a sua precisão pois não há a possibilidade de uma vista tridimensional das exposições. Portanto as medidas aferidas em campo podem não se tratar de um corte transversal ao depósito, levando a distorções quanto ao tamanho do depósito e sua distribuição na área.

Quadro 4.1: Informações gerais dos pontos de campo.

Nomenclatura	Via de acesso	Perfil	Dimensões (comprimento x espessura)	Amostras
Ponto 1	MG 010	1	123m x 4m	Lâmina, Geoquímica e Geocronologia
Ponto 2	MG 238	2	162m x 3m	Lâmina, Geoquímica e Geocronologia
Ponto 3	Estrada de terra com entrada pela MG 010	3	337m x 20m	Geoquímica e Geocronologia
Ponto 4	MG 238	4	50m x 2,5m	Geoquímica e Geocronologia
Ponto 5	MG 816	5	150m x 3m	Geoquímica



Figura 4.2: A) Medição do comprimento do perfil com trena. B) Medição da espessura do perfil com o auxílio da vara de Jacó.

Na segunda campanha de campo os alvos de trabalho foram as diferentes litologias que constituem a serra e os pontos de coleta estão representados na Figura 4.3. Seguindo pela MG-010 coletou-se amostras das litologias pelas quais a rodovia MG-010 passava ou, em poucos casos, nos pontos de afloramento mais próximos desta via que estavam cartografados na Folha Baldim (2009).

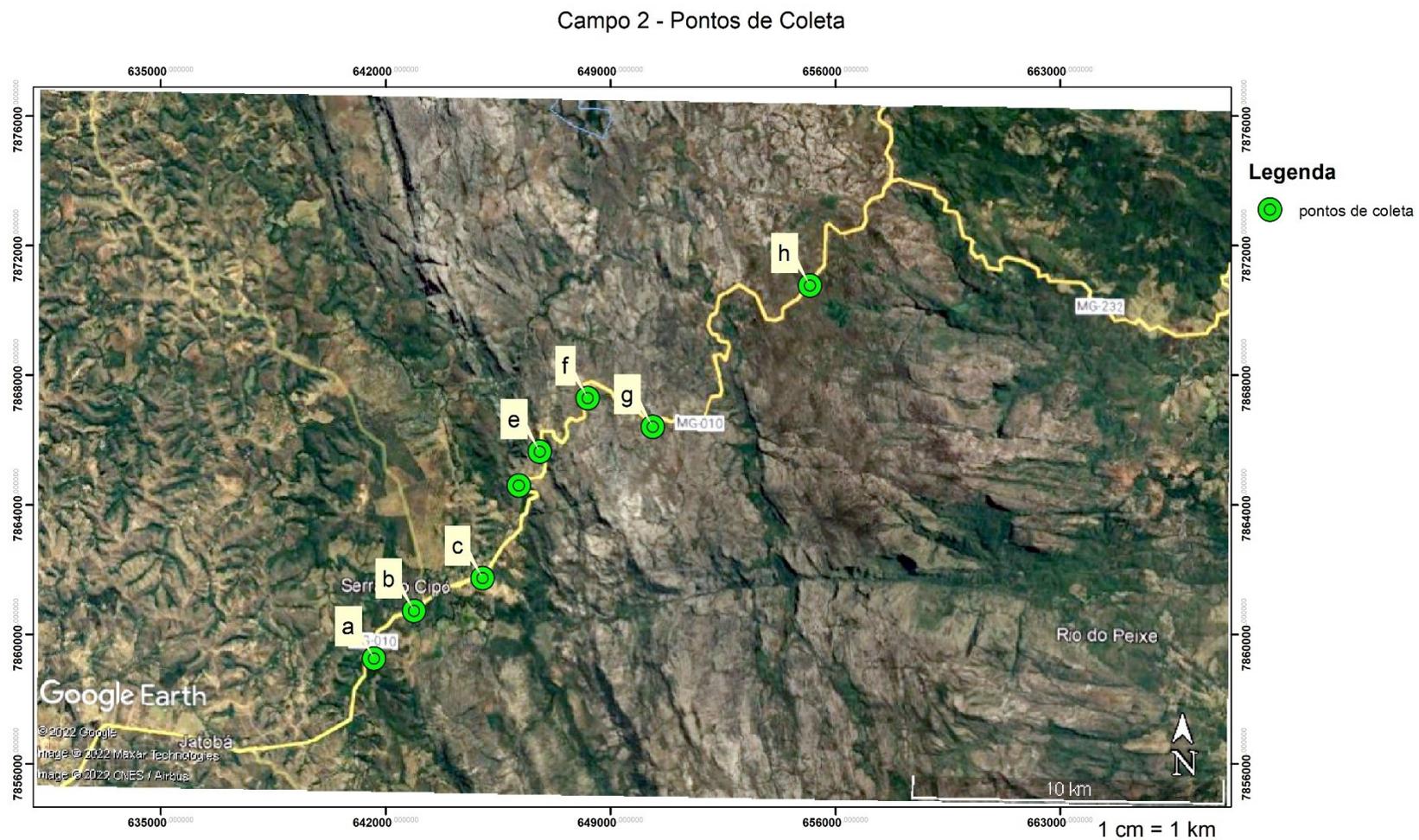


Figura 4.3: Imagem de Satélite *Google Earth*® com os pontos de campo onde foram coletadas as amostras de rocha da Serra do Cipó. a) Fm Sete Lagoas b) Gr Macaúbas Indiviso (miqt) c) Fm Serra de Santa Helena d) Gr Macaúbas Indiviso (mi) e) Fm Galho do Miguel f) Suíte Pedro Lessa g) Fm Santa Rita h) Fm Sopa-Brumadinho.

Desta maneira foram coletadas 8 amostras de rochas referentes ao SG Espinhaço, sendo as Fm Sopa Brumadinho, Fm Santa Rita, Fm Galho do Miguel; ao SG São Francisco, sendo as Gr Macaúbas indiviso, Gr Bambuí Fm Sete Lagoas e Fm Serra de Santa Helena; foi coletada também amostra da suíte metabásica Pedro Lessa. Essas amostras foram colhidas *in situ* e acondicionadas em sacos de amostra.

4.3 LEVANTAMENTO DE PERFIS ESTRATIGRÁFICOS

Depois que os depósitos foram limpos, tirando a vegetação sobre eles, escolheu-se uma região em que melhor se observam as estruturas e texturas presentes. Desta forma tem-se mais assertividade na construção dos perfis.

Com a bussola modelo Brunton orienta-se o depósito para melhor entendimento de sua disposição em relação a Serra do Cipó. Começa-se então a medição da espessura com a vara de Jacó com intervalos de medida de 10 cm.

As principais características de estruturas sedimentares que foram possíveis de serem levantadas foram estratificações cruzadas acanaladas, seixos embricados e granodecrescência, além das características texturais como esfericidade, arredondamento e a granulometria utilizando uma lupa de aumento 10x e uma cartela granulométrica.

Os perfis foram então representados em papel milimetrado na escala de 1:20 ainda em campo a fim de aumentar a precisão e o detalhamento. Posteriormente foram digitalizados usando o programa *CorelDraw*©.

4.4 AMOSTRAGEM PARA ANÁLISES LABORATORIAIS

Foram coletadas amostras para análise química em ICP-OES e para datação em Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em todos os pontos relacionados aos depósitos levantados e das coberturas preliminarmente interpretadas como coluviais. Amostrou-se os perfis de maiores espessuras em 3 porções (base, meio e topo) e os perfis com menores espessuras foram amostrados em 2 porções (base e topo). A Figura 4.4 mostra a coleta para o LOE e o tubo coletor utilizado em campo. No Apêndice A encontra-se as localidades dos depósitos e das coletas feitas na Folha Baldim (2009).

Buscou-se fazer as coletas de cada perfil verticalmente e alinhadas, para que representassem da melhor forma a variação composicional dos depósitos. As amostras foram colhidas diretamente e acondicionadas em sacos plásticos de amostra de forma a minimizar a contaminação cruzada das amostras, como mostra a Figura 4.5.



Figura 4.4: A) coleta de amostras para LOE. B) tubo de inox com base percussiva removível.



Figura 4.5: Amostra de sedimento de um depósito estudado.

As amostras de clastos de quartzito para a confecção de lâminas foram coletados aleatoriamente nos perfis. Buscou-se coletar amostras da base, meio e topo quando os depósitos tinham uma espessura superior a 3m, em depósitos de espessura inferior coletou-se amostras apenas da base e topo.

4.5 PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Os clastos na fração seixo colhidos nos afloramentos foram levados ao laboratório de laminação para a confecção de lâminas delgadas. Os clastos foram escolhidos para esse processo com base em sua disseminação no depósito, tamanho, coesão e permeabilidade para a impregnação de resina. Por último, selecionou-se um plano que melhor destacava as texturas e estruturas da amostra.

As amostras dos sedimentos gerais foram trabalhadas segundo proposto por Folk (1974), sendo separado o sedimento de granulometria inferior à 18# para que posteriormente fossem submetidos a análise de geoquímica total. Desta forma apenas o sedimento na fração areia e argila foram levados a análise de geoquímica. Optou-se por essa janela granulométrica afim de se obter uma maior confiabilidade na dispersão das concentrações dos elementos, não privilegiando os elementos constituintes dos minerais nas frações silte e argila. A Figura 4.6 mostra as etapas de preparação dos sedimentos.

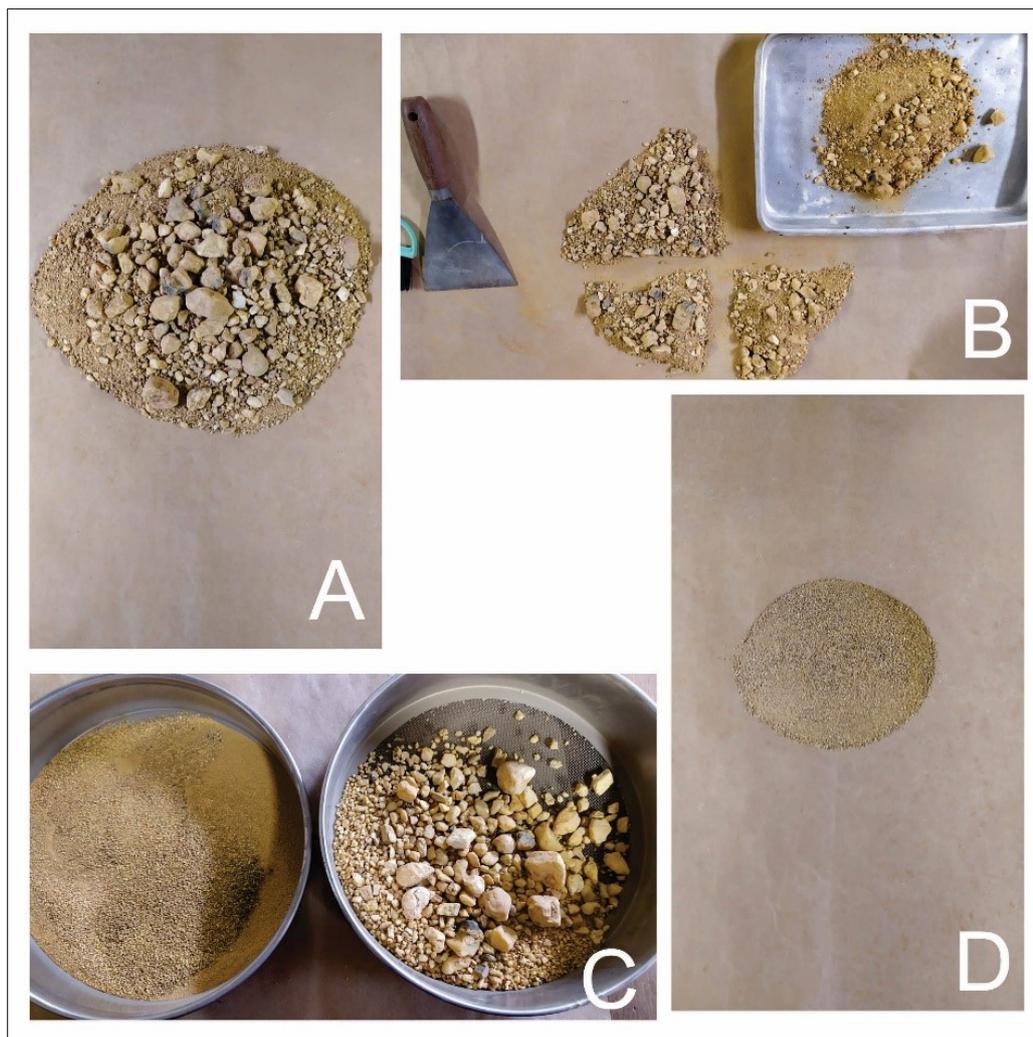


Figura 4.6: A) Sedimento homogeneizado. B) Sedimento quarteado. C) Sedimento peneirado na peneira de 18#. D) Sedimento passante da peneira homogeneizado.

A uma alíquota de 25g (Figura 4.7) de cada amostra de sedimento adicionou-se 3mL de ácido clorídrico com concentração de 10mol/litro junto a 1mL de ácido nítrico na mesma concentração em um tubo de Silvex. Esta mistura com o frasco aberto foi aquecida até 100°C por meio de uma placa aquecedora até a secura. Posteriormente se adicionou 2mL de ácido fluorídrico a 40% p/p com o frasco aberto na placa aquecedora em 140°C até que esteja completamente seca. Adicionou-se novamente 2mL de ácido fluorídrico e levou-se a placa aquecedora a 140°C com o frasco fechado por 30 horas. Retirou-se o frasco da placa, e após o resfriamento, foi aberto e novamente levado a placa aquecedora a 110°C para a secura completa. Adicionou-se 2mL de ácido nítrico 10mol/L em frasco aberto e levou-se a placa ainda em 110°C até a secura completa, realizou-se esta etapa duas vezes. Com a completa secura da amostra, tornou-se a adicionar 2mL de ácido clorídrico 10mol/L em frasco aberto e levado para o aquecimento a 110°C até sua secura. O frasco foi então retirado da placa e adicionou-se 25mL novamente de ácido clorídrico com concentração de 2mol/L. Com o frasco fechado, agitou-se a mistura

e a retornou para placa aquecedora em 100°C por mais 2h. Após o resfriamento o frasco foi pesado em balança analítica.

As amostras de rochas colhidas na segunda campanha de campo foram pulverizadas manualmente com o auxílio do graal de ágata. Este processo iniciou-se com a fragmentação das amostras com o uso do martelo petrográfico para que se facilitasse o procedimento no graal. Os fragmentos menores foram levados ao graal e cominuídos até que se obtivesse um pó bem fino, na fração argila. Cada amostra pulverizada foi transferida para um eppendorf e identificado com seu código de amostragem para que fossem levados a análise geoquímica. Cada amostra passou por um processo de digestão análogo ao descrito para os sedimentos.



Figura 4.7: Acondicionamento do sedimento retido na peneira de 18#, passante da peneira de 18# e alíquota de 25g do passante da peneira de 18# para geoquímica.

4.6 ANÁLISE DESCRITIVA PETROLÓGICA

Esta análise é feita no microscópio petrográfico Olympus BX 51 com luz transmitida, lentes de aumento de 2x, 10x, 20x e 40x e com lâminas delgadas não polidas. As lâminas apresentam tamanho médio de 5cm de comprimento por 3cm de largura.

Esta é uma análise qualitativa e descritiva, utilizada para determinar opticamente os minerais presentes nas amostras juntamente com a moda da granulometria e texturas. Com base nos dados levantados e comparando com a descrição litológicas encontradas em trabalhos pretéritos abordando as proximidades da área define-se as possíveis fontes litológicas para os clastos maiores.

4.7 LUMINESCENCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Foram levadas a empresa “Datação, Comércio e Prestação de Serviço LTDA” 4 amostras para serem datadas através do método SAR (*Single Aliquot Regeneration*) de um total de 15 amostras. A seleção das amostras a serem datadas foi relacionada a posição delas no depósito dando preferência para as amostras da base ou do topo e na conservação do tubo inox usado para a coleta de amostra de forma que os tubos de amostragem que apresentavam muitas regiões amassadas oriundas da coleta de forma percussiva não foram selecionados para o experimento.

4.8 ANÁLISE GEOQUÍMICA

As análises geoquímicas de rocha totais foram feitas por Espectrofotômetro de Emissão Atômica com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplada (ICP-OES) de marca *Agilent* do laboratório LGqA/DEGEO/UFOP. Foram levadas ao ICP-OES 13 amostras que passaram pelo processo de digestão total descrito no item 4.5. Foram obtidas as concentrações em mg/kg de amostra dos elementos Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mn, Mo, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sr, Th, Ti, V, Y e Zn que se encontram discriminadas nos Apêndices B e C.

Com esta análise busca-se determinar a origem dos depósitos estudados. Estas concentrações são comparadas diretamente com as amostras colhidas nas unidades presentes da Serra do Cipó submetidas aos mesmos tratamentos pré-analíticos que as amostras dos depósitos.

APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DE RESULTADOS

5.1 DADOS DE CAMPO

Com base nos trabalhos de campo descritos no item 4.2 elaborou-se perfis estratigráficos dos depósitos analisados. Estes perfis tem sua idade ora de topo, ora de base, afim de se produzir uma ordem cronológica de deposição dos sedimentos. Devido ao grande intervalo temporal entre estes depósitos opta-se por apresenta-los separadamente. Mesmo estando relacionados a respeito da forma de deposição, os contextos ambientais são distintos.

Na Figura 5.1 está representado o perfil estratigráfico, a localização e uma foto referente ao depósito 2. A base deste depósito apresentou idade de 46.870 ± 5.130 anos antes do presente. Esta idade revela que a base deste depósito foi constituída no Pleistoceno superior, sendo o depósito mais antigo trabalhado neste estudo. Este depósito está inserido no contexto de clima proposto por Salgado-Labouriau (2005) mais úmido e pouco mais frio que o atual.

Este depósito é suportado pelos clastos, tem composição de quartzo e quartzito bem arredondados, mal selecionados, com pouca matriz arenosa. Destaca-se pelas formas lenticulares de granulometria mais grossa (blocos a seixos), como mostra a Figura 5.2, assemelhando-se a barras de leite em um sistema entrelaçado. Os clastos imbricados deste depósito têm orientação ora NE, ora NW, tendo, portanto, um *trend* geral para N. Com base nestas características deu-se o nome de Amsel (areia mal selecionada estratificada) para esta fácies. Esta fácies tem características próximas a fácies Gp proposta por Walker (1984) e também com a fácies Gt de Riccomini e Coimbra (1993).

Este depósito também é coberto por uma camada previamente identificada como coluvial (Col) relativamente discreto, com espessura máxima de 1,1m. Esta fácies apresenta-se em forma de “V” em um determinado ponto, levando a inferência de um falhamento normal num período pré-deposição.

A melhor seleção e maior arredondamento dos clastos sugerem que os sedimentos foram transportados por distancia maiores desde sua área fonte. As feições lenticulares com granulometria maior sugerem se tratar de canais fluviais. Infere-se então que a deposição da fácies Amsel é decorrente de um sistema fluvial entrelaçado que corria na região de topografia mais plana abaixo da serra, onde apresenta uma energia de fluxo alta gerando depósitos com granulometria mais grossa assim como diversos canais lado a lado

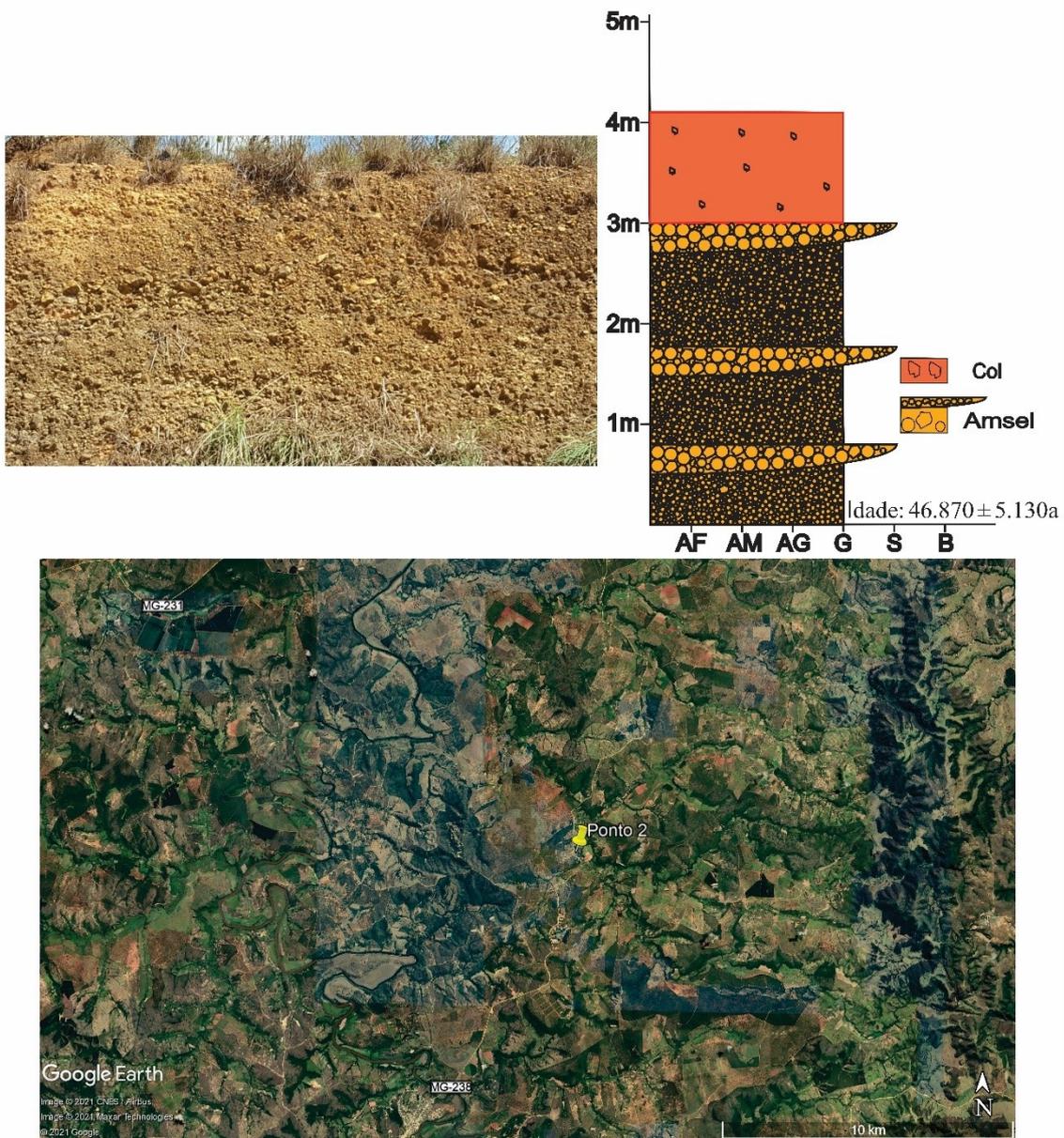


Figura 5.1: Perfil estratigráfico do depósito 2, foto de campo e imagem de satélite *Google Earth*®.

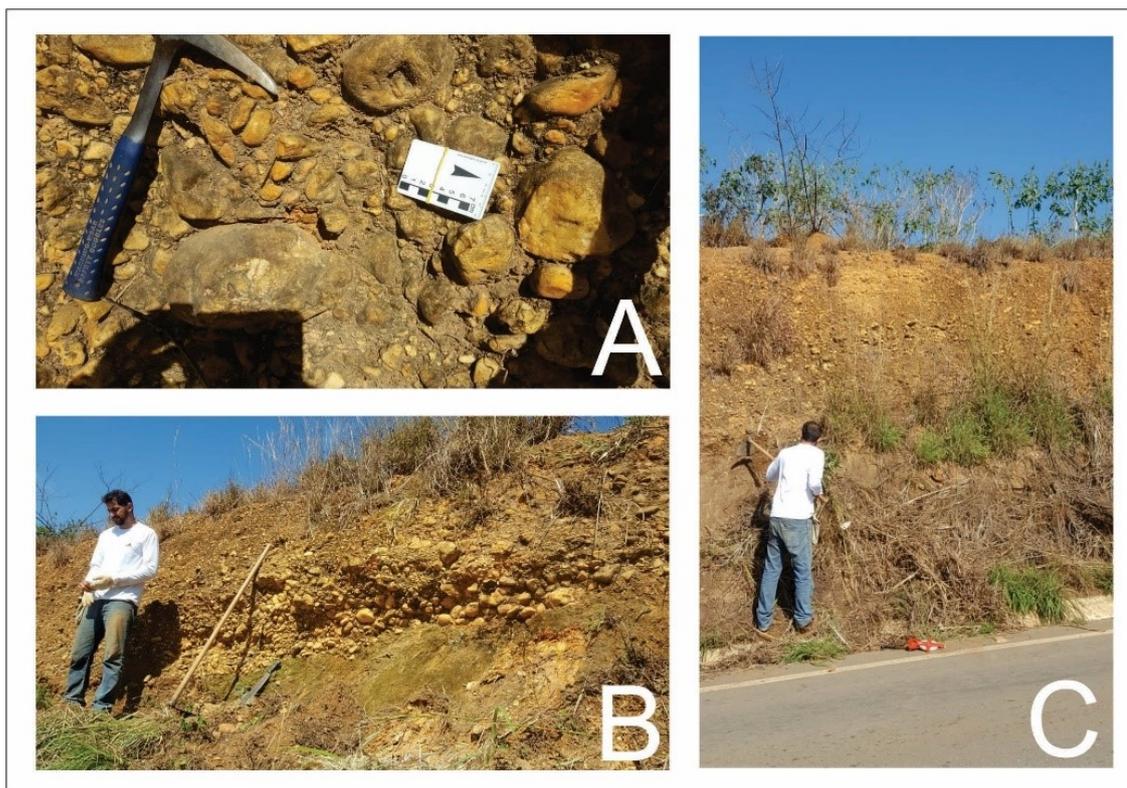


Figura 5.2: Fotos de campo do ponto 2. A) Característica dos grãos do depósito 2 em detalhe. B) Contato entre o depósito cascalhoso e o embasamento pelítico. C) Parte de uma feição lenticular com granulometria mais grossa.

O depósito 4 tem seu perfil estratigráfico mostrado na Figura 5.3 juntamente com uma foto do depósito e sua imagem em satélite. Este depósito se caracteriza por apresentar estratificações cruzadas acanaladas incipientes, clastos arredondados com granodecrescência ascendente variando de blocos a areia grossa e com a maioria clastos imbricados (como mostram as figuras Figura 5.4A e B) para SW, porém há clastos imbricados com outros sentidos dispersos no afloramento. Tem poucos clastos de quartzito, tendo como predominante os clastos de quartzo. Dadas essas características, nomeou-se a fácies deste depósito como Amsa (arenito mal selecionado com estratificação acanalada). Por sua vez, esta fácies se relaciona a fácies Gt de Walker (1984). Devido a presença de acanaladas incipientes interpreta-se que houve um fluxo de água que gerou a estrutura sendo uma fácies com características semelhantes a fácies Amsel de origem fluvial.

O depósito é recoberto por uma camada previamente interpretada como colúvio. Devido a grande expressividade da vegetação nesse ponto, a análise precisa da camada coluvial se tornou difícil. O principal aspecto observado foi a granulometria mais fina em relação ao depósito, na fração areia grossa a granulo.

Foi datada a base deste depósito obtendo-se idade de 40.360 ± 3.615 anos antes do presente. Esta idade se refere ao Pleistoceno superior. Destaca-se a idade próxima ao depósito 2 e também inserido no contexto climático proposto por Salgado-Labouriau (2005) sendo mais úmido e pouco mais frio que o atual.

Na imagem de satélite é possível ver que a região do ponto 4 tem uma rede de drenagem bem desenvolvida. As estratificações podem estar relacionadas as redes de drenagem antigas, análogas às atuais, sendo desenvolvidas em momentos em que a pluviosidade foi elevada e acarretou num maior fluxo nestes canais. A bioturbação intensa, como pode ser visto na Figura 5.8A, nesta região causa a difícil identificação das estruturas, tornando as estratificações acanaladas insipientes.

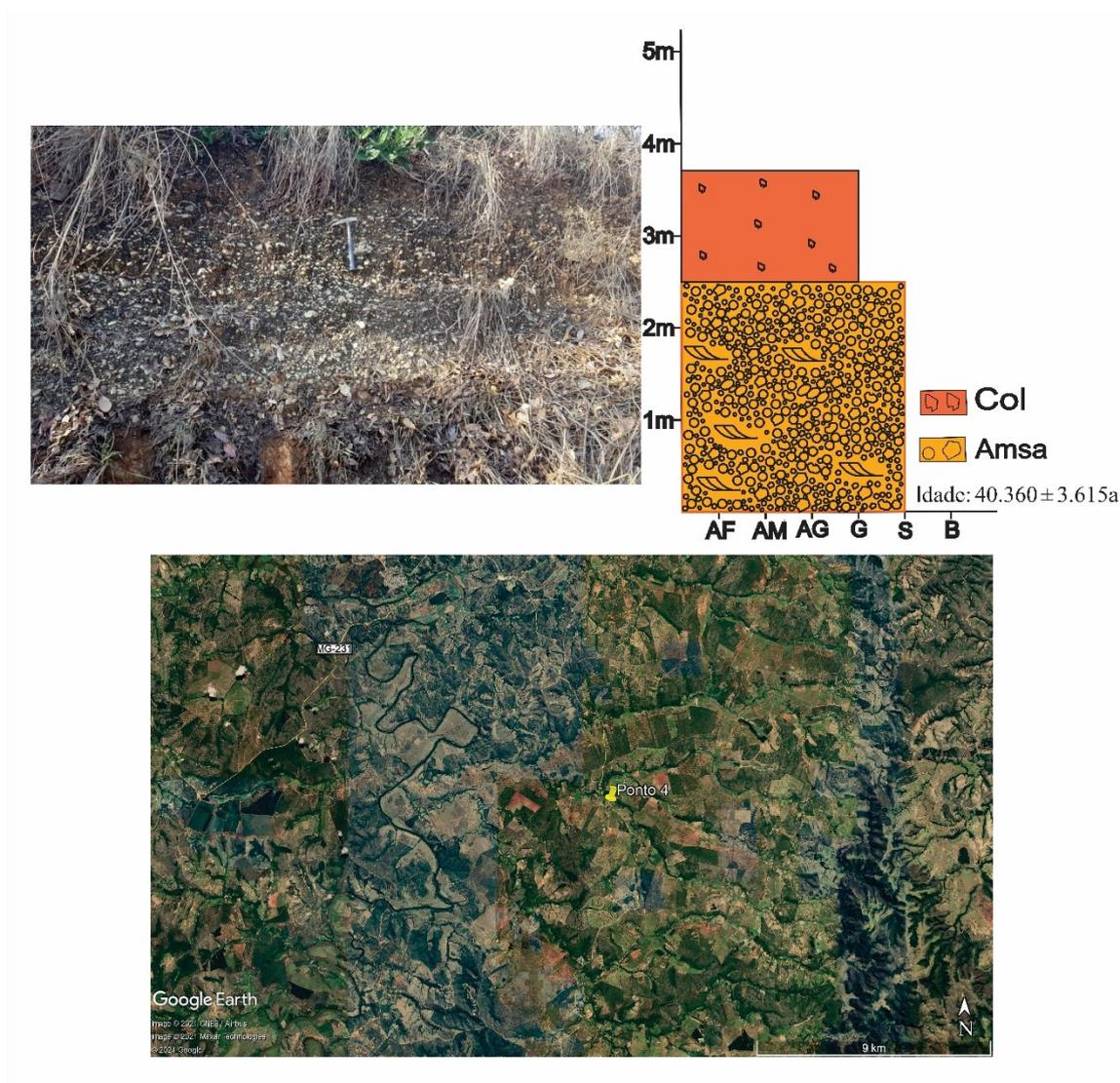


Figura 5.3: Perfil estratigráfico do depósito 4, foto do campo e imagem de satélite *Google Earth*®.



Figura 5.4: Fotos de campo do ponto 4. A) imagem geral do depósito sobre o embasamento. B) Clasto imbricado para SW.

Na Figura 5.5 está representado o perfil estratigráfico referente ao depósito 3 (a Figura 5.6 A mostra a visão geral deste depósito), bem como sua imagem de satélite e uma foto ilustrativa. Este depósito tem granulometria silto-argilosa com lentes cascalhosas compostas por quartzito fino, pelitos, quartzo, goethita e óxido de ferro concentrado. Foi dada a nomenclatura A/Sla (argila siltosa com lente arenosa) para essa fácies. É possível relacionar esta fácies com as fácies St Fm e Fl de Walker (1984).

O depósito apresenta uma variação em relação a saturação de água tendo sua base úmida, sobreposta por um nível mosqueado e com formação de goethita indicando uma variação do lençol freático. Uma drenagem é bem pronunciada logo abaixo deste depósito e expõe rochas pelíticas. Esta drenagem pode estar associada a umidade da base do depósito, de forma que se origina pela exumação do lençol freático.

As lentes cascalhosas (Figura 5.6B) encontram-se difusas pelo depósito, não tem proximidades umas às outras e são da ordem de poucos decímetros. O material é mal selecionado, com clastos ora angulosos e ora arredondados ocorrendo a mesma dispersão com relação a esfericidade. Estas características sugerem ter havido um fluxo periódico neste depósito, podendo ser relacionado a parte de um sistema fluvial.

A datação deste depósito foi feita na amostra retirada do topo e obteve-se idade de 18.800 ± 1.590 anos atrás, associado ao final do Pleistoceno. Esta idade coincide com o período frio proposto por Gomes (2018) e de máximo glacial abordado por Suguio (2010) e estaria inserida num contexto de grande pluviosidade.

Durante o trabalho de campo foram sugeridas duas possíveis interpretações para esse depósito, uma sendo uma porção distal de um leque aluvial preenchendo uma pequena bacia local ou sendo um depósito coluvial. Devido as lentes cascalhosas, sugerindo um fluxo presente ainda que de baixa expressão, e os grandes sulcos de drenagem, indicando que já houveram cursos d'água, na região a hipótese de um depósito distal de leque fluvial se faz mais provável.

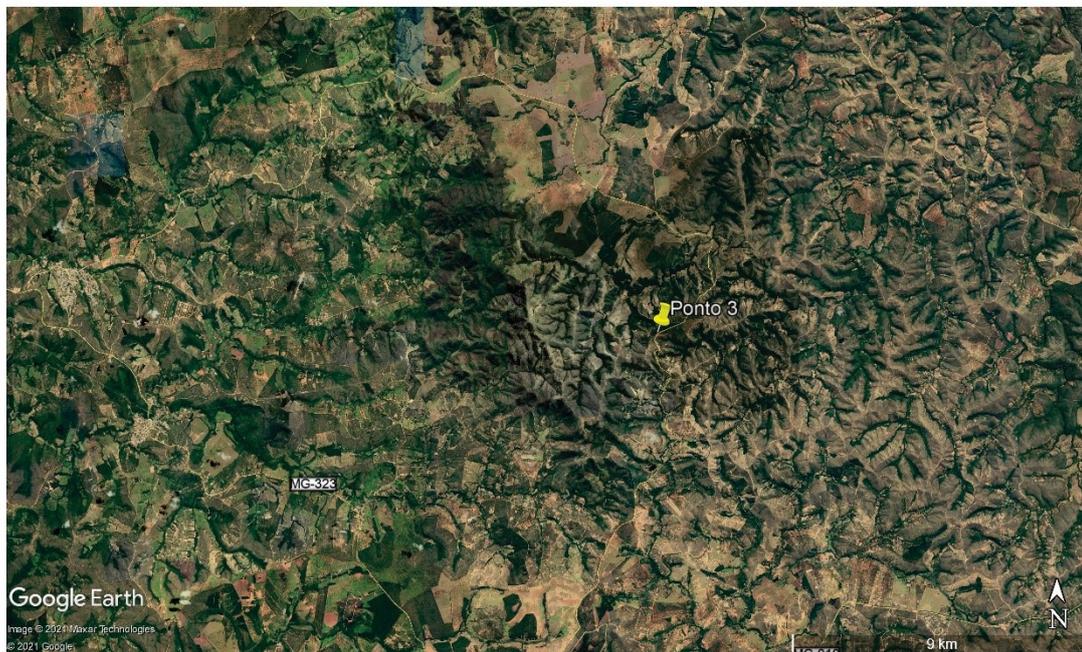
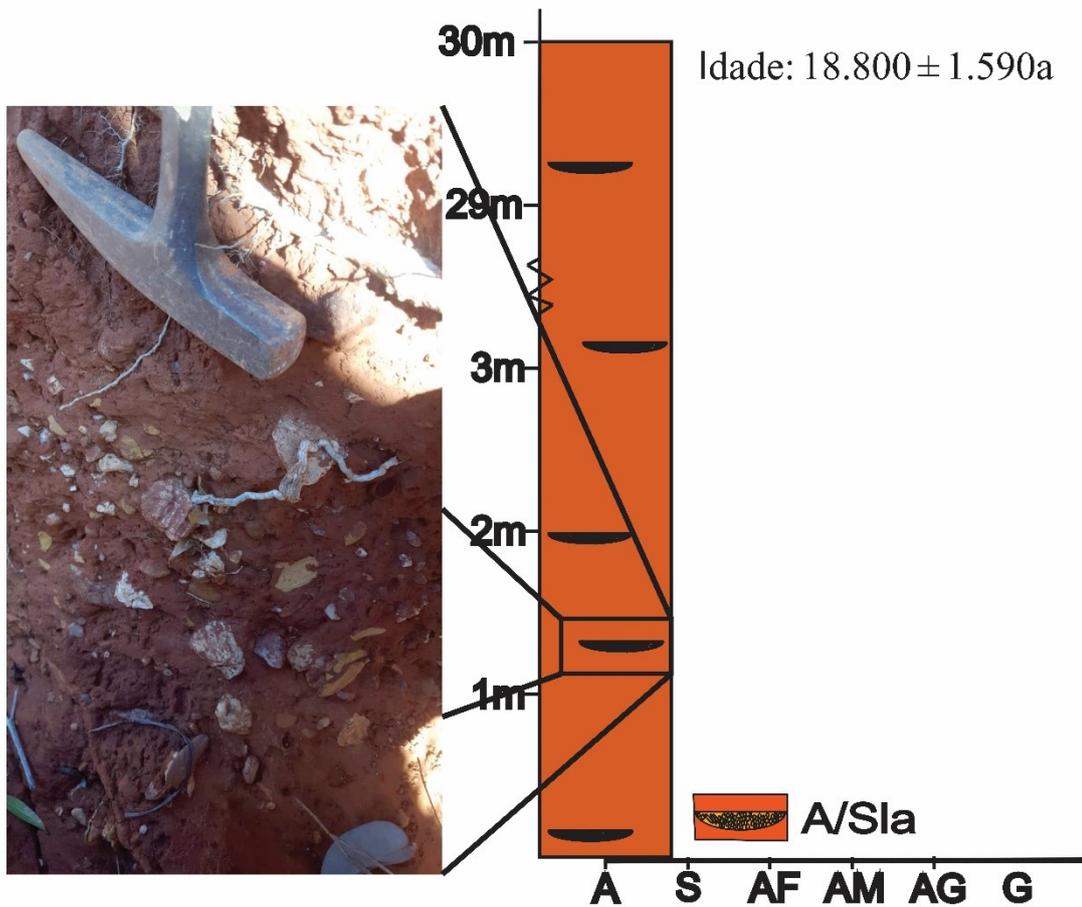


Figura 5.5: Perfil estratigráfico do depósito 3, foto de campo e imagem de satélite *Google Earth*®.



Figura 5.6: Fotos de Campo do ponto 3. A) imagem geral do depósito. B) lente cascalhosa encontrada no depósito 3.

A Figura 5.7 mostra o perfil estratigráfico, localização e foto do ponto 1. Este depósito teve seu topo datado por LOE, onde obteve-se a idade de 4.860 ± 640 anos, o que o caracteriza como holocênico, coincidindo com o período mais quente e úmido proposto por Gomes (2018).

Este depósito é composto em sua maior parte por clastos de quartzito (70% em volume) e quartzo (30% em volume). Tem como características uma granodecrescência ascendente tendo na base blocos/matacões (Figura 5.8A e B) e no topo grânulo a seixo (Figura 5.8C), grau de arredondamento crescente para o topo, clastos imbricados para SW, matriz arenosa e sustentado pelos clastos. Foi identificada uma única fácies para este depósito, chamada de Amsi (areia mal selecionada com clastos imbricados).

Recobrando a fácies Amsi há uma camada de material avermelhado composto predominantemente por grãos arredondados mal selecionados com granulometria entre granulo e seixo. Esta camada foi previamente chamada de colúvio (Col).

Para a fácies Amsi, a proximidade com a Serra do Cipó, a direção de imbricamento dos clastos e a má seleção dos grãos (variando de matacões a seixo), suportam a hipótese de se tratar de fluxo de grande energia com material originário da serra. Nota-se também a proximidade do depósito com o curso do rio Cipó mais a sul, e aliado ao grau de arredondamento dos grãos, pode-se inferir tratar-se de

um depósito leque fluvial, uma vez que apresenta características semelhantes a fácies Gm de Walker (1984).

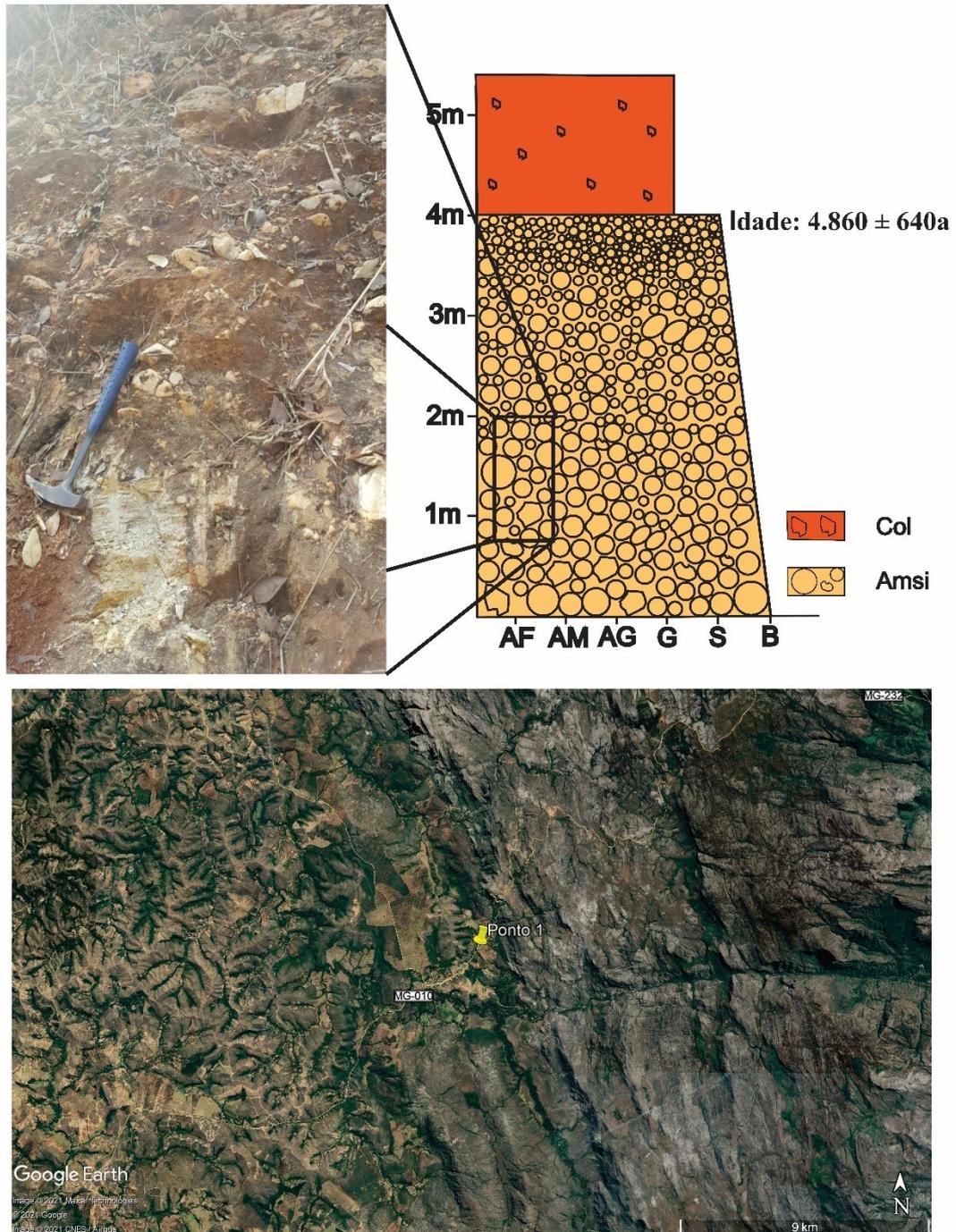


Figura 5.7: Perfil estratigráfico do depósito 1, foto de campo e imagem de satélite *Google Earth*®.

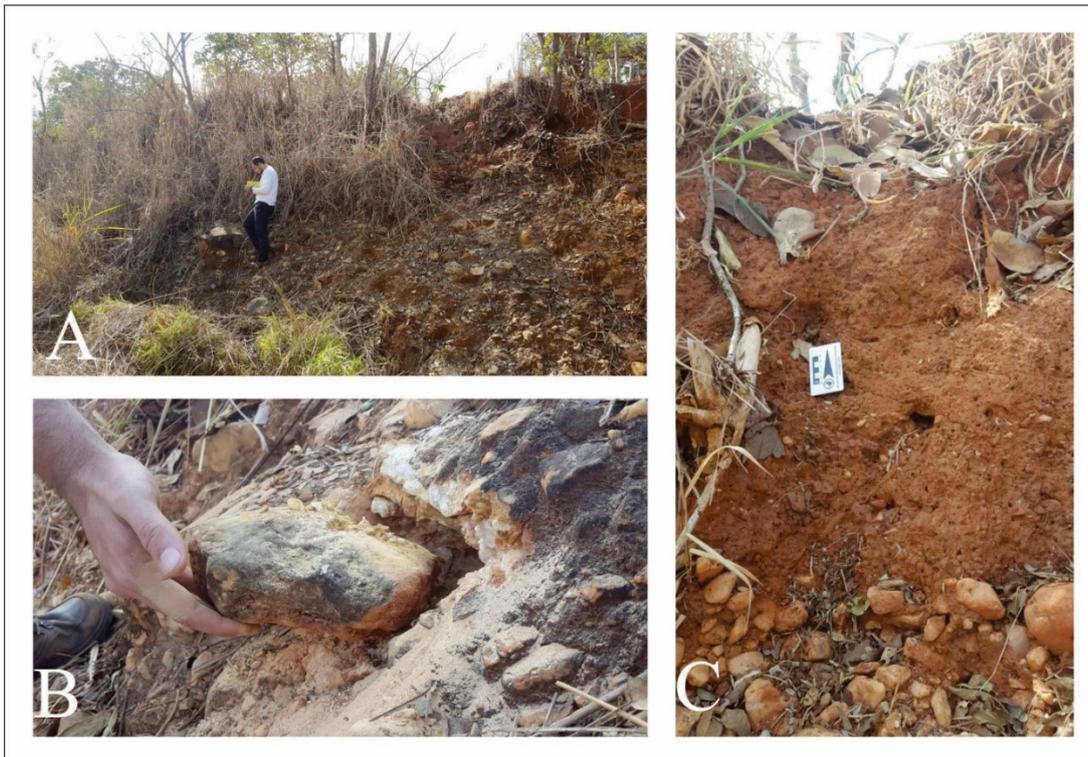


Figura 5.8: Fotos de campo do ponto 1. Foto A ilustra o depósito como um todo com ênfase no matacão a base. Foto B mostra um clasto de granulometria seixo arredondado. Foto C mostra a transição do topo do depósito com granulometria de grânulo para o colúvio.

A

Figura 5.9 abaixo se refere ao perfil 5. Nesta figura apresenta-se o perfil estratigráfico, imagem de satélite e foto em campo.

Este depósito apresenta uma variação lateral na granulometria (Figura 5.10A), variando de blocos a matacão. Os clastos são mal selecionados e não apresentam uma uniformidade com relação a sua forma, tendo clastos arredondados e angulosos lado-a-lado. Os clastos são em grande parte de quartzo, mas também aparecem clastos de goethita em nódulos e pelitos mosqueados. Estes clastos apresentam imbricamento para SW. A matriz deste depósito foi classificada como areno-siltosa. Na base deste depósito identificam-se estratificações acanaladas (Figura 5.10B).

Com bases nestas características, a fácies desse depósito foi denominada como Asai (areia subangulosa imbricada). Diferente dos outros depósitos, este não apresenta a fácies de colúvio recobrimo-o. Esta fácies apresenta características também semelhantes a fácies Gm de Walker (1984).

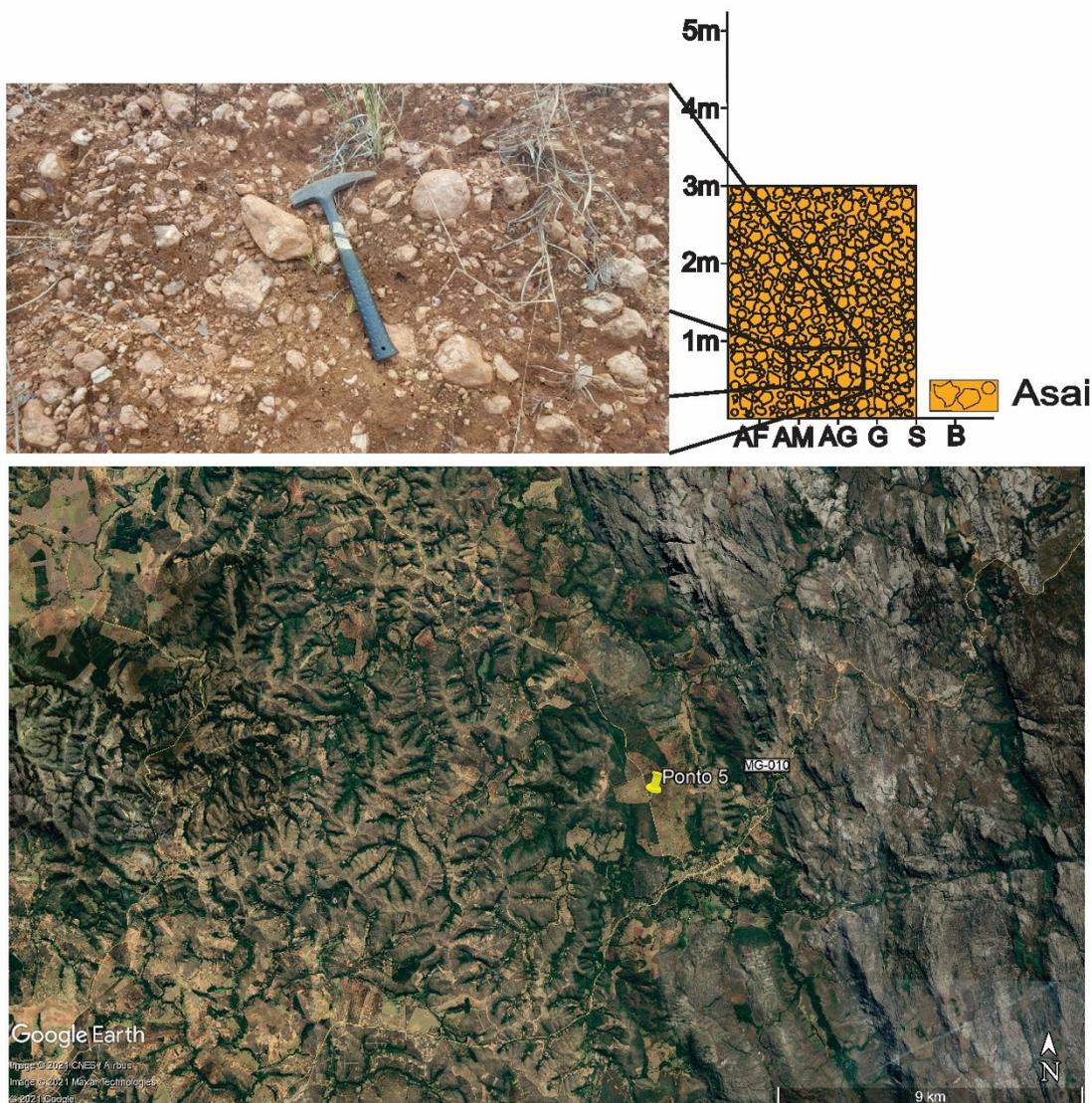


Figura 5.9: Perfil estratigráfico do depósito 5, foto do campo e imagem de satélite Google Earth©.

Em campo levantou-se a possibilidade de haver duas fontes de quartzo diferentes para este depósito, sendo uma mais distal originando os clastos mais arredondados e outra mais proximal gerando os clastos mais angulosos. Há também a hipótese de que estes dois tipos de clastos se originem de um mesmo depósito pré-existente, que teria duas fontes distintas.

Os clastos de pelito mosqueado revelam uma possível erosão do nível de base (substrato saprolítico). Com base nessas observações infere-se dois momentos para este depósito, sendo o primeiro dominado por um fluxo fluvial dando origem as estruturas acanaladas da base do depósito. O segundo momento é de uma deposição de fluxos de detritos gerando estes intraclastos pelíticos mosqueados juntamente com os clastos de quartzo com diferentes geometrias.

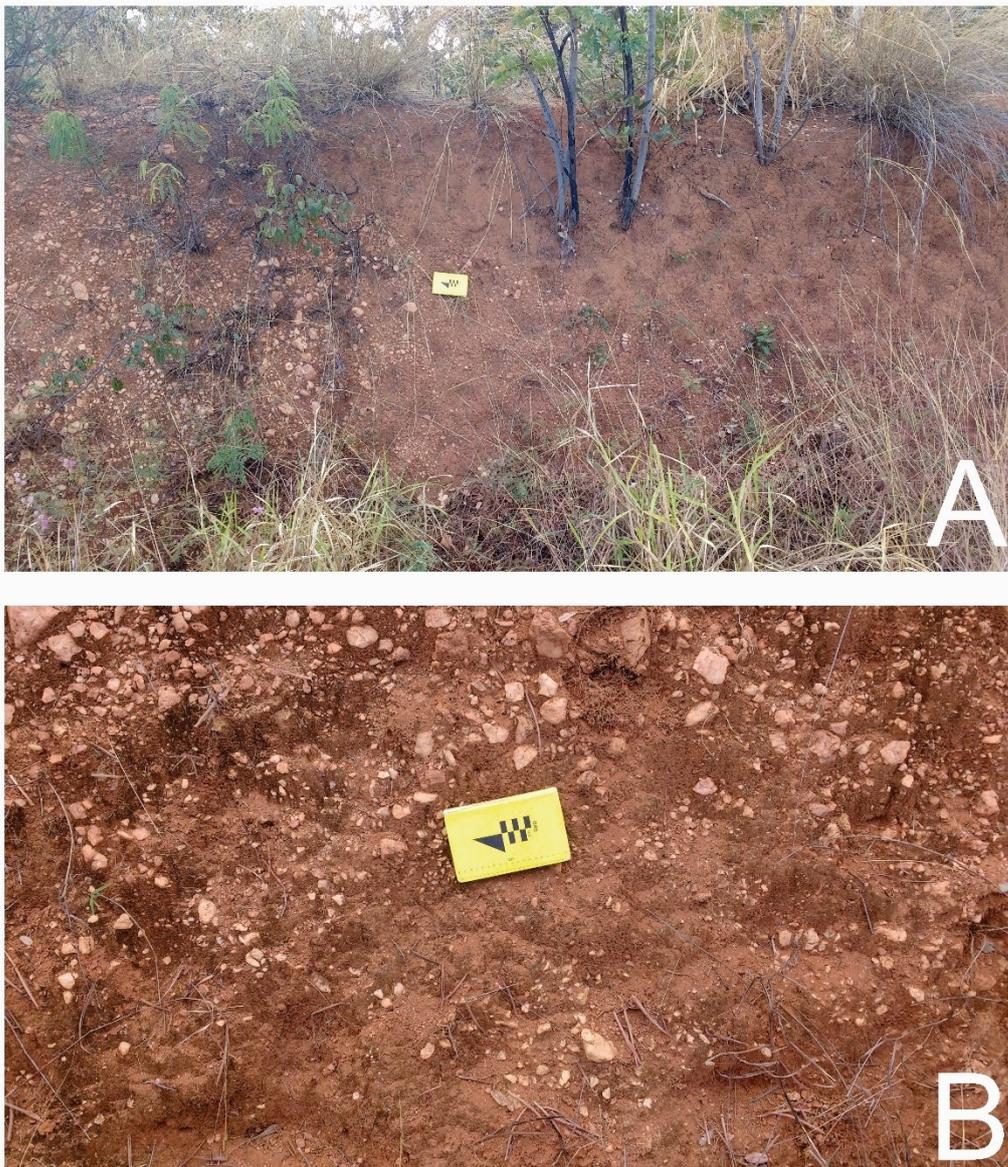


Figura 5.10: Fotos de campo do depósito 5. A imagem A mostra a variação lateral de concentração dos clastos maiores. Na imagem B está representada a porção cascalhosa, com estrutura sedimentar acanalada na base.

5.2 ANÁLISE PETROLÓGICA

A Figura 5.11 mostra as fotos tiradas da lâmina 01B, esta lâmina foi confeccionada a partir de um clasto de quartzito retirado da base do depósito 1. A partir desta lâmina observa-se uma granulometria muito fina e homogênea composta essencialmente de quartzo e minerais opacos. Essa característica textural se relaciona a Fm Galho do Miguel do SG Espinhaço que tem origem eólica e se apresenta com granulometria fina e bem selecionada.

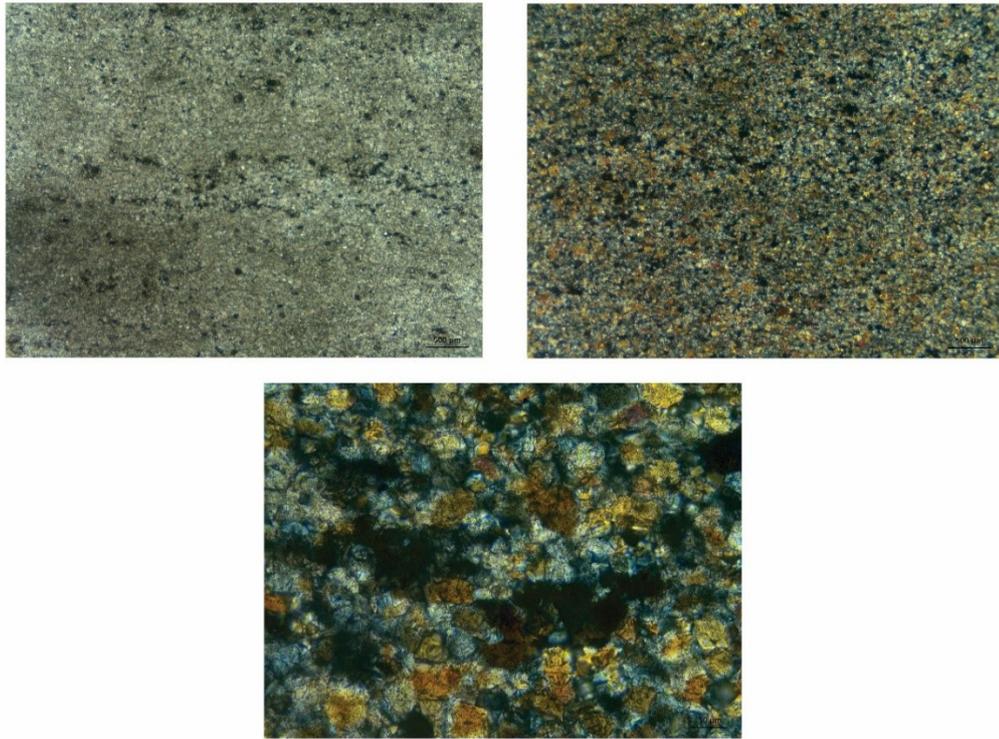


Figura 5.11: Fotos da lâmina 01B em 10x (a esquerda), 10x com nicóis cruzados (a direita) e em 20x (a baixo).

As fotos da Figura 5.12 se referem a lâmina 01M de um clasto de quartzito retirado do meio do depósito 1. Nesta lâmina é possível notar uma certa orientação dos grãos e contatos suturados, esta característica pode ser relacionada a deformação sofrida pela unidade no momento de estruturação da serra e não relacionada a deposição sedimentar. A respeito das características texturais é possível notar uma má seleção dos grãos e uma relativa pureza, sendo composto em sua imensa maioria por grãos de quartzo com poucos grãos de minerais opacos. Esta lâmina não apresenta característica nítidas que permita relaciona-la com apenas uma unidade que apareça na serra, entretanto pode-se inferir que pelas características apresentadas esse clasto está relacionado a Fm São João da Chapada que aparece mais a norte da serra, porém devido a escala do mapa pode haver alguma porção desta Fm que não foi cartografada na Serra do Cipó.

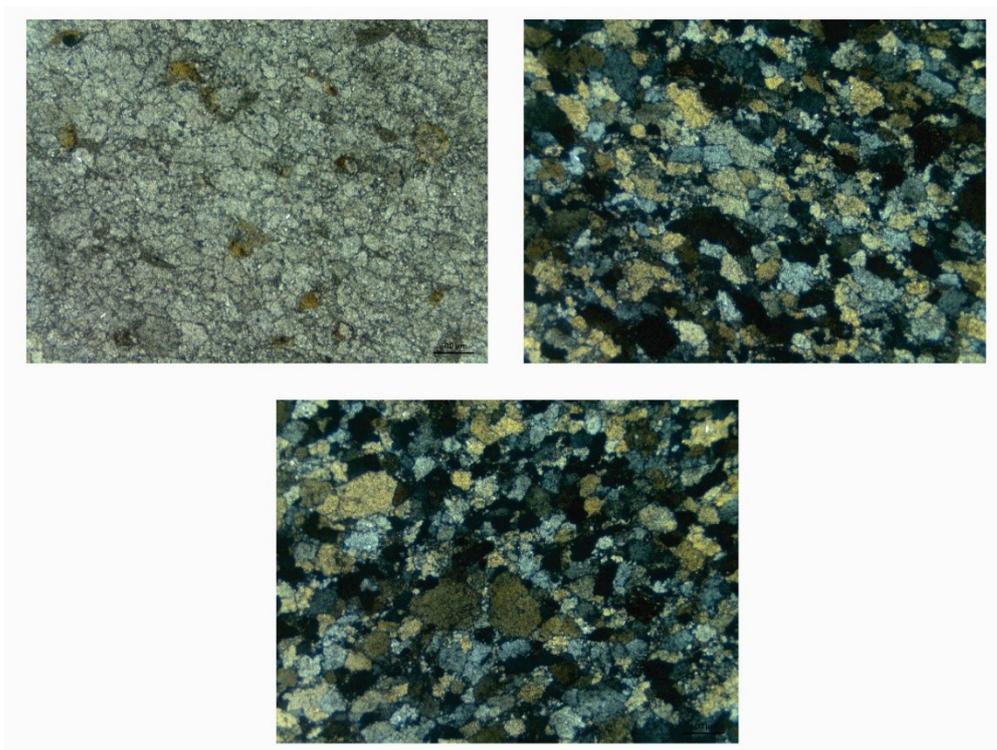


Figura 5.12: Fotos da lâmina 01M em 2,5x (a esquerda), em 2,5 com nicóis cruzados (a direita) e em 2,5x com nicóis cruzados (a baixo) mostrando grãos com granulometria maior.

A Figura 5.13 mostra as fotos da lâmina 01T de um clasto retirado do topo do depósito 1. Esta lâmina apresenta grãos mais grossos quando comparadas as outras lâminas deste mesmo depósito, com pouca presença de minerais opacos e os grãos de quartzo encontram-se com contatos ondulados e suturados. Nota-se a presença de grãos de quartzito fino, sugerindo que este clasto esta relacionado ao Gr Macaúbas pois esta unidade da serra apresenta muitas formações sendo compostas por conglomerados e arenitos que tem como composição fragmentos de outras rochas, associado a isso, o grão de quartzito encontrado se assemelha a lâmina 01B que foi interpretada como sendo da Fm Galho do Miguel, isso sugere que a rocha da lâmina 01T é mais nova que o SG Espinhaço.

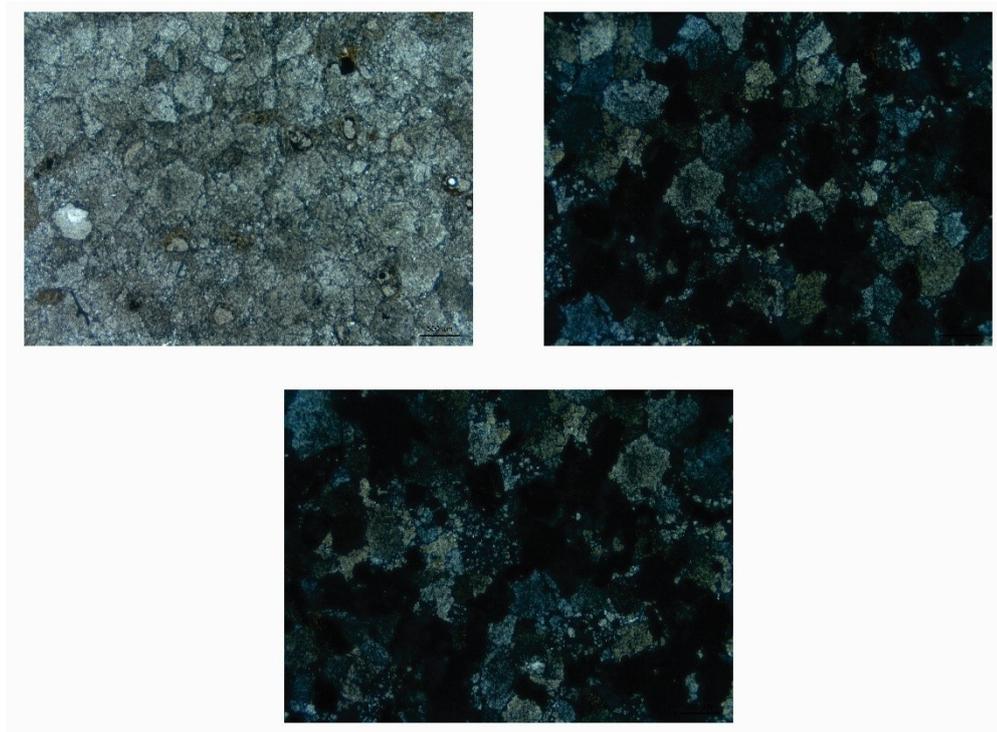


Figura 5.13: Fotos da lâmina 01T em 2,5x (à direita), com os nicóis cruzados (à esquerda) e grãos de rochas (à baixo).

A Figura 5.14 mostra as fotos da lâmina 02B com nicóis cruzados, optou-se por mostra-las desta forma por ser mais fácil de distinguir os grãos constituintes desta rocha. É possível notar claramente duas granulometrias distintas, sendo um nível de granulometria fina e outro com granulometria mais grossa assemelhando-se a uma possível estratificação. Quanto a composição, esta lâmina apresenta grande quantidade de quartzo e poucos minerais opacos. Dada a bimodalidade granulométrica ser característica de ambiente eólico esta lâmina pode estar relacionada a Fm Galho do Miguel, que aparece como bimodal.

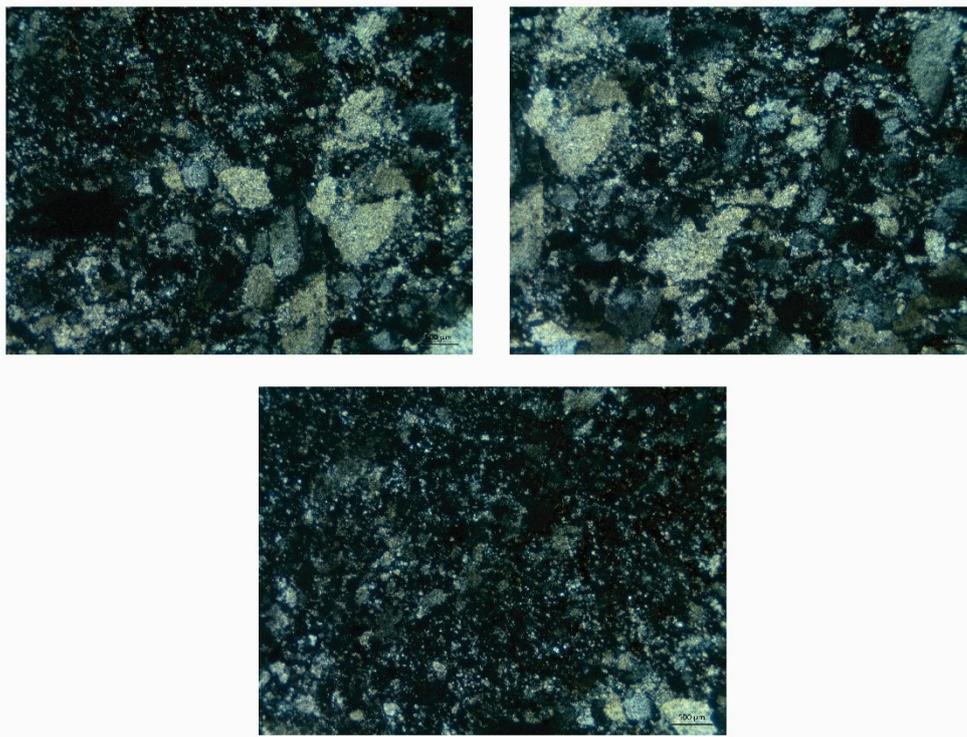


Figura 5.14: Fotos da lâmina 02B com nicóis cruzados em 2,5x mostrando a diferença granulométrica presente na lâmina (a esquerda), em 2,5x da porção de granulometria mais grossa (a direita) e em 2,5x da porção mais fina da lâmina (a baixo).

5.3 ANÁLISE GEOQUÍMICA DOS DEPÓSITOS

Com as amostras colhidas em campo fez-se a análise de geoquímica total nos sedimentos dos depósitos. Os resultados abaixo são apresentados em gráficos mostrando as concentrações de cada elemento em mg/kg. As tabelas com os valores de concentração de cada elemento para amostras de depósito e das amostras das rochas da serra são apresentadas no Apêndice B e C.

Os Gráfico 5.1, 5.2 e 5.3 a seguir representam as análises realizadas no depósito 1. Nota-se um pico nos valores para Al e Fe, uma concentração de K muito semelhante, pico em Ti, bem como em Ba, Cr, V e Zr em todas as amostras colhidas no depósito 1. Esta característica sugere que os três níveis coletados são originários da mesma fonte.

Nota-se, entretanto, uma sensível diferença nas concentrações de Pb, S e Ti no colúvio deste depósito. Estas diferenças de concentrações sugerem uma fonte para o colúvio diferente da base e topo do depósito 1.

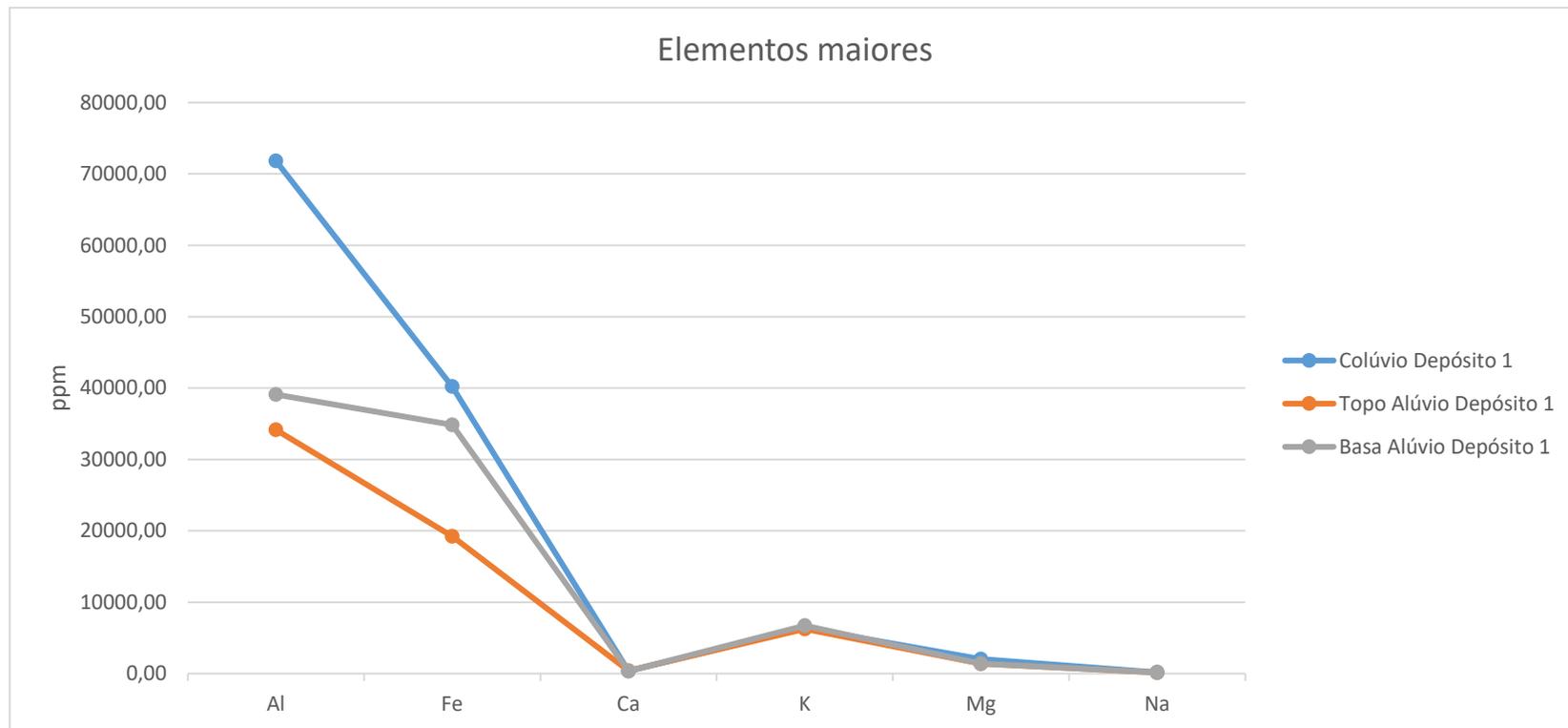


Gráfico 5.1: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 1 em mg/Kg.

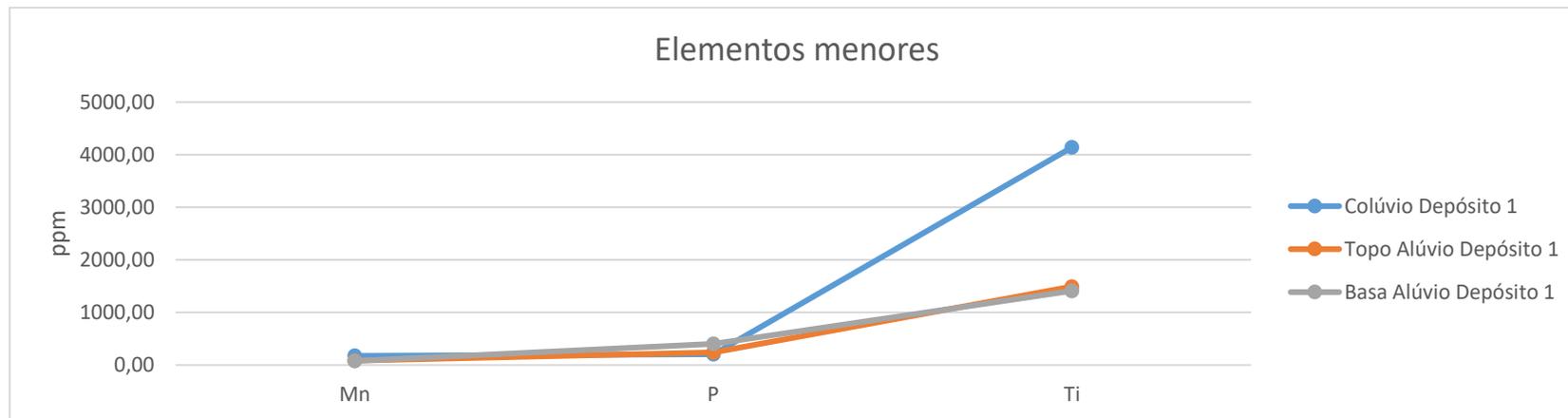


Gráfico 5.2: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 1 em mg/Kg.

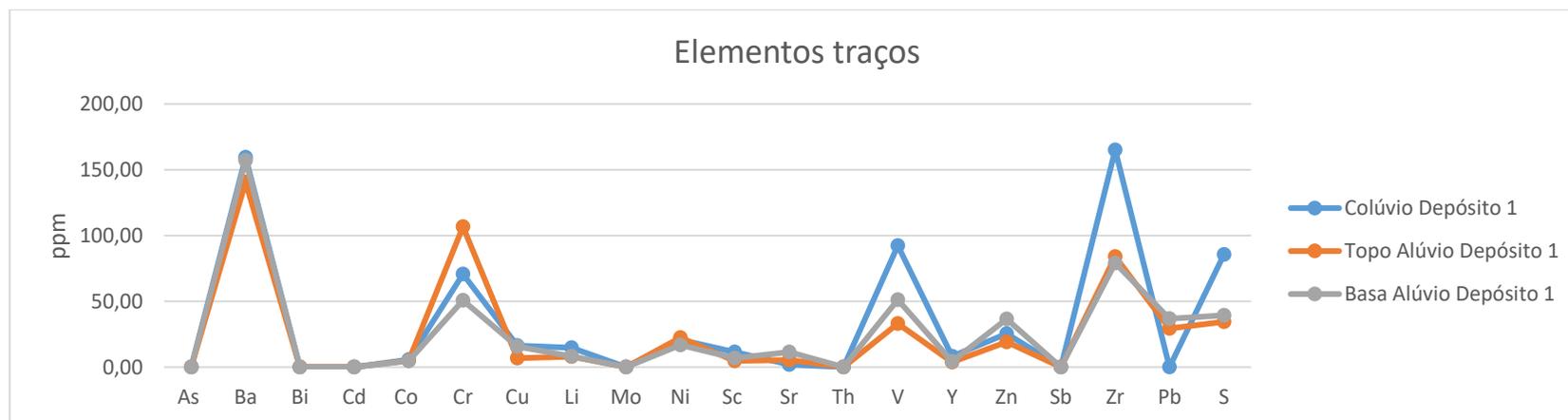


Gráfico 5.3: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 1 em mg/Kg.

Na imagem abaixo (Figura 5.15) é possível ver uma drenagem próxima ao Depósito 1. É possível que essa drenagem tenha migrado seu traçado durante o tempo sendo uma provável responsável pela colmatação do Depósito 1, esta hipótese é corroborada pelos clastos arredondados que sugerem um transporte por uma distância e tempo maiores que um depósito de fluxo de detrito. A proximidade do referido depósito com a serra confere a drenagem um gradiente topográfico elevado que acarreta em uma grande competência do curso d'água tornando possível o transporte de matações como visto na base deste depósito.

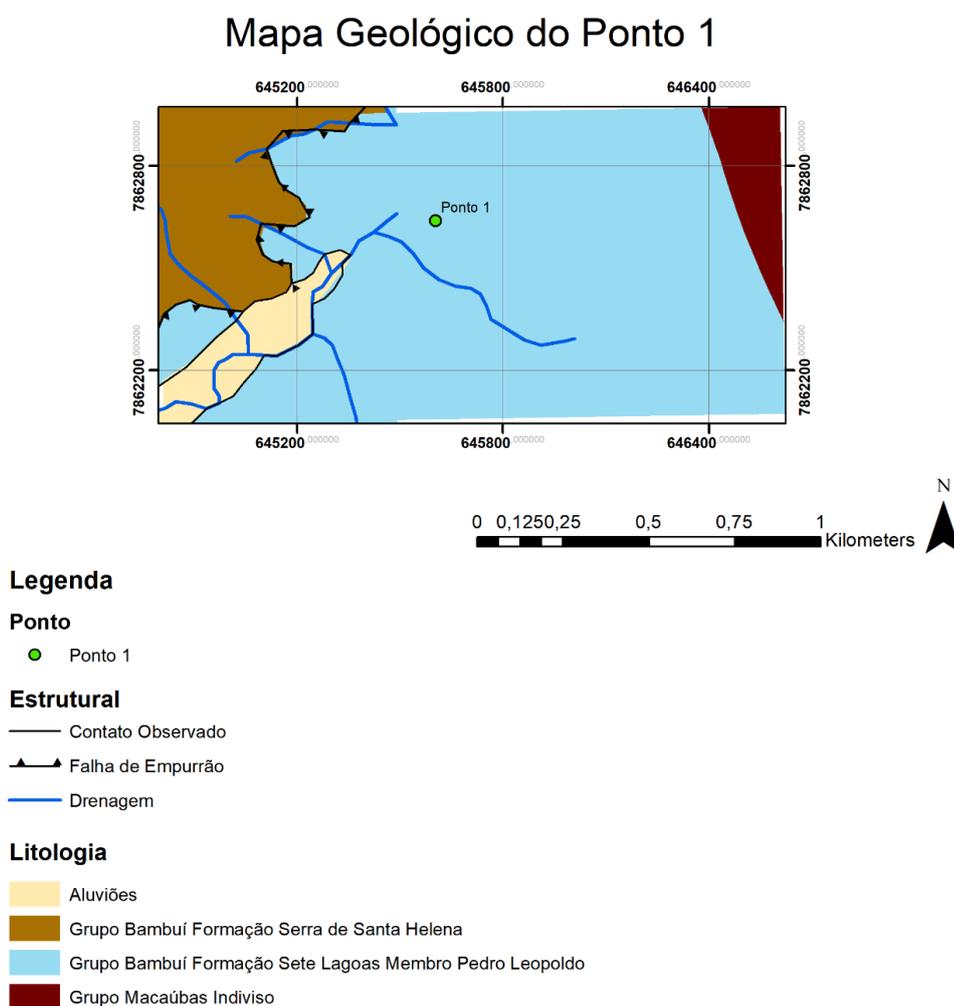


Figura 5.15: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009), com as litologias e estruturas próximas ao Ponto 1.

O depósito 2, onde foram colhidas duas amostras para geoquímica, apresenta os mesmos picos em Al, Fe e um pico menor em K como apresentado nos Gráfico 5.4, 5.5 e 5.6 vistos nos dados do Depósito 1. Apesar de uma distância relativamente grande ao depósito 1 e tendo características deposicionais distintas, guardam a mesma relação quanto aos elementos presentes em si. Isso pode indicar que são dois produtos distintos de uma mesma fonte.

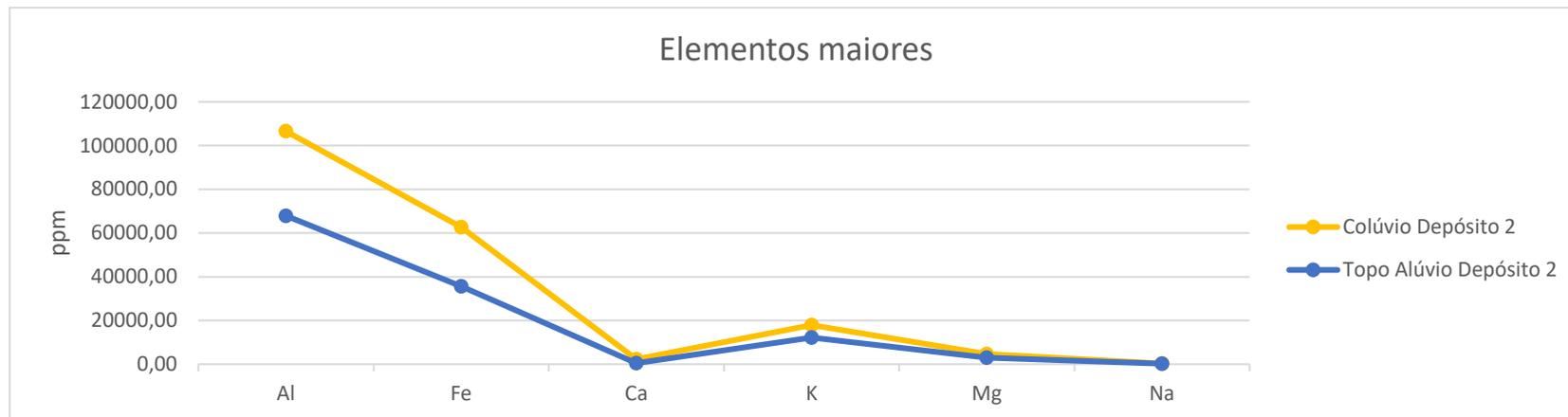


Gráfico 5.4: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 2 em mg/Kg.

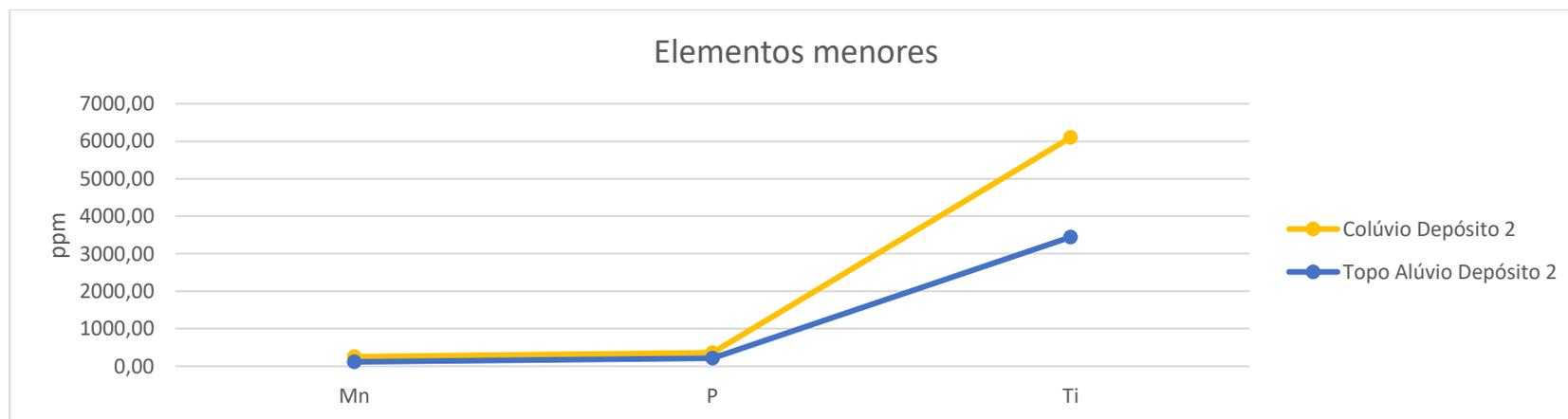


Gráfico 5.5: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 2 em mg/Kg.

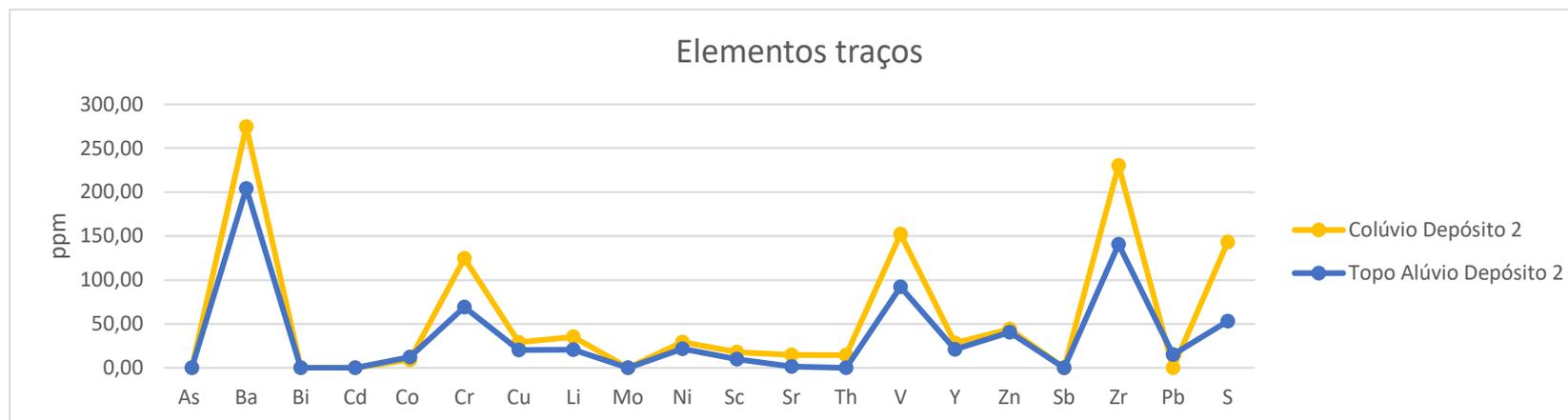


Gráfico 5.6: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 2 em mg/Kg

Nota-se que os valores de Al e Fe apresentam concentrações maiores no depósito 2 do que no depósito 1. Já os valores de K para o depósito 2 apresentam-se próximo ou superior ao dobro do que foi obtido no depósito 1. Nota-se também uma familiaridade entre o colúvio do depósito 2 e o colúvio do depósito 1 quanto aos seus picos em Cr, V, Zr, Pb e S

A Figura 5.16 abaixo mostra a localização do depósito 2. Neste ponto é possível notar 3 falhas com diferentes direções, sugerindo um forte controle estrutural na região. Nota-se que os cursos d'água apresentam grandes mudanças de direção, alguns arqueamentos destes cursos podem indicar algum falhamento não observado em campo. Essas estruturas rúpteis podem estar relacionadas com o soerguimento da região causando uma mudança dos cursos d'água presentes. Desta forma, o Depósito 2 seria um análogo antigo do sistema fluvial atual, e diferente do Depósito 1 que se aproxima de um depósito de leque fluvial.

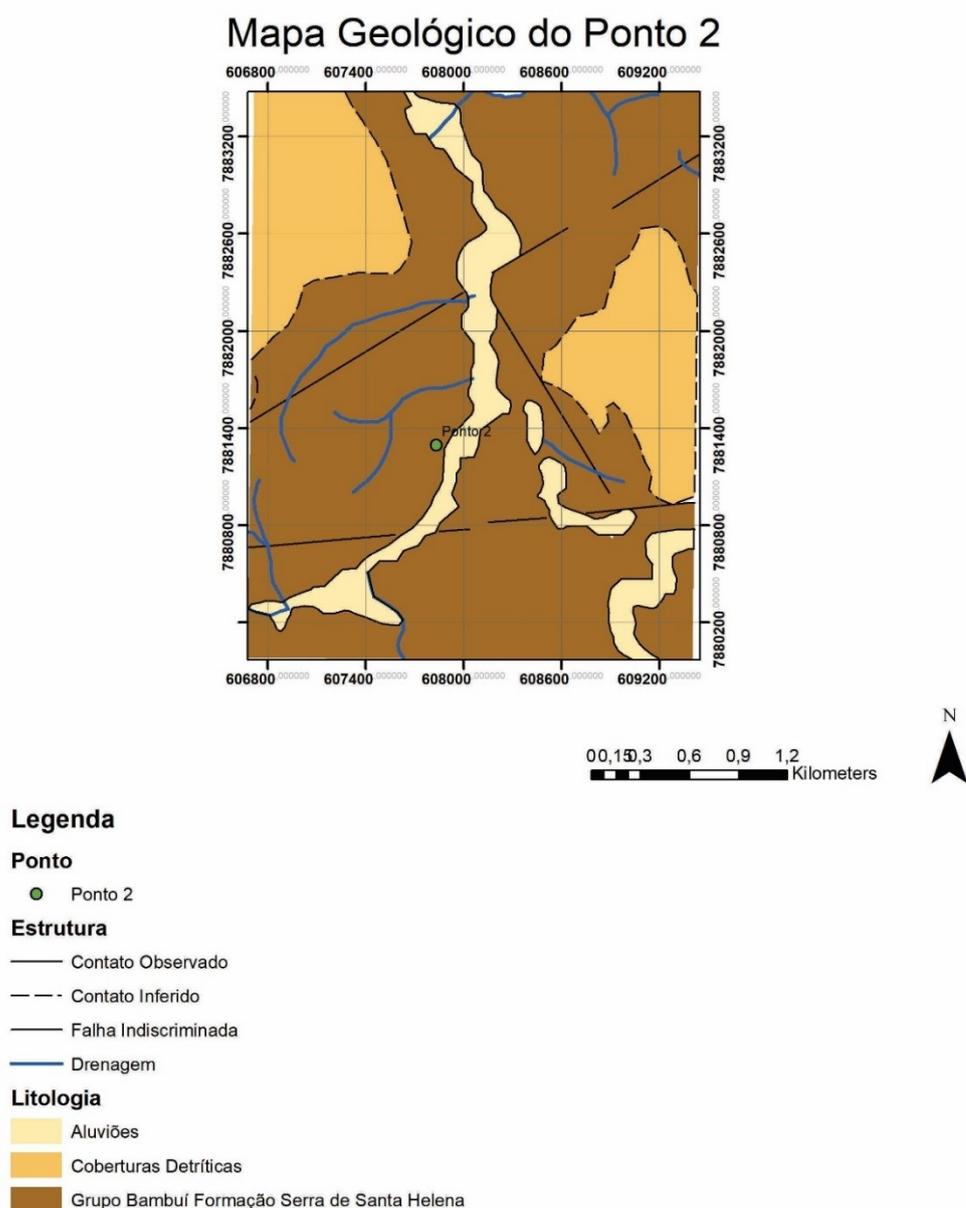


Figura 5.16: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009), com as litologias e estruturas próximas ao Ponto 2.

No Depósito 3 as amostras tratadas são representadas abaixo nos gráficos 5.7, 5.8 e 5.9. Nota-se uma concordância geoquímica geral entre as três amostras, porém há uma peculiaridade quando se

observam os dados de Al e Fe no nível mosqueado. Esses elementos apresentam pouca variação, isso está relacionado a variação do nível freático favorecendo a concentração de Fe. Nota-se também uma anomalia de Cr na base do referido depósito.

É possível dizer que com exceção do Cr na base do depósito 3, o padrão geoquímico apresentado nestas 3 amostras guarda uma relação genética. Isso sugere que as diferenças de concentrações vista nos padrões são oriundas de processos intempéricos recentes. É possível notar que o padrão geoquímico das amostras deste depósito é congruente com o padrão apresentados nas amostras dos outros depósitos.

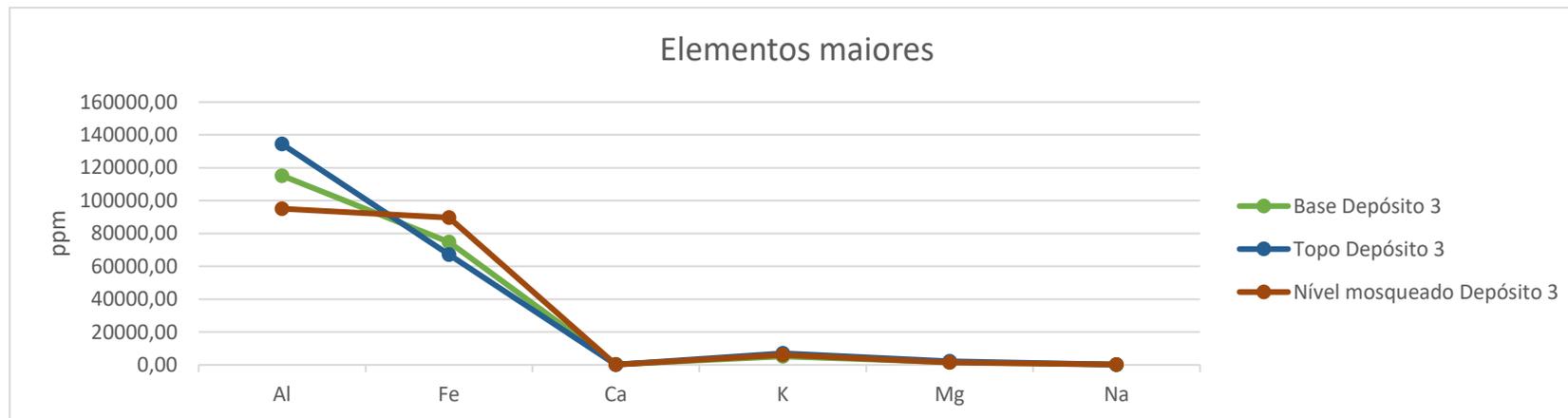


Gráfico 5.7: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 3 em mg/Kg.

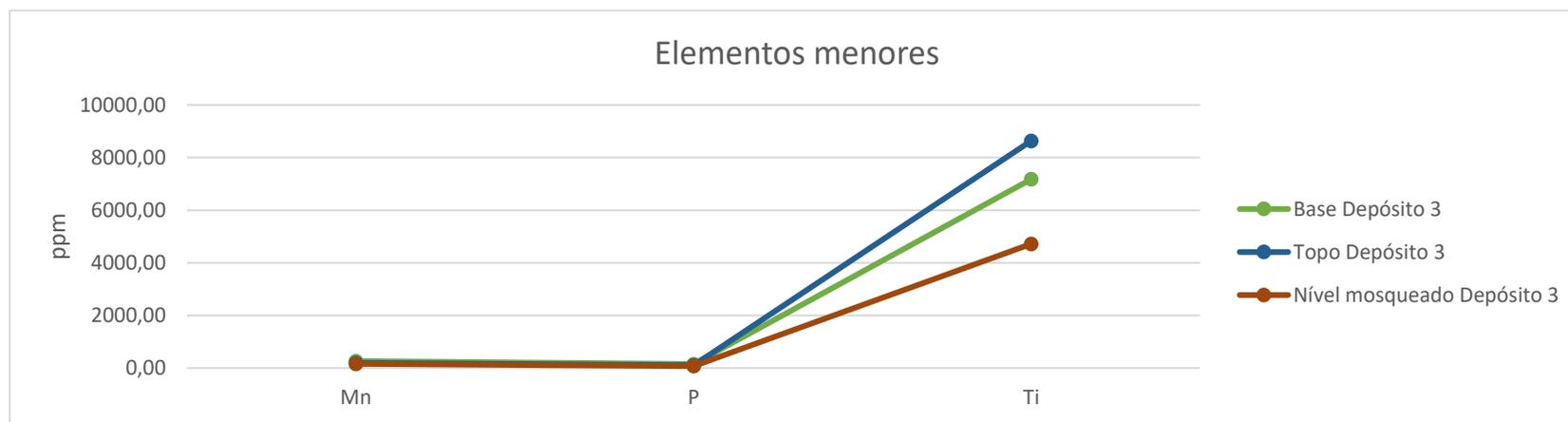


Gráfico 5.8: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 3 em mg/Kg.

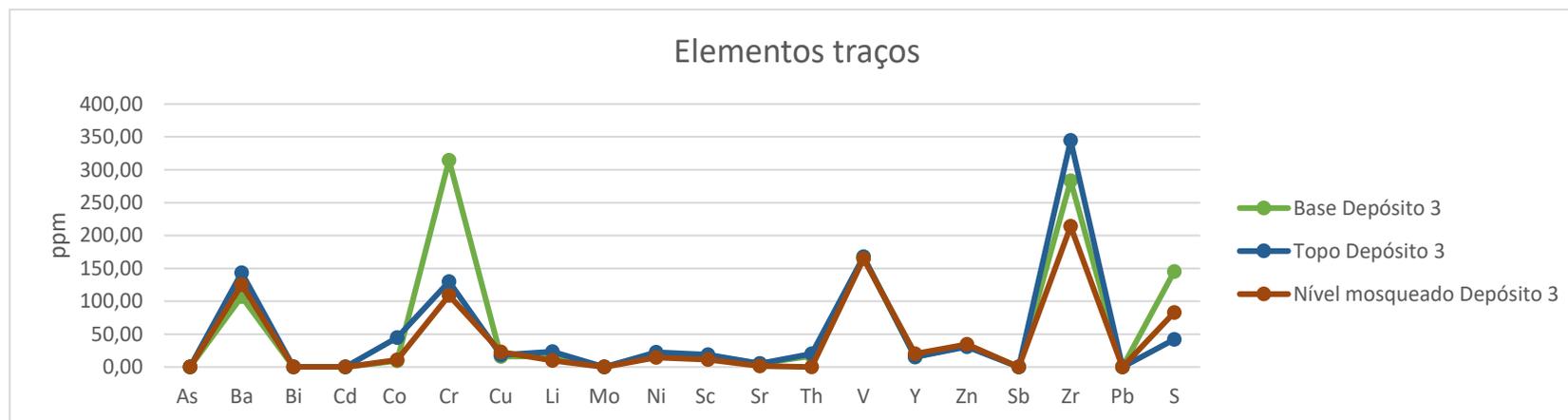


Gráfico 5.9: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 3 em mg/Kg.

Na Figura 5.17 abaixo referente ao Depósito 3 é possível notar 3 famílias de falhas análogas às vistas no Ponto 2. O Depósito 3 se distingue do seu antecessor por ter um grande volume de drenagens secundárias atuais na área e uma cota mais alta. Estas drenagens com menor volume d'água em seu curso podem ter dado origem as estruturas em lente de grânulos em uma matriz mais argilosa. Por fim, este depósito pode ter sido soerguido pela ação das falhas que o circundam, atingindo a cota atual. Este soerguimento pode gerar o encaixe das drenagens atuais e mudanças no seu curso deixando a região do Depósito 3 isolada na paisagem.

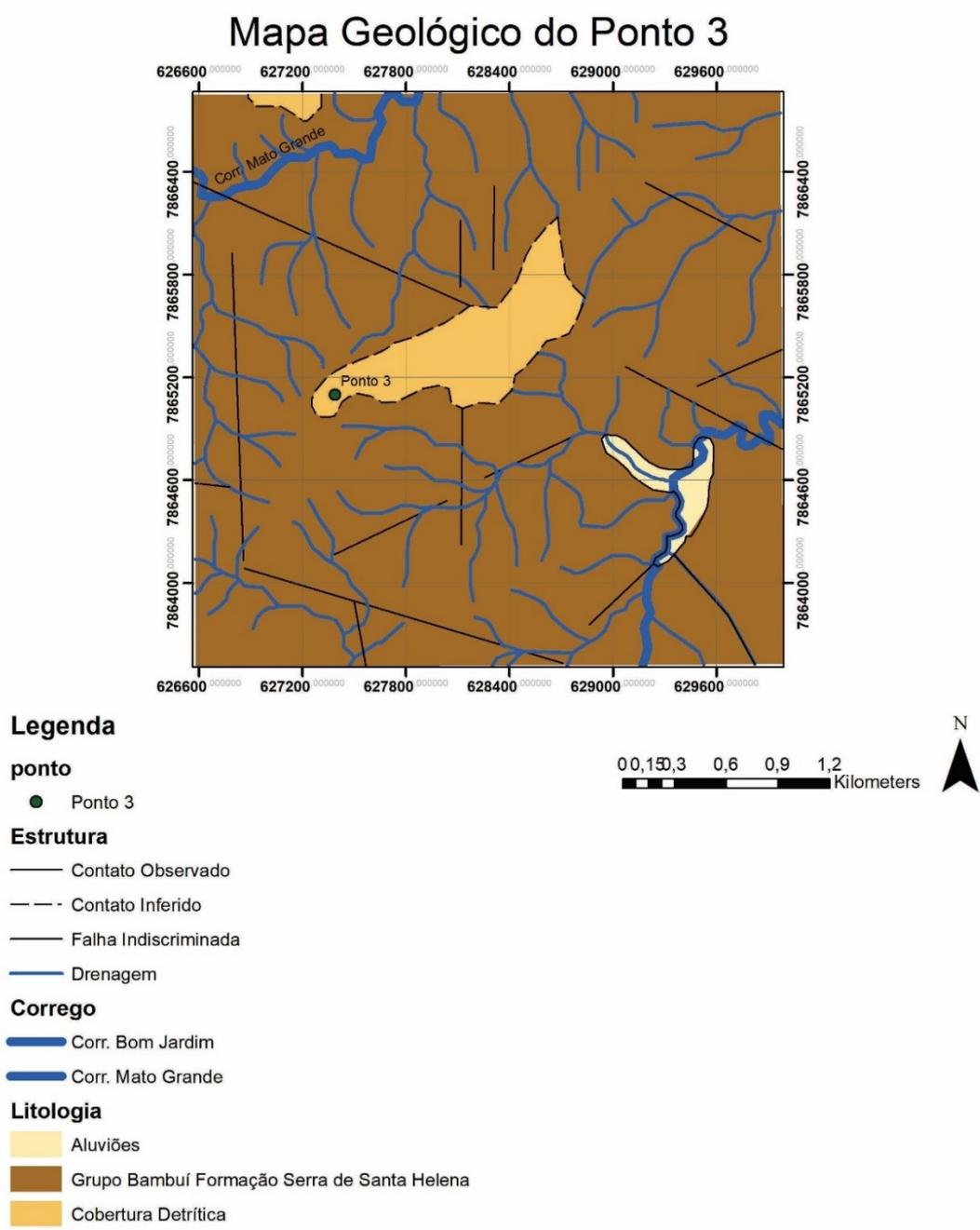


Figura 5.17: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009), com as litologias e estruturas próximas ao Ponto 3.

Nos gráficos 5.10, 5.11 e 5.12 abaixo são representados os dados relativos as amostras colhidas no Depósito 4. As curvas representadas são muito próximas aos depósitos anteriores. Nota-se uma variação relativamente grande entre os elementos Ti, Zr e V nas duas curvas relativas ao depósito 4.

Novamente a fácies de colúvio identificada em campo apresenta maiores concentrações de Ti, Cr, V, Zr e S similarmente aos colúvios dos depósitos 1 e 2. Esta evidencia sugere que a fácies de colúvio tem origem material distinta também no depósito 4.

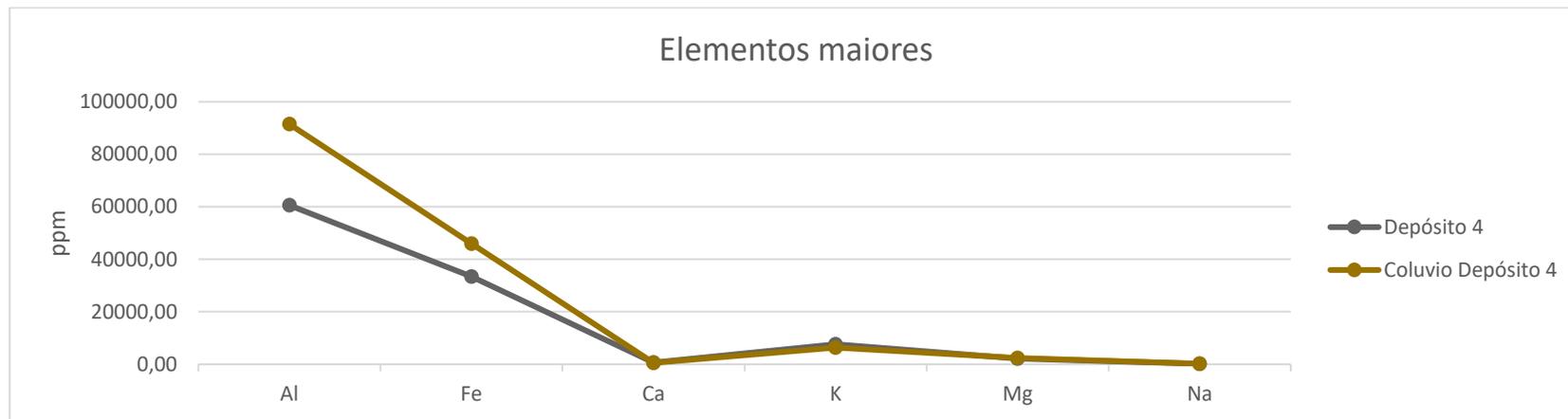


Gráfico 5.10: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 4 em mg/Kg.

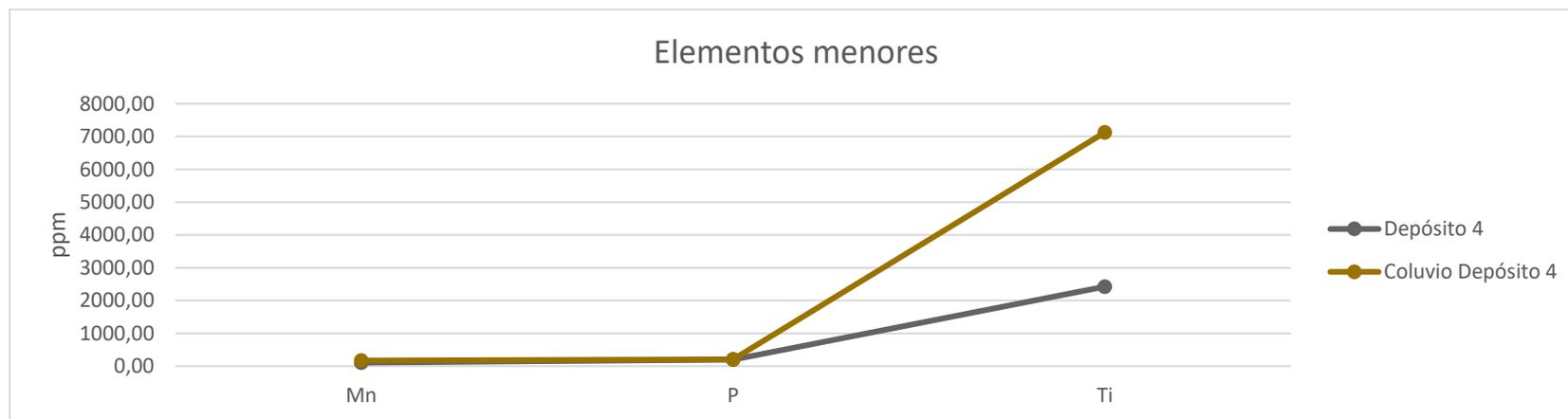


Gráfico 5.11: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 4 em mg/Kg.

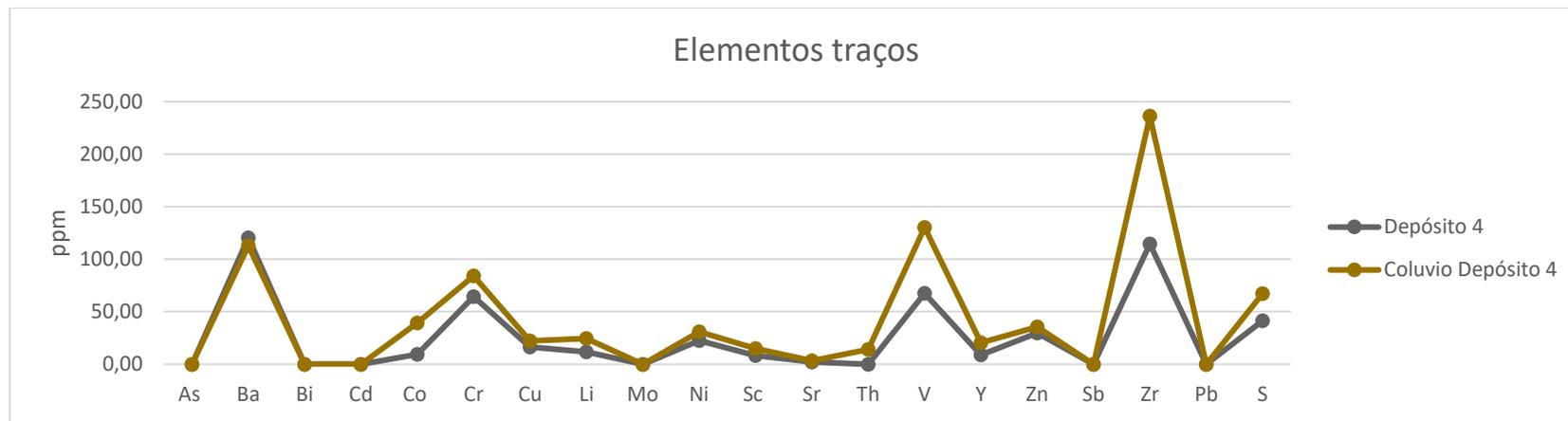


Gráfico 5.12: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 4 em mg/K

A Figura 5.18 mostra o Depósito 4 num mapa geológico com as estruturas que podem ter condicionado sua formação. Nota-se neste ponto uma ausência de fraturas em sua proximidade, porém o Corr. das Abelhas apresenta uma curva acentuada em seu curso. Essa feição pode estar relacionada a falhas não cartografadas no mapa de referência.

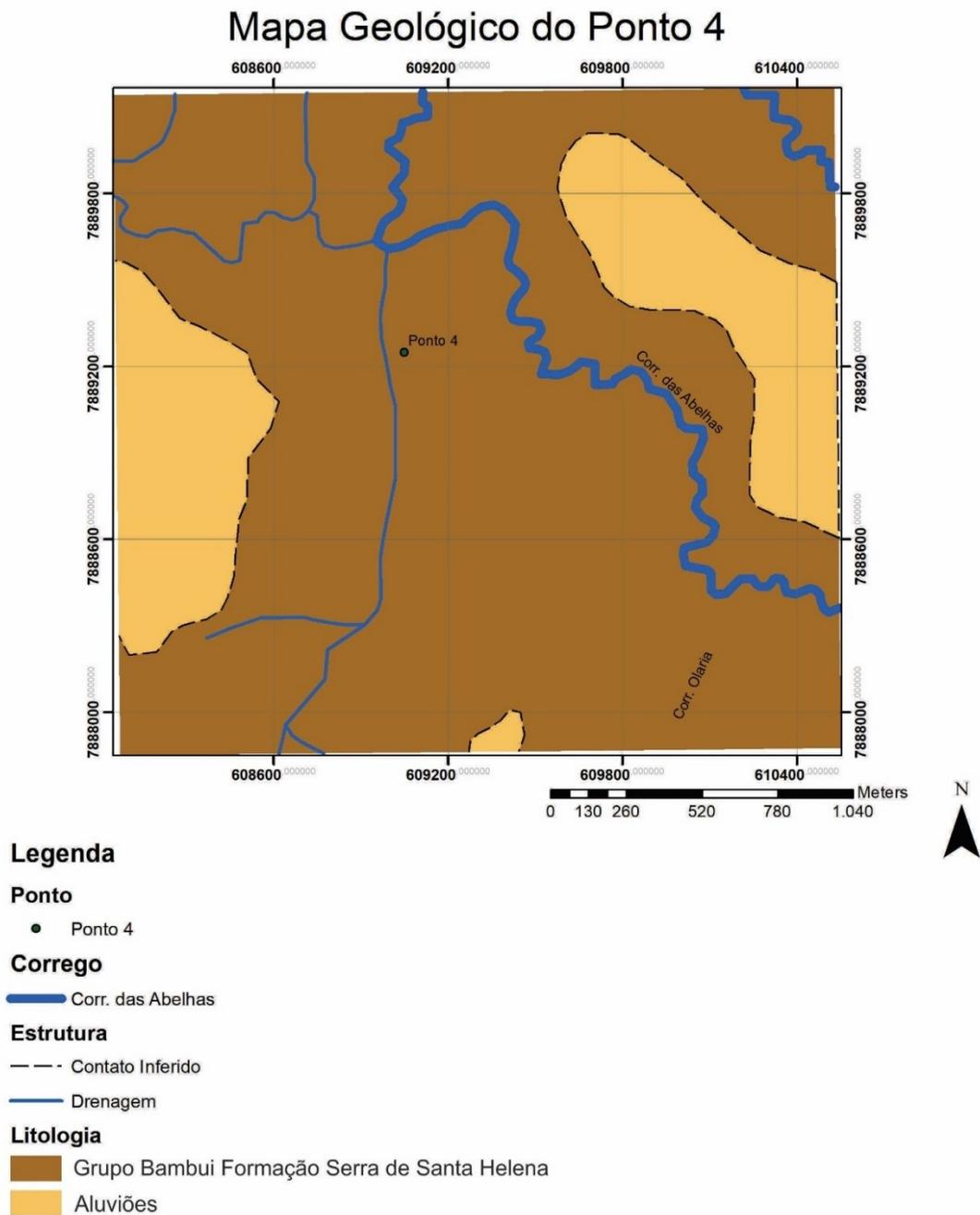


Figura 5.18: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009), com as litologias e estruturas próximas ao Ponto 4.

Os dados das análises químicas do Depósito 5 estão representados nos gráficos 5.13 a 5.15. Esses dados assemelham-se as curvas dos depósitos anteriores. Nota-se que analogamente ao Depósito 3, os dados de Al e Fe do nível mosqueado no Depósito 5 são parecidos em decorrência da variação do

nível freático que concentra o Fe nesta porção. O valor de Ba apresenta variação interna no referido depósito, tendo maior valor no nível cascalhoso.

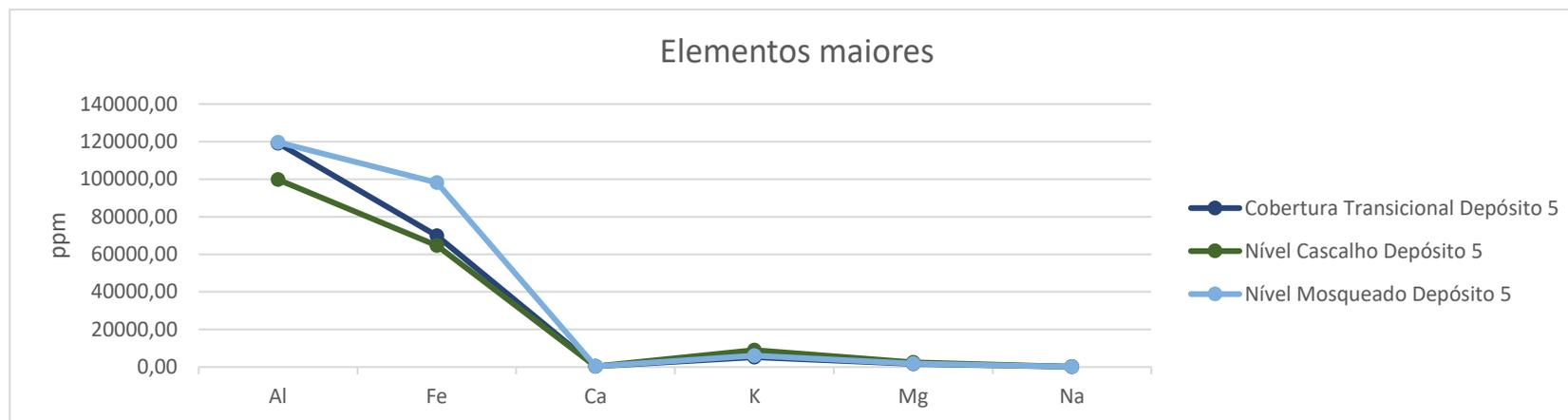


Gráfico 5.13: Dados geoquímicos de elementos maiores do Depósito 5 em mg/Kg.

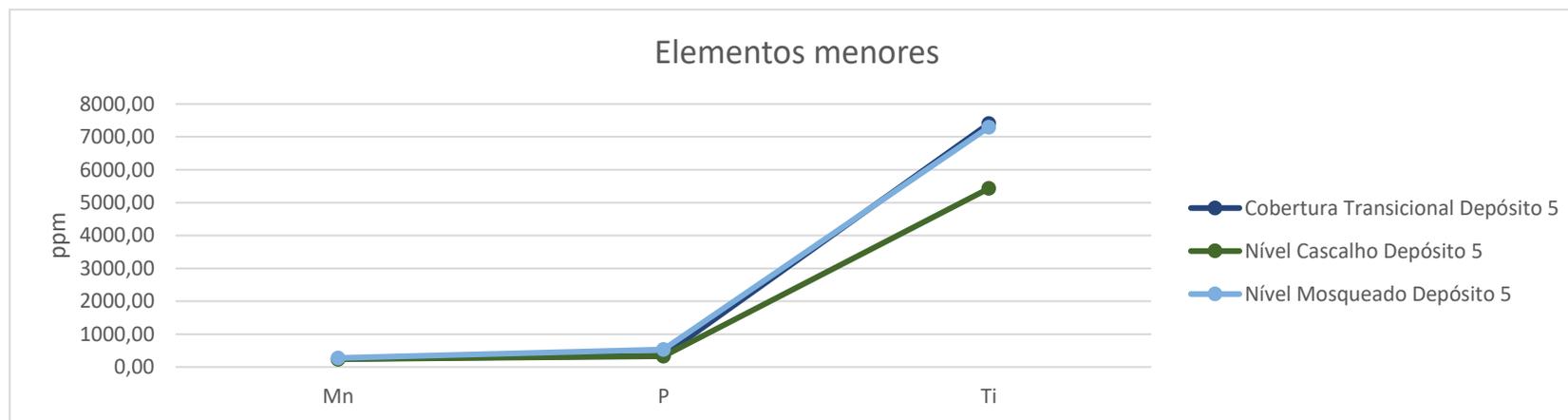


Gráfico 5.14: Dados geoquímicos de elementos menores do Depósito 5 em mg/Kg.

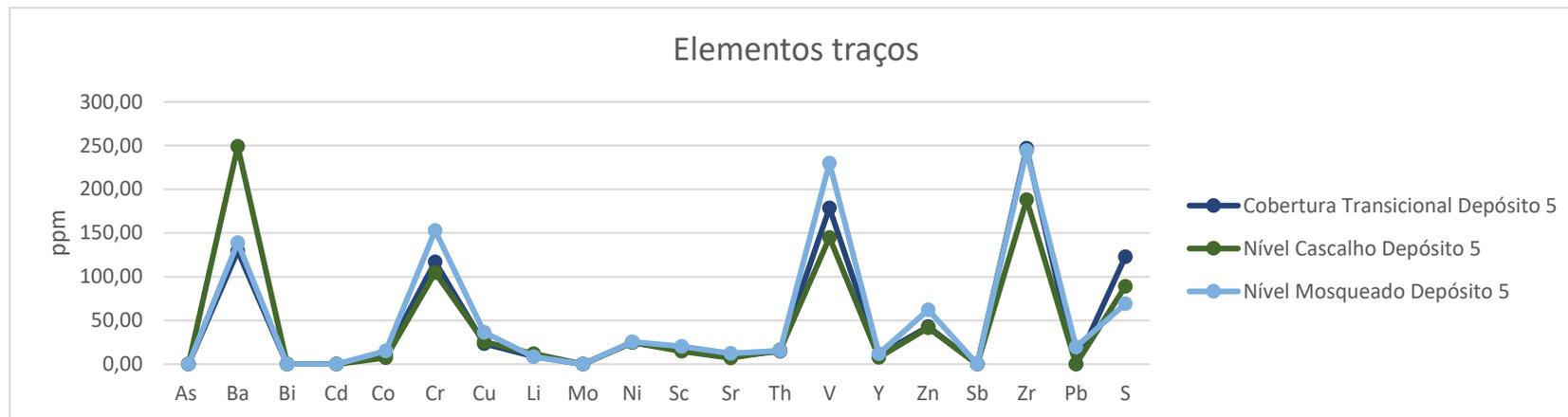


Gráfico 5.15: Dados geoquímicos de elementos traços do Depósito 5 em mg/Kg.

Na Figura 5.19 abaixo, está representado o mapa geológico das proximidades do Ponto 5. Nota-se que próximo a este ponto não há uma rede de drenagem expressiva, mas apresenta relativa proximidade com a serra. Esta proximidade com a serra e sua cota mais baixa podem ser os agentes controladores deste depósito, podendo ser relacionado a um depósito de fluxo de detritos.

Mapa Geológico do Ponto 5

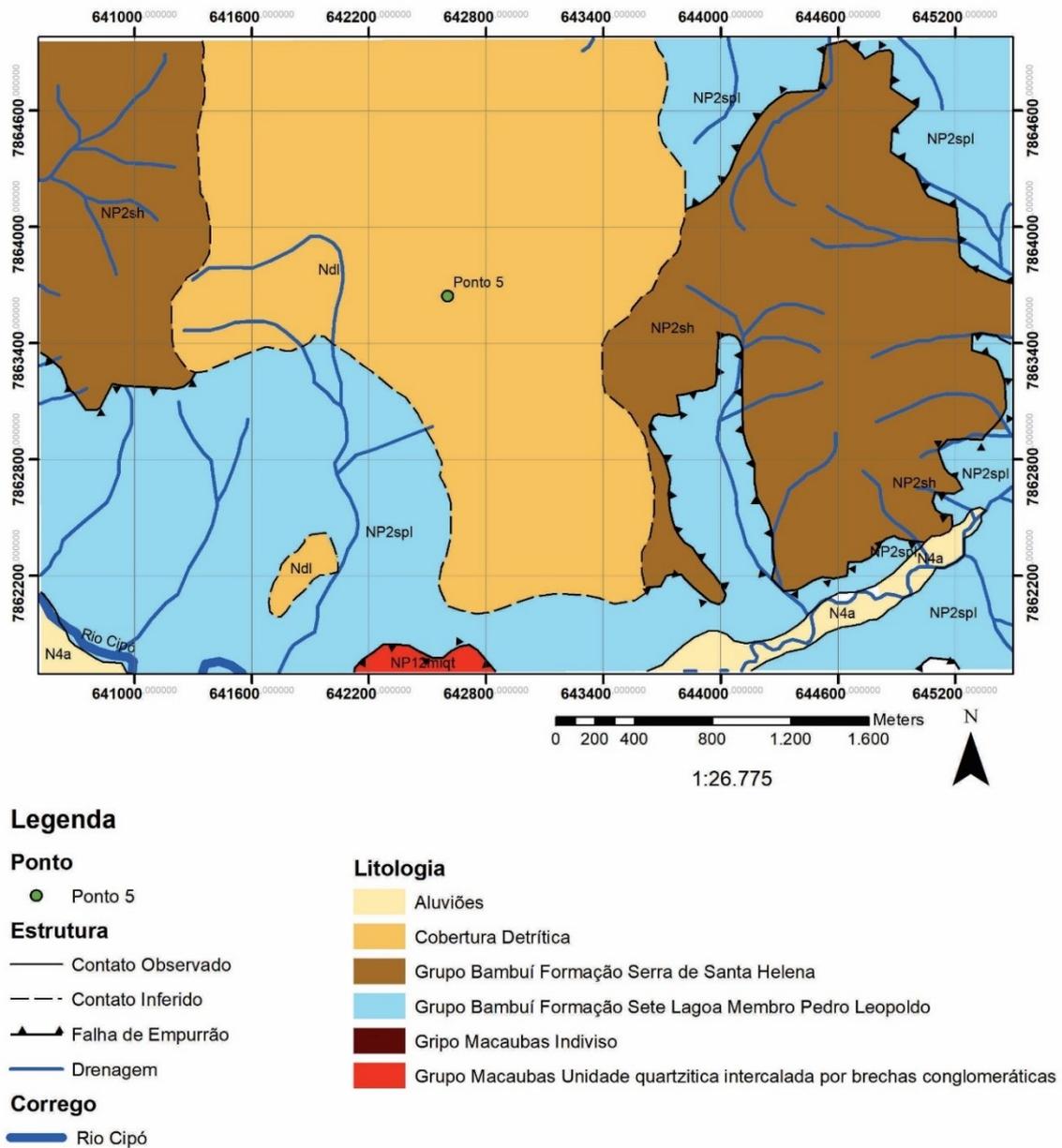


Figura 5.19: Mapa geológico adaptado de CPRM (2009), com as litologias e estruturas próximas ao Ponto 5.

5.4 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS

Os dados da segunda campanha de campo, com objetivo de levantar dados geoquímicos da Serra do Cipó, são apresentados a seguir em gráficos para melhor visualização dos padrões de concentrações, agrupados por pelos Grupos mais antigos aos grupos mais novos.

Os 5.16 a 5.18 representam os dados de geoquímica de rocha obtidos para as Fm Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel e Santa Rita aflorantes na Serra do Cipó. Partindo dos padrões das curvas nota-se que a Fm Sopa-Brumadinho apresenta maiores concentrações de Al e K nos elementos maiores que estão relacionados a composição impura desses quartzitos que apresentam filossilicatos, Ti para elementos menores e Zr e Ba para elementos traços, quando comparada com as outras formações deste grupo.

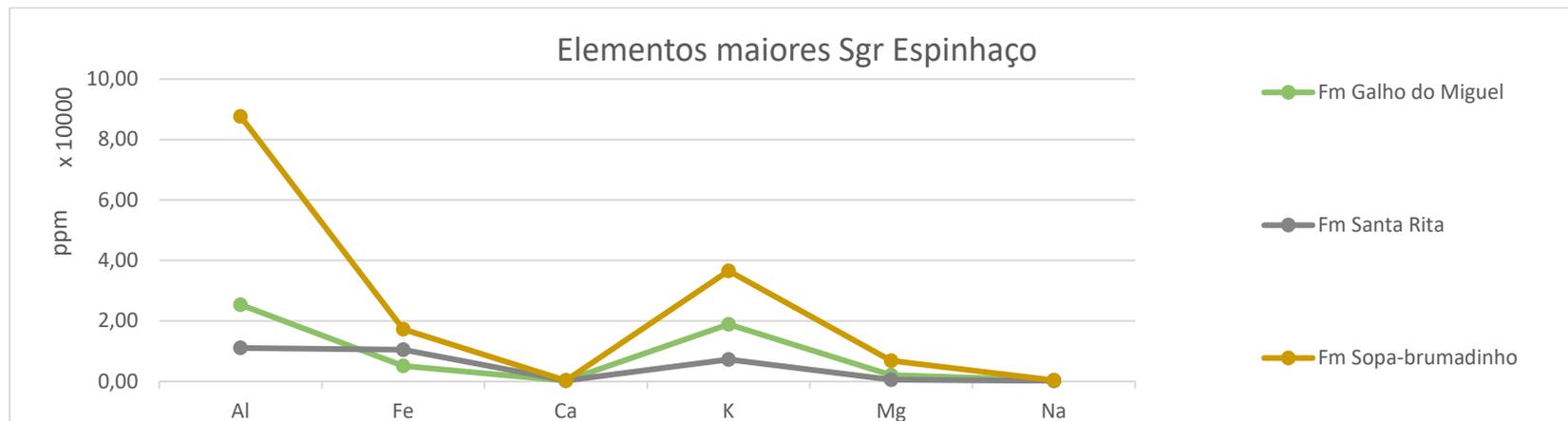


Gráfico 5.16: Elementos maiores do Gr Espinhaço Fm Sopa-Brumadinho, Fm Galho do Miguel e Fm Santa Rita.

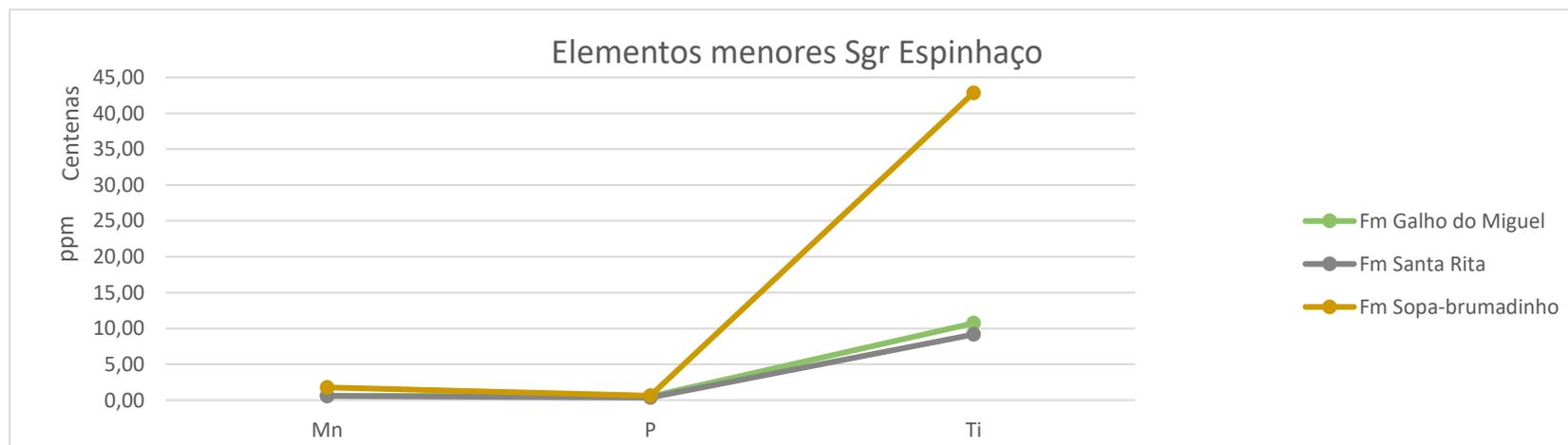


Gráfico 5.17: Elementos menores do Gr Espinhaço Fm Sopa-Brumadinho, Fm Galho do Miguel e Fm Santa Rita.

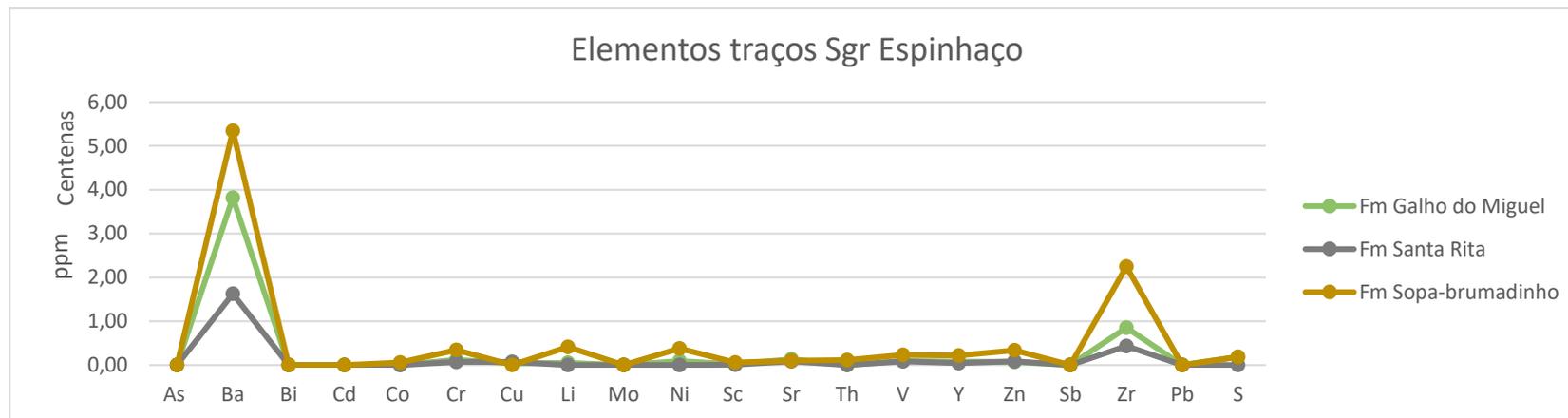


Gráfico 5.18: Elementos traços do Gr Espinhaço Fm Sopa-Brumadinho, Fm Galho do Miguel e Fm Santa Rita.

Os gráficos 5.19, 5.20 e 5.21 representam os perfis geoquímicos da Suíte Metaígneia Pedro Lessa de idade neoproterozóica. Estes perfis geoquímicos apresentam concentrações de elementos muito superiores aos demais perfis.

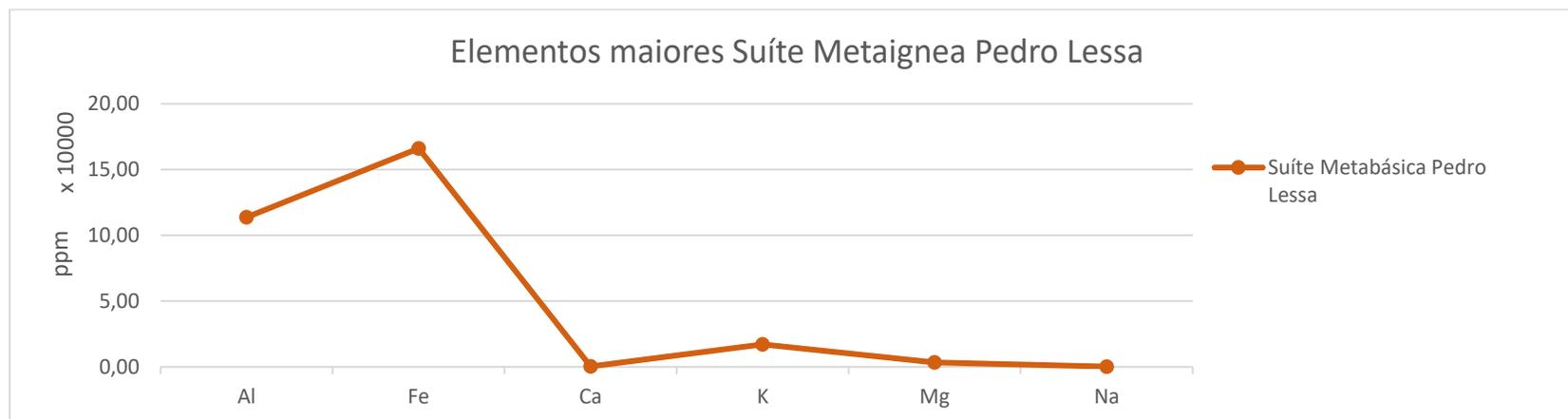


Gráfico 5.19: Elementos maiores da Suíte Metaígneia Pedro Lessa.

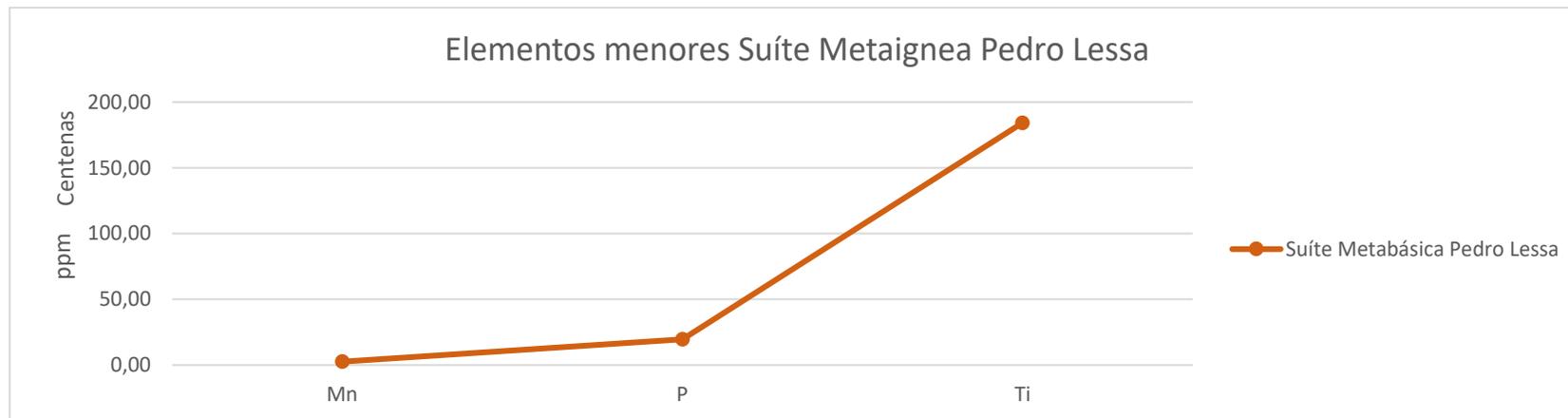


Gráfico 5.20: Elementos menores da Suíte Metaígneia Pedro Lessa.

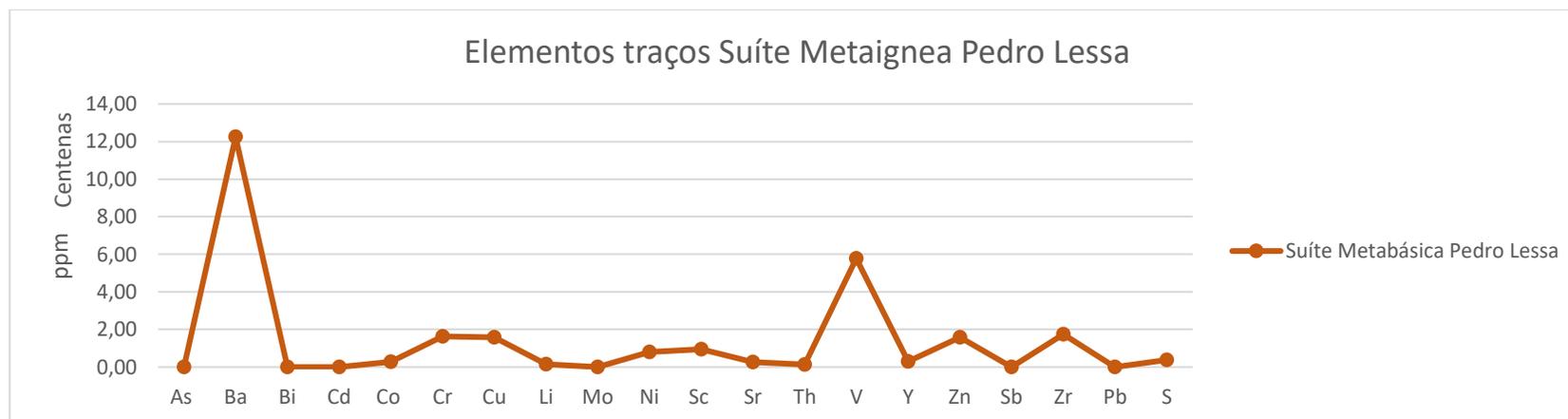


Gráfico 5.21: Elementos traços da Suíte Metaígneia Pedro Lessa.

Os gráficos 5.22 a 5.24 abaixo demonstram os perfis geoquímicos das rochas do Gr Macaúbas, que no mapa utilizado aparece indiviso (mi) com apenas uma distinção interna de uma unidade quartzíticas com intercalações de brechas conglomeráticas (miqt). Nota-se uma maior concentração dos elementos maiores Al, Fe e K para a unidade mi, Ti para elementos menores e Ba e Zr para elementos traços.

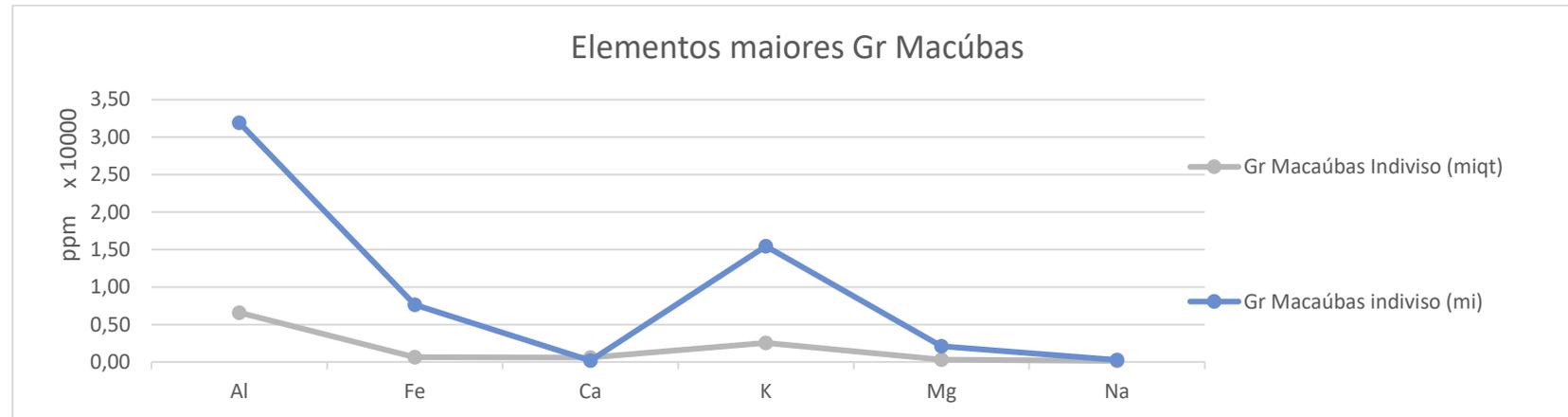


Gráfico 5.22: Elementos maiores do Gr Macaúbas indiviso.

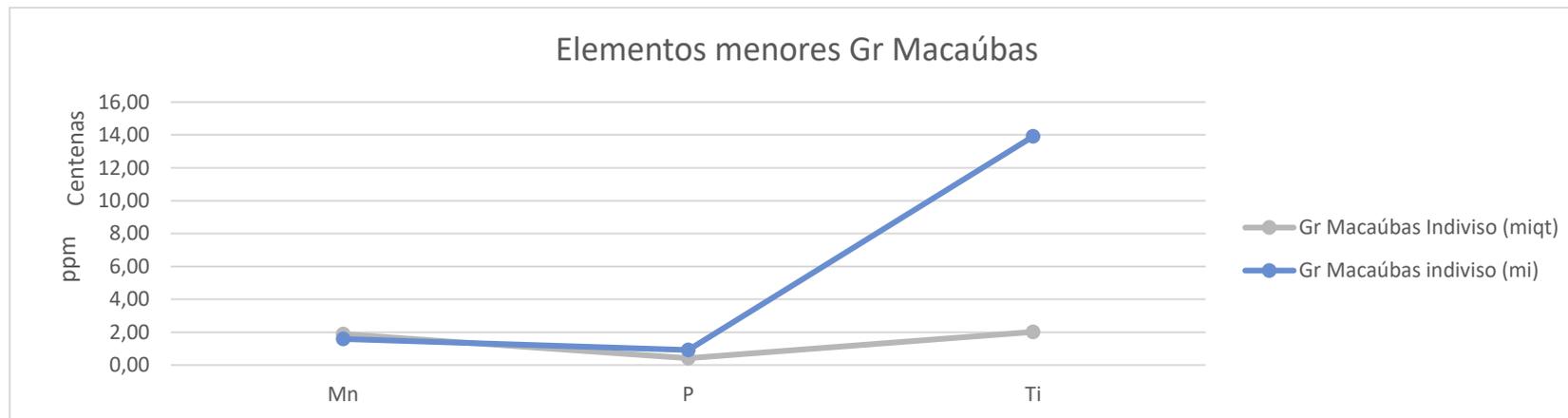


Gráfico 5.23: Elementos maiores do Gr Macaúbas.

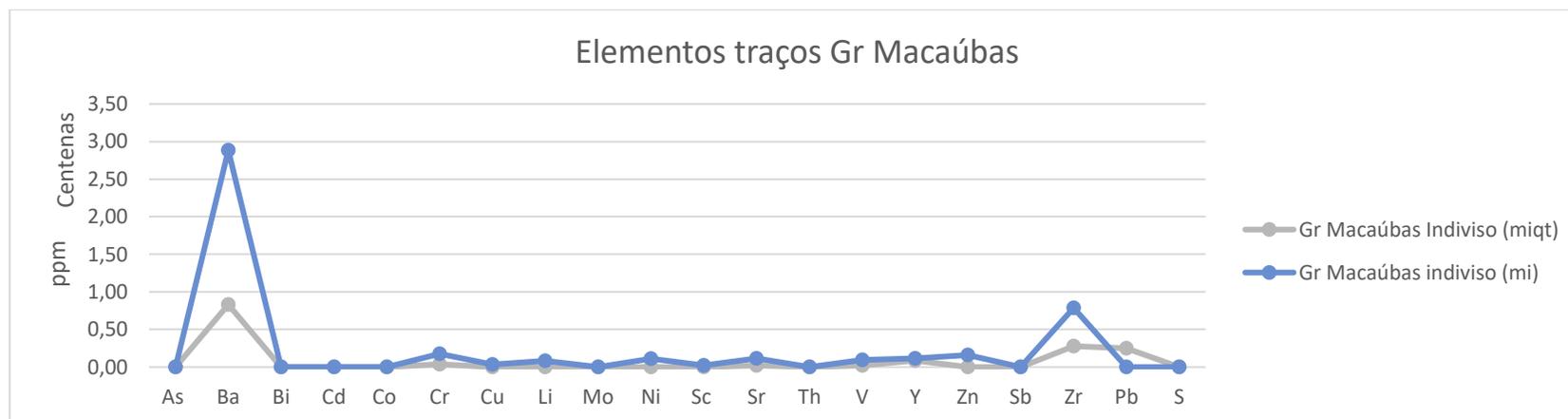


Gráfico 5.24: Elementos traços do Gr Macaúbas.

Os gráficos 5.25 a 5.27 mostram os perfis geoquímicos das Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena que fazem parte do Gr Bambuí. Estes perfis geoquímicos aparecem com sensíveis diferenças entre si. Isso se deve principalmente por se tratarem de rochas de origem químicas e terrígenas.

Para os elementos maiores a maior discrepância está na presença de Ca para a Fm Sete Lagoas, sendo o único perfil geoquímico com a presença deste elemento, devido a litologia principal ser composta por carbonatos. Os elementos menores também apresentam uma grande diferença de concentrações de Ti, sendo a Fm Serra de Santa Helena a unidade com maior concentração deste elemento. Os elementos traços mostram distinções na presença de Sr na Fm Sete Lagoas e baixa concentração de Ba, nas Fm Serra de Santa Helena há presença de Cr, V e Zr e uma maior concentração de Ba que se diferencia da Fm anterior.

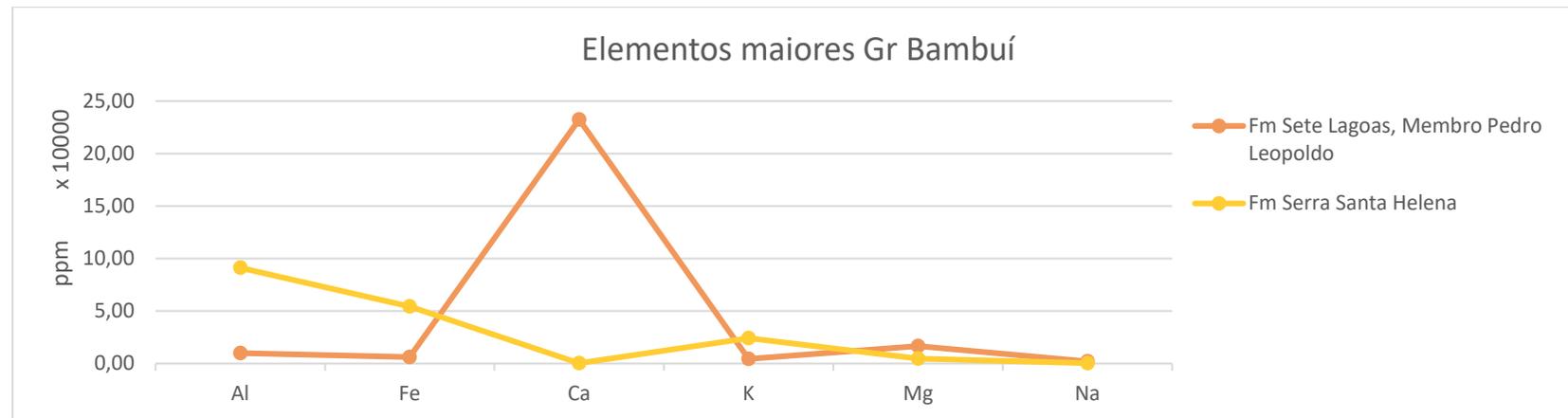


Gráfico 5.25: Elementos maiores do Gr Bambuí Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena

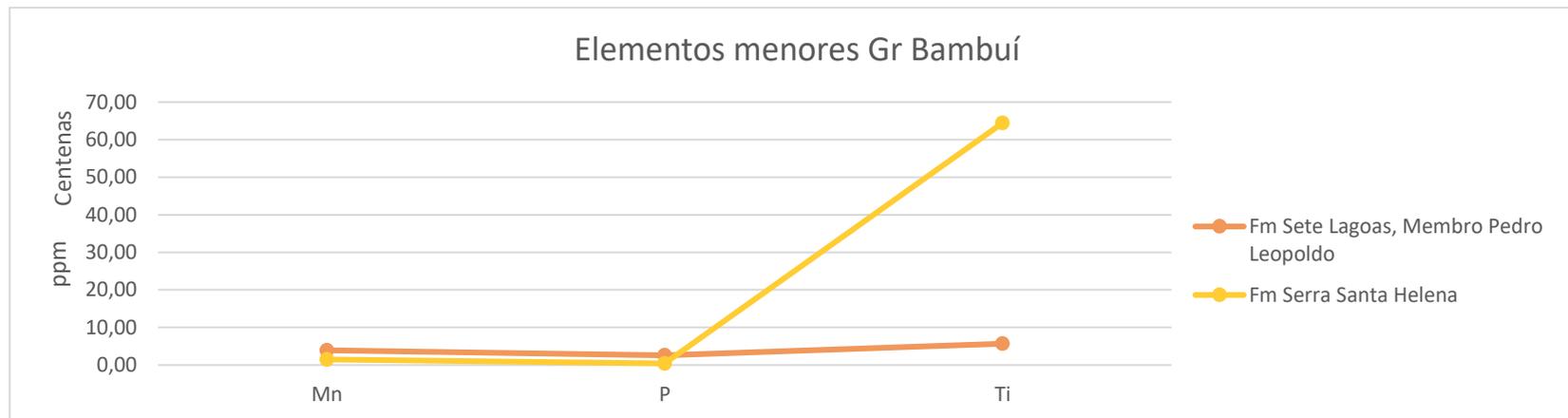


Gráfico 5.26: Elementos menores do Gr Bambuí Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena

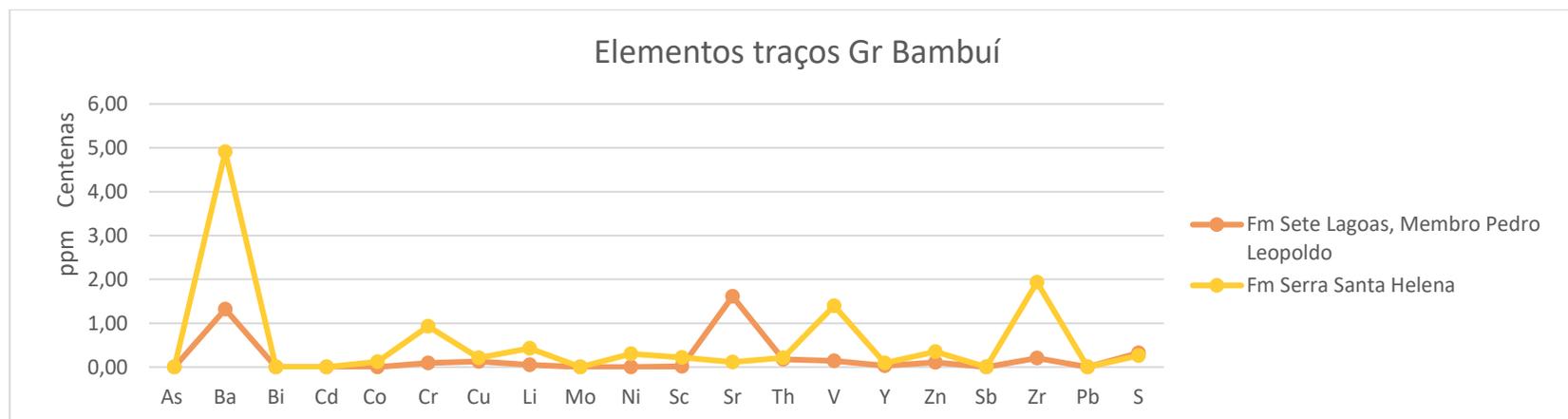


Gráfico 5.27: Elementos traços do Gr Bambuí Fm Sete Lagoas membro Pedro Leopoldo e Fm Serra de Santa Helena

5.5 COMPARAÇÕES DA GEOQUÍMICA DOS DEPÓSITOS COM AS UNIDADES DA SERRA

Os gráficos 5.28, 5.29 e 5.30 mostram a relação dos elementos maiores, menores e traços dos depósitos com as unidades da serra. Nota-se a princípio uma grande concordância geral entre os depósitos e as unidades da serra. Porém é possível notar que nos elementos maiores dos depósitos o Ca e Sr não apresenta concentrações significativas, mesmo no depósito 1 que se encontra de acordo com a folha Baldim (2009) sobre rochas da Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo. Esta ausência leva-se a interpretar que a unidade carbonática não teve grande contribuição sedimentar para os depósitos.

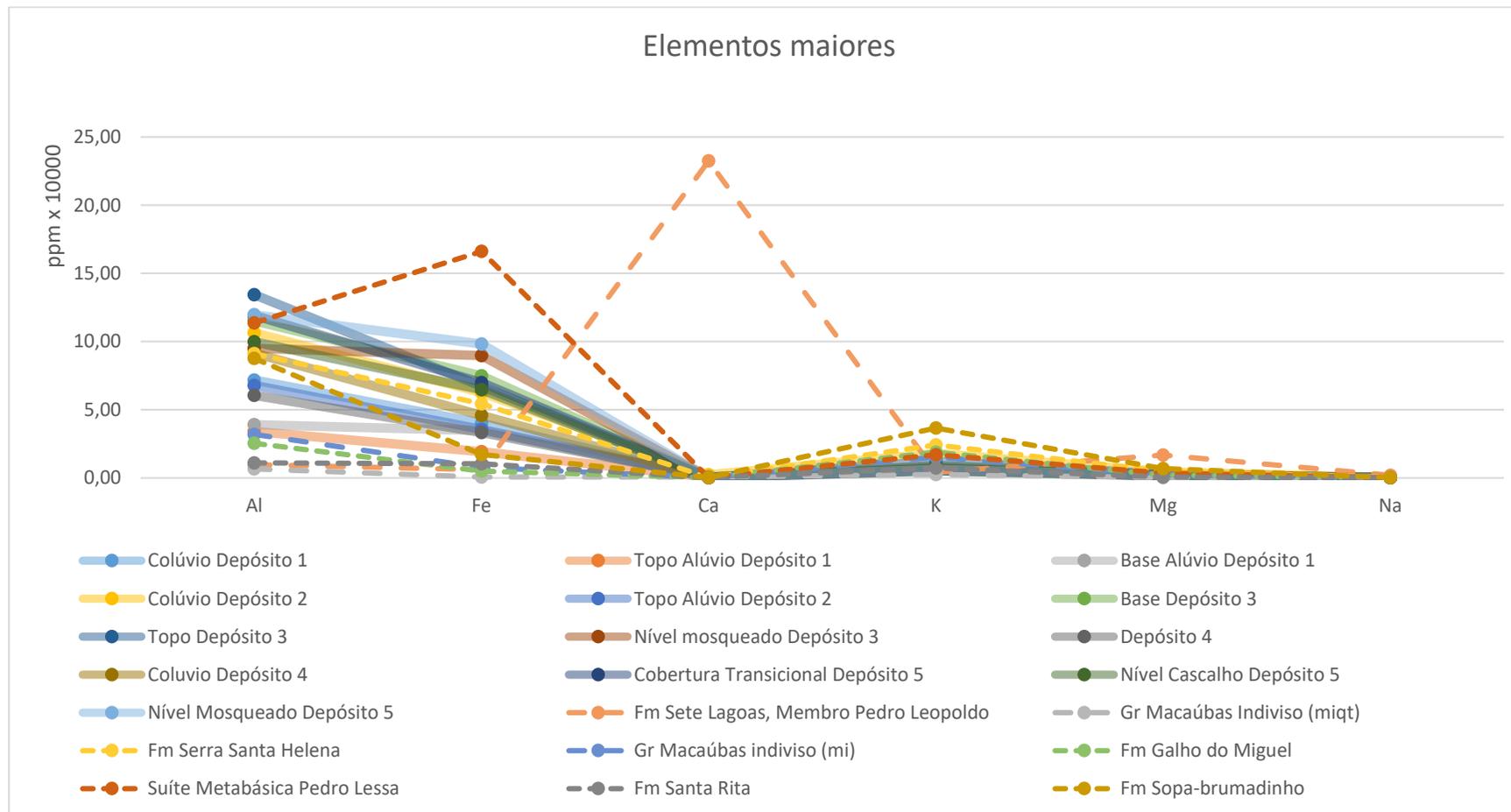


Gráfico 5.28: Representação geral dos elementos maiores nos depósitos e nas unidades da serra.

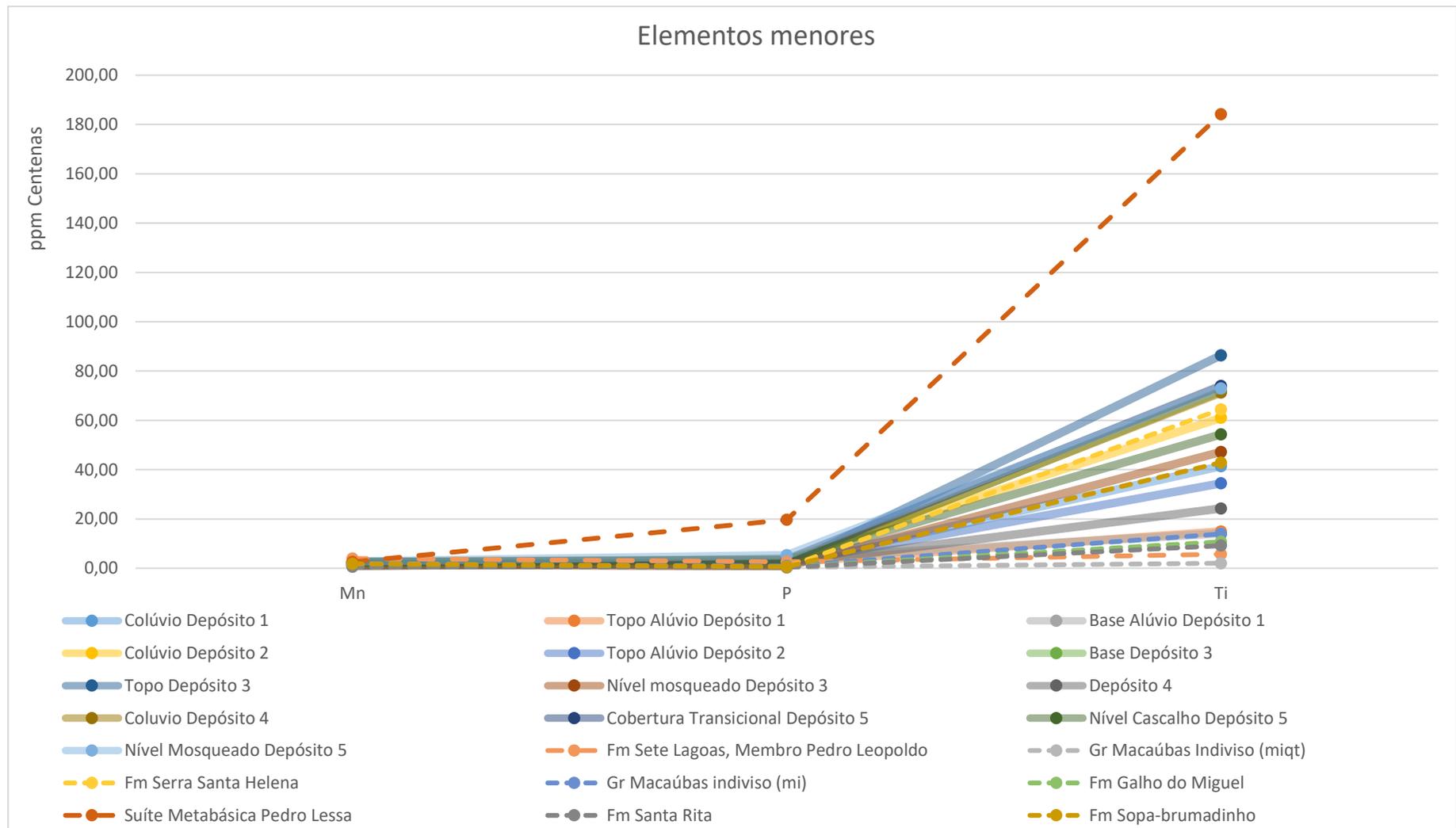


Gráfico 5.29: Representação geral dos elementos menores nos depósitos e nas unidades da serra.

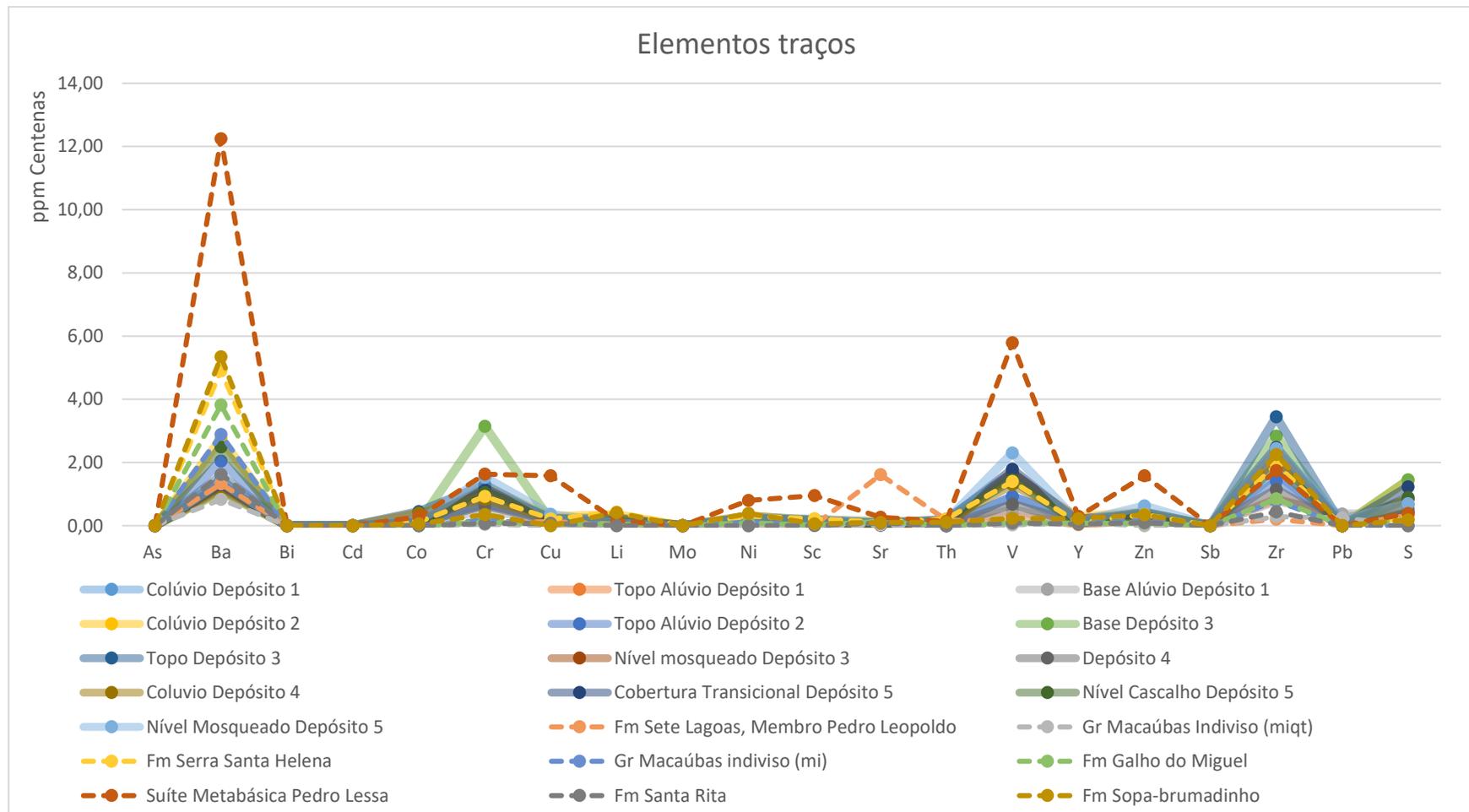


Gráfico 5.30: Representação geral dos elementos traços nos depósitos e nas unidades da serra.

É possível observar também que os depósitos sedimentares não guardam grandes semelhanças com a Suíte Metaígneia Pedro Lessa. A Suíte em questão apresenta elevados teores de P, Ti, Ba e V quando comparada aos depósitos. Nota-se também alterações nas concentrações de Cu, Ni, Sc e Zn, mas de menor proporção que as anteriores.

Os gráficos 5.31, 5.32 e 5.33 mostram a relação dos elementos maiores menores e traços das formações do SG Espinhaço com os depósitos estudados. Nota-se que as concentrações de Fe dos depósitos são sempre maiores, enquanto que apenas a concentração de Al da Fm Sopa-Brumadinho é maior que no depósito 1 como um todo, do topo do depósito 2 e do depósito 4. As concentrações de K da Fm Galho do Miguel e do colúvio do depósito 2 são muito semelhantes, isso também ocorre com a Fm Santa Rita e as diferentes amostras dos outros depósitos.

Para os elementos menores, a concentração de Ti da Fm Sopa-Brumadinho aparece muito similar a concentração no colúvio do depósito 1 e as concentrações desse elemento para as Fm Galho do Miguel e Santa Rita são inferiores aos dos depósitos. As concentrações de Mn das Fm e dos depósitos parecem semelhantes enquanto que as concentrações de P dos depósitos são sempre maiores que as concentrações das Fm.

Para os elementos traços, a Fm Galho do Miguel tem concentrações baixas para todos os elementos exceto para o Ba (sem correspondente nos depósitos) e Zr que se relaciona com o colúvio do depósito 2 e a base do alúvio do depósito 1. A Fm Santa Rita tem comportamento análogo, mas as concentrações de Ba, neste caso, tem correspondência com boa parte das amostras exceto com o topo do alúvio e o colúvio do ponto 2 e com o nível cascalhoso do depósito 5. A Fm Sopa-Brumadinho apresenta concentrações de Li semelhantes ao colúvio do depósito 2, já para as concentrações de Zr as semelhanças estão com o nível mosqueado do depósito 3, colúvio do depósito 1 e topo do alúvio do depósito 2, enquanto que as concentrações de Zn aparecem semelhantes a todos os depósitos.

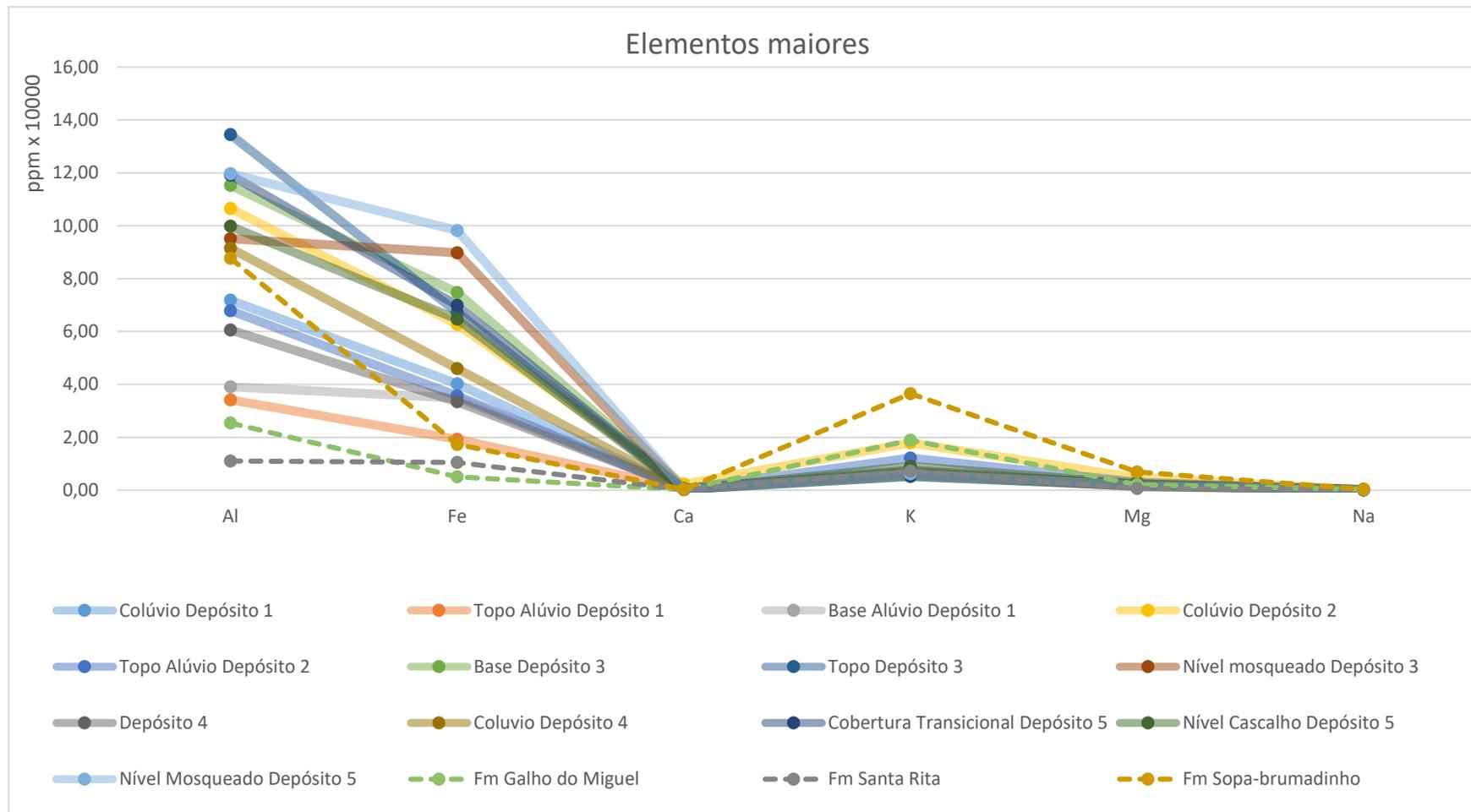


Gráfico 5.31: Elementos maiores dos depósitos em comparação com os elementos maiores das Fm do SG Espinhaço.

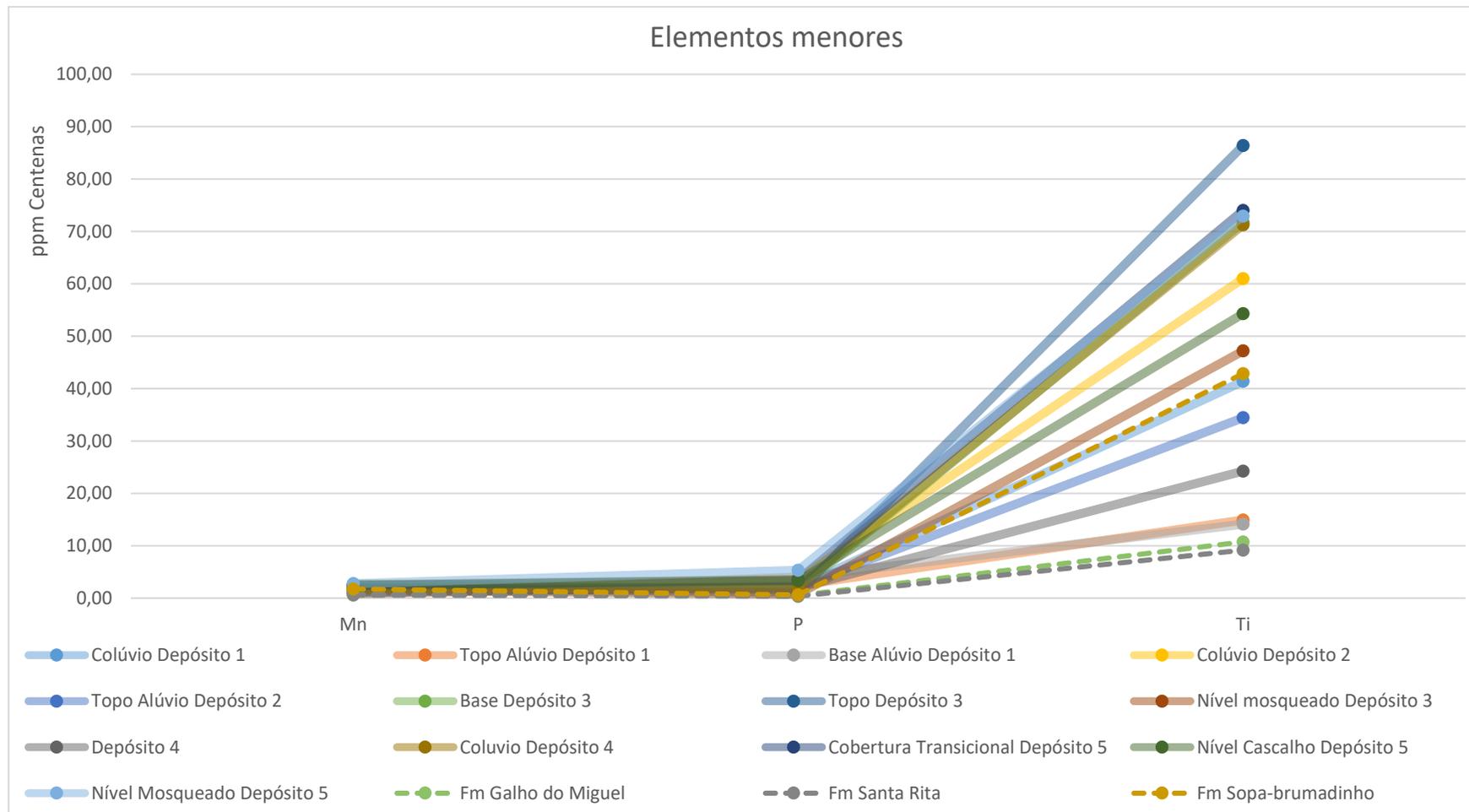


Gráfico 5.32: Elementos menores dos depósitos em comparação com os elementos menores das Fm do SG Espinhaço.

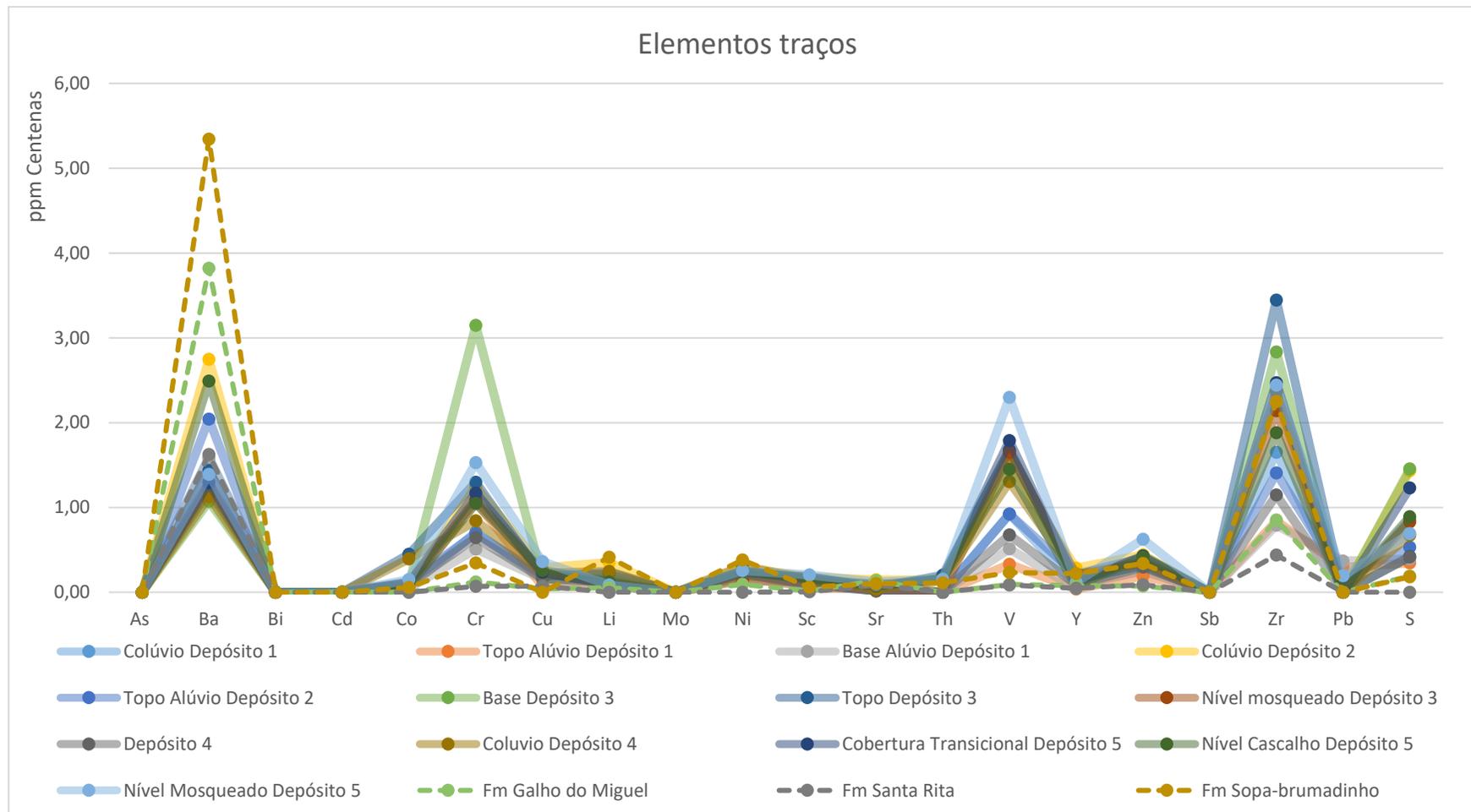


Gráfico 5.33: Elementos traços dos depósitos em comparação com os elementos traços das Fm do SG Espinhaço.

Os gráficos 5.34, 5.35 e 5.36 mostram a relação dos depósitos com o Gr Macaúbas. Nota-se, analogamente as Fm do SG Espinhaço, baixas concentrações para Fe em comparação com os depósitos e apenas uma semelhança para a concentração de Al do Gr Macaúbas Indiviso (mi) e o topo do alúvio do depósito 1. Os valores de Ca, Mg e Na são semelhantes para todos os depósitos e o Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt). Para as concentrações de K há uma semelhança entre as amostras de colúvio e topo do alúvio do depósito 2 e o Gr Macaúbas Indiviso (mi) enquanto que o colúvio do depósito 1, topo e nível mosqueado do depósito 3 e cobertura transicional do depósito 5 apresentam maior semelhança com as concentrações do Gr Macaúbas Indiviso (miqt).

Para os elementos menores, as concentrações de Mn de todos os depósitos e do Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt) aparecem semelhantes. Já para as concentrações de P os depósitos aparecem com concentrações maiores. Para o Ti, as concentrações do Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt) são inferiores às dos depósitos e destaca-se as amostras de topo e base do depósito 1 que mostram concentrações próximas ao valor do Gr Macaúbas Indiviso (mi).

Em relação aos elementos traços é possível notar uma grande semelhança entre as concentrações de Ba para o Gr Macaúbas Indiviso (mi) e o colúvio do depósito 2 enquanto que a concentração desse elemento para o Gr Macaúbas Indiviso (miqt) é menor que todas as amostras de depósitos. Para o Cr todas as amostras de depósitos aparecem com concentrações maiores que a concentração do Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt). Os elementos Zn e Zr tem concentrações semelhantes entre o Gr Macaúbas Indiviso (mi) e a amostra de topo de alúvio do depósito 1, o mesmo acontece para os elementos Cr e Li. Para o Ni, a concentração da base do depósito 1 e nível mosqueado do depósito 3 assemelham-se com a concentração do Gr Macaúbas Indiviso (mi). A concentração do elemento Sr apresenta similaridade entre o Gr Macaúbas Indiviso (mi) e a base e topo do depósito 1, colúvio do depósito 2, base e topo do depósito 3 e cobertura transicional e nível mosqueado do depósito 5, enquanto que o topo do alúvio do depósito 2, nível mosqueado do depósito 3, depósito 4, têm similaridade com o Gr Macaúbas Indiviso (miqt). Para o elemento Y as concentrações do Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt) tem similaridade com as amostras de colúvio e base do alúvio do depósito 1, base e topo do depósito 3, depósito 4, cobertura transicional, nível cascalhoso e nível mosqueado do depósito 5. As concentrações de V no Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt) são muito inferiores às concentrações nos depósitos, enquanto que os demais elementos aparecem com concentrações semelhantes entre o Gr Macaúbas Indiviso (mi e miqt) e os depósitos.

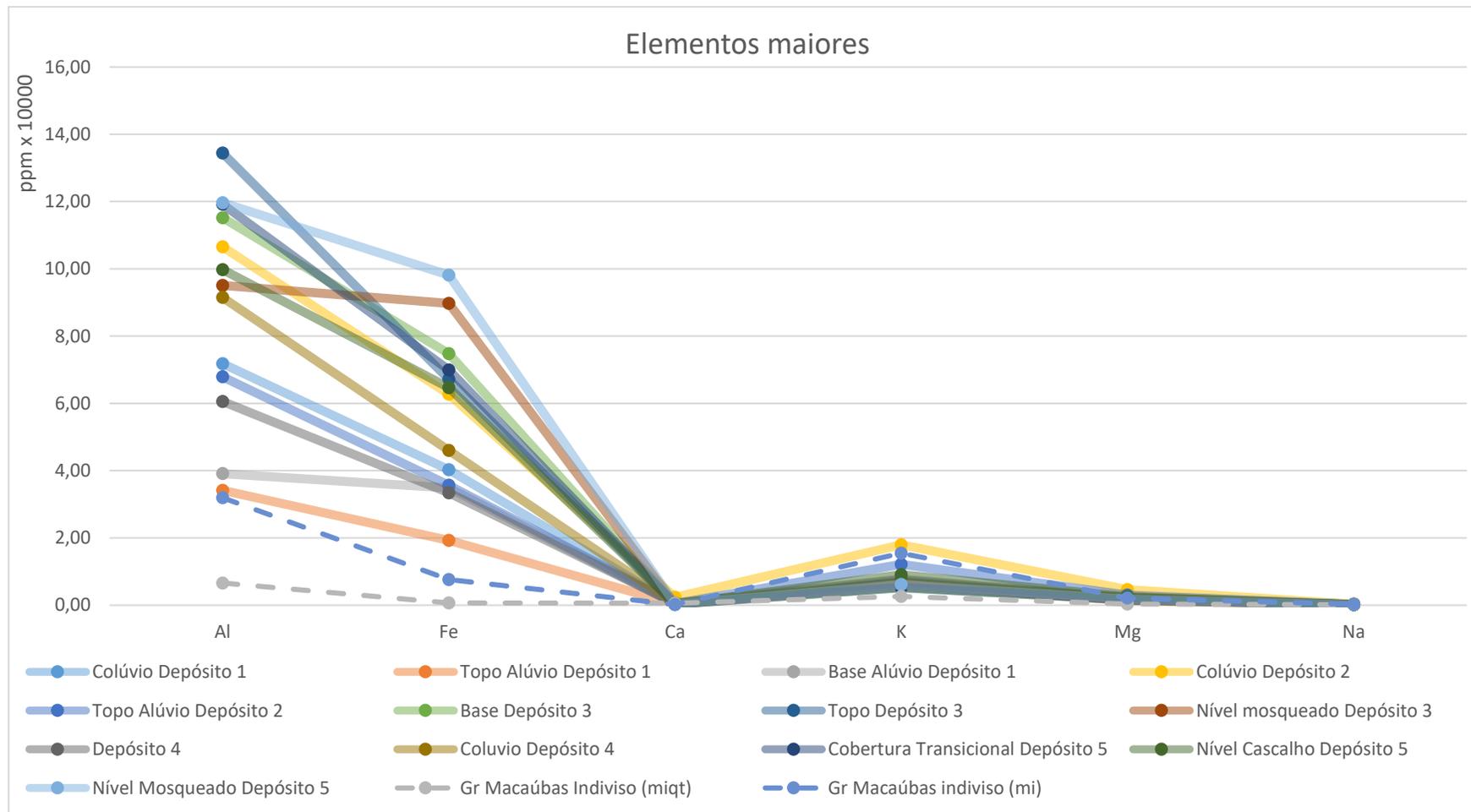


Gráfico 5.34: Elementos maiores dos depósitos em comparação com os elementos maiores do Gr Macaúbas.

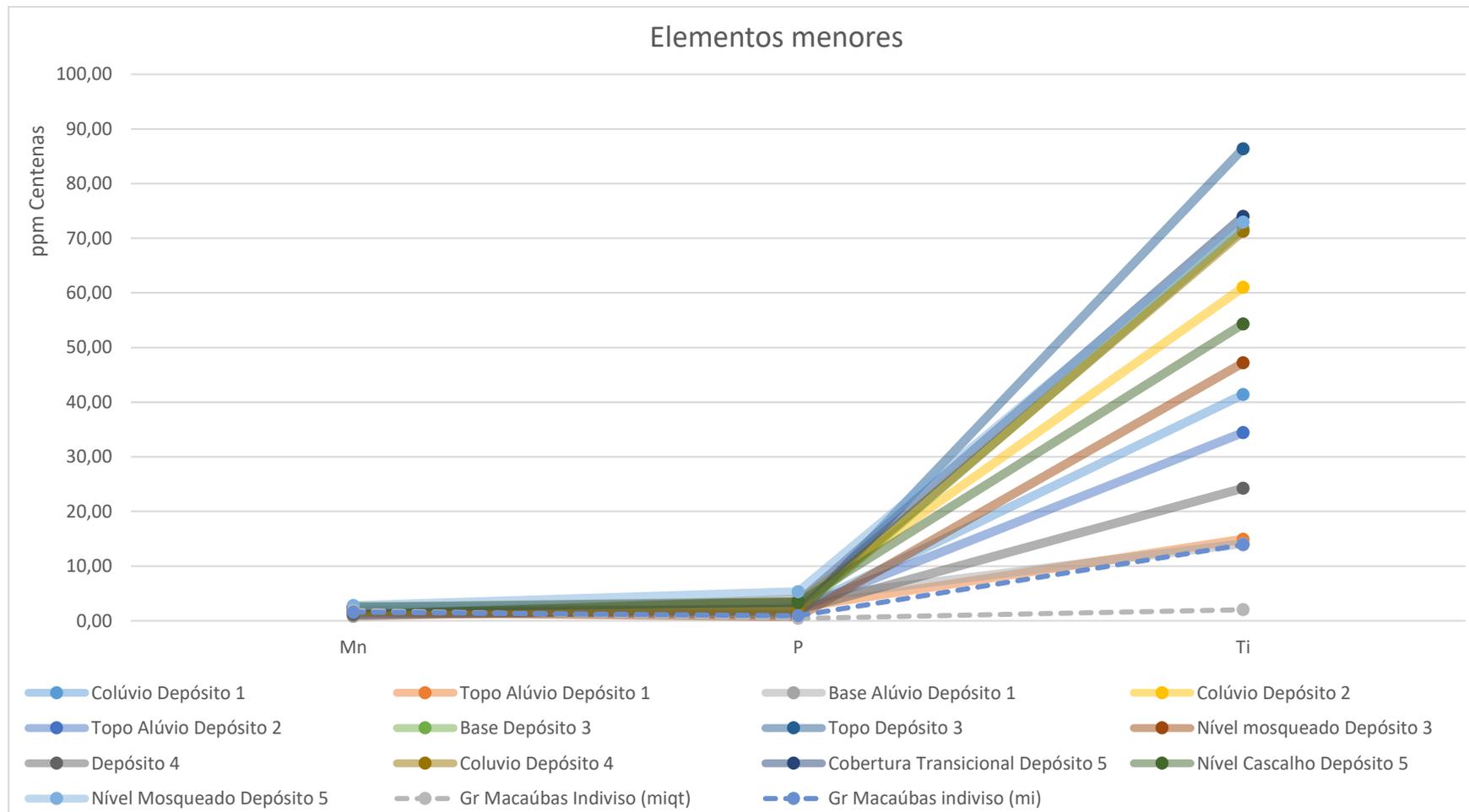


Gráfico 5.35: Elementos menores dos depósitos em comparação com os elementos menores do Gr Macaúbas.

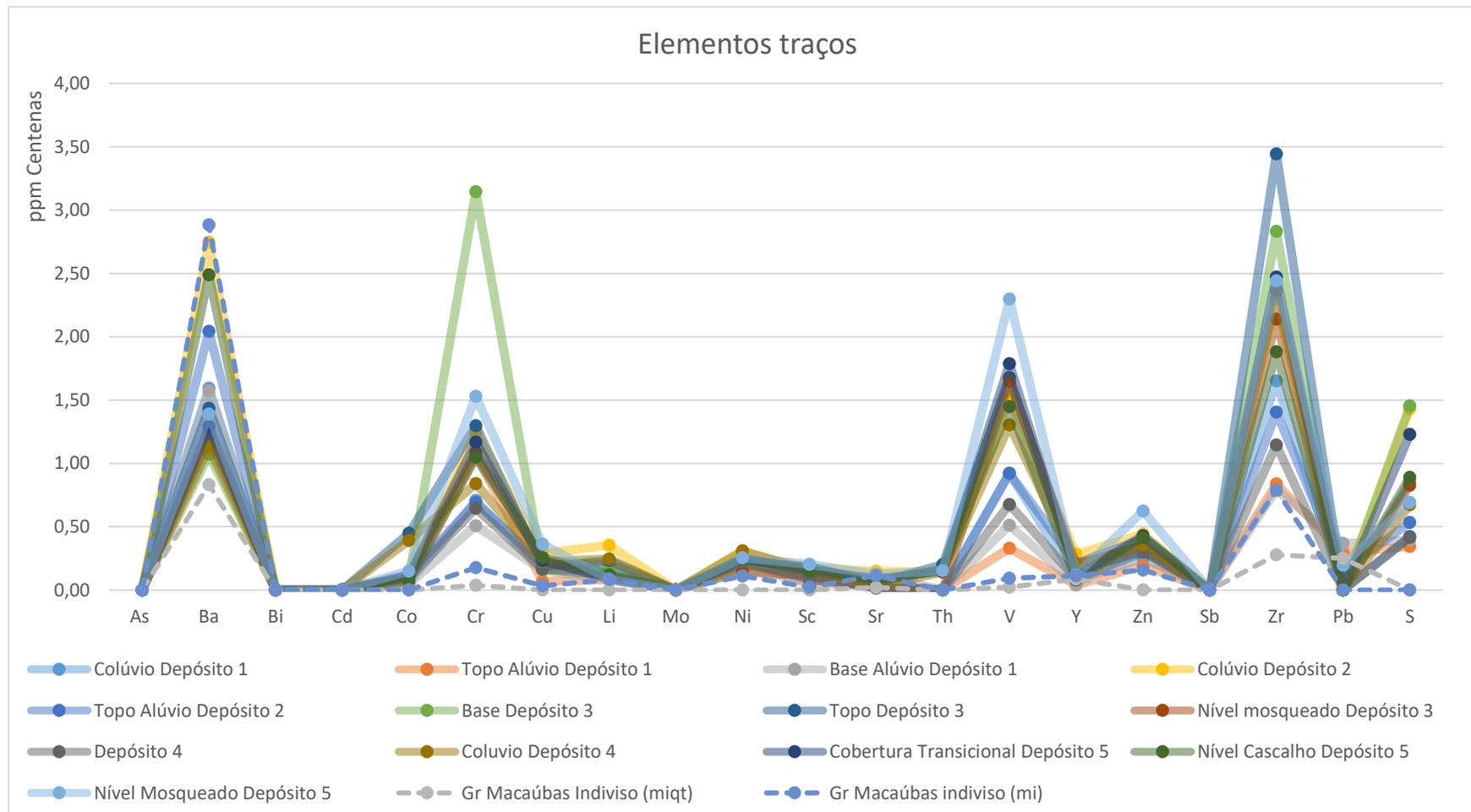


Gráfico 5.36: Elementos traços dos depósitos em comparação com os elementos traços do Gr Macaúbas.

Os gráficos 5.37, 5.38 e 5.39 abaixo mostram os elementos maiores, menores e traços dos depósitos estudados em comparação com as Fm do Gr Bambuí. Nota-se neste gráfico que a curva da Fm Serra de Santa Helena é a que melhor se assemelha as curvas de depósito e apresenta uma grande afinidade com a curva do colúvio do depósito 4 com valores próximos para todos os elementos maiores. Já a curva da Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo não apresenta grande similaridade, isso devido a baixa concentração de Al, Fe, K e Na quando comparado aos depósitos, uma concentração intermediária para Mg e alta concentração de Ca.

Para os elementos menores, as concentrações de Mn e P são relativamente baixas tanto para os depósitos quanto para as Fm do Gr Bambuí, porém é possível perceber que as concentrações de Mn para a Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo são ligeiramente maiores que as concentrações do mesmo elemento nos depósitos estudados. Por fim, as concentrações de Ti da Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo são muito inferiores quando comparadas as concentrações desse mesmo elemento nos depósitos estudados. Nota-se, também, que as concentrações de Ti da Fm Serra de Santa Helena e o colúvio do depósito 2 são semelhantes.

Na comparação dos elementos traços é possível notar que para o elemento Ba a concentração da Fm Serra de Santa Helena é muito superior as concentrações dos depósitos, entretanto a concentração deste elemento na Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo é próxima a boa parte das amostras dos depósitos, exceto nas amostras de topo do alúvio e colúvio do depósito 2 e do nível de cascalho do depósito 5 que são maiores. Para o Cr a Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo aparece muito mais baixa que as concentrações dos depósitos, sendo que a concentração deste elemento na Fm Serra de Santa Helena tem maior semelhança com as concentrações das amostras de colúvio e topo do depósito 1, topo do alúvio do depósito 2, nível mosqueado do depósito 3, colúvio do depósito 4 (esta com maior proximidade) e cobertura transicional e nível de cascalho do depósito 5. Para o Li, a concentração da Fm Serra de Santa Helena e da amostra do colúvio do depósito 2 enquanto que a Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo tem maior semelhança com a base e topo do depósito 1, nível mosqueado do depósito 3, depósito 4 e nível mosqueado e cobertura transicional do depósito 5. Para o Ni todos os depósitos se assemelham mais a Fm Serra de Santa Helena uma vez que este elemento não tem concentração significativa na Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo. O elemento Sr aparece com concentrações semelhantes entre os depósitos e a Fm Serra de Santa Helena, na Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo este elemento aparece com concentrações muito mais altas. O elemento Th tem semelhança tanto da Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo quanto da Fm Serra de Santa Helena com as amostras de colúvio do depósito 2, topo e base do depósito 3, colúvio do depósito 4 e cobertura transicional, nível de cascalho e nível mosqueado do depósito 5. Para o V as amostras de colúvio dos depósitos 2 e 4 e o nível de cascalho do depósito 5 têm grande semelhança com a Fm Serra de Santa Helena, enquanto que a Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo apresenta baixa concentração para

esse elemento. Para o Y as concentrações da Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo e da Fm Serra de Santa Helena são próximas e se assemelham com as amostras de colúvio, topo e base do depósito 1 e cobertura transicional, nível de cascalho e nível mosqueado do depósito 5. Para o elemento Zn a Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo tem concentração inferior aos depósitos e as amostras de base do alúvio do depósito 1, topo do alúvio do depósito 2, base, topo e nível mosqueado do depósito 3, colúvio do depósito 4, depósito 4 e cobertura transicional e nível cascalhoso do depósito 5. Para o elemento Zr as concentrações das amostras de nível mosqueado do depósito 3 e nível de cascalho do depósito 5 melhor se assemelham a concentração do mesmo elemento na Fm Serra de Santa Helena, a Fm Sete Lagoas Membro Pedro Leopoldo apresenta concentração inferior às concentrações dos depósitos. Os demais elementos apresentam concentrações muito baixas e muito semelhantes entre os depósitos e as Fm do Gr Bambuí.

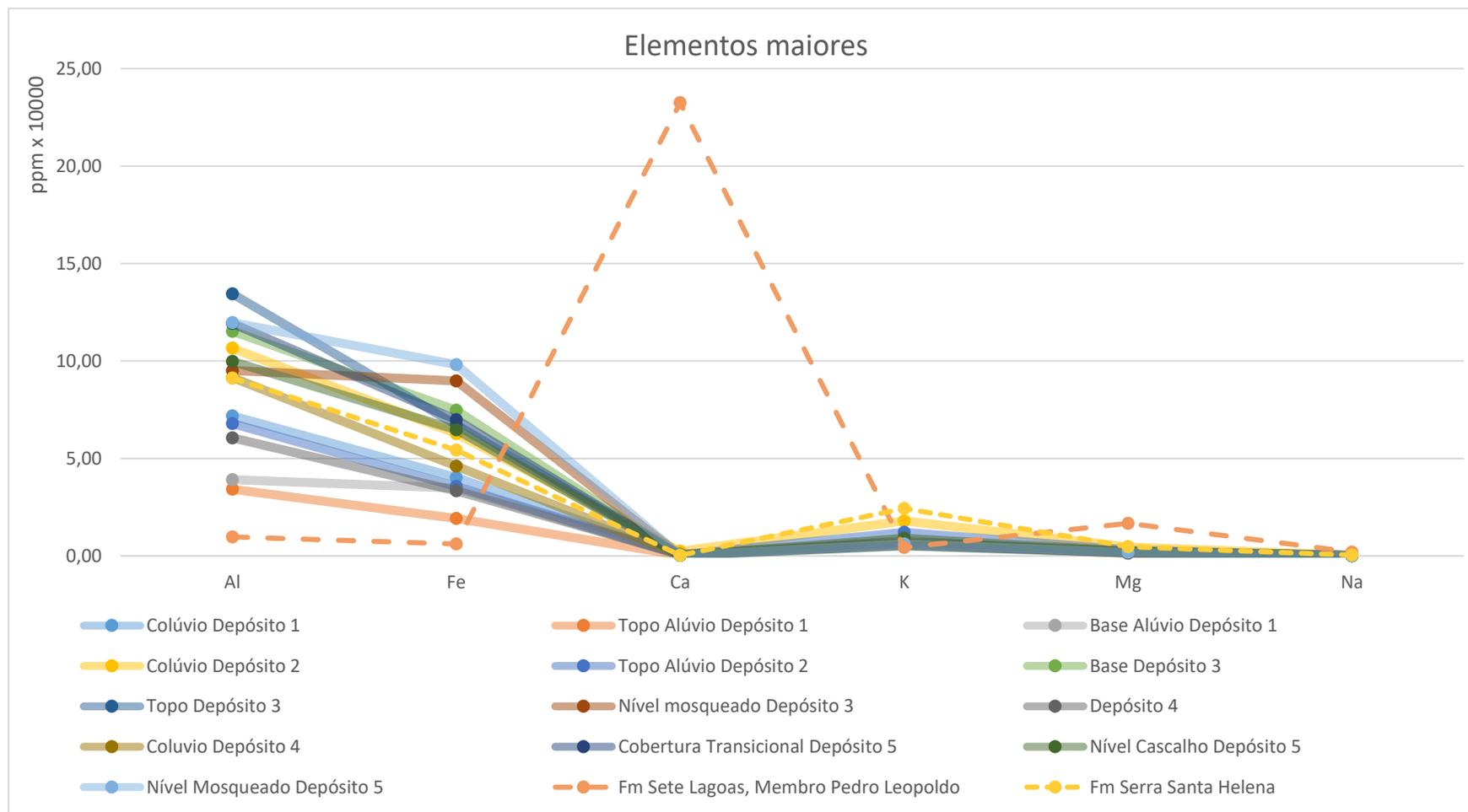


Gráfico 5.37: Elementos maiores dos depósitos em comparação com os elementos maiores das Fm do Gr Bambuí.

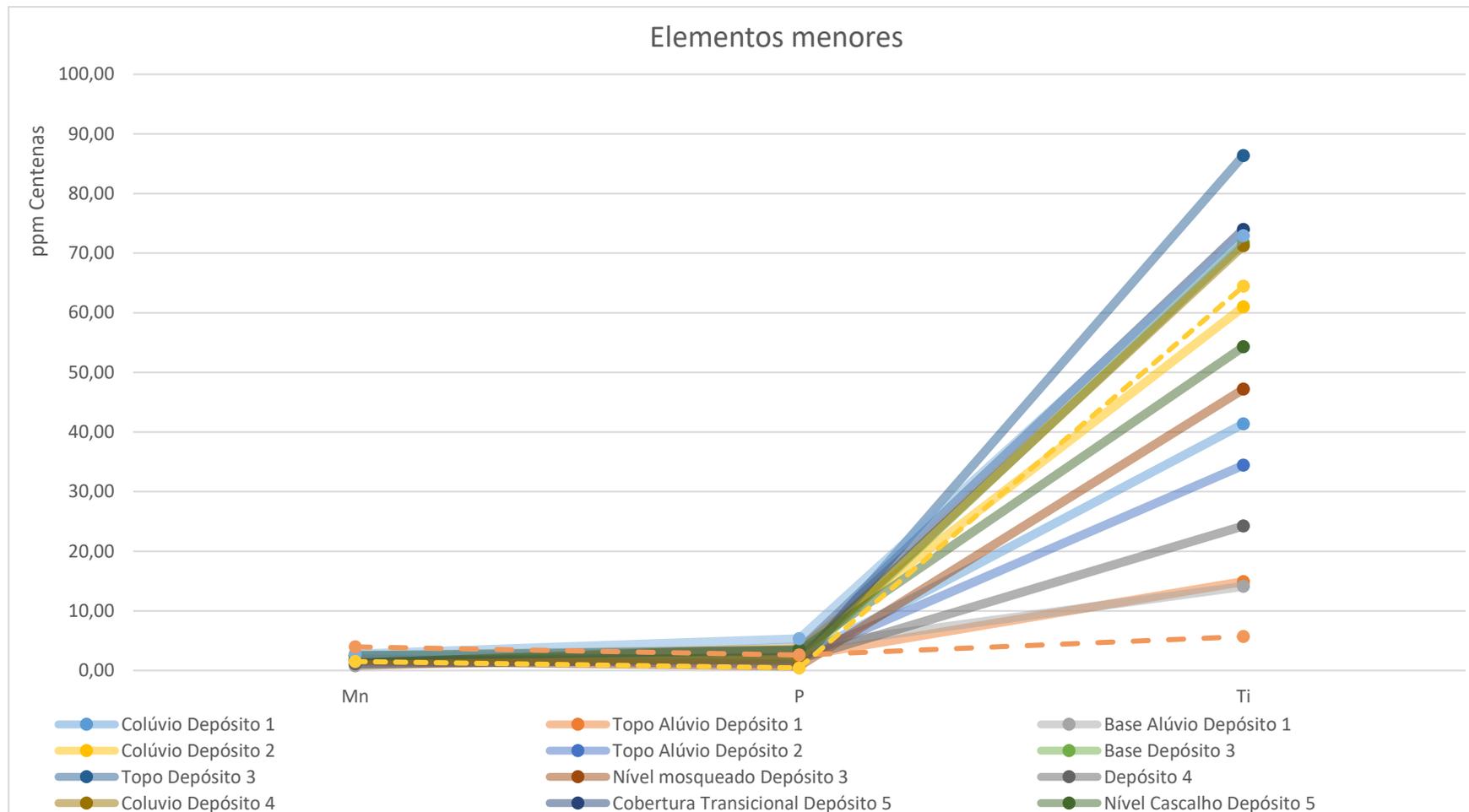


Gráfico 5.38: Elementos menores dos depósitos em comparação com os elementos menores das Fm do Gr Bambuí.

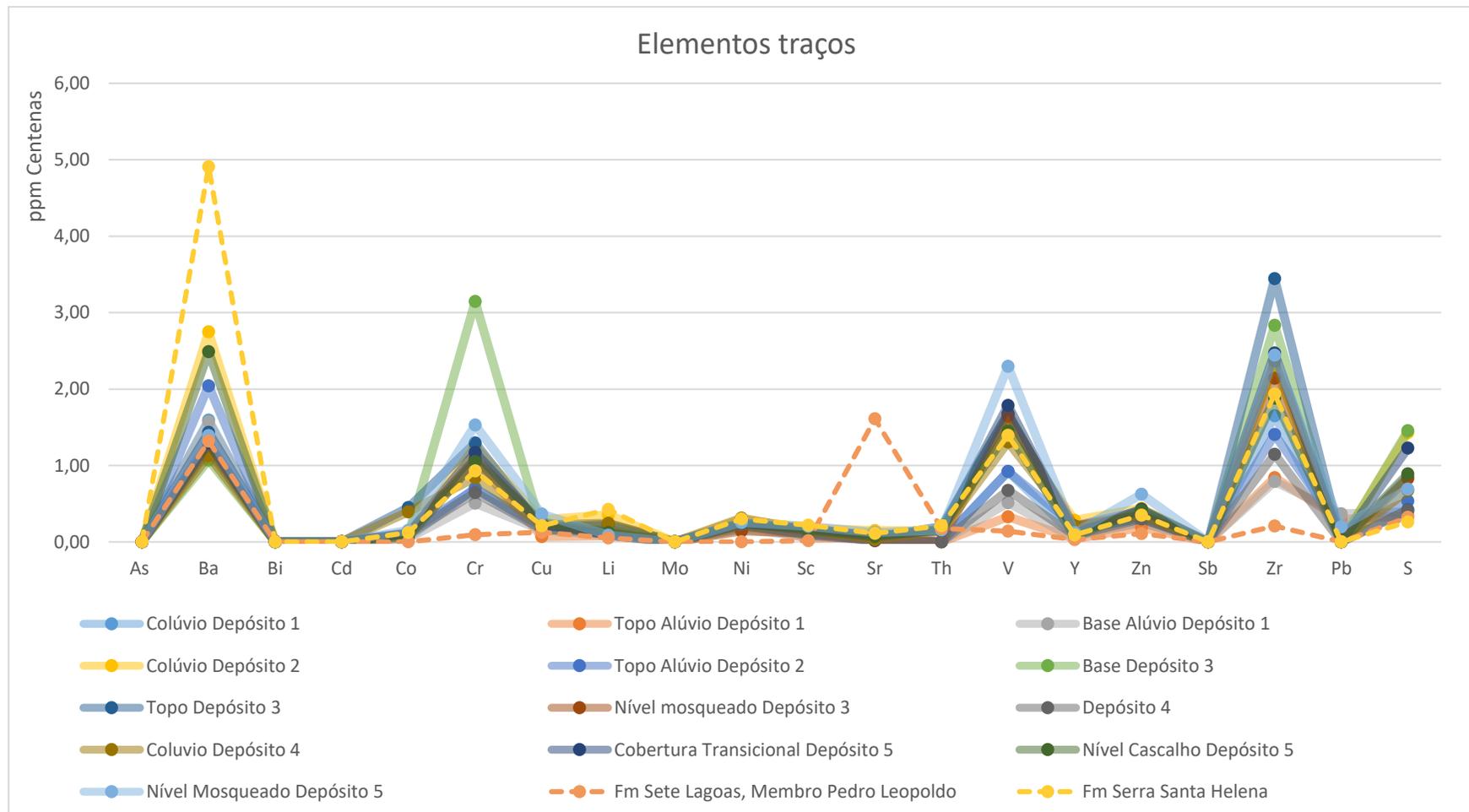


Gráfico 5.39: Elementos traços dos depósitos em comparação com os elementos traços das Fm do Gr Bambuí.

Comparando as demais unidades da serra com os depósitos observa-se uma semelhança entre os depósitos e as unidades Fm Serra de Santa Helena, Gr Macaúbas Indiviso (mi) e Fm Sopabrumadinho, estas duas últimas em menor grau. Contudo não é possível descartar a influência das demais unidades pois por se tratar de depósitos tão próximos da serra é possível que haja sedimentos em menor quantidade oriundos das outras unidades.

CAPÍTULO 6

SINTESE DE DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As fácies encontradas nestes depósitos mostram grande afinidade com as fácies compiladas por Walker (1984) para o ambiente de *braidedplain*. É possível relacionar 4 fácies levantadas neste trabalho com as principais fácies deste ambiente e 1 fácies sendo correlacionada com fácies secundária. A Tabela 6.1 sintetiza as fácies encontradas no trabalho de campo realizado para esta pesquisa em comparação com as fácies levantadas por Walker (1984).

Tabela 6.1: Correlação de fácies levantadas no presente trabalho e as fácies para *braidedplain* de Walker (1984).

Fácies levantadas em campo	Fácies Walker (1984)
Amsi/Asai	Gm
Amsa	Gt
Amsel	Gp
A/Sla	Fm/Fl

Uma *braidedplain* é um ambiente complexo com a presença de leques aluviais retrabalhados por canais fluviais. Este ambiente tende a apresentar forte presença de material arenoso e cascalhoso devido a alta energia de fluxo presente. A Serra do Cipó é região topograficamente mais alta nas proximidades, sendo uma importante morfologia para a formação deste ambiente.

A serra fornece o gradiente topográfico para o estabelecimento de um regime de fluxo suficientemente energético para que se forme tanto os leques aluviais quanto para o estabelecimento de rios entrelaçados. Uma região relativamente mais baixa logo na base da serra, onde hoje apresenta uma grande quantidade de drenagens, é uma região potencial para o desenvolvimento da *braidedplain*.

As datações por LOE revelam que os depósitos foram formados no final do Pleistoceno e início do Holoceno. Este período é marcado por intensas chuvas e mudanças climáticas, saindo de um período glacial e gradativamente aquecendo até o clima atual. Esta variação climática implica em uma variação da vegetação, sendo menos expressiva no final do Pleistoceno daquela presente atualmente.

Os depósitos 2 e 4 são os mais antigos, com idades de 46.870 ± 5.130 e 40.360 ± 3.615 anos antes do presente respectivamente. Segundo Salgado-Labouriau (2005) o clima neste período era mais úmido e pouco mais frio que o atual na região do cerrado. Para estas idades não foram encontradas descrições precisas de paleoclima. Estas idades sugerem uma correspondência com o terraço T3 do alto curso do Rio das Velhas que está entre 10 e 30m acima do curso atual com idade aproximada de 50.000 obtida por Magalhães *et al* (2011). Com base nas cotas do *Google Earth*® se obtém uma diferença de elevação de 37m entre o depósito 2 e o curso do Rio das Velhas na região de Jequitibá, enquanto que o depósito

4 apresenta 16m de elevação em relação ao Rio das Velhas para a mesma região ficando mais evidente uma correspondência entre esses depósitos e o terraço T3 de Magalhães *et al* (2011).

A Figura 6.1 mostra as drenagens próximas dos pontos 2 e 4 que são afluentes do Rio das Velhas, onde o depósito 2 encontra-se 18m acima do curso atual da drenagem e o depósito 4 está 10m acima. É possível que os depósitos 2 e 4 sejam correspondentes do terraço T3 de Magalhães *et al* (2011) para as drenagens afluentes do Rio das Velhas

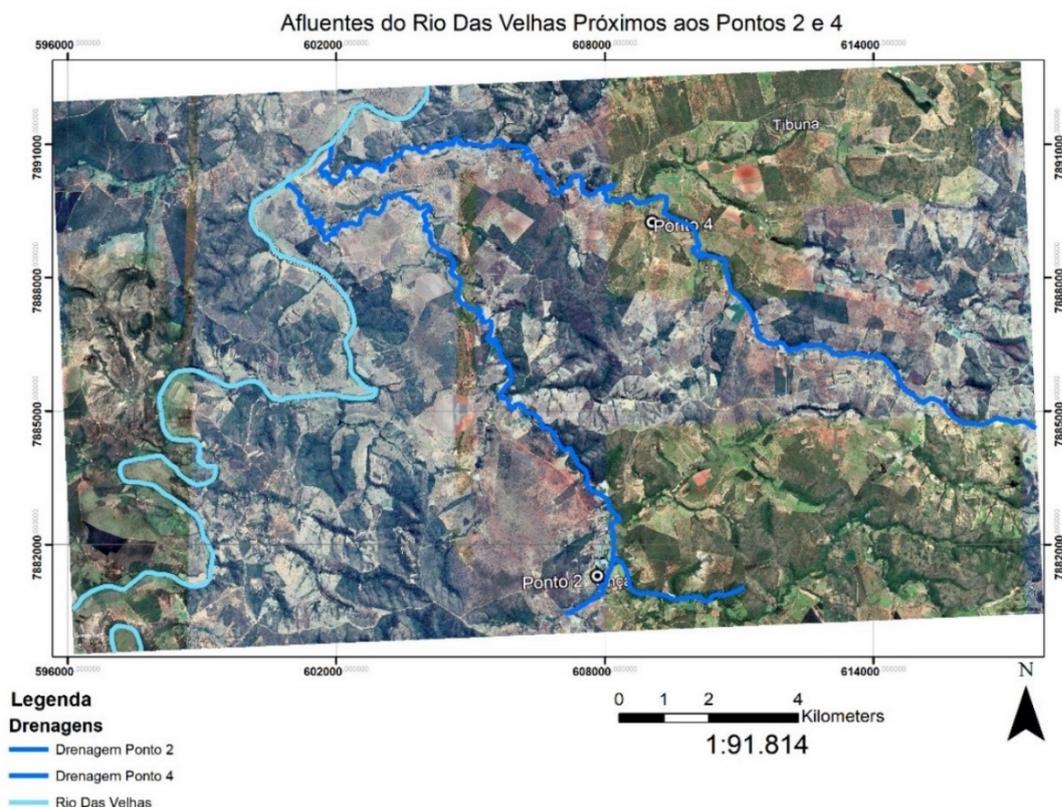


Figura 6.1: Imagem de satélite *Google Earth*® com destaque nos afluentes do Rio das Velhas próximos aos pontos 2 e 4.

O depósito 3 tem idade de 18.800 ± 1.590 anos atrás, portanto sua formação está relacionada a um clima de máxima glaciação. Este depósito se forma em um clima de $5-6^{\circ}\text{C}$ mais frio e também mais seco que o atual. Essas características climáticas podem ter sido responsáveis pela formação de um depósito com granulometria mais fina, estando relacionado a uma baixa energia e menor disponibilidade de água na região.

O depósito 1 é o mais novo dos depósitos datados e apresenta idade de 4.860 ± 640 anos. Para esta idade, Gomes (2018) sugere que o clima seja mais quente e úmido sendo possível um maior nível pluvial o que faria possível um depósito com características de leque fluvial se formar a partir da migração do leito do rio. A Figura 6.2 mostra a possível drenagem responsável pela formação de um

leque fluvial do depósito 1. Nota-se que a drenagem nasce na serra, fica fortemente encaixada na serra e é desconfiada abruptamente no sopé da serra, essas características são os principais elementos responsáveis pela colmatação dos depósitos de leque fluvial.



Figura 6.2: Imagem de satélite *Google Earth*® com destaque na drenagem próxima ao ponto 1.

Com base nas fácies encontradas e na disposição geográfica dos depósitos pode-se agrupar estes depósitos em 3 distintos grupos. O primeiro grupo é composto pelos depósitos 1 e 5 que apresentam material mais grosseiro e no sopé da serra. O segundo grupo é composto pelos depósitos 2 e 4 mais distal da serra e com características fluviais. Por fim o terceiro grupo é composto pelo depósito 3 onde se encontram sedimentos mais finos e lentes cascalhosas numa porção intermediária em relação a serra.

Desta forma identifica-se que a parte proximal é dominada por leques fluviais/aluviais enquanto que a parte distal é dominada por ambiente fluvial. Porém, apesar dos domínios deposicionais serem distintos, a assinatura geoquímica dos depósitos ainda se mostra fortemente relacionada, apresentando apenas diferenças de concentração de alguns elementos, mas não a presença de novos elementos. Quando comparado o perfil geoquímico das unidades da Serra do Cipó com os depósitos encontram-se grandes similaridades, exceto para a Fm Sete Lagoas e para a Suíte Metaígneia Pedro Lessa. A Fm Sete Lagoas tem pico de Ca, que não é encontrado nos depósitos, e Sr, que aparece muito discretamente nos sedimentos. A Suíte Metaígneia Pedro Lessa apresenta elevadas concentrações de Fe, P, Ti, Ba, Cu, Ni,

Sc, V e Zn que não se assemelha ao perfil geral dos depósitos. Estas características levam a concluir que estas duas unidades não contribuíram ou, quando muito, contribuíram fracamente para a composição dos depósitos.

A Fm Serra de Santa Helena apresenta forte semelhança no padrão geoquímico dos depósitos, isso pode guardar relação com os depósitos estarem sobre esta Fm. Além desta característica tem-se em vários casos maiores concentrações de alguns elementos como Al, Fe e Ti que podem estar relacionados com os efeitos do próprio intemperismo que concentra elementos mais pesados. No caso de elementos traços, que são tidos como imóveis, as diferenças de concentração entre os depósitos e as áreas fontes podem estar relacionadas com a mistura de materiais das diversas unidades constituintes da serra gerando um incremento de determinados elementos quando comparados as unidades da serra. O K aparece com menos concentrações nos sedimentos, isso se deve a sua grande mobilidade. Nota-se também uma contribuição do Gr Macaúbas Indiviso (mi) e Fm Sopa-Brumadinho como visto no item 5.5.

Além da forte contribuição da Fm Serra de Santa Helena salientada pelas análises químicas, tem-se com base nas lâminas feitas que tanto a Fm São João da Chapada quanto a Fm Galho do Miguel e o Gr Macaúbas Indiviso contribuíram para a composição destes depósitos, mais especificamente para os depósitos 1 e 2. Para os outros depósitos não foram observados clastos de quartzitos com tamanho apropriado para se confeccionar lâminas.

Ao fim do trabalho alguns pontos para investigação futura são levantados, como:

1. A necessidade de se expandir a investigação de depósitos inconsolidados na borda oeste da Serra do Cipó para que se possa refinar o modelo paleoambiental proposto.
2. Investigar as causas das variações de elementos nos depósitos quando comparados com as unidades da Serra do Cipó
3. Investigação dos controles neotectônicos que alçaram os depósitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F. F., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Pedrosa-Soares, A.C. 2016. The Araçuaí Belt. In: **São Francisco Craton, Eastern Brazil**. Springer, Cham, 2017. p. 255-276.
- Almeida Abreu P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra Espinhaço meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos* 3(1): 1-18.
- Assine, M. L. 2008. Ambientes de leques aluviais In: Pedreira da Silva, A. J. de C. L., de Aragão M. A. N. F. & Magalhães, A. J. C. 2008. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil, São Paulo, Beca-BAAL Edições, p. 52-71.
- Augustin, C. H. R. R., 2009. Mudanças climáticas no Pleistoceno superior no sudeste brasileiro: resultados preliminares a partir de C¹⁴. In: IV Congresso Argentino do Cuaternário y Geomorfologia, 2009, Vol 4 p. 117-123.
- Augustin, C. H. R. R., Valadão R. C. e Fogaça A. C. C. 1994. Processos evolutivos da borda da Serra do Cabral (MG): evidências geomorfológicas e pedológicas. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camburiu-SC, 1994. Anais, SBG, 1994 (3):202-204.
- Bedoya Rueda, C. 2019. Químioestratigrafia isotópica (C, O, Sr) de alta resolução dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, na região sudeste da Bacia do São Francisco. PhD Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 101 p.
- Carvalho, A. 2014. Processos Morfogenéticos e Condicionantes Associados aos Eventos de Entulhamento dos Fundos de Vales de Afluentes do médio/baixo rio paraopebas/MG. MS *Dissertation*, Instituto de Geociência, Universidade Federal de Minas Gerais, 196 p.
- Chamale Jr, F., Dussin, I. A., Martins, M. & dos Santos, M. N., 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos* V. 19, n.2 (2011).
- Chamale Jr. F., Dussin I. A., Alkimim F. F., Martins M. S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M. N. 2011. *Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil*. *Gondwana Research* 22 (2012): 200-206
- Chen, R., McKeever, S. W., (eds) 1997. *Theory of Thermoluminescence and related phenomena*. Word Scientific, 576p.
- Corrêa, I.C.S., 2021. Variações climáticas no Quaternário. Universidade Federal do Rio Grande do Sul 102p., Porto Alegre.
- De Oliveira, P. E., 1992. *Apalynological record of Late Quaternary vegetational and climatic Change in southeaster Brazil*. Ohio, 238p. Phd Thesis., The Ohio State University.
- De Oliveira, P. E., Behling, H., Ledru, M.P., Barberi, M., Bush, M., Salgado-Laouriau, M.L., Garcia, M.J., Medeanic, S., Barth, O.M., de Barros, M.A, Scheel-Ybert, R. 2005. Paleovegetação e Paleoclima do Quaternário do Brasil. In: Souza, C. R. G., Suguio, K., Oliveira, A.M.S., De Oliveira, P.E. (eds) Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Holos, Editora, p. 52-74.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos* 3(1): 19-26.
- Faccini, U. F. & Paim, P. D. G. 2001. Estratigrafia de sequencias em depósitos continentais. In: Severiano Ribeiro, H. J. P. 2001 Estratigrafia de sequencias – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, EDUNISINOS, p 341-389.
- Folk, R. L., 1974 *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, Texas. 182 p.
- Fontana, S. L., Bianchi, M. M. e Bennet, K. D., 2012. *Paleoenvironmental changes since the Last Glacial Maximum: Patterns, timing and dynamics throughout South America*. *The Holocene* 22(11) p. 1203-1206.

- Fraga L.M.S. 2013. Análise estratigráfica do grupo Macaúbas no domínio meridional da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Dr Dissertation, Instituto de Geociência, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 41-49 p.,
- Ghazi S. & Mountney N. P. 2011. Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology* **233**(1-4): 88-110.
- Gomes, M.O.S. 2018. Mudanças paleoambientais e paleoclimáticas durante o Quaternário tardio na Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil, por meio de análises palinológicas e de isótopos C e N [manuscrito]. Dr Dissertation, Instituto de Geociência, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 103 p.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, v. 293, n. 5533, p. 1304-1308.
- Heilbron M., Cordani U, G., Alkimim F. F. (eds) 2017. *São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer. 255-258 p.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., Thewalt, M. L. 1985. *Optical dating of sediments*. *Nature*, v. 313, n. 5998, p. 105-107.
- Knauer L. G. 1990. Evolução geológica do Precambriano da porção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. MS Dissertation, UNICAMP 298p. Campinas.
- Knauer L. G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Considerações Sobre sua Estratigrafia e seu Arranjo Estrutural. *Geonomos* **15**(1): 81 - 90.
- Lana C. E. 2010. Influências de níveis de base nas características morfossedimentares das bacias dos rios Das Velhas e Jequitaiá. Dr Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais 223p. Ouro Preto
- Magalhães Jr. A.P., Cherem L.F.S., Barros L.F.P., Santos G.B. 2011. OSL Dating of Sediments from a Mountainous River in Southeastern Brazil: Late Cenozoic Tectonic and Climatic Implications. *Geomorphology*. 132(3-4) p. 187-194.
- Martins M., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N., Liu D. 2008. A Sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências/SBG*, v. 38 (4):761-772.
- Martins-Neto M.A. & Alkmim F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de rodínea e colagens do Gondwana.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-SAG do paleo/mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociência* **28**(2): 151-168.
- Neves L. E. 1967. Difractometria de raios x e seu emprego na identificação de minerais. *Boletim técnico da Petrobras*, **10** (2): 307-326.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A. C., Grossi-Sad J.H., Baars J.R. Guimarães M.L.V, Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. & Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: Registro de uma Bacia neoproterozóica. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 9, Ouro Preto. Bol. 14: p. 29-31.
- Pedrosa-Soares A. C. & Alkimim F. F. 2011. *How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?* *Geonomos*, **19**: 244-251.
- Pessoa, L. K. G., 2017. Paleo-vegetação e paleo-clima do pleistoceno no cerrado do norte de Minas Gerais, Brasil. Monografia (Graduação), Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Minas Gerais, 57 p. Ouro Preto.
- Putnis, A. (eds) 1992. *An introduction to mineral sciences*. Cambridge University Press, 480p.
- Raczka, M. F., De Oliveira, P.E., Bush, M & McMichael, C.H. 2012. *Two paleoecological histories spanning the period of human settlement in southeastern Brazil*. *Journal of Quaternary Science*, 28(2): 144-151.
- Ribeiro, J. H., 2009. Carta Geológica Folha SE.23-Z-C-III, Baldim, Esc 1:100.000. CPRM.

- Riccomini, C. & Coimbra, A. M. 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. Boletim IG-USP. Série Didática N. 6 p. 1-37.
- Rocha, P.C. 2011. Sistemas rio-planície de inundação: geomorfologia e conectividade hidrodinâmica. Caderno Prudentino de Geografia 1,33 p. 50-67
- Rodrigues, J. M., Behling, H. e Geisecke, T., 2016. *Holocene dynamics of vegetation change in southern and southeastern Brazil is consistent with climate forcing. Quaternary Science Reviews* 146 (2016) p. 54-65.
- Rolim, V. K. 1992. Uma interpretação das estruturas Tectônicas do Supergrupo Espinhaço baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. In Santos M. N. 2011. Evolução Sedimentológica e Paleogeográfica dos Sistemas de Riftes do Espinhaço Meridional. MS Dissertation Universidade Federal do Rio Grande do Sul 122p. Porto Alegre.
- Rosière C. A., Uhlein A., Fonseca M. A. e Torquato J. R. 1994. Análise cinemática mesoscópica dos cavalgamentos do Cinturão Espinhaço na região de Diamantina, MG. Revista Brasileira de Geociência **24**(2):97-103.
- Saadi A. 1995. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos* **3**(1): 41-63.
- Salgado-Labouriau, L. M., 2005. Alguns aspectos sobre a paleoecologia dos cerrados. In: Scariot, A., Sousa-Silva, J. C. e Felfili, J. M. (2005) Cerrado: Ecologia, Biologia e Conservação. Brasília-DF, Ministério do Meio Ambiente, p. 107-118.
- Sallun, A. E. M., Suguio, K., Tatumi, S. H., Yee, M., Santos, J., Barreto, A. M. F.. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. Revista Brasileira de Geociência, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.
- Santos M. N. 2011. Evolução Sedimentológica e Paleogeográfica dos Sistemas de Riftes do Espinhaço Meridional. MS Dissertation Universidade Federal do Rio Grande do Sul 122p. Porto Alegre.
- Shackelford, J. F. (eds) 2015. *Introduction to materials science for engineers*. Pearson, 696p.
- Soares, B.R. 2020. Estudo da luminescência opticamente estimulada do quartzo natural de Solonópoles (CE, Brasil) sensibilizado por radiação gama e tratamento térmico. MS *Dissertation*, Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Energéticas e Nucleares, Universidade Federal de Pernambuco, Recife 122p.
- Suguio, K. (eds). 2010. Geologia do Quaternário e mudanças ambientais. São Paulo, Oficina de Textos, 408 p.
- Suguio, K. 2003. Geologia Sedimentar. Editora Blucher, 416 p.
- Tuller, M. P., Ribeiro, J. H., Signorelli, N., Féboli, W. L., e Pinho, J. M. M. 2010. Projeto Sete Lagoas-Abatê: estado de Minas Gerais. Embrapa Solos-Outras publicações técnicas (INFOTECA-E).
- Valadão, R. C., Augustin, C. H. R. R., Ricardo L. e Cançado F. L. L. 1994. Conglomerados cretácicos na porção leste da Serra do Cabral (MG): novos subsídios à reconstrução paleogeográfica mesozóica. In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camburiu – SC, 1994. Anais, SBG 1994. (3) p. 237-239.
- Walker, R.G. (ed) 1984. *Facies Models*. Hamilton, Ontario, Canada. Department of Geology, McMaster University. 318 p.
- Yukihara, E. G., McKeever, S. W. (eds) 2011. *Optically stimulated luminescence: fundamentals and applications*. John Wiley & Sons, 384p.
- Yuste A., Luzón A., Bauluz B. 2004. Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology* **172** (2004) 251-268.

Apêndice(s)

B – Tabela com os resultados da análise química dos sedimentos dos depósitos trabalhados.

Amostra (mg/Kg)	Colúvio Depósito 1	Topo Alúvio Depósito 1	Base Alúvio Depósito 1	Colúvio Depósito 2	Topo Alúvio Depósito 2	Base Depósito 3	Topo Depósito 3	Nível mosqueado Depósito 3	Depósito 4	Colúvio Depósito 4	Cobertura Transicional Depósito 5	Nível Cascalho Depósito 5	Nível Mosqueado Depósito 5	LQ
As	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	15,16
Ba	159,373199	140,602859	157,22818	274,66135	204,193359	107,25753	143,49207	125,1392899	120,5718	112,89045	129,363373	248,91542	138,9714203	1,09
Bi	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	9,8
Cd	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	0,98
Co	5,60295534	4,92054939	4,61569595	9,0998993	12,2969666	9,5650053	44,741749	10,73946095	9,474	39,253769	11,1612415	7,2977114	15,00661945	3,12
Cr	70,6361542	106,643791	50,7322769	124,68861	68,9930038	314,55933	129,65828	108,7468185	64,39104	84,102936	116,869377	104,87982	152,9328613	2,16
Cu	16,3944664	6,82838583	15,60112	28,918417	20,2039738	15,953599	18,404251	23,11299896	16,4108	22,223967	23,314703	25,73418	36,25494766	2,46
Li	14,625308	7,93668795	8,29078484	35,186188	20,6448135	16,378557	23,325087	10,15255737	11,65951	24,457363	8,8422184	12,06355	8,518718719	4,18
Mo	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	2,44
Ni	20,7932949	22,2470818	16,6928768	29,454855	21,734724	18,652796	22,391306	14,49921227	22,64373	30,957787	24,8291264	24,81897	25,48465538	6,04
Sc	11,512908	4,67213964	6,79233313	17,795433	9,94371033	17,956705	18,616137	11,44564342	8,258982	15,023668	16,3513813	14,767597	20,35319901	0,5
Sr	1,99455929	5,42447138	11,5118027	14,68286	1,6616385	5,1032734	5,4514318	1,625251055	2,231418	3,3044879	8,77276134	6,9783897	12,2309103	0,61
Th	<LQ	<LQ	<LQ	14,414145	<LQ	16,995705	20,061705	<LQ	<LQ	14,095267	14,8887452	16,276657	15,30274391	8,88
V	92,2476425	33,0125732	51,2202721	152,03162	92,1685944	167,38423	167,735	164,8064117	67,43104	130,42717	178,624344	144,72145	229,7850952	1,26
Y	8,09852505	3,88262177	4,28506041	28,299351	20,9186478	15,026132	15,27771	20,30155182	8,751782	20,460735	11,0913534	7,7443237	11,82260704	0,38
Zn	25,3729305	19,0998554	36,6320114	44,000019	40,5106316	32,36478	30,879908	34,35471344	29,82367	35,731495	42,8681641	41,439159	62,28217697	0,62
Mn	175,54689	84,8210297	78,0192184	252,17924	116,345161	265,94556	197,2887	160,1871338	107,8146	171,14308	248,544403	239,81396	275,7397766	11,1
Sb	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	15
Al	71806,7031	34145,6953	39090,9883	106531,28	67880,8125	115209,68	134401,02	95080,09375	60574,22	91471,445	119178,664	99758,5	119633,625	49
Fe	40237,3984	19219,7383	34828,2031	62696,883	35649,7969	74767,375	67209,055	89690,74219	33408,21	45974,238	69899,8359	64680,637	98121,17969	14,48
Ca	354,12738	421,122253	376,411926	2333,9336	501,986572	278,83743	239,05284	251,987442	618,6989	503,83118	306,965759	329,6167	317,2183228	8,56
K	6386,48193	6271,0083	6720,76221	17933,379	12151,9023	5191,0181	7074,2524	6195,430176	7655,442	6300,6616	5241,58057	9077,3838	6154,189941	24,48

Mg	2055,71191	1373,41016	1397,65369	4626,9487	3013,34644	1578,6753	2147,5203	1544,376343	2109,923	2349,2419	1667,0033	2489,6882	1781,316162	6,08
Na	167,600281	152,270889	164,630859	315,0058	232,952103	216,96916	209,2175	226,7749634	170,2501	195,70842	166,021362	156,16969	161,9595184	6,98
Zr	165,12944	83,8905563	79,0883636	230,07146	140,544632	283,24081	344,40656	213,9276428	114,5228	236,37848	247,064972	188,02022	244,0807953	0,81
Pb	<LQ	29,4009857	36,6914177	<LQ	15,0371785	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	19,5567112	14,16
P	207,489883	241,80426	400,493744	358,76617	215,514114	153,73264	106,75537	73,5085144	195,8785	208,03235	347,904694	331,08606	531,842041	13,86
S	85,5048828	34,4059538	39,3551941	143,15143	53,2726517	145,34714	42,173912	82,79219818	41,49938	67,226433	122,871544	88,981773	69,13864899	16,42
Ti	4137,81006	1491,99695	1410,6991	6099,6689	3442,71509	7177,7676	8637,4814	4718,289063	2424,035	7126,3208	7399,0083	5428,7686	7293,166992	21,5

Equipamento: Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES)

Marca: Agilent 725

Solicitante: Mateus Fagundes Cagnin

Total de Amostras: 13

Data: 20/10/2020

Coordenador: Prof: Hermínio Arias Nalini Jr.

Resp técnico: Leonardo Brandão/Adriana Tropa/Celso Torres

C - Tabela com os resultados da análise química das unidades presentes na Serra do Cipó.

Amostra (mg/Kg)	Fm Sete Lagoas, Membro Pedro Leopoldo	Gr Macaúbas Indiviso (miqt)	Fm Serra Santa Helena	Gr Macaúbas indiviso (mi)	Fm Galho do Miguel	Suíte Metabásica Pedro Lessa	Fm Santa Rita	Fm Sopa- Brumadinho	LQ
Al	9791,45	6589,88	91147,95	31930,54	25372,80	113699,34	11051,31	87673,87	49,00
Fe	6041,79	638,38	54304,26	7653,35	5085,77	166101,52	10466,81	17260,29	14,48
Ca	232449,44	615,93	269,35	191,16	225,74	284,10	237,21	291,48	8,57
K	4252,44	2566,63	24272,30	15433,86	18895,29	16953,56	7251,26	36542,79	24,48
Mg	16686,00	316,91	4769,70	2090,31	2102,64	3465,62	618,23	6870,97	6,09
Na	1983,68	148,68	392,52	289,91	332,25	195,57	182,22	339,87	6,98
Mn	396,50	188,40	150,19	159,59	61,88	257,10	58,66	175,77	11,10
P	259,39	41,70	43,46	91,62	50,44	1968,98	36,06	61,37	13,86
Ti	568,74	201,79	6443,50	1390,77	1072,75	18422,64	915,49	4285,56	21,50
As	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	15,20
Ba	132,09	83,10	490,85	288,28	381,83	1224,79	162,56	534,21	1,09
Bi	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	9,80
Cd	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	0,98
Co	<LQ	<LQ	12,18	<LQ	<LQ	27,89	<LQ	5,73	3,11
Cr	9,50	3,73	92,98	17,69	12,04	162,98	6,96	34,66	2,17
Cu	12,59	<LQ	21,15	3,35	3,93	158,06	7,16	<LQ	2,45
Li	5,15	<LQ	42,42	8,29	5,32	15,68	<LQ	41,43	4,18
Mo	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	2,44
Ni	<LQ	<LQ	29,86	11,11	9,31	80,10	<LQ	38,17	6,05

Sc	1,52	<LQ	21,78	2,25	1,64	95,17	0,62	6,00	0,50
Sr	160,97	2,09	11,34	11,39	13,79	26,21	8,59	10,11	0,61
Th	17,66	<LQ	21,20	<LQ	<LQ	13,41	<LQ	11,22	8,88
V	13,96	2,14	139,55	9,25	9,16	578,69	8,67	23,25	1,26
Y	3,01	8,63	8,95	11,34	7,95	28,99	4,63	21,99	0,38
Zn	10,82	<LQ	34,94	15,81	7,38	158,27	8,86	33,93	0,62
Sb	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	15,00
Zr	20,62	27,75	193,56	78,76	85,29	173,88	43,71	224,79	0,81
Pb	<LQ	24,99	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	<LQ	14,16
S	32,26	<LQ	26,22	<LQ	19,02	38,41	<LQ	18,25	16,42

Equipamento: Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES)

Marca: Agilent 725

Solicitante: Mateus Fagundes Cagnin

Total de Amostras: 11

Data: 08/03/2022

Coordenador: Prof: Hermínio Arias Nalini Jr.

Resp técnico: Leonardo Brandão/Adriana Tropa/Celso Torres

