

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

RECONHECIMENTO MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO DAS UNIDADES METAPELÍTICAS
E CARBONÁTICAS DO GRUPO VAZANTE: INFERÊNCIAS METALOGENÉTICAS

Matheus Magalhães Pereira de Andrade

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
Co-orientadora: Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2012 / 33)

SÃO PAULO
2012

Dedico este trabalho a minha família.

*What would you think if I sang out of tune?
Would you stand up and walk out on me?
Lend me your ears and I'll sing you a song,
And I'll try not to sing out of key.*

*Oh, I get by with a little help from my friends,
Mm, I get high with a little help from my friends,
Mm, Gonna try with a little help from my friends.*

(Paul McCartney and John Lennon)

SUMÁRIO

Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract	v
1. Introdução.....	1
2. Metas e Objetivos	2
3. Trabalhos Prévios.....	2
3.1 Contexto Geológico da Faixa Vazante-Paracatu.....	2
3.2 Idade do Grupo Vazante	7
3.3 Depósitos de Chumbo e Zinco associados ao Grupo Vazante.....	8
4. Materiais e Métodos.....	13
4.1 Revisão Bibliográfica.....	13
4.2 Descrição de amostras de testemunhos de sondagem	13
4.3 Petrografia.....	14
4.4 Análises químicas	15
5. Resultados Obtidos.....	16
5.1 Caracterização petrográfica das unidades metapelíticas e carbonáticas do Grupo Vazante.....	16
Setor norte	16
5.1.1 Mina de Morro Agudo	16
5.1.2 Depósito de Fagundes.....	17
5.1.3 Depósito de Ambrósia.....	23
Setor Sul	25
5.1.4 Mina de Vazante	25
5.1.5 Depósito Mata Dois.....	27
5.2 Estudos geoquímicos	28
5.2.1 Filitos e metamargas.....	28
Elementos Maiores.....	28
Elementos Menores	29
Proveniência	30
Condição de paleo-oxigenação	32
5.2.2 Dolomitos.....	34
Elementos Maiores.....	35
Elementos Menores	36
Concentração x Profundidade	37
6. Discussão	39
Filitos e Metamargas	39
Dolomitos	42
Matéria Orgânica e Metais	44

7. Conclusões	46
8. Referências Bibliográficas.....	47
Anexo 1 – Fotografias e Fotomicrografias	
Anexo 2 – Tabelas – Análise Química	

Agradecimentos

. Agradeço a meus pais, João Antonio e Delma (meus maiores incentivadores) por todo o tipo de apoio, pela base familiar. Principalmente pelo incentivo aos estudos e por não medirem esforços para isso, obrigado!

Agradeço ao professor Jorge Bettencourt e à professora Lena Monteiro por todo o conhecimento transmitido. A boa vontade, o apoio, a paciência e a preocupação em passar o conhecimento, sempre serão lembrados ao longo da minha vida profissional. Registro aqui, minha admiração pelos dois como professores e geólogos.

Agradeço a Votorantim Metais e aos geólogos Gustavo Diniz e Fernando Henrique Baia, que acompanharam o trabalho de campo realizado pelos orientadores e cederam as amostras de testemunhos de sondagem para a realização desse estudo.

Agradeço a todos os funcionários do Instituto de Geociências – USP, principalmente a Silvio Luiz, José Paulo, Samuel e Luceir pela ajuda nos laboratórios .

Agradeço a Gabriel Barbosa (Mussum) e aos professores Gianna Garda e Thomas Fairchild pela disposição em ajudar com algumas partes importantes deste trabalho.

Agradeço a todos os amigos de turma. O modo (peculiar) de pensar de cada um contribuiu para o meu crescimento.

Aos amigos Marcel Müller (Sloty), Francisco Sene (Leitoa), Raul Meloni (Mela) , Giuseppe Turini (Peluda), Fernando Uchidomari(Bobo), e Felipe Tomas (Innutteo); pelo apoio e boas conversas, obrigado!

A Bruna Miraya, meus sinceros agradecimentos por estar por perto durante todo o desenvolvimento deste trabalho, pelos conselhos, pelo carinho e pela amizade.

Aos moradores e frequentadores do apartamento 401: obrigado pelos cafés, pelos momentos de descontração e ideias trocadas.

Agradeço aos companheiros de república, João Marcos (Azeite) e Paulo Henrique pela amizade e convívio.

Agradeço aos meus companheiros de trabalho, Sávio Cantanhede e Rodrigo Miotto pelo conhecimento e experiências compartilhadas.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Resumo

A Faixa Vazante-Paracatu, localizada na região noroeste de Minas Gerais, representa o mais importante distrito zincífero do Brasil, onde são conhecidos importantes depósitos minerais hospedados em rochas do Grupo Vazante, constituído predominantemente por metadolomitos e metapelitos, incluindo metamargas e filitos carbonosos. Estas unidades foram estudadas com o objetivo principal de reconhecer as composições mineralógicas e geoquímicas das unidades metapelíticas e carbonáticas do Grupo Vazante e verificar quaisquer correlações entre material carbonoso e conteúdo metálico associado. Filitos e metamargas mostram bandamento rítmico de lâminas ricas e/ou pobres em matéria orgânica, às quais a pirita está associada. Nos dolomitos, a matéria carbonosa ocorre associada a sulfetos (pirita e esfalerita), em vênulas, veios e bolsões de preenchimento. Outros sulfetos presentes são galena e marcassita. Em relação à composição química dos dolomitos não mineralizados, as amostras de minério mostraram concentrações anômalas de S, Pb, Zn, As, Cd, Tl, Cu, Hg, Ga, Mo, Se e Ni, que podem refletir a assinatura geoquímica do fluido mineralizante. Rochas félsicas (ácidas), foram determinadas como sendo possíveis fontes para os metapelitos do Grupo Vazante, por meio de razões Al_2O_3/TiO_2 , relação entre Ni e TiO_2 e comportamento de elementos terras raras normalizados para valores referenciais do *Post-Archean Australian Average Shale* (PAAS). U autigênico e razões $V/(V+Ni)$, U/Th , V/Cr e Ni/Co indicaram que os metapelitos foram depositados em ambiente oxidante. Os estudos petrográficos e geoquímicos mostram que houve, provavelmente, mudança nas condições redox pós-deposicionais e que a matéria orgânica teve um importante papel no enriquecimento, preservação e redistribuição de sulfetos.

Abstract

The Vazante-Paracatu belt, located in Minas Gerais State, represents the most important zinc district of Brazil, well known for its world-class mineral deposits hosted in the Vazante Group, predominantly composed of metadolomites and metapelites including metamarls and carbonaceous phyllites. The present study represents a reconnaissance of the mineralogical and the geochemical composition of the pelitic and carbonate units of the Vazante Group, in an attempt to verify any correlation between carbonaceous material and associated metallic concentrations. Phyllites and metamarls show rhythmic layering of organic-rich and organic-poor laminae, which occur mainly as films together with pyrite. Within the dolomites, carbonaceous matter is associated with sulphides (pyrite and sphalerite) in veins, pockets, open space infill and veinlets. Other sulphide components are galena and marcasite. Ore samples from dolomite show anomalous concentrations of S, Pb, Zn, As, Cd, Tl, Cu, Hg, Ga, Mo, Se and Ni, which reflect the composition of the mineralizing fluids. The $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio, Ni and TiO_2 relationship and rare earth elements [normalized through the reference values of Post Archean Australian Average Shales (PAAS)], suggest that the sediments were mainly derived from felsic source rocks. Geochemical parameters such as authigenic U content and $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$, U/Th , V/Cr , Ni/Co ratios indicate that deposition of the metapelites took place under oxic environmental conditions. The petrographic and geochemical studies indicate possible post-depositional redox changes, including an important role of organic matter for the enrichment, preservation and redistribution of metals.

1. Introdução

A Faixa Vazante-Paracatu, localizada na região noroeste de Minas Gerais, representa o mais importante distrito zincífero do país, no qual são reconhecidos depósitos minerais hospedados em rochas do Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998), constituído predominantemente por metadolomitos e metapelitos, incluindo metarritmitos e filitos carbonosos.

No Grupo Vazante, são conhecidas numerosas ocorrências e depósitos de Pb-Zn-(P), destacando-se Rocinha (P_2O_5), Lagamar (P_2O_5), Morro Agudo (Pb-Zn) e Vazante (Zn). Os dois últimos apresentam características geológicas contrastantes que se refletem nos tipos de minério conhecidos. Em Vazante, a associação de minerais de minério é constituída essencialmente por willemita (Zn_2SiO_4), hematita, franklinita, zincita, quartzo, dolomita, siderita e, apenas subordinadamente, esfalerita e galena (Monteiro, 1997, Monteiro *et al.*, 1999). Em Morro Agudo e nas demais ocorrências na parte norte da faixa, incluindo-se os depósitos de Ambrósia e Fagundes, a composição mineralógica do minério é representada por sulfetos (esfalerita, galena e pirita), dolomita, calcedônia, quartzo e barita (Monteiro, 2002; Monteiro *et al.*, 2006).

Apesar da existência de um grande volume de dados geológicos e informações metalogenéticas relativas aos depósitos da Faixa Vazante-Paracatu, muitos aspectos da gênese desses depósitos não são conhecidos, como, por exemplo, as relações genéticas entre depósitos sulfetados (Morro Agudo) e não-sulfetados (Vazante) e a origem dos metais para o estabelecimento dos sistemas hidrotermais.

Estudos relativos às unidades metapelíticas do Grupo Vazante ainda são escassos, mas podem contribuir para a compreensão do seu papel como reservatórios metalíferos. Adicionalmente, tais unidades redutoras podem também ter influência em mudanças de parâmetros físicos-químicos dos fluidos hidrotermais, explicando as diferenças que favorecem o enriquecimento metálico e a formação de minérios sulfetados e silicáticos.

Uma das questões importantes para a compreensão da gênese dos depósitos sulfetados e não-sulfetados da Faixa Vazante-Paracatu é relativa à origem dos metais, bem como do enxofre e o papel de matéria orgânica para a formação desses depósitos. Uma possibilidade aventada por Monteiro *et al.* (2007), mas não comprovada, é a da origem dos metais relacionada às unidades metapelíticas, principalmente os filitos carbonosos, do Grupo Vazante.

Desta forma, esse estudo objetiva caracterizar a composição mineralógica e química, em caráter de reconhecimento, das unidades metapelíticas e metacarbonáticas do Grupo Vazante, visando estabelecer se há correlação entre seu conteúdo metalífero (Zn, Pb, Cd, Ag, Sb, As) e a presença de matéria orgânica.

2. Metas e Objetivos

Os principais objetivos deste projeto incluem:

- 1) Caracterização petrográfica, em caráter de reconhecimento, das unidades metapelíticas do Grupo Vazante, que incluem filitos carbonosos das formações Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa;
- 2) Identificação do modo de ocorrência do material carbonoso em amostras de filitos e marga
- 3) Caracterização geoquímica preliminar das unidades metapelíticas do Grupo Vazante;
- 4) Verificar se há correlação entre o conteúdo metálico (Zn, Pb, Cd, Ag, Sb, As) dos filitos, margas e rochas carbonáticas com presença de matéria orgânica.

3. Trabalhos Prévios

3.1 Contexto Geológico da Faixa Vazante-Paracatu

A região de Vazante-Paracatu (Fig. 1) está localizada na parte externa da Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida, 1967) que integra, juntamente com as faixas de dobramentos Araguaia e Paraguai, a Província Tocantins (Almeida, 1967). Esta Província representa um orógeno de grandes dimensões desenvolvido durante o Neoproterozóico, devido à convergência e colisão dos blocos, Amazônico, São Francisco – Congo e Paraná (Dardenne e Schobbenhaus, 2001), durante a amalgamação do supercontinente Gondwana.

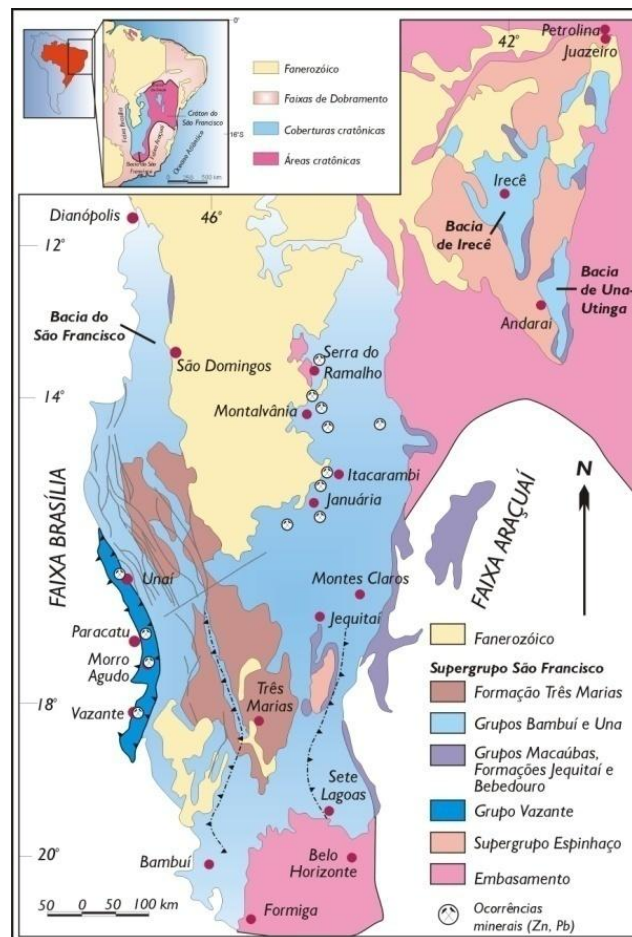


Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, mostrando a área de ocorrência do Grupo Vazante, hospedeiro das mineralizações de Zn, Pb, Cd, Ag, As, P (modificado de Alkmim & Marshak, 1998 e Misi, 2001).

Os depósitos minerais do distrito zincífero de Vazante-Paracatu são hospedados por unidades do Grupo Vazante (Dardenne *et al.*, 1998) (Figuras 1 e 2), que representa uma das unidades metassedimentares do segmento sul da Faixa de Dobramentos Brasília (Almeida, 1967) inseridas em um complexo sistema de *nappes* e falhas de empurrão com vergência para o Cráton do São Francisco.

No segmento sul da Faixa de Dobramentos Brasília afloram os grupos Canastra, Araxá, Ibiá e Vazante.

O Grupo Canastra (Barbosa, 1955; Barbosa *et al.*, 1970) representa uma seqüência psamítica e pelítica metamorfisada na fácies xistos verdes, que apresenta granocrescência ascendente. Na base há o predomínio de cálcio-filitos e cálcio-xistos ricos em clorita da *Formação Serra do Landim* (Madalosso, 1980; Figura 2), que gradam para quartzitos e filitos carbonosos das formações Paracatu e Chapada dos Pilões.

O Grupo Araxá (Barbosa, 1955; Barbosa *et al.*, 1970) é composto por quartzitos micáceos e mica xistos incluindo cálcio-xistos, clorita-muscovita xistos, biotita-granada xistos, estauroлита xistos e xistos feldspáticos com raras intercalações de paragneisses e mármore. Anfibolitos, metandesito e metariólito associados aos xistos, além de lentes de

serpentinito e talco xistos com cromitito podiformes (Dardenne et al., 1992; Strieder & Nilson, 1992).

O Grupo Ibiá (Barbosa et al., 1970) é constituído, na base, por uma sequência composta por uma espessa unidade de diamictito glacio-marinho (Formação Cubatão). A sequência superior é constituída por filitos rítmicos, cálcio-xistos e cálcio-filitos com finos leitos de quartzito da Formação Rio Verde.

O Grupo Vazante (Dardenne et al., 1998) é constituído por uma espessa sequência marinha pelítico-carbonática aflorante em uma faixa N-S de aproximadamente 200 km, em contato tectônico com os grupos Canastra, a oeste, e Bambuí, a leste (Figuras 1 e 2).

As unidades basais do Grupo Vazante (Fig. 2), de composição argilo-carbonática, incluem as formações Santo Antônio do Bonito, Rocinha e Lagamar. A Formação Santo Antônio do Bonito é constituída por bancos métricos de quartzitos brancos, microconglomeráticos, intercalados a níveis ardósianos e diamictitos com clastos variados dispostos em matriz pelítica, ligeiramente fosfatada. A Formação Rocinha hospeda os principais depósitos e ocorrências de fosfatos do Grupo Vazante. É composta por metarritmitos com finas intercalações de quartzitos e ardósias e por um pacote espesso de ardósias e metassiltitos, regularmente intercalados a raras lentes de dolomitos rosados e paraconglomerados.

A Formação Lagamar inclui delgado pacote de metarritmitos contendo intercalações de conglomerados, dolomitos estromatolíticos e calcários (Dardenne et al., 1998; Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

A Formação Serra do Garrote é composta por ardósia carbonosa, com intercalações de metassiltitos, quartzitos e dolomitos. Na região de Vazante, apresenta contato gradacional com dolomitos e ardósias da Formação Serra do Poço Verde, enquanto na região de Paracatu, está em contato com a Formação Morro do Calcário.

As unidades predominantemente dolomíticas do Grupo Vazante incluem a Formação Serra do Poço Verde e a Formação Morro do Calcário (Dardenne et al., 1998). A primeira é composta por uma sucessão de dolomitos bandados rosados a cinza e metassiltitos com intercalação rítmica de dolomitos rosado/vermelhos com ardósias carbonáticas, metassiltitos e ardósias com lentes de dolomitos, e representa a unidade hospedeira da Mina de Vazante. A Formação Morro do Calcário (Dardenne 1979; Dardenne et al., 1998; Figura 2), apresenta na base dolomitos, geralmente cinza, que representam construções estromatolíticas recifais contendo em seus flancos fácies de retrabalhamento compostas por dolarenitos e doloruditos. Os dolarenitos e doloruditos (brechas intraformacionais) são as hospedeiras do depósito de chumbo e zinco da Mina de Morro Agudo.

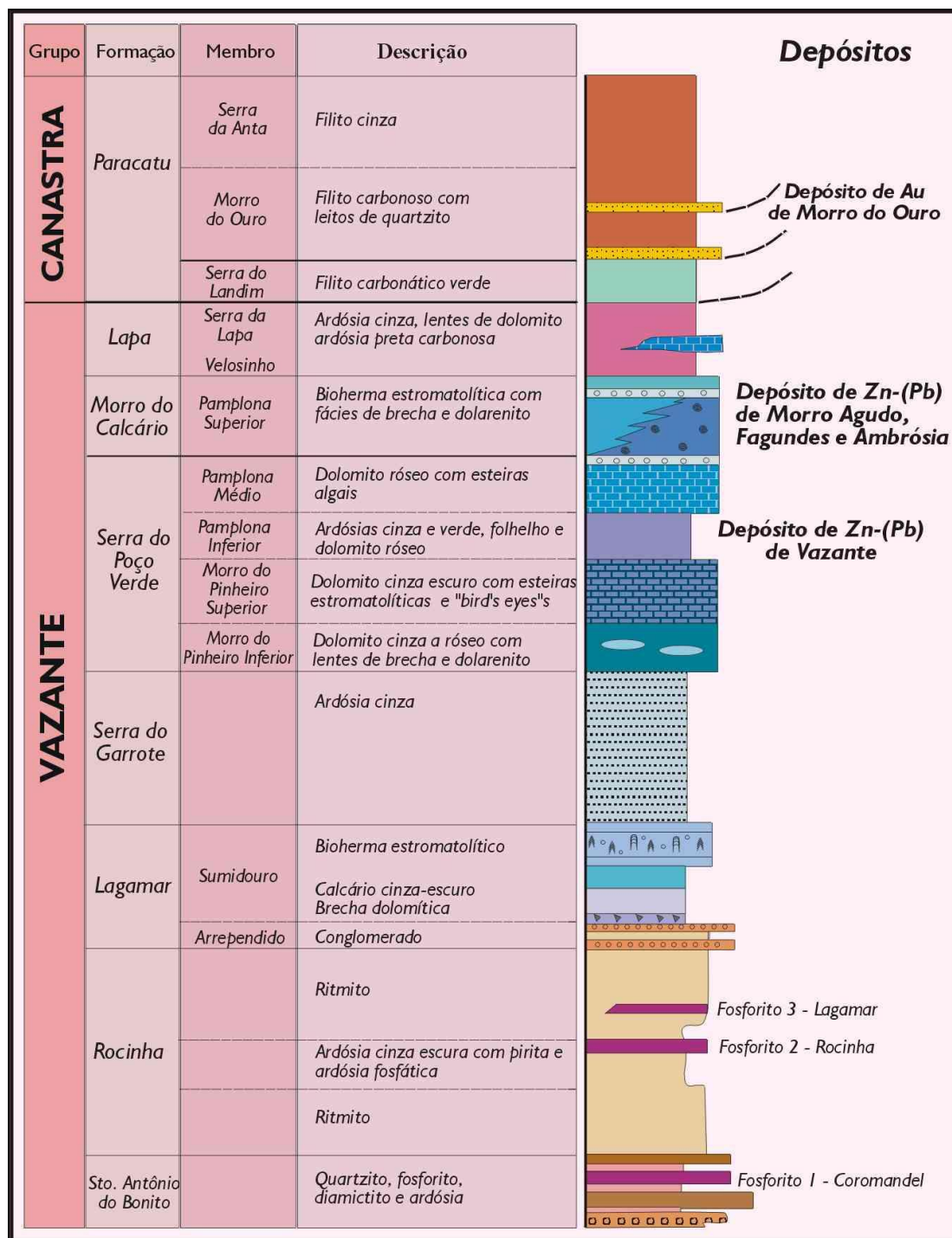


Figura 2. Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Dardenne & Schobbenhaus, 2001).

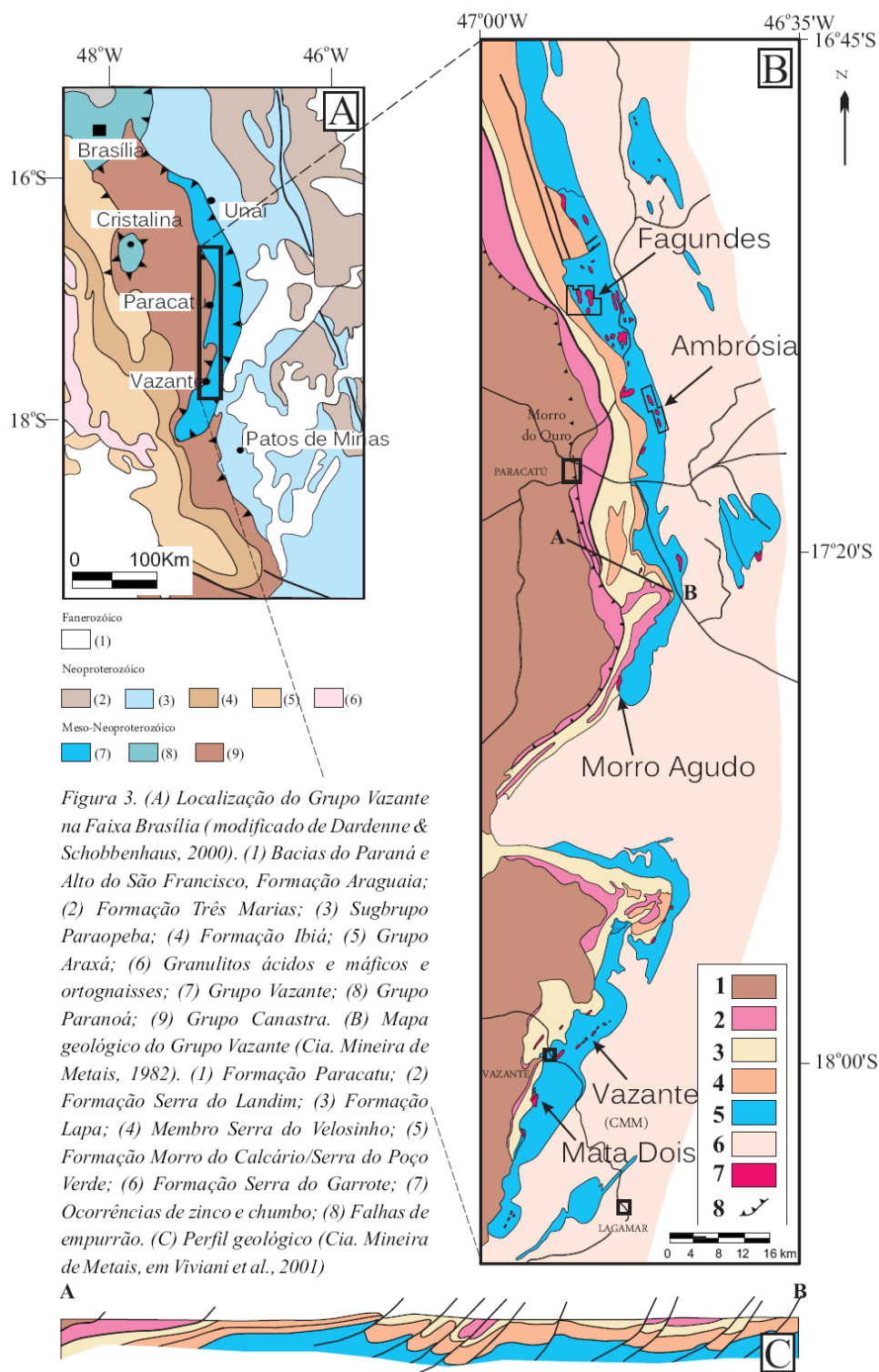


Figura 3. (A) Localização do Grupo Vazante na Faixa Brasília (modificado de Dardenne & Schobbenhaus, 2000). (1) Bacias do Paraná e Alto do São Francisco, Formação Araguaia; (2) Formação Três Marias; (3) Subgrupo Paraopeba; (4) Formação Ibiá; (5) Grupo Araxá; (6) Granulitos ácidos e máficos e ortognaisses; (7) Grupo Vazante; (8) Grupo Paranoá; (9) Grupo Canastra. (B) Mapa geológico do Grupo Vazante (Cia. Mineira de Metais, 1982). (1) Formação Paracatu; (2) Formação Serra do Landim; (3) Formação Lapa; (4) Membro Serra do Velosinho; (5) Formação Morro do Calcário/Serra do Poço Verde; (6) Formação Serra do Garrote; (7) Ocorrências de zinco e chumbo; (8) Falhas de empurrão. (C) Perfil geológico (Cia. Mineira de Metais, em Viviani et al., 2001)

A Formação Lapa (Figura 2) é caracterizada por metapelitos carbonáticos/carbonosos, cinza-escuro, laminados com algumas películas grafitosas. São frequentes nódulos geralmente milimétricos de dolomito micrítico impuro e de dolomita e/ou ankerita, lenticulares e alongadas paralelamente à laminação que podem ser de origem diagenética. Aparecem ainda camadas de filito ardoso grafito-carbonoso, preto e rico em pirita, de metassiltito e filito cinza-escuro a esverdeado e de frequentes lentes quartzíticas. Esta formação representaria um ambiente de deposição lagunar com águas de profundidade

moderada a rasa e calmas, o que seria evidenciado pelo dolomito carbonoso e intercalações de filitos (Dardenne *et al.*, 1998; Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

3.2 Idade do Grupo Vazante

A idade de deposição do Grupo Vazante é bastante polêmica. Inferências iniciais a respeito disso basearam-se no reconhecimento da presença de estromatólitos colunares, que seriam característicos principalmente do Mesoproterozóico (*Conophyton cf. Cylindricus*, MASLOV, 1650 a 950 Ma, Moeri, 1972; *Conophyton metula* Kirichenko, 1350 a 950 Ma, Cloud & Dardenne, 1973).

Datações Rb-Sr em filitos do Grupo Vazante indicaram idades de 600 ± 50 Ma (Amaral & Kawashita, 1967) e 680 ± 10 Ma (Couto *et al.*, 1981), que podem representar apenas o último fechamento do sistema isotópico, ou seja, a idade do evento metamórfico Brasileiro que afetou o grupo.

Idades Pb-Pb em galena dos depósitos de Vazante e Morro Agudo distribuem-se entre 780 e 600 Ma (Amaral, 1966, 1968c; Cassedanne & Lasserre, 1969; Cassedanne *et al.*, 1972; Iyer, 1984; Iyer *et al.*, 1992, 1993; Misi *et al.*, 1997; Cunha *et al.*, 2001). Contudo, tais idades não se referem, necessariamente, à idade de sedimentação, mas à separação do chumbo de sua fonte. Freitas-Silva & Dardenne (1997) aplicando o modelo da plumbotectônica aos dados de isótopos de chumbo em galena dos depósitos da região Vazante-Paracatu obtiveram uma idade concordante de 1200 Ma, interpretada como o tempo de separação do chumbo do embasamento ou como a idade da mineralização de Morro Agudo, considerada diagenética (Dardenne & Freitas-Silva, 1998). Idades de 680 Ma foram estimadas, pelo mesmo método, para o minério de Vazante, relacionado à orogenia Brasileira (Dardenne & Freitas-Silva, 1998).

Devido à dificuldade de datação direta das rochas metassedimentares do Grupo Vazante, Babinski *et al.* (2005) e Rodrigues (2008) realizaram estudos geocronológicos em diques máficos que interceptam as rochas da Formação Serra do Poço Verde na área da Mina de Vazante. Contudo, as idades U-Pb em zircão (2,1 a 2,4 Ga) sugerem que os cristais de zircão analisados representariam xenocristais herdados do embasamento, principalmente em vista das idades modelo Sm-Nd ($T_{DM} = 1,0$ Ga) obtidas para rocha total.

Estudos de proveniência dos sedimentos do Grupo Vazante apontaram, segundo Pimentel *et al.* (2001), fontes com idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2,1 a 1,7 Ga, que são valores intermediários entre os obtidos para o Grupo Paranoá (2,3 a 2,0 Ga) e Grupo Bambuí (1,9 a 1,3 Ga), levando os autores a sugerirem uma idade também intermediária para a deposição das rochas do Grupo Vazante.

Rodrigues (2008) ao analisar cristais de zircão detríticos de diferentes unidades do grupo constatou a contribuição de fontes diversas (935 a 3.520 Ma), com predominância de fontes paleoproterozóicas (ca. 2,1 Ga) para a Formação Serra do Garrote e

mesoproterozóicas (1,1 a 1,2 Ga) para as formações Morro do Calcário e Lapa. A população mais jovem de zircão (~ 935 Ma), contudo, foi identificada apenas nas unidades basais do Grupo Vazante, representadas pelas formações Santo Antônio do Bonito, Rocinha e Lagamar, sugerindo que esta fonte foi isolada ou recoberta durante a evolução da bacia (Rodrigues, 2008). Alternativamente, essas formações seriam mais novas, correlatas ao Grupo Bambuí, como proposto por Misi (2010). Essa última hipótese implicaria na colocação tectônica, por cavalgamentos, das unidades mais antigas do Grupo Vazante sobre essas.

Datações Re–Os em folhelhos da base da Formação Lapa (993 ± 46 Ma e 1100 ± 77 Ma) realizadas por Azmy *et al.* (2008) foram interpretadas como indicativas de idade mesoproterozóica (ca. 1000 Ma) para o Grupo Vazante.

3.3 Depósitos de Chumbo e Zinco associados ao Grupo Vazante

3.3.1 Mina de Morro Agudo

O depósito de Morro Agudo é hospedado por rochas dolomíticas da Formação Morro do Calcário e Membro Pamplona Superior pertencentes ao Grupo Vazante (Figura4; Dardenne *et al.*, 1988). Interpretações sugerem que as mineralizações estão associadas à fácies de pós-recife localizada no flanco oeste do bioherma estromatolítico da Formação Morro do Calcário (Dardenne, 1978; 1979; Madalosso & Valle, 1978; Madalosso, 1980; Bez, 1980; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; Oliveira, 1998, Cunha, 1999).

Na base da unidade, há o predomínio de brechas dolomíticas, com clastos constituídos por dolomitos maciços, laminados ou estromatolíticos em matriz dolomítica, dolarenítica ou silicosa (Madalosso & Valle, 1978; Romagna & Costa, 1988). Estas brechas gradam para brechas dolareníticas, compostas por fragmentos de dolomitos laminados e maciços em matriz dolarenítica.

Acima das brechas, ocorrem dolarenitos com estratificações cruzadas planares interdigitados com uma unidade argilo-dolomítica laminada constituída por níveis dolomíticos cinza-médios a escuros intercalados a níveis carbonosos com pirita disseminada (Romagna & Costa, 1988)

Uma falha normal com atitude aproximada N350/75SW controla a mineralização, limitando os corpos mineralizados a leste, inseridos em um sistema de falhas normais pouco espaçadas que interceptam os corpos mineralizados (Romagna & Costa, 1988).

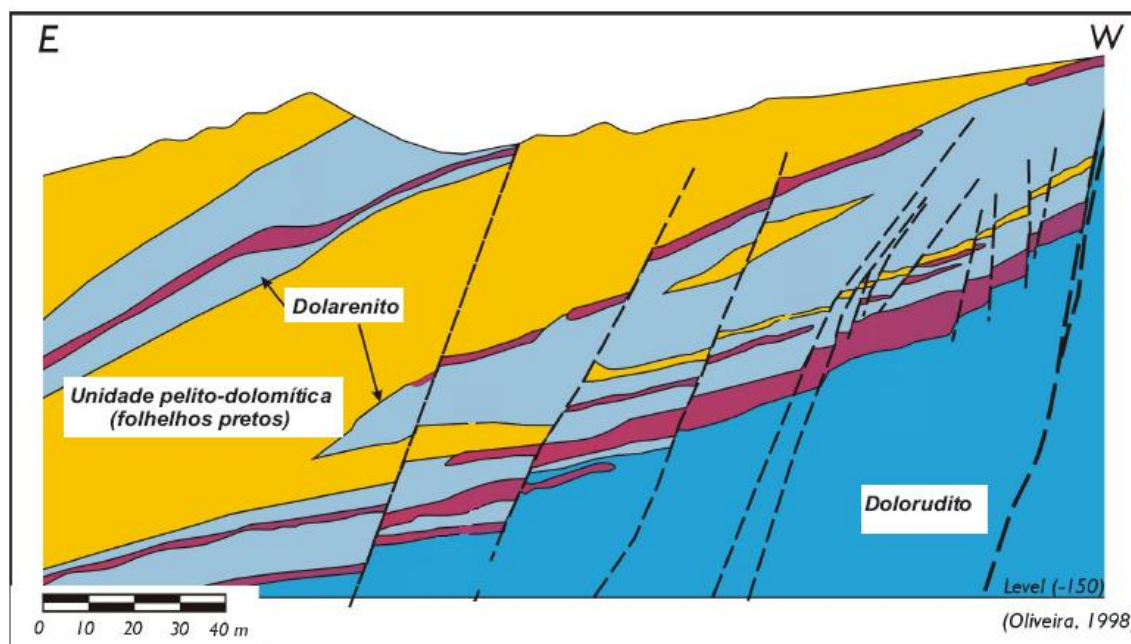


Figura 4. Perfil geológico da mina de Morro Agudo (Oliveira, 1998)

3.3.2 Depósito de Fagundes

No depósito de Fagundes (Figura 3) a unidade hospedeira é representada pelo Membro Pamplona Superior, constituído por dolomitos estromatolíticos, próximo ao contato com os filitos carbonosos do Membro Serra do Velosinho (Figura 5). As zonas mineralizadas estão estratigraficamente posicionadas acima das zonas de Vazante, porém em um contexto semelhante ao do depósito de Morro Agudo (Monteiro, 2002).

Segundo Monteiro (2002), acima dos horizontes mineralizados ocorrem metapelitos da Formação Lapa, que incluem sericita-clorita filitos com intercalações de metapelitos calciossilicáticos, lentes de metassiltito e, subordinadamente, de quartzitos. Os metassedimentos do Membro Serra da Lapa apresentam contatos gradacionais com filitos pretos carbonosos e grafitosos rítmicos correspondentes ao Membro Serra do Velosinho.

Os corpos de minério têm sua distribuição controlada pela estratigrafia, sendo restrita principalmente às fácies de pós-recife e, subordinadamente, de recife do Membro Pamplona Superior. A fácies de pós-recife é constituída por dolomito algal, dolorudito, dolarenito e brechas dolareníticas. A fácies de recife é composta por dolomito cinza-claro a escuro com textura microesparítica a pseudoesparítica parcialmente preservada, estruturas estromatolíticas caóticas e colunares. Os corpos apresentam-se deslocados por falhas normais de direção N65E (Monteiro, 2002).

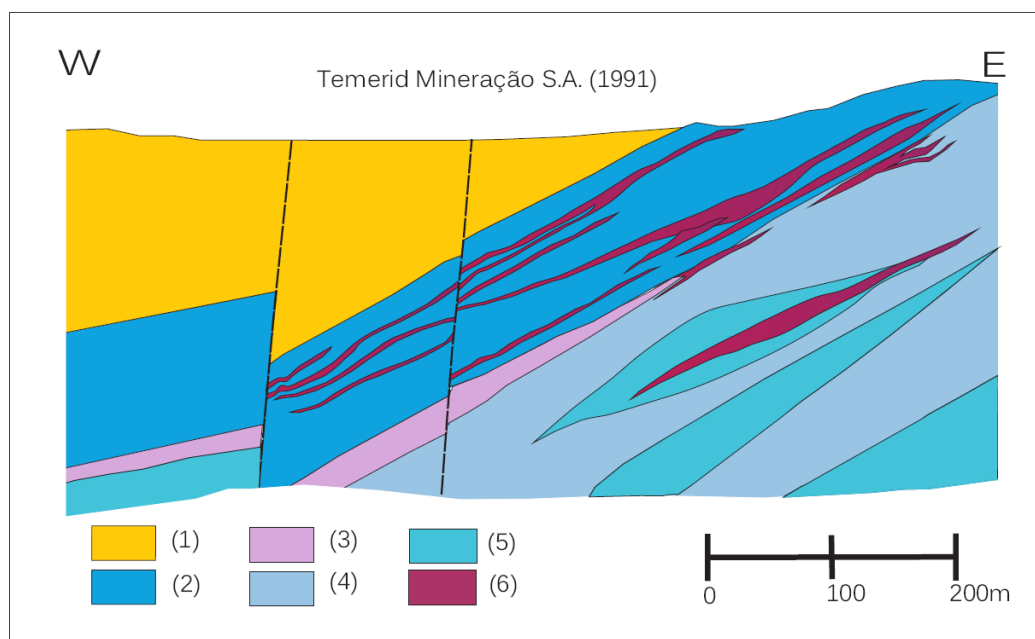


Figura 5. Perfil esquemático do depósito de Fagundes (Temerid Mineração S.A., 1991). (1) Folhelho preto (Formação Lapa, Membro Serra do Velosinho); (2-5) Grupo Vazante, Formação Morro do Calcário, Membro Pamplona Superior; (2) Doloruditos; (3) Dololuto; (4) Dolomito e dolarenito; (5) Dolomito algal; (6) Mineralização de zinco.

3.3.3 Depósito de Ambrósia

O depósito de Ambrósia (Figura 3) é hospedado por dolomitos intensamente brechados que ocorrem na zona de falha e estão tectonicamente imbricados aos filitos e ardósias do Membro Pamplona Inferior (Figura 6). Estes dolomitos apresentam relíquias texturais sedimentares, como lâminas algais e estruturas estromatolíticas, semelhantes às encontradas nos dolomitos hospedeiros da mineralização do depósito de Fagundes, que pertencem ao Membro Pamplona Superior (Monteiro, 2002).

A mineralização zincífera do depósito de Ambrósia é controlada por uma zona com direção aproximada N30W, que intercepta a sudoeste o contato entre os Membros Pamplona Inferior e Morro do Pinheiro Superior. A noroeste essa falha justapõe os membros Pamplona Superior e Inferior. O Membro Morro do Pinheiro Superior é constituído por dolomitos cinza-escuros com estruturas estromatolíticas planares, *bird's eyes* e *fenestrae*. O Membro Pamplona Inferior é constituído por filitos e ardósias, que gradam para metarenitos, metassiltitos, metamargas e dolomitos argilosos (Monteiro, 2002).

A mineralização é predominantemente filoneana, associada a dolomitos brechados, pertencentes ao Membro Pamplona Superior, tectonicamente imbricados nos metassedimentos do Membro Pamplona Inferior, na Zona de Falha de Ambrósia (Monteiro, 2002).

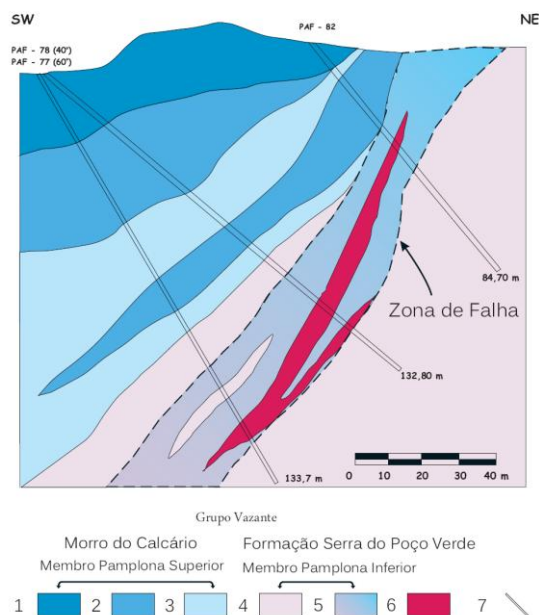


Figura 6. Perfil esquemático da parte noroeste do depósito de Ambrósia. (1) Dolomito estromatolítico; (2) Dolomito cinza com laminação algal; (3) Dolomito cinza-claro brechado; (4) Filitos carbonosos com pirita disseminada, ardósia, dolomito fosfático e brechas intraformacionais; (5) Zona de brecha dolomítica; (6) Mineralização primária de zinco; (7) furos de sondagens (Monteiro, 2002).

3.3.4 Mina de Vazante

As mineralizações de zinco de Vazante (Figura 3) associam-se à Zona de Falha de Vazante, com atitude aproximada N50E/60NW, que tem sido interpretada como uma falha sin-sedimentar reativada na fase compressional do Evento Brasileiro, após a deformação regional, como uma falha transcorrente sinistrgira e inversa e, posteriormente, no final do Brasileiro, como uma falha normal lístrica (Dardenne, 1979; Dardenne & Freitas-Silva, 1998; Pinho *et al.*, 1989; 1990; Pinho, 1990; Rostirolla *et al.*, 2001).

A unidade hospedeira do depósito de Vazante é representada pelo Membro Pamplona Inferior, constituído por metadolomitos cinza-claro, bege e róseo com intercalações de ardósia cinza ou verde, metamarga, sericita filito e lentes de brechas intraformacionais (Figura 7; Monteiro, 2002).

As mineralizações primárias são representadas por minério willemítico e sulfetado. O primeiro representa o mais importante minério desta mina e ocorre como bolsões tectonicamente imbricados aos metadolomitos brechados. As mineralizações secundárias são constituídas por minério calamínico (hemimorfitico), associados a brechas de colapso em ardósias, folhelhos e dolomitos do Membro Pamplona Superior, controladas por falhas e fraturas NE (Rigobello *et al.*, 1988).

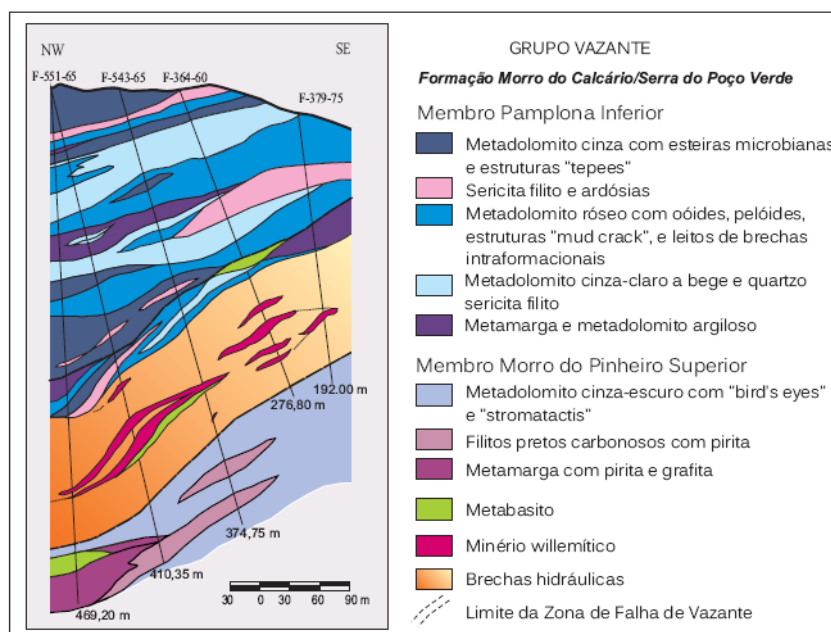


Figura 7. Perfil do depósito de Vazante, confeccionado a partir do Perfil de Sondagens 11750E (Sucuri) da Companhia Mineira de Metais, 1984 (Monteiro, 2002).

3.3.5 Depósito Mata Dois

O depósito de zinco Mata Dois (Figura 3) está localizado a sudoeste do município Vazante. A mineralização de zinco associa-se a uma brecha dolomítica e as unidades hospedeiras são rochas dolomíticas da Formação Morro do Calcário em contato com os metapelitos da Formação Serra da Lapa. A Formação Morro do Calcário é constituída na base por dolomito cinza a róseo, estromatolítico, localmente laminado, e no topo por dolomito cinza claro a escuro, com laminações devido a cianobactérias e lentes de dolarenitos. A Formação Serra da Lapa é formada por filito carbonoso, preto, piritoso na base e por uma sequência pelito-carbonática (metamargas) de cor cinza, finamente estratificada e lentes de quartzito granular, fino a médio, amarelo no topo (Baia, 2011).

No contato entre as duas unidades, ocorre uma brecha dolomítica hidrotermal distribuída superficialmente por uma área de 200 m de largura por 300 m de comprimento, com espessura variando de poucos metros até 110 m. Próximo da zona de brecha, os dolomititos apresentam vênulas preenchidas por carbonatos de ferro e mudança em sua coloração, que passa de cinza a rósea em halos difusos. As brechas apresentam evidências de fragmentação "in situ" e são constituídas por clastos dolomíticos subarredondados a angulosos, fraturados, variavelmente hidrotermalizados, e matriz constituída por calcedônia + hematita (jaspe) de coloração avermelhada. Apresentam transição para rochas constituídas predominantemente por calcedônia e jaspe (Baia, 2011).

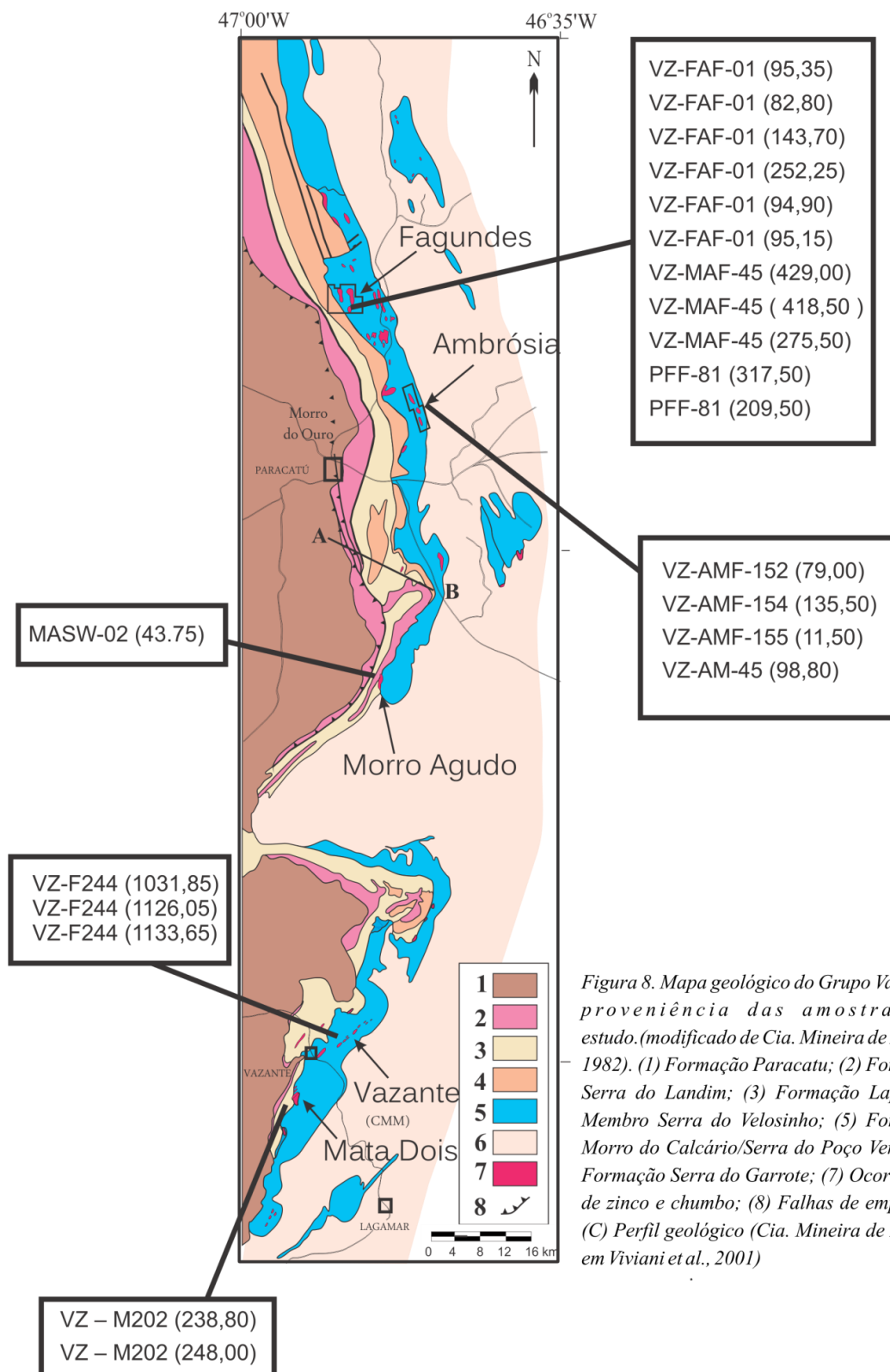
4. Materiais e Métodos

4.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica enfatizou publicações sobre o Grupo Vazante, o contexto geológico da Faixa Vazante-Paracatu e seus depósitos zincíferos e foi calcada, principalmente, nos trabalhos de Monteiro (1997;2002).

4.2 Descrição de amostras de testemunhos de sondagem

Foi feita a descrição macroscópica minuciosa de 21 amostras de testemunhos de sondagem, sendo 11 provenientes do depósito de Fagundes, 4 do depósito de Ambrósia, 3 da Mina de Vazante, 2 do depósito de Mata Dois e 1 da Mina de Morro Agudo (Figura 8). Esta etapa visou identificação da composição mineralógica, relações texturais, a presença de veios e estruturas, assim como a forma de ocorrência de material carbonoso em unidades metapelíticas do Grupo Vazante. O detalhamento das descrições foi importante também para uma seleção criteriosa de amostras representativas para as etapas subsequentes, que incluíram estudos petrográficos e geoquímicos.



4.3 Petrografia

Foi feita a descrição macroscópica minuciosa das amostras de testemunhos de sondagem, visando à identificação da composição mineralógica, das relações texturais, da presença de veios e estruturas, assim como da forma de ocorrência de material carbonoso em unidades metapelíticas e carbonáticas do Grupo Vazante. O detalhamento das

descrições foi importante para uma seleção criteriosa de amostras representativas para as etapas subsequentes, que incluíram estudos petrográficos e geoquímicos.

Estudos petrográficos em luz transmitida e refletida de 38 seções delgadas foram realizados no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo por meio da utilização de microscópio petrográfico Olympus BXP40. Nesta etapa visou-se a identificação de minerais, o detalhamento de estruturas e texturas, bem como as relações espaço temporais entre as fases minerais. As feições consideradas relevantes foram documentadas também por fotomicrografias digitais obtidas com câmera Olympus C5050 acoplada ao microscópio petrográfico Olympus BXP50.

4.4 Análises químicas

As 21 amostras de testemunhos de sondagem foram selecionadas com base na descrição macroscópica para a obtenção de análises químicas.

A preparação foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências-USP e incluiu corte de amostras com serra diamantada para a obtenção de partes homogêneas, cominuição das amostras em prensa, homogeneização e quarteamento das amostras, moagem das amostras em moinho de anéis de carbeto de tungstênio, até aproximadamente 100% passante em peneira com abertura de 200 mesh e, por fim, nova homogeneização e quarteamento do material que foi submetido para análises.

Análises de rocha total foram realizadas no laboratório *Acme Analytical Laboratories* (Vancouver) Ltd. Foram determinados, por meio de XRF (*X-Ray Fluorescence*), Al_2O_3 , CaO , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2 . Por meio de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) foram determinados Ba, Be, Ce, Co, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zr, Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, Zn e, por meio da técnica LECO (espectrometria infravermelha), carbono e enxofre total.

Os limites analíticos de detecção estão detalhados na tabela 1.

Tabela 1. Limites analíticos de detecção de elementos maiores, menores, traços e terra raras de acordo com as técnicas utilizadas no laboratório *Acme Analytical Laboratories* (Vancouver) Ltd.

Óxidos	%	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm	Elementos	ppm
Al ₂ O ₃	0.01	Ba	1	Ho	0.02	Tb	0.01	Au (ppb)	0.5	Zn	1
CaO	0.01	Be	1	La	0.1	Th	0.2	Bi	0.1	TOT/C (%)	0.02
Cr ₂ O ₃	0.001	Ce	0.1	Lu	0.01	Tm	0.01	Cd	0.1	TOT/S (%)	0.02
Fe ₂ O ₃	0.01	Co	0.2	Nb	0.1	U	0.1	Cu	0.1		
K ₂ O	0.01	Cs	0.1	Nd	0.3	V	8	Hg	0.01		
MgO	0.01	Dy	0.05	Pr	0.02	W	0.5	Mo	0.1		
MnO	0.01	Er	0.03	Rb	0.1	Y	0.1	Ni	0.1		
Na ₂ O	0.01	Eu	0.02	Sm	0.05	Yb	0.05	Pb	0.1		
P ₂ O ₅	0.01	Ga	0.5	Sn	1	Zr	0.1	Sb	0.1		
SiO ₂	0.1	Gd	0.05	Sr	0.5	Ag	0.1	Se	0.5		
TiO ₂	0.01	Hf	0.1	Ta	0.1	As	0.5	Tl	0.1		

Para o tratamento dos dados geoquímicos foram utilizados dos programas PetroGraph 2beta (Petrelli, 2007) e Microsoft Office Excel 2007.

5. Resultados Obtidos

5.1 Caracterização petrográfica das unidades metapelíticas e carbonáticas do Grupo Vazante

Para as descrições macroscópicas foram feitas a partir de 21 amostras de testemunhos de sondagem e as descrições microscópicas a partir de 38 seções delgadas, sendo 8 destas polidas. Este item traz uma súmula das principais características de várias amostras e seções delgadas analisadas para os diferentes litotipos.

Setor norte

5.1.1 Mina de Morro Agudo

Formação Lapa

A Formação Lapa na área da Mina de Morro agudo é composta por filitos pretos constituídos pela intercalação de bandas onduladas cinza escuro e bandas cinza claro. (Figura 9A, Anexo 1). As lâminas cinza escuro diferem-se das cinza claro por conter maior proporção de material carbonoso em relação a quartzo e filossilicatos, minerais predominantes nas bandas cinza claro. O bandamento é, na maioria das vezes, paralelo e descontínuo.

As lâminas são compostas por finos *schlierens* negros de material carbonoso que possuem espessuras que variam em torno de 0,005 mm.

Os cristais de quartzo possuem tamanhos que variam entre 0,2 e 0,02 mm e por vezes estão estirados, exibindo feições de corpos fusiformes ou sigmoidais, dispostos paralelamente à superfície definida pelo plano de laminação. Alguns cristais apresentam sombras de pressão preenchidas por cristais de quartzo.

Cristais de pirita euhedrais de tamanhos que variam de 0,05 a 0,1 mm ocorrem disseminados e concentrados em estruturas sigmoidais, formados pela deformação, que estão, geralmente preenchidos por cristais de quartzo.

Os cristais de filossilicatos (clorita, muscovita e sericita) geralmente ocorrem associados ao material carbonoso e estão, em sua maioria, estirados segundo a foliação com cristais cujo eixo maior varia de 0,3 a 0,15 mm. No entanto, alguns cristais de clorita e quartzo preenchem estruturas sigmoidais e, por vezes, ocorrem sob a forma de *mica fish* entre os filetes de material carbonoso (Figura 13A, Anexo1).

5.1.2 Depósito de Fagundes

Formação Lapa

No depósito de Fagundes, a Formação Lapa é caracterizada por dololutitos homogêneos, dololutitos brechados e margas.

Dololutito homogêneo

Os dololutitos homogêneos apresentam, macroscopicamente, cor cinza escuro e apresentam laminação incipiente formada por traços lineares de matéria orgânica (Figuras 9D e 9E, Anexo 1). Ao microscópio observa-se que são compostos por lâminas cinza e cinza claro, que definem um plano de acamamento paralelo contínuo e, às vezes, ondulado e superfícies estilólíticas. As lâminas cinza são compostas por dolomita microesparítica com tamanhos que variam entre 0,01 a 0,03 mm. As lâminas cinza claro apresentam cristais de dolomita com tamanhos que variam entre 0,001 e 0,1 havendo maior frequência de cristais com tamanhos em torno de 0,5 mm (Figura 13B, Anexo 1).

Dolomita esparítica preenche espaços abertos ("open space infill") e fraturas. Algumas fraturas exibem deslocamento aparente, pois interceptam as superfícies de dissolução (estilólitos).

Corpos puntiformes de minerais opacos disseminados apresentam diâmetros que variam entre 0,01 e 0,02 mm e podem representar material carbonoso e/ou pirita anedral.

Quartzo ocorre como mineral acessório em meio aos cristais de dolomita pseudo microesparítica. Seus cristais possuem tamanhos que variam em torno de 0,06 mm.

Dololutito brechado

O Dololutito brechado é composto por matriz e clastos de dolomita. Os cristais de dolomita possuem tamanhos que variam entre 0,01 a 0,05 mm, mas também apresentam porções dominadas por dolomita esparítica.

Os clastos são angulosos, possuem tamanhos que variam de 0,25 mm a 2,5 cm e apresentam composições distintas, sendo mais frequentes clastos compostos por dolomita esparítica (Figuras 9F e 13C, Anexo 1).

Diferentes tipos de clastos como composições distintas foram identificados, a saber: clastos compostos por dolomita pseudo esparítica, cortados por vênulas de quartzo que limitam-se às bordas do mesmo; clastos compostos por calcedônia e clastos compostos por matriz constituída por dolomita esparítica com intraclastos arredondados, de tamanhos que variam entre 0,2 e 1,4 mm, compostos por dolomita micrítica.

Filetes negros de material carbonoso, exibindo espessuras que variam em torno de 0,01 mm, recortam a matriz e partes de alguns clastos. Entre esses filetes ocorre uma maior concentração de cristais de quartzo, associados aos cristais de dolomita que constituem a matriz (Figuras 9G e 13D, Anexo 1).

Cristais de quartzo de tamanhos que variam entre 0,002 e 0,05 mm são mais frequentes na matriz, embora ocorram também ao lado de calcedônia no interior de alguns clastos, bem como cristais isolados em meio a dolomita micrítica. Na matriz ocorre uma concentração maior de cristais de quartzo entre os filetes de material carbonoso.

Pirita ocorre disseminada, tanto na matriz, quanto no interior de alguns clastos. Seus cristais são euhédricos e subeuhédricos e possuem tamanhos que variam entre 0,02 e 0,1 mm. Na matriz observa-se uma maior concentração de pirita próximo aos filetes de material carbonoso.

Concentrações irregulares de colofana com diâmetros que variam entre 0,1 e 1 mm ocorrem principalmente na matriz, e também no interior de clastos. Estes apresentam inclusos cristais de dolomita, pirita, e minerais opacos (pirita anedral e/ou material carbonoso) que ocorrem como corpos puntiformes disseminados pela matriz e pelos clastos.

Metamargas

Metamarga constituída pela alternância rítmica entre lâminas cinza claro e lâminas cinza escuro que definem uma superfície de acamamento paralelo contínuo que, localmente, mostra-se suavemente ondulada. As lâminas geralmente possuem espessuras que variam de menores que 1 mm até 3 mm e, em algumas amostras, formam camadas com espessuras entre 4 e 6 mm e, por vezes formam lentes alongadas em decorrência de seu espessamento (Figura 9B e 9C, Anexo 1).

As lâminas cinza claro são constituídas por uma mistura homogênea composta por dolomita, quartzo e material carbonoso. Os cristais de dolomita são micríticos, pseudo microesparíticos e pseudo esparíticos.

Os cristais de quartzo apresentam tamanho em torno de 0,01 mm, havendo maior frequência de cristais com tamanhos variáveis entre 0,02 e 0,01 mm.

O material carbonoso ocorre de forma incipiente, sob a forma de finos farrapos negros, por vezes contorcidos. Cristais euhedrais e sub-euhedrais de pirita ocorrem disseminados e possuem tamanhos que variam entre 0,05 e 0,1 mm. Minerais opacos, provavelmente matéria orgânica ou sulfetos, ocorrem sob a forma de corpos puntiformes com diâmetros que variam entre 0,02 e 0,1 mm (Figura 13 F, Anexo 1).

As lâminas cinza escuro são constituídas por material carbonoso, quartzo, dolomita, pirita e minerais opacos. O material carbonoso ocorre sob a forma de filetes negros esfarrapados, contorcidos e ondulados. Estas lâminas apresentam maior quantidade de material carbonoso que as lâminas cinza claro. Quartzo ocorre como cristais anedrais, por vezes deformados, de tamanhos que variam entre 0,01 e 0,1. Os cristais de quartzo também ocorrem em estruturas sigmoidais, formados pela deformação, e em sombras de pressão de cristais de pirita, onde possuem aspecto laminado.

Veios de quartzo ocorrem, por vezes, rompidos e boudinados e alguns deles apresentam cristais de dolomita microesparítica em seu interior (Figura 13E, Anexo 1).

Faturas preenchidas por cristais de quartzo que, às vezes, apresentam textura em pente foram notadas na amostra VZ – AM – 45 (275,50).

Pirita sob a forma de cristais euhedrais são comuns e, por vezes, esses cristais apresentam-se como agregados associados aos filetes de material carbonoso. Algumas lâminas apresentam cristais euhedrais de pirita fraturados e, por vezes, alojados em sombras de pressão preenchidas por quartzo laminado. Os cristais de pirita presentes nestas lâminas possuem tamanhos que variam entre 0,1 e 0,65 mm (Figuras 14A e B, Anexo 1).

Na amostra PFF 81 – 209,50 foi notada apenas uma superfície que é marcada pelo plano de laminação e pela orientação dos filetes de material carbonoso. No entanto, na amostra VZ – AM – 45 são reconhecidas 2 superfícies definidas pela orientação dos filetes de material carbonoso, sendo elas: a foliação S_n , provavelmente paralela à superfície de deposição e a foliação S_{n+1} , oblíqua à S_n .

Corpos negros puntiformes de minerais opacos (pirita anedral e/ou material carbonoso), com tamanhos que variam entre 0,005 e 0,03 ocorrem distribuídos caoticamente no interior das lâminas cinza claro e cinza escuro.

Formação Morro do Calcário

A Formação Morro do Calcário caracteriza-se, no depósito de Fagundes, por dolomito cinza claro a escuro, homogêneo, dolomitos afetados por mineralização sulfetada e minério.

Dolarenitos homogêneos e brechados

Os dolarenitos são homogêneos, por vezes brechados, suas cores variam de cinza claro a cinza escuro e apresentam porções compostas por dolomita micritica e porções compostas por dolomita pseudo esparítica (Figuras 10A e 10B, Anexo1). Os cristais de dolomita têm tamanhos que variam de 0,05 a 0,01 mm. Dolomita esparítica ocorre preenchendo cavidades (“open space infill”) e seus cristais possuem tamanhos de 0,12 mm no centro dos espaços preenchidos.

Quartzo microcristalino ocorre em algumas porções da matriz preenchendo cavidades e também como cristais de diâmetros que variam de 0,01 a 0,1 mm associados a dolomita esparítica. Esses cristais de quartzo apresentam, por vezes, extinção ondulante e possuem contatos do tipo côncavo-convexo entre eles.

Material carbonoso ocorre como filetes negros, ondulados e contorcidos de espessuras que variam de 0,01 a 0,04 mm (Figura 14C, Anexo 1). Preenchem fratura e recortam cristais de dolomita que compõe a matriz da amostra VZ – FAF – 01 (143,70)

Minerais opacos sob a forma de agregados de cristais puntiformes de diâmetros que variam entre 0,002 e 0,05 estão distribuídos caoticamente nas porções dominadas por dolomita pseudo microesparítica e, às vezes, em meio a cristais de dolomita esparítica. Na amostra VZ – FAF – 01 (143,70) ocorrem também associados a filetes de material carbonos (Figuras 14D e 14E, Anexo1).

São observados, na amostra VZ-FAF-01(82,80), corpos arredondados e subarredondados de colofana com tamanhos que variam de 1 a 5mm. Suas bordas são irregulares e ocorrem em meio a cristais dolomita pseudo microesparítica(Figura14F, Anexo1).

Dolomitos mineralizados

Estas rochas são representadas por dolomitos constituídos de matriz composta por dolomita micrítica, pseudo microesparítica ou pseudo esparítica, sendo mais frequente dolomita pseudo microesparítica. A rocha original apresenta-se, em partes, substituída por sulfetos que invadem a rocha original sob a forma de veios ou preenchem espaços.

Nódulos concêntricos são preenchidos por *chert* nas bordas, calcedônia fibrorradiada em seu interior e dolomita micrítica na porção central, provavelmente devido ao aproveitamento de estruturas circulares preservadas da rocha original(Figura15C, Anexo1).

Esse tipo de preenchimento ocorre próximo a bolsões de preenchimento onde o processo de substituição foi intenso.

Dolomita esparítica ocorre preenchendo espaços abertos (“open space filling”) com cristais de tamanhos que, geralmente, variam entre 0,1 e 0,6 mm.

O material carbonoso ocorre disseminado em algumas amostras e, em outras, sob a forma de vênulas em outras. É o caso da amostra PFF-81 (317,50) que exhibe a matriz dolomítica invadida por uma vênula negra e contorcida de material carbonoso, que atravessa as diferentes gerações de dolomita e apresenta, em algumas partes, dolomita fibrosa, em suas adjacências (Figura 15A, Anexo1). Esta vênula tem espessura que varia entre 0,5 e 0,15 mm e termina em um bolsão preenchido por material carbonoso, dolomita esparítica, pirita e esfalerita (Figuras 10C e 15B, Anexo1). Neste caso o material carbonoso apresenta cores amareladas e douradas sob luz refletida e ocorre associado a cristais de pirita (Figuras 16 A ,16B e 16C, Anexo1).

Pirita ocorre tanto na matriz dolomítica das porções que não foram afetadas pelo processo de substituição, quanto nos bolsões de preenchimento ou porções onde a substituição por sulfetos foi intensa. São observadas duas gerações principais: a primeira ocorre como cristais esqueletiformes e apresenta textura em cárie devido à substituição por esfalerita (figura 16E, Anexo1) e a segunda é representada por cristais com crescimento colofornme, muitas vezes esqueletiformes nas bordas de cristais de marcassita. Em algumas amostras observa-se somente a primeira geração que, por vezes, apresenta-se como cristais sub-euhédricos cataclasados (Figuras 16D, 16B, Anexo1).

Esfalerita apresenta, macroscopicamente, cor marrom e, microscopicamente cores que variam de marrom a laranja sob luz transmitida e cor cinza sob luz refletida. Seus cristais estão sempre associados à pirita e apresentam zoneamento concêntrico com bandas marrons e alaranjadas.

Mais especificamente na amostra VZ-FAF-01(252,25) a matriz composta por dolomita micrítica com superfícies estilolíticas, é cortada por um veio composto por restitos da rocha encaixante, dolomita esparítica e sulfetos (Figuras 11A,11B e 11C, Anexo1). Este veio apresenta, na salbanda, dolomita hidrotermal (“baroque”) e pirita preenchendo fraturas (Figura 18C, Anexo1).

No interior do veio ocorrem restitos da rocha encaixante composta por dolomita micrítica, por vênulas de dolomita micrítica que ocorre recortando espaços preenchidos por dolomita esparítica de cristais com tamanhos que variam entre 0,2 e 1cm. Cristais de pirita no interior do veio estão, em sua maioria, orientados (Figura 18B, Anexo 1). A maioria dos cristais de pirita apresenta fraturas e substituição em cárie por esfalerita (Figura 18E, Anexo1).

Nesta amostra (VZ-FAF-01(252,25)) o material carbonoso possui, sob luz refletida, cores acinzentadas e está sempre associado à pirita que ocorre no interior do veio e nos estilólitos da rocha encaixante (Figuras 11D, 18D e 18F, Anexo 1).

Minério

Estas rochas apresentam maior proporção de sulfetos em relação à dolomita e foram classificados como minério. São notadas diversas feições de substituição da dolomitamicrocristalina, pseudo microesparítica ou pseudo esparítica, que ocorre nas porções mais primitivas da rocha.

Em algumas partes, observa-se a textura coloforme dos cristais de dolomita microcristalina em alternância com cristais de sílica microcristalina que preenche “vugs” das paredes para o centro (Figura 15D, Anexo1). Alguns cristais de calcedônia apresentam-se fibrosos quando em contato com dolomita microcristalina (Figura 15E, Anexo1).

Dolomita esparítica ocorre preenchendo espaços abertos (“open space filling”) com cristais de tamanhos que, geralmente, variam entre 0,1 e 0,6 mm. Dolomita hidrotermal (“baroque”) preenche espaços abertos e fraturas e possuem tamanhos que variam entre 0,1 a 0,3 mm (Figura 15F, Anexo1). Próximo a cristais de pirita a dolomita hidrotermal, às vezes, apresenta textura em pente (*comb*).

Na amostra VZ – FAF – 01(95,15) observa-se como evidência de brechagem *in situ*, clastos angulosos da rocha original de tamanhos que variam entre 0,5 e 1cm, preservados após o processo de substituição. No interior dos clastos também ocorre preenchimento de espaços abertos por dolomita esparítica com cristais de tamanhos que podem chegar a 0,5 mm.

Esfalerita é o mineral predominante em algumas amostras. Apresenta cor marrom macroscopicamente, cores que variam de marrom a amarelo sob luz transmitida e baixa refletância sob luz refletida (Figuras 10E, 16F e 17C, Anexo1). Está comumente associada à pirita e parte dos cristais apresenta substituição por galena (Figura 17E, Anexo1). Alguns cristais apresentam zoneamento concêntrico, por vezes fibrorradiado, com bandas de cores laranja, amarelo e bege e textura coloforme associados a cristais de pirita (Figuras 10D e 17A, Anexo1). Os cristais de esfalerita contêm inclusões de galena e esfalerita e, alguns deles, exibem vestígios de inclusões fluidas.

A maior parte das fraturas dos cristais de esfalerita são preenchidas por pirita e dolomita.

Marcassita está presente sob a forma de cristais que exibem crescimento coloforme, por vezes fibrorradiados associados à pirita esqueletiforme, principalmente na amostra VZ-FAF-01 (94,90). Esses cristais têm diâmetros que variam entre 0,07 e 0,5 mm (Figura 17C, 17D e 18A, Anexo 1).

Galena ocorre sob a forma de cristais euhédricos, subeuhédricos e esqueletiformes de tamanhos que chegam até 4 mm. Sob luz refletida apresentam cor gelo e estruturas triangulares típicas (*tringular pits*, Figura 17E e 17F, Anexo1). Seus cristais estão, geralmente, associados à esfalerita, preenchendo fraturas e espaços vazios. Alguns cristais exibem inclusões de pirita, esfalerita e dolomita hidrotermal.

5.1.3 Depósito de Ambrósia

Grupo Canastra: Formação Paracatu (Membro Serra do Landim)

No depósito de Ambrósia, a Formação Paracatu (Membro Serra do Landim) é representada por margas compostas pela alternância rítmica entre lâminas brancas e cinza claro de espessuras que variam entre 0,1 e 0,5 mm, com plano de laminação paralelo contínuo, mas que, por vezes, apresentam ondulações suaves e lâminas descontínuas que possuem a forma de lentes. Nota-se também a presença de óxidos de ferro no interior de algumas lâminas (Figuras 9J e 19A, Anexo1).

As lâminas brancas são constituídas, basicamente, por uma mistura homogênea de minerais de argila e dolomita micrítica, além de grãos de quartzo, dolomita e pirita.

As lâminas cinza claro apresentam a mesma composição das lâminas brancas, mas com maior proporção de minerais de argila e material carbonático micrítico.

Em ambas as ocorrem grãos de quartzo subarredondados que, por vezes, apresentam extinção ondulante. Clastos de dolomita, são angulosos, de baixa esfericidade e bordas corroídas, ocorrem com menor frequência. Minerais opacos formam corpos negros puntiformes, que podem ser constituídos por material carbonoso, de tamanhos que variam de 0,025 a 1mm (Figura 19B, Anexo1).

Grupo Vazante: Formação Morro do Calcário

No depósito de Ambrósia, a Formação Morro do Calcário caracteriza-se por dolomicritos cinza escuros com feições de substituição por sílica criptocristalina associada a sulfetos, e pela presença de bolsões de preenchimento constituídos por galena, esfalerita, sílica criptocristalina e dolomita esparítica branca.

As partes mais preservadas da rocha original são compostas por dolomita micrítica e microesparítica com cristais de tamanho médio de 0,05 mm. Dolomita esparítica e calcita ocorrem preenchendo espaços abertos (“open space filling”) e fraturas. Estruturas de preenchimento do tipo “em pente” observadas em “vugs” são devidas ao arranjo de cristais de dolomita esparítica, cujos cristais têm tamanhos que variam de 0,2 a 0,5 mm e os cristais de calcita apresentam tamanhos que variam entre 0,03 e 0,28 mm.

Na amostra VZ-AMF-152 (79,00) quartzo substitui grande parte da rocha e ocorre como cristais de tamanhos que variam entre 0,01 e 0,05 mm, sendo mais frequentes cristais com tamanhos menores que 0,01. No interior das fraturas cristais de quartzo exibem estrutura de preenchimento de tipo “*em pente*” e apresentam-se fibrorradiados preenchendo fraturas. Ocorre também substituição de dolomita por sílica criptocristalina com a preservação da estrutura de ooides. Os cristais de quartzo exibem extinção ondulante e em algumas fraturas a calcedônia predomina (Figura 19C, 19D e 19E, Anexo1).

Albita sob a forma de cristais anedrais com tamanhos que variam entre 0,25 e 0,4 mm ocorre preenchendo espaços abertos, geralmente associados à sílica criptocristalina e pirita na amostra VZ-AMF-155 (11,50) (Figura 20C, Anexo1).

Pirita ocorre sob a forma de agregados de cristais, às vezes associados a cristais de esfalerita, nas proximidades do contato retilíneo entre dolomita micrítica e sílica criptocristalina; seus tamanhos variam de submilimétricos a 2 mm (Figura 11E, Anexo 1). Restos da rocha original que ocorrem sob a forma de clastos apresentam pirita disseminada em seu interior e sob a forma de agregados de cristais euhédricos e subeuhédricos distribuídos ao longo da borda dos clastos (Figura 11F e 19F, Anexo1).

Esfalerita ocorre como cristais que, macroscopicamente, possuem cores avermelhadas na amostra VZ-AMF-152 (79,00) e marrom na amostra VZ-AMF-155 (11,50). Microscopicamente os cristais apresentam cor marrom sob luz transmitida. Textura bandada coloforme caracterizada por alternância de esfalerita, dolomita, galena e sílica criptocristalina, foi observada.

Cavidades irregulares são preenchidas das bordas para o centro (“open space filling”) por galena, esfalerita, sílica criptocristalina e dolomita esparítica branca, sendo que o preenchimento dessas cavidades é, por vezes, rítmico com a alternância de galena, esfalerita e sílica criptocristalina, formando textura coloforme (Amostra VZ-AMF-155 (11,50), Figura 11G e 20A, Anexo1).

Em algumas amostras, observam-se fraturas posteriores às feições de preenchimento (Figuras 11H e 20B, Anexo1). Nas amostras VZ-AMF-155 (11,50), algumas fraturas foram preenchidas por esfalerita e dolomita, mas são mais comuns aquelas preenchidas por dolomita.

Minerais opacos puntiformes, que podem se tratar de pirita e/ou material carbonoso estão distribuídos caoticamente nas partes mais preservadas da rocha original.

Contato entre a Formação Morro do Calcário e a Formação Serra do Garrote

O contato entre as Formações Morro do Calcário e Serra do Garrote é caracterizado por uma rocha composta por dolomita micrítica e material carbonoso, substituída por quartzo e cortada por vênulas de dolomita hidrotermal. A matriz é composta por cristais de quartzo

de tamanhos que variam entre 0,04 e 0,2 mm, com maior frequência de cristais com tamanhos em torno de 0,1 mm. Os contatos entre esses cristais são suturados em sua maioria. Alguns espaços na matriz são preenchidos por calcedônia e dolomita micrítica.

Material carbonoso ocorre como filetes negros, contorcidos em meio a matriz de quartzo microcristalino e dolomita micrítica, sem apresentar orientação (Figura 20D, Anexo1).

Dolomita esparítica preenche fraturas e espaços vazios (“vugs”) entre os cristais de quartzo e seus cristais apresentam tamanhos que variam em torno de 0,5 mm.

A pirita, na amostra VZ-AMF-154(135,50), ocorre segundo duas gerações: sob a forma de agregados preenchendo corpos lenticulares (Figura 11I, Anexo1), às vezes controlados por microfraturas e disseminada pela matriz como cristais euhédricos e subeuhédricos de tamanhos que variam entre 0,02 e 0,2 mm, sendo que estão, em grande parte, associados aos filetes de material carbonoso.

Setor Sul

5.1.4 Mina de Vazante

Formação Serra do Poço Verde (Membro Morro do Pinheiro Superior)

Na Mina de Vazante, a Formação Serra do Poço Verde (Membro do Pinheiro Superior) é caracterizada por dolomicrito predominantemente cinza escuro, parcialmente brechado, composto por dolomita, quartzo, material carbonoso e fraturas preenchidas por dolomita e quartzo (Figura 12A, Anexo1).

A matriz é constituída por cristais de quartzo, que exibem tamanhos que variam entre 0,04 e 0,2 mm, com maior frequência de cristais em torno de 0,1 mm e contatos suturados, em sua maioria. No interior das vênulas os cristais de quartzo apresentam tamanhos que variam entre 0,05 e 0,15 mm e o contato entre eles é do tipo côncavo-convexo. Em algumas partes, calcedônia ocorre preenchendo espaços na própria matriz.

Brechas contêm clastos de compostos de dolomita micrítica dispersos em matriz de mesma composição. A maioria dos clastos são angulosos e alguns estão fraturados (Figura 20E, Anexo1).

O material carbonoso ocorre sob a forma de filetes negros esfarrapados e contorcidos distribuídos pela matriz sem apresentar uma orientação preferencial. A espessura desses filetes geralmente varia entre 0,01 a 0,05 mm.

Duas gerações de pirita são notadas. Pirita ocorre sob a forma de cristais euhédrico e sub-euhédricos disseminados pela matriz com cristais de tamanhos que variam entre 0,02 e 0,2 mm, sendo que estão associados aos filetes de material carbonoso. Pirita também ocorre como agregados de cristais preenchendo espaços em forma de lentes formados.

Dolomita apresenta duas formas principais de ocorrência: 1- dolomita micrítica que ocorre na matriz preenchendo fraturas e espaços entre os cristais de quartzo e no interior de fraturase, 2- dolomita esparítica, que preenche cavidades e seus cristais apresentam tamanhos que variam em torno de 0,5 mm.

Em algumas partes são notados cristais de calcita “dente de cão” preenchendo espaços aberto, formando estratificação crustiforme complexa juntamente com cristais de quartzo e dolomita. Os cristais de calcita possuem tamanhos que variam em torno de 0,01 mm (Figura 20F, Anexo1).

Formação Serra do Garrote

Na Mina de Vazante, a Formação Serra do Garrote é representada por filitos carbonosos laminados constituídos pela intercalação rítmica entre lâminas cinza escuro e lâminas cinza claro, que, por vezes, formam bandas cinza escuro e bandas cinza claro (Figuras 12B e 21A, Anexo1). A espessura das bandas cinza escuro varia entre 0,4 e 1,3 cm. O plano de laminação é ondulado e contínuo, em sua maioria.

As lâminas cinza claro são constituídas por uma mistura homogênea de quartzo e sericita, com material carbonoso incipiente. Quartzo é policristalino e ocorre sob a forma de cristais com tamanhos que variam entre 0,05 a 0,01 mm. O material carbonoso ocorre sob a forma de filetes esfarrapados, de espessuras que variam de 0,005 a 0,1 mm, dispersos entre os cristais de quartzo e sericita. Sericita ocorre em meio aos cristais de quartzo da matriz e orientadas, juntamente com os filetes de material carbonoso.

As lâminas cinza escuro são constituídas por filetes de material carbonoso, juntamente com uma matriz composta por quartzo e sericita, sendo que a diferença destas, para as lâminas cinza escuro é a maior proporção de material carbonoso presente.

A superfície bem definida pela alternância rítmica entre as lâminas cinza calros e cinza escuro provavelmente representa um resquício da superfície sedimentar e, por isso, foi denominada S_0 . Paralela à S_0 , foliação milonítica C pode ser caracterizada. A orientação dos filetes de material carbonoso e cristais de sericita definem também planos S (Figura 21C, Anexo1).

Pirita ocorre sob a forma de cristais que variam de euhedrais a anedrais associados aos filetes de material carbonoso e ocupando domínios sigmoidais formados pela deformação que gerou as superfícies $S-C$. Em algumas partes ocorrem como agregados, por vezes alojados em sombras de pressão preenchidas por quartzo laminado O tamanho dos cristais de pirita varia em torno de 0,1 mm (Figuras 12B, 21B, 21D e 21F, Anexo1).

Minerais opacos puntiformes (pirita ou material carbonoso), de tamanhos que variam em torno de 0,1 mm, ocorrem, assim como os cristais de pirita, associados aos filetes de

material carbonoso e em domínios sigmoidais formados pela deformação (Figura 21E, Anexo 1).

5.1.5 Depósito Mata Dois

Formação Lapa

Neste depósito, a Formação Lapa é constituída por filitos finamente laminados, com alternância rítmica entre lâminas cinza claro e cinza escuras, as primeiras com maior percentagem de dolomita e as segundas com maior porcentagem de matéria orgânica na composição. O plano de laminação é paralelo ondulado, mas grande parte das lâminas são descontínuas e forma lentes alongadas (Figuras 9H, 9I e 22A, Anexo1)

As lâminas cinza claro são constituídas por uma mistura homogênea incluindo quartzo, sericita e dolomita micrítica, além de *schlierens* de material carbonoso em menor proporção. Nestas lâminas os cristais de quartzo possuem tamanhos que variam entre menores que 0,01 e 0,05 mm. O material carbonoso ocorre como farrapos incipientes, de espessuras que variam entre 0,005 e 0,1 mm, dispersos entre os cristais de quartzo e sericita (Figura 22C, Anexo1).

As lâminas cinza escuro são constituídas por filetes de material carbonoso em uma matriz homogênea composta por quartzo, sericita e dolomita micrítica. A matriz de quartzo e sericita é muito parecida com a matriz que compõe as lamina cinza claro, mas nestas, grande parte da sericita apresenta associação com o material carbonoso. Os filetes de material carbonoso têm aspectos esfarrapado e contorcido e possuem espessuras variáveis entre 0,005 e 0,01 mm.

São observadas superfícies típicas de zona de cisalhamento. O plano S é marcado pela orientação dos filetes de material carbonoso e o plano C marcado por bandas brancas constituídas por cristais de quartzo e, que, por vezes apresentam-se rompidas formando cunhas.

Veios de quartzo e dolomita micrítica, por vezes, interceptam as três superfícies observadas. Possuem espessuras que variam de 0,08 a 0,4 mm e comumente ocorrem dobrados (Figura 22B, Anexo1). Os cristais de quartzo que compõe os veios têm tamanhos que variam de 0,01 a 0,1 mm e possuem contato do tipo suturado e côncavo-convexo entre eles e, muitos deles, exibem extinção ondulante. Os cristais de dolomita presentes nesses veios têm tamanhos que variam entre 0,2 e 0,3 mm.

Cristais de pirita ocorrem disseminados e, às vezes, dispostos ao longo dos filetes de material carbonoso.

Minerais opacos ocorrem concentrados preferencialmente nos espaços entre os filetes de material carbonoso, bem como em domínios sigmoidais e ao longo dos veios de

quartzo. Possuem, em sua maioria a forma de pontos com diâmetros que variam entre 0,002 e 0,05, estes podem se tratar de material carbonoso e/ou pirita (Figuras 22D, 22E e 22F, Anexo1).

5.2 Estudos geoquímicos

Neste trabalho foram analisadas 21 amostras de dolomitos, filitos e metamargas da Formação Paracatu (Grupo Canastra) e formações Lapa, Morro do Calcário, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote (Grupo Vazante). Os resultados das análises químicas estão organizados nas tabelas localizadas no Anexo 2. Para o tratamento dos dados geoquímicos as amostras foram separadas em dois grupos: 1-Filitos e Metamargas e 2-Dolomitos.

5.2.1 Filitos e metamargas

Legenda

- Filito da Formação Lapa
- Filito do contato - Formação Serra do Garrote/
Formação Morro do Calcário .
- Filito da Formação Serra do Garrote
- ▲ Metamarga da Formação Paracatu
- ▲ Metamarga da Formação Lapa

Figura 23: Simbologia utilizada nos diagramas bivariantes

Elementos Maiores

Os conteúdos de SiO_2 nos filitos da Formação Lapa variam de 60,2% a 64,8%, sendo um pouco mais elevados nos filitos da Formação Serra do Garrote (64,9% a 66,1%). Em relação ao conteúdo de Al_2O_3 , valores semelhantes caracterizam os filitos da Formação Lapa (17,69% a 18,34%) e da Formação Serra do Garrote (17,26% a 17,58%). Uma amostra de filito do contato entre as formações Serra do Garrote e Morro do Calcário difere das demais devido aos menores valores de Al_2O_3 (10,70%).

As metamargas da Formação Lapa apresentam conteúdos de Al_2O_3 entre 4,98% e 10,24% e de SiO_2 de 27,9 a 43,3%, enquanto uma amostra da Formação Paracatu (Membro Serra do Landim) apresenta maior conteúdo SiO_2 (50,5%) e valores de Al_2O_3 semelhantes às demais margas (9,92%).

Embora o conjunto de amostras de filitos e metamargas apresentem correlação positiva entre Al_2O_3 e K_2O , TiO_2 e Na_2O , indicativa de que esses elementos associam-se à fração detrítica, as correlações não são claras se consideradas apenas as amostras de filito isoladamente (Figura 24). Em relação à esses óxidos, nota-se, contudo distinção entre os filitos das formações Serra do garrote e Lapa, principalmente em relação aos conteúdos de Na_2O , TiO_2 e K_2O que podem refletir as diferentes proveniências.

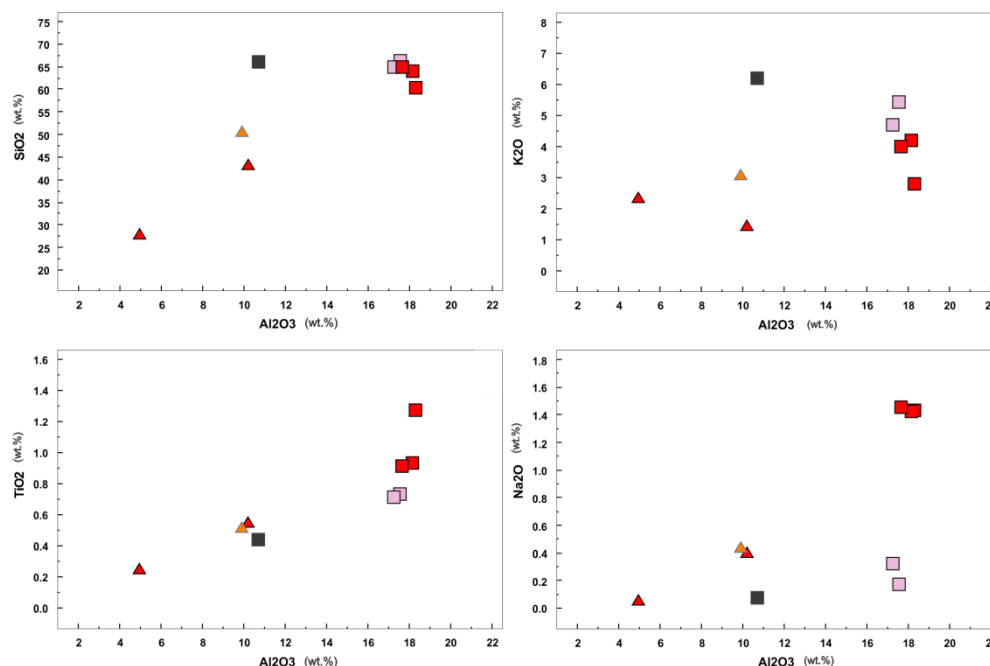


Figura 24: Gráficos bivariante entre Al_2O_3 e K_2O , TiO_2 e Na_2O com valores de % em peso para filitos e metamargas.

O conteúdo de Fe_2O_3 é mais alto para uma das amostras de metamarga da Formação Lapa (26,55%) se comparados aos valores encontrados no restante das amostras do mesmo litotipo (3,51%-4,47%).

São observados altos valores para a concentração de Sna amostra VZ-MAF-45(275,50) (1,15%), referente à Formação Lapa, e na amostra VZ-AMF-154(135,50)(3,37) do contato entre as formações Morro do Calcário e Serra do Garrote.

Elementos Menores

Os elementos traço foram normalizados a partir dos valores de PAAS (Taylor e McLennan, 1985) e estão plotados no diagrama multielementar(Figura 25). A maioria dos filitos das formações Lapa e Serra do Garrote mostra valores de Cr, V,Zr, Y, Nb, Th e U muito próximos ao PAAS. No entanto,Pb e Hf apresentam enriquecimento, enquanto Ni, Sr, Cs, Pb e Ba apresentam empobrecimento em relação ao padrão adotado(PAAS). Uma diferença notada entre os filitos das formações Lapa e Serra do Garrote é o enriquecimento

em Co do primeiro e o empobrecimento do segundo em relação ao PAAS. Valores de Cr, V, Sr, Rb, Cs, Zr, Y, Nb, Hf, Th e U abaixo de PAAS e abaixo também dos filitos das formações Lapa e Serra do Garrote são notados na amostras de filito proveniente do contato entre as formações Serra do Garrote e Morro do Calcário, que também mostram valores de Ba e Pb altos em relação ao padrão utilizado(PAAS).

Os elementos menores das metamargas da Formação Lapa apresentam comportamentos distintos em relação à metamarga da Formação Paracatu (Membro Serra do Landim) quando normalizados pelo PAAS. Enquanto as metamargas referentes à Formação Paracatu mostram um empobrecimento de todos os elementos comparados ao PAAS, as metamargas da Formação Lapa apresentam extremo enriquecimento em Pb e um pequeno enriquecimento em Y. Nota-se também nas metamargas das duas formações baixos valores de Ni, Sr e Cs, quando comparados aos valores de PAAS.

É importante salientar as altas concentrações de Cu, principalmente na amostra da Formação Paracatu (Membro Serra do Landim)(118,9%). Para o restante da amostras de metapelite o teor de Cu varia entre 8,1% a 41,8%.

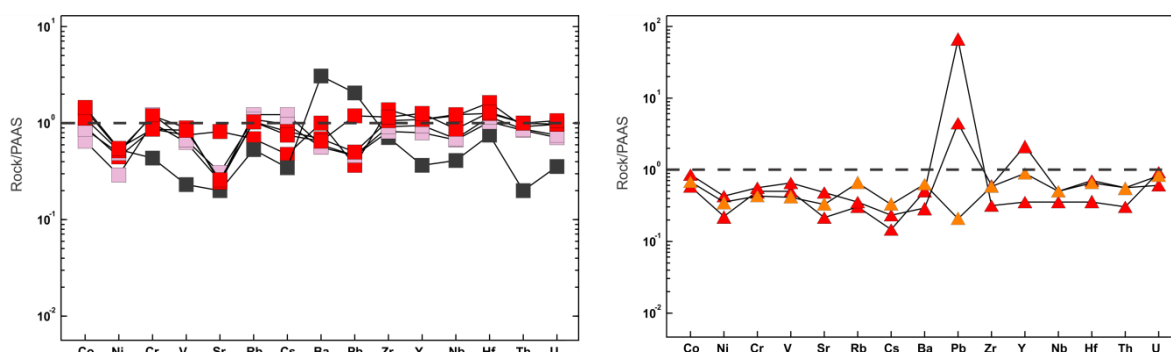


Figura 25: Diagramas multielementares para filitos e margas normalizados pelos valores de PAAS(Post Archean Australian Shales; Taylor e McLennan, 1985). Linha tracejada como referência de valores igual a 1.

Proveniência

A razão entre Al_2O_3 e TiO_2 pode ser utilizada para inferir a composição da rocha fonte da maioria das rochas clásticas (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). As amostras de filitos e margas analisadas neste estudo possuem razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ entre 14,4 a 24,3. No entanto, enquanto os filitos da Formação Lapa e a metamarga da Formação Paracatu (Membro Serra Landim) apresentam razões compatíveis com proveniência a partir de rochas intermediárias, os filitos da Formação Serra do Garrote e do contato entre as formação Serra do Garrote e Morro do Calcário possivelmente provêm predominantemente de rochas ígneas félsicas (Tabela 02). Essa interpretação também pode ser sustentada pelo diagrama bivalente de Ni vs. TiO_2 , que mostra distribuição da maior parte dos filitos e margas

estudados próximos ou no interior do campo das rochas ácidas, exceto os da Formação Lapa que plotam acima desse campo(Figura 26).

A assinatura dos Elementos Terras Raras e a anomalia de Eu também podem ser utilizadas como indicadores sobre as características da rocha fonte. Segundo Cullers (1994), altas razões ETR leves/ETR pesados e anomalias negativas de Eu também seriam sugestivas de fontes provenientes de rochas félsicas, uma vez que rochas fontes máficas teriam baixas razões ETR leves/ETR pesados e nenhuma ou pequena anomalia de Eu. Os filitos e metamargas das formações Paracatu, Lapa e Serra do Garrote apresentam um pequeno enriquecimento em ETR leves, relativamente altas razões entre ETR leves/ETR pesados e anomalias de Eu negativas, o que também sugere proveniência de rochas félsicas (Figura 27).

Tabela 02. Conteúdos de Al_2O_3 e TiO_2 (% em peso) e razão Al_2O_3/TiO_2 para amostras de margas e filitos do Grupo Vazante e da Formação Paracatu (Grupo Canastra)

Litologia	Unidade	Al_2O_3	TiO_2	Al_2O_3/TiO_2
Marga	Fm. Paracatu	9.92	0.52	19.08
Filito	Fm. Lapa	18.34	1.27	14.44
Marga	Fm. Lapa	4.98	0.25	19.92
Marga	Fm. Lapa	10.24	0.55	18.62
Filito	Fm. Lapa	18.18	0.93	19.55
Filito	Fm. Lapa	17.69	0.91	19.44
Filito	Fm. Serra do Garrote	17.58	0.73	24.08
Filito	Fm. Serra do Garrote	17.26	0.71	24.31
Filito	Fm. Serra do Garrote/Morro do Calcário	10.70	0.44	24.32

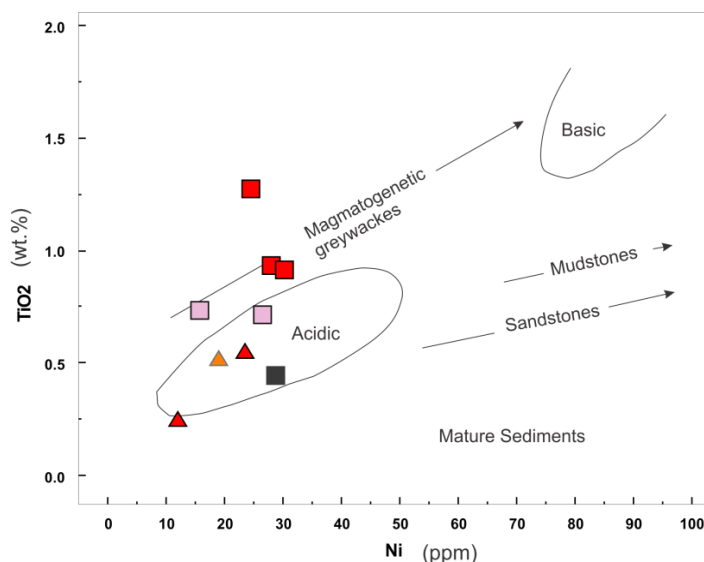


Figura 26: Diagrama Ni versus TiO_2 para as amostras de filitos e margas (campos segundo Floyd et al., 1989).

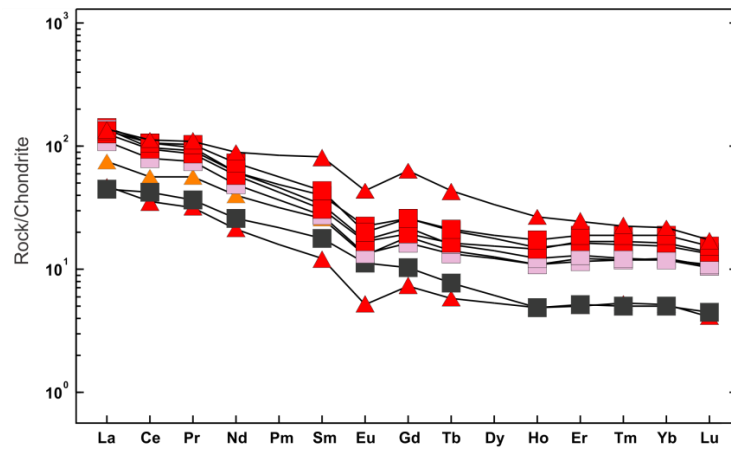


Figura 27: Diagrama Spider de elementos terras raras normalizado a partir de valores do condrito de Haskin et al. (1968).

Segundo McLennan (1993), os pelitos pós-arqueanos possuem baixas concentrações de elementos máficos (Ni e Cr) em relação aos pelitos arqueanos devido à deficiência de rochas ultramáficas nos períodos pós-Arqueanos. Deste modo, a relação entre Ni e Cr determina que os filitos e metamargas deste estudo se enquadram no campo de rochas pós-arqueanas (Figura 28).

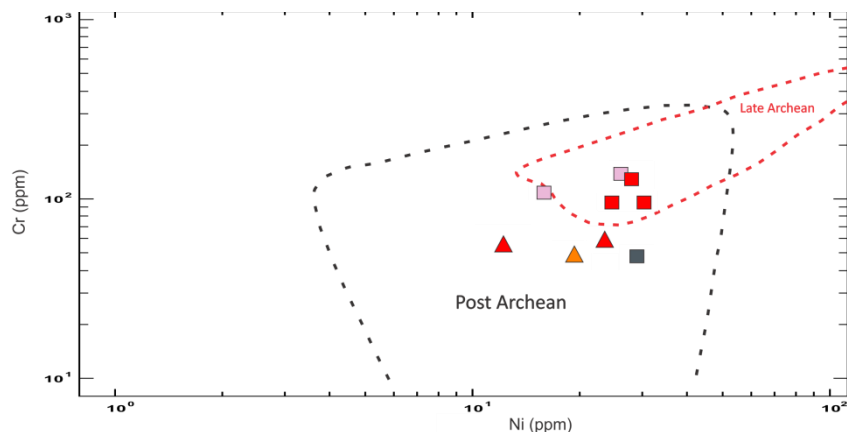


Figura 28: Diagrama Ni versus Cr para margas e filitos (McLennan et al., 1993).

Condição de paleo-oxigenação

Em rochas pelíticas, a razão U/Th pode ser utilizada como indicativo de condições redox (Jones e Manning, 1994). Valores das razões U/Th acima de 1,25 indicam condições anóxicas ou subóxicas e valores abaixo de 1,25 indicam condições óxicas de deposição (Nath et al., 1997). Segundo Nagarajan et al. (2007), no mar da Arábia, sedimentos depositados abaixo da zona de mínimo oxigênio exibem alta razão U/Th (>1,25) e sedimentos depositados acima da zona de oxigênio mínimo apresentam baixos valores da razão U/Th (<1,25). As amostras de filitos e metamargas aqui estudadas, referentes às

formações Paracatu, Lapa e Serra do Garrote, apresentam, em sua totalidade, razões U/Th menores que 1,25 (Tabela 03), o que é sugestivo de sedimentação em ambiente óxico.

O Urânio autigênico [$U_{\text{autigênico}} = \text{Total de U} - (\text{Th}/3)$] também é indicador de condições redox (Wignall e Myers, 1988). Valores de U autigênico menores que 5 representam condições óxicas, enquanto valores acima de 5 representam condições subóxicas e anóxicas. Os valores de U autigênico para as amostras de margas e filitos deste trabalho não ultrapassam 1,4, e são, portanto indicadores de ambiente de sedimentação sob condições óxicas.

O Cr e o V também podem ser utilizados para a determinação da condição de paleo-oxigenação a partir da razão V/Cr. Segundo Bjorykke (1974), o Cr é incorporado a frações detríticas dos sedimentos, podendo inclusive, substituir o Al presente na estrutura das argilas. Segundo Shaw *et al* (1990), o V está intimamente relacionada à matéria orgânica. Razões de V/Cr com valores acima de 2 indicam condições anóxicas de deposição e razões com valores menores que 2 são relativas a condições óxicas (Jones e Manning, 1994). Todas as amostras de filitos e margas referentes às formações Paracatu, Lapa e Serra do Garrote, apresentam valores da razão V/Cr abaixo de 2, o que também sugere que as condições de deposição eram oxidantes. Destaca-se que os menores valores de V/Cr (0,74 a 0,86) referem-se aos filitos da Formação Serra do Garrote.

No gráfico $V/(V+Ni)$ vs. V/Cr (Figura 29), as amostras analisadas plotam próximo à interface sedimento-água ($V/Cr = 1$), em condições óxidas, segundo Jones e Manning (1994). Também coincidem com o campo de condições anóxicas definido por Hoffman *et al.* (1998), que considera o intervalo de razões $V/(V+Ni)$ entre 0,6 e 0,9 como característico de tais condições.

Outra razão utilizada para discriminar a condição de paleo-oxigenação de ambientes deposicionais é a da razão Ni/Co. Segundo Jones e Manning (1994), razões Ni/Co com valores menores que 5 indicam ambiente de deposição óxico e valores maiores que 5 refletiriam ambiente de deposição sob condições anóxicas ou subóxicas. No presente estudo os valores obtidos de razão Ni/Co entre 0,89 e 1,35 (Tabela 03), implicam em ambiente de deposição com presença de oxigênio.

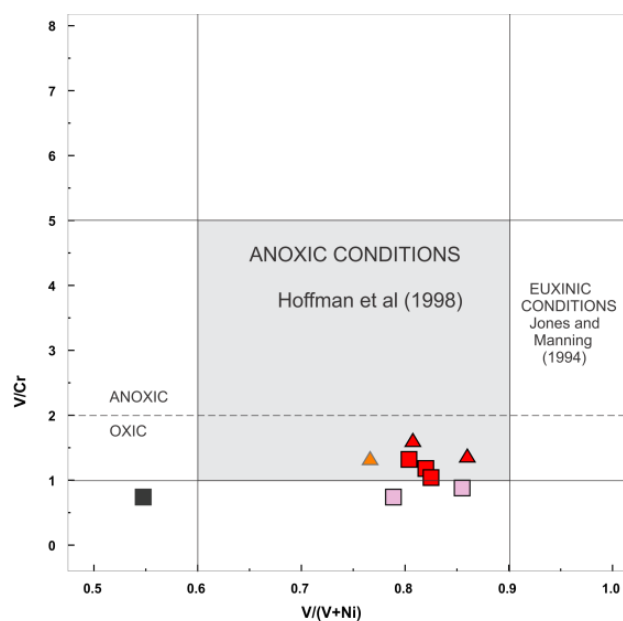


Figura 29: Diagrama bivalente de V/Cr vs. V/(V+Ni) modificado de Nagarajan et al.(2007). Limites de condições ambientais de Jones e Manning (1994) e Hoffman et al (1998).

Tabela 03: valores das razões discriminantes de condições de paleo-oxigenação.

Amostra	Litologia	Unidade	V/(V+Ni)	V/Cr	U/Th	Ni/Co
VZ-AM-45 (98.80)	Marga	Fm. Paracatu	0.76	1.32	0.32	1.22
MASW-02 (43.75)	Filito	Fm. Lapa	0.82	1.18	0.22	1.16
VZ-MAF-45 (275.50)	Marga	Fm. Lapa	0.86	1.38	0.66	0.90
PFF 81 (209.50)	Marga	Fm. Lapa	0.81	1.62	0.23	1.19
VZ-M202 (248.00)	Filito	Fm. Lapa	0.83	1.03	0.20	1.08
VZ-M202 (238.80)	Filito	Fm. Lapa	0.80	1.31	0.22	0.92
VZ F244 (1126.05)	Filito	Fm. Serra do Garrote	0.86	0.86	0.18	1.05
VZ F244 (1133.65)	Filito	Fm. Serra do Garrote	0.79	0.74	0.18	1.35
VZ AMF 154 (135.50)	Filito	Fm. Serra do Garrote/ Morro do Calcário	0.55	0.74	0.38	0.91

5.2.2 Dolomitos

Legenda

- Dolomito da Formação Lapa
- Dolomito da Formação Morro do Calcário
- ⊕ Dolomito Mineralizado da Formação Morro do Calcário
- ⊕ Minério da Formação Morro do Calcário
- Dolomito da Formação Serra do Poço Verde

Figura 30: Simbologia utilizada nos diagramas bivariantes das figuras

Elementos Maiores

Os dolomitos da formação Morro do Calcário apresentam os mais baixos conteúdos de SiO_2 , que varia, para a maioria das amostras, de menores que 0,1% a 4,3%. Porém a amostra VZ-AMF-152 (79,00) contem 53% de SiO_2 , refletindo intensa silicificação. Para as amostras da Formação Lapa também foram notados concentrações de SiO_2 que variam de 6,3% a 14,3%. Já a amostra de dolomito da Formação Serra do Poço Verde apresenta 2,9% de SiO_2 .

Al_2O_3 está presente em baixas concentrações em todas as amostras de dolomito analisadas. As amostras referentes à Formação Lapa apresentam maiores conteúdos de Al_2O_3 do que as amostras de outras formações, mas os valores ainda são baixos e variam de 1,18% a 2,60%. Nas amostras da Formação Morro do Calcário o conteúdo de Al_2O_3 varia de 0,25% a 0,53% e para a amostra da Formação Lapa e a amostras da Formação Serra do Poço Verde é 0,03%.

Correlações positivas podem ser notadas para o conjunto de amostras em diagramas bivariantes entre Al_2O_3 e TiO_2 e Na_2O . Porém quando analisadas separadamente, agrupadas por unidades, essas correlações não são observadas (Figura 31). A amostra da Formação Serra do Poço Verde (Membro Morro do Pinheiro Superior) apresenta as menores taxas não somente de Al_2O_3 , mas também de TiO_2 , Na_2O e SiO_2 . Os conteúdos de Na_2O , TiO_2 e K_2O não apresentam teores significativos para as amostras de dolomito.

As concentrações de CaO variam entre 24,59% a 31,48% e de MgO entre 17,68% e 21,36% para as amostras de dolomito. Para as amostras de minério as concentrações desses óxidos são baixas e variam de 2,06% a 5,84% de CaO e de 1,92% a 4,22% de MgO . A correlação positiva notada entre os conteúdos de CaO e MgO com C total (Figura 32), nas amostras de dolomito mostra que grande parte do C total deve estar presente nos minerais carbonáticos.

As concentrações de Fe_2O_3 são maiores para os dolomitos mineralizados que apresentam valor máximo de 10,8 %, enquanto amostras não mineralizadas apresentam concentrações que variam de 0,22% a 3,15%.

Concentrações de P_2O_5 não são expressivas neste grupo de rochas, pois apresentam concentrações máximas de 0,12%.

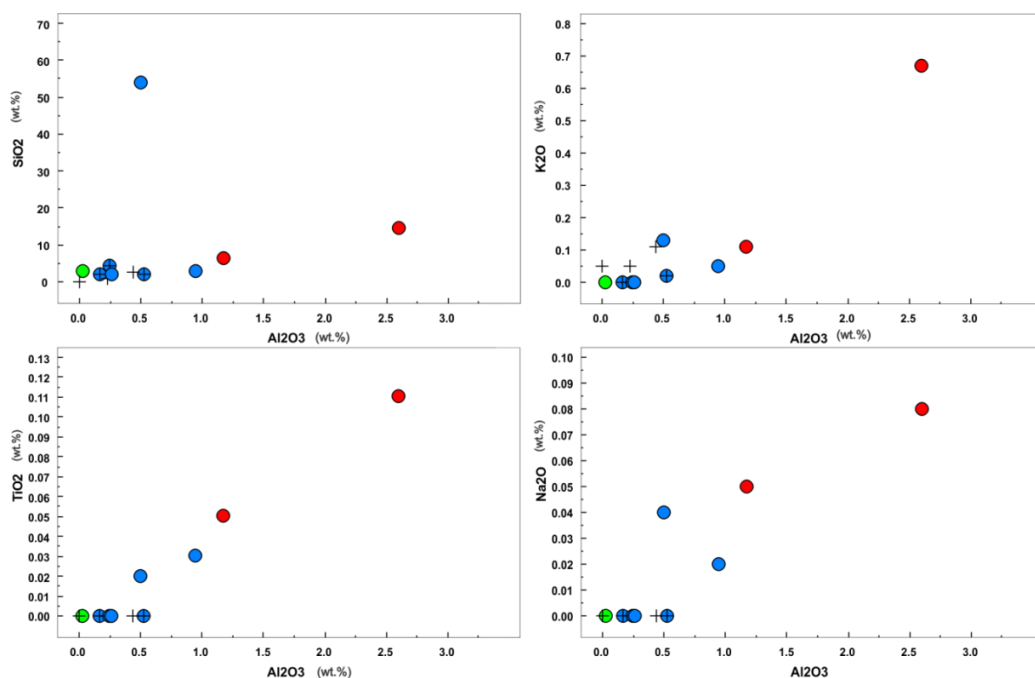


Figura 31: Diagrama bivalente entre Al_2O_3 e SiO_2 , K_2O , TiO_2 e Na_2O para dolomitos, dolomitos mineralizados e amostras de minério.

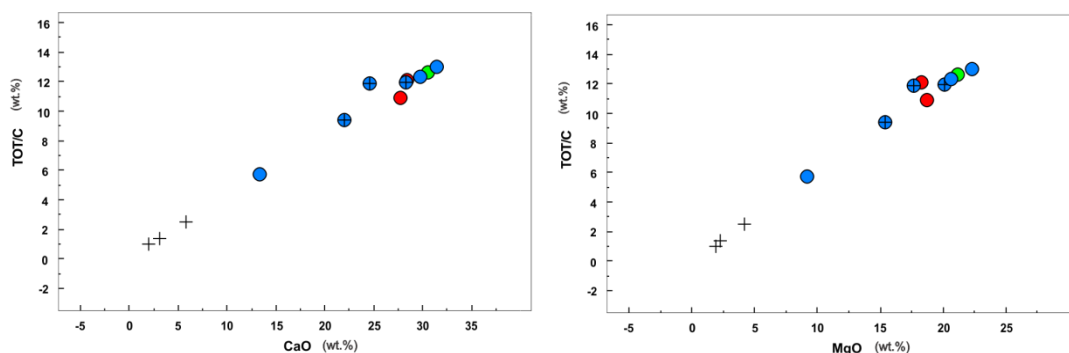


Figura 32: Diagrama Bivalente entre C total e Cao e MgO para dolomitos, dolomitos mineralizados e amostras de minério.

Elementos Menores

São observados altas concentrações de Fe, Pb e Zn para as amostras de dolomito. Os valores de Fe para os dolomitos não mineralizados variam de 0,154 ppm a 2205 ppm, para dolomitos mineralizados as concentrações variam de 2,842 ppm a 7,056 ppm e para as amostras de minério a variação é de 4,48 ppm a 5,789 ppm. As taxas de Pb e Zn são maiores que 10000 ppm para as amostras de minério. Para os dolomitos mineralizados variam de 64,2 ppm a 458,4 ppm de Pb e de 886 ppm a maiores que 10000 ppm de Zn. Os dolomitos não mineralizados apresentam baixos valores que variam de 1,4 ppm a 11,7 ppm para Pb e de 12 a 290 para Zn.

Para Cd foram notadas concentrações elevadas para as amostras de dolomitos mineralizados e de minério que apresenta variam de 456,3 ppm a 1471,6 ppm.

Os teores de As são também maiores para as amostras de minério e chegam a 50,2 ppm, enquanto os dolomitos não mineralizados apresentam concentrações máximas de 9,9 ppm.

Concentração x Profundidade

A partir das amostras de testemunhos de sondagem do furo VZ-FAF-01 do depósito de Fagundes foi possível observar variações na composição das amostras de dolomito da Formação Morro do Calcário. Observa-se correlações fortemente positivas entre o teor de S total (TOT/S), Fe_2O_3 , Pb, Zn, Cd, As, W, Ni, Mo, Se, Ti, Cu, Hg e Ga sendo que os picos positivos destes elementos são relacionados à mineralização sulfetada, que ocorre em profundidades próximas a 100 m.

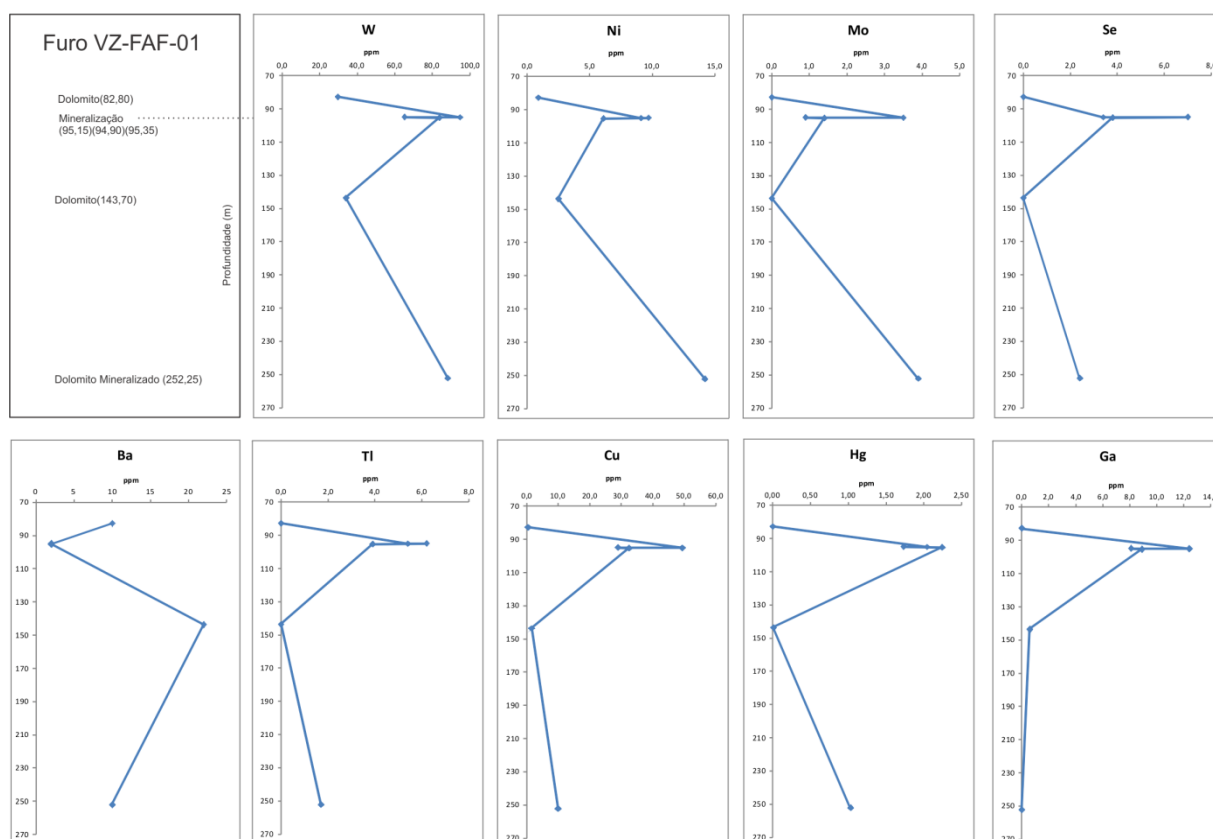


Figura 33: Variações de W, Ni, Mo, Se, Ba, Ti, Cu, Hg, Ga em relação à profundidade.

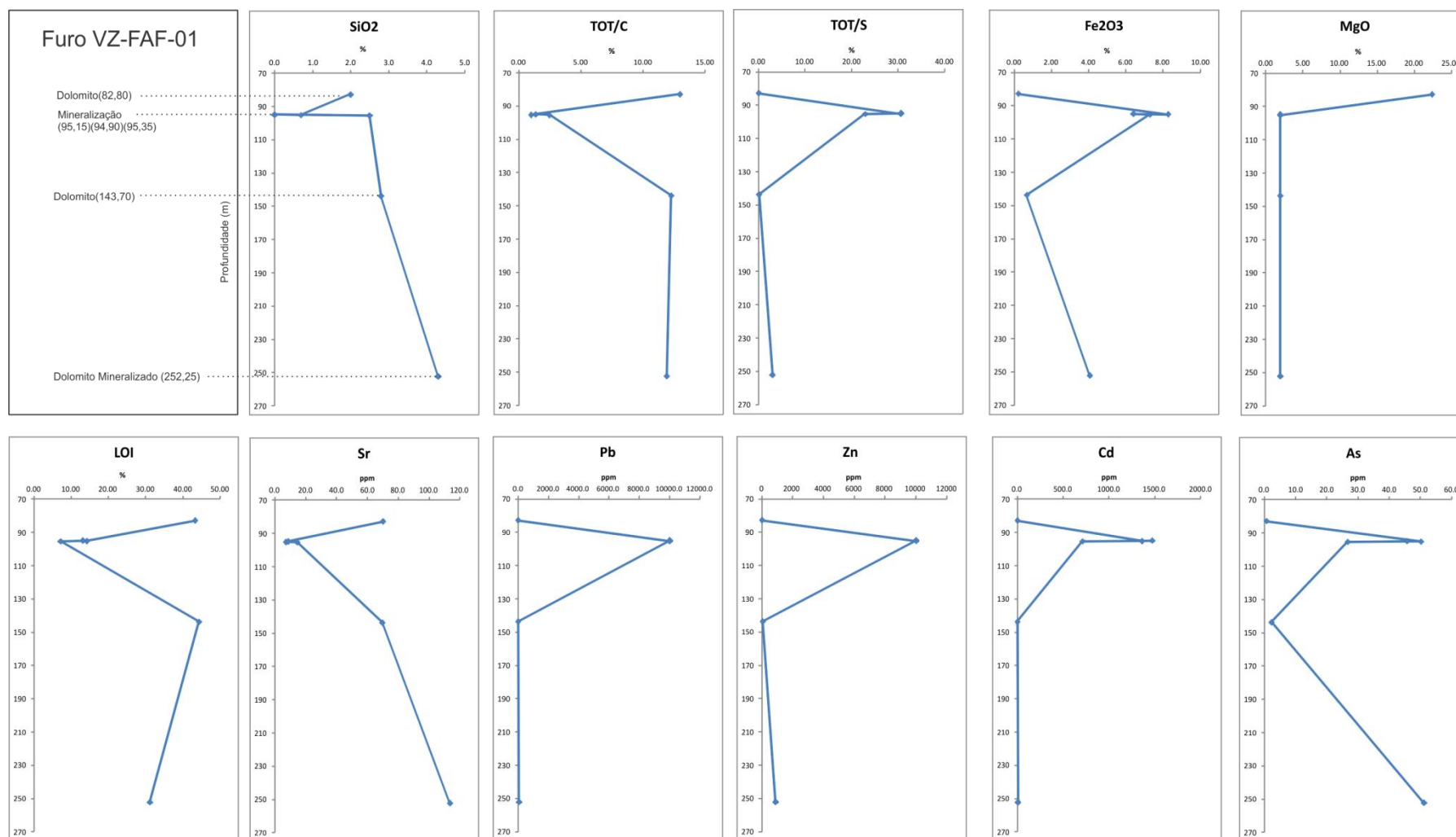


Figura 34: Variações de SiO₂, TOT/C, TOT/S, Fe₂O₃, MgO, LOI, Sr, Pb, Zn, Cd, As em relação à profundidade em metros.

6. Discussão

A partir dos estudos petrográficos e geoquímicos foi possível reconhecer os diferentes litotipos do Membro Serra do Landim, Formação Paracatu (Grupo Canastra) e das formações Lapa, Morro do Calcário, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote (Grupo Vazante) presentes nas Minas de Morro Agudo e Vazante e nos depósitos de zinco de Ambrósia, Mata Dois e Fagundes. As características relevantes observadas e possíveis comparações serão discutidas separadamente em dois grupos: 1- Filitos e metamargas e 2- Dolomitos, onde serão englobadas as amostras parcialmente mineralizadas e amostras de minério.

Filitos e Metamargas

Os filitos e metamargas estudados caracterizam-se petrograficamente por bandamento rítmico entre lâminas com maior e menor conteúdo de material carbonoso. Estas amostras encontram-se deformadas e mostram estruturas típicas de zonas de cisalhamento, tais como cristais de quartzo estirados, *ribbons*, mica *fishes* pares S-C. Dentro do grupo de filitos e metamargas as maiores taxas de deformação são observadas nos filitos das formações Lapa e Serra do Garrote.

Os sulfetos observados nestas rochas são representados por pirita, muitas vezes associada ao conteúdo de material carbonoso, ocupando estruturas sigmoidais, o que sugere controle estrutural para a disposição dos sulfetos e mobilização do material carbonoso.

As amostra de metamarga da Formação Paracatu (Membro Serra do Landim) apresenta menores concentrações de SiO_2 e maiores concentrações de MgO e CaO que as amostras de metamargas de outras formações devido à presença de dolomita micrítica na composição das lâminas cinza claro, também compostas por quartzo, em menor proporção.

Outra característica intrínseca observada para a metamarga da Formação Paracatu é representada por seu conteúdo de Cu (118,9ppm), que mostra-se alto em relação aos dos filitos e metamargas das outras formações.

Os conteúdos de SiO_2 e Al_2O_3 nos filitos das Formação Lapa são elevados se comparados aos filitos da Formação Serra do Garrote. Ocorrem altos teores de SiO_2 devido a sua mineralogia que apresenta quartzo sob a forma de veios e como componente da matriz

das lâminas cinza claro e cinza escuro, juntamente com sericita, mineral responsável pelos altos teores de Al_2O_3 .

Os altos valores para o conteúdo de Fe_2O_3 verificados em uma das amostras de metamarga (PFF-81(209,50)) está relacionado a abundância de pirita notada por petrografia. Esta amostra apresenta cristais euhedrais dispostos ao longo das lâminas cinza claro e cinza escuro.

Em relação aos elementos menores observou-se o comportamento extremamente distinto de Pb entre as amostras de metamargas das formações Paracatu (Membro Serra do Landim) e Lapa, quando normalizados por PAAS (Taylor e McLennan, 1985). Essa diferença se deve aos altos teores de Pb (89 a 1332 ppm) nas amostras da Formação Lapa e aos teores mais baixos (4,2 ppm) nas amostras da Formação Paracatu (Membro Serra do Landim) na metamarga. Tais diferenças podem representar uma boa ferramenta para diferenciar as duas formações. O alto teor de Pb das amostras PFF-81 (209,50) e VZ-MAF-45 (275,50) pode estar à interação com o fluido mineralizante responsável pelas mineralizações presentes nas amostras de dolomito da Formação Morro do Calcário do mesmo depósito (Fagundes), onde teores de Pb comparáveis e maiores foram notados.

Para os filitos da Formação Serra do Garrote foram notados os mais altos teores de SiO_2 entre as amostras de filitos e metamargas. Os estudos petrográficos mostram a presença de grande quantidade de quartzo sob a forma de veios e na matriz das lâminas cinza claro e cinza escuro que compõem as duas amostras de filito desta formação.

A amostra de filito referente ao contato entre as Formações Serra do Garrote e Morro do Calcário (VZ -0AMF-153 (135,50)) apresenta o maior conteúdo de S total em relação às amostras de filito e metamargas. O maior conteúdo de S Total pode estar relacionado à abundância de material carbonoso observada a partir de petrografia e também à quantidade de pirita que, nesta amostra ocorre sob duas gerações.

Filitos e metamargas da Formação Lapa deste estudo, referentes a Mina de Morro Agudo e ao Depósito de Fagundes, respectivamente, podem ser comparados aos filitos não mineralizados da Formação Paracatu (Membro Morro do Ouro) do depósito Morro do Ouro, estudados por Almeida (2009). A composição mineralógica e as características estruturais dos dois são muito semelhantes. Ambos apresentam bandamento rítmico de lâminas milimétricas compostas por quartzo, filossilicatos, carbonato, material carbonoso e sulfetos como acessórios. Segundo Almeida (2009), próximo às zonas mineralizadas do depósito de Morro do Ouro ocorre um aumento gradativo de deformação e ocorre o rompimento de lentes de quartzito e dobra intrafoliais. Nas amostras de metamargas e filitos da Formação Lapa analisadas no presente estudo observa-se também deformação, evidenciada por

cristais de quartzo estirados, mica fishs de clorita e veios de quartzo boudinados, principalmente nas amostras de metamargas.

O estudo de proveniência utilizou razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, relação entre Ni e TiO_2 e valores de Elementos Terra Raras normalizados a partir de valores do condrito de Haskin *et al.* (1968) para determinar possíveis rochas fontes para os filitos. Os resultados para as razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ mostraram que os filitos e metamargas da Formação Lapa e metamarga da Formação Paracatu possuem proveniência relacionada a rochas intermediárias, enquanto os filitos da Formação Serra do Garrote e do contato entre as formações Serra do garrote e Morro do Calcário apresentam razões compatíveis com rochas ígneas félsicas.

O estudo de proveniência baseado em ETR deste estudo sugere também proveniência relacionada a rochas félsicas e pode ser comparado aos resultados obtido por Nagarajan *et al.* (2007) em folhelhos da Formação Rabanpalli provenientes de rochas ígneas, localizados no centro-oeste da Índia. O diagrama ETR de Nagarajan *et al.* (2007), normalizado para condrito (Figura 44), apresenta distribuição elementar semelhante a do diagrama obtido para as amostras de filitos e metamargas dos Grupos Vazante e Canastra (Formação Paracatu).

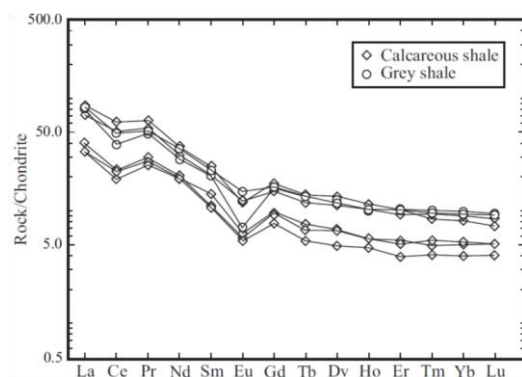


Figura 35: Diagrama de ETR normalizado por condrito para amostras de folhelho da Formação Rabanpalli. Valores de normalização condritica de Taylor e McLennan (1985). Retirado de Nagarajan *et al.* (2007).

A relação entre Ni e TiO_2 também sugere a proveniência relacionada a rochas félsicas, pois metamargas e filitos aqui estudados distribuem-se nas proximidades ou no interior do campo de das rochas acidas definido por Floyd *et al.* (1989).

O ambiente de paleo oxigenação foi determinado como óxico a partir das razões U/Th, V/Cr e Ni/Co e pelo valor de U autigênico [$\text{U autigênico} = \text{Total de U} - (\text{Th}/3)$].

Dolomitos

Os estudos geoquímicos mostram, para os dolomitos, as baixas concentrações de SiO_2 e elevadas de CaO e MgO eram esperadas. Os elementos relacionados à fração terrígena (Al e K) apresentam baixas concentrações para os dolomitos. Isso sugere que a contribuição de sedimentos siliciclásticos não foi expressiva e pode sugerir que a sedimentação foi autigênica, em sua maioria.

Mesmo assim, ainda é possível notar valores mais altos de Al_2O_3 para os dolomitos da Formação Lapa, que variam entre 1,18 % e 2,6% enquanto as outras amostras de dolomito analisada possuem concentrações menores que 0,1%.

As correlações positivas entre o teor de C total (TOT/C), Sr e MgO nos dolomitos ocorrem, provavelmente, porque grande parte do C total encontra-se nos minerais carbonáticos, e o Sr é incorporado na estrutura desses minerais durante a precipitação.

Nos dolomitos da Formação Lapa os sulfetos encontrados são representados por pirita e ocorrem disseminados na matriz dolomítica, e disseminados nos clastos dolomíticos dos dolomitos brechados. O material carbonoso ocorre sob a forma de filetes, que nos dolomitos brechados recortam a matriz e partes dos clastos, o que sugere uma mobilização da matéria orgânica após a brechagem. Porém conteúdos de C e S total não são diferentes dos encontrados nas amostras de dolomito das outras formações e

A geoquímica mostra teores mais altos de SiO_2 e Al_2O_3 para o dolomito brechado da Formação Lapa em comparação com os dolomitos de outras formações. A amostra VZ-MAF-45 (429,00) contém 14,3%. O alto conteúdo de sílica para VZ-MAF-45 (429,00) pode ser explicado pela concentração de frações detríticas próxima a superfícies de dissolução. O conteúdo de Ba é expressivo para os dolomitos da Formação Lapa e varia de 155 ppm a 218 ppm.

Para os dolomitos não mineralizados os elementos relacionados à fração terrígena (Al e K) apresentam baixas concentrações. Em geral, observa-se teores de CaO em torno de 30% e concentrações de MgO em torno de 21%. Apesar de baixa, a concentração de P_2O_5 (0,12%) observada na amostra VZ-FAF-01(82,80) é a maior entre os dolomitos, podendo ser explicada pela ocorrência de colofana, observada em petrografia.

Como era esperado, elementos associados à mineralização sulfetada não apresentam concentrações expressivas nas amostras VZ-FAF-01(82,80) e VZ-FAF-01(143,70). Estas, em comparação às amostras de minério, apresentam-se empobrecidas

nos elementos S, Pb, Zn, As, Cd, Tl, Cu, Hg, Ga, Mo, Se e Ni, que provavelmente estão relacionados a composição do fluido mineralizante.

A amostra VZ-AMF-152(79,00), dolomito parcialmente substituído por sílica mostra a mais alta concentração de SiO_2 entre os dolomitos devido ao processo de silicificação, observado petrograficamente em feições de preenchimentos de espaços abertos por sílica. Este dolomito também apresenta os maiores conteúdos de Ba (578 ppm) e W (437 ppm). A concentração de S total é ligeiramente mais alta que as concentrações observadas nos dolomitos não mineralizados e pode estar relacionada à maior proporção de pirita, observada por meio de petrografia, em relação aos outros dolomitos não mineralizados.

As principais ocorrências de material carbonoso neste grupo de rochas são observadas nas amostras da Formação Morro Calcário. No Depósito de Fagundes, os dolomitos mineralizados da Formação Morro do Calcário são recortados por veios compostos por sulfetos (pirita e esfalerita) e material carbonoso. Para as amostras PFF-81(317,50) e VZ-FAF-01(252,25) foi observado que matéria orgânica ocorre sempre associada aos veios de sulfetos, principalmente à pirita. A abundância de sulfetos nestas amostras também foi notada nas análises químicas, que apresentaram altos teores para os elementos Zn, com mais 10000 ppm para PFF-81(317,50) e 886 ppm para VZ-FAF-01(252,25), e Fe com 7056 ppm para PFF-81(317,50) e 2842 ppm para VZ-FAF-01(252,25). A amostra VZ-AMF-155 (11,50) também apresenta alto teor de Zn (>10000 ppm), sendo o mais alto teor notado para as amostras do depósito de Ambrósia entre as amostras estudadas. Os estudos petrográficos mostraram que a abundância de Zn deve-se à presença de esfalerita. A geoquímica mostra que, em comparação aos dolomitos que não foram afetados por mineralização, essas amostras também apresentaram enriquecimento dos elementos: Pb, Ni, Hg, Cd, As e Co, que podem refletir a assinatura geoquímica do fluido hidrotermal.

As amostras de minério da Formação Morro do Calcário (VZ-FAF-01(94,90); VZ-FAF-01(95,15); VZ-FAF-01 (95,35)) apresentam concentrações extremamente altas para Zn (>10000 ppm), Pb (>10000 ppm), Cd (variando entre 711,1 ppm a 1471,6 ppm) e S total (variando de 22,94 a 30,64 %) comparadas às concentrações destes elementos dos dolomitos não mineralizados. Os altos teores de Pb, Zn e S se devem à presença de grandes proporções de sulfetos como galena, esfalerita e pirita descritos na petrografia.

A partir dos gráficos de concentração *versus* profundidade, pode-se observar que elementos, tais como Cd, As, Ni, Mo, Se, Tl, Cu, Hg e Ga apresentam correlações positivas com intervalos com mineralização sulfetada, o que sugere que o fluido mineralizante era rico nesses elementos ou que foram carregados pelo fluido.

A amostra de dolomicrito da Formação Serra do Poço Verde não apresenta concentrações expressivas de S total e de elementos relacionados à mineralização sulfetada. O teor de C total é de 12,61%, um dos mais altos entre as amostras de dolomito, mas deve estar presente quase em sua totalidade na composição de minerais carbonáticos, já que com a petrografia não foi identificada ocorrência de material carbonoso. Os teores de CaO e MgO são de 30,61% e 21,2%, respectivamente, e estão entre os mais altos entre os dolomitos analisados. Petrograficamente esta rocha mostra-se muito homogênea em relação à presença de minerais carbonáticos, sendo composta, quase totalmente, por dolomita.

Matéria Orgânica e Metais

Em ambientes redutores os sedimentos podem constituir um reservatório de enxofre devido a processos reativos de redução e oxidação associados a bactérias anaeróbicas. Neste caso a concentração de metais mostrará covariância com o carbono orgânico nos folhelhos de uma unidade. No presente estudo, todos os dados geoquímicos indicam que os ambientes de deposição das rochas estudadas (filitos e metamargas) são francamente de natureza oxidante. A questão a considerar é a preservação local de matéria orgânica (MO) e elementos metálicos neste tipo de ambiente.

Segundo Sawlowicz (1991), a matéria orgânica tem enorme potencial de preservação e pode envelopar os minerais tornando-os resistentes à mudança de ambiente. Nos depósitos cupríferos de Kupsferschiefer (Alemanha e Polônia), o conteúdo de MO foi correlacionados com zonas onde houve uma melhor preservação de sulfetos primários durante a diagênese.

No presente caso observa-se, em petrografia, a ocorrência de pirita e minerais opacos puntiformes intimamente associados às esteiras formadas por *schlierens* de material carbonoso. Estes sulfetos foram, provavelmente, gerados em ambientes redutores e preservados, após a mudança do ambiente de sedimentação, devido à proteção proporcionada pelo invólucro de matéria orgânica. Sawlowicz (1991) relaciona a presença de formas arredondadas para os sulfetos, devido à influência de esférulas orgânicas.

Componentes orgânicos podem também atuar quimicamente em conjunto com os metais e sulfetos. Mineralização sob a forma de grãos grossos de sulfetos, veios e vênulas são considerados produto de remobilização (Sawlowicz, 1991). Desta forma, a presença de material carbonoso em veios e vênulas, como foi notada nas amostras da Formação Morro do Calcário (VZ-FAF-01 (252,25) e PFF-81(317,50), pode também ser relacionada com

remobilização de material carbonoso provavelmente contribuiu para o carreamento e a liberação de metais.

Os sulfetos presentes em estruturas sigmoidais nas amostras de filitos e metamargas podem ter sido preservados pelo material carbonoso e posteriormente retrabalhados e concentrados nesses locais. Outra evidência de retrabalhamento são as texturas fragmentárias observadas, por exemplo, em cristais fraturados de pirita.

7. Conclusões

Nesse estudo foi realizado reconhecimento petrográfico e geoquímico das Formações Lapa, Morro do Calcário, Serra do Poço Verde (Membro Morro do Pinheiro Superior) e Serra do Garrote do Grupo Vazante e da Formação Paracatu (Membro Serra do Landim) do Grupo Canastra.

A petrografia permitiu a caracterização das texturas relevantes e a forma de ocorrência das fases minerais que compõe as unidades metapelíticas e carbonáticas do Grupo Vazante com destaque para a ocorrência de sulfetos e matéria orgânica.

Os resultados mostraram que a matéria orgânica ocorre principalmente sob a forma de filetes negros, distribuídos em diferentes proporções, nas lâminas que constituem filitos e metamargas. Nas rochas carbonáticas sua ocorrência foi notada principalmente no interior de vênulas, veios e bolsões hidrotermais também preenchidos por sulfetos, principalmente pirita e esfalerita.

Em relação aos sulfetos foi notada a ocorrência de pirita, marcassita, esfalerita e galena. Pirita ocorre disseminada nas unidades metapelíticas e carbonáticas, onde também ocupa o interior de veios, vênulas e bolsões de preenchimento e está, em grande parte, associada às esteiras formadas por filete de matéria orgânica. Esfalerita, marcassita e galena estão presentes apenas nas rochas carbonáticas.

A comparação dos dados geoquímicos dos dolomitos não mineralizados, mineralizados e minérios permitiram inferir que o fluido mineralizante, que percolou as rochas carbonáticas era enriquecido em S, Pb, Zn, As, Cd, Tl, Cu, Hg, Ga, Mo, Se e Ni.

Foi notado que, provavelmente, houve retrabalhamento em algumas rochas hospedeiras de sulfetos. Nas rochas carbonáticas foram notadas texturas fragmentárias e nos metapelitos, sulfetos foram concentrados em estruturas sigmoidais associadas ao cisalhamento.

As análises geoquímicas foram utilizadas para a determinação das condições ambientais de paleoxigenação e possíveis rochas fontes para os filitos e metamargas. Os resultados mostraram um ambiente de sedimentação óxico e indicaram rochas félsicas e ácidas como fonte para os sedimentos que originaram os metapelitos.

Os dados petrográficos aliados às análises químicas permitiram inferir que houve mudança nas condições ambientais pós-sedimentação das unidades metapelíticas e que a matéria orgânica teve um papel importante na gênese, preservação e redistribuição dos sulfetos.

8. Referências Bibliográficas

- Alkmim, F.F. & Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic Collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29– 58.
- Almeida, B.S., 2009. Geoquímica dos filitos carbonosos do depósito Morro do Ouro, Paracatu, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 80p.
- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Bol. DNPM, v. 243, 36p.
- Amaral, G. & Kawashita, K. 1967. Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 21., *Anais*, p. 214-217.
- Amaral, G. 1966. Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. Publicação número 1. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro. p. 45.
- Amaral, G. 1968. Resultados preliminares do estudo sobre a mineralização e composição isotópica do chumbo em galenas de depósitos encaixados no Grupo Bambuí. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22.
- Azmy, K., Kendall, B., Creaser, R.A., Heaman, L., Oliveira, T.F. 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric age constraints. *Precambrian Research*, **164(3-4)**:160-172.
- Babinski, M., Monteiro, L.V.S., Fetter, A.H., Bettencourt, J.S., Oliveira, T.F. 2005. Isotope geochemistry of the mafic dikes from the Vazante nonsulfide zinc deposit, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18(2005)**:293-304
- Baia, F. H. 2011. Ocorrência zincífera de Mata Dois, Vazante, MG. Votorantim Metais, Relatório Interno (Inédito), 12p.
- Barbosa O. 1955. Guia das Excursões. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 9, São Paulo, Not.3.
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 136, 140p
- Bez L. 1980. Evolução mineralógica e geoquímica do depósito de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, *Anais*, 3:1402-416.
- Bjorlykke, K., 1974, Geochemical and mineralogical influence of Ordovician island arcs on epicontinental clastic sedimentation: a study of Lower Palaeozoic sedimentation in the Oslo region, Norway. *Sedimentology*, **21(2)**: 251-272.
- Brugger, J., McPhail, D.C., Wallace, M., Waters, J., 2003. Formation of willemite in hydrothermal environments. *Economic Geology*, **98**:819–836.
- Cassedane, J. & Lasserre, M. 1969, Análise isotópica pelo método do chumbo em algumas galenas brasileiras: descrição do método utilizado. *Mineração Metalurgia*, **49(293)**:215 - 224.
- Cloud, P. E. & Dardenne, M. A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geology Society American Bulletin*, **84**:1673 - 1676.
- conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **24**:20-30.
- Couto, J. G. P, Cordani, U. G., Kawashita, K., Iyer, S. S., Moraes, N.M.P. 1981. Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:5-16.
- Cassedane, J.; Duthou, J.L.; Lasserre, M. 1972. Análise isotópica pelo método do chumbo de uma terceira série de galenas brasileiras. *Min. Metal.*, **36(335)**:12-19
- Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age from uplifted continental blocks in

- Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58(22)**: 4955-4972.
- Cunha I.A. 1999. Estudos de inclusões fluidas e de isótopos de enxofre dos corpos de minério de Morro Agudo, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, 105 p.
- Cunha, I. de A., Misi, A., Babinski, M. 2001. Lead isotope signatures of galenas from Morro Agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil. In: Misi, A. & TEIXEIRA, J. B. G. (org.) Proterozoic base metal deposits of Africa and South America. Contributions presented at the 1st Field Workshop, International Geological Correlation Programme 450, Belo Horizonte, CNPq/ UNESCO/IUGS, p. 45 – 47.
- Dardenne M.A. 1978. Zonificação tectônica na borda ocidental do Craton do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, 1:299-308.
- Dardenne, M. A. ; Fuck, R. A. ; Meneses, P. R. ; Strieder, A. ; Pimentel, M. M. ; Viana, M. G. ; Ribeiro, R. K. ; Rocha, A. C. D. ; Fuck, R. F. ; Oliveira, R. N. 1992. Geologia do Projeto Sucuri, Região de Ipameri, Sudeste do Estado de Goiás. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, 1992, São Paulo - SP. Boletim de Resumos Expandidos, v. 2. p. 149-150.
- Dardenne, M.A., 1979. Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambuí et leur contexte géologique. Thèse de Doct. Etat., Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 275 p.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Souza, J.C.F., Campos, J.E.G., 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40., Resumos, p. 26.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C.S., 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora UnB/CNPq. 392 p.
- 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.
- 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. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts*, p. 118-120.
- Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation Bhima Basin,
- Haskin L. A., Wildeman T. R., Haskin M. A., 1968. An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation. *Journal of Radioanalytical Chemistry*, **1**:337-348.
- 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.
- Hitzman, M.W., Reynolds, N., Sangster, D.F., Allen, C.R., Carman, C., 2003, Classification, Genesis, and Exploration Guides for Non-Sulfide Zinc Deposits. *Economic Geology*, **98**:685–714.
- 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.
- Iyer, S. S, Krouse, H. P, Babinski, M. 1993. Isotope investigations on carbonate rocks hosted lead-zinc deposits from Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: Implications for ore genesis and prospect evaluation. In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Anais, Salvador, p. 338-339.
- Iyer, S. S. 1984. A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, **19**:132-137.

- Iyer, S. S.; Hoefs, J.; Krouse, H. R. 1992. Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil: Implications on Ore Genesis. *Economic Geology*, **87**, n. 2, p. 437 - 443.
- 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.
- Madalosso A. & Valle C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na Região de Paracatu, Morro Agudo (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, **2**: 622-631.
- Madalosso A. 1980. Aspectos da diagênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na Região de Paracatu (MG). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, **4**: 2069-2081.
- 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.
- Misi, A. 2010. Comparing metallogenic and phosphogenic events in the intracratonic and passive margin Proterozoic basins of the SF Craton: The Bambuí/Una and Vazante Groups. In: IV Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Mémoires [CD-ROM]
- Misi, A., 2001. Estratigrafia isotópica das seqüências do Supergrupo São Francisco, coberturas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. Idades e correlações. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Minerais*. SBG/MG, p. 67 – 92.
- Misi, A.; Tassinari, C. C. G.; Iyer S. S. 1997. New isotope data from the Proterozoic lead-zinc (Ag) sediment-hosted sulfide deposits of Brazil: implications for their metallogenic evolution. In: South-American Symposium on Isotope Geology, 1, *Extended Abstracts*. Campos do Jordão, p. 201 - 203.
- Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Eclogae Geologicae Helvetica*, **65**: 185-195.
- Monteiro, L.V.S., 1997. Contribuição à gênese das mineralizações de Zn da Mina de Vazante, Vazante, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 159p.
- 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, IG - Universidade de São Paulo, 317p.
- 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., Oliveira, T.F., 2007. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, MG, Brazil: mass balance and stable isotope constraints on the hydrothermal alterations. *Gondwana Research*, **11**: 362-381.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Spiro, B., Graça, R., Oliveira, T.F. de, 1999. The Vazante zinc mine, Minas Gerais, Brazil: Constraints on willemite mineralization and fluid evolution. *Exploration Mining and Geology*, **8**: 21-42.
- 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 T.F. 1998. As Minas de Vazante e de Morro Agudo. In: CPGG-UFBA/ADIMB, Workshop depósitos Minerais Brasileiros de Metais Base, p. 48-57. Sangster, D.F.,

2003. A Special Issue Devoted to Nonsulfide Zinc Deposits: A New Look. *Economic Geology*, **98**:683-684.
- Petrelli M., Poli G., Perugini D. & Peccerillo A. (2005) Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 6, Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932, 26 July 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.
- Pinho, J.M.M., 1990. Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 115p.
- Pinho, J.M.M.; Dardenne, M.A.; Rigobello, A.E. 1989. Evolução tectônica de mineralização de zinco de Vazante. In: Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais, 5. Anais, Bol. 110, p.275-276.
- Rigobello A.E., Branquinho J.A., Dantas M.G.S., Oliveira T.F., Neves Filho W. 1988. Mina de Zinco de Vazante. In: C. Schobbenhaus e C. E. S. Coelho (eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM, Brasília, 3:101-110.
- Rodrigues, J.B., 2008. Proveniência dos sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 128 p.
- Romagna G. & Costa R.R. 1988. Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. (coords.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM, 3:111-121.
- Rostirolla, S. P., Mancini, F., Reis Neto, M. dos, 2001. Evolução Estrutural da zona da falha de Vazante: Exemplo de deformação Tardi-orogênica na Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Estudos Tectônicos, Recife. *Resumos Expandidos*, p. 229-232.
- Sawlowicz, Z., 2001. The relationship between copper mineralization and organic matter in the Polish Kupferschiefer. In: Pagel, M. & Leroy, J.L. (eds.) *Source, Transport and Deposition Metals*. A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, p.: 581-592.
- 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.
- Strieder A.J. & Nilson A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22(2)**:204-215.
- Taylor, S.R., McLennan, S., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Blackwell, Oxford, 312 p.
- Temerid Mineração S.A. (1991) Fagundes – interpretação geológica. Paracatu, MG. (Escala 1:5000)
- Wignall, P.B., Myers, K.J., 1988. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks, a new approach. *Geology*, **16**:452-455.

ANEXO1

FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

Abreviações utilizadas: cal=calcita; Cl=clorita; clf=colofana; dol I= dolomita micrítica; dol II=dolomitamicroesparítica; dol III=dolomita esparítica; Fe=óxidos de Fe; gn=galena; mct=marcassita; mc=material carbonoso; mo=mineral opaco; py=pirita; qtz-quartzo; slc=sílica criptocristalina; sp=esfalerita; srt=sericita;

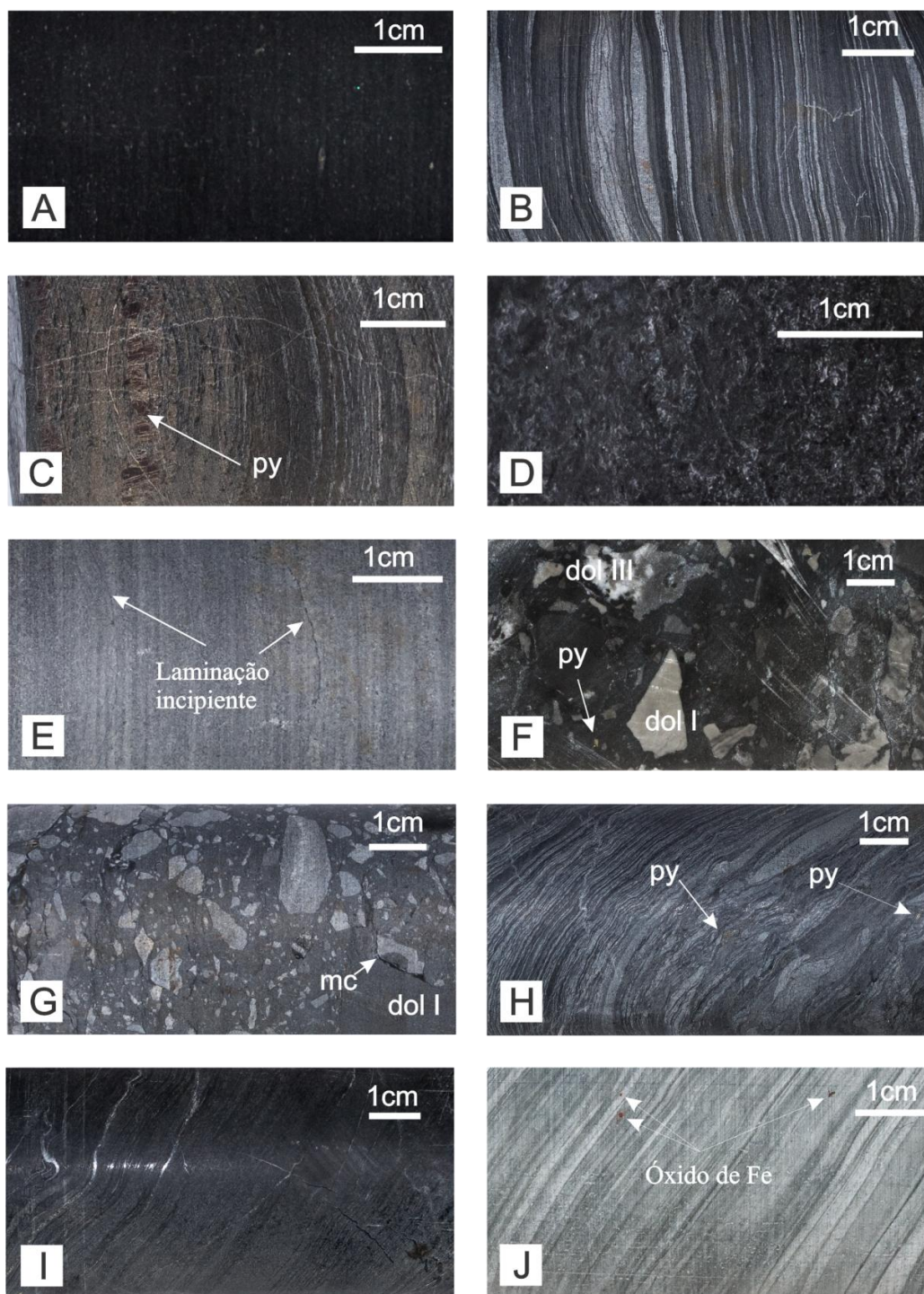


Figura 9. Fotografias de Testemunho de Sondagem: **(A)**MASW-02(43,75)-Filito carbonoso ; **(B)**Amostra VZ-MAF-45(275,50) - Metamarga constituída pela alternância rítmica de lâminas cinza escuras e cinza claras; **(C)**PFF-81(209,50)-Metamarga com pirita e microfraturas preenchidas por quartzo;**(D)**VZ-MAF-45(418,50)-Dolomito micrítico homogêneo;**(E)**VZ-MAF-45(418,50)-Dolomito micrítico homogêneo com laminação incipiente de material carbonoso;**(F)**VZ-MAF-45(429,00)- Clastos angulosos e pirita em matriz composta por dolomita micrítica; **(G)**VZ-MAF-45(429,00)Preenchimento de microfraturas por material carbonoso;**(H)**VZ-M2-02(238,80)-Filito laminado com pirita disseminada;**(I)**VZ-M2-02(248,80)-Filito laminado com microfraturas preenchidas por quartzo; **(J)**VZ-AM-45(98,80)-Metamarga laminada com óxidos de ferro.

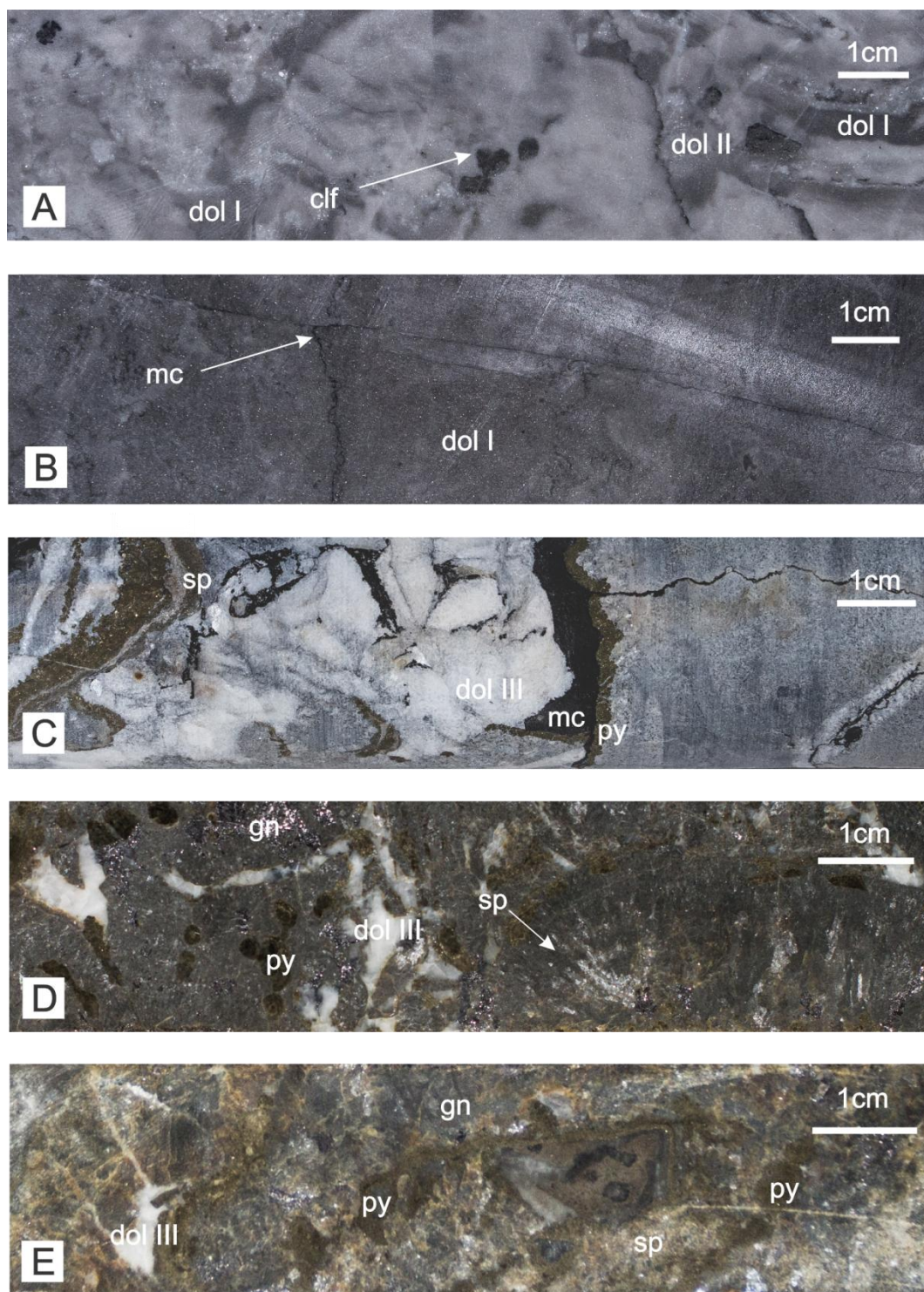


Figura 10. Fotografias de testemunho de sondagem: **(A)** VZ-FAF-01(82,80) - Dolomito cinza com clastos arredondados e subarredondados de material carbonoso preto; **(B)** VZ-FAF-01(143,70) - Dolomito cinza micrítico homogêneo com microfraturas preenchidas por material preto composto por material carbonoso; **(C)** PFF-81(317,50) - Dolomito cinza com bolsão de preenchimento com dolomita esparítica, sílica criptocristalina e pirita; **(D)** VZ-FAF-01(94,90) - Destaque para esfalerita fibrorradiada em meio a uma massa de galena, microcristais de pirita e dolomita esparítica; **(E)** VZ-FAF-01(95,15) - Destaque para dolomita esparítica, galena, esfalerita e pirita.

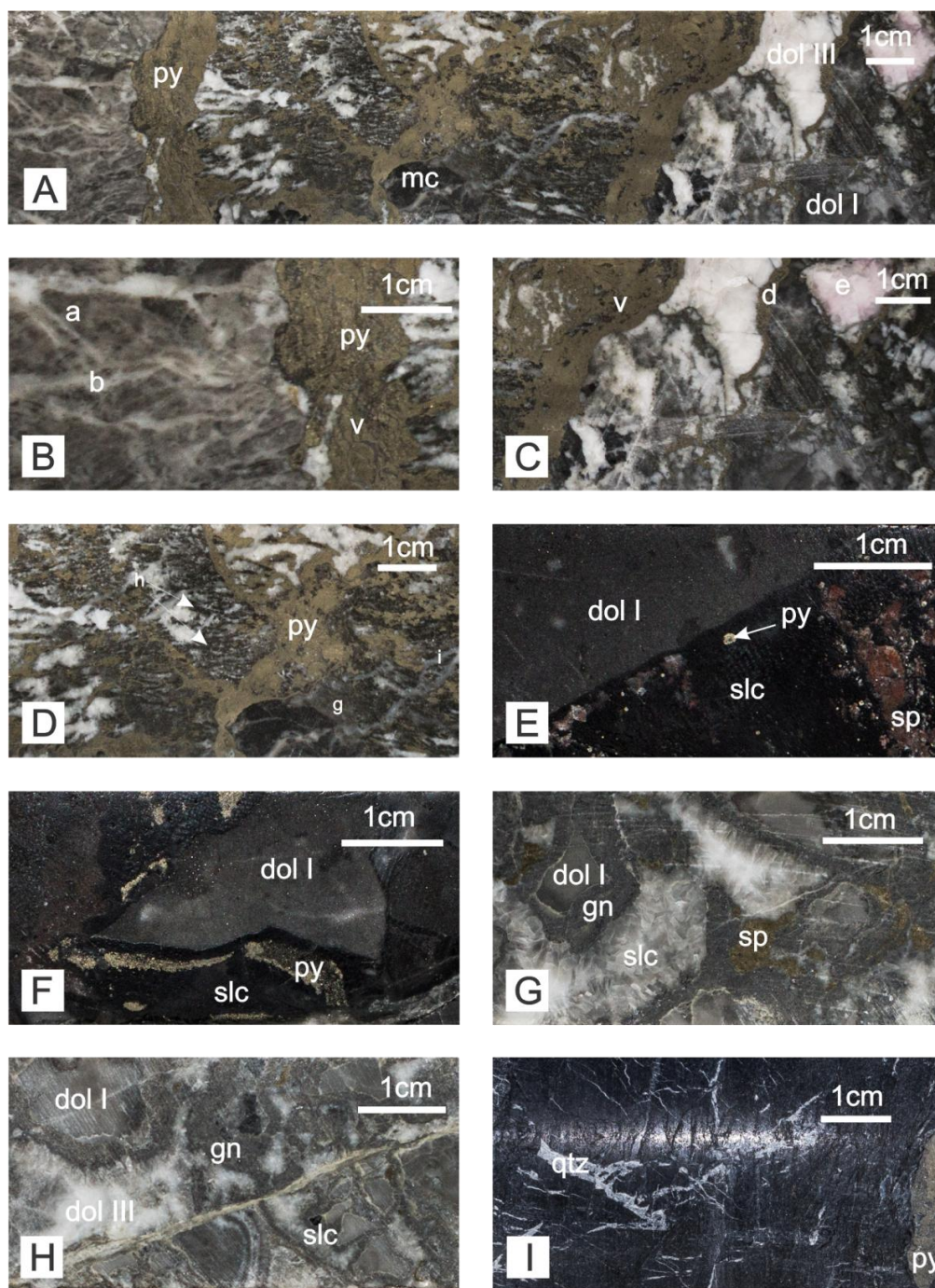


Figura 11. Amostras de testemunho de sondagem: **(A)** VZ-FAF-01(252,25); **(B)** VZ-FAF-01(252,25) - Rocha dolomítica encaixante composta por matriz (a) e vênulas (b) geradas posteriormente à dolomita da matriz(a). Essas vênulas estão parcialmente orientadas em uma mesma direção e são limitadas pela borda do veio de sulfeto (v); **(C)** VZ-FAF-01(252,25)- Rocha encaixante: dolomita esparítica branca(e) englobado por vênulas (d) do veio de sulfeto (v). As vênulas de sulfeto também invadem a matriz dolomítica (a); **(D)** VZ-FAF-01(252,25)- Veio composto: g – material de fundo composto por restitos da rocha encaixante, h- traços lineares de material carbonoso; **(E)** VZ-AMF-152 (79,00)-contato retilíneo entre a dolomita e a sílica criptocristalina; **(F)** VZ-AMF-152 (79,00) Agregado de cristais de pirita distribuídos ao longo da borda dos clastos dolomíticos; **(G)** VZ -AMF-155 (11,50) - preenchimento rítmico com a alternância de galena, esfalerita e sílica criptocristalina; **(H)** VZ -AMF-155 - Sistema de fraturas posterior às feições de preenchimento em amostra mineralizada por galena; **(I)** Amostra VZ-AMF-154(135,50)- Vênulas preenchidas por quartzo e dolomita e bolsões lenticulares de pirita.

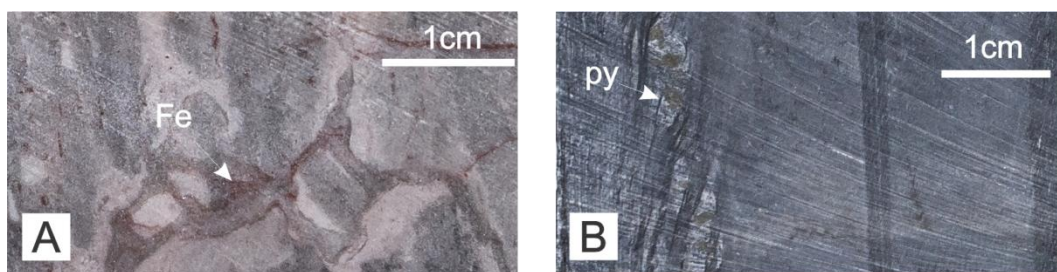


Figura 12. Fotografia de Testemunhos de Sondagem: **(A)** VZ-F244(1031,85) - Dolomito brechado com óxidos de ferro preenchendo fraturas; **(B)** VZ-F244(1126,05) - Filito finamente laminado com plano de laminação paralelo contínuo e microcristais de pirita acumulados em sombras de pressão preenchidas por quartzo.

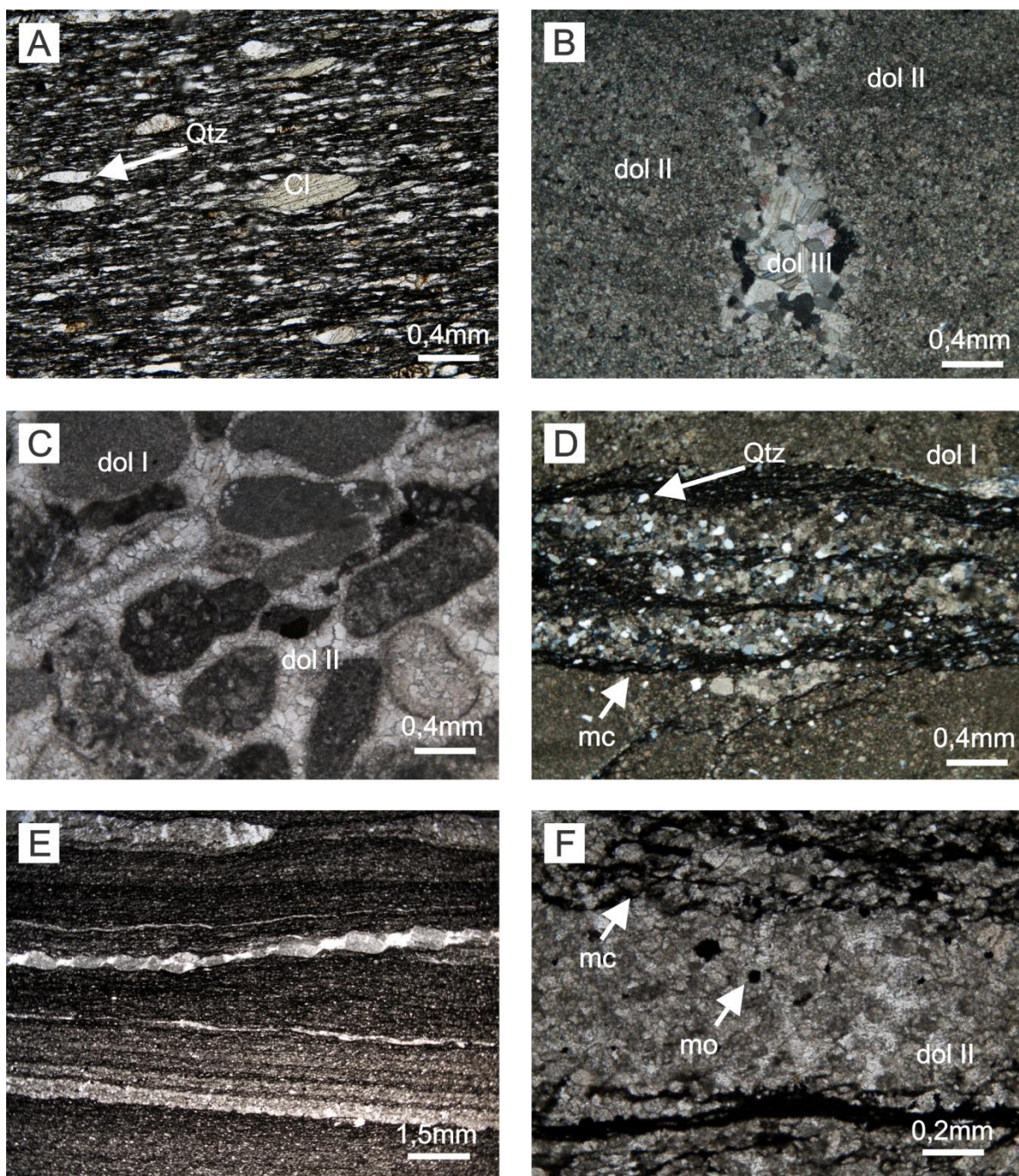


Figura 13. Fotomicrografias: **(A)** MASW(43,95) ,luz transmitida, nicóis // - Farrapos de material carbonoso, cristais de quartzo estirados e mica fish de clorita em filito carbonoso; **(B)** VZ-MAF-45 (418,50) luz transmitida, nicóis X - Dololutito composto por dolomita microesparítica com espaço preenchido por dolomita esparítica; **(C)** VZ-AM-45 (429,00) luz transmitida, nicóis // - Clastos arredondados de dolomita em dololutito brechado; **(D)** VZ-AM-45 (429,00) luz transmitida, nicóis X - Concentração de fragmentos clásticos próximo às superfícies de dissolução com filetes de material carbonoso; **(E)** VZ-AM-45 (275,50) luz transmitida, nicóis // - Plano de laminação cortado por veio boudinado de quartzo e dolomita.; **(F)** VZ-AM-45(275,50) luz transmitida, nicóis // - Filetes de material carbonoso e agregados de minerais opacos em lâmina composta por dolomita e quartzo.

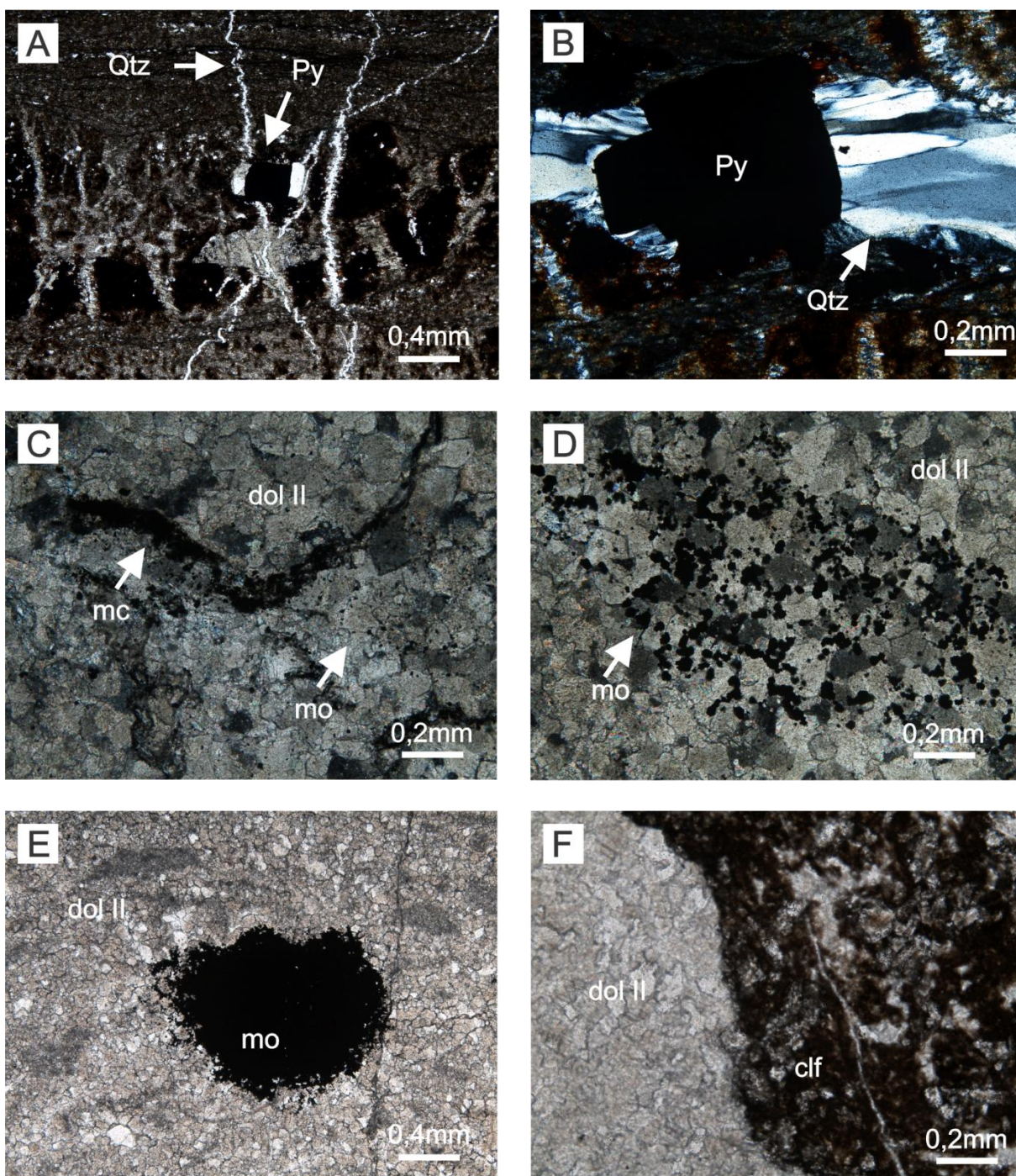


Figura 14. Fotomicrografias: **(A)** PFF-81 (209,50), luz transmitida, nicóis //- Cristais euhedrais e fraturados de pirita e vênula preenchida por quartzo; **(B)** PFF-81 (209,50), luz transmitida, nicóis X - Cristal euhedral de pirita com sombra de pressão preenchida por quartzo; **(C)** Amostra VZ-FAF-01 (143,70) , luz transmitida, nicóis //- Filete negro e contorcido de material carbonoso em meio a matriz composta por dolomita microesparítica; **(D)** VZ-FAF-01 (143,70) , luz transmitida, nicóis //- Corpos puntiformes de minerais opacos (material carbonoso ou pirita anedral); **(E)** PFF-81 (209,50), luz transmitida, nicóis X- Agregado de minerais opacos em matriz composta por dolomita microesparítica; **(F)** VZ-FAF-01 (82,80) , luz transmitida, nicóis //- Corpo de colofana com bordas corroídas e inclusão de dolomita em meio a matriz de dolomita microesparítica.

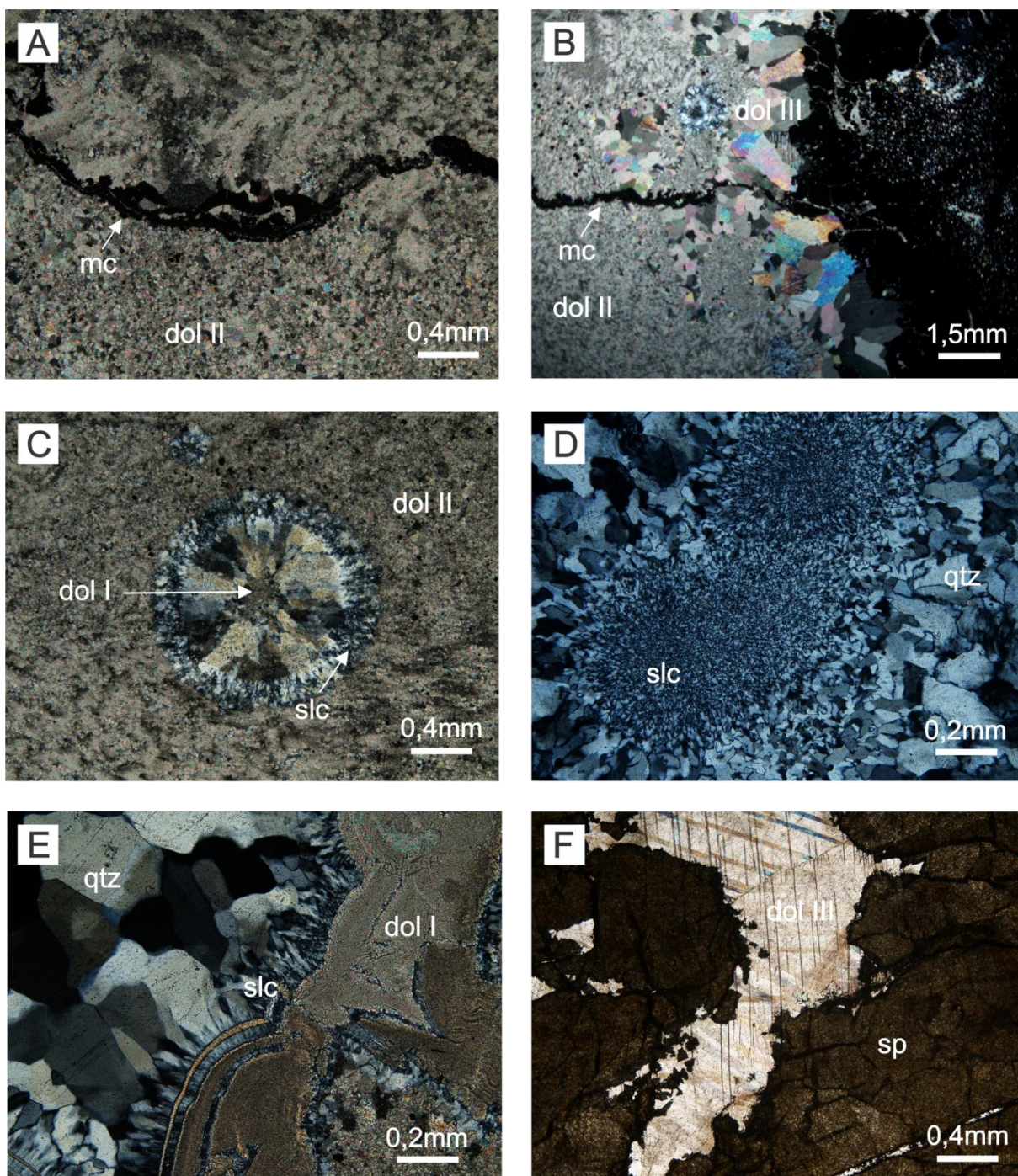


Figura 15. (A) PFF-81(317,50), luz transmitida, nicóis X - Dolomita microesparítica e dolomita fibrosa em interação com vênula de material carbonoso; (B) PFF-81(317,50) ,luz transmitida, nicóis X - matriz de dolomita microesparítica cortada por vênula de material carbonoso, preenchimento de espaços por dolomita esparítica nas bordas do bolsão preenchido por pirita e material carbonoso. Pirita; (C) PFF-81(317,50) ,luz transmitida, nicóis X – textura concêntrica coloforme de dolomita micrítica envolvida por sílica driptocristalina; (D) VZ-FAF-01 (95,15) ,luz transmitida, nicóis X - Preenchimento de espaços abertos por quartzo microcristalino; (E) VZ-FAF-01 (95,15) ,luz transmitida, nicóis X - Dolomita micrítica e calcedônia em textura coloforme; (F) VZ-FAF-01 (95,35) ,luz transmitida, nicóis X - Fratura em cristais de esfalerita preenchida por cristais de dolomita esparítica.

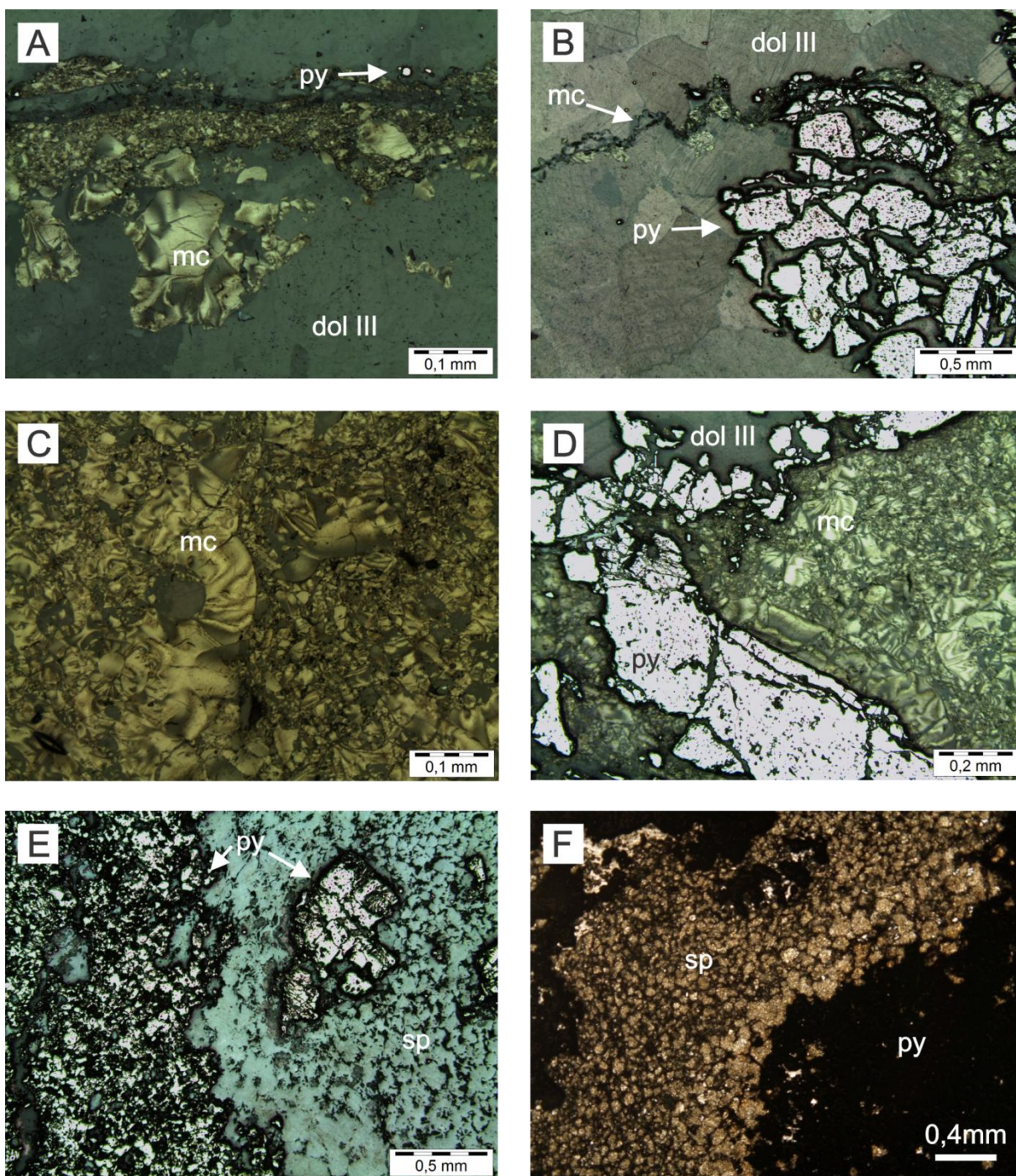


Figura 16. Fotomicrografias: **(A)** PFF-81(317,50), luz refletida, nicóis // - Vênula de material carbonoso e blebs de pirita; **(B)** PFF-81(317,50), luz refletida, nicóis // - vênula de material carbonoso em contato com cristais cataclasados de pirita preenchimento de espaços por dolomita esparítica nas bordas do bolsão preenchido por pirita e material carbonoso; **(C)** PFF-81(317,50), luz refletida, nicóis // - Detalhe para o material carbonoso sob luz refletida; **(D)** PFF-81(317,50) , luz refletida, nicóis // - Material carbonoso em contato com cristais cataclasados de pirita; **(E)** PFF-81(317,50) , luz refletida, nicóis // - Pirita granular, às vezes corroída devido a substituição por esfalerita; **(F)** PFF-81(317,50) , luz transmitida, nicóis // - Textura coloforme formada por pirita e esfalerita.

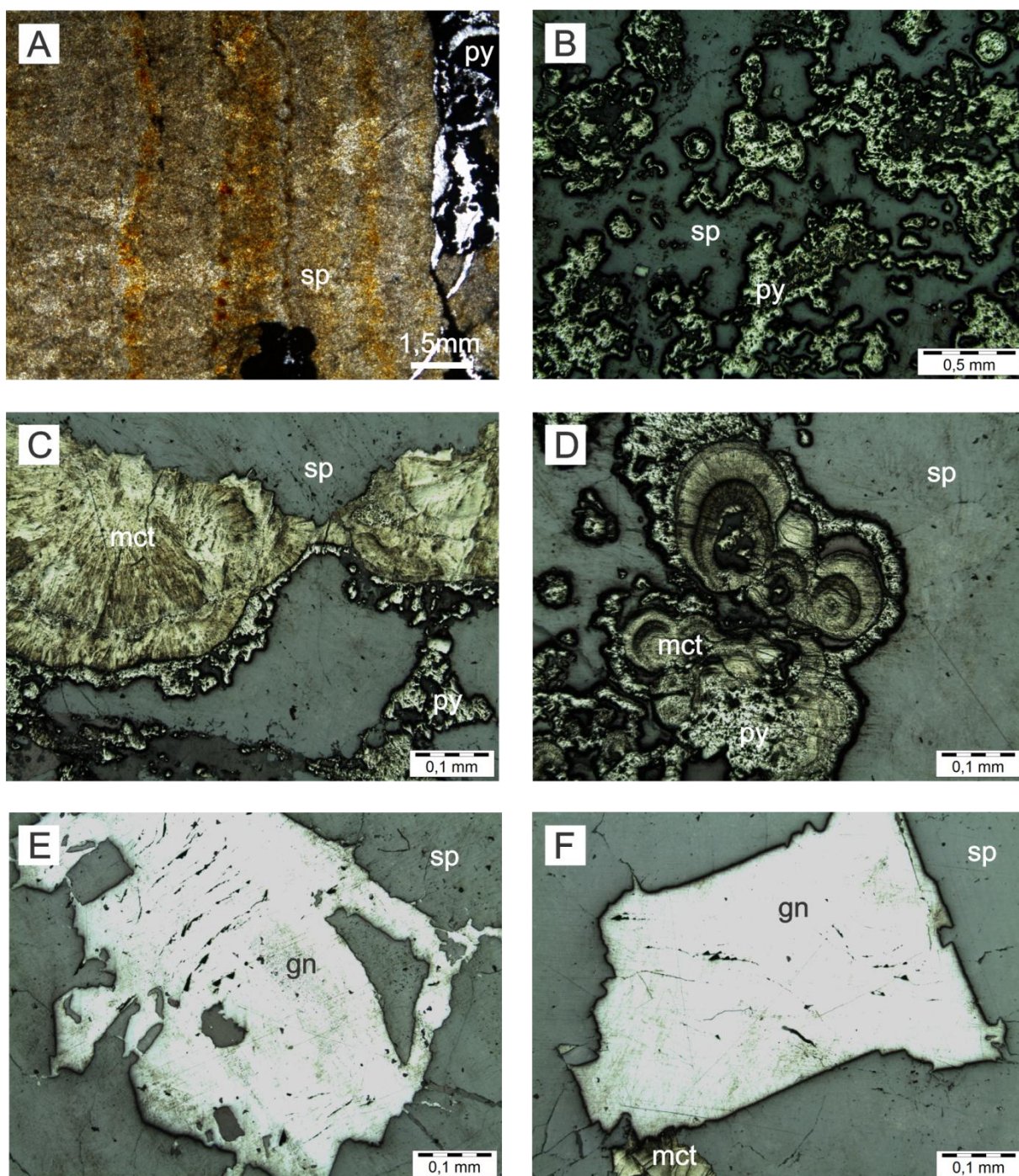


Figura 17. Fotomicrografias: **(A)** VZ-FAF-01(94,90), luz transmitida, nicóis // - Cristal de esfalerita com bandamento coloforme; **(B)** VZ-FAF-01(95,15), luz refletida, nicóis // - Cristais esqueléticos de pirita em substituição por esfalerita; **(C)** VZ-FAF-01(94,90) luz refletida, nicóis // - Cristais fibrorradiados de marcassita e cristais corroídos de pirita nas bordas em bandamento coloforme; **(D)** VZ-FAF-01(94,90), luz refletida, nicóis // - Bandamento coloforme composto por pirita e marcassita e substituição de pirita por esfalerita; **(E)** VZ-FAF-01(94,90), luz refletida, nicóis // - Substituição de galena por esfalerita; **(F)** VZ-FAF-01(94,90), luz refletida, nicóis // - Cristal euhédrico de galena.

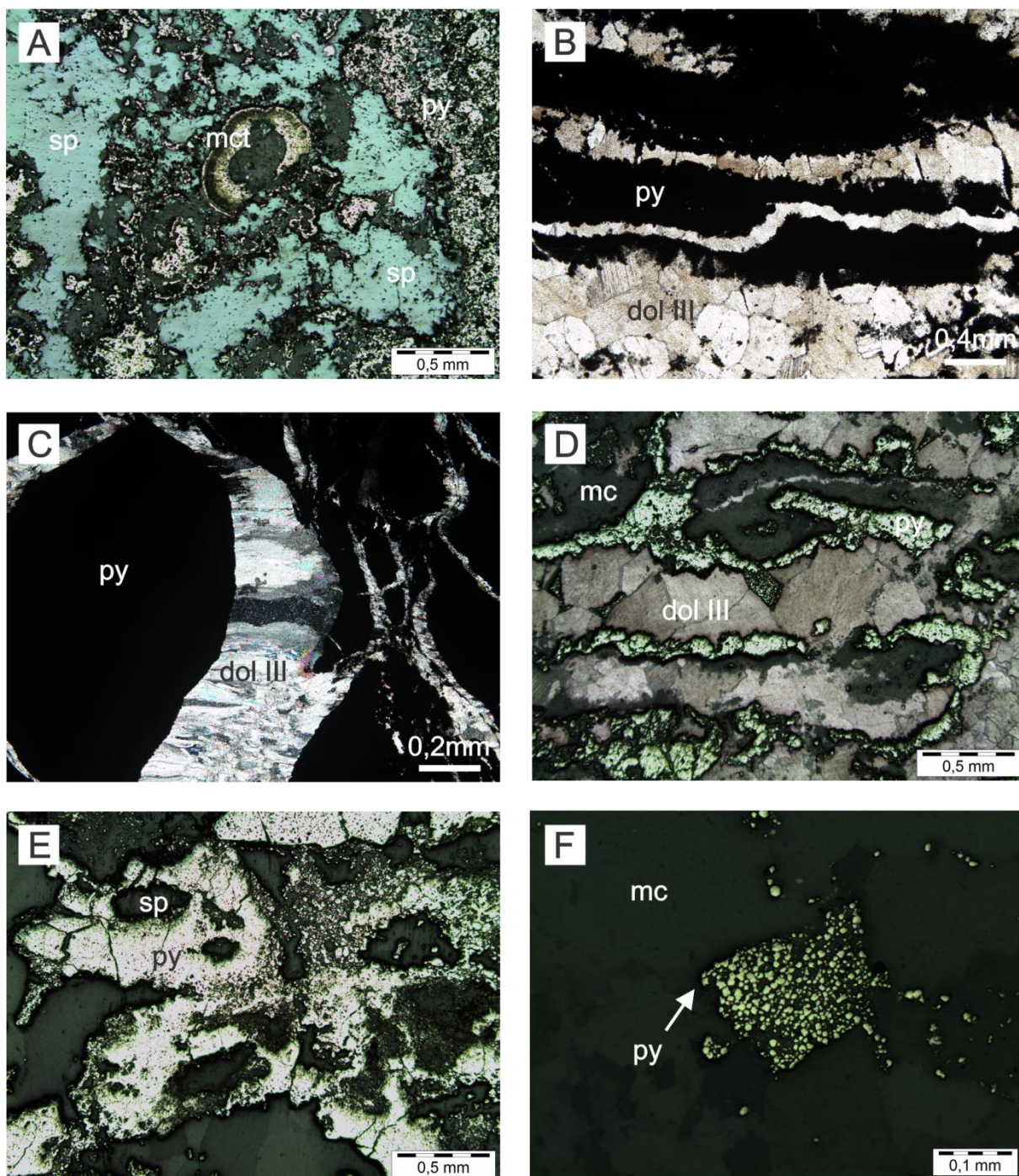


Figura 18. Fotomicrografias: **(A)** VZ-FAF-01(95,35), luz refletida, nicóis // - Marcassita com textura coloforme e estrutura de substituição em cárie de pirita por esfalerita; **(B)** VZ-FAF-01(252,25), luz transmitida, nicóis // - Filete de pirita e preenchimento de espaços por dolomita esparítica; **(C)** VZ-FAF-01(252,25), luz transmitida, nicóis X - Cristal de pirita na borda do veio com fraturas preenchidas por dolomita esparítica fibrosa; **(D)** VZ-FAF-01(252,25), luz refletida, nicóis // - Cristais corroídos de pirita em contato com material carbonoso e dolomita esparítica preenchendo espaços; **(E)** VZ-FAF-01(252,25), luz refletida, nicóis // - Cristais de pirita com bordas corroídas devido a substituição por esfalerita; **(F)** VZ-FAF-01(252,25), luz refletida, nicóis // - Pirita submicroscópica granular e material carbonoso.

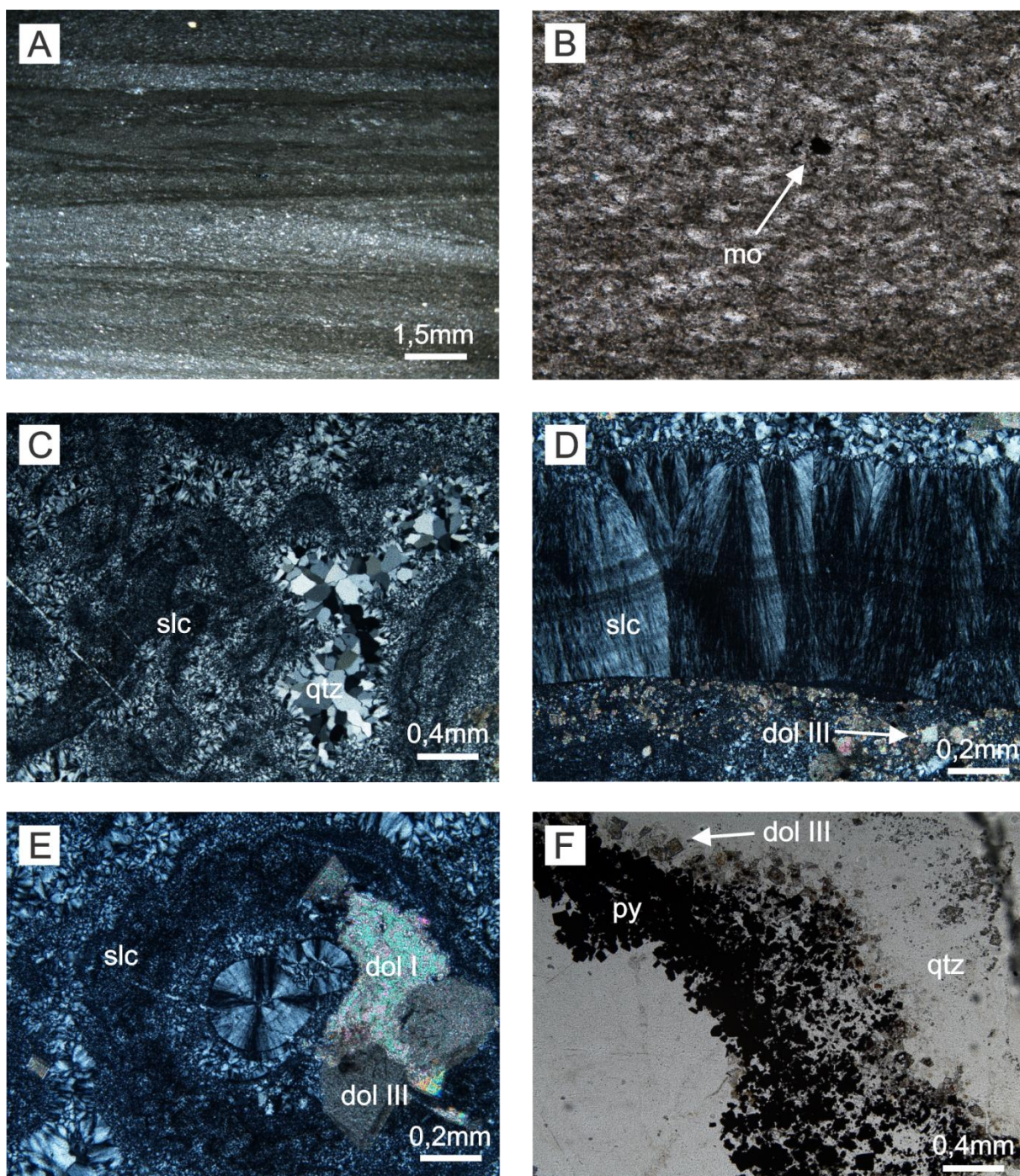


Figura 19. Fotomicrografias: **(A)** VZ-AM-45(98,80), luz transmitida, nicóis // - Plano de laminação com porções paralela e porções não paralelas; **(B)** VZ-AM-45(98,80), luz transmitida, nicóis // - Agregados de corpos negros puntiformes de minerais opacos; **(C)** VZ-MAF-152(79,00), luz transmitida, nicóis X- Espaços preenchidos por sílica criptocristalina e quartzo ; **(D)** VZ-MAF-152(79,00), luz transmitida, nicóis X -Preenchimento de espaços por cristais fibrosos de sílica criptocristalina e matriz com cristais euhédricos de dolomita; **(E)** VZ-MAF-152(79,00), luz transmitida, nicóis X – Preenchimento de espaços e estruturas concêntricas por sílica criptocristalina; **(F)** VZ-MAF-152(79,00), luz transmitida, nicóis // - Cristais euhédricos de pirita e dolomita planar.

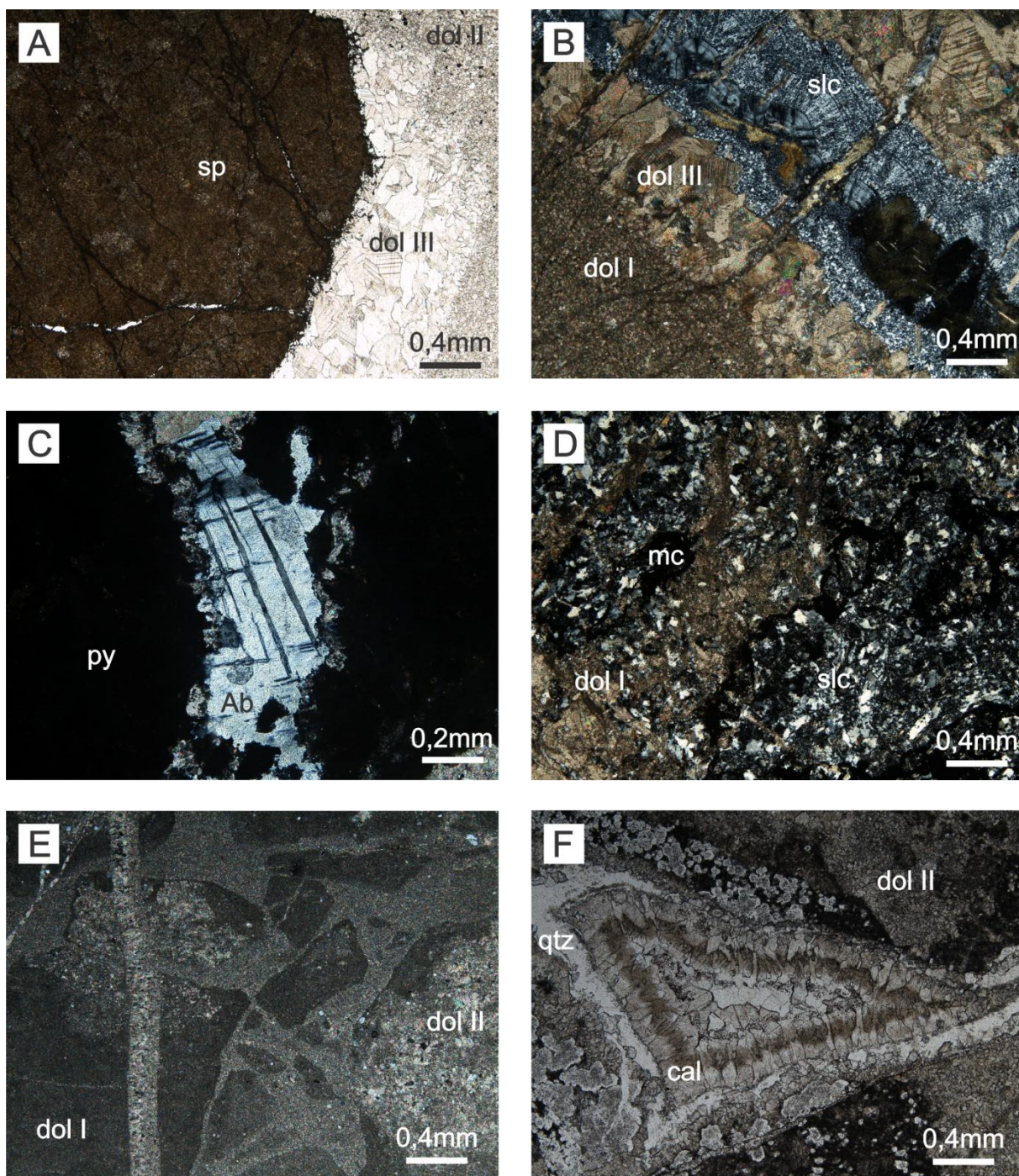


Figura 20. Fotomicrografias: **(A)** VZ-AMF-155(11,50) luz transmitida; nicóis//—Cristal de esfalerita, dolomita esparítica e dolomita microesparítica em textura coloforme; **(B)** VZ-AMF-155 (11,50) luz transmitida; nicóis X—Textura coloforme formada por dolomita micrítica, dolomita esparítica e sílica criptocristalina; **(C)** VZ-AMF-155(11,50), luz transmitida; nicóis X — Destaque para o preenchimento de espaço por albita; **(D)** VZ-AMF-154(135,50), luz transmitida; nicóis X — Matriz composta por dolomita micrítica e sílica criptocristalina com filetes de material carbonoso; **(E)** VZ-F244(1031,85), luz transmitida; nicóis X - Brechação com clastos angulosos compostos por dolomita micrítica em matriz composta por dolomita micrítica e dolomita microesparítica; **(F)** VZ-F244(1031,85), luz transmitida; nicóis //—Estratificação crustiforme complexo entre calcita, quartzo e dolomita.

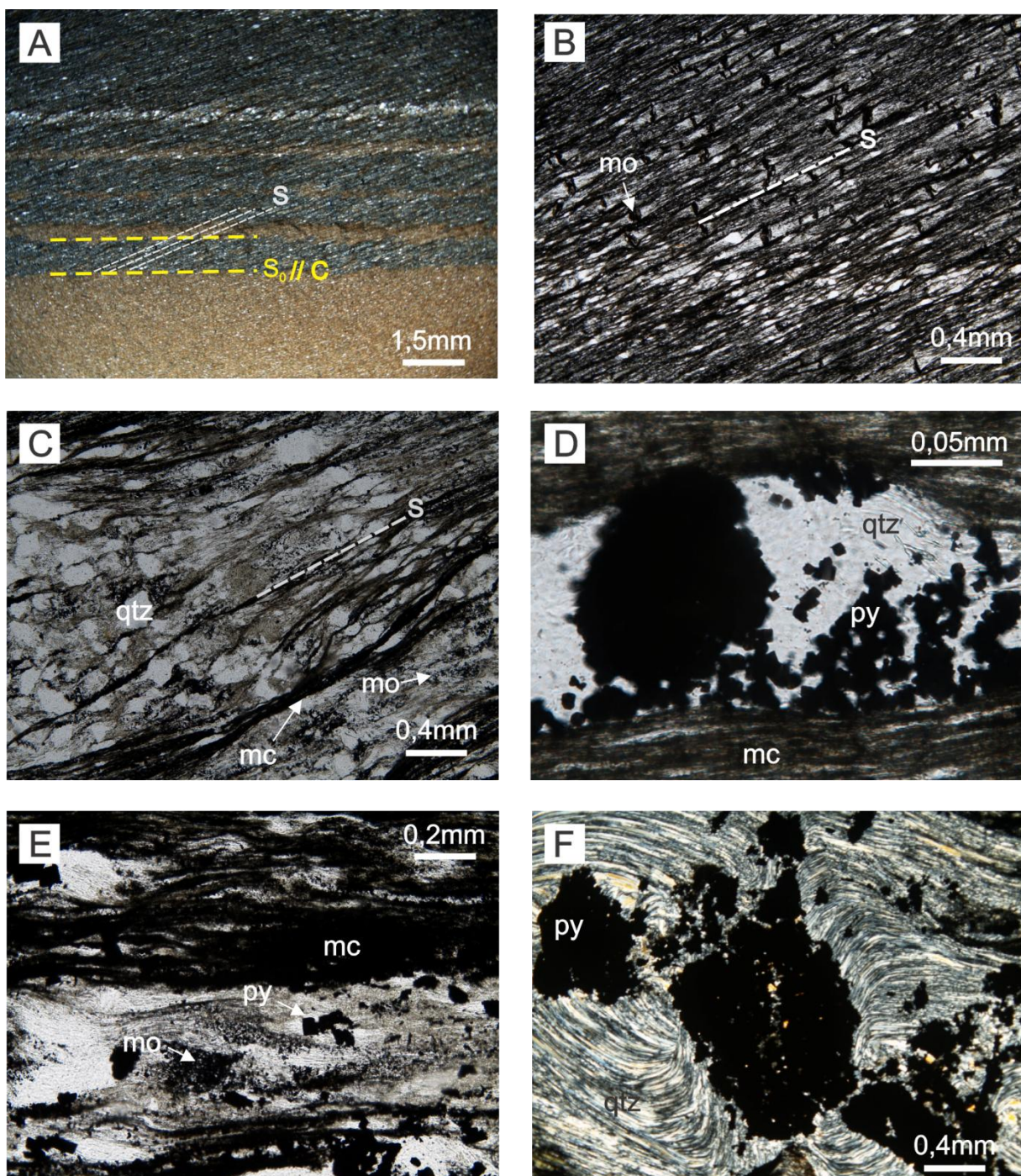


Figura 21. Fotomicrografias: **(A)** VZ-F244-(1133,65) luz transmitida, nicóisX – Plano de laminação paralelo suavemente ondulado com detalhe para as superfícies $S_0//C$ e S; **(B)** VZ-F244-(1133,65) luz transmitida nicóis // – Superfície S formada por filetes de material carbonoso com minerais opacos (superfície S) concentrados em estruturas fusiformes; **(C)** VZ-F244-(1133,65) luz transmitida; nicóis // – Filetes negros de material carbonoso orientados segundo a superfície S com minerais opacos associados; **(D)** VZ-F244-(1133,65), luz transmitida; nicóis // – Cristais de pirita concentrados em estruturas sigmoidais; **(E)** VZ-F244(1126,05), luz transmitida; nicóis // – Minerais opacos e cristais de pirita entre os filetes de material carbonoso; **(F)** VZ-F244(1126,05), luz transmitida; nicóis X- Cristais de pirita alojados em sombra de pressão preenchida por quartzo laminado.

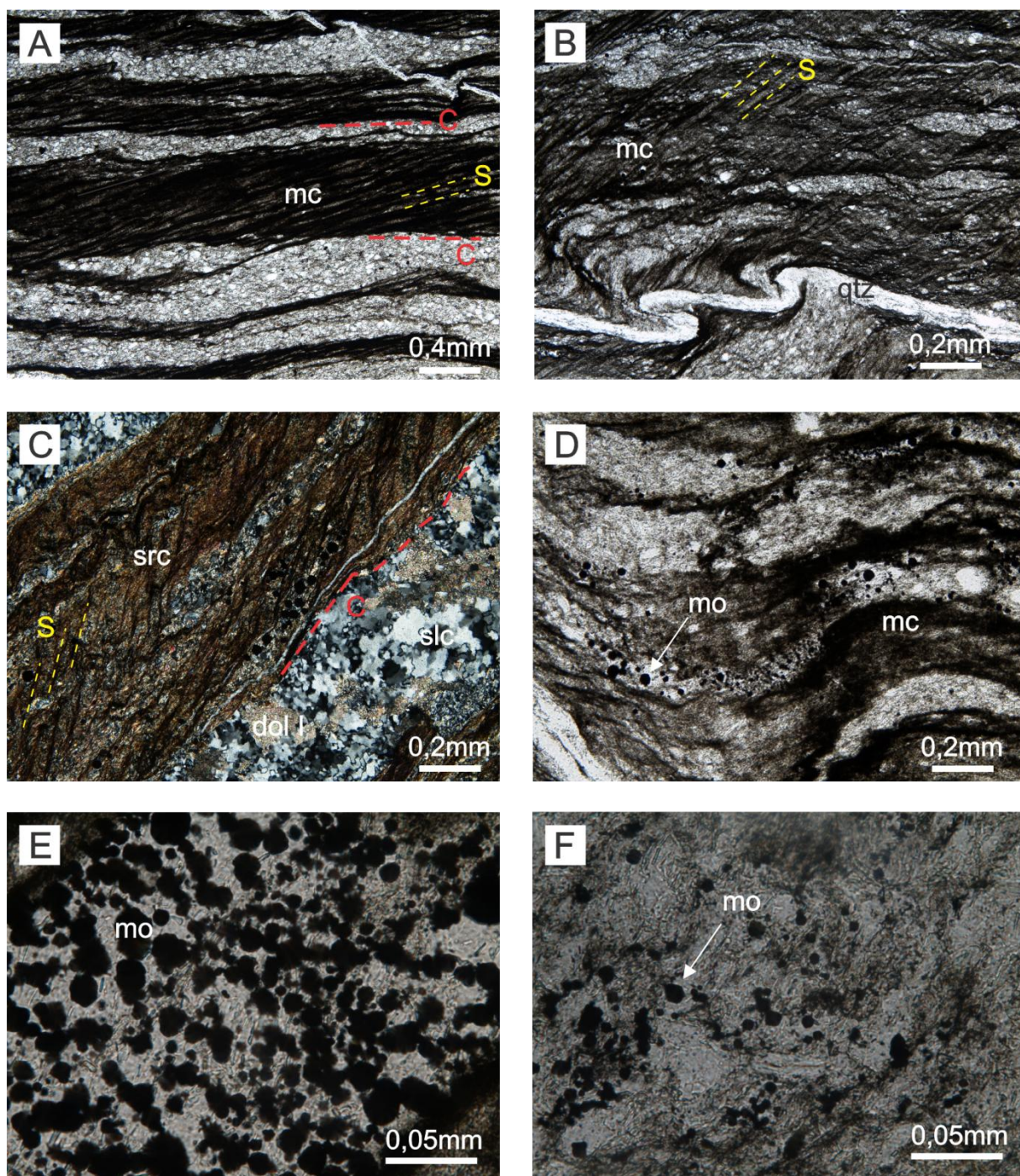


Figura 22. Fotomicrografias: **(A)** VZ-M2-02(238,00) luz transmitida, nicóis // – Plano Superfícies S e C com material carbonoso orientado segundo a superfície S; **(B)** VZ-M2-02(238,00) luz transmitida, nicóis // – Material carbonoso orientado segundo a superfície S; **(C)** VZ-M2-02(238,00) luz transmitida, nicóis // – Superfícies SC com sericita associada à superfície S e quartzo e dolomita micrítica associada à superfície C; **(D)** VZ-M2-02(238,00) luz transmitida, nicóis // – Corpos puntiformes de minerais opacos (pirita ou material carbonoso) entre os filetes de material carbonoso; **(E)** VZ-M2-02(238,00) luz transmitida, nicóis // - Detalhe para os minerais opacos concentrados no espaço entre os filetes de material carbonoso; **(F)** VZ VZ-M2-02(238,00) luz transmitida, nicóis // - Detalhe para minerais opacos dispersos ao longo da superfície C.

ANEXO2

Tabelas – Análise Química

Amostra	Profundidade (m)	Litologia	Mina	Unidade
MASW-02 (43.75)	43.95	Filito	Morro Agudo	Fm. Lapa
VZ FAF 01 (82.80)	82.80	Dolomito	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
VZ FAF 01 (143.70)	143.70	Dolomito	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
VZ-AMF-152 (79.00)	79.00	Dolomito	Ambrósia	Fm. Morro do Calcario
VZ FAF 01 (252.25)	252.25	Dolomito Mineralizado	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
PFF 81 (317.50)	317.50	Dolomito Mineralizado	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
VZ AMF 155 (11.50)	11.50	Dolomito Mineralizado	Ambrósia	Fm. Morro do Calcario
VZ-FAF-01 (94.90)	94.90	Minério	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
VZ FAF 01 (95.35)	95.35	Minério	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
VZ-FAF-01 (95.15)	95.15	Minério	Fagundes	Fm. Morro do Calcario
PFF 81 (209.50)	209.50	Metamarga	Fagundes	Fm. Lapa
VZ-MAF-45 (275.50)	275.50	Metamarga	Fagundes	Fm. Lapa
VZ-MAF-45 (418.50)	418.50	Dolomito	Fagundes	Fm. Lapa
VZ-MAF-45 (429.00)	429.00	Dolomito	Fagundes	Fm. Lapa
VZ-AM-45 (98.80)	98.00	Metamarga	Ambrósia	Fm. Paracatu (M. Serra do landim)
VZ AMF 154 (135.50)	135.50	Filito	Ambrósia	Contato Fm. Morro do Calcario/Fm. Serra do garrote
VZ F244 (1133.65)	1133.65	Filito	Vazante	Fm. Serra do Garrote
VZ F244 (1126.05)	1126.05	Filito	Vazante	Fm. Serra do Garrote
VZ F244 (1031.85)	1031.85	Dolomito	Vazante	Fm. Serra do Poço Verde(M. Morro do Pinheiro Superior)
VZ-M202 (248.00)	248.00	Filito	Mata Dois	Fm. Lapa
VZ-M202 (238.80)	238.00	Filito	Mata Dois	Fm. Lapa

Concentração dos Elementos Maiores (% em peso)														
Amostra	Litologia	Al2O3	Ba	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	LOI	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2
MASW-02 (43.75)	Filito	18,34	0,07	0,39	0,014	8,31	2,77	5,63	1,47	0,07	1,43	0,28	60,2	1,27
VZ FAF 01 (82.80)	Dolomito	0,27	<0.01	31,48	<0.001	0,22	<0.01	43,3	22,36	0,05	<0.01	0,12	2	<0.01
VZ FAF 01 (143.70)	Dolomito	0,95	<0.01	29,79	<0.001	0,67	0,05	44,37	20,68	0,09	0,02	0,08	2,8	0,03
VZ-AMF-152 (79.00)	Dolomito	0,5	0,06	13,34	0,002	1,92	0,13	15,79	9,2	0,03	0,04	0,02	53,9	0,02
VZ FAF 01 (252.25)	Dolomito Mineralizado	0,25	<0.01	28,36	0,003	4,06	<0.01	31,13	20,19	0,07	<0.01	0,21	4,3	<0.01
PFF 81 (317.50)	Dolomito Mineralizado	0,53	<0.01	24,59	<0.001	10,08	0,02	21,71	17,68	0,06	<0.01	0,02	1,8	<0.01
VZ AMF 155 (11.50)	Dolomito Mineralizado	0,17	4,59	22,02	<0.001	1,05	<0.01	20,07	15,39	0,08	<0.01	0,02	1,9	<0.01
VZ-FAF-01 (94.90)	Minério	<0.01	0,06	3,17	0,011	6,4	0,05	13,13	2,31	<0.01	<0.01	<0.01	<0.1	<0.01
VZ FAF 01 (95.35)	Minério	0,44	<0.01	5,84	0,014	7,29	0,11	7,16	4,22	0,04	<0.01	0,01	2,5	<0.01
VZ-FAF-01 (95.15)	Minério	0,23	0,02	2,06	0,007	8,27	0,05	14,21	1,92	0,03	<0.01	<0.01	0,7	<0.01
PFF 81 (209.50)	Metamarga	10,24	0,02	1,15	0,009	26,55	1,46	12,43	2,45	0,6	0,4	0,82	43,3	0,55
VZ-MAF-45 (275.50)	Metamarga	4,98	0,03	16,4	0,008	3,51	2,34	23,99	13,22	0,15	0,06	0,05	27,9	0,25
VZ-MAF-45 (418.50)	Dolomito	1,18	0,02	28,45	0,004	3,15	0,11	41,61	18,33	0,35	0,05	0,02	6,3	0,05
VZ-MAF-45 (429.00)	Dolomito	2,6	0,02	27,84	0,004	2,32	0,67	30,83	18,72	0,26	0,08	0,04	14,3	0,11
VZ-AM-45 (98.80)	Metamarga	9,92	0,05	7,92	0,007	4,47	3,09	14,29	8,37	0,08	0,44	0,11	50,5	0,52
VZ AMF 154 (135.50)	Filito	10,7	0,2	2,16	0,007	4,83	6,19	7,06	1,97	0,02	0,07	0,14	65,9	0,44
VZ F244 (1133.65)	Filito	17,26	0,04	0,13	0,02	5,37	4,69	4,26	2,23	0,02	0,32	0,09	64,9	0,71
VZ F244 (1126.05)	Filito	17,58	0,04	0,13	0,016	3,5	5,42	4,26	2,09	0,01	0,17	0,09	66,1	0,73
VZ F244 (1031.85)	Dolomito	0,03	<0.01	30,61	0,002	0,33	<0.01	44,98	21,2	0,03	<0.01	<0.01	2,9	<0.01
VZ-M202 (248.00)	Filito	18,18	0,05	0,15	0,019	5,6	4,19	3,55	1,8	0,03	1,42	0,06	63,9	0,93
VZ-M202 (238.80)	Filito	17,69	0,05	0,15	0,014	5,66	3,97	3,55	1,69	0,02	1,45	0,08	64,8	0,91

Concentração de Elementos Traço e Elementos Terras Raras (ppm)																
Amostra	Ba	Be	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Yb	Y
MASW-02 (43.75)	648	2	92,1	21,1	7,2	5,74	3,24	1,54	21,9	6,37	8,1	1,06	46,5	0,45	3,07	29,7
VZ FAF 01 (82.80)	10	<1	2,4	2,6	<0.1	0,15	0,11	<0.02	<0.5	0,2	0,1	0,04	1,7	<0.01	0,06	1,7
VZ-FAF-01 (94.90)	2	<1	0,6	9,3	0,3	0,07	0,06	<0.02	8,1	0,07	<0.1	<0.02	0,4	<0.01	<0.05	0,7
VZ FAF 01 (95.35)	2	<1	0,6	12,6	0,1	0,08	0,05	<0.02	8,9	0,08	<0.1	<0.02	0,5	<0.01	0,05	1
VZ-FAF-01 (95.15)	2	<1	0,4	13,8	0,2	<0.05	<0.03	<0.02	12,4	0,07	<0.1	<0.02	0,1	<0.01	<0.05	0,5
VZ FAF 01 (143.70)	22	<1	6,9	11,4	0,8	0,69	0,5	0,13	0,6	0,75	0,3	0,16	5,3	0,08	0,56	7,2
PFF 81 (209.50)	188	3	99	19,7	3,5	10,73	4,94	3,02	14,1	15,7	3,5	1,85	44,8	0,58	4,32	57,5
VZ FAF 01 (252.25)	10	<1	3,8	20,4	0,2	0,27	0,19	0,03	<0.5	0,29	<0.1	0,06	3,1	0,02	0,17	3,2
VZ-MAF-45 (275.50)	331	<1	30,8	13,5	2,2	1,66	1,01	0,36	5,8	1,84	1,8	0,34	15,7	0,14	1,04	9,5
PFF 81 (317.50)	16	<1	3,7	15,1	0,6	0,28	0,24	0,05	0,9	0,37	0,1	0,08	2,4	0,03	0,2	4,5
VZ-MAF-45 (418.50)	155	<1	6	7,2	0,7	0,46	0,27	0,1	1,3	0,46	0,5	0,07	3,6	0,03	0,29	2,8
VZ-MAF-45 (429.00)	218	<1	14,1	6,4	1,7	0,9	0,47	0,17	2,4	0,86	1,2	0,15	7,1	0,07	0,56	5,1
VZ-AM-45 (98.80)	413	<1	49,5	15,8	5	4,07	2,46	0,9	13,1	4,52	3,3	0,77	24,7	0,35	2,39	24,3
VZ AMF 155 (11.50)	44489	<1	2,4	4,7	0,1	0,3	0,15	0,38	2,1	0,56	0,3	0,05	2,1	<0.01	0,07	1,4
VZ-AMF-152 (79.00)	578	<1	2,4	39,2	0,6	0,2	0,09	<0.02	<0.5	0,17	0,2	<0.02	1,2	<0.01	0,09	0,9
VZ AMF 154 (135.50)	1990	1	36,9	31,6	5,2	1,76	1,04	0,78	10	2,59	3,8	0,34	14,6	0,15	0,99	9,8
VZ F244 (1133.65)	364	1	86,2	19,7	14,5	4,54	2,59	1,2	22,7	5,44	5,7	0,86	44,7	0,37	2,39	25,8
VZ F244 (1126.05)	384	2	69,2	15,1	18,5	3,97	2,33	0,91	21	4,07	5,1	0,76	35,8	0,36	2,45	21,5
VZ F244 (1031.85)	404	3	52,2	10,5	22,5	3,4	2,07	0,62	<0.5	0,08	<0.1	<0.02	0,4	<0.01	<0.05	0,5
VZ-M202 (248.00)	424	4	35,2	5,9	26,5	2,83	1,81	0,33	24,7	4,85	6,3	1,03	41	0,47	3,27	29,5
VZ-M202 (238.80)	444	5	18,2	1,3	30,5	2,26	1,55	0,04	24,4	6,5	6,5	1,21	44,3	0,53	3,73	33,6

Concentração de Elementos Traço e Elementos Terras Raras (ppm)															
Amostra	Litologia	Nb	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W
MASW-02 (43.75)	Filito	22,9	36,6	10,81	110,9	7,11	3	162,3	1,9	0,96	13,5	0,47	3	112	80,3
VZ FAF 01 (82.80)	Dolomito	0,5	0,9	0,28	1,8	0,16	<1	70,1	<0.1	0,02	<0.2	0,01	0,4	<8	29,7
VZ-FAF-01 (94.90)	Minério	0,5	0,4	0,08	<0.1	<0.05	<1	8,6	0,2	<0.01	<0.2	<0.01	<0.1	<8	65,2
VZ FAF 01 (95.35)	Minério	0,3	<0.3	0,08	0,3	0,05	<1	14,5	0,2	<0.01	<0.2	<0.01	0,4	<8	83,8
VZ-FAF-01 (95.15)	Minério	0,2	<0.3	0,04	0,5	<0.05	<1	7,2	0,2	<0.01	<0.2	<0.01	<0.1	<8	94,7
VZ FAF 01 (143.70)	Dolomito	1,4	4,1	0,97	7,1	0,7	<1	69,7	0,2	0,11	0,9	0,07	0,3	<8	34
PFF 81 (209.50)	Metamarga	9,6	53,9	12,38	56,3	14,62	2	97	0,9	2,02	8,1	0,68	1,9	99	67,2
VZ FAF 01 (252.25)	Dolomito Mineralizado	0,4	1,4	0,37	<0.1	0,22	<1	113,5	0,2	0,04	<0.2	0,02	5,4	143	88,2
VZ-MAF-45 (275.50)	Metamarga	6,7	12,6	3,54	48,8	2,19	1	43	0,5	0,27	4,4	0,16	2,9	75	21,8
PFF 81 (317.50)	Dolomito Mineralizado	0,5	1,7	0,44	4,8	0,27	<1	98,2	0,3	0,05	<0.2	0,03	0,2	<8	137,1
VZ-MAF-45 (418.50)	Dolomito	1,2	2,7	0,78	10,3	0,48	<1	46	0,3	0,06	1	0,03	0,3	<8	59,3
VZ-MAF-45 (429.00)	Dolomito	3	6,1	1,66	26,1	0,96	<1	45,5	0,2	0,12	2,5	0,07	1,4	11	41,4
VZ-AM-45 (98.80)	Metamarga	9,6	23,8	6,3	106,7	4,68	2	66,5	0,8	0,66	8,1	0,36	2,6	63	39,9
VZ AMF 155 (11.50)	Dolomito Mineralizado	0,7	0,9	0,26	0,3	0,14	<1	380,4	0,7	0,03	<0.2	<0.01	1,1	8	48
VZ-AMF-152 (79.00)	Dolomito	1,7	0,7	0,24	4,7	0,15	<1	52,3	0,9	0,02	0,3	<0.01	1,1	45	437,2
VZ AMF 154 (135.50)	Filito	7,7	15,6	4,12	84,8	3,22	1	40,1	1,2	0,36	2,9	0,15	1,1	35	295
VZ F244 (1133.65)	Filito	13,2	37,3	10,3	175,3	6,14	3	61,5	1,2	0,75	12,5	0,37	2,3	100	107,1
VZ F244 (1126.05)	Filito	12,8	28,9	8,28	194,5	4,9	3	49,7	1,2	0,63	12,2	0,36	2,2	94	100,4
VZ F244 (1031.85)	Dolomito	0,1	0,4	0,06	<0.1	<0.05	<1	41,4	0,2	<0.01	<0.2	<0.01	0,3	<8	21,2
VZ-M202 (248.00)	Filito	23,5	34,6	9,76	164,7	5,64	4	48,8	1,4	0,77	14,7	0,51	3	133	59,8
VZ-M202 (238.80)	Filito	16,3	43,8	11,44	162,8	7,94	4	51,4	1,4	0,98	14,7	0,56	3,3	125	109,7

Concentração de Elementos Traço e Elementos Terras Raras (ppm)																
Amostra	Litologia	Zr	Ag	As	Au	Bi	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Tl	Zn
MASW-02 (43.75)	Filito	292	<0.1	18,9	1,2	0,1	<0.1	8,1	<0.01	0,6	24,5	7,2	0,5	<0.5	<0.1	113
VZ FAF 01 (82.80)	Dolomito	2,1	<0.1	0,7	<0.5	<0.1	<0.1	0,5	<0.01	<0.1	0,9	1,4	<0.1	<0.5	<0.1	13
VZ-FAF-01 (94.90)	Minério	0,5	1,6	45,7	<0.5	<0.1	1471,6	29	1,73	0,9	9,7	>10000.0	1,9	7	6,2	>10000
VZ FAF 01 (95.35)	Minério	1,8	1,8	26,7	0,6	<0.1	711,1	32,5	2,24	1,4	6,1	>10000.0	3	3,8	3,9	>10000
VZ-FAF-01 (95.15)	Minério	1,8	1,8	50,2	0,6	<0.1	1359,9	49,4	2,04	3,5	9,1	>10000.0	2,6	3,4	5,4	>10000
VZ FAF 01 (143.70)	Dolomito	11,4	<0.1	2,3	2	<0.1	0,6	1,6	0,01	<0.1	2,5	9,2	0,3	<0.5	<0.1	51
PFF 81 (209.50)	Metamarga	126	<0.1	7,7	1,1	0,3	0,2	26,6	<0.01	1,8	23,5	89	0,1	<0.5	0,2	137
VZ FAF 01 (252.25)	Dolomito Mineralizado	2,9	0,2	51,1	2,7	<0.1	5,5	10	1,03	3,9	14,2	64,2	8	2,4	1,7	886
VZ-MAF-45 (275.50)	Metamarga	66,6	0,1	9,7	0,7	0,2	46,4	24,7	0,48	2	12,1	1332,9	1	0,8	0,2	3790
PFF 81 (317.50)	Dolomito Mineralizado	2,4	1,5	11,2	0,9	<0.1	90,1	14	10,49	<0.1	4,3	458,4	6,6	<0.5	0,7	>10000
VZ-MAF-45 (418.50)	Dolomito	14,8	<0.1	1	0,9	<0.1	<0.1	0,9	<0.01	<0.1	<0.1	11,7	0,1	<0.5	<0.1	19
VZ-MAF-45 (429.00)	Dolomito	47,4	<0.1	1,3	<0.5	<0.1	2,4	1,3	0,04	0,3	1,3	10,7	0,3	<0.5	<0.1	290
VZ-AM-45 (98.80)	Metamarga	123,6	<0.1	1,8	2	0,4	<0.1	118,9	<0.01	0,2	19,2	4,2	0,3	<0.5	0,2	47
VZ AMF 155 (11.50)	Dolomito Mineralizado	2	<0.1	4,4	3,1	<0.1	456,3	5,9	4,74	0,3	1	237,4	3,1	1,9	0,4	>10000
VZ-AMF-152 (79.00)	Dolomito	5,5	<0.1	9,9	0,8	<0.1	0,3	3,2	<0.01	0,6	2,3	9,3	0,2	<0.5	<0.1	64
VZ AMF 154 (135.50)	Filito	147,2	0,1	81,4	2	<0.1	<0.1	10,9	0,02	1,3	28,9	40,6	1,3	<0.5	0,4	19
VZ F244 (1133.65)	Filito	192,9	<0.1	3,1	1,4	0,2	0,1	23,7	0,05	9,1	26,6	9,1	0,1	<0.5	<0.1	58
VZ F244 (1126.05)	Filito	171,7	<0.1	4,9	<0.5	0,2	<0.1	13,3	0,01	11,3	15,9	9,2	0,2	<0.5	<0.1	27
VZ F244 (1031.85)	Dolomito	0,5	<0.1	0,6	0,6	<0.1	0,1	0,9	<0.01	<0.1	<0.1	2,7	<0.1	<0.5	<0.1	12
VZ-M202 (248.00)	Filito	223,7	<0.1	8,8	0,7	0,3	<0.1	41,8	0,02	0,8	28	10,1	0,4	<0.5	<0.1	80
VZ-M202 (238.80)	Filito	239,1	<0.1	12,8	0,9	0,3	<0.1	38,6	<0.01	0,5	30,3	23,6	0,4	<0.5	<0.1	72