

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Instituto de Geociências

**AVALIAÇÃO DAS RELAÇÕES GENÉTICAS E CONTROLES PARA FORMAÇÃO DE
WILLEMITA E/OU SULFETO DE ZINCO NO “TREND NORTE” DA FAIXA VAZANTE, MG**

Igor Felipe de Souza Barboza

Orientadora: Professora Doutora Lena Virgínia Soares Monteiro

Coorientador: Msc. Fernando Henrique Baia

Monografia de Trabalho de Formatura

(TF-2017/23)

São Paulo

2017

Sumário

1.	INTRODUÇÃO	8
2.	OBJETIVOS	8
3.	MÉTODOS	9
3.1	Revisão Bibliográfica.....	9
3.2.	Geofísica.....	9
3.3.	Mapeamento Geológico	9
3.4.	Descrição de testemunhos de sondagem e amostragem para petrografia	10
3.5.	Escolha de amostras para litoquímica.....	10
3.6.	Análise petrográfica	10
3.7.	Microscopia eletrônica de varredura	11
3.8.	Litoquímica	11
3.9	Modelagem com Leapfrog.....	12
4.	RESULTADOS OBTIDOS	12
4.1.	Fundamentação bibliográfica	12
4.1.1.	Contexto geológico regional	12
4.1.2	Grupo Canastra.....	14
4.1.3.	Grupo Vazante	15
4.2.	Caracterização Geológica da área de Lagoa feia.....	19
4.2.1.	Unidades geológicas	19
4.2.2.	Mapas e perfis.....	20
4.3.	Geofísica.....	24
4.4.	Alteração hidrotermal	27
4.4.1.	Processos de alteração hidrotermal na área de estudo	28
4.5.	Análise estrutural	31
4.5.1.	Acamamento	32
4.5.2.	Foliações	34

4.5.3. Fraturas	36
4.5.4. Lineções	37
4.5.5. Veios	37
4.6 Descrição petrográfica	39
5. Discussões	89
6. Conclusão	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

“Nature, to be commandaded, must be obeyed”

(Francis Bacon)

AGRADECIMENTOS

A minha família, especialmente meus pais, pelo apoio e carinho. Vocês são a base!

A Laura Bender, amiga e companheira, com quem sempre pude contar. Obrigado por sempre me recordar de que o essencial é invisível aos olhos.

À Professora Doutora Lena Virgínia Soares Monteiro, pelo seu tempo disponibilizado nas discussões e correções críticas deste trabalho. Pela paciência e dedicação.

A Fernando Baia, pelo enorme aprendizado e discussões a respeito deste trabalho e sobre geologia/geoquímica em âmbito nacional.

A todos os professores que me acresceram, em especial a Renato Almeida, Caetano Juliani, Fábio Andrade, Gustavo Abreu, Mário Campos Neto, Frederico Faleiros, Rogério Azzone e Paulo Giannini. Subir nas costas de gigantes amplia os horizontes.

A Lucio Molinari e Paulo Ravacci por permitirem a realização deste trabalho em colaboração com a Votorantim Metais. A experiência neste ano de estágio eu levo para a vida.

Aos geólogos/amigos de trabalho: Rafael Caixeta, Mário Caramori, Edgar Sanchez, Arthur Hochleitner e Paula Marina. Agradeço especialmente a José Eduardo e Jessica Arruda pelas diversas discussões a respeito deste trabalho, sempre dispostos a ajudar e discutir geologia.

Aos companheiros de trabalho da VM em SP: pessoal do Direito Minerário (Simone, Xuxu, Isa, Cássia, Zé e Alê), Bruno, Lucas, Luís e Fabi. O bom humor de vocês torna o trabalho mais fácil.

Ao geólogo Luiz Stipp, a Pedro Martins e Paulo Macuco por me acompanharem em vários dias de campo, passando por taboclinhas, tamanduá e jararacas. Subindo e descendo morro com a realização de quem ama o que faz.

Aos amigos Sino, Medíocre, Hebe, Cuzido, , Sifu, Nômade, Jade, Fernando, Perobo e Arregão. A toda a comunidade astenosférica. Obrigado pelos momentos e pela maneira tão peculiar de cada um.

RESUMO

Inserido na Zona Externa da Faixa Brasília Meridional, A Faixa Vazante-Paracatu é constituída por metassedimentos do Grupo Vazante. Este corresponde a sequência pelito-carbonática de idade mesoproterozóica que hospeda depósitos minerais importantes - Minas de Vazante, Ambrósia, Morro Agudo; depósito de Fagundes. É considerado o maior distrito zincífero do Brasil.

A geologia da área mapeada é constituída pelos Grupos Canastra e Vazante. Sua relação é tectônica, sendo que os metassedimentos do Grupo Canastra – Formação Chapada dos Pilões e Formação Paracatu – ocorrem imbricados tectonicamente, cavalgando o Grupo Vazante (Formação Lapa e Formação Morro do Calcário, na área de estudo) em direção ao Cráton São Francisco em tectônica *thin skin*, caracterizado por sistemas de *thrusts* e desenvolvimento de transcorrências, rampas laterais, sistemas de duplex, *horses* e leques imbricados.

Este trabalho conta com mapeamento, análise petrográfica e geoquímica destas unidades, com enfoque na Formação Morro do Calcário, na qual reconheceu-se dois estilos de mineralização principais: *stratabound* – relacionado a dolarenitos mineralizados – e controlado por falhas de alto ângulo – brechas hidrotermais mineralizados – sendo esfalerita o principal mineral de minério, que ocorre disseminada, mostrando texturas de substituição e preenchimento e preenchimento de espaço vazio. Relacionado com Falha inversa subvertical, foi reconhecido também na área de estudo um gossan, composto principalmente por minerais de minério secundário - smithsonita, hemimorfita e willemita – resultados da alteração de sulfetos. É marcado pelo enriquecimento relativo em Zn, Pb, Sb, Cd, Cu, Fe, Mn, Tl, Te, As, Ag, e Se. Estes elementos são considerados *pathfinders* na prospecção de corpos de sulfetos intemperizados no trend norte da Faixa Vazante.

ABSTRACT

The Vazante-Paracatu Belt is a sequence of metasediments of the Vazante Group in which is inserted in the External Zone of the Brasília Southern belt. This corresponds to the pelitic-carbonate sequence of Mesoproterozoic age which hosts important mineral deposits - Minas de Vazante, Ambrósia, Morro Agudo; Fagundes deposit. It is considered the largest zinc district in Brazil.

The units mapped in the area were the Canastra and Vazante Groups and the contact between these units is tectonic: the metasediments of the Canastra Group - Chapada dos Pilões Formation and Paracatu Formation - occur tectonically imbricated, overriding the Vazante Group (Lapa Formation and Morro do Calcário Formation, in the study area) towards São Francisco Craton in thin skin tectonics, characterized by systems of thrusts and development of transcurrents, lateral ramps, duplex systems, horses and imbricated fans.

This project counted on the mapping, petrographic and geochemical analysis of these units, focusing on the Morro do Calcário Formation, in which two main mineralization styles were recognized: stratabound - related to mineralized dolarenites - and controlled by high angle faults - mineralized hydrothermal breccias - being sphalerite as the main ore mineral, which occurs disseminated, showing substitution and filling textures and filling empty space. In relation to sub-vertical inverse faults, a gossan composed mainly of secondary minerals - smithsonite, hemimorphite, and willemite - results from the alteration of sulfides -, goethite, barite, and galena venules were also recognized in the study area. The gossan shows relative enrichment in Zn, Pb, Sb, Cd, Cu, Fe, Mn, Tl, Te, As, Ag, and Se. These elements are considered pathfinders in the prospecting of weathered sulfide bodies in the northern trend of the Vazante belt.

1. INTRODUÇÃO

A Faixa Vazante-Paracatu, localizada na porção Noroeste de Minas Gerais, abriga o maior distrito zincífero do Brasil, contendo minas como Ambrósia, Morro Agudo e Vazante. Essa última é a maior mina de zinco do Brasil e o maior depósito de zinco silicatado hipógeno do mundo, apresentando como principal mineral de minério a willemita (ZnSiO_4), associada com dolomita, siderita, quartzo, hematita, clorita zincífera, barita, franklinita e zincita. Smithsonita, hemimorfita e hidrozincita são minerais de minério supérgeno da Mina de Vazante. Os recursos totais dessa mina são estimados em 60 Mt @ 20% Zn, o que permite considerá-la um depósito de classe mundial.

Apesar da importância econômica da Mina de Vazante, o seu tipo de minério silicático ainda é considerado raro em termos mundiais. Adicionalmente, a compreensão dos controles para a ocorrência de depósitos predominantemente sulfetados na parte norte da Faixa Vazante, tais como Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes, e de depósitos e ocorrências de willemita na parte sul dessa faixa ainda representa uma questão chave relativa à evolução metalogenética desse importante distrito mineral.

O presente trabalho, idealizado durante o período de estágio de férias realizado entre Dezembro de 2016 e Março de 2017 na unidade de Exploração Mineral da Votorantim Metais, na cidade de Vazante, foi desenvolvido na porção norte da Faixa Vazante (dentro dos limites da folha Arrenegado SE-23-V-C-III) e tem como foco o alvo exploratório Lagoa Feia, a 15 km a norte da cidade de Vazante.

2. OBJETIVOS

Este trabalho almejou principalmente:

- Caracterização petrográfica das unidades do Grupo Vazante que hospedam a ocorrência estudada – Metapelitos da Formação Lapa e metacarbonatos da Formação Morro do Calcário -, caracterização geoquímica das mesmas e determinação de elementos *pathfinders* para os distintos estilos de mineralização – *stratabound* e controlado estruturalmente.
- Diferenciação geoquímica entre distintos silexitos e metapelitos.
- Caracterização das relações genéticas de sulfetos, e dos principais controles (estruturais/hidrotermais) que condicionaram a mineralização de zinco no *trend* norte da Faixa Vazante a partir de mapeamento geológico, estudos petrográficos, litoquímicos.

3. MÉTODOS

3.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica enfatizou a geologia do Grupo Vazante e sua evolução no contexto da Faixa Brasília, assim como estudos relativos à metalogênese do zinco, em especial associada a depósitos hospedados em rochas sedimentares carbonáticas e clásticas dos tipos *Mississippi Valley Type* (MVT) e *clastic-dominated Zn deposits* (CD). Foram consultados livros, teses, monografias e artigos científicos.

3.2. Geofísica

A interpretação de dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria) e de geofísica terrestre (IP e magnetometria) auxiliou no entendimento da relação das unidades estratigráficas e na identificação de possíveis estruturas, tais como falhas, rampas laterais e transcorrências.

3.3. Mapeamento Geológico

A área de estudo já havia sido mapeada anteriormente em caráter regional (1:50.000), assim nesse projeto foram produzidos dois mapas em escala 1:20.000 (área de 91 km²) e 1:8.000 (área de 13,3 km²), sendo o segundo de maior detalhe por ser realizado em área de maior interesse prospectivo, na qual foi identificado um gossan. As medidas estruturais foram medidas e expressas neste trabalho em notação clara (direção de mergulho/ mergulho).

Foram realizadas duas etapas de campo (dezembro/2016 – fevereiro/2017 e julho/2017) com duração total de 23 dias de mapeamento com descrição de 346 pontos geológicos, com apoio da Votorantim Metais Zinco. Os objetivos de cada dia de trabalho variaram, uma vez que alguns dias foram destinados à avaliação/validação de informações obtidas a partir de análises químicas de solo, obtidas pela Votorantim Metais Zinco, e geofísica. Logo, alguns dias foram eleitos para checagem de anomalias e entendimento de seus contextos. Em outras porções da área de estudo, no entanto, não havia tal riqueza de dados.

Os *grids* com coordenadas X e Y não serão apresentados nos mapas geológicos confeccionados (Fig. 6 e 9) por questões estratégicas e de confidencialidade de dados por parte da Votorantim Metais Zinco.

Além dos 346 pontos geológicos obtidos pelo autor deste trabalho, foram utilizados ainda cerca de 70 pontos geológicos do banco de dados da Votorantim Metais para realização do mapa e análise estrutural com maior precisão.

3.4. Descrição de testemunhos de sondagem e amostragem para petrografia

Foram descritos os testemunhos de três de sondagens (B1SBF36, B1SBF38 e VZSDF008) do acervo da Votorantim Metais Zinco, que foram amostrados sistematicamente juntamente a amostras de rocha em superfície (coletadas durante mapeamento). Dessas amostras, foram selecionadas 21 para confecção de secções delgadas. Destas, 13 amostras com presença mais significativa de sulfetos foram selecionadas para confecção de seções delgadas-polidas. Seguem abaixo os intervalos amostrados:

- Amostras de superfície: Referentes aos pontos de mapeamento IB-224, IB -202, IB-45, IB-229, IB-210, IB-181, IB-147.
- Furo B1SBF36: Profundidades correspondentes a 167,25m, 204,70m, 213,35m, 253,25m, 273,75m, 294,60m, 146,80m, 88,20m.
- Furo B1SBF38: Profundidades correspondentes a 207,65m, 120,10m, 121,25m, 156,10m, 159,20m, 118,10m, 117,10m.

3.5. Escolha de amostras para litoquímica

Todas as amostras utilizadas na confecção de seções delgadas também foram enviadas para análise litoquímica ao laboratório ALS Ltda. para análises de elementos maiores por fluorescência de raios X e de menores e traços por ICP-MS. Somam-se a estas outros intervalos que não foram utilizados na confecção de lâminas delgadas e foram também amostrados para litoquímica:

- B1SBF36: 190.95m, 148.95m, 160.75m, 212.20m, 226.35m, 251.35m, 88.20m.
- B1SBF38: 180.70m, 226.26m, 234.10m.

A seleção foi realizada de modo a abranger pelo menos duas amostras de cada litotipo.

3.6. Análise petrográfica

A petrografia foi feita em 23 lâminas delgado-polidas usando microscópios *Olympus* BXP 40 de luz refletida e transmitida, pertencentes ao Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP) visando a identificação das paragêneses dos minerais de minério, relações texturais entre estes e os minerais de ganga, relações entre paragêneses e microestruturas, bem como sobreposições de eventos hidrotermais e de feições microtectônicas. Além disso, fotomicrografias foram obtidas com o uso da câmera digital acoplada ao microscópio no Laboratório de Petrografia Sedimentar do IGc-USP.

3.7. Microscopia eletrônica de varredura

O estudo de microscopia eletrônica de varredura foi realizado no LABMEV do IGc-USP com uso de MEV LEO 440I com detectores de elétrons secundários e retroespalhados e espectroscopia de energia dispersiva (EDS) acoplado. O estudo incluiu a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados, mapas composicionais de raios X e análises de química mineral semi-quantitativas na tentativa de identificar e detalhar as associações de minerais de minério e minerais secundários presentes no gossan.

3.8. Litoquímica

Análises litoquímicas de elementos maiores, menores e traços de 25 amostras de testemunhos de sondagem e de superfície foram obtidas pelos métodos de fluorescência de raios X (elementos maiores), ICP-MS (menores e traços) e LECO (enxofre e carbono total) no laboratório ALS Ltda. A metodologia Ultratraços utilizada permitiu a análise de toda a cadeia de elementos *footprints* e *pathfinders*, que podem indicar diversos tipos de depósitos minerais. Este método potencializa o uso de elementos traços na prospecção de possíveis alvos. A Fig.1 mostra os elementos detectados e o limite de detecção do pacote analítico a ser utilizado. Para o tratamento de dados geoquímicos serão utilizados planilhas Excel e o software logas (Reflex).

ANALYTES AND RANGES (ppm)								CODE	PRICE PER SAMPLE (\$)
SiO ₂	0.01-100%	MgO	0.01-100%	TiO ₂	0.01-100%	BaO	0.01-100%	ME-ICP06	Sold only as a complete package.* CCP-PKG01 72.55 CCP-PKG03 Includes ME-XRF26 instead of ME-ICP06. 86.85
Al ₂ O ₃	0.01-100%	Na ₂ O	0.01-100%	MnO	0.01-100%	LOI	0.01-100%		
Fe ₂ O ₃	0.01-100%	K ₂ O	0.01-100%	P ₂ O ₅	0.01-100%				
CaO	0.01-100%	Cr ₂ O ₃	0.01-100%	SrO	0.01-100%				
Ba	0.5-10,000	Gd	0.05-1,000	Sm	0.03-1,000	W	1-10,000	ME-MS81	
Ce	0.5-10,000	Hf	0.2-10,000	Sn	1-10,000	Y	0.5-10,000		
Cr	10-10,000	Ho	0.01-1,000	Sr	0.1-10,000	Yb	0.03-1,000		
Cs	0.01-10,000	La	0.5-10,000	Ta	0.1-2,500	Zr	2-10,000		
Dy	0.05-1,000	Lu	0.01-1,000	Tb	0.01-1,000				
Er	0.03-1,000	Nb	0.2-2,500	Th	0.05-1,000				
Eu	0.03-1,000	Nd	0.1-10,000	Tm	0.01-1,000				
Ga	0.1-1,000	Pr	0.03-1,000	U	0.05-1,000				
Ge	5-1,000	Rb	0.2-10,000	V	5-10,000			ME-4ACD81	
Ag	0.5-100	Cu	1-10,000	Ni	1-10,000	Zn	2-10,000		
Cd	0.5-1,000	Li	10-10,000	Pb	2-10,000				
Co	1-10,000	Mo	1-10,000	Sc	1-10,000				
As	0.1-250	In	0.005-250	Se	0.2-250			ME-MS42	
Bi	0.01-250	Re	0.001-250	Te	0.01-250				
Hg	0.005-25	Sb	0.05-250	Tl	0.02-250				
C	0.01-50%	S	0.01-50%					ME-IR08	

Figura 1. Informações sobre o pacote analítico a ser utilizado nesse estudo (CCP-PKG03 da ALS), com elementos detectáveis e limites de detecção.

3.9 Modelagem com Leapfrog

O software Leapfrog foi utilizado no levantamento e modelagem de seções geológicas e de IP contendo furos localizados na área e estudo, objetivando uma melhor compreensão do comportamento e distribuição espacial das rochas hospedeiras e corpos mineralizados.

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1. Fundamentação bibliográfica

4.1.1. Contexto geológico regional

A Província Tocantins é formada pelas Faixas Paraguai, Araguaia e Brasília (Fig.2). As duas primeiras formaram-se durante a convergência e colisão do Cráton Amazônico e do Cráton São Francisco (CSF). A Faixa Brasília (FB) Setentrional também se formou devido à colisão entre o CSF e o Cráton Amazônico, enquanto a colisão entre o CSF e o Cráton do Paranapanema teria originado a FB Meridional (Dardenne, 2000). A FB estende-se por cerca de 1.200 km no sentido N-S e possui 300 km de largura nos estados de Goiás, Minas Gerais e Tocantins, apresentando metamorfismo e deformação crescentes no sentido de E para W. Essa faixa foi segmentada por Fuckert *et al.* (1993,1994) em:

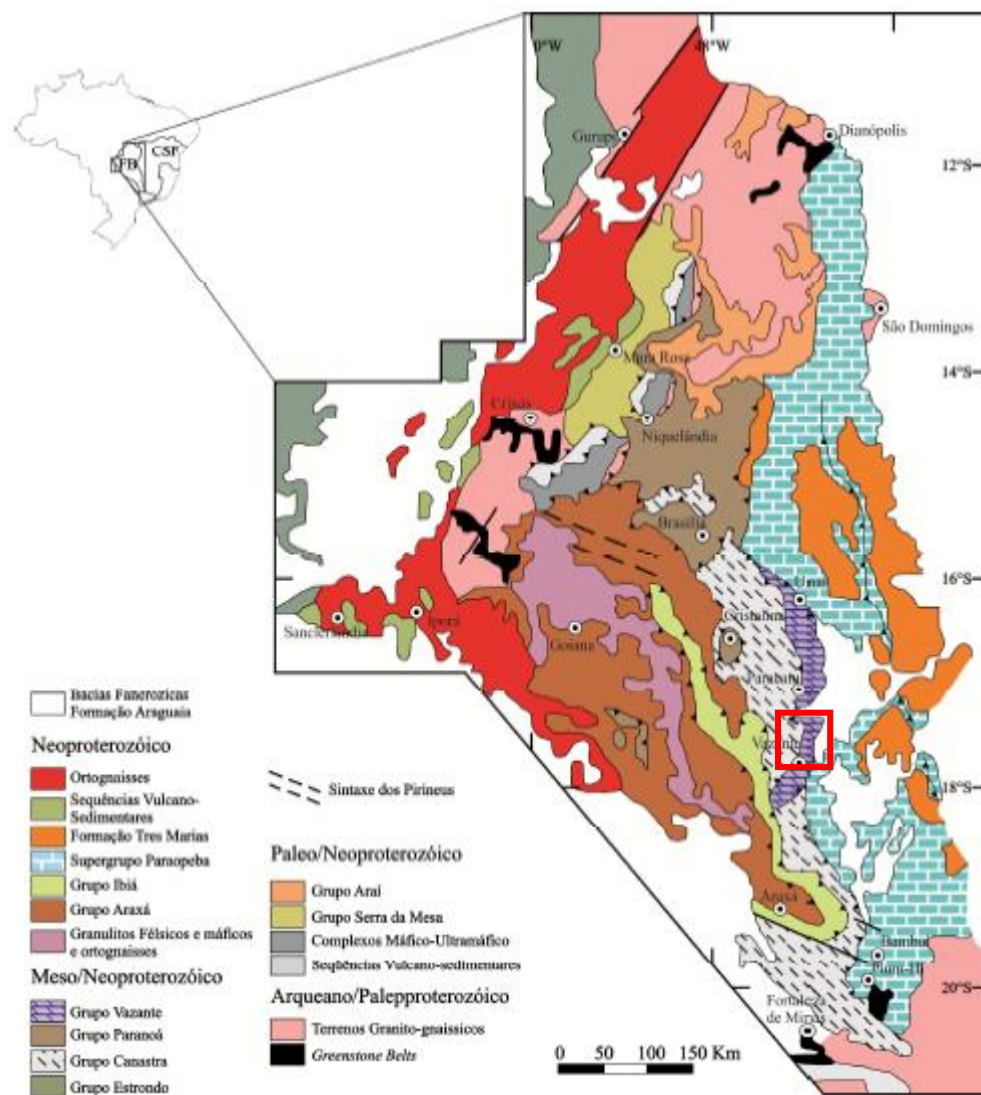


Figura 1. Unidades tectônicas da Faixa de Dobramento Brasília (Dardenne, 2000). Em destaque (quadrado vermelho) situa-se a área de estudo.

1. Zona Interna: Engloba o arco magmático, o Maciço de Goiás, complexos granulíticos (Anápolis e Itauçu) e sequências de bacias de ante-arco e prisma acrescionário representadas pelo Grupo Araxá. O gradiente metamórfico nesta zona é o de maior intensidade, variando de fácies xisto verde, fácies anfibolito e fácies granulito. A deformação do embasamento paleoproterozoico/mesoproterozoico é caracterizada por tectonismo tipo *thick skin*.
2. Zona externa: Contém a área de estudo (Grupo Vazante) e as demais sequências sedimentares de margem passiva dos grupos Canastra, Paranoá e Vazante. O Grupo Ibiá se insere neste contexto, representando sequência sedimentar de bacia de antepaís, embora Dardenne (2000) tenha sugerido um ambiente sedimentar de retro-arco (*back arc*) para essa unidade. É comandada por tectônica *thin skin*.

3. Domínio Cratônico: Constituído pelo Grupo Bambuí, anquimetamórfico, com dobramento suave.

Os grupos Canastra, Paranoá, e setor Sul dos grupos Ibiá e Araxá registram deposição em ambiente de margem continental passiva (Campos-Neto 1984a, 1984b; Almeida, 1993). Outros autores, tais como Dardenne *et al.*, (1998) interpretaram seu ambiente como relacionado à bacia de antepaís (*foreland*), tendo atingido metamorfismo máximo na fácies xisto verde inferior.

4.1.2 Grupo Canastra

O Grupo Canastra é tido como uma sucessão de megaciclo regressivo, cuja ambiente de sedimentação varia de plataformar sob ação de corrente de maré e plataformar raso sob ação de tempestades (Dardenne, 2000). A base deste megaciclo é composta por camadas ricas em matéria orgânica e pirita diagenética, interpretadas como formadas em ambiente de sedimentação de águas profundas.

O Grupo Canastra é composto por rochas metassedimentares psamíticas e pelíticas, com contribuição carbonática frequente, que foram metamorfisadas em fácies xisto verde. Segundo Dardenne (2000) o grupo compreende (Fig. 3):

- Formação Serra do Landim – Calcifilitos e calcixistos de cor cinza claro a cinza esverdeados;
- Formação Paracatu – Camadas espessas de filitos carbonosos cinza e intercalação com quartzitos brancos. Dividido em dois membros: Morro do Ouro (camadas contínuas de quartzito e filitos carbonosos cinza com intercalação de quartzitos) e Serra da Anta (filito cinza a cinza esverdeado com intercalações carbonosas e finas camadas de quartzitos). Esta unidade hospeda a mineralização do depósito do Morro do Ouro, localizado na região de Paracatu.
- Formação Chapada dos Pilões – Intercalações de filitos e quartzitos na base (Membro Serra da Urucânia) e quartzitos no topo (Membro Hidroelétrica da Batalha)

As idades U-Pb de zircão detrítico de quartzitos do Grupo Canastra são paleoproterozoicas a arqueanas predominantemente, indicando fonte predominantemente cratônica. Idades mesoproterozoicas subordinadas são atribuídas a fontes anorogênicas (Rodrigues 2008; Valeriano *et al* 2004). A proveniência cratônica é suportada por idades T_{DM} Sm-Nd de 1,9 Ga a 2,34 Ga (Pimentel *et al.* 2001, 2011)

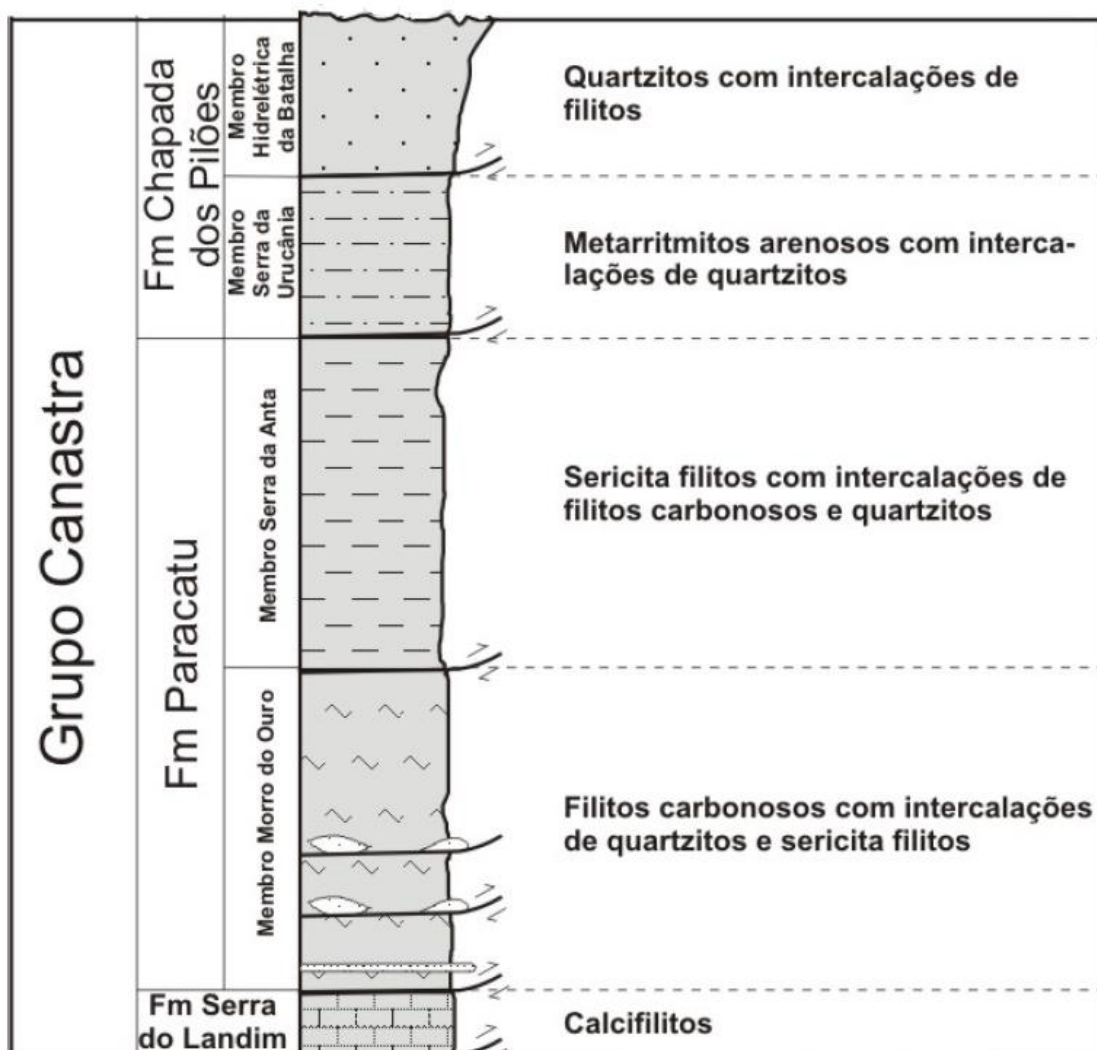


Figura 3. Coluna estratigráfica do Grupo Canastra (modificado de Rodrigues, 2008)

4.1.3. Grupo Vazante

O Grupo Vazante é composto por rochas metassedimentares de caráter pelito-dolomítico e se estende por cerca de 250 km na direção aproximada N-S, compreendendo as cidades de Vazante, Paracatu, Lagamar, Coromandel e Unaí. É delimitado a leste por rochas do Grupo Bambuí e a oeste por rochas do Grupo Canastra. Dardenne (2000) dividiu o Grupo Vazante, da base para o topo, em sete formações: Santo Antônio do Bonito, Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa (Figura 4).

Segue abaixo a descrição, segundo Dardenne (2000), das formações do Grupo Vazante, da mais jovem para a mais antiga. As três primeiras são presentes na área de estudo:

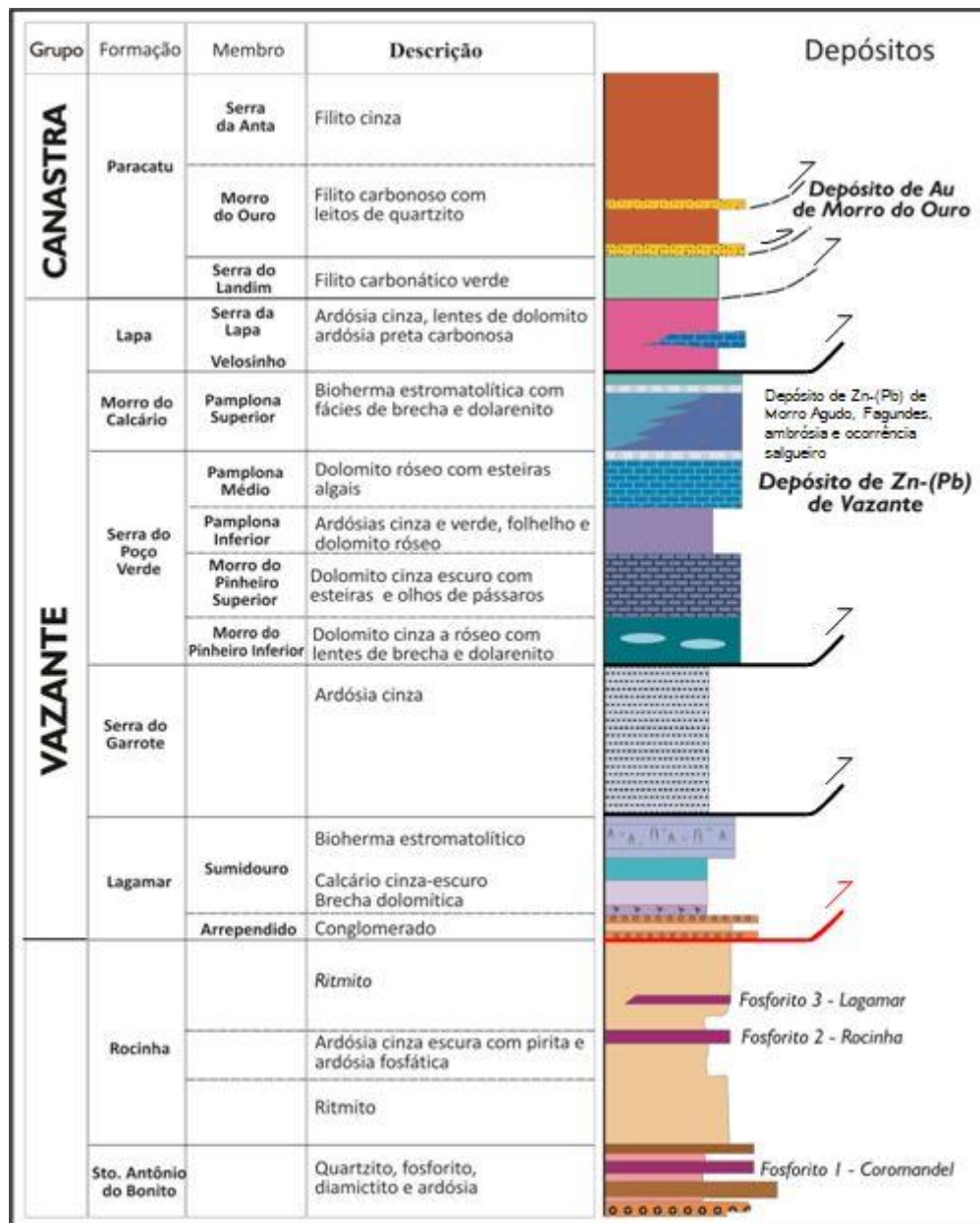


Figura 4. Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (modificado de Dardenne, 2000) com indicação dos principais depósitos minerais e contatos tectônicos indicados. Falha em vermelho corresponde a divisão a partir de Misi *et al* (2014)

- Formação Lapa: Esta é a unidade de topo do Grupo Vazante. É constituída por filitos carbonosos, metassiltitos com bandamento carbonático e lentes de dolomito com fácies variadas, tais como esteiras algais, estromatólitos colunares e brechas intraformacionais, interdigitadas com a sequência pelítica dominante e lentes de quartzito. O contato desta formação com a Formação Morro do Calcário e com a Formação Serra do Poço Verde é tectônico. A Formação Serra da Lapa cavalga estas unidades, cobrindo-as regionalmente.

- Formação Morro do Calcário: Corresponde ao Membro Pamplona Superior de Rigobello *et al.*, (1988). Apresenta como característica marcante dolomito estromatolítico rosa com biohermas e bioestromas com estrutura laminada colunar e convexa (estromatólitos tipo LLH), associado com dolarenitos e doloruditos oolíticos e oncolíticos. Os dolomitos ocorrem silicificados, são cinza claros e localmente rosados e creme (Oliveira, 2013). Sua espessura é estimada entre 200 e 300 m, porém na região de Morro Agudo, Paracatu e Unaí, a Formação Morro do Calcário excede a espessura de 900 metros, sendo composta essencialmente por doloruditos (retrabalhamento de biohermas estromatolíticas) e dolarenitos oolíticos e oncolíticos associados. Esta espessura incomum sugere que próximo a estas localidades a Formação Morro do Calcário e a Formação Serra do Poço Verde correspondam a uma única sequência dolomítica, depositada continuamente.
- Formação Serra do Poço Verde: Predominantemente dolomítica, subdividida em quatro membros da base para o topo: a) Membro Morro do Pinheiro Inferior: constituído por dolomitos cinza-claros e rosados, maciços; e por níveis subordinados de dolarenitos (por vezes oncolíticos), brechas lamelares e lentes de estromatólitos colunares; b) Membro Morro do Pinheiro Superior: apresenta dolomitos cinza a cinza escuros com estruturas olho-de-pássaro e laminações planas e convolutas, provavelmente de originadas pela atividade de cianobactérias. Ocorrem níveis subordinados de dolarenitos, brechas lamelares e filitos carbonosos com pirita (Fig. 3); c) Membro Pamplona Inferior: formado por filitos carbonáticos, ardósia carbonosa cinza-claro, lilás a esverdeada com níveis dolomíticos finos; d) Membro Pamplona Médio: compreende dolomitos cinza-claros a rosados com laminações algais, intercalados a níveis de dolarenitos, brechas lamelares e estromatólitos colunares. Raras lentes de filito preto.
- Formação Serra do Garrote: Espesso pacote de metapelitos cinza escuros a cinza esverdeados, às vezes rítmicos, carbonosos e piritosos, com finas intercalações de quartzitos.
- Formação Lagamar: Caracterizada na sua porção basal pela alternância de metaconglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias. Brechas dolomíticas se sobrepõem a esta intercalação e sucedem horizontes de calcários cinza escuros, bem estratificados, com intercalações de brechas lamelares e

dolomitos estromatolíticos. Estes últimos formam biohermas de cor bege claro, compostos por dolomitos laminados (esteiras microbianas), dolarenitos e dolorruditos oncolíticos, e estromatólitos colunares com laminações convexas e cônicas do tipo *Conophyton* e *Jacutophyton*. Lateralmente e verticalmente, essas biohermas interdigitam-se com metassiltitos carbonáticos e metapelitos ardósianos.

- Formação Rocinha: compreende uma sequência rítmica arenosa e pelítica na base, seguida por um espesso pacote de metapelitos e metassiltitos regularmente intercalados. Gradapara metapelitos cinza escuro, carbonáticos e piritosos, com finas laminações fosfáticas. Na porção superior desta formação, metarritmitos (quartzitos e metassiltitos) contêm o depósito de fosfato de Lagamar constituído essencialmente por fosfarenitos.
- Formação Santo Antônio do Bonito: Base do Grupo Vazante, constituída por pacotes métricos de quartzitos brancos, ora conglomeráticos, intercalados com níveis pelíticos ardósianos. Próximo aos rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio ocorrem horizontes de diamictitos com clastos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos e granitoides, em matriz pelítica, localmente fosfatada. Os diamictitos representariam fluxos de detritos depositados em águas relativamente profundas por correntes gravitacionais.

As zonas de contato entre as formações Morro do Calcário e Serra da Lapa geralmente apresentam brechas dolomíticas hidrotermais, associadas a ocorrências zincíferas (Baia, 2013). No mapeamento de detalhe, no contato entre estas formações há uma zona de silicificação intensa, que formaram, além das brechas, silxito branco criptocristalino com local ocorrência de sulfetos finos oxidados.

4.1.3.1. Idade do Grupo Vazante

Rodrigues *et al.*, (2012) ao realizarem estudos de proveniência com a datação de populações de zircão detríticos retirados da porção basal da Formação Rocinha obtiveram como a idade máxima para a sua deposição de 935 Ma. A idade mínima seria referente àquela do final do Ciclo Brasileiro na região, compreendida entre 630-650 Ma (Pimentel *et al.*, 2001). Logo, segundo estes autores, a idade do Grupo Vazante seria definitivamente neoproterozoica. Estromatólitos colunares do tipo *Conophyton*, estudados por Cloud e Dardenne (1973), teriam se desenvolvido entre 1350 Ma e 650 Ma. Este intervalo torna possível a correlação do Grupo Vazante com o Grupo Paranoá de idade entre 1200 Ma e 900

Ma. Azmy (*et al*, 2008) obtiveram idades Re-Os entre 1.1 – 1.0 Ga para a sedimentação do Grupo Vazante.

Datações de K/Ar e Rb/Sr definem a idade de metamorfismo para o Grupo Vazante em 600 Ma. A alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugere que não se trata de uma idade deposicional, mas sim reflete reequilíbrio parcial ou total do sistema isotópico durante metamorfismo (Amaral e Kawashita, 1967). Entretanto, Freitas – Silva e Dardenne (1997) dataram através do método Pb-Pb galenas das minas de Vazante e Morro Agudo que mostraram idades em intervalo entre 1200 Ma e 650 Ma.

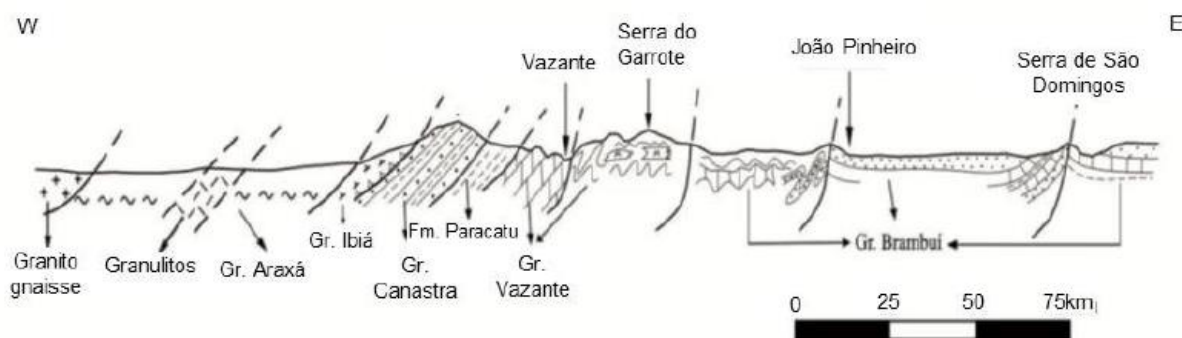


Figura 5. Seção geológica esquemática mostrando as relações entre os grupos Araxá, Ibiá, Canastra, Vazante e Bambuí (Dardenne, 2000).

4.2. Caracterização Geológica da área de Lagoa feia

4.2.1. Unidades geológicas

As unidades mapeadas são descritas sucintamente abaixo, das unidades mais antigas às mais novas, com base nas evidências obtidas a partir dos levantamentos em campo.

4.2.1.1 Grupo Canastra

Formação Chapada dos Pilões

Foram reconhecidos quartzitos, aflorantes na parte sul da área, quartzo-sericita filitos carbonosos, que representam uma extensa unidade na parte oeste da área mapeada, e metarritmitos, que se estendem desde a porção centro-sul a centro norte da área. Essas unidades se sobressaem no relevo da área por ocorrerem em morrotes. Predominam ortoquartzitos com granulação fina a média com muscovita, indicando contribuição pelítica.

Os metarritmitos apresentam estrutura laminada e são caracterizadas por intercalações decacentimétricas a métricas de muscovita quartzito e quartzo-sericita filitos carbonosos.

Os contatos desta unidade com o Grupo Vazante é claramente tectônico, definido por falhas de empurrão que justapõem as duas unidades.

4.2.1.2. Grupo Vazante

Formação Morro do Calcário

Na Formação Morro do Calcário predominam rochas dolomíticas, de coloração cinza clara, com estrutura laminada, associadas a esteiras por ciano-bactérias e estruturas estromatolíticas colunares. São comuns lentes de doloruditos e dolarenitos constituídos por fragmentos de rochas dolomíticas e partículas carbonáticas, tais como oncólitos e óolitos. Intercalações de dolomitos e margas foram reconhecidas na porção sudeste da área.

As rochas dolomíticas laminadas, estromatolíticas e os dolarenitos apresentam diferentes graus de silicificação e evidências de alteração hidrotermal.

Formação Serra da Lapa

A Formação Serra da Lapa é representada na área por filitos e metamargas que ocorrem na parte norte e central da área mapeada. Os filitos da Formação Serra da Lapa apresentam cor cinza escura quando inalterados e cor ocre quando alterados. O solo nas áreas com predominância dessa unidade são esbranquiçados, diferindo daquele desenvolvido a partir das rochas dolomíticas, que apresenta coloração característica avermelhada.

Os filitos e metamargas apresentam laminação e bandamento bem definido, que são transpostos por foliação metamórfica. Os filitos dessa unidade apresentam material carbonoso, porém diferem dos filitos do Grupo Canastra devido à presença comum de minerais carbonáticos e transições evidentes para as metamargas.

O contato dessa unidade com a Formação Morro do Calcário é tectônico, dado por falha de empurrão, e caracteriza-se por forte silicificação e formação de silexites (Fig. 9).

4.2.2. Mapas e perfis

O perfil da Fig. 7 é o que melhor representa a complexidade do cavalgamento do Grupo Canastra sobre o Grupo Vazante. Este contato é marcado por brecha hidrotermal de ferro-carbonatação forte, topografias mais elevadas da área de estudo e por dolina que se orienta em *trend* N10W, ao longo do contato entre estas unidades.

Em todos os perfis apresentados, S3 corresponde a clivagem de crenulação, S2 são clivagem ardosiana (quando na Formação Lapa) e Clivagem filítica (quando no Grupo

Canastra) paralelas ao plano axial de dobras recumbentes a horizontais inclinadas, apertadas a abertas.

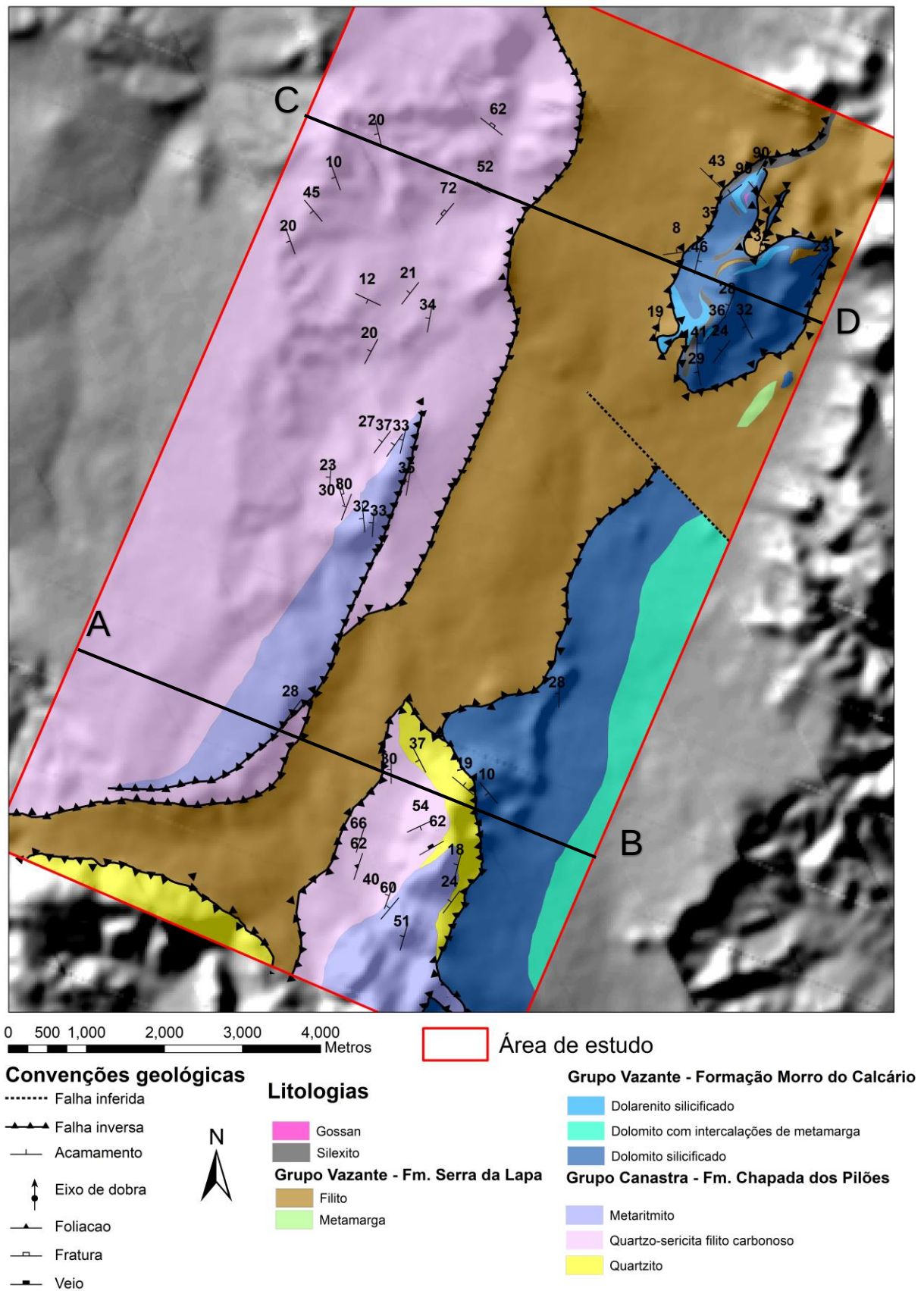


Figura 6. Mapa geológico em escala 1:28.000 sobreposto ao modelo digital de terreno.

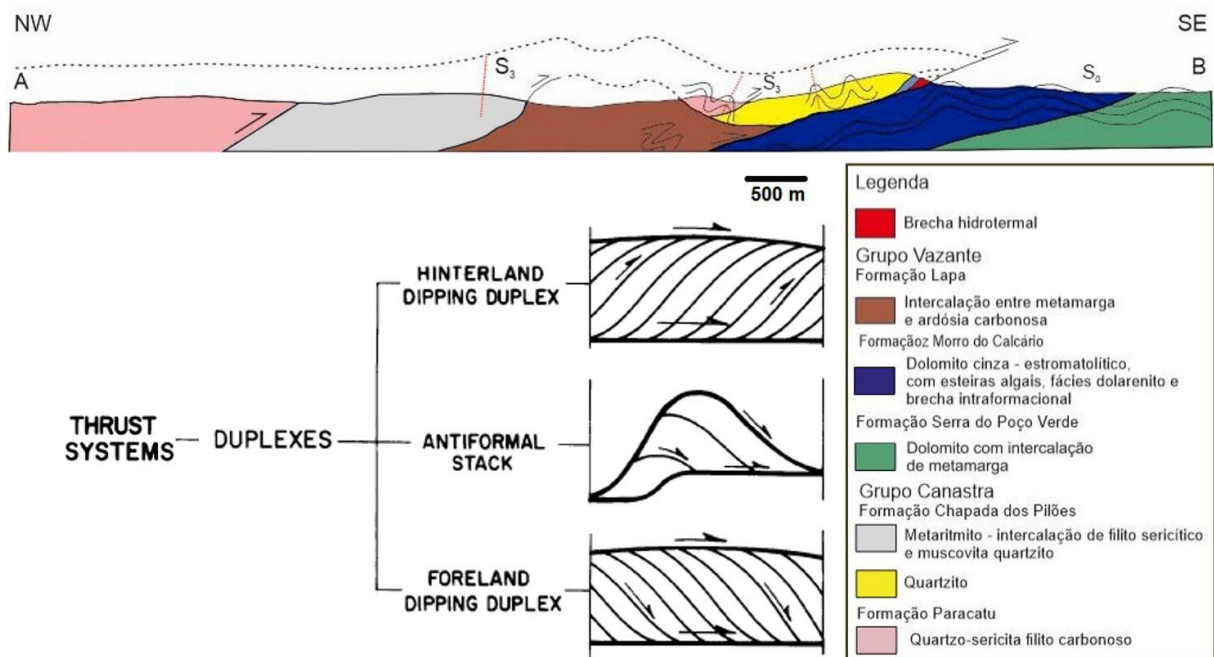


Figura 7. Perfil realizado dos pontos A a B do mapa da Fig.6, mostrando cavalgamento do Grupo Canastra no Grupo Vazante, marcado por brecha hidrotermal com forte ferro-carbonatação. No canto esquerdo inferior, modelo de Boyer et al., 1982 (modificado)

As rochas das distintas unidades estão imbricadas em sistema de hinterland dipping duplex (Fig.7) de acordo com a classificação de Boyer et al (1982). Com mergulhos das camadas predominantemente para NW, de 20° a 40°.

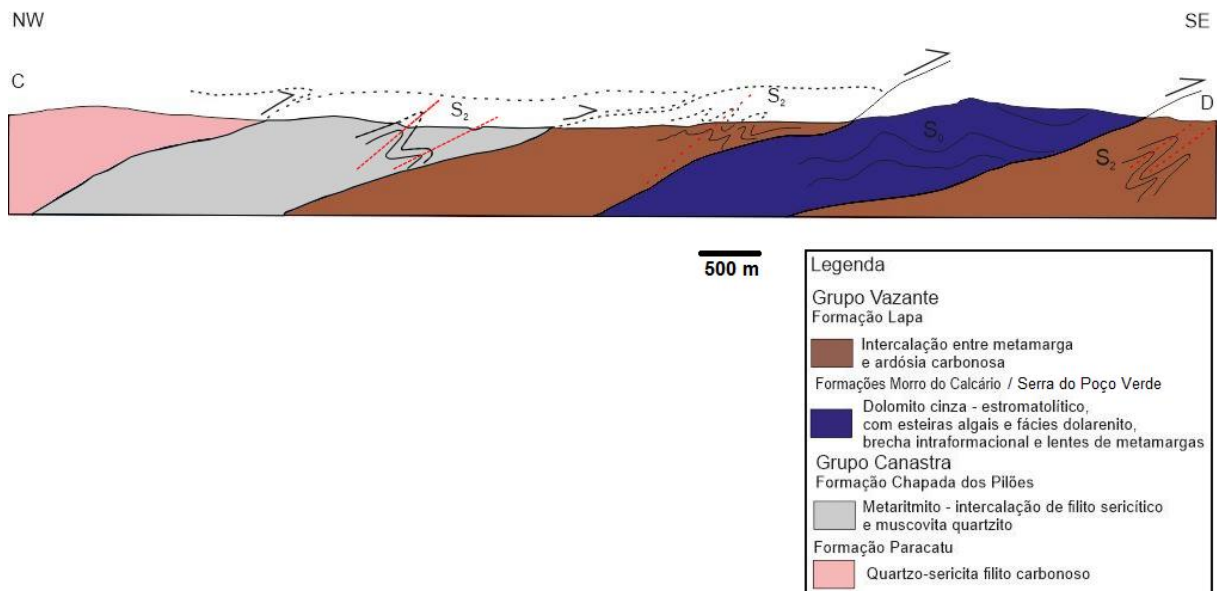


Figura 8. Perfil de C a D. Formação Lapa cavalga a Formação Morro do Calcário e aparece duplicada à direita. Nesta contexto o pacote dolomítico configura janela estrutural.

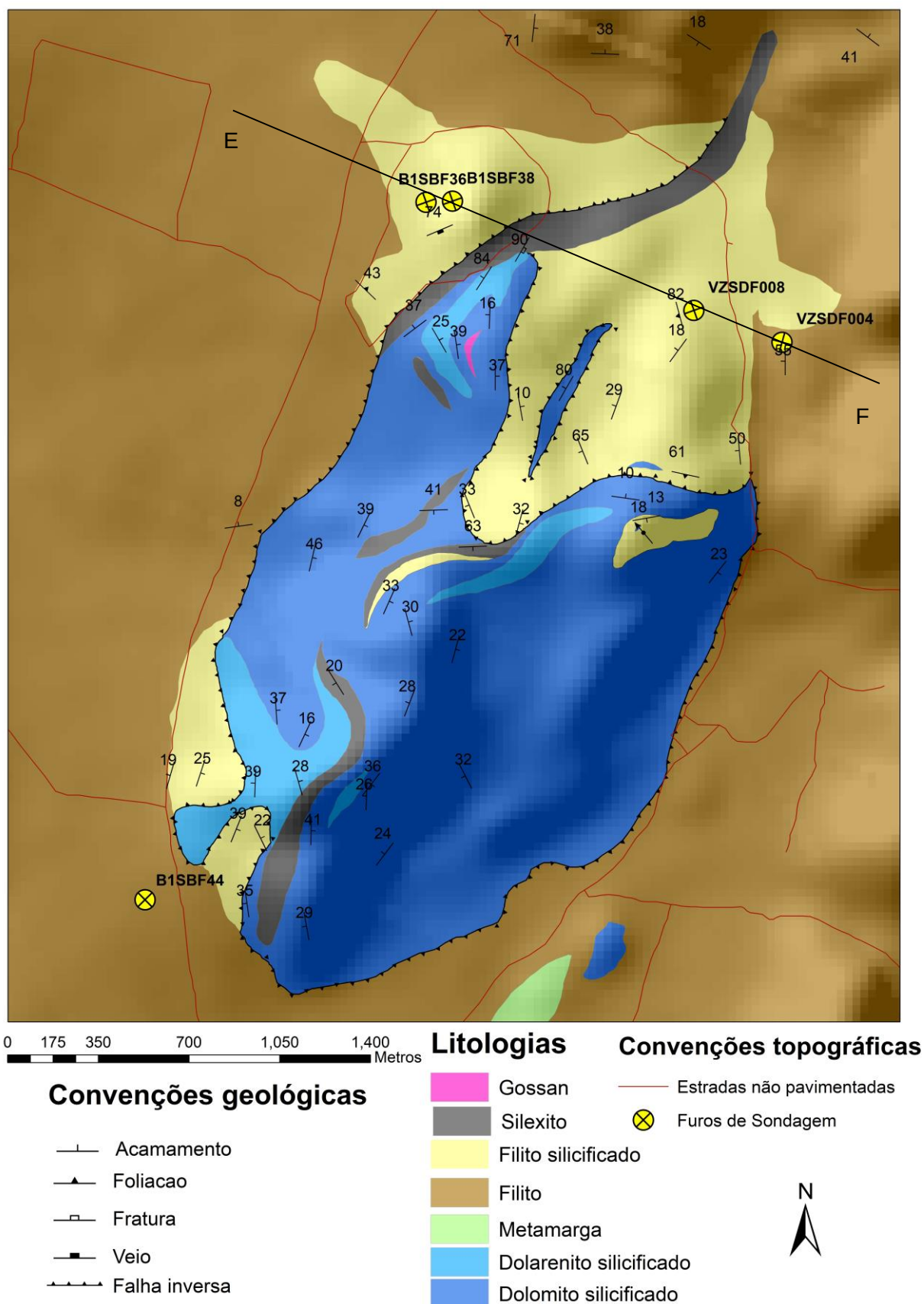


Figura 9. Mapa geológico em escala 1:8.000 sobreposto ao modelo digital de terreno.

Entretanto, no perfil (Fig. 10) que passa mais próximo do gossan, a atitude das unidades varia. Nota-se que no centro do perfil as unidades apresentam mergulhos flat em

detrimento da porção mais a NW, onde os mergulhos são mais inclinados. Isto resulta em dobramento aberto do pacote dolomítico. Esta inflexão pode gerar falhas subsidiárias de alto ângulo, sin a tardi-tectônicas, que se originam do *floor thrust*, ramificam-se e são posteriormente truncadas pelo *roof thrust* – na Fig. 10, o *roof thrust* corresponde ao contato das metamargas da Formação Lapa com dolomito e dolarenito silicificado da Formação Morro do Calcário/Formação Serra do Poço Verde.

Ao longo do contato entre a Formação Lapa e Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde foram descritas brechas hidrotermais - localmente afloram como silexito ou como brechas hidrotermais descritas no mapeamento, em blocos extremamente oxidados e silicificados. Estas ocorrem também ao longo do contato inferior entre estas unidades, descrito no furo VSDF008.

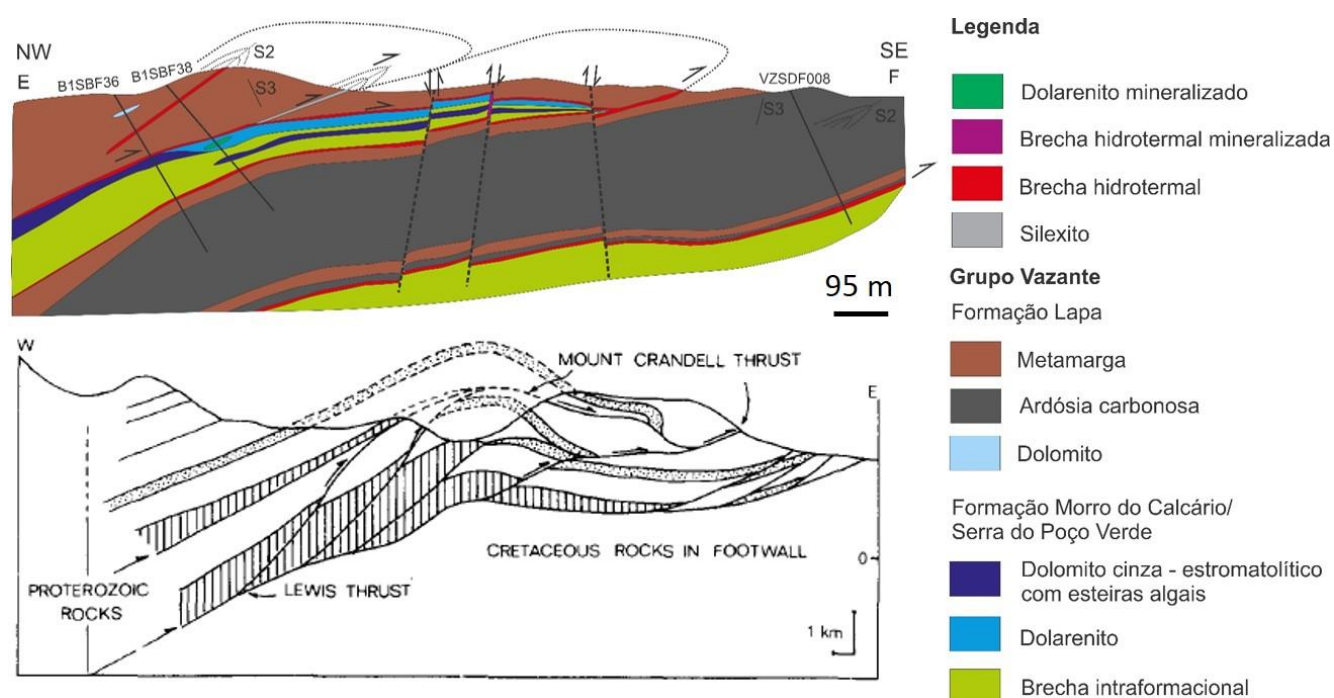


Figura 10. Perfil realizado dos pontos E a F no mapa da Fig. 9, integrando dados de descrição de três furos de sondagem, mapeamento geológico e dados de IP. Modelo abaixo do perfil mostra modelo de desenvolvimento de sistemas de duplex (Coward, 1983) no sistemas de thrusts de Mount Crandell-Lewis. Mount Crandell Thrust corresponde ao *roof thrust* e Lewis Thrust corresponde ao *floor thrust*.

A brecha intraformacional sotoposto ao espesso pacote de ardósia carbonosa, foi interceptada pelo furo de sondagem VZSDF008, e sua continuidade foi traçada com base em geofísica (IP) – coincide com aumento na resistividade elétrica.

4.3. Geofísica

Dados de gamaespectrometria e de gravimetria regionais foram utilizados durante o mapeamento com o intuito de complementar a identificação de contrastes entre unidades

litológicas e estruturação da área. A resposta das rochas em imagens de gamaespectrometria relaciona-se com a quantidade de energia gama emitida pelos elementos U, Th e K. Cada litotipo apresenta quantidades distintas para cada um destes elementos, permitindo a diferenciação – de modo generalizado – entre sequências clásticas e carbonáticas, por exemplo.

As rochas pelíticas tendem a apresentar-se em tons avermelhados, devido ao K presente na estrutura dos argilominerais e filossilicatos. As rochas dolomíticas tendem a mostrar respostas para o Th e U.

Na área de estudo os dados de gamaespectrometria mostram correlação parcial com o mapeamento geológico de detalhe, devido a grande espessura de solo e densa cobertura vegetal – principalmente nas sequências dolomíticas. A região NW e W do mapa ternário da Fig 11, apresenta respostas para o campo do Th e U por tratar-se de filitos carbonosos, enriquecidos nestes elementos.

A magnetometria fornece informações sobre lineamentos, contatos geológicos e alinhamentos e tendências estruturais (falhas, fraturas). As respostas são função das intensidades magnéticas (susceptibilidade) e, portanto, as unidades magnetométricas não correspondem necessariamente às distintas unidades geológicas.

Na Fig 12, destacam-se estruturas de orientação NE-SW. Seguindo este *trend*, o maior baixo gravimétrico coincide aproximadamente com o contato de cavalgamento entre a Formação Paracatu (Grupo Canastra) e a Formação Lapa (Grupo Vazante). A coincidência em relação ao contato traçado usando dados de mapeamento não é perfeita; uma explicação seria a de que os dados não foram processados para a superfície, mas expressam informações em profundidades entre 20 e 200 m.

Este tipo de assinatura é comum em zonas de cavalgamento por conta da destruição da propriedade magnética das rochas neste tipo de contexto.

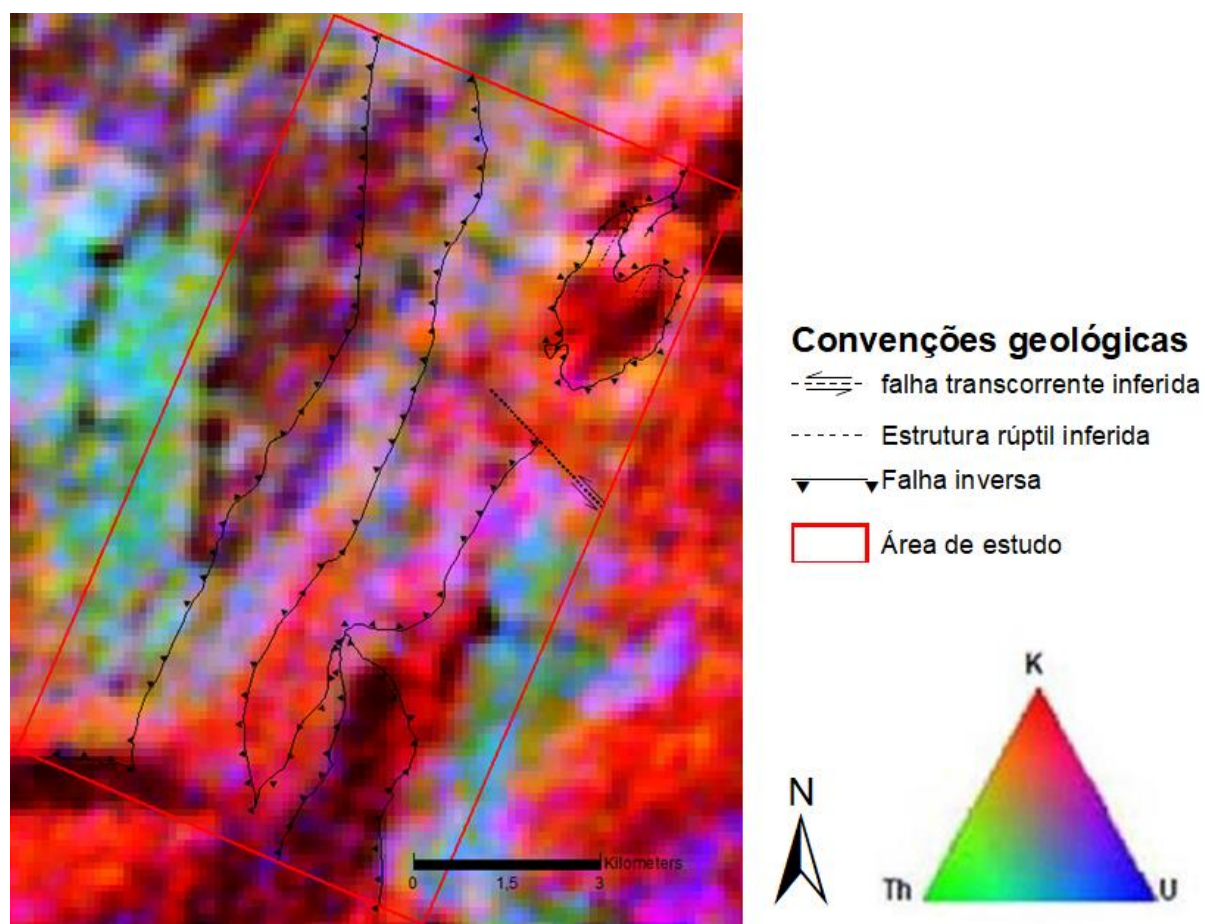


Figura 11. Mapa ternário gamaespectométrico da área de estudo.

Além destas informações, foram utilizados trabalhos como o de Matos (2016), que utiliza quantificação de fluxo de calor como ferramenta para separar unidades litológicas e identificar possíveis mineralizações/alterações hidrotermais e magnetometria visando limitar as unidades geotectônicas em profundidade.

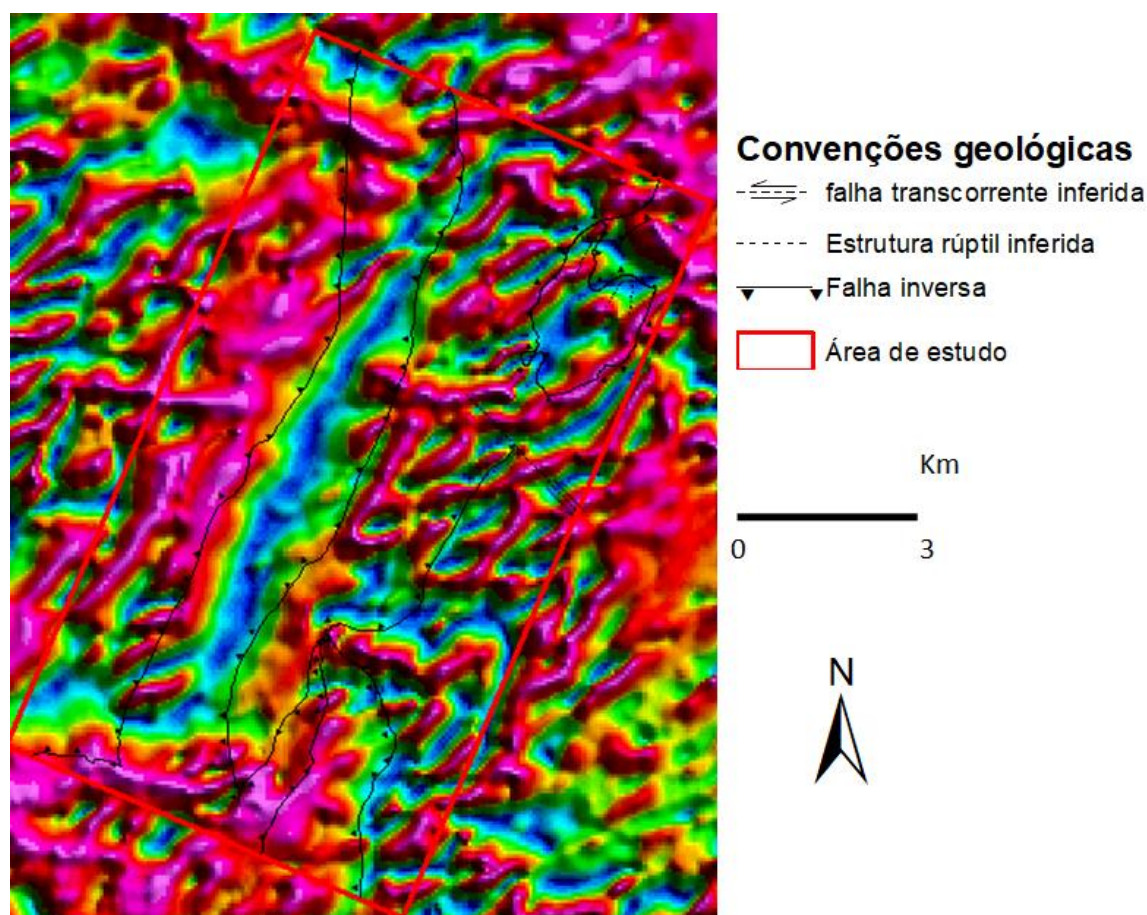


Figura 12. Mapa magnetométrico da área de estudo com filtro de *tilt* derivativo, com campo magnético reduzido ao pólo (dados de campo total)

4.4. Alteração hidrotermal

Alteração hidrotermal é um processo complexo de modificação das rochas, de caráter mineralógico, químico ou textural e resultam da interação entre fluido e rocha. Esta interação ocorre devido ao caráter aquoso dos fluidos, temperaturas elevadas (entre 50° e 500° C) e condições físico-químicas específicas.

As soluções hidrotermais reagem com as fases que compõe as rochas, resultando em uma troca química e na formação de novos minerais em equilíbrio com as novas condições físico-químicas estabelecidas. Estas transformações podem ser classificadas em função do metassomatismo e das reações de bases que ocorrem e dependem da atividade de álcalis e de hidrogênio presentes no sistema (Pirajno, 1992), além das características da rocha hospedeira.

Segundo Pirajno (2009) os principais fatores que controlam a alteração hidrotermal são: natureza das rochas encaixantes, composição dos fluidos e concentração, atividade e potencial químico dos componentes do fluido (como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S e SO_2).

Pirajno (2009) classificou as alterações hidrotermais em quatro estilos:

- Pervasivo: quando há substituição de todos ou quase todos os minerais formadores da rocha;
- Seletivamente pervasivo: quando ocorre a substituição de minerais específicos e a textura original da rocha é preservada;
- Não pervasivo: somente algumas porções da rocha são afetadas pela interação com os fluidos;
- Fissural: responsável pela formação de veios/preenchimento de fraturas e substituição de minerais somente próximo destas.

4.4.1. Processos de alteração hidrotermal na área de estudo

De maior expressividade nas hospedeiras da mineralização na área do alvo Salgueiro, abrangendo boa parte da área de estudo, a **silicificação** se faz presente em diversos graus. Comumente, ocorre em frentes de substituição dos dolomitos por calcedônia e na forma de vênulas paralelas a subparalelas em relação ao acamamento (Figura 13A). Entretanto, silicificação é vista também disposta subverticalmente, possivelmente controlada por falhas ou fraturas. Na região do cavalgamento da Formação Serra da Lapa sobre a Formação Morro do Calcário (zona de dano) ocorre silicificação com maior intensidade. As figuras 13E e 13F representam este contexto. Esta última (ponto geológico IB-210) mostra variação entre bandas brancas e bandas cinzas/avermelhadas em silexito, ou seja, entre bandas compostas por sílica criptocristalina com dolomita subordinadas e bandas ricas em sulfetos oxidados (limonitizados), respectivamente.

A zona de dano é caracterizada por estruturas de deformação rúptil presentes em densidade superior à densidade média do local. Ela envolve o núcleo de falha, presente tanto em suas extremidades como nas laterais. As estruturas encontradas na zona de dano incluem bandas de deformação, fraturas de cisalhamento, fraturas extensionais e estilólitos (Fossen, 2012). Na área de estudo, tal zona é caracterizada por clareira entre dois morrotes, na qual a abundância de blocos de veios de quartzo é marcante. A Fig.13E mostra um destes blocos de silexito cisalhado. Brechas hidrotermais também são típicas desta zona de dano, como mostrado na Fig. 14C, que representa intensa **ferro-carbonatação** do pacote dolomítico, resultando em cavidades de até 6 centímetros preenchidos por sílica criptocristalina.

Vale ressaltar, entretanto, que a alteração hidrotermal não é exclusiva da zona do calvagamento da Formação Serra da Lapa sobre a Formação Morro do Calcário, mas ocorre nas rochas em um raio que dista pelo menos 1,5 km desta – e ao longo do contato entre a Formação Chapada dos Pilões e Formação Morro do Calcário de maneira semelhante.

A figura 14 mostra os distintos graus de **ferro-carbonatação**, caracterizada pela formação de Fe-carbonatos (ankerita e/ou siderita) em bolsões e vênulas de até 5 centímetros e em frentes de alteração pervasiva em alguns afloramentos da unidade carbonática.

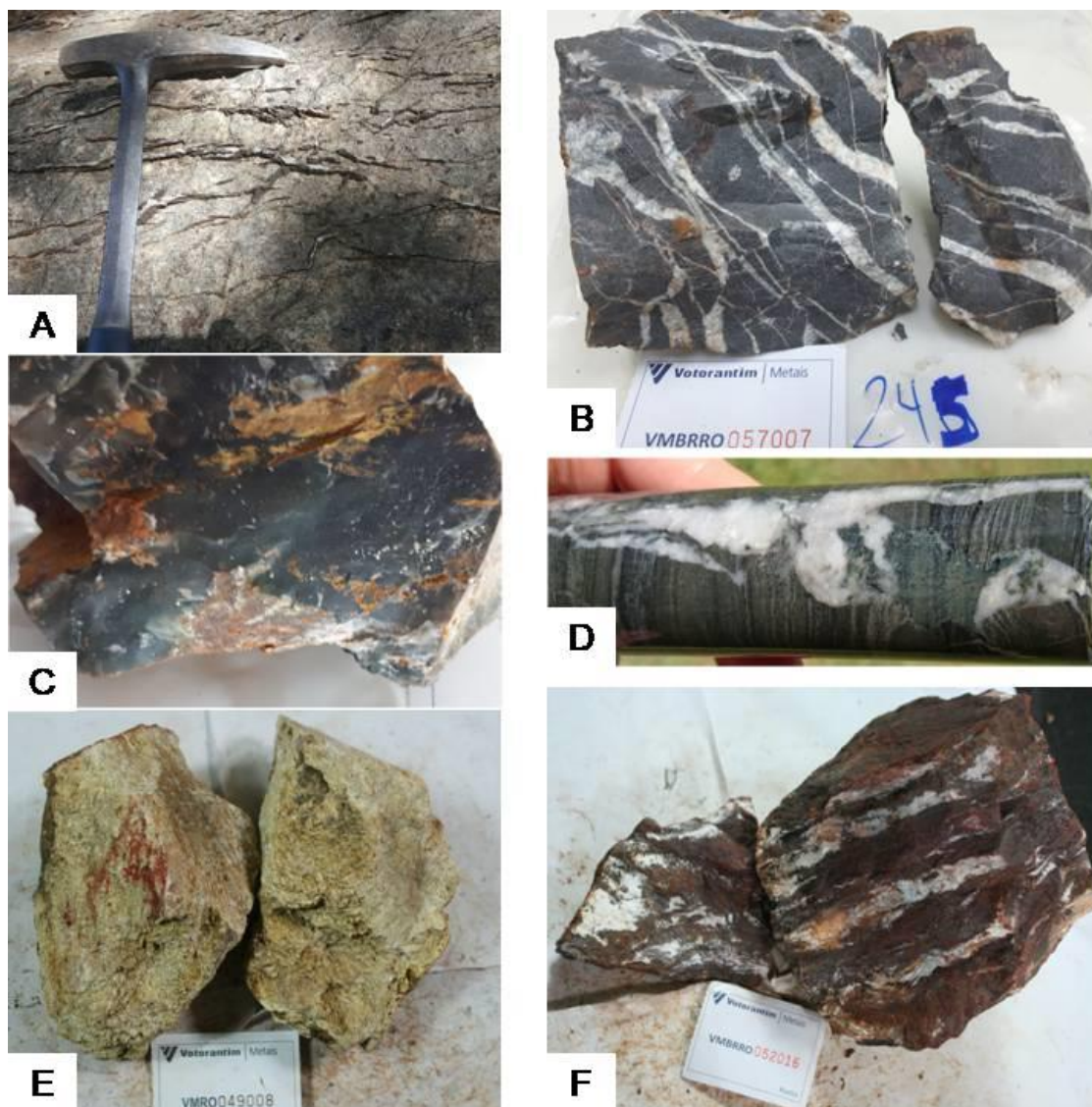


Figura 13: A – Dolomito cinza silicificado, relativo ao ponto geológico IB-102. Vênulas de quartzo com 2 a 0,5 cm de espessura paralelas ao acamamento das rochas dolomíticas. B – Detalhe de dolomito cinza parecido com o de A, mas referente ao ponto IB-250, com vênulas preenchidas por quartzo. C – Silexito preto com pirita. D – Amostra de testemunho do dolomito cinza margoso da Formação Morro do Calcário, proveniente do furo B1SBF36, profundidade de 65,20m. Vênula centimétrica de calcedônia branca corta perpendicularmente o acamamento. E e F – Silexito típico do contato entre a Formação Serra da Lapa e Formação Morro do Calcário.

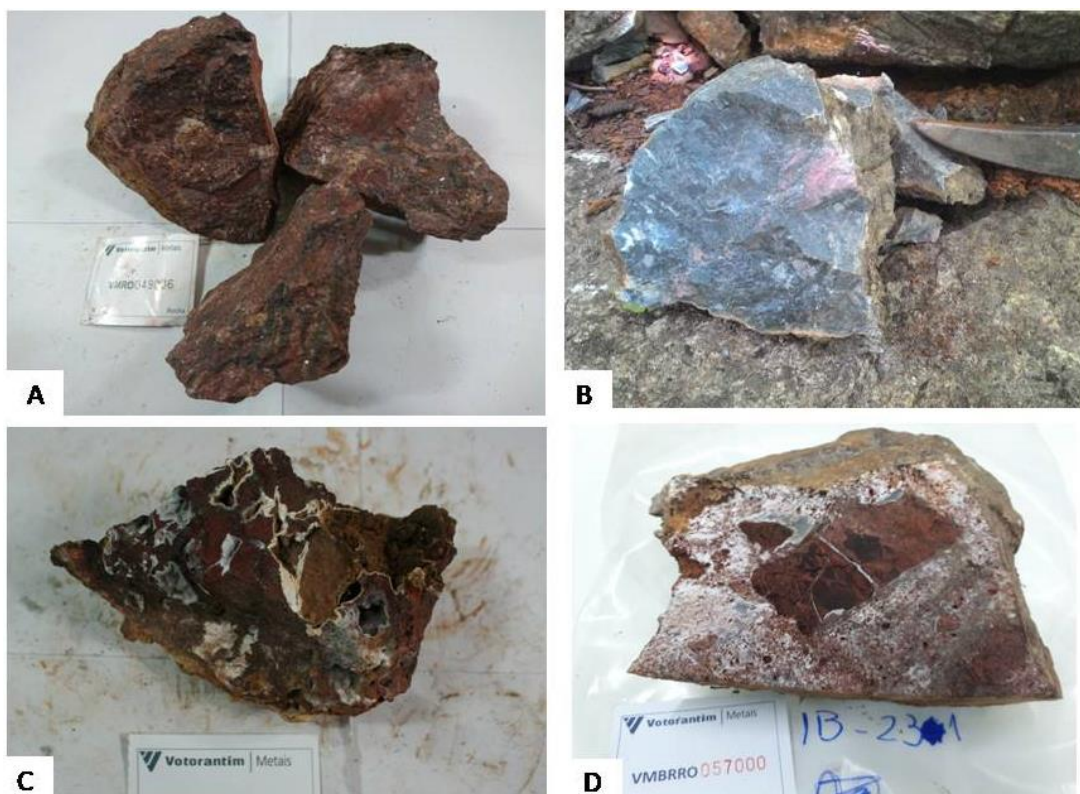


Figura 14: Distintos graus de ferro carbonatação. A – Ferro carbonatação intensa (filmes de hematita paralelos ao acamamento) em brecha do contato entre Grupo Canastra e Formação Morro do Calcário; B – Ferro carbonatação fraca em dolomito cinza (IB- 92) evidente pelos bolsões rosa/avermelhados de poucos centímetros de dimensão; C e D – Brechas hidrotermais com distintos graus de silicificação e ferro carbonatação.

Além dos carbonatos de ferro, veios de hematita compacta também se formam (Fig. 15). Não é incomum a ocorrência em meio ao pacote dolomítico de blocos de hematita compacta (Fig. 15A), com dimensões variando entre 5 e 20 centímetros.

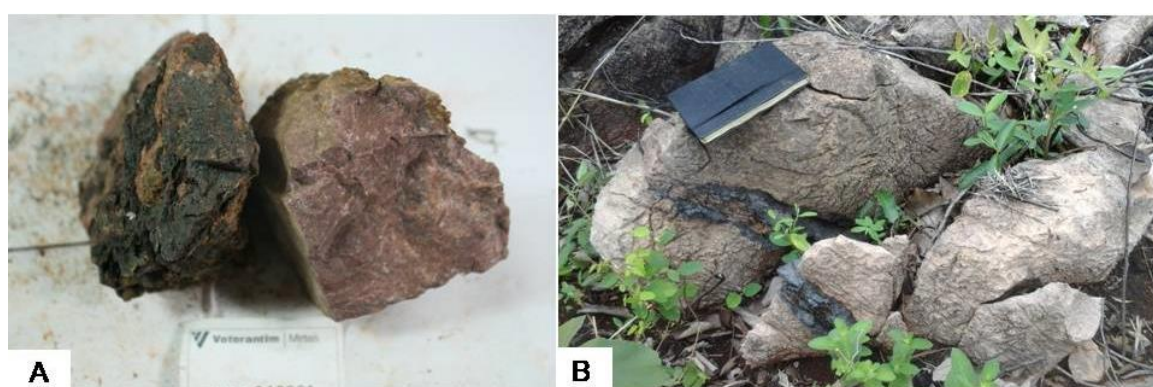


Figura 15: A- Amostra de dolomito com ferro carbonatação forte e bloco de hematita compacta associada. B - Afloramento de dolomito com veios de hematita.

Na área ocorre corpo de gossan, apresentado na Fig. 9, constituído por limonita e minerais secundários de zinco e chumbo. No entorno do gossan, em um raio de 250 m, é possível observar alguns afloramentos de dolomito cinza com **esfalerita** e **galena** disseminada e em veios (Fig.16A). Nesses afloramentos, são reconhecidas evidências de alteração hidrotermal, representadas por silicificação e dolomitização, com formação de dolomita branca esparítica. Em profundidade esta alteração é evidenciada pelas amostras das Fig.16B, 16C e 16D.

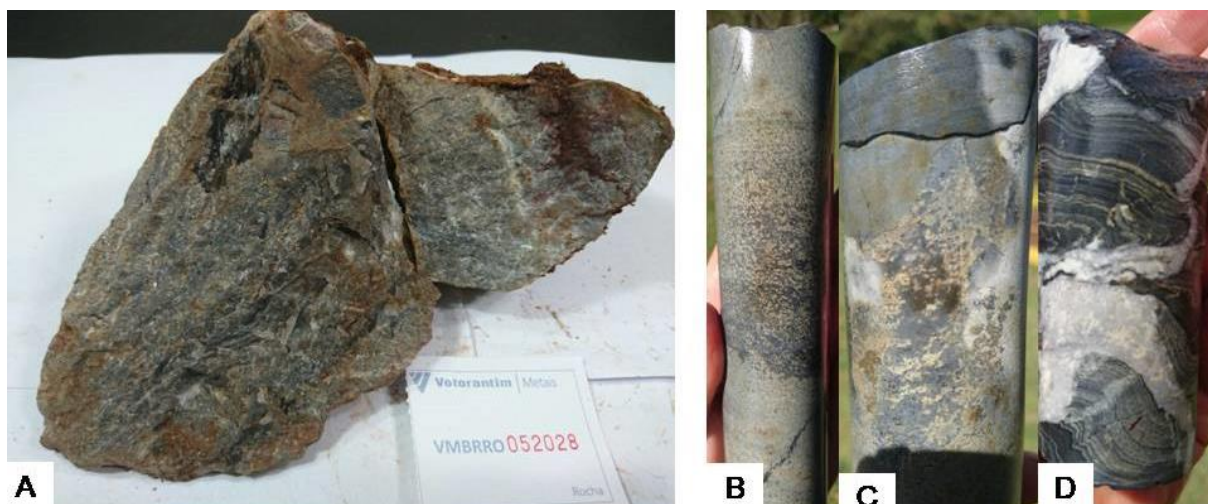


Figura 16: Dolomitos mineralizados. Em A - Dolomito cinza silicificado (IB-229) com esfalerita disseminada; B e C - Dolarenitos do furo B1SBF38 (profundidade 118,00 m), com esfalerita; D - Dolomito margoso cinza escuro silicificado contendo horizontes ricos em sulfetos, paralelos ao acamamento, cortados por veios de quartzo e dolomita branca esparítica.

4.5. Análise estrutural

Neste tópico serão abordados os dados estruturais coletados durante trabalho de campo, petrografia e descrição de testemunhos de sondagem. Os dados estruturais foram analisados separadamente de acordo com a divisão da área de estudo em três setores – nos setores 1 e 2, as rochas são predominantemente metapelíticas e a deformação é dúctil a rúptil-dúctil; enquanto no setor 3, representado por dolomitos, a deformação é predominantemente rúptil (exceto nas lentes de metapelitos hospedadas no pacote dolomítico) (Fig. 17).

Para a análise dos dados estruturais foram utilizados como base os trabalhos de Arruda (2016), Carvalho (2013) e Carvalho *et al* (2016), uma vez que esses focaram a análise estrutural do Grupo Vazante, e os dois últimos estudaram também sua interação com o Grupo Canastra, em área vizinha (a SW) à estudada neste trabalho.

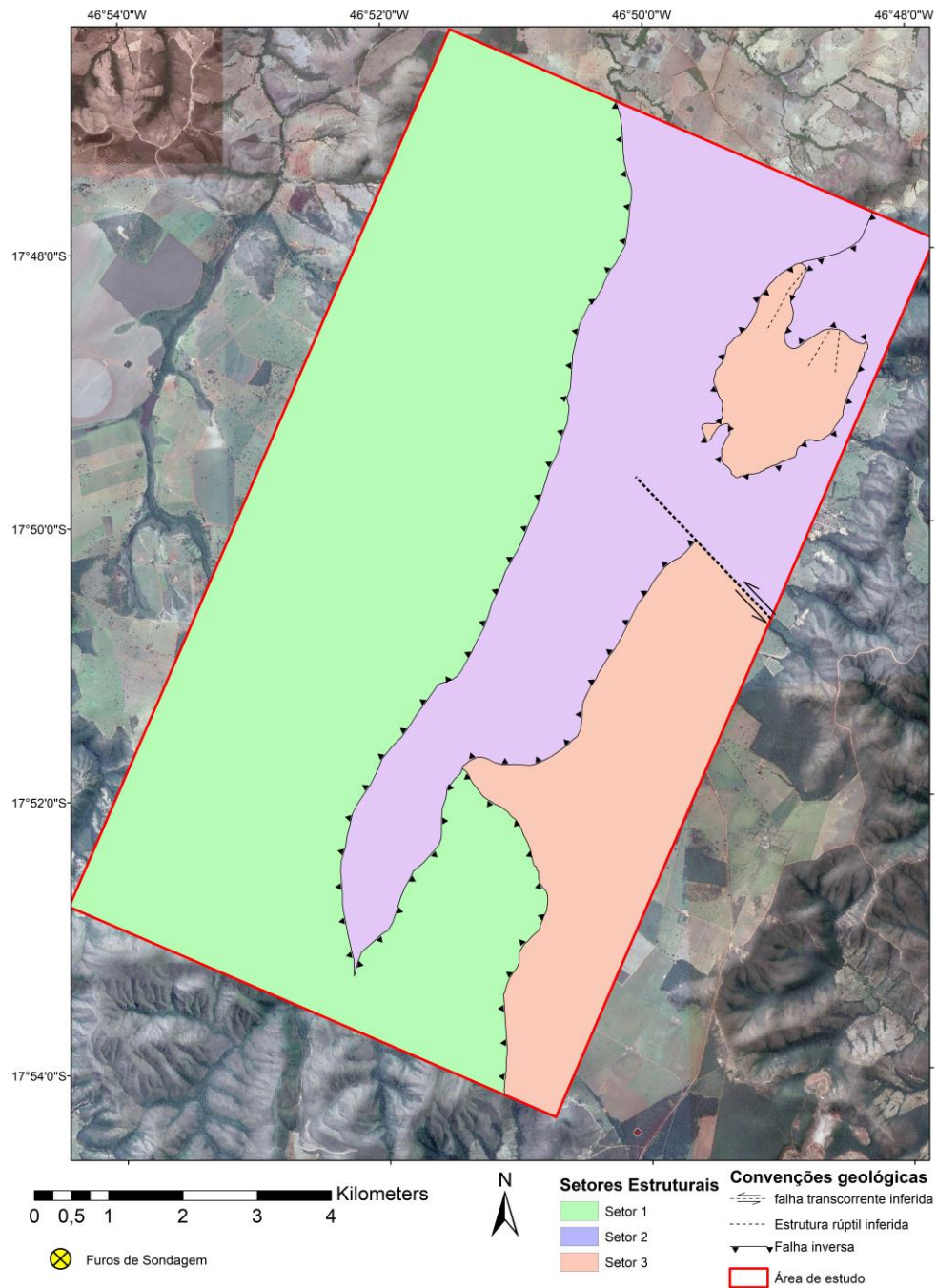


Figura 17: Mapa da area de estudo com ênfase na divisão desta em setores estruturais

4.5.1. Acamamento

O setor 1 localiza-se na porção oeste e sudoeste da área de estudo e é composto por ortoquartzitos, muscovita-quartzitos, quartzo-sericita filitos carbonosos e metarritmitos muscovita pertencentes ao Grupo Canastra. Assim como as unidades dos demais setores estruturais, apresenta *trend* estrutural NE, concordante com o *strike* do acamamento

sedimentar. Registra dobras tipo *kink bands* recumbentes a horizontais inclinadas (Fossen, 2012).

O setor 2 ocupa o centro e nordeste da área e contém rochas referentes à Formação Lapa – metamargas e filitos carbonosos com intercalações margosas. Esse setor se caracteriza por clivagem ardosiana (S1) e clivagem espaçada (S2). Também registra dobras em *kink* de caráter predominantemente recumbentes. Tanto neste setor, quanto no setor 1, S1 é estrutura de difícil reconhecimento em campo, sendo subparalela a paralela ao acamamento/bandamento composicional.

O setor 3, por sua vez, composto pelo pacote carbonático representado pela Formação Morro do Calcário e Formação Serra do Poço Verde, mostra dobras abertas e suaves, sempre como acamamento sedimentar bem preservado. Outras foliações são apenas vistas em dois cenários:

- Em lentes de metamargas e filitos inseridas em meio ao pacote dolomítico.
- Nos dolomitos da região de contato tectônico com o Grupo Canastra – sul do mapa, entre setores 1 e 3. Neste contexto, além de desenvolvimento de S1, a deformação registra estruturas sigmoidais indicando cinemática para o Grupo Vazante - E – SE – (Fig. 18).



Figura 18. Dolomito silicificado no contato entre os grupos Canastra e Vazante (IB – 15). É possível distinguir entre acamamento sedimentar (horizontal) e foliação S1 (inclinada) configurando sequências de pares S/C. Notar estrutura sigmoidal no centro da foto indicando movimentação de topo para SE, rumo ao Cráton São Francisco.

Na Fig. 19, o estereograma de pólos de acamamento do setor 1, mostra concentração dos pólos, resultado da predominância de planos mergulhando para NW. Os dois arcos mostram as medidas mais representativas (275/15 e 307/24). Os dados não distribuem-se ao longo de uma guirlanda específica, logo o dobramento deste setor possui caráter não cilíndrico, constituindo dobras assimétricas, com flancos invertidos curtos e flancos normais longos.

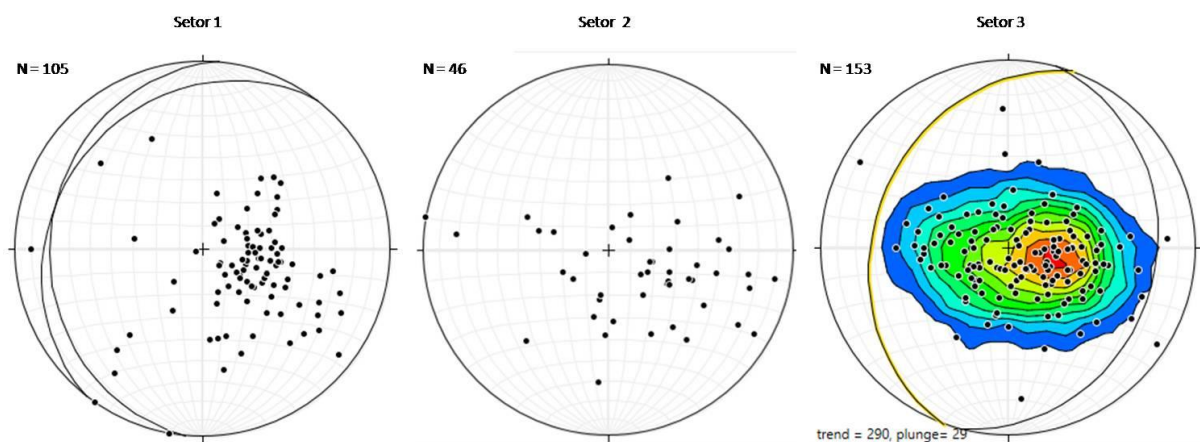


Fig. 19: Estereogramas de pólos de acamamento. N representa o número de dados.

No setor 2, a dispersão de dados é maior. As dobras não são tão apertadas, mas a atitude de acamamento geral ainda é semelhante a do setor 1, com sentido de mergulho para NW (295/35 – plano mais representativo).

O setor 3 também mostra grande dispersão nos dados. Neste caso, caracteriza o padrão de dobras suaves e abertas deste setor. A atitude principal (290/29) está destacada em amarelo na Figura X e é acompanhada por atitude 110/22, subordinada.

4.5.2. Foliações

O cavalgamento para leste, de modo geral, acompanhou a orientação dos estratos sedimentares dos Grupos Canastra e Vazante, e justapôs estes grupos de modo que a base do Grupo Canastra na área de estudo trunca as unidades do Grupo Vazante. Como observado por Carvalho *et al.*, (2016), as lineações de estiramento ocorrem de modo geral paralelas a leste, concordante com o transporte tectônico principal. Estes esforços resultaram em **duas foliações principais** na área de estudo:

Foliação S_1 : é de difícil reconhecimento por ser facilmente confundível com S_0 devido seu paralelismo; constitui clivagem ardosiana nos metapelitos dos setores 2 e 3 e clivagem filítica nos metapelitos do setor 1. Esta diferenciação na estruturação não é sempre óbvia,

entretanto quando reconhecida torna-se ferramenta para separação entre rochas metassedimentares dos distintos grupos, uma vez que assim como o metamorfismo, a deformação também foi mais intensa nas unidades do Grupo Canastra em relação às unidades do Grupo Vazante (Fig. 20).

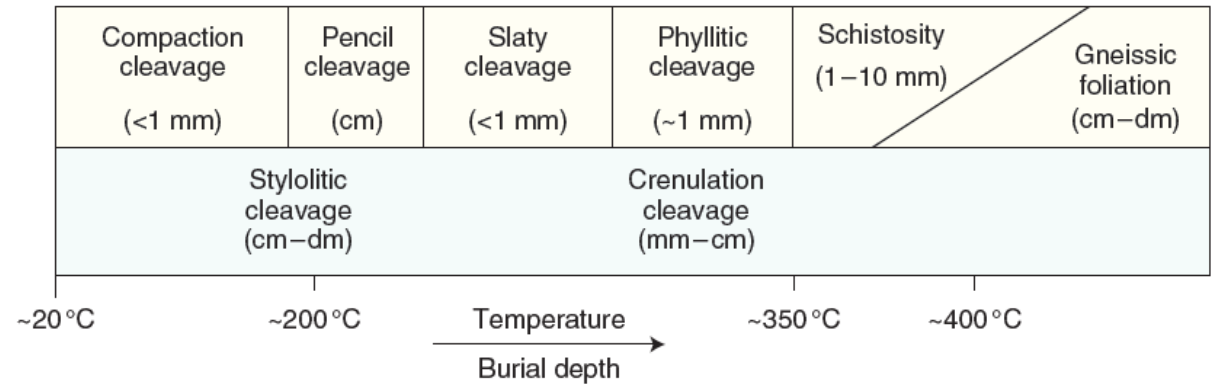


Figura 20. Tipos de clivagem e foliação e sua relação com profundidade de soterramento e temperatura de formação das estruturas (Fossen, 2012).

Foliação S_2 : caracteriza o plano axial e clivagem espaçada de dobras em *kink* recumbentes a horizontais inclinadas, isoclinais a apertadas. Em lâmina, S_2 apresenta-se paralela a S_0/S_1 nos flancos destas dobras, e perpendicular a estas superfícies na zona de charneira (Fig. 21).

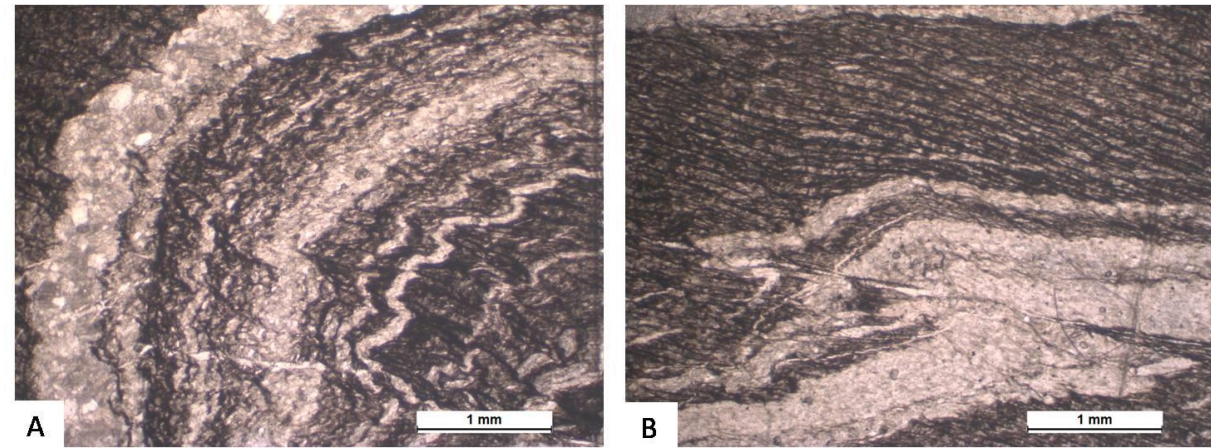


Figura 21. Fotomicrografia de metamarga (amostra B1SBF38-207,65 m). A) S_2 está orientada do canto esquerdo superior ao canto direito inferior, perpendicular ao bandamento composicional na zona de charneira da dobra. B) relação de sub paralelismo entre S_1 e S_2 , no flanco das dobras (além de falhamento mostrando a camada superior deslocando para a porção esquerda da imagem).

Na Fig.22 nota-se que a maioria das medidas de foliação mergulham para NW (atitude semelhante a dos acamamentos).

Não tão expressiva, a foliação S_3 representa clivagem de crenulação, reconhecida apenas no setor 1.

Exceção quanto ao estiramento que ocorre a NE da área mapeada: lineação de estiramento de atitude 202/47 próxima à falha de cavalgamento (figuras 9 e 10) mostra caráter provável oblíquo para estas falhas que parecem mostrar componente transcorrente.

O perfil que mais se aproxima da mineralização estudada aqui é representado na Fig 10. As medidas tomadas do setor 3 são referentes exclusivamente a metamargas e ardósias que ocorrem localmente em meio ao pacote dolomítico a NE da área. Mostram mergulho de alto ângulo.

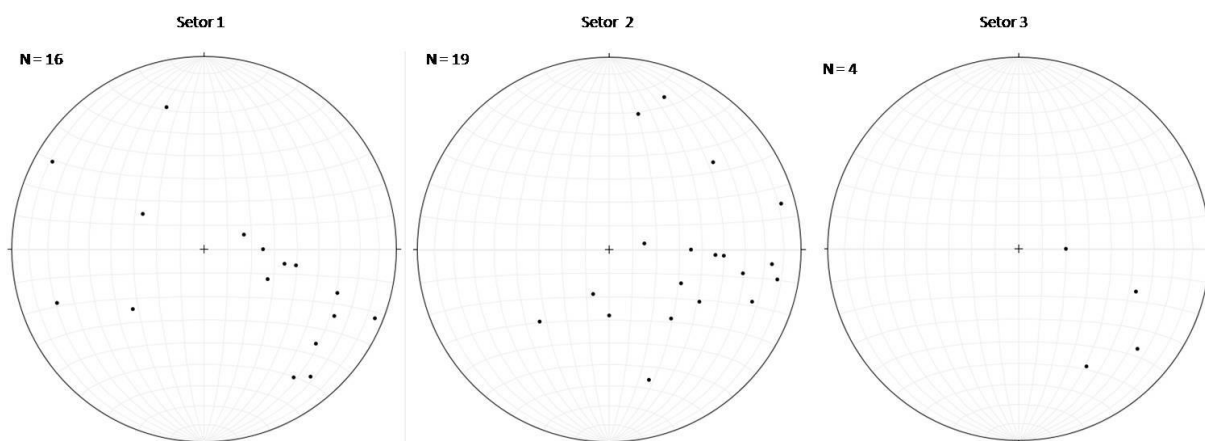


Figura 22. Estereogramas de pólos de foliações. N representa o número de dados utilizados na análise. Os planos mais representativos seriam 285/80, 290/50 e 305/40 para os setores 1, 2 e 3, respectivamente.

4.5.3. Fraturas

No setor 1, a maioria das fraturas orienta-se em um *trend* NW-SE bem definido, embora existam dados que mostrem planos com *strike* NE. Ambas atitudes mostram subverticalização a verticalização das fraturas. Medidas mais representativas são expressas na Fig. 23.

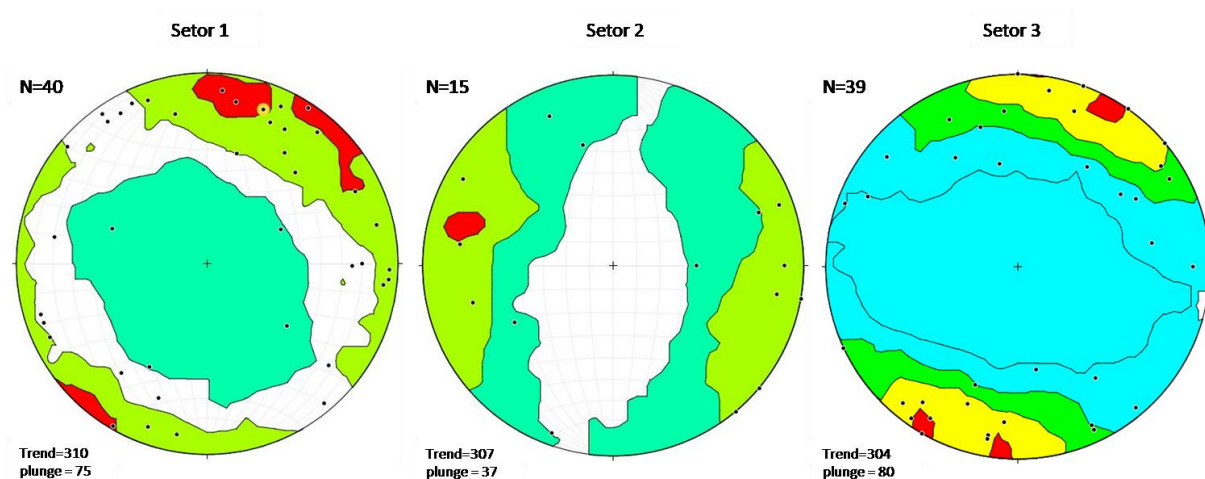


Figura 23. Estereogramas de pólos representando as fraturas da área de estudo. As cores nos estereogramas dos setores 2 e 3 representam a concentração de dados em determinada posição do estereograma. Quanto mais quente (vermelho) a cor, maior a concentração; quanto mais fria (azul) menor esta será. Estão representados as medidas preferências no canto esquerdo inferior de cada estereograma.

A orientação NNE-SSW e mergulho moderado (em relação aos demais setores) das fraturas do setor 2 são correlacionáveis com a orientação geral dos contatos entre as distintas unidades. Essa é uma resposta coerente com a configuração da Formação Lapa na área de estudo, pois é a unidade que mais interage com outras sequências.

A dispersão dos dados do Setor 3 definem bem um *trend* WNW- NW para o pacote carbonático. Essa orientação é equivalente à transcorrência de caráter sinistral que desloca o pacote dolomítico de SE e NE da área em cerca de 1075 m. Medidas de acamamento próximas apresentam *strike* NW.

4.5.4. Lineações

As lineações de intersecção e eixos de dobras foram analisados em conjunto.

Nos setores 1 a maioria dos dados mostra lineações caindo para SW, subhorizontalizadas a 50° (Fig.24). Esta disposição de eixos e lineações de intersecção subparalelas ao esforço de convergência deve ser referente a dobras em bainha, não delimitadas durante atividade de campo.

Há apenas uma medida referente ao setor 2, tornando qualquer inferência a respeito totalmente especulativa.

As atitudes do setor 3 mostram atitude N-NE preferencialmente, e caimentos variados.

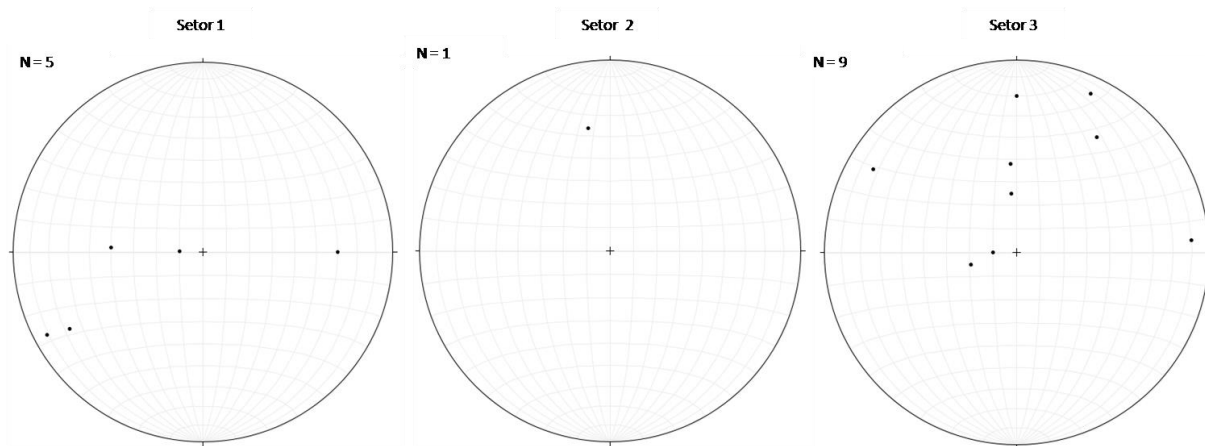


Figura 24. Estereogramas contendo dados de lineações de intersecção e eixos de dobras.

4.5.5. Veios

A disposição dos veios do setor 1 parecem concordar com as fraturas, com os dois *trends* definidos: NW e NE, sendo os veios de direção NW discretamente mais expressivos (Fig 25).

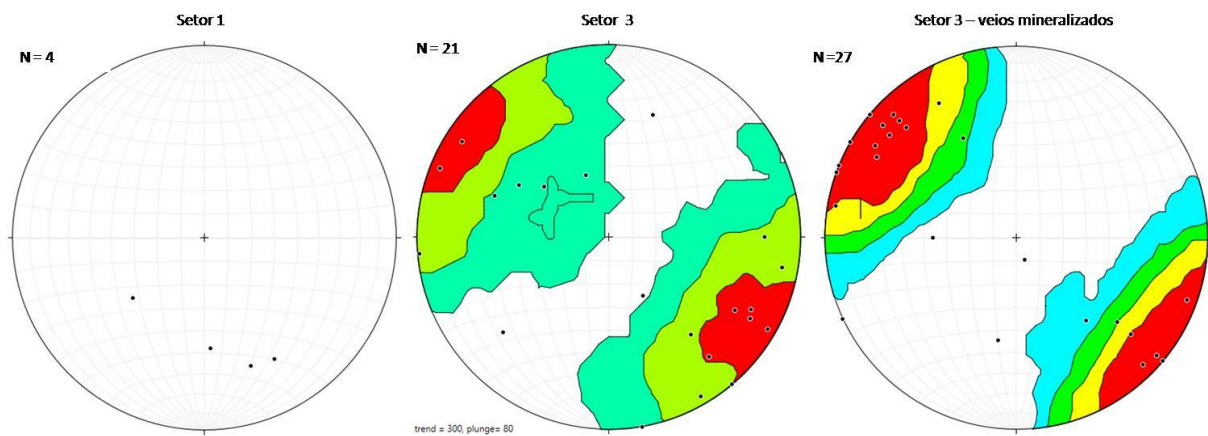


Figura 25. Estereogramas de pólos para veios (setor 1 e 3) e veios mineralizados (setor 3 - veios mineralizados). Não foi realizado estereograma para o setor 2 devido a ausência de dados.

Ao contrário, no setor 3, os veios não orientam-se de acordo com as fraturas do setor, mas antes com a orientação NE. Destaca-se ainda a diferença entre os veios ordinários (comumente preenchidos por quartzo e/ou dolomita branca esparítica) e veios mineralizados (preenchidos por quartzo e/ou dolomita branca esparítica e sulfetos, tais como esfalerita, galena e pirita), mais verticalizados. Esta configuração é concordante com as estruturas de alto ângulo marcadas pelo IP (*induced polarization*) que teriam permitido a colocação de fluidos hidrotermais mineralizantes, formando brechas hidrotermais mineralizadas nesse setor (Figuras 9 e 10).

4.6 Descrição petrográfica

B1SBF 38 – 159,20 m (Brecha intraformacional ou Dolorudito – Formação Morro do Calcário)

Macroscopicamente, a rocha representa uma brecha intraformacional com clastos subarredondados a subangulosos de marga e dolarenito centimétricos e dolorudíticos decacentimétricos (Fig. 26); box work foi observado localmente em vênulas de quartzo e dolomita branca. Pirita e esfalerita ocorrem em bolsões milimétricos. Além da brecha sedimentar, ocorrem porções brechadas hidraulicamente.

A amostra caracteriza-se pela presença abundante de *rombs* de dolomita esparítica, mostrando duas frações granulométricas distintas, ambas esparíticas:

- Tamanho variando entre 0,03 e 0,15 mm compondo cerca de 77% da lâmina. Entre os *rombs* há filmes delgados de matéria orgânica, com espessura entre 0,05 e 0,01 mm.
- Tamanho entre 0,12 e 0,35 mm, associados com regiões silicificadas e com dolomita baroque (extinção ondulante e contornos não retilíneos). Compõe cerca de 4% da amostra.
-

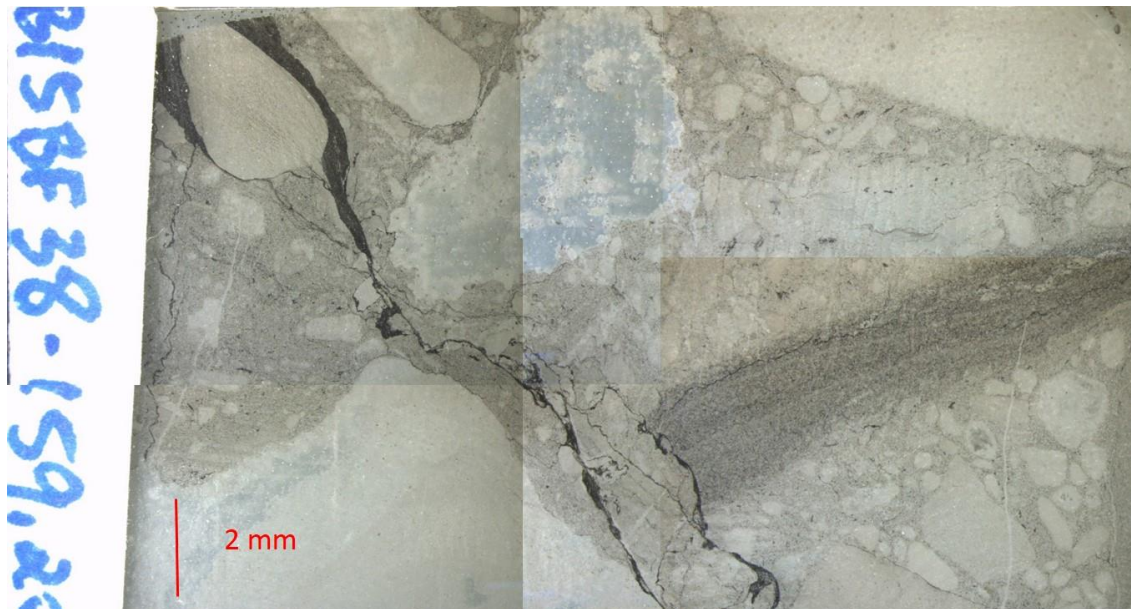


Figura 26. Seção delgada fotografada utilizando lupa. A imagem é um mosaico de 6 fotos, que destaca o aspecto da brecha intraformacional. Filme escuro carbonoso secciona a matriz de dolomita microesparítica do canto esquerdo superior até a porção central-inferior da lâmina.

Além dos delgados filmes de material carbonoso (8% da lâmina) em meio aos cristais de dolomita, há ainda outras vênulas do mesmo material, porém com espessura maior, variando entre 2,3 e 0,1 mm, localmente constituindo estilólitos e ondulado (Paschier & Trouw, 2005) como na Fig. 27B. Estes definem localmente textura semelhante a *stockwork* em meio aos cristais de dolomita menores, e parecem ter conexão com os filmes menores. Estas vênulas hospedam pirita subarredondada, com contorno irregular e tamanho variando entre 0,04 e 0,035 mm e cristais de illita e sericita. Estes são incolores, apresentam cores de interferência rosa e verde pálidos, tamanho de 0,1 a 0,01 mm e compõem cerca de 3% da lâmina.

A silicificação não é pervasiva, mas preenche vênulas e bolsões, de 0,3 a 0,9 mm e entre 2,5 e 8 mm, respectivamente, compostas de calcedônia (6% da lâmina) e quartzo (3% da lâmina), de tamanho variando entre menores que 0,01 e entre 0,05 e 0,2 mm, respectivamente. Estas vênulas são zonadas em relação ao tamanho dos cristais, sendo que a calcedônia é associada às bordas, enquanto o quartzo concentra-se no centro (substituição e preenchimento). Dolomita esparítica e dolomita baroque ocorrem relacionadas ao quartzo e calcedônia localmente, mostrando tamanhos entre 0,2 e 0,5 mm, respectivamente.

Os clastos que compõem o dolorudito são preenchidos por calcedônia, dolomita esparítica, dolomita baroque e dolomita microesparítica. A proporção entre clastos é semelhante, em relação ao mineral de preenchimento. O tamanho destes varia entre 6,25 e 0,8 mm, são arredondados a subangulosos com esfericidade que varia desde baixa a alta. Alguns parecem nódulos evaporíticos substituídos, como na Fig. 27C e 27D.

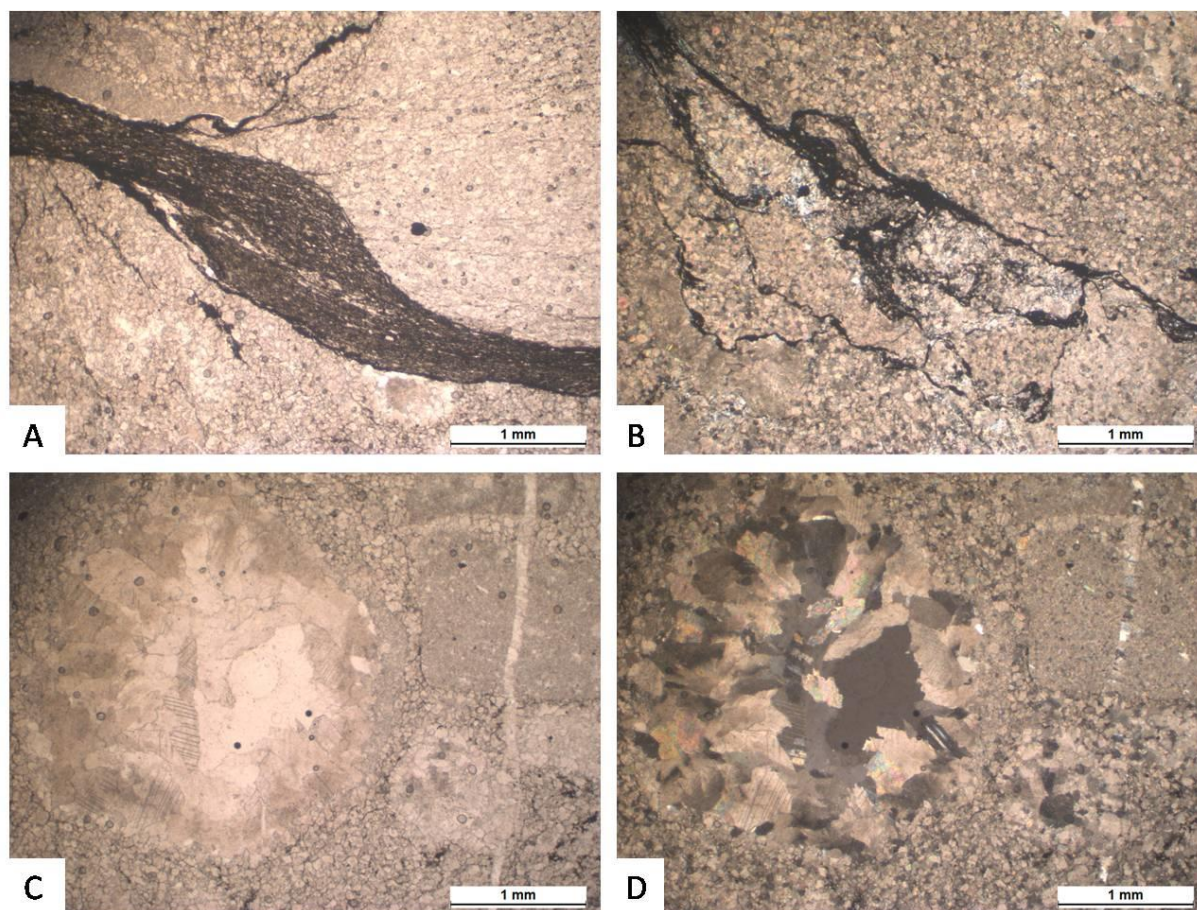


Figura 27. Fotomicrografias da brecha intraformacional. A – Nível de material carbonoso com illita associada; B - Filmes “subsidiários” de matéria orgânica em estilólitos. C e D – Partícula carbonática mostrando feição de substituição e preenchimento – menor granulação de cristais de dolomita baroque na borda, se comparados com os cristais no centro do clasto. Notar as distintas granulometrias dos cristais de dolomita, desde esparítica, até microesparítica; e veio de quartzo e dolomita microesparítica cortando a foto do canto direito superior até o canto direito inferior. Fotos B e D tiradas com polarizadores cruzados, e A e C com polarizadores descruzados.

Amostra IB – 147 (Evaporitos - Formação Morro do Calcário)

A amostra IB – 147 relaciona-se ao pacote de rochas dolomíticas da Formação Morro do Calcário, Grupo Vazante. Na escala de descrição macroscópica essa amostra se distingue pela presença abundante de minerais com aspecto acicular e matriz avermelhada, aparentemente limonitizada (Fig. 28A e 28B).

Em lâmina, a amostra é composta basicamente por dois domínios: matricial e pseudomórfico, que compõem cerca de 35% e 65% da amostra, respectivamente e não apresentam orientação aparente.

- Domínio Matricial: composto por illita (32%), quartzo (38%), dolomita (6%) e opacos (24%). Os cristais variam de 0,1 – 0,01 mm, 0,9 – 0,04 mm, 0,7 – 0,02 mm e 0,2 – 0,002 mm, respectivamente.

- Domínio Pseudomórfico: composto essencialmente por quartzo com hábito acicular e secções hexagonais, interpretado como produto da substituição de minerais evaporíticos. A granulometria neste domínio varia consideravelmente (Fig.12) das bordas (0,06 mm) em relação ao centro (1,3 mm). Localmente cristais de opacos, illita e carbonatos estão inclusos nestes cristais de quartzo.



Figura 28: A – Amostra de mão; B – Foto da seção delgada, mostrando as acículas de quartzo.

A alteração hidrotermal é seletivamente pervasiva, uma vez que a silicificação é mais expressiva nos pseudomorfos de minerais evaporíticos aciculares (Fig.29), e sua textura original é preservada. Tanto a variação granulométrica do quartzo nas acículas (menor nas bordas), quanto a precipitação de carbonato no centro constitui feição típica de dissolução de sulfatos e posterior preenchimento do espaço gerado.

O reconhecimento de minerais evaporíticos em sequências de rochas hidrotermalizadas é raro. Estes são os primeiros a serem substituídos no processo hidrotermal, mais comumente por sílica, dolomita e calcita (Leach, 2014).

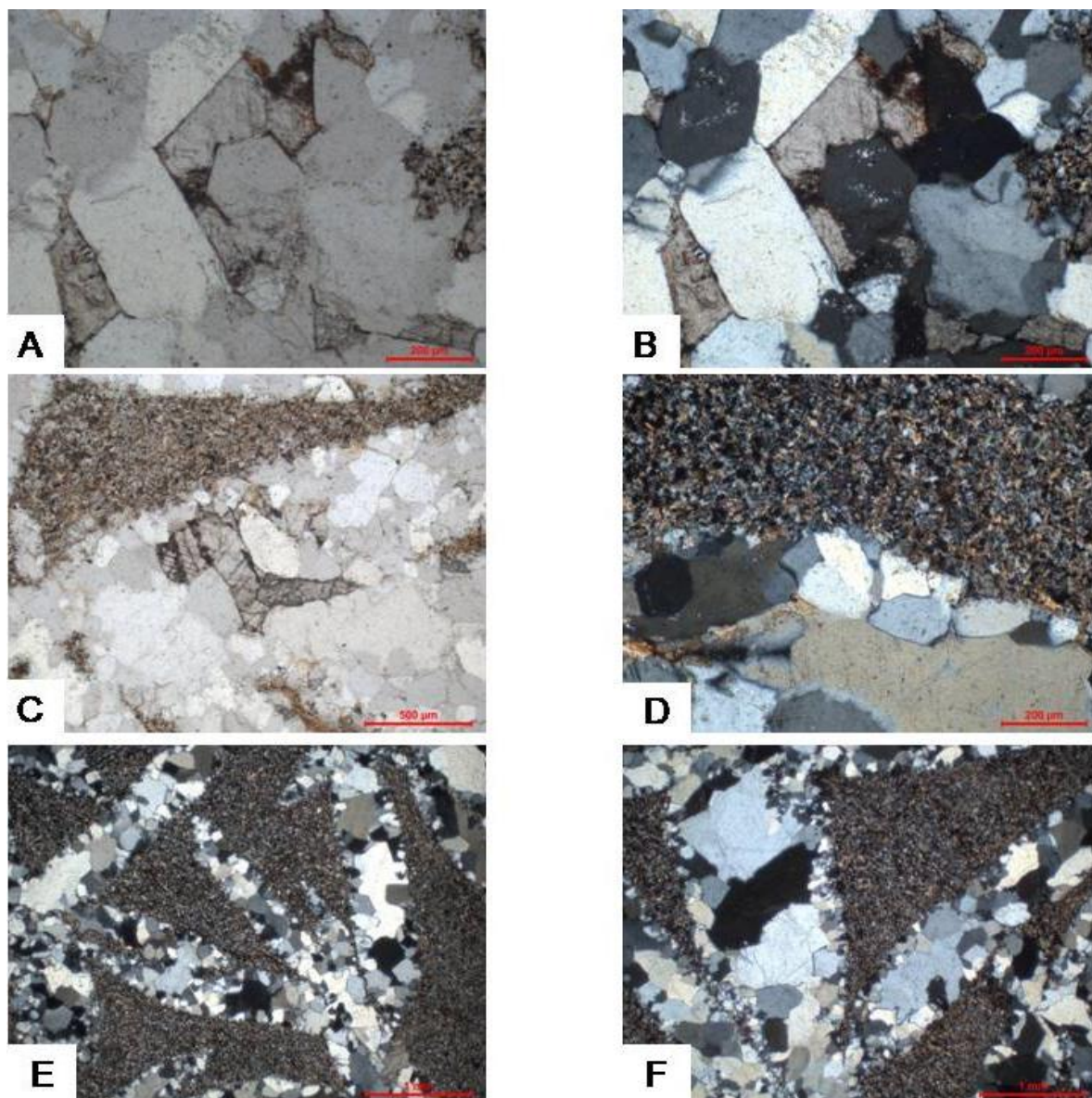


Figura 22: A e B – Seção basal de um pseudomorfo apresenta forma hexagonal, hábito típico de sulfatos, como a barita. C – Carbonato associado aos pseudomorfo. D – Contato entre matriz carbonática com illita e opacos cristais aciculares de quartzo. E e F - Pseudomorfos de minerais evaporíticos, agora preenchidos por quartzo. Notar aumento granulométrico das bordas para o centro. Luz transmitida; polarizadores cruzados em B, D, E e F. Polarizadores paralelos em A e C.

B1SBF36 – 146,80 – Metamarga A (Formação Lapa)

Macroscopicamente descrita como metamarga de estrutura estratificada, cortada localmente por veios centimétricos de quartzo e dolomita.

Ao microscópio, a matriz composta por dolomita microesparítica (47% da amostra) de granulação média 0,005 mm, orientadas marcando acamamento, dobrado com frequência próximo aos veios de dolomita esparítica (22%) e dolomita baroque (16%) - de granulometria

variando entre 1 e 0,1 mm -, albita (4% da amostra) – de granulometria entre 1,2 e 0,1 mm, mostrando geminação lei da albita e carlsbad com característica feição de afunilamento próximo da terminação, típica de deformação (Passchier *et al*, 2005). A extinção nestes varia de ondulante setorizada a irregular, e em leque – esta última feição é típica de albita hidrotermal.

Ocorrem filmes de 0,05 a 0,2 mm de espessura próximos ao contato entre matriz e veios, dobrados de acordo com o acamamento. São compostos por matéria orgânica (7%) e clorita (4%) e localmente mostram dobras estilolíticas.

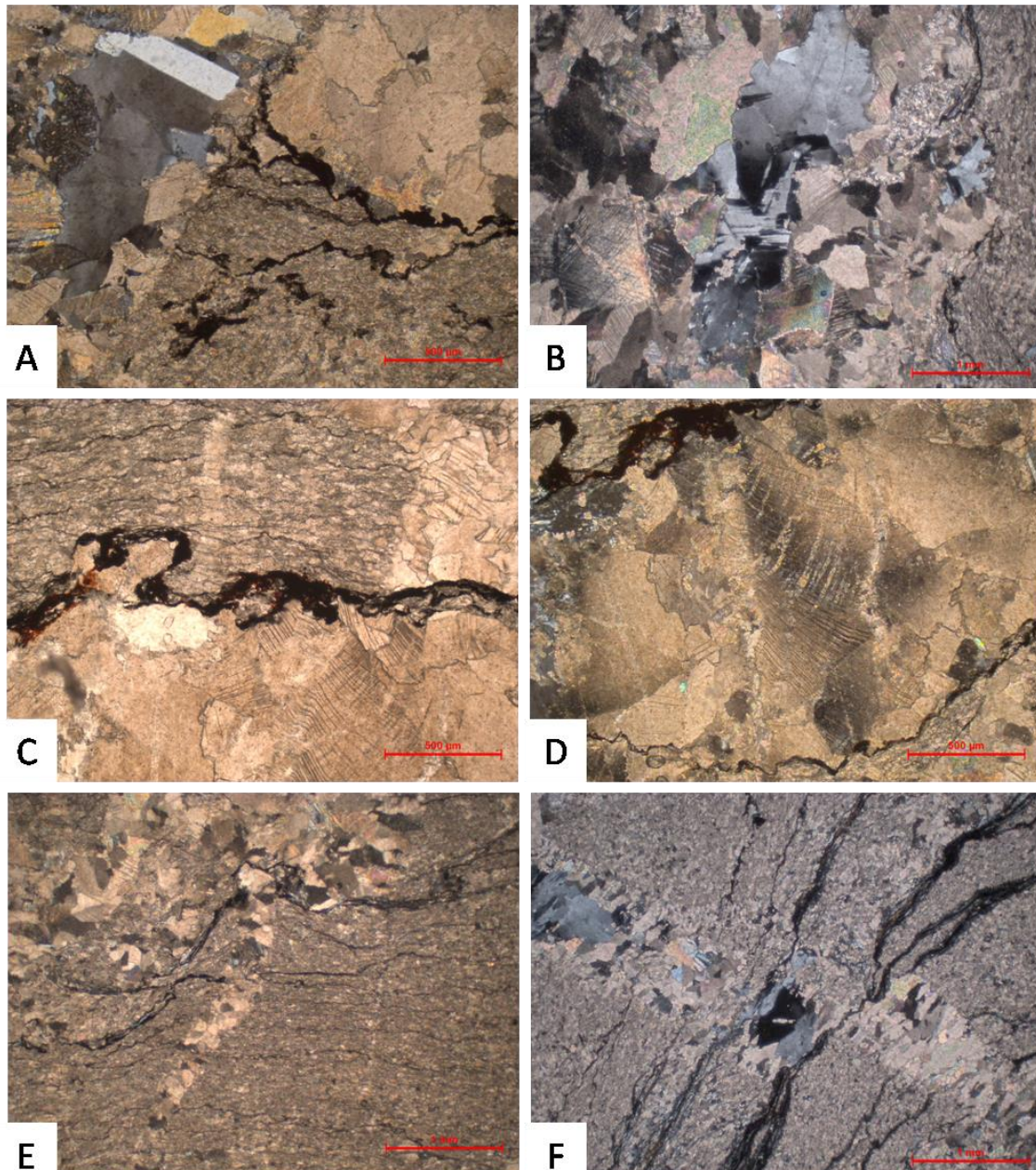


Figura 30: A e B – cristais albita hidrotermal mostrando geminação tipo carlsbad e lei da albita de terminações ponteadas. A e C mostram dobras estilolítica locais marcadas pelo filme escuro composto por pirita limonitizada e illita. D mostra detalhe de cristal de dolomita

baroque. Microfotografias A, B, D, E e F registradas sob nicóis cruzados, e C registrada sob nicóis descurados.

B1SBF38 – 207,65 m – Metamarga B (Formação Lapa)

A amostra foi descrita macroscopicamente como metamarga, com estratificação bem marcada e dobras em *kink bands*. Ao observar a seção delgada (Fig. 31), a estrutura dobrada da amostra é evidente. Alguns veios de quartzo e dolomita branca orientam-se-se paralelamente à clivagem (S₂) gerada em resposta ao dobramento e ao longo de planos de falha com rejeito de cerca de 2 mm e desenvolvimento de dobras de arrasto.

O bandamento composicional é marcado pela intercalação de camadas brancas e cinza-escuras, constituídas por quartzo/dolomita branca e material carbonoso/micáceo, respectivamente.

O acamamento apresenta-se oblíquo em relação à orientação do furo de sondagem. Esta disposição espacial foi interpretada como típica de região de flanco invertido, próximo a zona de chaneira. Sulfetos ocorrem associados a níveis amarelados margosos e localmente dolareníticos.



Figura 31. Metamarga representada por mosaico de fotos tiradas utilizando lupa. Notar deslocamento das vênulas e bandamento composicional, indicando cinemática de topo para o canto esquerdo superior da lâmina.

Ao microscópio, as bandas brancas são formadas por quartzo, dolomita microesparítica e illita/sericita. A proporção destes três minerais dentro deste domínio foi

estimada em 45%, 48% e 7%, e suas dimensões variam em 0,08 – 0,25 mm, 0,05 – 0,005 mm e 0,15 – 0,01 mm, respectivamente.

As bandas cinza-escuras são constituídas essencialmente por material carbonoso, illita/sericita, quartzo, dolomita microesparítica e pirita, em proporções neste domínio estimadas em cerca de 28%, 55%, 9%, 7% e menos que 1%, respectivamente. O tamanho dos minerais é de difícil precisão pois são muito pequenos. A illita/sericita varia entre 0,01 e 0,03 mm.

A principal estrutura planar é a clivagem ardosiana S₂ que ocorre espaçada, paralela ao plano axial referente ao dobramento do bandamento composicional; é bem marcada pelo rearranjo do material carbonoso, que dispõe-se paralelo a esta clivagem nos flancos e perpendicular a este na zona de charneira, além de ocorrer também ao longo do bandamento composicional, **crenulado**. Forma finos filmes de 0,03 a 0,01 mm de espessura. Nas bandas brancas é difícil perceber esta estrutura, que é evidente no arranjo discreto dos cristais de dolomita microesparítica paralelos à clivagem em questão.

As falhas são paralelas à S₂, com rejeito semelhante ao medido macroscopicamente, variando entre 1,8 e 2,3 mm. Ao longo destas falhas, o bandamento composicional dobra-se com maior intensidade devido ao processo de **arrasto**.

Assim como as falhas, os veios também seccionam a rocha aproveitando a clivagem S₂ (Fig.32) Também as falhas mostram-se transversais ao bandamento composicional nas bandas quartzosas (brancas), e oblíquas/subparalelas a este nas bandas micáceas (cinza-escuras) em consequência da diferença de competência entre estas bandas. Os veios possuem espessura entre 0,2 e 0,65 mm e são constituídos por calcedônia (0,15 - 0,01 mm) e dolomita microesparítica (tamanho menor que 0,01 mm) em 40% e 59%, respectivamente. Opacos estão presentes e compõem menos que 1% do veio e variam em tamanho entre 0,01 e 0,03 mm.



Figura 32. Amostras de testemunho de metamarga mostrando distintos padrões de dobramento e vênulas centimétricas de quartzo e dolomita branca arranjadas subparalelas ao plano axial.

Ocorrem ainda veios dispostos segundo o bandamento composicional, com espessura de 1,2 a 0,4 mm. São constituídos por quartzo, dolomita microesparítica e dolomita esparítica, porém com maior proporção de carbonatos (20%, 45% e 35%, respectivamente). A dimensão destes minerais varia entre 0,5 – 0,1 mm, menores que 0,01 mm e 0,6 – 0,2 mm, respectivamente; e o quartzo tem aspecto anguloso e brechado. Estes veios são anteriores e quando intersectados pelos veios posteriores transversais ao bandamento composicional, são **rotacionado** por estes (Fig. 33).

Ocorrem estruturas de ***pinch and swell*** e ***boudins*** ao longo do bandamento composicional, relacionadas às bandas cinza-escuras.

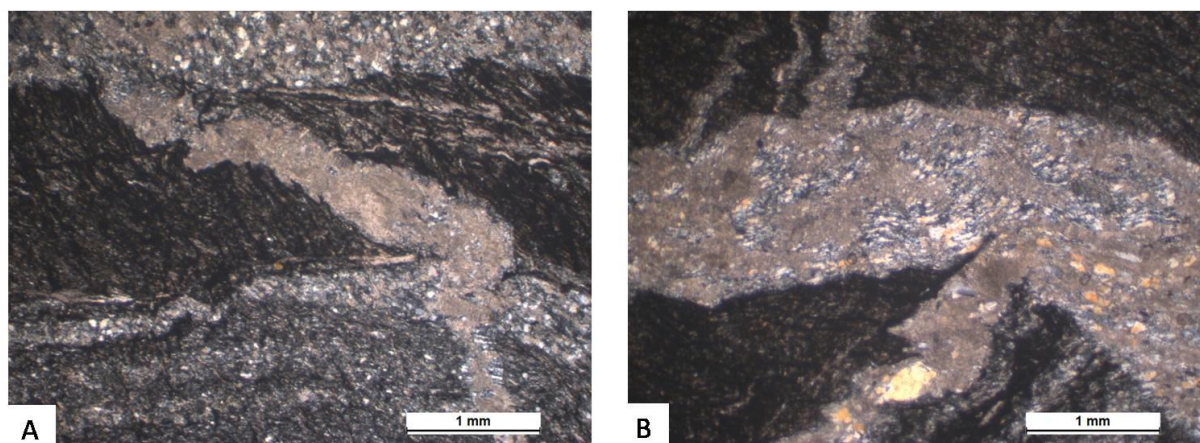


Figura 33. A – Vênula de dolomita microesparítica perpendicular ao bandamento composicional nas bandas quartzo-dolomíticas e oblíquo nas bandas carbonosas-micáceas. B – Geração posterior de vênula sintectônica, que desloca em cerca de 2 mm a vênula mais antiga – sentido de cinemática sinistral (contexto da foto). Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores cruzados.

B1SBF36 – 213,35m – Metamarga B (Formação Lapa)

Macroscopicamente, essa amostra foi descrita como metamarga silicificada contendo pirita e *box work* associados ao acamamento, que mostra ritmicidade entre níveis cinza claro, dolomito-quartzosos, e cinza escuro, ricos em matéria orgânica e minerais micáceos. Ocorre veio de quartzo e dolomita branca deslocando bolsão de 4 centímetros com cristais de pirita euédricos (Fig. 34).

Em lâmina, existe a intercalação entre bandas de distinta composição:

1. Composição predominantemente quartzosa (83%) - quartzo apresenta granulação entre 5,4 – 0,1 mm; dolomita esparítica (6%), variando entre 0,2 – 1,4 mm, e dolomita microesparítica (11%). Esta ocorre no contato entre cristais de quartzo e dolomita esparítica, e inclusas nos cristais de quartzo. Alguns cristais maiores de quartzo apresentam filmes brancos no contato entre os limites das extinções do cristal.

Existe evidências de *bulging* no contato de alguns cristais de quartzo ou de uma proto-rotação de subgrãos. Também há evidências deste processo em cristais de quartzo que apresentam extinção ondulante irregular. Esta banda apresenta espessura de 1 cm a 7 mm na lâmina.

2. Banda piritosa: Composta 81% por cristais de pirita euédricos que variam entre 0,02 e 0,2 mm. No contato entre a pirita e cristais de quartzo, que representa cerca de 13% da banda e apresenta dimensão de 0,9 – 0,02 mm, ocorrem sombras de pressão com quartzo. Estão presentes também cristais de illita (6%) que variam entre 0,01 e 0,08 mm. A espessura desta banda varia entre 1,3 – 0,5 cm.

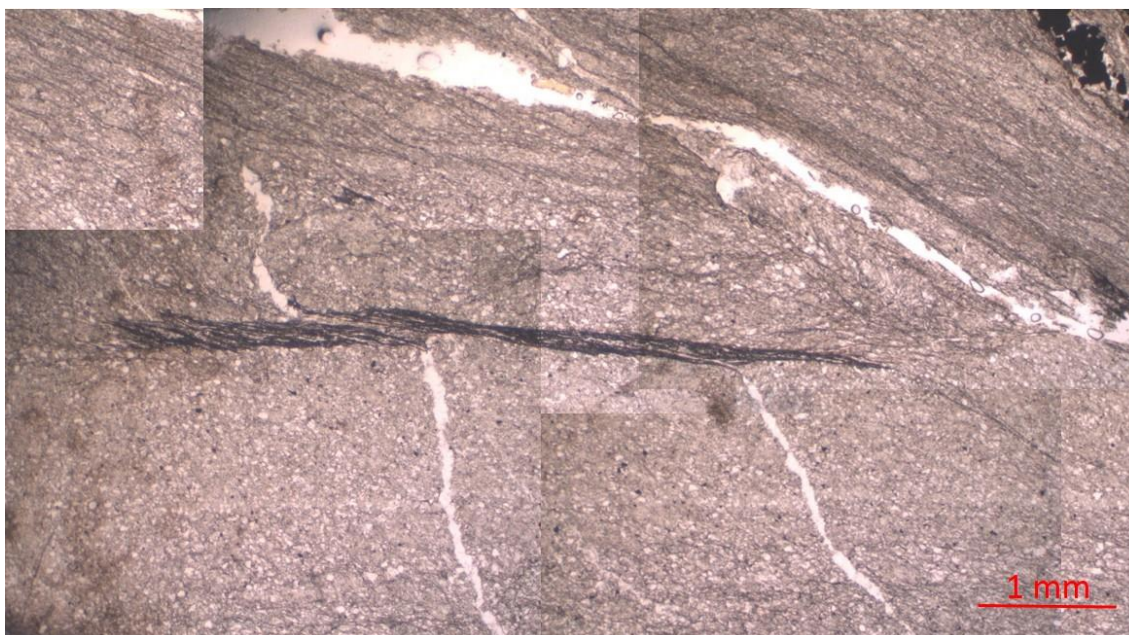


Figura 34. Mosaico de fotografias da lâmina B1SBF36 – 213,35m. Notar vênulas de quartzo deslocadas por banda de cisalhamento marcada pelo arranjo horizontal de material carbonoso – rejeito de 1 mm.

3. Banda pirobotuminosa: Composta por 60% de material carbonoso, 2% de pirita e 38% de illita. A matéria orgânica dispõe-se em duas formas: paralela à banda (predominantemente) e oblíqua a esta. Esta configuração é resultado do cisalhamento, formando pares S/C definidos pelos filmes de material carbonoso e illita; microlitons de 0,15 mm de espessura são preservados em meio aos pares de cisalhamento.

Quando oblíquo, filme de material carbonoso com 0,02 mm de espessura ocorre inflexionado. Sua obliquidade torna-se cada vez menor conforme aproxima-se do contato com as banda piritosa (Fig. 35). Quartzo ocorre associado a vênulas de 0,3 – 0,02 mm de espessura, compondo cerca de 68% destas vênulas; enquanto illita perfaz 32% e ocorre paralela à vênula. Espessura da banda de 0,3 cm.

4. Banda illito-quartzosa: composta por quartzo (35%), illita (56%), pirita (4%) e matéria orgânica (5%); estes minerais apresentam variação de dimensão em 0,01 – 0,05 mm, 0,01 - 0,15 mm, 0,005 – 0,05 mm, e em filmes de material muito fino e espessura de 0,005 mm, respectivamente. Localmente neste domínio, concentração de filmes de matéria orgânica e illita registram falha de 0,15 mm espessura, que desloca vênula de 0,1 mm composta por quartzo (cristais de 0,05 – 0,15 mm) em 1 mm de rejeito. A composição total da amostra é de: 27% de pirita, 8% de matéria orgânica, 19% de illita, 36% de quartzo, 6% de dolomita microesparítica e 2% de dolomita esparítica. A espessura da banda varia entre 1,5 – 0,8 cm.

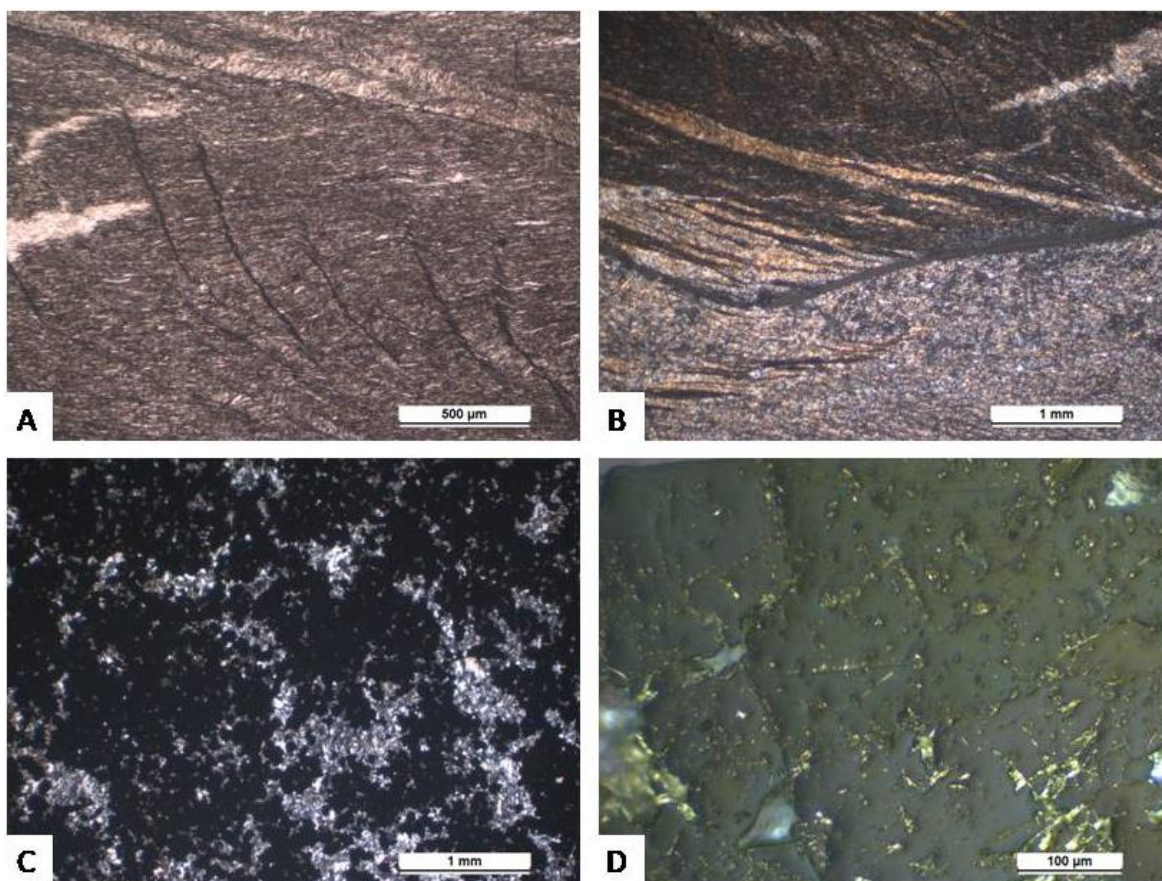


Figura 35. A – Crenulação de S₂ e variação em sua obliquidade aumentando em relação à S_n, conforme tende à porção superior da imagem. B – mesma relação de A em outra localidade e sob polarizadores cruzados. C – Banda pirítica, com matriz com quartzo e calcedônia – minerais que próximo ao contato dos agregados de pirita, constituem sombras de pressão. D – Detalhe de inclusões de calcopirita em cristal de pirita. D registrada em luz refletida. A registrada sob polarizadores descruzados, e C sob polarizadores cruzados.

B1SBF36 - 204,70 m – Metamarga B (Formação Lapa)

Macroscopicamente, a amostra B1SBF36-204,70 m é descrita como metamarga de estrutura estratificada marcada pela ritmicidade entre níveis de 2 a 3 cm cinza claros e cinza escuros. Pirita ocorre associada ao acamamento e, principalmente, a veios de quartzo e dolomita branca.

Em lâmina, os níveis cinza claros são compostos principalmente por dolomita microesparítica, quartzo, pirita e matéria orgânica. Estes ocorrem em proporções de 82%, 6%, 8% e 4%, respectivamente. O quartzo ocorre em pequenos glomérulos de 0,05 a 0,5 mm, sendo que os maiores, quando associado com pirita, constituem sombra de pressão. A pirita é euédrica a subeuédrica e tem dimensões de 0,02 a 1,3 mm. A matéria orgânica ocorre na forma de filmes descontínuos de 0,02 mm de espessura.

Nos níveis cinza escuros, a quantidade de matéria orgânica é maior (24%), seus filmes são menos delgados e a quantidade de pirita é menor (cerca de 2%). Quartzo e dolomita microesparítica perfazem, respectivamente, 8% e 66%.

As maiores concentrações de pirita estão relacionadas a dois veios de quartzo/calcedônia paralelos ao acamamento com espessura de 3 – 0,7 mm. Pirita corresponde entre 30% a 40% destes veios.

B1SBF36 – 253,25 m – Ardósia Carbonosa (Formação Lapa)

A ardósia carbonosa apresenta sulfetos na forma de bolsões de até 5 cm paralelos ao acamamento. Existem falhas normais associadas a intervalos da amostra não amostrados. Em 247.90 m ocorrem estilólitos e *kink bands* locais. Agregados de cristais de pirita em bolsão preenchido por quartzo e dolomita são observados.

Em lâmina, a ardósia é constituída por 45% de matéria orgânica, 13% de pirita, 17% de quartzo, 8% de dolomita microesparítica, 3% de dolomita esparítica e 14% de illita. A amostra é cortada por veios de quartzo contendo pirita euédrica a subeuédrica, de tamanho variado entre 0,06 - 2,8 mm, sendo mais frequentes as de maior dimensão. Inclusões de dolomita microesparítica e calcopirita na pirita são comuns - estas últimas compondo entre 2% - 4% dos cristais de pirita. Ocorrem ainda inclusões de illita e calcedônia, porém com menor frequência. Os cristais de pirita apresentam sombra de pressão composta por quartzo com eixo maior perpendicular às arestas dos cristais de pirita. A dolomita esparítica do veio concentra-se nas bordas deste, e apresenta tamanhos entre 1,4 - 0,15 mm, enquanto no interior do veio a dolomita microesparítica apresenta dimensão menor que 0,1 mm.

A porção da lâmina constituída principalmente por material carbonoso é caracterizada por bandamento composicional discreto e dobrado, marcado pela variação entre níveis carbonosos/illíticos, e níveis com dolomita microesparítica e quartzo (Fig. 36A). Todos os cristais estão dispostos com seu maior eixo paralelo ao plano axial da dobra - o material carbonoso é o que mais ressalta este padrão, definindo localmente filmes de até 0,06 mm de espessura. Também com esta disposição ocorrem lentes/bolsões de 1,3 - 0,4 mm, compostos por 60% de calcedônia e 40% de pirita.

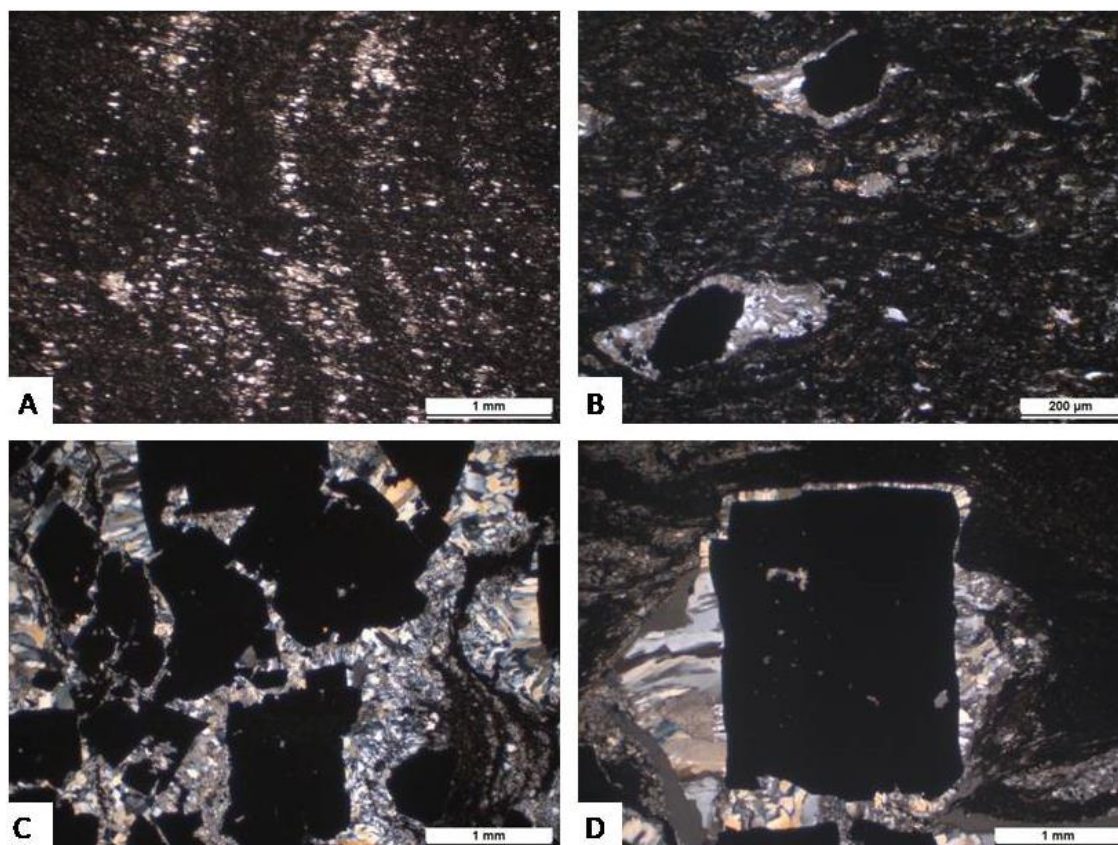


Figura 36. A – Bandamento composicional disposto verticalmente e em início de processo de transposição. Plano axial do dobramento disposto horizontalmente na imagem e definindo S_2 . B - Vênulas de quartzo contendo pirita deformada e com sombras de pressão. C – Vênula espessa de quartzo e cristais de pirita euédricos a subeuédricos. Em D, detalhe de um destes cristais com sombra de pressão constituída por quartzo. Microfotografias B, C e D registradas sob nicóis cruzados, enquanto A foi registrada sob nicóis descruzados.

B1SBF36 – 294,60 m - Ardósia carbonosa (Formação Lapa)

Ardósia carbonosa dobrada contém sulfetos, dolomita branca, quartzo e material carbonoso na forma de bolsões e vênulas de até 5 centímetros de espessura, paralelos ao acamamento.

Na descrição dos testemunhos de sondagem, em intervalo (234,90 m) foi identificado falha que deslocava vênula de pirita e quartzo em 4 centímetros, além de pirobetume associado às vênulas e estilólitos.

Em lâmina, rocha é constituída predominantemente por illita, orientada segundo o bandamento composicional, em cristais entre 0,05 e 0,25 mm, que constitui cerca de 70 a 45% da rocha. Pirita (4%) ocorre na forma de cristais euédricos a subeuédricos de hábito cúbico ou forma triangular com tamanhos entre 0,125 e 0,06 mm. Quartzo (10 - 6%) ocorre em cristais variando de tamanho entre 0,0675 e 0,2 mm. Muscovita (30 – 25 %), modo geral, arranja-se paralelamente ao bandamento composicional, mas também caracteriza crenulações, *kink bands* e bandas de cisalhamento.

Ao microscópio, as vênulas, de 0,9 a 2,2 mm, são compostos por dolomita baroque (1,6 – 0,15 mm), quartzo (0,02 – 0,3), pirita (0,01 – 0,4 mm) e dolomita microesparítica (0,005 – 0,04 mm). Estes minerais compõem os veios em 50%, 40%, 4%, 6%, respectivamente. A dolomita baroque apresenta crescimento transversal às vênulas (Fig. 37A).

Na zona de charneira das vênulas os minerais ocorrem em aglomerados separados em *boudins* de 2,5 a 4,25 mm. Na zona surréica, calcedônia e o material carbonoso orientam-se paralelamente ao plano axial, marcando bem domínios de microlitons. Estas bandas escuras/carbonosas são compostas por matéria orgânica (filmes negros de espessura média menor que 0,01 mm e caracterizados por intensa deformação plástica na forma de *kink bands*, crenulação e microlithons – Fig. 37C e 37D).

Quartzo também ocorre em sombras de pressão associadas aos cristais de pirita, evidenciando sua deformação. Localmente há evidências de *bulging*.

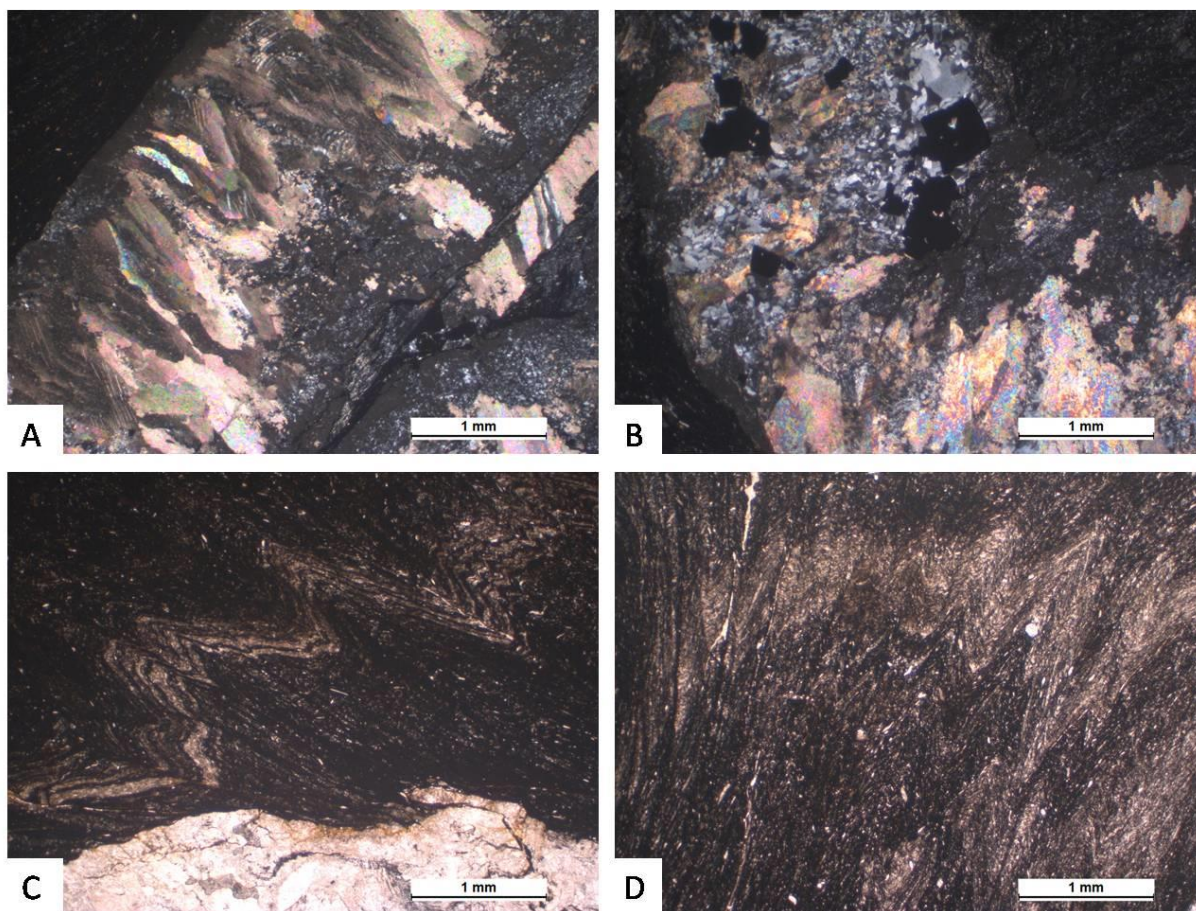


Figura 37. A – Dolomita esparítica mostrando crescimento perpendicular à orientação da vênula. B – vênula com quartzo, dolomita baroque e pirita. C e D – Dobras em *kink* rompidas e movimentadas ao longo do plano da clivagem ardosiária S2 paralela ao plano axial e destacado pelo rearranjo do material carbonoso. A e B fotografadas com polarizadores cruzados e C e D com polarizadores descruzados.

B1SBF36 – 167,25 – Milonito (Formação Morro do Calcário)

Macroscopicamente, a amostra *B1SBF36 – 167,25* foi descrita como dololutito com ocorrência de *tension gashes* preenchidos por dolomita branca.

Microscopicamente, porém, a amostra difere-se bastante em relação às demais metamargas e ardósias carbonosas descritas, principalmente em sua estruturação.

A amostra apresenta-se cisalhada. O estiramento é notado principalmente nas lentes e cristais estirados de quartzo e calcedônia que orientam-se com eixo maior paralelo ao bandamento milonítico. Material carbonoso ocorre na forma de lentes de 0,01 mm de espessura e piritita aparece em pequenos aglomerados relacionados a estas lentes, e com tamanho entre 0,03 e 0,005 mm.

Os *tension gashes* vistos macroscopicamente são constituídos totalmente por dolomita esparítica de 0,5 a 0,1 mm de dimensão em seu maior eixo. Comumente estas vênulas ocorrem perpendicular ao bandamento milonítico, especialmente onde este ocorre rompido por falhamentos. Há dois planos principais de falha na amostra com espaçamento de 1,3 a 2 cm e rejeito de cerca de 3 mm. As falhas, por sua vez, resultaram em dobramento suave de arrasto próximo aos planos de falha.

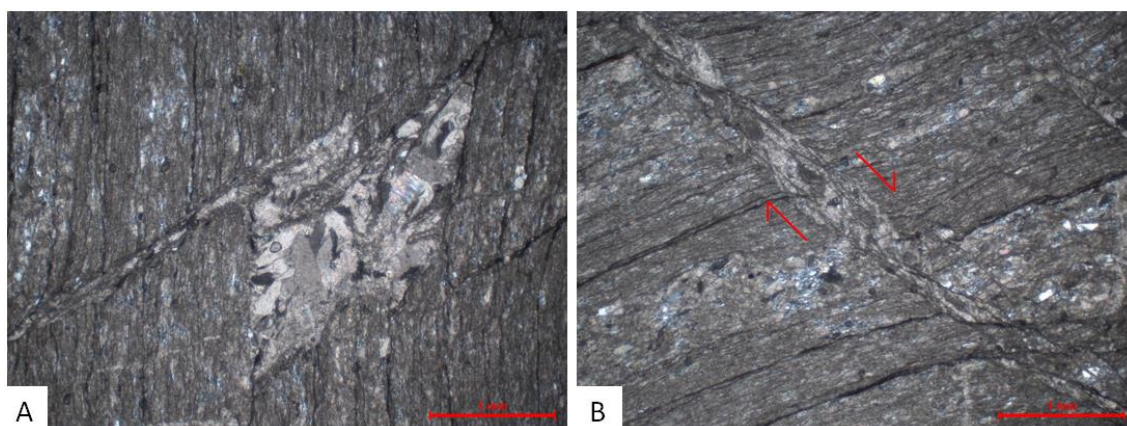


Figura 38. A – Bolsão de dolomita esparítica preenchendo espaço gerado pelo falhamento. Notar aspecto estirado da matriz da rocha. B – Vênula de quartzo e dolomita esparítica deslocada por falhamento com rejeito da ordem de 2 mm. Cinemática indicada por setas vermelhas. Ambas fotomicrografias registradas sob polarizadores cruzados.

B1SBF 38 – 156,10 m (Brecha Hidrotermal – Formação Morro do Calcário)

Macroscopicamente, a amostra é uma brecha hidrotermal formada a partir de dolarenito cinza. Em lâmina, a maioria da amostra é composta por dolomita microesparítica com tamanho de 0,01 a 0,15 mm que compõe cerca de 50% da lâmina. Entretanto, esta

dolomita não é homogênea, e em algumas porções forma cristais euédricos de dolomita, enquanto em outras forma massa amorfa de aglomerados de dolomita microesparítica.

Estão presentes duas gerações de veios:

- Veios mais frequentes com espessuras menores (0,5 a 0,07 mm) e preenchimento por cristais de dolomita esparítica com 0,35 e 0,04 mm;
- Veio com orientação única na lâmina. Sua espessura varia entre 1,4 e 0,45 mm e é composto por dolomita esparítica de tamanho entre 0,06 e 0,9 mm. É posterior à primeira geração de veios (secciona aquela geração em diversas localidades).

Os fragmentos angulosos da brecha variam em tamanho entre 3 mm e 3,5 cm e são compostos essencialmente por dolomita esparítica. Os clastos de dolarenito têm dimensões de 1,6 a 0,25 mm e são todos arredondados, de alta esfericidade e constituídos em sua maioria por dolomita microesparítica; calcedônia e dolomita esparítica subordinados.

Dolomita esparítica perfaz cerca de 35% da amostra. Os tamanhos dos cristais variam entre 0,85 e 0,15 mm.

Sulfetos estão presentes em vênulas. Estas se concentram preferencialmente ao longo do contato entre os fragmentos da brecha (dolomita esparítica) e o domínio de “cimentação” hidrotermal (dolomita microesparítica) e apresentam espessura entre 0,15 e 0,05 mm. Os sulfetos nas vênulas são representados por pirita (4%) e esfalerita (menos que 1%). A pirita varia entre 0,2 e 0,01 mm, sendo mais frequentes os menores.

Silicificação é incipiente e está registrada como nódulos de calcedônia (2% da lâmina), que podem representar substituição de partículas carbonáticas ou evaporitos.

Illita/muscovita (5% da lâmina) ocorrem disseminadas por toda a rocha. Há uma maior concentração destas próximo às vênulas de sulfetos, onde ocorrem com maior tamanho (0,2 a 0,05 mm). Illita/muscovita disseminada em meio à dolomita microesparítica mostra tamanho menor (no máximo 0,05 mm).

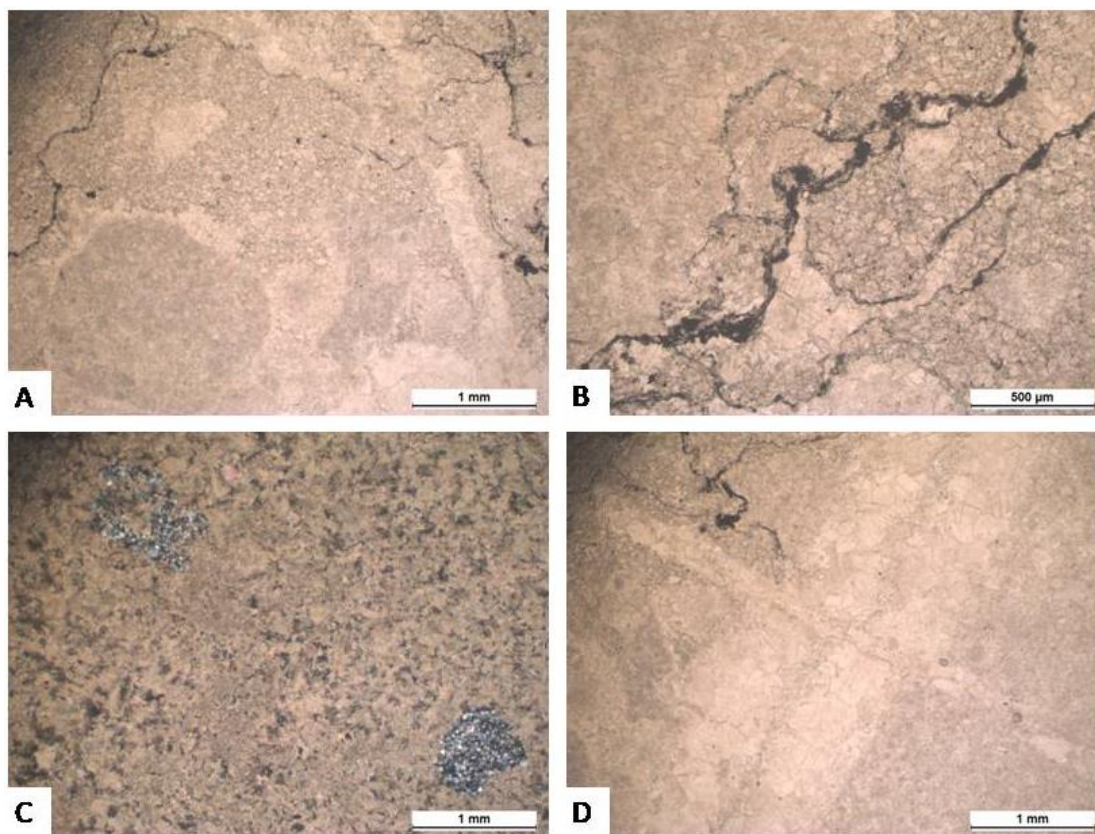


Figura 39. A – Textura e contorno dos fragmentos carbonáticos. B – Concentração de sulfetos, illita e matéria orgânica em filmes que bordeiam fragmentos da brecha. Em C é possível diferenciar entre preenchimento dos fragmentos por dolomita esparítica e calcedônia. D – Distintas gerações de veios. Nicóis cruzados em C e descruzados em A, B e D.

Silexito A (Contato Fm. Lapa – Fm. Morro do Calcário)

Silexito com bandamento hidrotermal-tectônico (Fig.40):

Intercalação variando de 1,84 a 0,2 cm entre bandas compostas por pirita de 2 a 5,5 centímetros de espessura, e bandas compostas praticamente por sílica microcristalina, com espessura variando entre 0,77 cm e 5,5 centímetros. Granulação nesta última banda, de modo geral, é de dimensão 0,01mm.

É perceptível estruturação tectônica balizada pela orientação dos maiores cristais de quartzo. Localmente o quartzo está deformado com maior intensidade, gerando estruturação bem marcada pelos aglomerados de cristais de quartzo em lentes e extinção ondulante irregular. Este tipo de textura é encontrada principalmente próximo aos cristais euédricos de opacos (granulometria entre 0,6 e 0,05 mm) na forma de sombras de pressão. Processos de recristalização dinâmica, como bulging (Fig. 41), são facilmente reconhecíveis nos contatos entre cristais de quartzo.



Figura 40. Amostra de mão de sílexito do contato de cavalgamento da Formação Lapa sobre a Formação Morro do Calcário. Notar bandamento tectônico marcado por ritmicidade entre bandas quartzosa e bandas de sulfetos oxidados.

Cristais de Illita estão orientados concordantemente com a estruturação geral da rocha, e ocorrem associados a horizonte alaranjado relacionada à oxidação que bordeia a banda de opacos, e subordinadamente bordeando alguns cristais de quartzo. Dolomita ocorre de maneira incipiente em meio à banda de calcedônia na forma de bolsões de 0,15 mm a 0,28 mm, composto por agregados de cristais de dolomitas.

Há pelo menos 3 famílias de veios distintas:

A mais antiga, orienta-se na lâmina com ângulo de 30° em relação à estruturação principal da amostra. São as vênulas que ocorrem com maior frequência. Apresentam espessuras 0,1 a 0,07 mm e cristais da ordem de 0,22 a 0,02 mm.

O tipo de idade intermediária rompe de modo geral perpendicularmente a estruturação geral da lâmina e constatou-se presença de apenas uma vênula, com espessura de 0,1 mm e cristais de granulometria variando entre 0,1 e 0,025 mm em seu eixo maior. Corta as vênulas relacionadas ao conjunto de veios 1.

As vênulas mais jovens cortam as demais fases de venulação, mostram espessura de 0,9 a 0,2 mm e granulometria entre 1,4 – 0,2 mm dos eixos de maior comprimento dos cristais. Todos os cristais das venulações, independente da orientação destas, apresentam seu eixo maior orientado segundo a estruturação geral da lâmina.

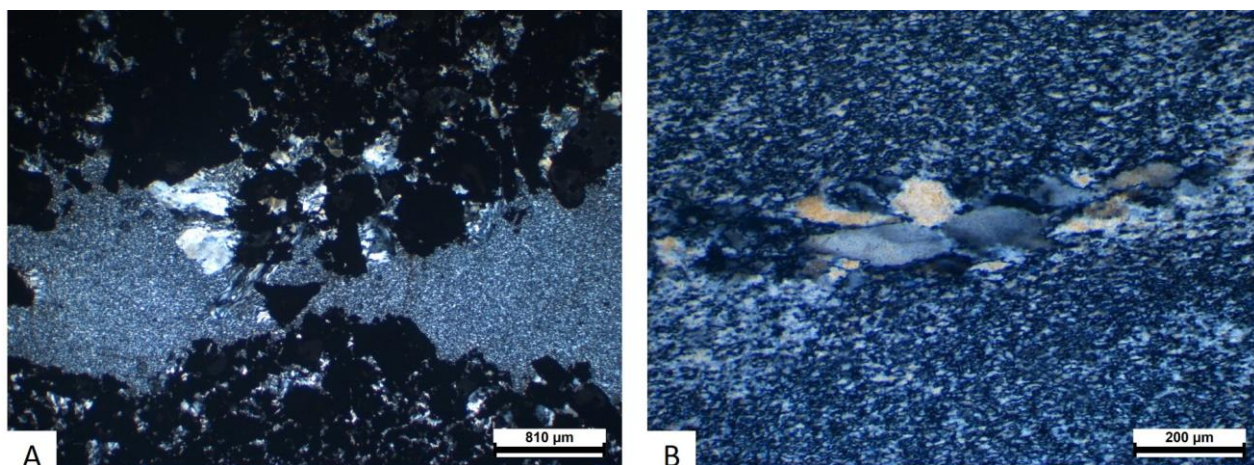


Figura 41. A – detalhe do contato entre bandas – Localmente cristais de quartzo em contato com pirita ocorrem com sombras de pressão. B – Aspecto cisalhado dos cristais de quartzo e calcedônia, sendo comum a presença de bulging nas bordas dos cristais de quartzo. Ambas microfotografias registradas sob nicóis cruzados.

Silexito B (pacote dolomítico)

A amostra IB-181 representa um silexito com poucas evidências da natureza do seu protólito. Apresenta duas estruturas planares principais (Fig. 42). O bandamento representa a foliação principal da rocha, bem marcada pelas micas de 0,1 mm a 0,03mm, orientadas segundo este plano, e pela massa de opacos oxidados com coloração avermelhada (limonitizados). A clivagem de crenulação resulta em uma foliação posterior, bem marcada pelo preenchimento deste plano por parte do material opaco oxidado. Intercalado aos horizontes onde há predomínio do material opaco oxidado, ocorrem horizontes quartzosos. Os cristais de quartzo neste domínio apresentam de modo geral extinção ondulante, com alguns cristais que apresentam extinção ondulante irregular (Stipp *et al.*, 2004) e dimensão variando entre 0,6 e 0,05mm.

Feições de *bulging*, fricção por deslizamento, fraturamento e rotação dos cristais foram observadas nessa rocha (Fig. 43). A relação textural entre cristais de quartzo indica que esse possui origem hidrotermal, o que é evidenciado pelos seus formatos irregulares, extinção ondulante e contínua, entre cristais vizinhos. Existem dois estilos de alteração hidrotermal na amostra: fissural e pervasiva. A primeira é mais comum nas bandas quartzosas, enquanto a segunda ocorre nos domínios micáceos.



Figura 42. A - Foto da amostra de mão referente ao ponto geológico IB- 181. Notar duas estruturas planares: acamamento aproximadamente horizontal e foliação posterior, disposta do canto esquerdo inferior ao canto direito superior da amostra. B - Foto da seção delgada confeccionada a partir da mesma amostra.

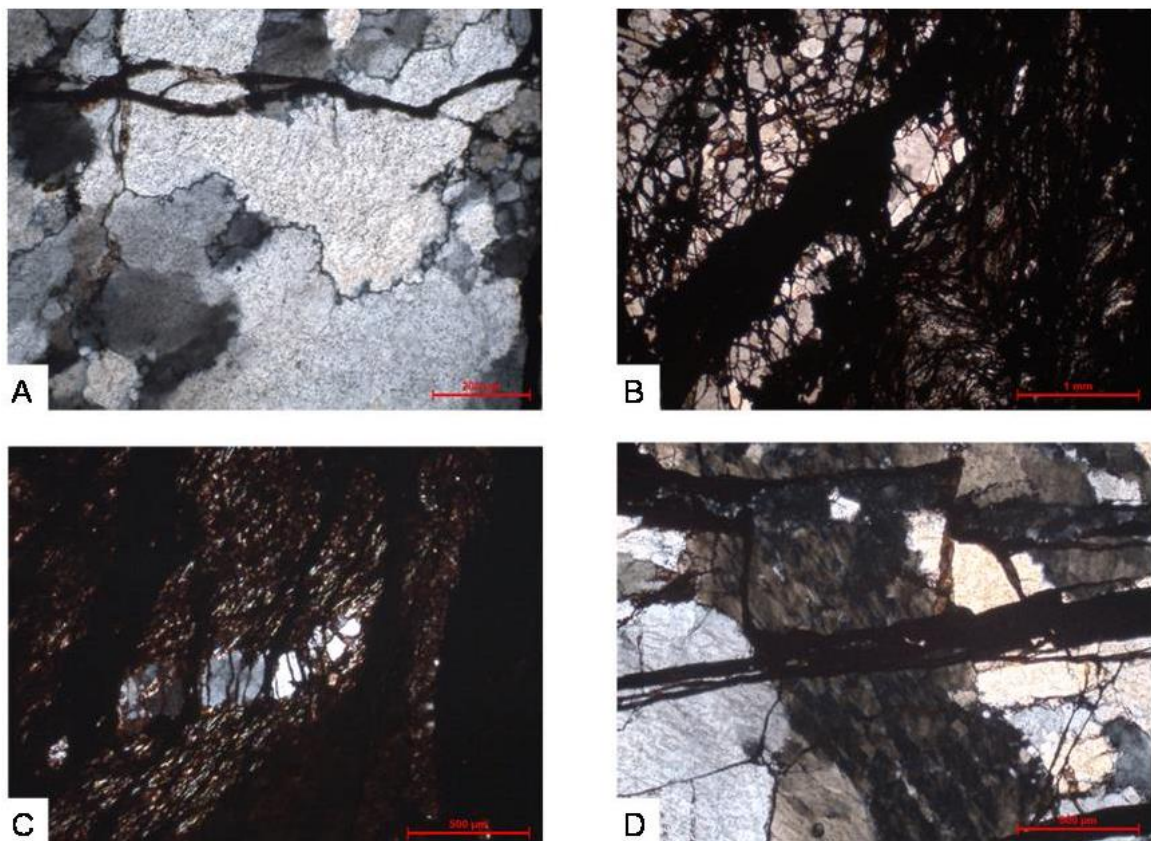


Figura 43. A - *Bulging* no contato entre cristais de quartzo (luz transmitida, polarizadores cruzados). B – Crenulação e clivagem associadas no canto direito inferior da foto. Diferentes estilos de alteração hidrotermal representados pela forma de ocorrência do quartzo hidrotermal e dos possíveis sulfetos, agora limonitizados. Polarizadores paralelos. C – Bandamento bem marcado pela orientação dos cristais de illita. Porfiroclasto sigmoidal indica

movimentação de topo em sentido ao canto esquerdo inferior (luz transmitida, polarizadores cruzados). Nicóis cruzados. D – Extinção ondulante irregular de cristal de quartzo. Luz transmitida, polarizadores cruzados.

IB – 202 - Silexito B (pacote dolomítico)

A amostra corresponde a silexito cinza piritosos que ocorre em veios de 20 a 60 cm de espessura intercalado a dolomitos cinza silicificados. Contém mineral magnético, não sendo possível distinguir entre magnetita e pirrotita. No afloramento ocorrem ainda veios de dolomita branca subordinados.

Em lâmina, a amostra apresenta discreta orientação marcada pelos aglomerados de cristais de pirita e quartzo (Fig. 44A). É composta de pirita (8%), dolomita micrítica (16%), illita (4%), calcedônia (52%) e quartzo (20%).

Dolomita microesparítica ocorre na forma de romboedros, bem formados e com arestas corroídas, com tamanho variando entre 0,2 e 0,01 mm, que compõem a matriz localmente. Aglomerados de cristais de dolomita microesparítica formam cristal maior de 1,5 mm.

Os cristais de illita ocorrem localmente (acompanhado de material de aspecto terroso) com aspecto fibrorradiado - em aglomerados, em dimensões de 0,1 a 0,15 mm - a acicular - de 0,01 a 0,15 mm.

Pirita mostra dimensões entre 1,8 a 0,02 mm, ocorre disseminada no silexito em cristais euédricos, subeuédricos e xenomórficos. Estas duas últimas formas de ocorrência representam os menores cristais, que ocorrem em aglomerados e comumente associam-se a concentrações de quartzo de aspecto disforme, concentrando-se preferencialmente nas bordas das concentrações e dispersos pela matriz. Os cristais maiores apresentam pequena sombra de pressão (0,07 mm) com inclusões de quartzo na forma de filmes finos (0,01 - 0,2 mm) e dolomita microesparítica disforme. Em quase todos os cristais de pirita é comum a presença de inclusões de calcopirita (Fig. 44 D)

Os cristais de quartzo ocorrem em concentrações com tamanho entre 0,8 e 0,5 mm, cristais da ordem de 0,2 - 0,02 mm. De modo geral, o contato intercristalino é retilíneo ou ondulado. *Bulging* ocorre localmente, assim como cristais de quartzo fibrorradiados.

Vênulas de dolomita microesparítica de 0,01 mm cortam os aglomerados de quartzo e a matriz de calcedônia. Vênulas de quartzo de espessura de 0,2 a 0,01 mm cortam aglomerados de quartzo e a matriz de calcedônia; destacam-se nesta última pela maior dimensão de seus cristais (0,1 - 0,03 mm) e maior comprimento destes perpendicular à orientação da vênula.

As vênulas de quartzo são oblíquas à discreta orientação da lâmina, enquanto a vênula de dolomita é subconcordante.

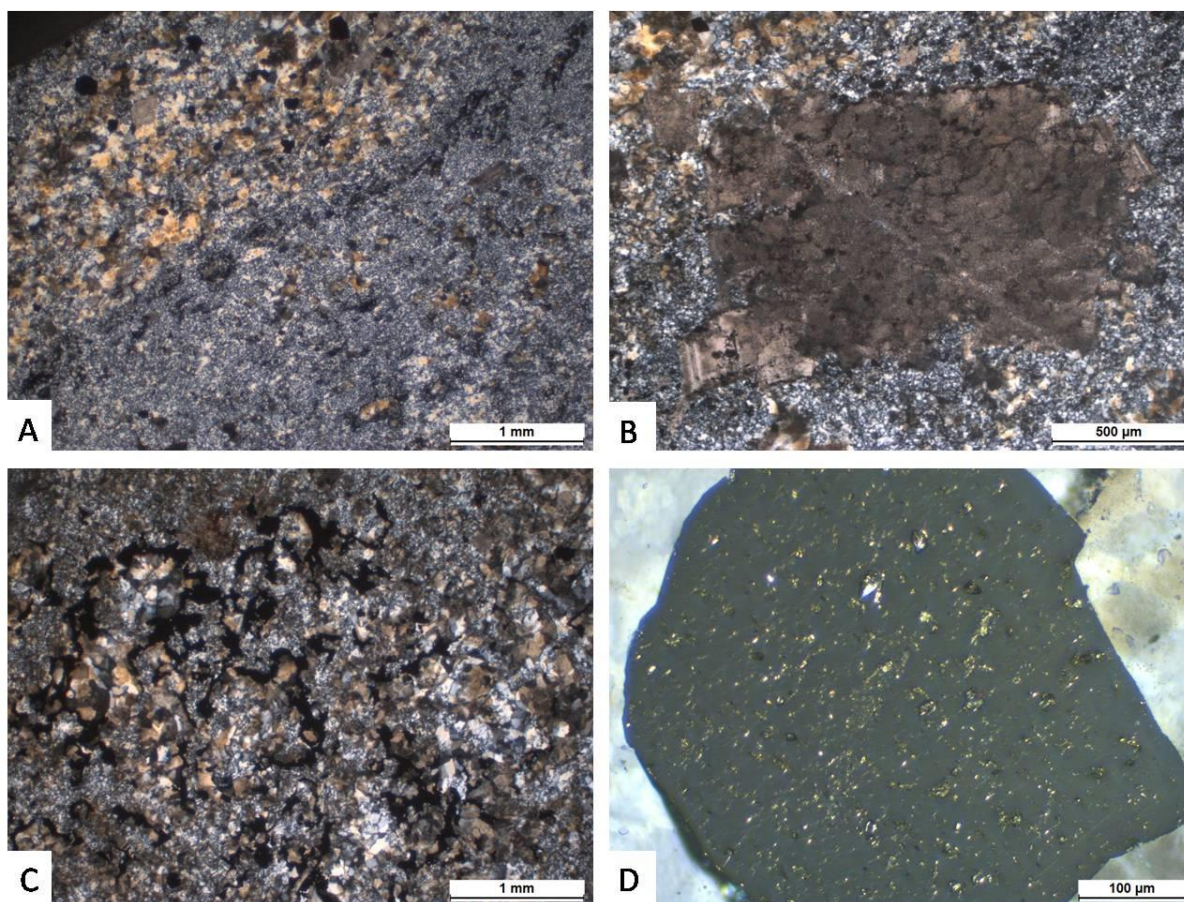


Figura 44. A – Orientação discreta do canto direito superior ao canto esquerdo inferior da imagem, marcada pelos cristais de quartzo. B – Pseudomorfo constituído por agregado de dolomita microesparítica. C – Pirita nas bordas de cristais maiores de quartzo com pouca matéria orgânica associada. D – Pirita com finas inclusões de calcopirita. Todas imagens fotografadas sob nicóis cruzados, com exceção de D, registrada em luz refletida.

117,10 m – A - Dolarenito (Formação Morro do Calcário)

Em lâmina, o tamanho dos clastos no dolarenito varia entre 0,12 e 2,2 mm (com moda em 0,5 mm). Há predomínio de clastos arredondados em detrimento aos subarredondados; a esfericidade é variada entre alta e baixa, sem predomínio de uma destas formas. Os clastos ou partículas carbonáticas foram substituídos por calcedônia, dolomita microesparítica e dolomita esparítica (Fig. 45D), sendo esta última coadjuvante.

Pirita varia em tamanho entre 0,01 e 0,05 mm e ocorre em aglomerados de cristais que preferencialmente estão inclusos e nas bordas dos clastos substituídos.

Esfalerita perfaz menos que 1% da amostra, varia entre 0,01 e 0,08 mm em tamanho e ocorre em vênulas com 0,8 a 0,1 mm compostas por dolomita microesparítica (63%), dolomito esparítica (31%) e quartzo (6%). O quartzo ocorre em cristais com tamanho entre

entre 0,02 – 0,12 mm. O sulfeto de zinco ocorre também associado a vênula de quartzo de 0,1 mm de espessura e que faz ângulo de 60° com a vênula descrita acima. Pirita compõe menos que 1% da vênula e ocorre também associada com a esfalerita.

De modo geral, a proporção dos minerais na amostra é representada por menos de 1% de esfalerita, 65% de dolomita microesparítica, 15% de calcedônia, 7% de quartzo, menos que 1% de pirita e 11% de dolomita esparítica.

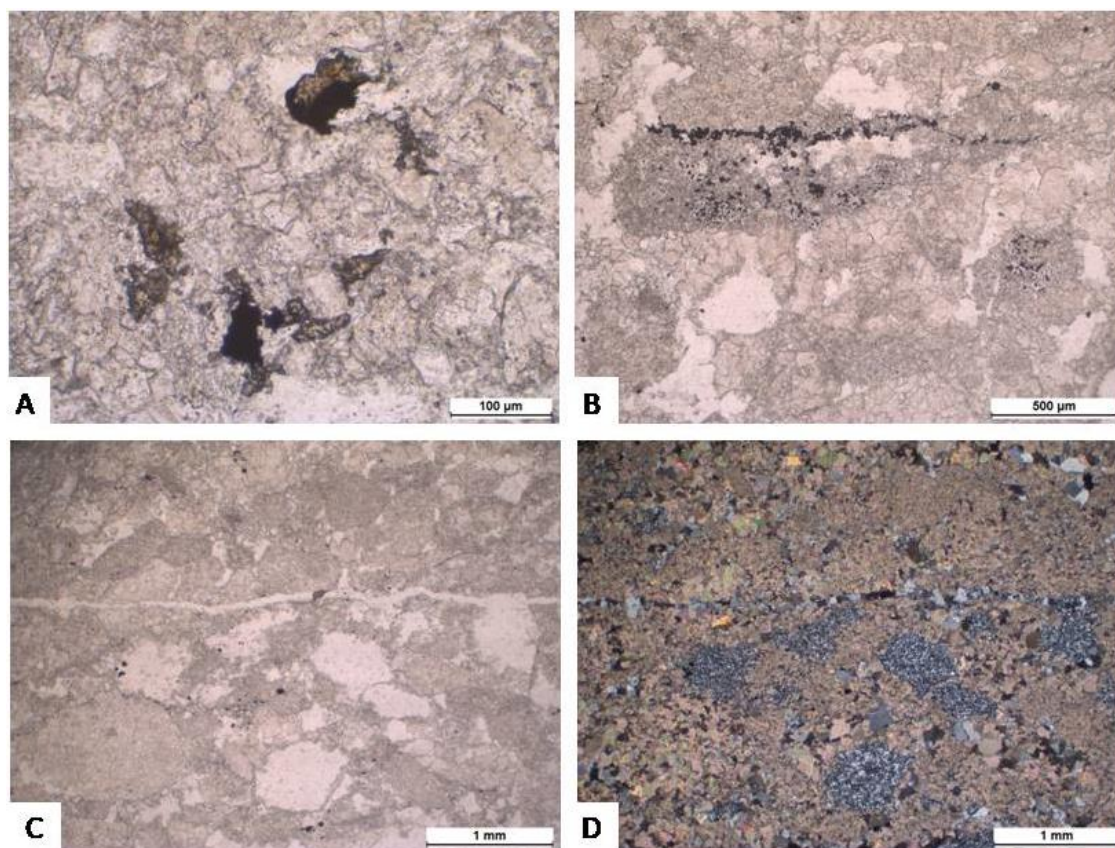


Figura 45. A – Esfalerita e pirita ocorrem associadas localmente. B – Pirita na forma de aglomerado de cristais. C e D – Caráter dolarenítico dado pelas partículas carbonáticas subarredondadas, substituídas por calcedônia e dolomita microesparítica e esparítica. A, B e C são fotomicrografias obtidas sob polarizadores descruzados. Foto D registrada com polarizadores cruzados.

Comparando esta amostra com a 117,10-b (dolarenito mineralizado), esta apresenta matriz predominantemente composta por dolomita microesparítica – cerca de 96%. Por esta razão não foi nomeada como “silicificada”, embora a substituição das partículas carbonáticas por calcedônia evidencie silicificação pervasivamente seletiva.

Brecha hidrotermal Ferro-carbonatada (Formação Morro do Calcário)

Macroscopicamente a amostra IB 224 representa dolomito avermelhado devido à ferro carbonatação (ankerita e siderita), que parece ter alterado o dolomito de forma pervasiva (Fig.

46). Contém vênulas milimétricas de calcedônia e dolomita branca com sulfetos e *boxwork* relacionados.

Ao microscópio (Fig. 47), o único sulfeto presente é a pirita, na forma de cristais de duas dimensões distintas. Os maiores possuem dimensão de 0,5 – 0,15 mm e estão relacionados com bolsões e os menores (0,75 – 0,04mm) ocorrem em vênulas. Estas vênulas são compostas por mais que 85% de dolomita esparítica, 5% de ankerita cerca de 3% de opacos, 3% de calcedônia e 4 % de dolomita microesparítica. Nas vênulas, a dolomita esparítica mostra padrão de crescimento perpendicular à orientação geral do veio e localmente ocorrem sobrecrecidos a estes, cristais de ankerita.



Figura 46: A - Amostra de dolomito cinza com porções hidrotermalizadas, com cor vermelha, devido à formação de carbonatos de ferro (ankerita e/ou siderita); B - Seção delgada da amostra IB 224.

A pirita de menor dimensão é dispersa pela matriz microesparítica da rocha, localmente em aglomerados ou em cristais isolados de tamanho 0,07 a 0,09 mm.

Vênulas com 0,06 a 0,08 mm de espessura apresentam calcedônia oblíqua ao acamamento. Cristais de dolomita com 0,2 a 0,1 mm ocorrem próximo à vênula. Ocorrem inclusões de calcedônia e dolomita na pirita relacionadas espacialmente à vênula de calcedônia.

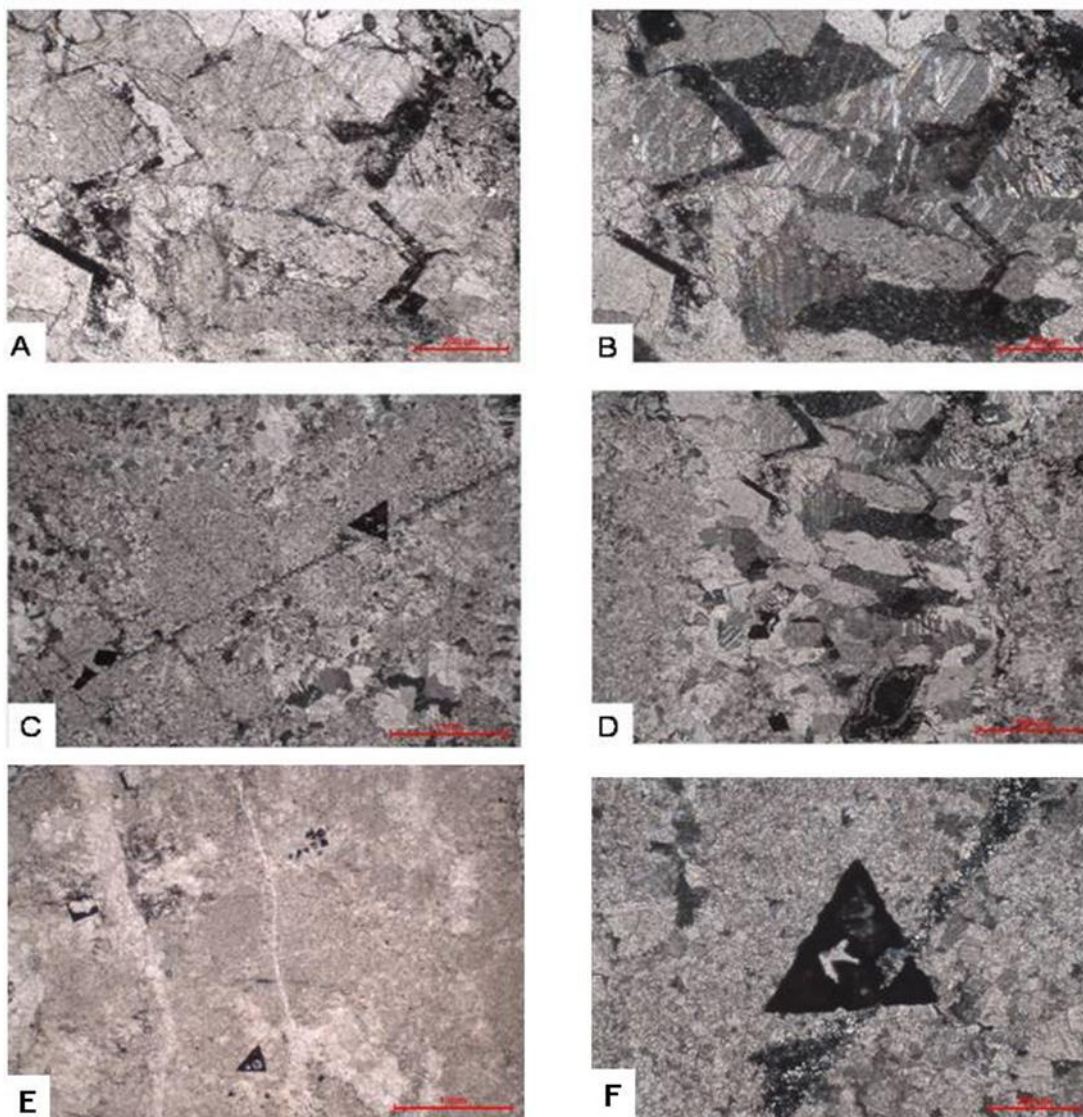


Figura 47. Microfotografias em luz transmitida do dolomito avermelhado. A e B – Dolomita esparítica associada a carbonatos de ferro, possivelmente ankerita, caracterizada por tonalidades mais escuras, avermelhadas; C – Vênula de calcedônia cortando a lâmina do canto esquerdo inferior ao canto direito superior com cristais de pirita; D – Vênula de dolomita esparítica mostrando crescimento (maior eixo disposto na horizontal) transversal ao maior comprimento da vênula; E – Aglomerado de cristais de pirita no centro superior, hospedado em bolsão de dolomita esparítica. Notar vênulas de dolomita esparítica cortando verticalmente essa porção da lâmina; F- Detalhe do cristal de pirita mostrado em C. Polarizadores cruzados em A, B, C, D e F. E registrada sob nicóis descruzados.

B1SBF38 – 121,25 – Brecha hidrotermal dolarenítica Ferro-Carbonatada (Formação Morro do Calcário)

Macroscopicamente, a brecha hidrotermal apresenta clastos subangulosos a subarredondados cinza - preenchidos por dolomita esparítica - e porções róseas, com ferro-carbonato. São reconhecidos veios de 1 a 4 centímetros compostos por dolomita branca, calcedônia e sulfetos finos nas bordas.

Ao microscópio, os veios são compostos por dolomita esparítica, pirita, esfalerita e calcedônia variando de tamanho entre 1 – 0,1 mm, 0,02 – 0,5 mm e 0,2 – 0,1 mm. Dolomita esparítica e pirita representam 90% e 5% do preenchimento dos veios, respectivamente; enquanto esfalerita e calcedônia compõem menos de 1% e cerca de 4% dos veios, respectivamente.

Nos fragmentos da brecha, a dolomita é microesparítica (0,1 – 0,01 mm). Ocorrem ainda calcedônia (0,1 – 0,02 mm) e pirita (0,05 – 0,01); a proporção entre estes minerais é de 91%, 4% e 3%, respectivamente.

Existem fragmentos preenchidos por dolomita microesparítica (mais frequentes) e/ou calcedônia, com bordas arredondadas a subarredondadas, e esfericidade de alta a baixa. Variam em tamanho entre 0,6 e 0,9 mm e são pouco frequentes (entre 2% e 3% da constituição da lâmina).

Ocorrem evidências de *bulging* entre cristais de dolomita esparítica.

38-120,10 m - Brecha hidrotermal – dolarenítica (Formação Morro do Calcário).

Macroscopicamente a amostra foi descrita como brecha hidrotermal avermelhada devido à ferro carbonatação que alterou pervasivamente os fragmentos da brecha. Entre estes ocorrem vênulas de 3 a 4 cm de dolomita branca que contém cristais milimétricos de pirita e esfalerita.

Em lâmina, o caráter dolarenítico da amostra é definido por clastos de 0,15 a 0,9 mm preenchidos por dolomita esparítica, dolomita microesparítica e siderita/ankerita. Os minerais que preenchem os clastos ocorrem em proporção de 35%, 50% e 10%, respectivamente. Sua esfericidade é variada (Fig. 48A), mostrando formas com esfericidade alta a baixa, e arestas arredondadas a subarredondadas.

Os fragmentos da brecha mostram tamanho entre 3,2 e 1,2 mm e são constituídos por siderita/ankerita.

Diversos veios, todos compostos por dolomita esparítica com cristais variando entre 0,08 e 1,2 mm, seccionam tanto matriz quanto fragmentos. Apresentam espessura variada entre 0,06 e 6,8 mm. Localmente falhas de alto ângulo em relação ao acamamento geram rejeitos nas vênulas da ordem de até 1,6 mm.

Ocorre um cristal de esfalerita de 2,4 mm associado à vênula de maior espessura. Esta mostra feições de substituição e preenchimento, como variação na granulação dos cristais de dolomita esparítica da borda da vênula (0,08 mm) para o centro (1,2 mm). No cristal de esfalerita estão inclusos cristais pretos em forma de ripas (Fig. 48F) com orientação paralela à de maior eixo da esfalerita. Neste contexto ocorrem cristais de pirita euédricos a subeuédricos, de tamanho entre 0,02 a 4,8 mm. Os cristais menores comumente formam agregados de cristais, sendo que muito destes são fragmentos de cristais maiores brechados.

(Fig. 48D). Não há inclusões de calcopirita. Ocorrem inclusões de esfalerita na vênula de pirita principal.

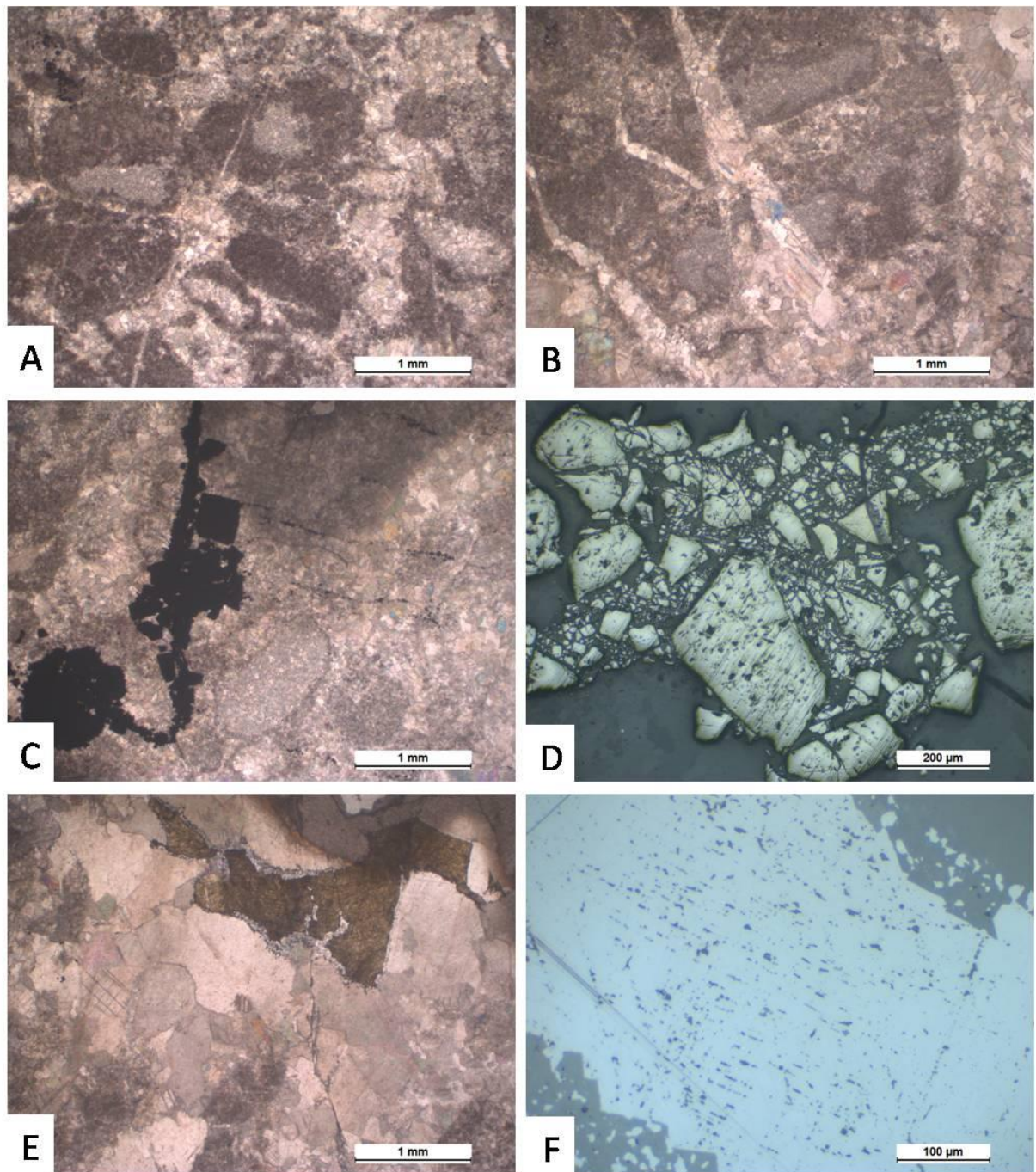


Figura 48. A – Aspecto dolarenítico da amostra (polarizadores descruzados). B – Fragmento brechado por vênula de dolomita esparítica. Em C, agregado de cristais de pirita (polarizadores cruzados) visto em D sob luz refletida, sendo possível observar o brechamento em diversos graus. Em E e F (luz transmitida e polarizador descruzado, e luz refletida, respectivamente) mostram o mesmo cristal de esfalerita envolto por dolomita esparítica com inclusões de quartzo e dolomita (F) formando linhas contínuas de orientação do canto esquerdo superior ao canto direito inferior da imagem.

117,10 m - B - Dolarenito mineralizado (Formação Morro do Calcário)

A amostra 117,10 m é representada por dolarenito intensamente silicificado com matriz substituída predominantemente por calcedônia, e também por dolomita microesparítica, subordinada.

Esfalerita perfaz cerca de 6% da lâmina – porém na amostra de mão alcança 9%. O restante da rocha é constituída por 28% de dolomita microesparítica, 4% de dolomita esparítica, 18% de quartzo e 44% de calcedônia.

Os clastos ou partículas carbonáticas variam em tamanho entre 2,0 e 0,25 mm. Foram substituídos por quartzo e dolomita microesparítica, em proporção de 39% e 58%, respectivamente. Estes apresentam-se com arestas arredondadas e graus de esfericidade variada, sendo mais frequentes aqueles com baixa esfericidade – muitos em forma de bastonetes - e outros com forma de oólitos e oncólitos. Clastos preenchidos por calcedônia e manteados por dolomita microesparítica são comuns. O inverso – clastos de dolomita microesparítica manteados por quartzo – não ocorre na amostra. A orientação do maior comprimento dos clastos de baixa esfericidade é concordante e define bem o acamamento.

Cristais de pirita com tamanhos entre 0,005 – 0,15 mm ocorrem, assim como a esfalerita, associados preferencialmente aos clastos, substituindo-os, mas também disseminados em meio à matriz. Apenas dois cristais de pirita da lâmina estão diretamente relacionados à esfalerita, em clastos preenchidos por dolomita microesparítica. Pirita corresponde a menos de 2% da amostra.

Esfalerita ocorre disseminada de dois modos: substituindo parcialmente e totalmente clastos (Fig. 49E e 49D); e em meio à matriz substituída por calcedônia e dolomita microesparítica (Fig. 49F). O primeiro modo é mais frequente e representa cerca de 75% da ocorrência de esfalerita.

Cerca de 4% dos clastos são preenchidos por esfalerita, associada mais comumente com os clastos preenchidos por quartzo. Esfalerita ocorre associada a poucos clastos (menos que 4%) preenchidos por dolomita microesparítica.

Vênulas finas com 0,05 a 0,03 mm de dolomita microesparítica e quartzo parecem interconectadas ao preenchimento dos clastos.

Esta amostra representa a mineralização *stratabound* da área de estudo – de interesse prospectivo marginal se comparada às brechas hidrotermais mineralizadas e ao gossan.

A amostra B1SBF36 – 118,10m também é referente a dolarenito silicificado, com a diferença de apresentar menos que 1% de esfalerita na sua composição mineralógica.

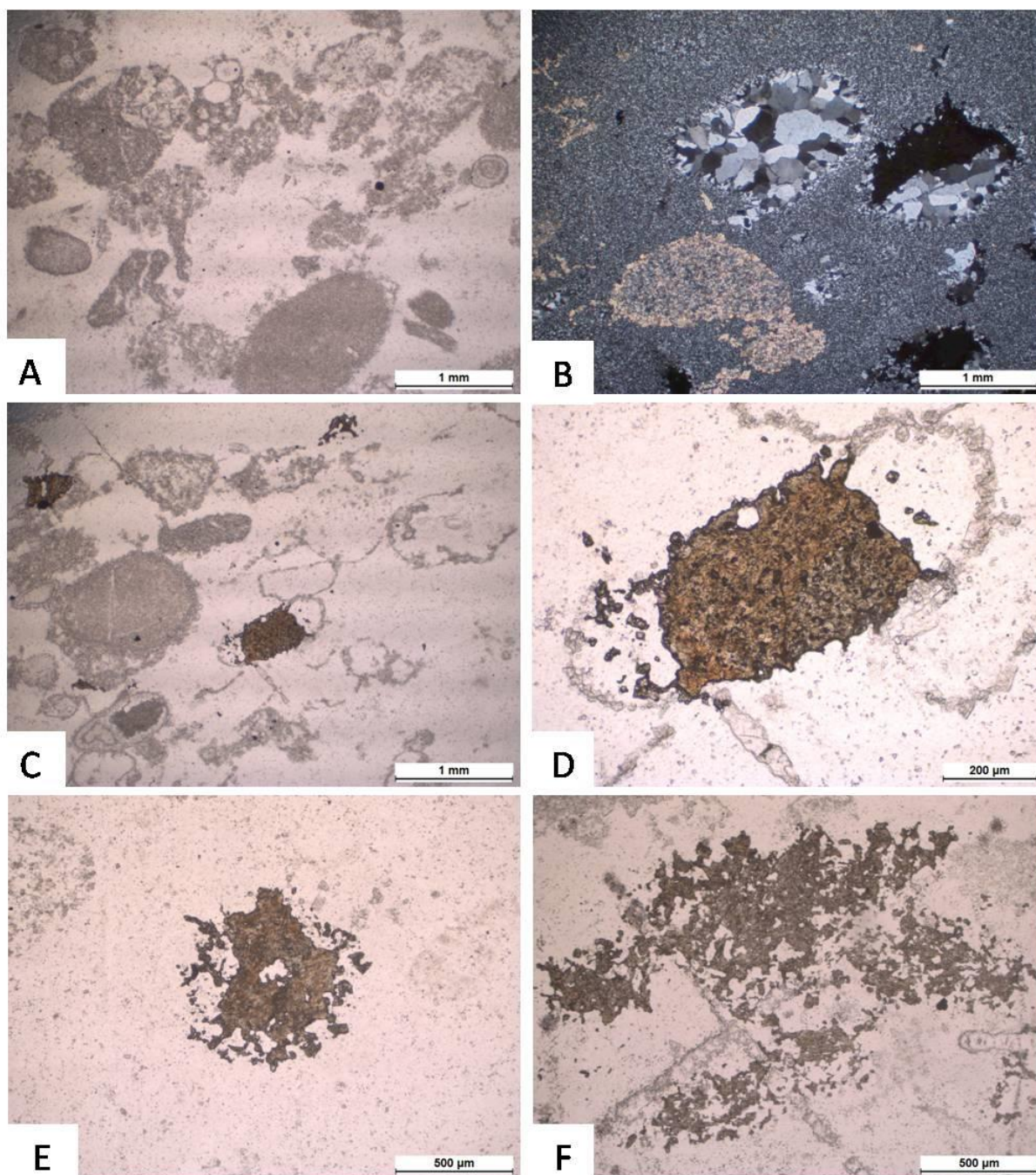


Figura 49. A – Variedade de morfologias das partículas carbonáticas (oólitos, oncólitos, bastonestes) em dolarenito. B, C, D e E – Esfalerita substituindo partículas carbonáticas – no caso de E um oólito, em F um clasto em bastonete – associado a quartzo e calcedônia. F – Modo de ocorrência menos frequente, mostra esfalerita disseminada em meio à matriz de calcedônia. A, C, D, E e F fotografadas sob polarizadores descruzados. B fotografada sob polarizadores cruzados.

IB – 229 - Brecha hidrotermal mineralizada (Formação Morro do Calcário)

Macroscopicamente a rocha corresponde a dolomito cinza silicificado com Fe-carbonatação forte e local, contendo esfalerita e pirita disseminadas em planos preferenciais relacionados a fraturas. Intervalos centimétricos de doloruditos são reconhecidos.

Em lâmina, a amostra é constituída por dolomita microesparítica (43%) quartzo (19%), calcedônia (16%), dolomita esparítica (12%), pirita (3%) e esfalerita (6%). A dimensão destes variam, respectivamente, em 0,01 – 0,05 mm, 1,3 – 0,04 mm, menores que 0,04 mm, 0,6 – 0,2 mm, 0,3 – 0,03 mm e 0,01 – 1,2 mm. Caráter dolorudítico local é definido pela preservação das formas dos clastos subarredondados, cujos tamanho variam entre 5,5 e 0,4 mm, substituídos por calcedônia e quartzo (preferencialmente), mas também por cristais de dolomita esparítica e microesparítica.

Esfalerita está relacionada a fraturas e bolsões preenchidos preferencialmente por quartzo, calcedônia e dolomita esparítica de até 4,4 mm, e nas bordas dos clastos psefíticos (protólito dolorudítico) substituídos por estes minerais hidrotermais. Os cristais de esfalerita variam entre 0,01 e 1,2 mm e apresentam inclusões de dolomita esparítica e quartzo. Esfalerita fina (menor que 0,0025 mm) ocorre inclusa em cristais de quartzo de 1 a 0,08 mm, formando trilhas no quartzo devido ao seu alinhamento. As duas gerações de esfalerita apresentam cor castanha escura com polarizadores descruzados. Pirita ocorre do mesmo modo que a esfalerita.

A textura dos contatos da esfalerita com quartzo demonstra desequilíbrio entre estes minerais mostrando limites côncavo-convexos para os dois minerais. Embora subordinados, ocorrem também contatos retilíneos. Ocorre *bulging* no contato entre cristais de quartzo.

Estruturas sedimentares são marcadas por trilha aspecto turva resultante de dedolomitização/dolomita micrítica (Fig. 50A).

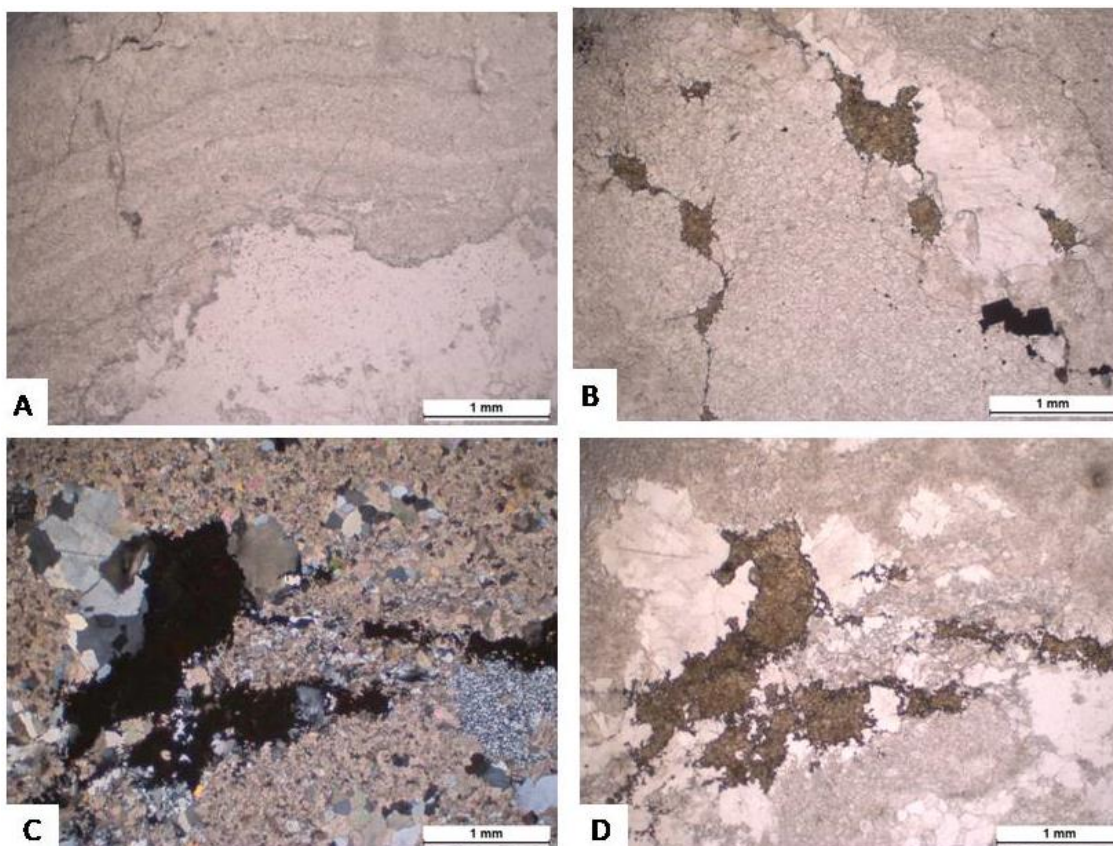


Figura 50. A – Rastro de dolomitas micríticas marcando laminação algal. B, C e D – esfalerita preenchendo fraturas (espaços vazios) e substituindo e preenchendo cavidades juntamente com quartzo e calcedônia. Apenas fotomicrografia C foi tirada sob nicóis cruzados.

IB – 45 (Gossan)

O Gossan (Fig. 51) apresenta cor ocre alaranjada e aspecto terroso dos minerais supérgenos. É constituída predominantemente por limonita, hemimorfita - $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$ - radial em agregado de cristais menores que 2 cm e smithsonita alterada de cor alaranjada. Localmente, ocorrem vênulas de até 3 cm de galena. Amostra de mão reage intensamente ao teste de zinco (tornando-se vermelha).



Figura 51. Gossan referente ao ponto IB-45. Comprimento maior é de 7 metros, com orientação discreta N15E, hospedado em meio às rochas dolomíticas (dolarenitos, doloruditos) da Formação Morro do Calcário.

Em lâmina, o aspecto terroso dificulta o reconhecimento dos minerais pois torna a visibilidade limitada devido à granulação fina dos óxido-hidróxidos de ferro de cor laranja-avermelhada. Existem porções onde predominam limonita e goethita - provavelmente produtos da oxidação de pirita - com estrutura boitroidal. (Fig. 52E)

A matriz é constituída ainda por massa fina de calcedônia, illita e carbonatos, que correspondem, respectivamente, a 20%, 14% e 15% da amostra.

Cristais de galena de alta reflectância foram descritos localmente.

Barita ocorre na forma de cristais de 0,7 - 0,08 mm, com clivagem bem definida, baixa birrefringência e extinção setorizada (Fig. 52D), constituindo cerca de 4% da amostra.

Carbonatos ocorrem com forma irregular, subidiomórfica a xenomórfica, e são representados por smithsonita e cerussita – $\text{Zn}(\text{CO}_3)$ e PbCO_3 , respectivamente. Formam cristais de 1,8 - 0,005 mm dispersos na matriz, inclusos (ou na superfície) dos agregados de

hemimorfita e em cristais maiores relacionados aos agregados de hemimorfita e pirita. Estas apresentam tamanho de 0,2 - 0,8 mm e apresentam-se limonitizadas em toda a amostra. Hemimorfita e willemita (Zn_2SiO_4) ocorrem em agregados fibrorradiada com extinção setorizada, com tamanhos de 2 - 0,1 mm e constituem cerca de 23% da lâmina.

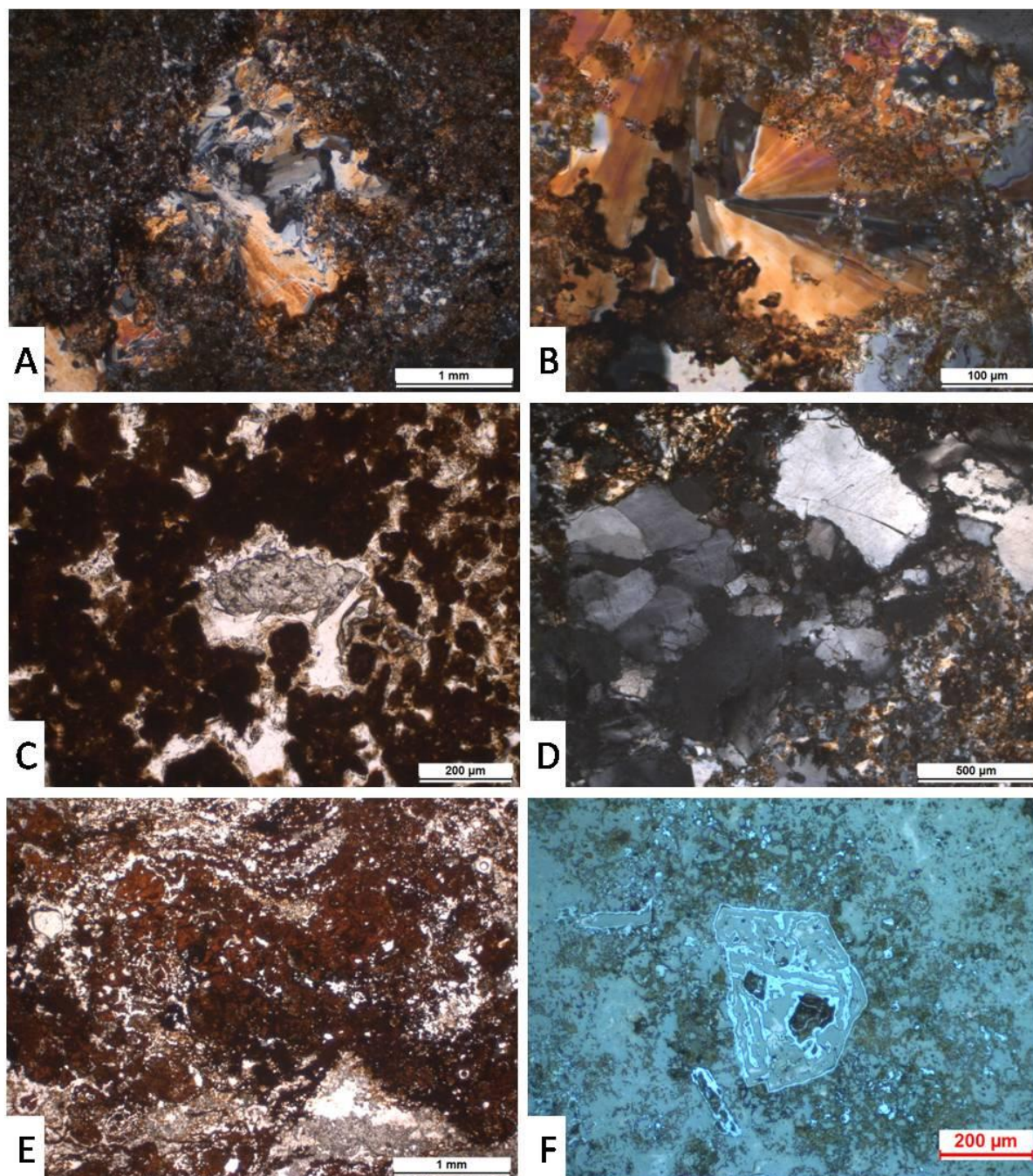


Figura 52. A – Agregado de cristais de hemimorfita envoltos por matriz de quartzo, cerussita, smithsonita e limonita. B – Cristal secundário de willemita com extinção setorizada. C – Cristal de smithsonita (centro) envolto por limonita. D – Agregado de cristais de barita (notar trilha de inclusões paralela a clivagem do cristal na porção centro-superior da figura). E – Estrutura boitroidal marcada pela goethita/limonita. F – Cristal anaisado em MEV, composto por Fe-willemita, hemimorphita e hidróxidos de Fe-Zn. Microfotografias A, B e D registradas sob nocóis cruzados, C e E sob nicóis descruzados e F foi registrada em luz refletida.

Análises de EDS acoplado a microscópio eletrônico de varredura possibilitaram a identificação de fases minerais subordinadas no gossan (Fig. 53), listadas no Quadro 1, que incluem fraipontite, piromorfita, coronadita, illita e nežilovita.

Quadro 1: Minerais identificados no gossan (IB-45) utilizando EDS acoplado ao MEV

Amostra	Mineral identificado	Fórmula química
IB45019-4	willemita	$\text{Zn}_2 \text{SiO}_4$
IB45019-6	Fraipontite	$(\text{Zn}, \text{Al})_3(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
IB45020-2	Hemimorphita	$\text{Zn}_4 \text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$
IB45023-1	Piromorfita	$\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
IB45023-3	Qtz	SiO_2
IB45023-7	Hemimorphita	$\text{Zn}_4 \text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$
IB45028-1	Fe-willemita	FeZn SiO_4
IB45028-2	Hidróxidos de Fe-Zn	$\text{Fe}(\text{OH})_3, \text{Zn}(\text{OH})_2$
IB45034-10	Coronadite	$\text{Pb} (\text{Mn}^{3+}, \text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$
IB45034-11	Illite	$(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, (\text{H}_2\text{O})]$
IB45037-19	Nežilovite	$\text{PbZn}_2(\text{Mn}^{4+}, \text{Ti}^{4+})_2\text{Fe}^{3+}_8\text{O}_{19}$

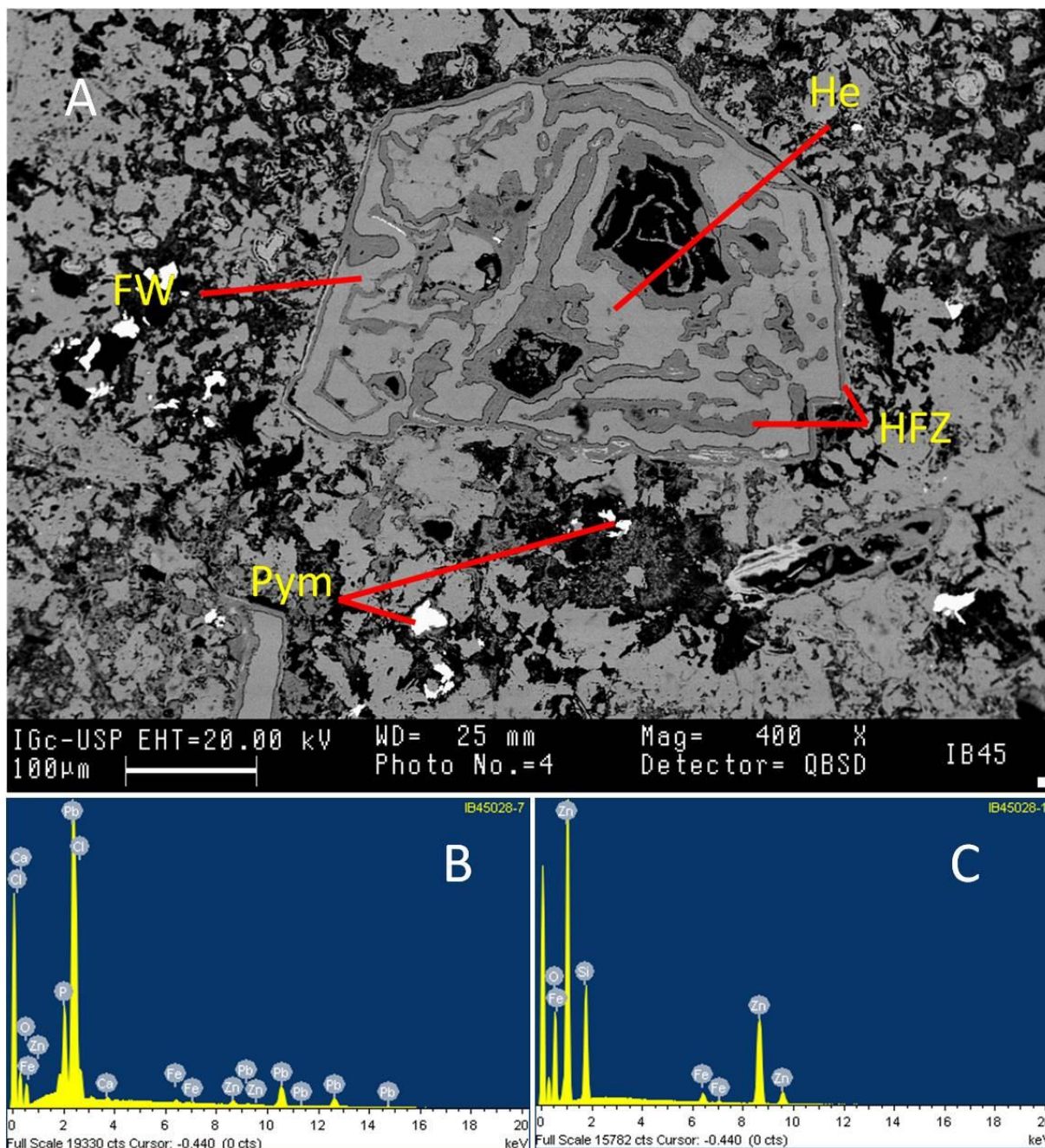


Figura 53. A - Imagem de elétrons retroespalhados obtidas com o MEV, do mesmo cristal da FigXF, e gráficos de espectroscopia de energia dispersa obtido através de análise semi-quantitativa EDS para Piromorfita (Pym) e Fe-Willemita (FW) -B e C, respectivamente. Hemimorfita (He) representado na mesma tonalidade que Fe-Willemita

Paragênese

As paragênese minerais identificadas na ocorrência Lagoa Feia são apresentadas na Figura 54.

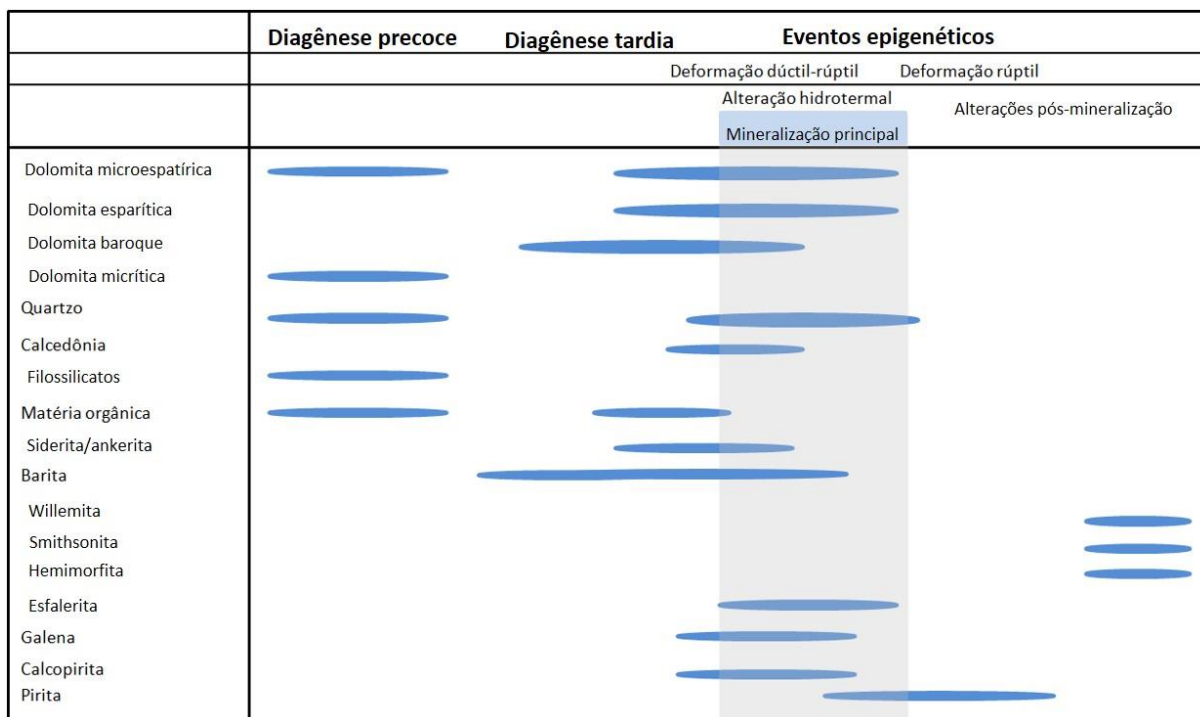


Figura 54. Paragênese proposta para as rochas encaixantes da ocorrência no *Trend* Lagoa Feia.

Condições de metamorfismo/ deformação

Existe bibliografia extensa que aborda este tópico (Monteiro *et al*, 2006; Carvalho *et al*, 2016; Arruda, 2016; Campos Neto, 1984; Dardenne, 2000; etc). O Grupo Canastra e Grupo Vazante foram ambos submetidos a condições de metamorfismo em fácies xisto verde inferior, e condições de temperatura e pressão maiores para o metamorfismo do Grupo Canastra.

Não foram descritas minerais metamórficos que auxiliem na definição de paragênese metamórfica. Entretanto, bulging descrito em diversas amostras, nos cristais de quartzo (IB210) e dolomita esparítica (38-121,25 m), permite inferir intervalo de temperatura e pressão para a deformação nestas rochas (Fig. 55 e 56)

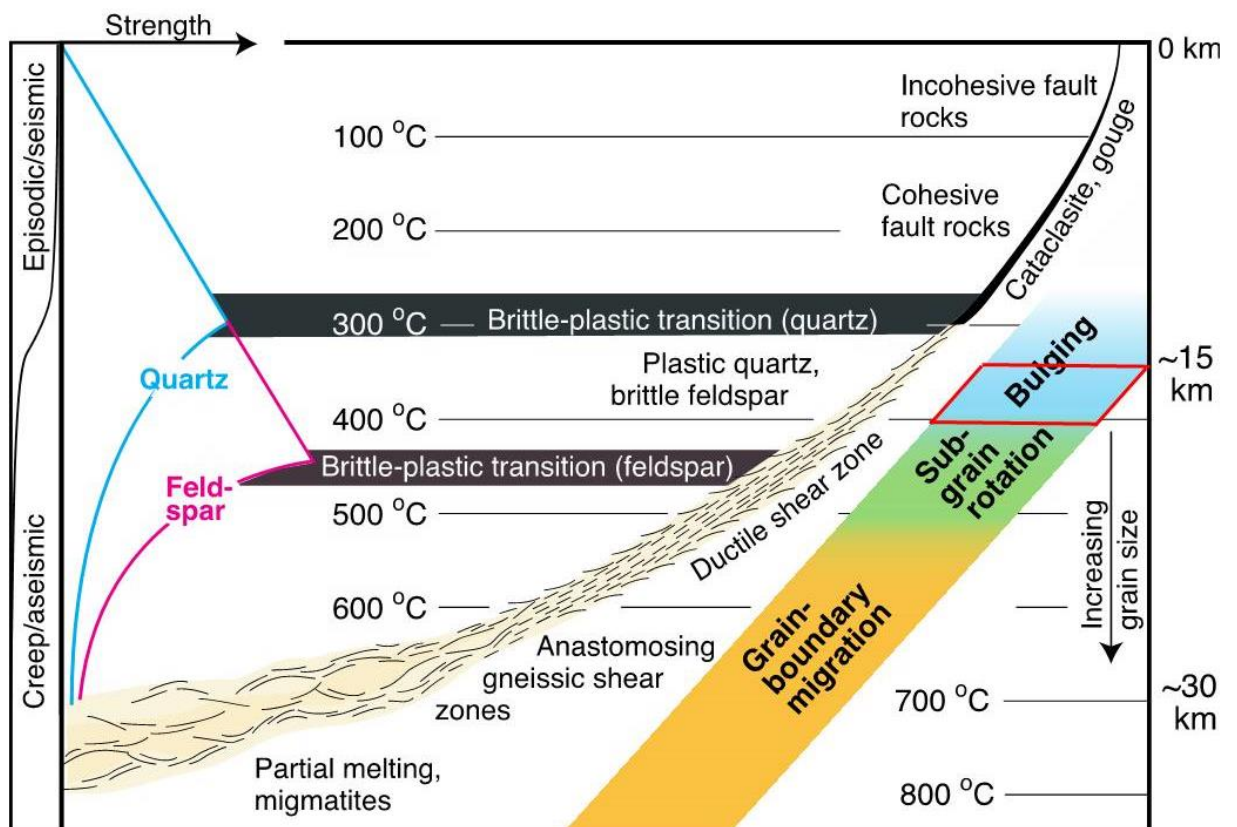


Figura 55. Intervalo de temperatura/profundidade proposto (polígono vermelho) para condições de metamorfismo com base em mecanismos de recristalização dinâmica descritos neste estudo - Fossen e Cavalcante (em revisão).

De acordo com Figura 56, o intervalo de temperatura de deformação das rochas formadas seria entre 240°C e 360°C.

Temperaturas de inclusão fluida em depósitos MVT variam entre 50° e 250°C, sendo mais comuns temperaturas entre 75° e 200°C (Leach *et al.*, 2010). Entretanto, em algumas províncias, como em Otavi Mountain Land – Namíbia – foram registradas temperaturas de inclusões fluidas em esfalerita e dolomitas da ordem de 370° - 405°C para os depósitos de Tsumeb que hospedam mineralizações de Pb – Zn e Cu (Chetty *et al.*, 2000).

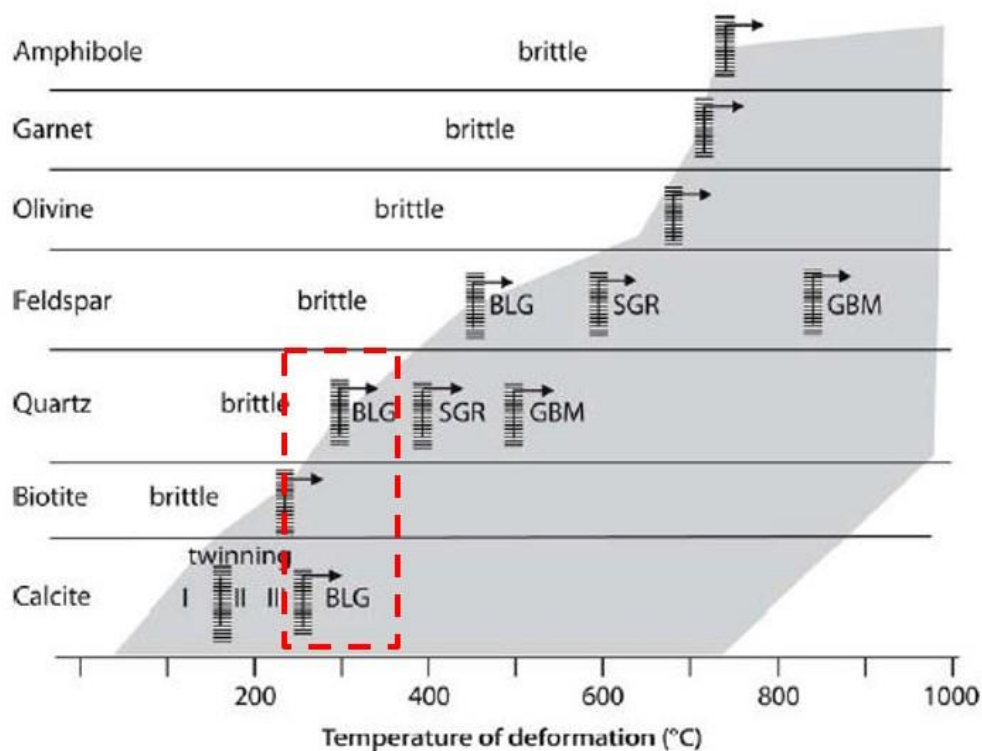


Figura 56. Intervalos de temperatura de formação de *bulging*, *subgrain rotation* e *grain boundary migration* para vários minerais. Dolomita mostra comportamento semelhante ao da calcita. Destaque (vermelho) para condições de deformação das rochas estudadas (Passchier *et al.*, 2005)

4.6. Litoquímica

O objetivo principal das análises litoquímicas das distintas unidades litológicas foi o de caracterizar as variações químicas associadas aos distintos estilos de mineralização da área de estudo e diferentes processos de alteração hidrotermais, em estilos e intensidade. No anexo I os resultados químicos completos são apresentados.

Todas as rochas dolomíticas da área de estudo mostram sinais de alteração hidrotermal em distintos graus de intensidade e estilo, o que se reflete na composição química destas rochas. De modo geral, sua composição varia entre dolomito e dolomito calcítico, sendo que apenas uma amostra foi classificada como dolomito magnesiano e uma como calcário magnesiano (Fig. 57). Por outro lado, as rochas com evidências de hidrotermalismo, tais como brechas ferro-carbonatadas e rochas encaixantes dolomíticas com evidências de ferro-carbonatação (leve, média ou intensa) apresentam menores valores de Ca e Mg, devido à sua dissolução. Essas rochas também apresentam valores mais elevados de seus conteúdos de Fe, Zn, Pb, Cd, As e Te. As brechas hidrotermais ferro-carbonatadas também apresentam conteúdos menores de SiO₂ em relação aos dolomitos menos alterados.

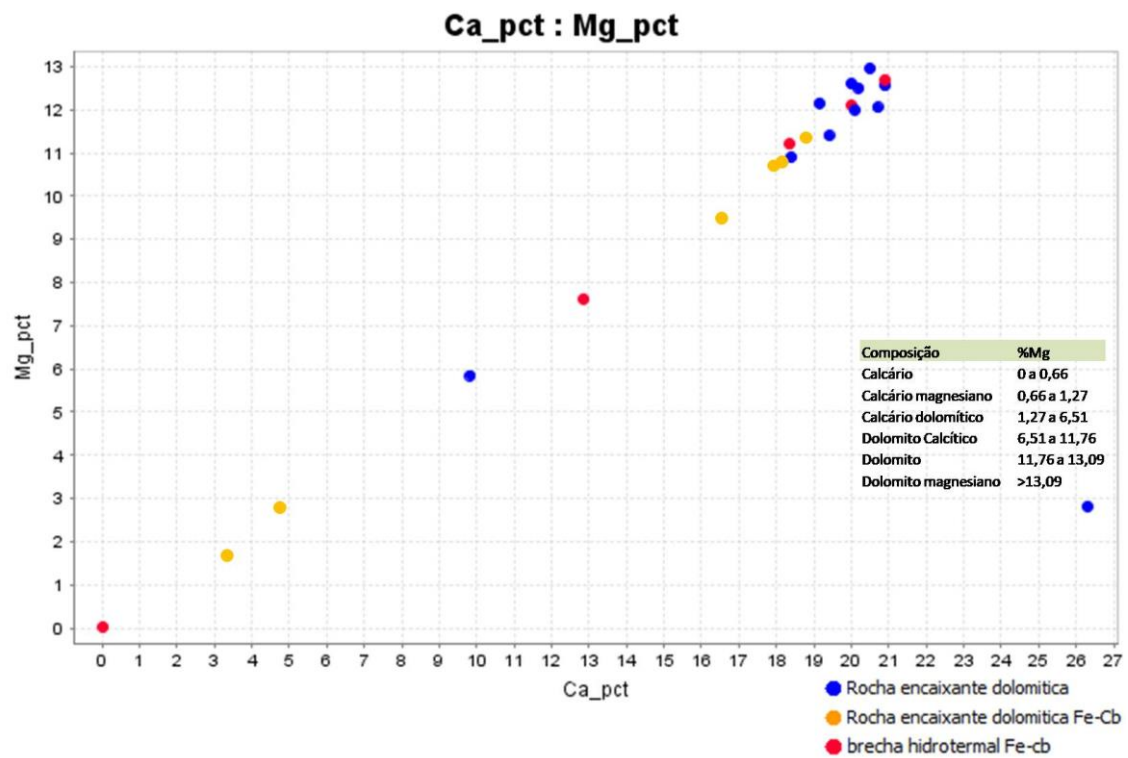


Figura 57. Variação nos conteúdos de Ca (%) e Mg (%) nas rochas dolomíticas mais preservadas, hidrotermalizadas (Fe-carbonatação) e nas brechas hidrotermais com Fe-carbonatação.

Em termos prospectivos, o litotipo que mais se destaca é o gossan (com média de 32,9% de Zn e 1,95% de Pb), seguido das brechas hidrotermais mineralizadas (média de 5,02% de Zn e 0,306% de Pb), dolarenitos mineralizados (média de 4,87% de Zn e 0,3% de Pb) e brechas hidrotermais ferro-carbonatadas (média de 4,02% de Zn e 0,25% de Pb). Os conteúdos de Zn e Pb dessas amostras são amostrados na Fig. 58, que mostra uma tendência de correlação positiva entre esses elementos, com exceção das amostras de gossan.

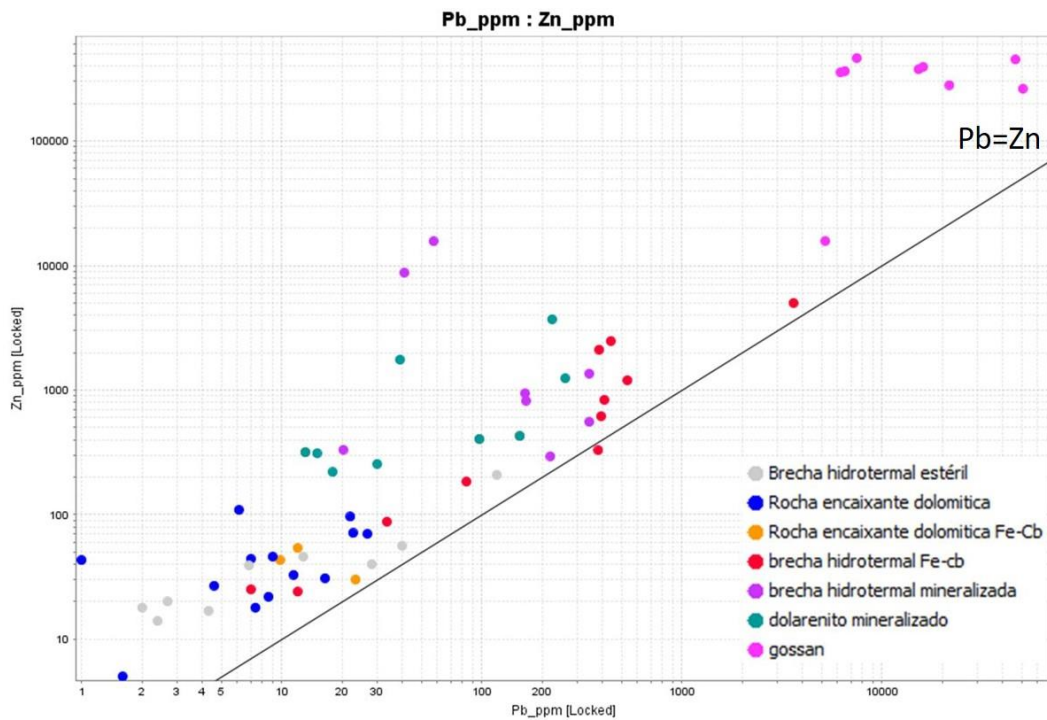


Figura 58. Conteúdos de Zn (ppm) e Pb (ppm) nas rochas dolomíticas mais preservadas, hidrotermalizadas (Fe-carbonatação), nas brechas hidrotermais estéreis e com com Fe-carbonatação e no gossan.

O enriquecimento relativo das brechas hidrotermais mineralizadas em relação aos dolarenitos mineralizados é representado por elementos-chave (Fig. 59), tais como Zn, Pb, Cd, Cu, Mn, P, Ag e Se, que são enriquecidos nas brechas e correspondem a elementos *pathfinders* principais da mineralização de zinco, usualmente também encontrados no gossan.

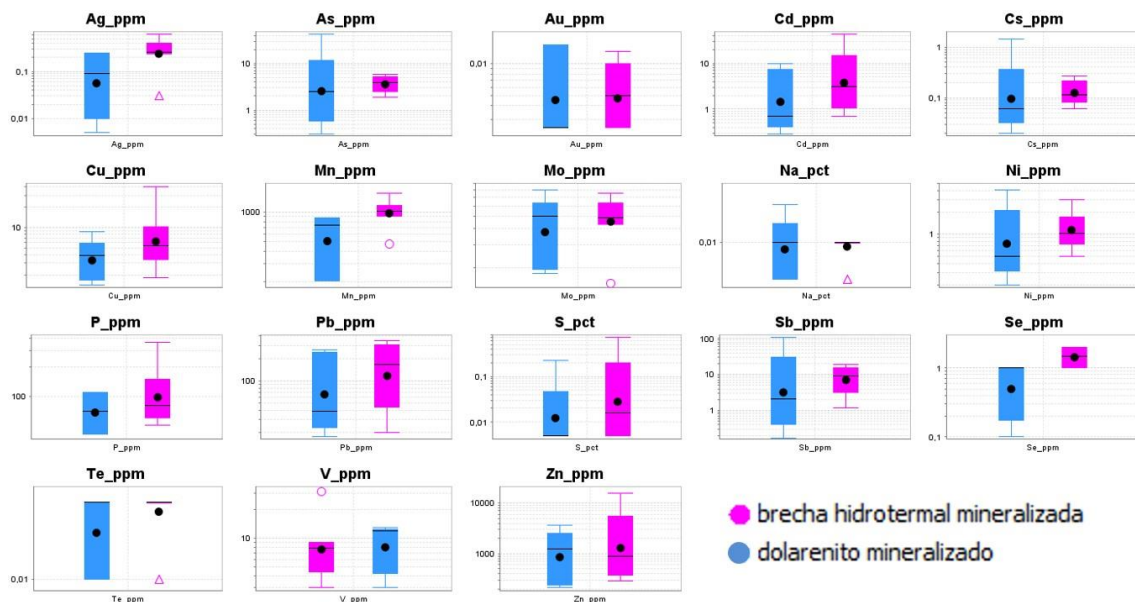


Figura 59. Diagramas boxplots mostrando variações composicionais das brechas hidrotermais mineralizadas e dos dolarenitos mineralizados.

Os minerais portadores de Zn identificados nesse estudo foram esfalerita, smithsonita, hemimorfita e willemita – sendo estes três últimos produtos supérgenos da alteração do sulfeto de zinco caracterizados no gossan.

O Pb ocorre principalmente como galena, além de piromorfita, cerussita e coronadita – sendo os dois últimos minerais secundários.

4.1.1. Elementos terras-rara (ETR)

Todos os litotipos mostram enriquecimento relativo em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) e anomalias negativas de Eu (Fig. 60).

Em geral, os litotipos mais enriquecidos em ETRL são as metamargas (A e B) e ardósias carbonosas. Os silexitos A exibem um padrão de distribuição dos ETR muito semelhantes ao das rochas metapelíticas, apresentando maior conteúdo de Σ ETR de quando comparados com os silexitos B. Adicionalmente, os silexitos A se diferenciam por apresentar **anomalia negativa de Ce muito acentuada** e maior enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP.

Por sua vez, as rochas hospedeiras dolomíticas e o dolarenito mineralizado apresentam menor conteúdo de ETR em relação às rochas metapelíticas. Ainda assim mostram-se mais enriquecidas em ETR em comparação com as brechas hidrotermais, principalmente as mineralizadas (Fig. 60).

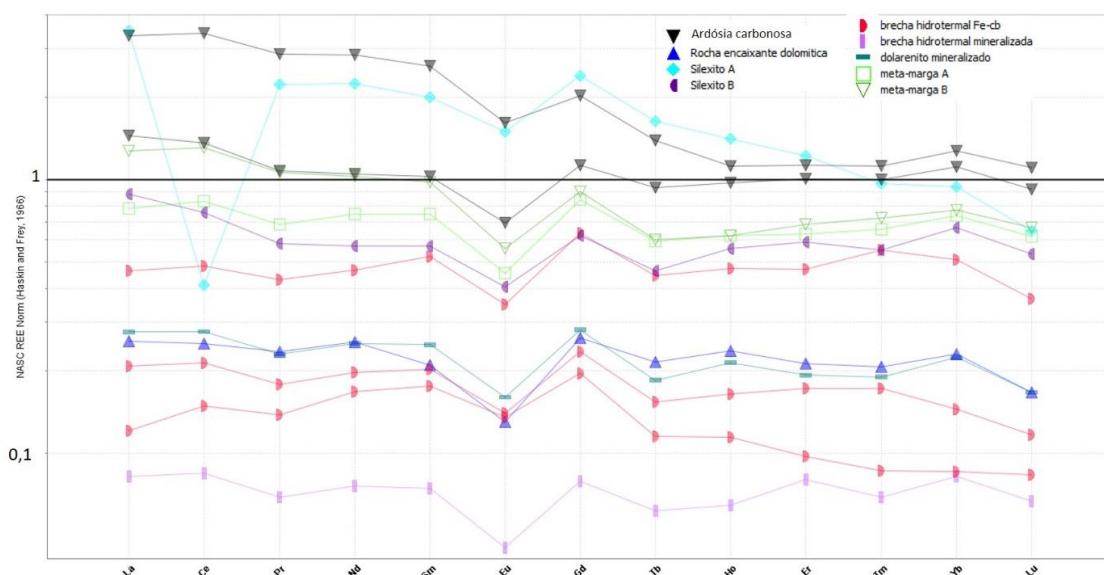


Figura 60. Diagrama de distribuição de ETR para os litotipos hospedeiros das mineralizações normalizados pelo NASC (North American Shale Composition; Haskin e Frey, 1966).

As brechas hidrotermais mineralizadas mostram-se, portanto, empobrecidas em ETR em relação aos dolarenitos mineralizados.

4.1.2. Correlações

A Fig. 61 mostra correlação positiva entre Zn e Cd nas brechas hidrotermais mineralizadas e dolarenitos mineralizados. Tal correlação pode ser explicada pela incorporação de Cd na estrutura cristalina da esfalerita ou pela associação entre esfalerita e fases com Cd, como a greenockita. Essa correlação não é tão evidente para as brechas hidrotermais ferro-carbonatadas. As rochas encaixantes dolomíticas, as brechas hidrotermais estéreis e o gossan também não demonstram correlação entre Zn e Cd (Fig. 61).

A relação de Pb e Cd não é tão clara na maioria dos litotipos, com exceção das brechas hidrotermais (ferro-carbonatadas e mineralizadas), que apresentam discreta correlação positiva entre estes elementos. Pb e Sb também não marcam padrões evidentes de correlação, embora o conjunto de amostras defina uma tendência de correlação.

O gossan mostra maior dispersão de dados em relação ao Pb, Sb e Cd, mostrando teores menos variáveis para Zn.

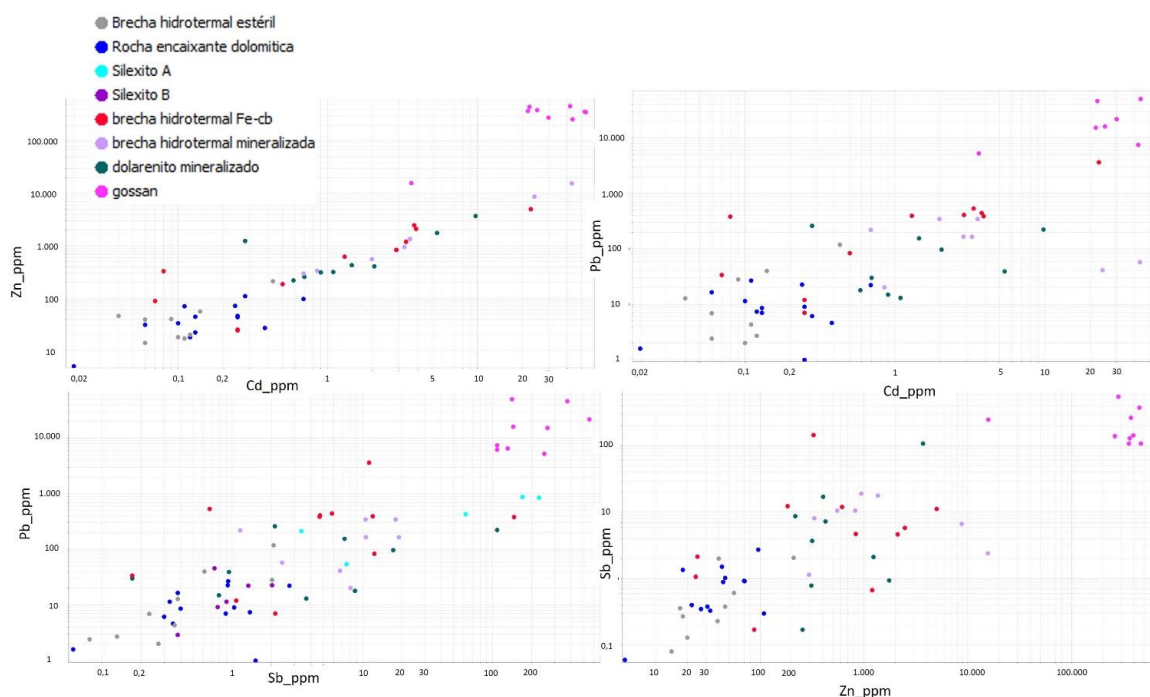


Figura 61. Distribuição em escala logarítmica de Zn e Cd, Pb e Cd, Pb e Sb, e Sb e Zn para os principais litotipos estudados.

Analisando relações entre Ga e S, as brechas hidrotermais mineralizadas correspondem ao único litotipo que apresenta correlação positiva evidente desses elementos. As brechas hidrotermais ferro-carbonatadas também mostram discreta tendência de correlação entre o Ga e o Zn (Fig. 62).

Para o gossan, há maior dispersão de dados para Ga e S, quando comparados com Pb e Zn. Este litotipo apresenta valores elevados de Ga e menores conteúdos de S quando confrontado com as brechas hidrotermais ferro-carbonatadas e mineralizadas, o que é

esperado devido à oxidação dos sulfetos inerentes ao processo supérgeno responsável pela formação do gossan.

As rochas encaixante dolomíticas e brechas estéreis mostram valores menores, e menos espalhados, de S, Zn e Pb, quando comparados com o gossan, dolarenitos mineralizados e brechas hidrotermais ferro-carbonatadas e mineralizadas.

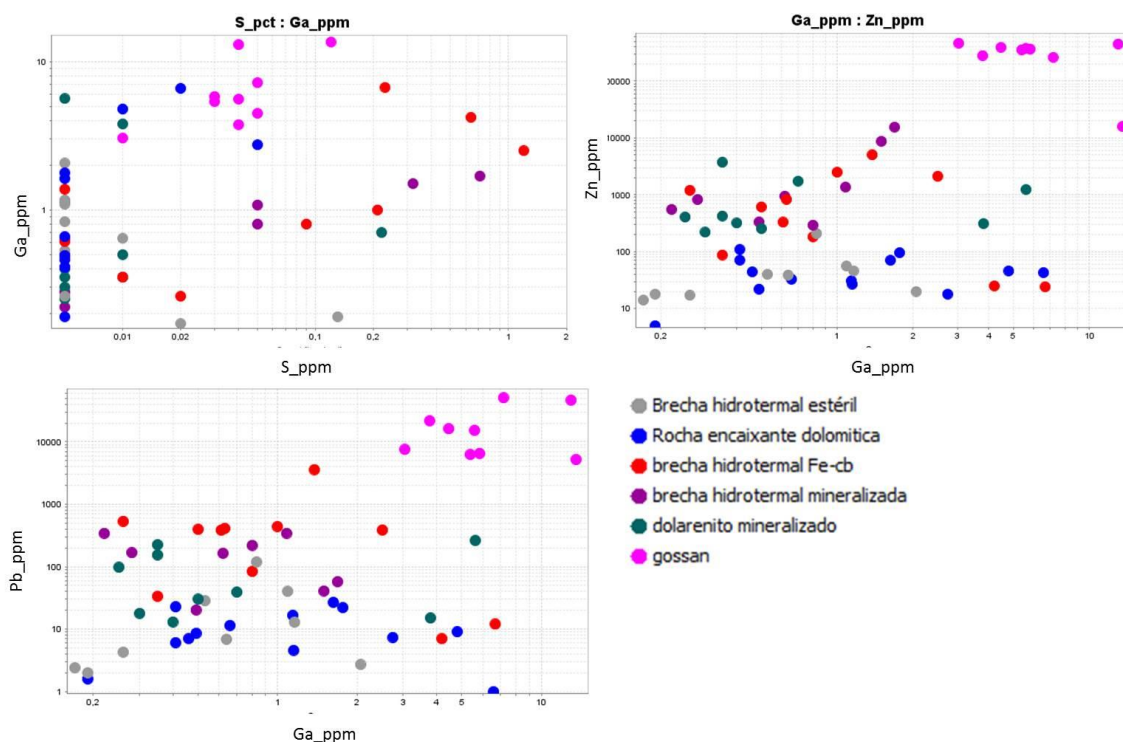


Figura 62. Correlações entre Pb, Ga, S e Zn.

4.1.3. Metapelitos

Visando a melhor caracterização dos metapelitos, a comparação com os resultados apresentados por Andrade (2012) foi feita, como tentativa também de diferenciar as unidades metamarga A e metamarga B. Estes litotipos mostram-se sobrepostos e sotopostos, respectivamente, ao pacote dolomítico da Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde no perfil da Fig.10. Devido à complexidade estrutural da região deste perfil (*hinterland dipping duplex*), a comparação objetivou enquadrar com maior precisão as duas unidades de metamarga entre a Formação Lapa, Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde e Formação Serra do Garrote.

Nas ardósias carbonosas, o conteúdo de SiO₂ varia entre 50,14% e 60, 22%, nas metamargas A varia entre 14,82% e 54,12%, enquanto nas metamargas B varia entre 64,7% e 17,5%. No trabalho de Andrade (2012), os filitos e metamargas da Formação Lapa variam

entre 60,2% - 64,8% e 27,9% - 43,3%, respectivamente; e os dados de filitos da Formação Serra do Garrote dispersam entorno de valores mais altos – 64,9% e 66,1%.

Quanto ao conteúdo de Al_2O_3 , as ardósias carbonosas variam entre 35,71% e 48,20%, as metamargas A variam entre 8,33% e 19,42%, enquanto nas metamargas B gradam entre 7,63% e 30,55%. Nos metapelitos de Andrade (2012), os filitos e metamargas da Formação Lapa variam o conteúdo de Al_2O_3 entre 17,69% - 18,34% e 4,98% - 10,24%, respectivamente. Na Formação Serra do Garrote variam entre 17,26% a 17,58. Andrade (2012) apresenta uma amostra referente a Formação Paracatu (Membro Serra do Landim), a qual apresenta maior conteúdo SiO_2 (50,5%) e valores de Al_2O_3 semelhantes às demais margas (9,92%) de seu trabalho.

Os metapelitos como um todo apresentam correlação positiva clara entre Ti e Al. A relação entre SiO_2 e Al não mostra correlação clara em nenhum litotipo (Fig. 63). Entre o Na e Al, tanto os filitos e metamargas da Formação Lapa de Andrade (2012) quanto metamargas A e B e ardósias carbonosas correlacionam-se positivamente. Configuração semelhante é mostrada na relação entre Al e K, com a diferença que nesta relação os metapelitos de Andrade (2012) referentes à Formação Lapa mostram correlação positiva menos evidente. Como notado por este autor, é averiguado no presente trabalho também a distinção entre metapelitos da Formação Serra do Garrote e Formação Lapa, o que sugere distintas fontes de sedimentos. As metamargas A e B assemelham-se a esta última Formação. Entretanto, não se pode descartar –pela escassez de dados – possível afinidade destas com metapelitos da Formação Paracatu.

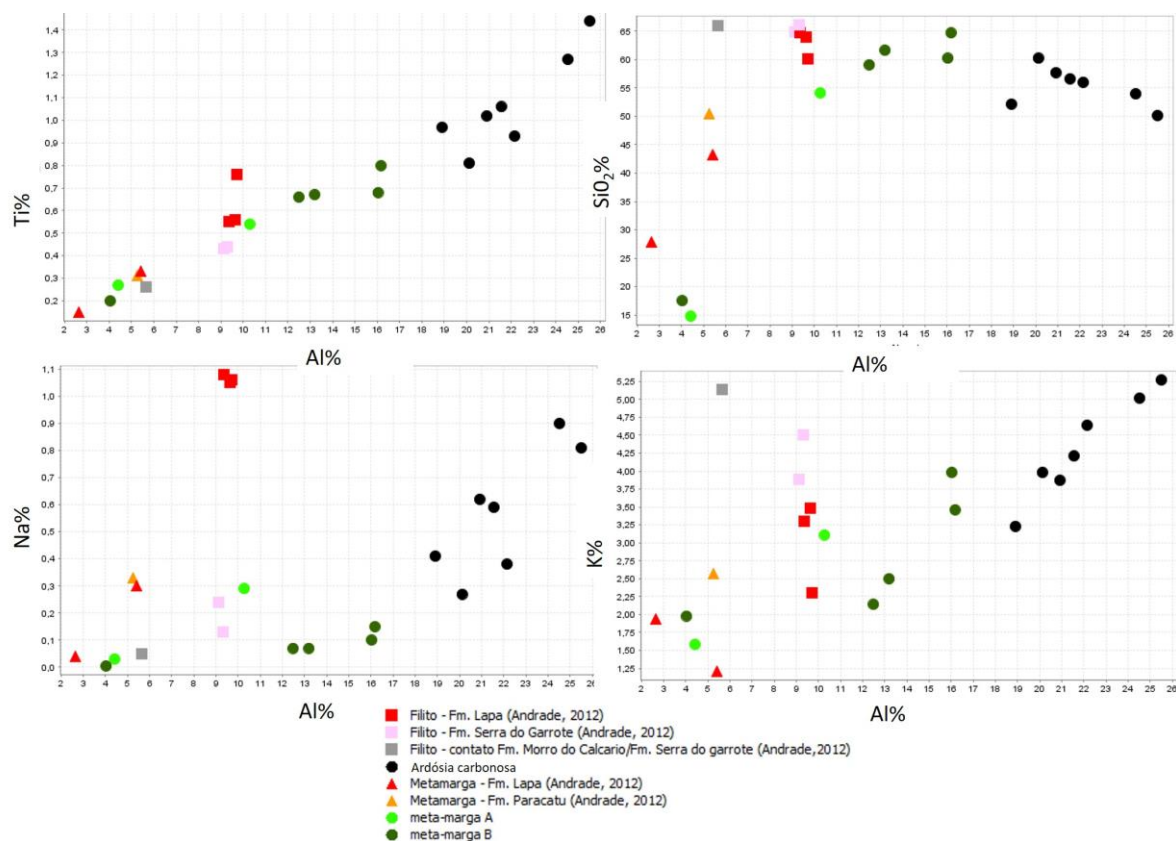


Figura 63. Gráficos bivariate entre Al e K, Ti e Al, SiO₂ e Al, e Na e Al.

Outras relações foram realizadas utilizando relações entre razões de Al, Ti, K, Th, Zr e Sc visando detalhar a compartimentação entre metapelitos. Nas Figuras 64 e 65 as metamargas B mostram afinidade geoquímica principal com as ardósias carbonosas, e afinidade geoquímica menor em relação aos metapelitos da Formação Lapa de Andrade (2012).

A relação entre Al/Ti e Th/U (Fig. 65) não mostra correlação em nenhum litotipo. Entretanto, na relação entre Th/U e K/Th, a correlação negativa é bem definida pelas metamargas A e B e ardósias carbonosas, não sendo clara para os filitos e metamargas de Andrade (2012), pertencentes à Formação Lapa. As metamargas B mostram afinidade maior com os filitos da Formação Lapa em detrimento dos filitos da Formação Serra do Garrote. A relação entre Zr/Sc e Th/U não mostra correlação clara nos litotipos, a não ser forte dispersão das metamargas A e B e ardósias carbonosa em relação ao Th/U.

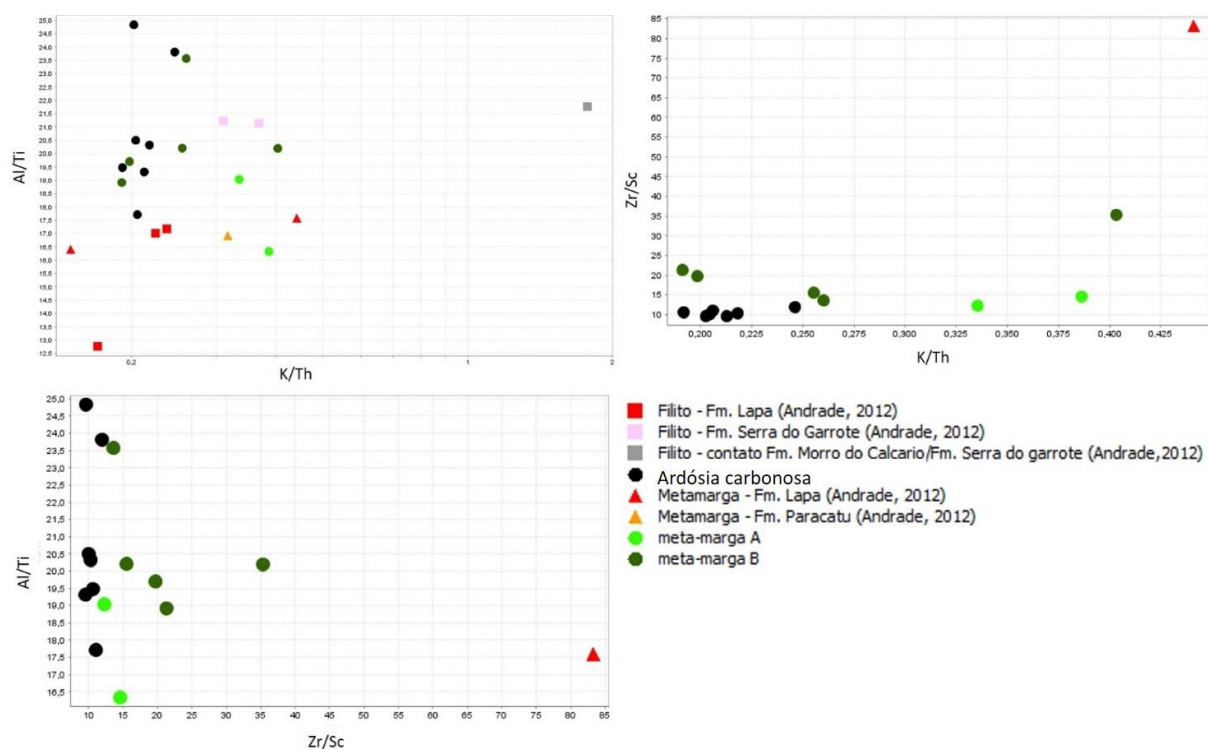


Figura 64. Gráficos bivariantes relacionando razões de Al/Ti e K/Th, Zr/Sc e K/Th, e Al/Ti e Zr/Sc.

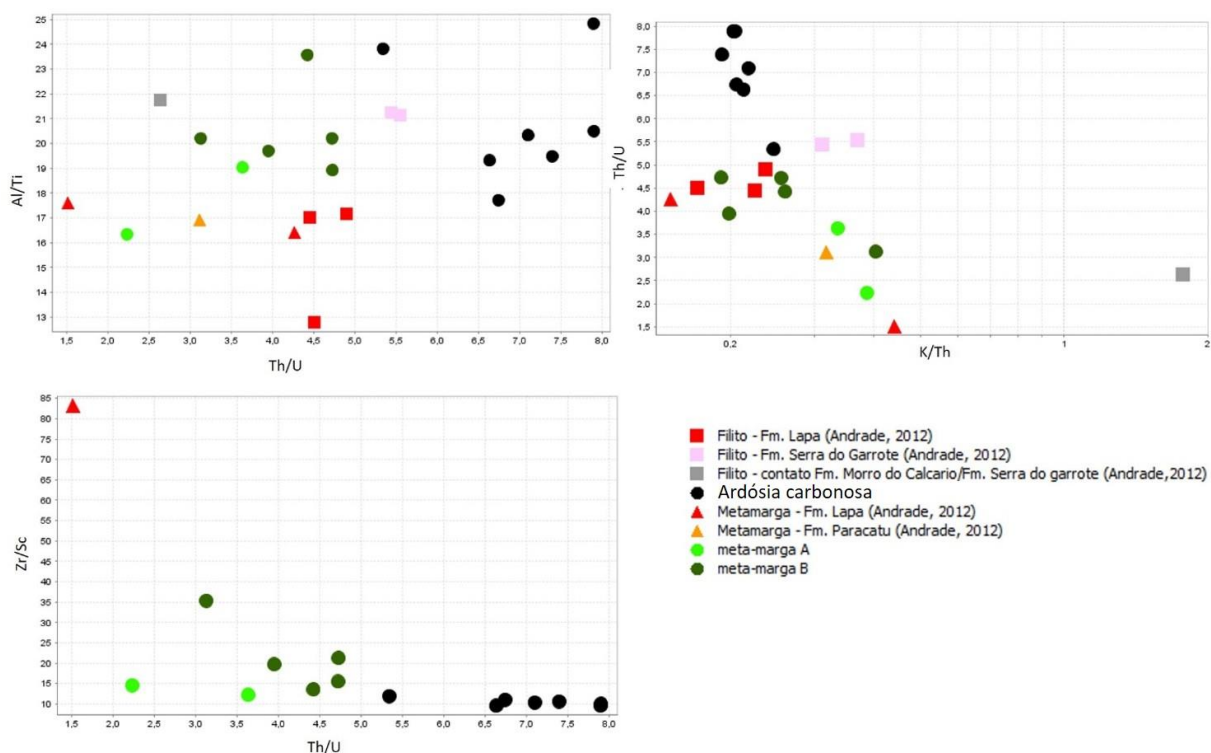


Figura 65. Gráficos bivariantes relacionando razões de Al/Ti e Th/U, Th/U e K/Th, e Th/U e Zr/Sc.

A composição das rochas fontes das rochas sedimentares clásticas pode ser estimada através da razão entre Al_2O_3 e TiO_2 (Nagarajan *et al.*, 2007). Razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ entre 3 e 8

são indicativas de fontes relacionadas a rochas ígneas máficas, entre 8 e 21 a rochas intermediárias e entre 21 e 70 a rochas ígneas félsicas (Hayashi *et al*, 1997). A metamarga B e ardósias carbonosas mostram contribuição sedimentar predominantemente proveniente de rochas ígneas félsicas, enquanto as metamargas mostram razões típicas de proveniência félsica e intermediária.

Quadro 2: Conteúdos de Al_2O_3 e TiO_2 e razão Al_2O_3/TiO_2

Litotipo	$Al_2O_3\%$	$TiO_2\%$	Al_2O_3/TiO_2
Ardósia carbonosa	48,2	2,4	20,0833333
Ardósia carbonosa	39,51	1,7	23,2411765
Ardósia carbonosa	38,02	1,35	28,162963
Ardósia carbonosa	41,85	1,55	27
Ardósia carbonosa	46,35	2,12	21,8632075
Ardósia carbonosa	40,72	1,77	23,0056497
Ardósia carbonosa	35,71	1,62	22,0432099
Metamarga A	8,33	0,45	18,5111111
Metamarga A	19,42	0,9	21,5777778
Metamarga B	30,55	1,33	22,9699248
Metamarga B	30,29	1,13	26,8053097
Metamarga B	23,6	1,1	21,4545455
Metamarga B	7,63	0,33	23,1212121
Metamarga B	24,94	1,12	22,2678571

A distribuição das amostras em relação a proveniência de sedimentos (Fig. 66) também demonstra mostra afinidade entre metamargas B e filitos da Formação Lapa de Andrade (2012), ambos próximos ao campo de proveniência de rochas ígneas félsicas, balizando a análise de proveniência pela relação Al_2O_3 e TiO_2 .

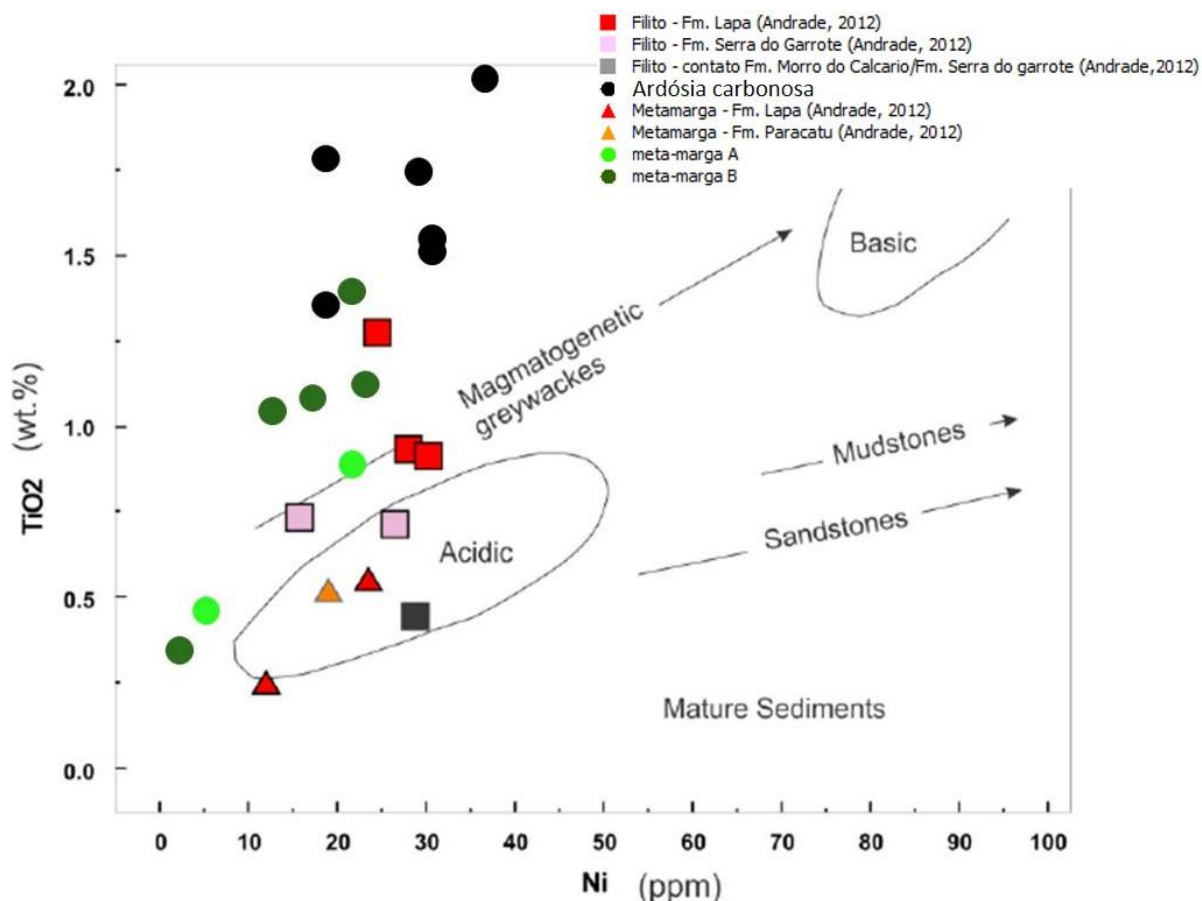


Figura 66. Diagrama Ni versus TiO₂ - campos segundo Floyd et al., 1989.

Os pelitos pós-arqueanos possuem baixas concentrações de elementos máficos (Ni e Cr) em relação aos pelitos arqueanos. Consequência da maior frequência de rochas ultramáficas no Arqueano. No gráfico de McLennan (1993) – Fig. 67-, as ardósias carbonosas plotam no campo de rochas tardi arqueanas, enquanto as metamargas A e B plotam no campo de pelitos pós-arqueanos.

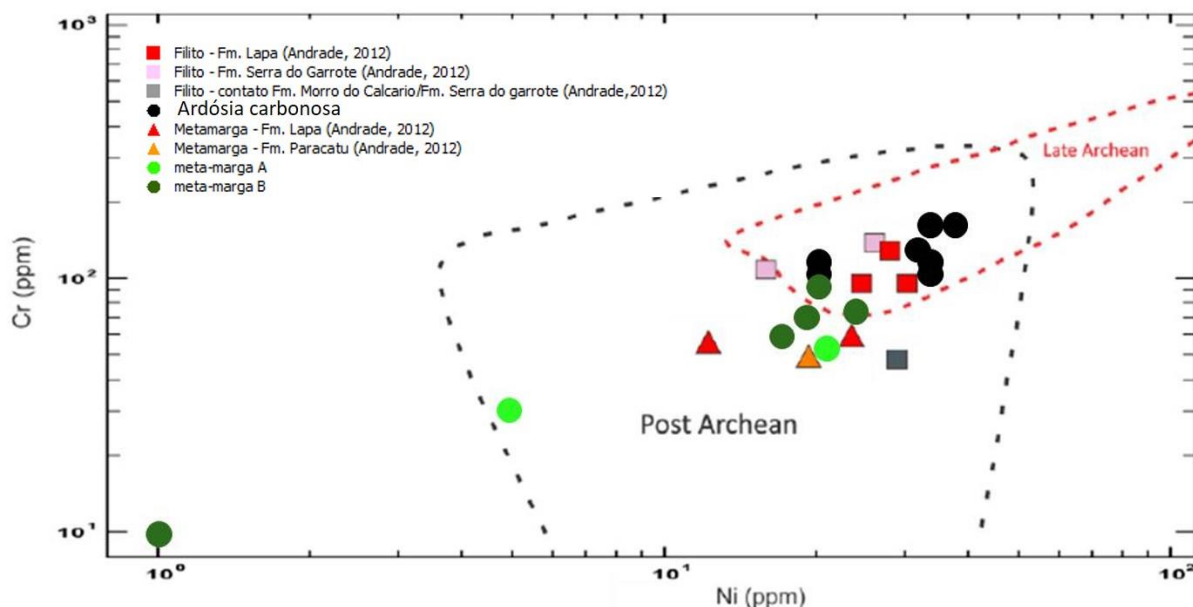


Figura 67. Diagrama Ni versus Cr para margas e filitos (McLennan et al., 1993).

No gráfico de $V/(V+Ni)$ vs. V/Cr (Fig. 68), razão $V/Cr = 1$ representam condições de deposição próximas a interface sedimento-água, e $V/Cr = 2$ define limite entre ambiente de deposição oxidado – quando esta razão é menor que 2 – e ambiente anóxico – para valores de $V/Cr > 2$. Esta relação é devida a íntima conexão entre V e matéria orgânica (Shaw et al, 1990). Todas as amostras, inclusive as de Andrade (2012) mostram valores abaixo da razão $V/Cr = 2$, correspondendo a condições oxidantes no ambiente de sedimentação – sendo os valores mais baixos referentes aos filitos da Formação Serra do Garrote de Andrade (2012).

Para valores de $V/(V+Ni)$ entre 0,6 e 0,9, pelitos que se encaixam neste intervalo, segundo Hoffman et al.(1998), seriam depositados em ambiente anóxico – com exceção dos filitos da Formação Serra do Garrote e filitos no contato entre Formação Serra do Garrote e Formação Morro do Calcário - todos os demais pelitos plotados apresentam valores de deposição em ambiente anóxico segundo este autor.

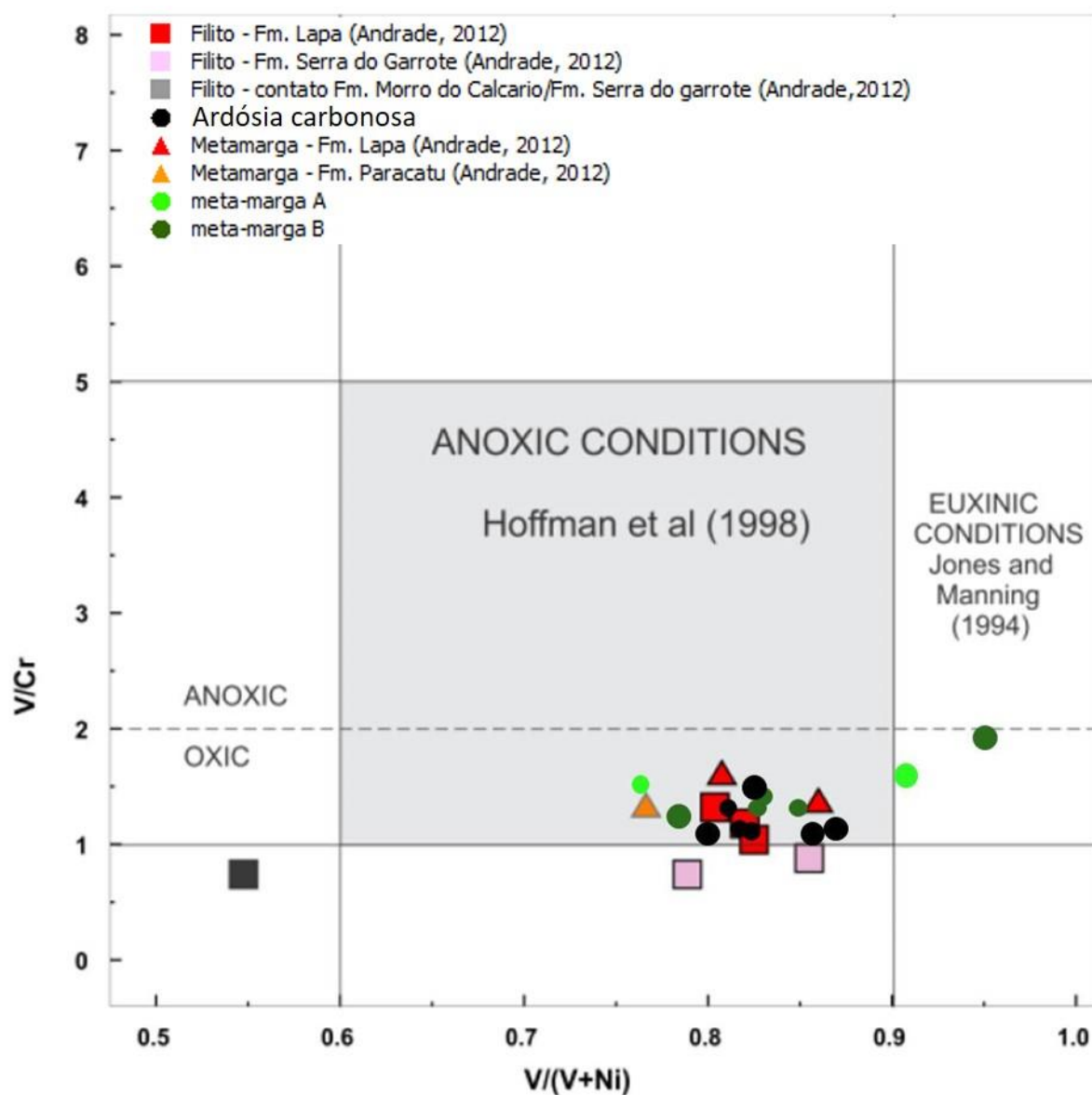


Figura 68. Diagrama bivalente de V/Cr vs. V/(V+Ni) modificado de Nagarajan et al.(2007). Limites de condições ambientais de Jones e Manning (1994) e Hoffman et al (1998).

5. Discussões

Sistema MVT – Mississippi Valley Type

De acordo com o modelo proposto por Jackson e Beales (1967), depósitos de chumbo e zinco do tipo *Mississippi Valley Type* são hospedados por sequências carbonáticas pelo fato destas rochas, ao passarem por processos tardi-diagenéticos a epigenéticos, tornarem-se reservatórios de H₂S. Quando um fluido bacinal/formacional, salino, metalífero, atravessa este reservatório reduzido é esperado que haja formação de corpos de sulfetos de zinco e chumbo. Estes corpos são encontrados em *trends* de maior porosidade, para os quais o fluido é canalizado. Esta pode ser uma consequência da porosidade primária da rocha (formando mineralizações *stratabound*) ou ser formada por estruturas desenvolvidas durante deformação (mineralizações controladas estruturalmente).

No Grupo Vazante, os metais presentes no fluido hidrotermal teriam sido originados nas sequências pelíticas. Monteiro *et al.* (2006) sugerem que os fluidos que alteraram hidrotermalmente as rochas dolomíticas nas áreas dos depósitos de Fagundes e Ambrósia migraram a partir de folhelhos reduzidos do Grupo Vazante durante eventos compressivos relacionados ao ciclo Brasileiro.

A presença de sais no fluido é fundamental por aumentar a capacidade do fluido de transportar metais base na forma de complexos cloretados. A amostra do ponto geológico IB-147 (figuras 11 e 12), que apresenta possíveis pseudomorfos de sulfatos evaporíticos indica que em meio às rochas hospedeiras da mineralização do alvo Salgueiro estão contidas também unidades evaporíticas. As evidências da alteração hidrotermal nesta amostra, representadas pela silicificação, indicam que os sais foram lixiviados, aumentando a capacidade do fluido de transportar os metais. Além da mobilidade dos metais, a dissolução de evaporitos resulta em *pathways* para a migração dos fluidos a partir do aumento da permeabilidade pela sua dissolução e brechação (Leach, 2014).

As condições de temperatura estimadas através da deformação microscópica – bulging em cristais de quartzo e dolomita esparítica hidrotermais – sugerem temperaturas da ordem de 240°C e 360°C para o sistema hidrotermal das rochas do Grupo Vazante na área de estudo. São valores elevados quando comparados com a média de 75° - 200°C (Leach *et al.*, 2010) para sistemas hidrotermais MVT típicos. Entretanto, em algumas províncias, como em Otavi Mountain Land – Namíbia – foram registradas temperaturas de inclusões fluidas em esfalerita e dolomitas da ordem de 370° - 405°C para os depósitos de Tsumeb que hospedam mineralizações de **Pb – Zn e Cu** (Chetty *et al.*, 2000). Inclusão de calcopirita em piritas das metamargas B e silexites B, sugerem temperaturas mais elevadas que as esperadas para o sistema hidrotermal MVT típico, para que o fluido seja capaz de transportar Cu. Durante a

revisão bibliográfica não foram encontradas evidência de ocorrência deste tipo de inclusão na Faixa Vazante – Paracatu.

Caracterização das rochas hospedeiras das mineralizações

A partir de dados de mapeamento, furos de sondagem, revisão bibliográfica, petrografia e geoquímica foi possível definir distintas unidades geológicas na área de estudo:

Grupo Canastra: Composto pela Formação Paracatu e Formação Chapada dos Pilões, compostas por ortoquartzitos de granulação fina a média, metarritmitos formados pela intercalação métrica a decacentimétrica entre filitos serícíticos e quartzitos e quartzo-sericita filito carbonoso, respectivamente.

Grupo Vazante: Formação Lapa, Formação Morro do Calcário e Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde, compostas por ardósias, ardósias carbonosa, metamargas, lentes de dolomito, dolomite silicificado de fácies variadas de biohermas (estromatólitos) e esteiras algais, dolarenitos, dololutitos, brechas intraformacionais, ocorrendo na Formação Morro do Calcário/Serra do Poço verde alternância entre a sequência carbonática e ardósias e metamargas. Esta última Formação é a mais rica em dados apresentados neste trabalho, pois apresenta grande interesse prospectivo, por hospedar na área de estudo dolarenitos mineralizados, brechas hidrotermais mineralizadas e gossan.

Estas duas unidade estão embriçadas tectonicamente, sendo o cavalgamento do Grupo Canastra sobre o Grupo Vazante de orientação NE-SW na área de estudo, paralela a configuração do fronte orogênico para a Faixa Brasília Meridional. Quando este contato dá-se entre o Grupo Canastra e Formação Morro do Calcário, é marcado por brechas hidrotermais ferro-carbonatadas, por vezes mineralizadas (teores de Zn variam entre 330 e 5020 ppm de Zn) – configuração semelhante ao definido por Baia (2013) para as brechas hidrotermais do contato de cavalgamento da Formação Lapa sobre a Formação Morro do Calcário. A fig. 69 ilustra bem esta configuração.

O comportamento estrutural/tectônico das unidades é característico de *thrust systems*. Na área mapeada, evidências deste padrão seriam a configuração de *klippes*, janelas estruturais, transcorrências, sistemas de duplex e *horses*. No perfil da Fig. 10 a configuração de *hinterland dipping duplex* é definido pelo duplicamento estratigráfico. Razões entre Al/Ti e K/Th, Zr/Sc e K/Th, Al/Ti e Zr/Sc, Al e K, Ti e Al, SiO₂ e Al, e Na e Al, mostram afinidade das metamargas B, sotopostas ao pacote dolomítico hospedeiro da mineralização, com filitos e metamargas estudadas por Andrade (2012), garantindo maior confiabilidade no modelo proposto. Na reigão do perfil existem evidências de dois tipos de mineralização:

Morro do Calcário/Serra do Poço Verde), mais enriquecidos em ETR quando comparados aos silexitos B (inseridos no pacote dolomítico). Este enriquecimento teria origem na maior interação do silexito A com os metapelitos da Lapa – os litotipos mais enriquecidos em ETR. Os silexitos B, se não apresentaram interação, esta foi reduzida - em relação aos silexitos A -, pois provavelmente estes estão relacionados a falhamento subvertical de *strike* NE da Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde. Além dos ETR, o silexito A é enriquecido em Ba, Au, Cd, Ge, Sb, W, Te, U, V, Y, Pb e Zn.

Os estilos de mineralização mostram respostas diferentes. O minério controlado estruturalmente é enriquecido- tratando-se apenas os elementos *pathfinders* do gossan - em Sb, Ag, Se, Cd, Cu, Fe, Te, As, Mn e depletado em Tl em relação ao minério *stratabound*.

Este tipo de associação mostra que o gossan mostra afinidade muito maior com o tipo de mineralização controlado por falhas do que o controlado por níveis estratigráficos. Além destes dados, a combinação perfeita entre falha vertical e o gossan, além de dados de estereogramas comparando-se veios mineralizados do setor 3 de atitude subverticalizada, e com mergulho maior que veios ordinários de dolomita esparítica e quartzo, sugerem que o gossan é produto de alteração de brechas hidrotermais mineralizadas, controladas por falhas de alto ângulo.

Os dolarenitos mineralizados, por apresentarem maior porosidade e permeabilidade, teriam atuado como “aquicludes”, possibilitando o desenvolvimento de sistema hidrotermal subordinado, *stratabound* e periférico em relação ao sistema mineralizante controlado por estruturas de alto ângulo relacionado às brechas hidrotermais mineralizadas.

6. Conclusão

Ocorre na área de estudo dois estilos de mineralização, ambas hospedadas pela Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde: O primeiro seria de caráter stratabound e hospedado em dolarenitos com distintos graus de silicificação e dolomitização - com esfalerita relacionada relacionada a quartzo substituindo e preenchendo oólitos e oncólitos. Esta mineralização seria de caráter marginal se comparada à mineralização principal. Hospedada por brechas hidrotermais, contendo esfalerita associada a vênulas de quartzo e dolomita esparítica, em texturas de preenchimento de espaço vazio, a mineralização principal é associada com falhas de alto ângulo que cortam o pacote dolomítico e se estendem a NE, onde a Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde estão recobertas pela Formação Lapa.

Três seções realizadas em contextos distintos da área de estudo, associadas com análise estrutural de dados de mapeamento, permitiram o melhor entendimento da estruturação das unidades em região de contato de cavalgamento dos Grupo Canastra sobre o Grupo Vazante, sendo possível delimitar janelas estruturais, *klippes*, *horses* e sistemas de duplex e transcorrência de *strike* NW que desloca o pacote dolomítico em cerca de 1075 metros. A análise litoquímica foi essencial para complementar os dados estruturais no desenvolvimento do modelo metalogenético dos distintos estilos de mineralização – sendo capaz de discriminar a litoestratigrafia dos metapelitos, e distintas formas de ocorrência para os silixitos.

O gossan mapeado mostra evidências geoquímicas, estruturais e geofísicas de ser produto da alteração de das brechas hidrotermais mineralizadas, controladas por falhas subverticais. Apresenta como minerais de minério primário apenas galena – em vênulas de até 4 centímetros – sendo os secundários willemita, smithsonita e hemimorfita. A análise litoquímica mostra enriquecimento em Zn, Pb, Sb, Cd, Cu, Fe, Mn, Tl, Te, As e Ag em relação a todas as rochas da área de estudo. Este conjunto de elementos, portanto, constituem *pathfinders* para a prospecção de outros gossans no *trend* norte da Faixa Vazante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F. F. M. (1993). Limites do cráton do São Francisco em MinasGerais –Síntese dosconhecimentos. *Simpósio do Cráton do São Francisco*, Salvador. Anais. SBG, p. 256-259.
- Amaral, G., Kawashita, K. (1967). Determinação da idade do Grupo Bambuí pelométodo Rb/Sr. *XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG)*, Anais, Brazil, pp. 214–217.
- Andrade, M. M. P. (2012). Reconhecimento mineralógico e geoquímico das unidades metapelíticas e carbonáticas do Grupo Vazante: Inferências metalogenéticas. Monografia de Trabalho de Formatura. 78p.
- Arruda, J. A. A. C. (2016). Caracterização e análise litoestrutural da região de Ambrósia, Centro-Norte da Faixa Fazante. Trabalho de Conclusão de Curso. 127p.
- Baia, F. H. (2013). *Brechas hidrotermais da mina do Cercado e das ocorrências Olho D'Água, Mata II e Pamplona: implicações metalogenéticas e prospectivas para zinco na região de Vazante, MG*. Dissertação (Mestrado), Campinas, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, 230p.
- Bradley, D. C., Leach, D. L. (2003). Tectonic controls of Mississippi Valey-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralia Deposita*. 38. 657 – 667.
- Boyer, S. E., Elliot, D.1982. Thrust systems. *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin*. V.66. 1196- 1230.
- Campos Neto M. C. (1984a). Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 14(2), 81-91.
- Campos Neto M. C. (1984b). Geometria e fases de dobramento brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(1), 60-68.
- Carvalho, M.O.2013. Evolução geológico-estrutural dos metassedimentos dos grupos Vazante e Canastra na Serra do Barroão, Faixa Brasília Meridional. Monografia de Graduação, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 96 p.
- Carvalho, M. O., Valeriano, C. M., González, P. A. A., Oliveira, G. D., Impiccini, A. (2016). The thrust contact between the Canastra and Vazante groups in the Southern Brasília Belt: structural evolution, white mica crystallinity and implications for the Brasileiro orogeny. *Brazilian Journal of Geology*, 46(4): 567-583.

- Chetty, D., Frimmel, H. E. (2000). The role of evaporites in the genesis of base metal sulphide mineralisation in the Northern Platform of the Pan-African Damara Belt, Namibia: Geochemical and fluid inclusion evidence from carbonate wall rock alteration. *Mineralium deposit.* 35. 364-376.
- Cloud P. E., Dardenne M. A. (1973). Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1673–1676.
- Coelho J. C. C. 2008. Estilos estruturais e evolução tectônica da porção mineira da bacia proterozóica do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2- suplementos), 149-165.
- Coward, M. P. (1983). Thrust tectonics thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*. Vol 5. No 2. 113 – 123.
- Dardenne M. A., Freitas-Silva F. H., Sousa J. C. F., Campos J. E. G. (1998). Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. *XL Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Belo Horizonte, Resumos, p 26.
- Dardenne M.A. (2000). The Brasilia foldbelt. In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, p. 231-263.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., Park, R.G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland. *Precambrian Research*, **45(1-3)**: 203-214.
- Fossen, H. (2012). *Geologia estrutural*. Oficina de Textos, pp. 584.
- Freitas-Silva, F. H., Dardenne, M. A. (1997) Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Ouro (Parcatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group deposits. *South-American Symposium on Isotope Geology*, Campos do Jordão, 1997. Extended Abstracts, p. 118-120.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Soares, A.C.P. (1993). As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J.M.L. & Misi A. (Eds.), *O Cráton de São Francisco*. Salvador. SBG-SGM-CNPq, p. 161-185.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D'el-Rey Silva, L.J.H. (1994). Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú (SC), Anais, p. 215-216.
- Fuck R. A. (1994). A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *4º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, Brasília, SBG, Anais, 4: 184-187.

- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4115-4137.
- Hoffman D.L., Algeo T.J., Maynard J.B., Joachimski M.M., Hower J.C., Jaminski J., 1998. Regional stratigraphic variation in bottomwater anoxia in offshore core shales of Upper Pennsylvanian cyclothems from Eastern Midcontinent Shelf (Kansas), U.S.A. In: Schieber J., Zimmerle W., Sethi P. (eds) *Shales and mudstones I*. E Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p.: 243–269.
- Jackson, S. A., Beales, F. W. (1967) An aspect of sedimentary basin evolution: The concentration of Mississippi Valley-type ores during late stages of diagenesis. *Bull. Canadian Petroleum Geology*, 15, p. 383-433.
- Jones, B., Manning, D.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1-4): 111-129.
- Leach, D. (2014). Evaporites and Mississippi Valley-Type Zn-Pb-Ag Deposits: An Evolving perspective. *Acta Geologica Sinica* (English Edition), 88(supp. 2): 174-175.
- Maynard, J. B., Okita, P. M. (1991). Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany, and China: two major types based on tectonic setting. *Economic Geology*. 86:364-376
- Matos, D.R (2016). Regime termal e tectônica tipo thin-skin na zona externa da Faixa Brasília. Dissertação (Mestrado), Brasília: Universidade de Brasília, DF.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson, M.J., Basu, A. (eds.) *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper, 284, p.: 21-40.
- Monteiro L.V.S. (2002). *Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 317 p.
- Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Juliani, C.; Oliveira, T.F. (2006). Geology, petrography, and mineral chemistry of the Vazante non-sulfide and Ambrósia and Fagundes sulfide-rich carbonate-hosted Zn-(Pb) deposits, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 28, 201-234.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Juliani, C., Bello, R.M.S., Oliveira, T.F. 2007. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits,

- Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations. *Gondwana Research*, 11, 362-381.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S. & Moutte, J., 2007.
- Nath, B.N., Bau, M., Ramalingeswara Rao, B., Rao, Ch.M., 1997. Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(12): 2375-2388. Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox
- Oliveira, G.D. (2013) *Reconstrução paleoambiental e quimioestratigrafia dos carbonatos hospedeiros do depósito de zinco silicatado de Vazante, MG*. Dissertação (Mestrado), Brasília: Universidade de Brasília, DF.
- Passchier, C. W., and R. A. J. Trouw. *Microtectonics*, 366 pp. (2005).
- Pimentel M. M., Dardenne M. A., Fuck R. A., Viana M.G., Junges S. L., Fischel D. P., Seer H., Dantas E. L. (2001). Nd Isotopes and the Provenance of Detrital Sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6), 571-585.
- Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. New York: Springer-Verlag, 709p.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. New York: Springer-Verlag. 1250p.
- Rigobello A. E., Branquinho J. A., Dantas M.G. da S., Oliveira T.F., Neves Filho W. (1988). Mina de zinco de Vazante. In: C. Shobbenhaus, C. E. S. Coelho (Eds.) *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM, 3: p. 101-110.
- Rodrigues, J. B. (2008). Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de doutorado, UnB
- Rodrigues J.B., Pimentel M. M., Buhn B, Matteini M., Dardenne M.A., Alvarenga C.J.S., Armstrong R.A. (2012). Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research*, 21, 439-450.
- Shaw, T.J., Geiskes, J.M., Jahnke, R.A., 1990. Early diagenesis in differing depositional environments: the response of transition metals in pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54(5)**: 1233-1246.

Stipp, M., Fügenschuh, B., Gromet, L. P., Stünitz, H, Schmid, S. M. (2002). Contemporaneous plutonism and strike-slip faulting: A case study from Tonale fault zone north of the Adamello pluton (Italian Alps). *TECTONICS*, VOL. 23. TC3004.