



David da Costa Machado

**Caracterização de fácies do minério de Cu sulfetado e suas
hospedeiras ao longo de um testemunho do Complexo Caraíba,
Vale do Curaçá, BA**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2024



UFRJ

David da Costa Machado

Caracterização de fácies do minério de Cu sulfetado e suas hospedeiras ao longo de um testemunho do Complexo Caraíba, Vale do Curaçá, BA

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientador:

Gustavo Luiz Campos Pires

Rio de Janeiro

Julho de 2024

David da Costa Machado

Caracterização de fácies do minério de Cu sulfetado e suas hospedeiras ao longo de um testemunho do Complexo Caraíba, Vale do Curaçá, BA/

David da Costa Machado - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2024, xiv, 58 p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2024.

Orientador: Gustavo Luiz Campos Pires

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Gustavo Luiz Campos Pires. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

David da Costa Machado

Caracterização de fácies do minério de Cu sulfetado e suas hospedeiras ao longo
de um testemunho do Complexo Caraíba, Vale do Curaçá, BA

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador: Dr. Gustavo Luiz Campos Pires

Aprovada em: 30/07/2024

Por:

Gustavo Luiz Campos Pires (UFRJ)

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Renata Hiraga de Vasconcellos Cruz (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2024

“Quando brotarem as flores

Quando crescerem as matas

Quando colherem os frutos

Digam o gosto pra mim”

Elis Regina

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço aos meus pais, um casal de surdos que, apesar de diversas dificuldades, me criaram com muito amor e carinho, proporcionando a base necessária para que eu pudesse lutar pelos meus sonhos.

Agradeço à minha irmã, que sempre esteve e estará ao meu lado em momentos bons e ruins, assim como em todas as minhas batalhas.

Aos meus colegas de graduação gostaria de expressar minha gratidão. Principalmente às pessoas que trilharam esse caminho comigo: Aisha Persaud, Alessandra Fazzi, Amanda Mendes, Bernardo Rocha, Carolina Coelho, Clara, Emoingt, Elson Rian, Gabriela Carvalho, João Olavo, João Sampaio, Marcelle Tostes, Sofia Goldbach, Letícia Cardoso, Mayara Marinho, Marina Moesia, Matheus Violante, Raphaela Mattos, Raphaella De Negri, Tomaz Pessoa.

Um agradecimento especial para os meus orientadores: Ciro Ávila, meu grande pai adotivo dentro e fora da academia; ao André Ribeiro, pelas dicas e pelo imenso apoio em momentos difíceis que jamais serão esquecidos; e ao Gustavo Pires, por sua acessibilidade e por dispor de tempo para me orientar nesse final de graduação.

Aos meus professores da graduação em Geologia, especialmente Atlas Corrêa, Claudio Limeira, José Carlos (Cainho), Julio Cezar (Julinho), Kátia Mansur, Renata Schmitt e Renato Ramos (Casquinha), por todo o conhecimento e suporte fornecidos ao longo do curso. Assim como todos os demais colaboradores do IGEO, como técnicos e motoristas.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia da UFRJ por disponibilizar os testemunhos que foram materiais essenciais para a realização da minha monografia e à Universidade Federal do Rio de Janeiro por todo o suporte e oportunidades oferecidas.

Resumo

Machado, David da Costa. **Caracterização de fácies do minério de Cu sulfetado e suas hospedeiras ao longo de um testemunho do Complexo Caraíba, Vale do Curaçá, BA.** 2024. xiv, 58 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Complexo Máfico-Ultramáfico Caraíba, localizado no Vale do Curaçá/BA, é notável por hospedar uma importante mineralização de Cu sulfetado. Esse complexo está inserido no segmento tectônico chamado de Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). Este estudo busca caracterizar as fácies do minério e suas rochas hospedeiras ao longo de uma seção de 60,1 metros em um testemunho de sondagem do Complexo Caraíba, a fim de investigar a distribuição das litofácies do minério e sua relação com as rochas hospedeiras. Foram identificadas as seguintes rochas hospedeiras: metanortositos, metagabro, granada-metapiroxenito, metapiroxenito, granada-gnaiss, augen-gnaiss e flogopitito. Essas litofácies variam de granulação fina a grossa, apresentando estruturas primárias ou secundárias. O grau de alteração hidrotermal varia de incipiente a forte, sendo classificadas em quatro fácies de alteração hidrotermal: flogopitização (flogopita), sulfetação (sulfetos de Fe-Cu), cloritização (clorita), carbonatação (carbonatos) e magnetização (magnetita). A flogopitização é a principal alteração hidrotermal, alterando principalmente as rochas ultramáficas. As litofácies em que predominam sulfetos, como calcopirita, pirrotita e bornita, são rochas máficas-ultramáficas, principalmente o granada-piroxenito e o metagabro. Os sulfetos identificados podem ser classificados como magmáticos, aparecendo como pods, e hidrotermais: disseminados em flogopita que marcam a foliação, discordantes da trama da rocha, representados por veios e vênulas, e em zonas de fraturas e falhas. Os hidrotermais ocorrem principalmente em litofácies máfico-ultramáfico. Os padrões identificados ao longo do testemunho indicam uma origem magmática e hidrotermal para os depósitos de Fe-Cu para as rochas do Complexo Caraíba, podendo ser correlacionados a um sistema do tipo IOCG híbrido.

Palavras-chave: IOCG, Vale do Curaçá, Cobre, Sistemas Cupríferos.

Abstract

MACHADO, David da Costa. **Facies characterization of sulfide Cu ore and its hosts along a core from the Caraíba Complex, Vale do Curaçá, BA.** 2024. xiv, 58 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Caraíba Mafic-Ultramafic Complex, located in the Curaçá Valley/BA, is notable for hosting significant Cu sulfide mineralization. This complex is part of the tectonic segment called the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (ISCO). This study aims to characterize the ore facies and their host rocks along a 60.1-meter section in a drill core from the Caraíba Complex, to investigate the distribution of ore lithofacies and their relationship with the host rocks. The following host rocks were identified: coarse metanorthosite, fine metanorthosite, metagabbro, garnet-metapyroxenite, metapyroxenite, garnet-gneiss, augen-gneiss and phlogopitite. These lithofacies vary from fine to coarse-grained, presenting primary or secondary structures. The degree of hydrothermal alteration varies from incipient to strong, classified into four facies of hydrothermal alteration: phlogopitization (phlogopite), sulfidation (Fe-Cu sulfides), chloritization (chlorite), carbonation (carbonates), and magnetization (magnetite). Phlogopitization is the main hydrothermal alteration, mainly affecting ultramafic rocks. The lithofacies in which sulfides predominate, such as chalcopyrite, pyrrhotite, and bornite, are mafic-ultramafic rocks, mainly garnet-pyroxenite and metagabbro. The identified sulfides can be classified as magmatic, appearing as pods, and hydrothermal, which can be further divided into three types: disseminated in phlogopite that marks the foliation, discordant with the rock fabric (represented by veins and venules), and occurring in zones of fractures and faults. Hydrothermal alterations occur mainly in mafic-ultramafic lithofacies. The patterns identified throughout the core indicate a magmatic and hydrothermal origin for the Fe-Cu deposits in the rocks of the Caraíba Complex, which can be correlated to a hybrid IOCG-type system.

Key-Words: IOCG, Curaçá Valley, Copper, Cupriferous Systems.

Lista de figuras

Figura 01. Linha do tempo com os principais eventos relativos à descoberta, exploração e produção do cobre no Brasil, em vermelho estão em ênfase informações marcantes para os depósitos de cobre da região do Vale do Curaçá. Alterado de Garcia *et al.*, (2021).

Figura 02 – Mapa de localização da Mina de Caraíba no estado da Bahia, a nordeste do Distrito de Pilar, com vias de acesso para a mina que passam pelos municípios de Curaçá e Jaguarari. Datum: Sirgas 2000, UTM Zona 22. Fonte dos dados: IBGE para os limites estaduais, municipais e rodovias.

Figura 03 – Fluxograma metodológico: Levantamento bibliográfico, descrição de testemunho, classificação de litofácies e interpretação da formação das rochas descritas e das mineralizações.

Figura 04 – Mapa geológico do Cráton São Francisco e suas principais províncias tectônicas (Cordani *et al.*, 2000; Carvalho *et al.*, 2017) no polígono em vermelho está a área do Orógeno Itabuna onde é localizado o Vale do Curaçá. Siglas: MG - Complexos Metamórficos de Minas Gerais; CM - Cinturão Mineiro; OISC - Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; JQ - Bloco Jequié; SE - Bloco Serrinha; GA - Bloco Gavião.

Figura 05 – Mapa geológico da porção norte do Orógeno Salvador-Curaçá com suas subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Sub-domínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno e a linha pontilhada em amarelo o limite inferido do Vale do Curaçá (modificado de Oliveira *et al.*, 2010).

Figura 06 – Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas das principais ocorrências de depósitos cupríferos. Teixeira *et al.*, (2010) e Garcia *et al.*, (2017).

Figura 07 – Mapa geológico com as principais unidades geológicas da região da Mina de Caraíba, norte da OISC. Fonte dos dados geocronológicos: 1 - Zincone *et al.*, (2017); 2 - Oliveira *et al.*, (2004, 2010); 3 - Silva *et al.*, (1997); 4 - Peucat *et al.*, (2002); 5 – De Sousa *et al.*, 2020. Retirado de Sousa *et al.*, 2020.

Figura 08 – Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba.

Figura 09 – Litofácies F1 – metanortosito grosso. (A) metanortosito com granulação grossa e hololeucocrático; (B) pods presentes no metanortosito mostrando zoneamento entre a flogopita e um mineral esverdeado (clorita).

Figura 10 – Litofácies F2 - metanortosito fino. (A) Metanortosito com granulação fina e cristais de flogopita com sulfeto disseminado; (B) Metanortosito cortado por veios de quartzo e feldspato com presença de calcopirita.

Figura 11 – Litofácies F3 - metagabro. (A) trama ígnea preservada na rocha; (B) metagabro apresentando foliação sútil.

Figura 12 – Sulfeto maciço (calcopirita) em metagabro. Na imagem, percebe-se fragmentos da rocha hospedeira na região onde há a concentração do sulfeto maciço. Além disso, há um evidente halo hidrotermal caracterizado por vênulas milimétricas próximas ao sulfeto maciço. Cpt: Calcopirita; Fgp: Flogopita.

Figura 13. Litofácies F3 – Metagabro: (A), (B) e (C) mostram diferentes visadas do testemunho; (D) desenho esquemático que apresenta as estruturas e feições visualizadas no testemunho. Percebe-se que o metagabro foi fraturada hidráulicamente para a inserção de um fluido rico em quartzo (representado em branco na figura).

Figura 14 – Litofácies F4 – granada-metapiroxenito: (A) Granada-metapiroxenito exibindo foliação sútil; (B) Detalhe para porção rica em granada; (C) Calcita marcada por estrias de falhas em local de contato do granada-metapiroxenito e metagabro.

Figura 15. Litofácies F5 - magnetita-metapiroxenito: (A) e (B) magnetita-metapiroxenito cinza mostrando estrutura maciça; (C) Litofácies F5 puxando o ímã de mão, sendo uma característica marcante da rocha.

Figura 16 – Litofácies F6 – augen-gnaiss. (A) Pórfiroclastos de feldspato em estruturas do tipo augen; (B) Outra visada do augen-gnaiss e seus pórfiroclastos de feldspato.

Figura 17 – Litofácies F7 – augen-gnaiss: (A) visão geral do granada-gnaiss, destaque para o bandamento composicional incipiente; (B) Vênula de sulfeto cortando a foliação da rocha.

Figura 18. Litofácies F8 – flogopitito: (A) Granada-metapiroxenito alterado parcialmente para flogopitito; (B) Metagabro alterado para um alo hidrotermal rico em flogopita com sulfetos disseminados.

Figura 19. (A) Veio quartzo-feldspático cortando o metanortosito fino; (B) e (C) Veio composto por quartzo-feldspato cortando o metagabro; (D) Veio de quartzo em granada-metapiroxenito associado com clorita.

Figura 20. Litofácies identificadas ao longo dos 60,1 metros do testemunho da Mina de Caraíba, suas respectivas classificações estão presentes nas imagens.

Figura 21. (A) e (B) Pods em metanortosito grosso, os mesmos apresentam uma borda composta por flogopita, e nas regiões mais centrais dos pods há a presença de sulfeto disseminado.

Figura 22. Exemplificação dos tipos de sulfetos visualizados durante a descrição do testemunho: (A) Sulfeto disseminado em halos de alteração hidrotermal rico em flogopita; (B) Calcopirita em vênulas e veios; (C) Calcopirita em formato xenomórfico discordante; (D) e (E) Calcopirita e bornita disseminado junto a minerais carbonáticos em locais com fraturas e falhas.

Figura 23. Classificação dos tipos de sulfetos identificados, divididos em pré-deformação e pós-deformação.

Figura 24. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir de rochas máfica-ultramáfica chegando até o produto final como flogopititos e calciossilicáticas (Rocha, 1999).

Figura 25. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir de uma rocha piroxenítica chegando até o produto final com a formação de magnetita hidrotermal.

Figura 26. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir de uma rocha ortopiroxenítica e flogopítica chegando até o produto final com a formação de clorita.

Figura 27. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir da reação de uma rocha máfica-ultramáfica com um fluido rico em CO₂, gerando como subproduto carbonato.

Figura 28 – Evolução tectônica para a segmento norte do OISC: (A) Formação do arco Caraíba de idade Neoarqueana e cristalização de rochas félsicas e máficas; (B) Cristalização das rochas máficas-ultramáficas do Complexo Caraíba, além da geração de uma bacia retroarco (*Greenstone Belt* Mundo Novo); (C) Fase sin-colisional com colocação de plútons graníticos (~2,10 Ga); (D) Magmatismo sintardio transcorrente com a colocação de corpos graníticos (~2,08–2,06 Ga); (E) Fase tardia da transcorrência e pós-tectônica com a formação de granitoides e do sienito Itiúba (~2,05–2,02 Ga); (F) Exumação e metassomatismo tardio, causando uma nova remobilização dos sulfetos. Adaptado de Sousa *et al.*, (2020) e Garcia *et al.*, (2018).

Figura 29. (A) Modelo evolutivo em quatro estágios proposto para os depósitos cupríferos do Vale do Curaçá; (B) Comparação entre os perfis de alteração hidrotermal observados entre os depósitos do Vale do Curaçá. (Garcia *et al.*, 2017, 2018).

Lista de tabelas

Tabela 1 - Subdivisão textural de rochas ígneas (cf. Williams *et al.*, 1970).

Tabela 2 - Índice de cor segundo para rochas ígneas (cf. Le Maître, 2002).

Tabela 3 – Caracterização de granulação dos cristais (cf. Williams *et al.*, 1970).

Tabela 4 - Datações relativas a unidades do localizadas no Complexo Caraíba e corpos da região do Vale do Curaçá.

Tabela 5 - Descrições das mineralizações e alterações hidrotermais identificadas nas rochas hospedeiras.

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de figuras	ix
Lista de tabelas	xii
1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVO	16
3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	17
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
4.1. Convenções utilizadas para descrição das rochas.....	20
5. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
5.1. Complexo Caraíba.....	23
5.2. Suíte São José do Jacuípe.....	27
5.3. Complexo Tanque Novo-Ipirá.....	27
5.4. Complexo máfico-ultramáfico.....	28
5.5. Granitóides Paleoproterozoicos.....	28
5.6. Mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá.....	29
6. RESULTADOS.....	30
6.1. Caracterização macroscópica.....	30
6.1.1. Metanortosito grosso (F1)	38
6.1.2. Metanortosito fino (F2)	39
6.1.3. Metagabro (F3)	40
6.1.4. Granada-metapiroxenito (F4)	44
6.1.5. Magnetita-metapiroxenito (F5)	45
6.1.6. Augen-gnaisse (F6)	47
6.1.7. Granada-gnaisse (F7)	48
6.1.8. Flogopitito (F9)	49
6.1.9. Veios.....	50
7. DISCUSSÕES.....	51
7.1. Mineralizações de sulfetos.....	53

7.2. Alteração hidrotermal.....	56
7.3. Correlação com a literatura.....	59
8. CONCLUSÕES.....	64
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	66

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas cupríferos, ou províncias cupríferas, referem-se a depósitos de cobre em tamanhos consideráveis formados em contextos geológicos e tectônicos específicos. Eles são fontes importantes de cobre e têm características distintas dependendo do ambiente geológico e do processo de evolução envolvido. Entre os processos de formação de um depósito de cobre, os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG - *Iron oxide copper gold*) são uma classe significativa que se destaca pela riqueza de mineralizações de cobre. Esses depósitos são encontrados em uma variedade de ambientes geológicos, refletindo a complexidade dos processos que contribuem para sua formação.

A mineralização em cobre (Cu) é um tema de grande relevância na geologia, especialmente em regiões com potencial mineral significativo, como o Vale do Curaçá, na Bahia. Esta região é uma importante província cuprífera do Brasil, conhecida por abrigar depósitos de cobre sulfetado de origem magmática enriquecidos por um sistema IOCG. Seu registro histórico começou em 1874, ano em que foram descobertos minerais de cobre (malaquita) na região, o que culminou em estudos exploratórios nos anos seguintes (Figura 01).

A Mina de Caraíba, renomeada para Mina Pilar, está em operação contínua desde 1979 e atualmente sua exploração ocorre a partir de uma lavra subterrânea com uma capacidade anual de movimentação de minério e estéril de 2.758.220 toneladas. A planta de beneficiamento possui a capacidade de processar até 3.200.000 toneladas de minério de cobre por ano, com um teor médio de 1,5% de cobre (Brasil Minerais, 2023).

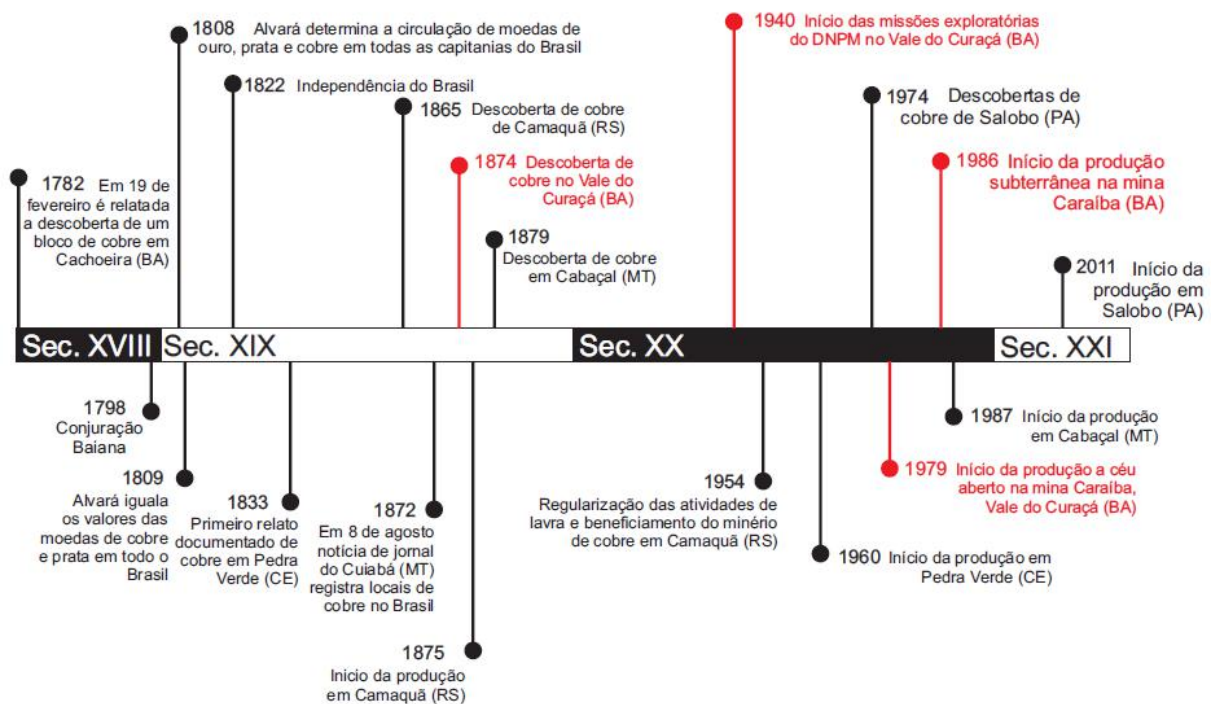


Figura 01. Linha do tempo com os principais eventos relativos à descoberta, exploração e produção do cobre no Brasil, em vermelho estão em ênfase informações marcantes para os depósitos de cobre da região do Vale do Curaçá. Alterado de Garcia *et al.*, (2021).

O presente trabalho apresenta a caracterização e distribuição de litofácies de minério sulfetado e suas encaixantes ao longo de um testemunho da Mina de Caraíba, um dos mais importantes depósitos do Vale do Curaçá, assim como a complexa interação entre rochas hospedeiras e processos hidrotermais que influenciam a mineralização.

2. OBJETIVO

O objetivo dessa monografia é identificar e descrever macroscopicamente as rochas hospedeiras e mineralizações e alterações hidrotermais de um testemunho de sondagem do Complexo Caraíba. Foram assim estabelecidos objetivos principais, como:

- a) Definir a rocha hospedeira;
- b) Identificar as mineralizações;
- c) Identificar as alterações hidrotermais;
- d) Comparar as descrições com outros estudos relacionados ao tema.

Esses objetivos visam proporcionar uma compreensão mais aprofundada das características geológicas e mineralógicas da região, contribuindo para o conhecimento sobre a mineralização em cobre no Vale do Curaçá

3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Vale do Rio Curaçá está situado no norte do estado da Bahia (Figura 02), na região semiárida do sertão nordestino. Ele abrange áreas nos municípios de Jaguarari e Curaçá. Geograficamente, está próximo da Serra de Jacobina. O Vale não possui uma delimitação oficial específica em termos de área em quilômetros quadrados, pois é uma região geográfica que engloba alguns municípios e que não houve uma estimativa em quilômetros quadrados da região.

O acesso a Mineração Caraíba (EroBrasil Caraíba), pode ser feito principalmente por via terrestre. As formas de acesso incluem as rodovias:

- BR-407 e BR-235: Uma das principais rodovias que passam pela região, conectando a cidade de Jaguarari a outras áreas do estado da Bahia e a estados vizinhos.
- BA-314: Outra rodovia importante que liga Jaguarari à cidade de Curaçá e outras localidades próximas.

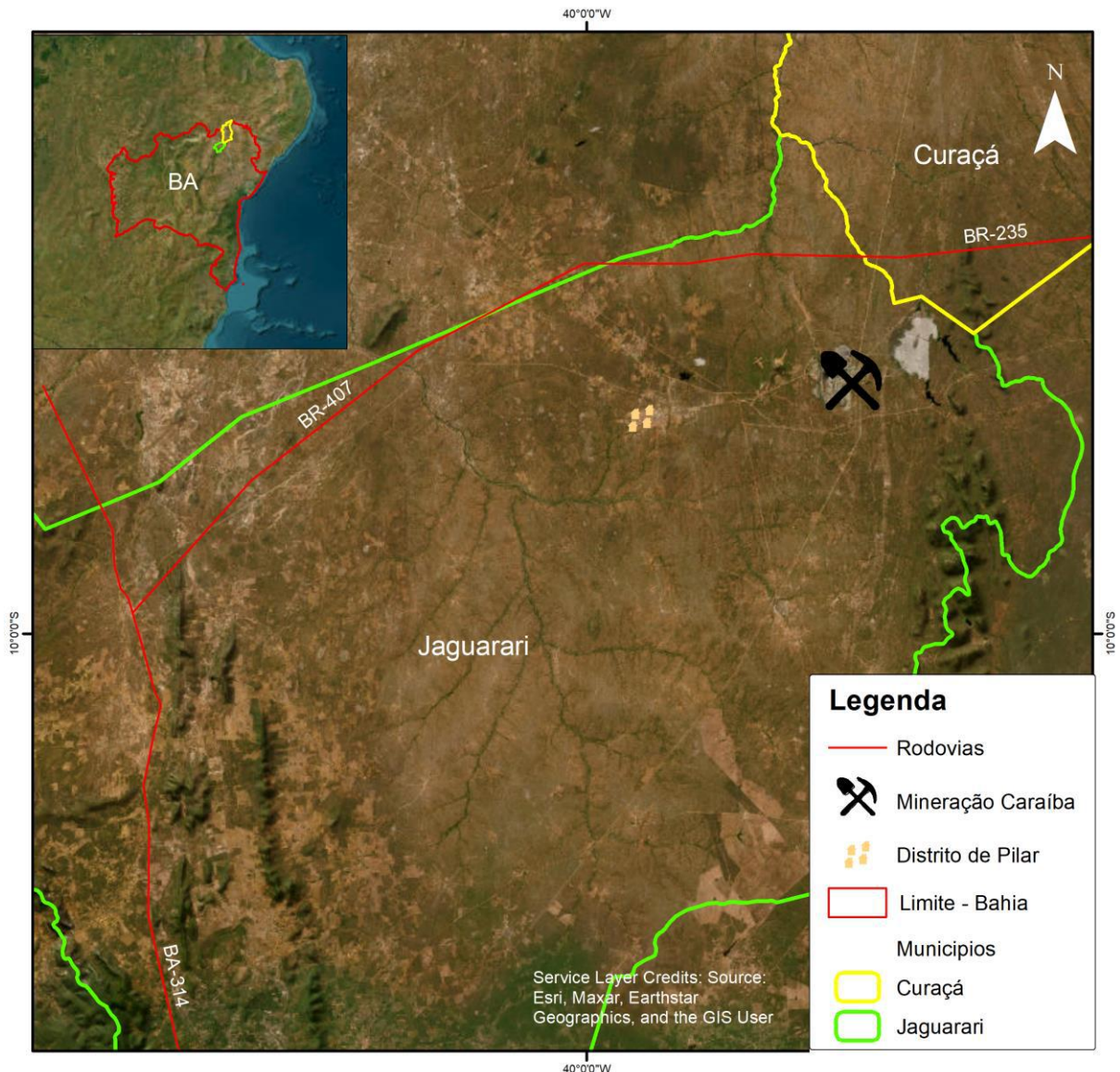


Figura 02. Mapa de localização da Mina de Caraíba no estado da Bahia, a nordeste do Distrito de Pilar, com vias de acesso para a mina que passam pelos municípios de Curaçá e Jaguarari. Datum: Sirgas 2000, UTM Zona 22. Fonte dos dados: IBGE para os limites estaduais, municipais e rodovias.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo foi desenvolvido com base em testemunhos de rochas que totalizam 60,1 metros, obtidos a partir de doação para o Departamento de Geologia da UFRJ em 2016. Os testemunhos de sondagem são da Mina de Caraíba (Figura 02), da antiga Mineração Caraíba S/A, atualmente em posse da EroBrasil.

Os métodos adotados incluíram, revisão bibliográfica sobre a geologia regional e local, seguida de pesquisa sobre mineralizações e depósitos de cobre.

A segunda etapa consistiu na descrição dos testemunhos com objetivo de caracterizar e identificar as litofácies das rochas hospedeiras, fácies de alteração hidrotermal e mineralização. Com base em descrições dos testemunhos foram feitos perfis geológicos, adotando-se a escala de 1:10. A descrição das rochas hospedeiras seguiu as seguintes etapas: (I) Lista de minerais, (II) Índice de cor, (III) Granulação, (IV) Textura, (V) Estruturas, (VI) Grau de alteração, (VII) Tipo de alteração. Enquanto a descrição das fácies de alteração hidrotermal e minério: (I) Lista de minerais, (II) Textura, (III) Estruturas (Figura 03).

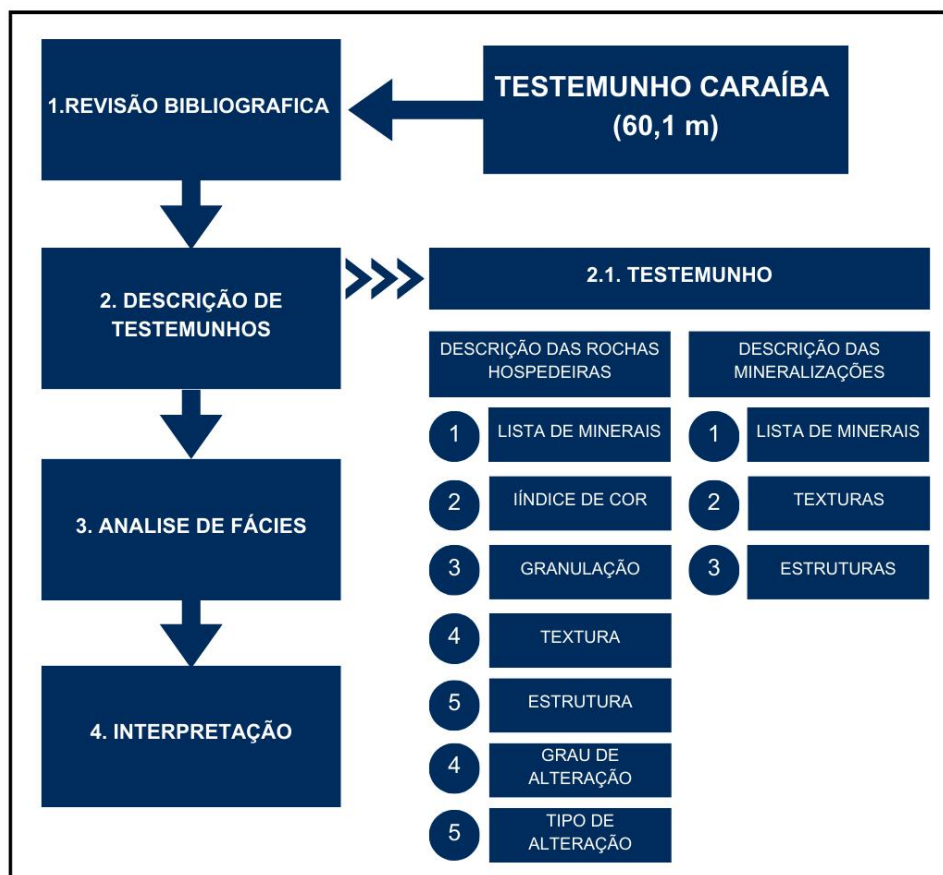


Figura 03. Fluxograma metodológico: Levantamento bibliográfico, descrição de testemunho, classificação de litofácies e interpretação da formação das rochas descritas e das mineralizações.

Para a descrição, foram utilizadas papel milimetrado, caderneta para anotações, régua e trena para medições do testemunho, lupa de aumento de 10 vezes, caneta magnetita e ácido clorídrico (HCl). Por último, sempre que necessário os furos de sondagens eram umedecidos com uma esponja para que diferenças de reflectância e diafaneidade na superfície dos minerais pudessem ser melhor evidenciadas.

4.1. Convenções utilizadas para descrição das rochas

Durante a descrição das rochas, foram utilizadas segundo (Le Maitre, 2004), para a classificação litológica e textural das rochas e Williams *et al.*, (1970) para a nomenclaturas de texturas de rochas ígneas (Tabela 1).

Tabela 1 - Subdivisão textural de rochas ígneas (cf. Williams *et al.*,1970).

Textura		Descrição
I. Afanítica		Minerais que não são reconhecíveis a olho nu ou com auxílio de lupa 10x
II.Fanerítica		Minerais que são reconhecíveis a olho nu ou com auxílio de lupa 10x
	IIa. Equigranular	Minerais com tamanho semelhante
	IIb. Porfírica	Grãos maiores (fenocristais) envoltos por uma matriz menor
	IIc. Seriada	Apresenta cristais com ampla variação de tamanho

Para os parâmetros de índice de cor, foi utilizada a proposta de Le Maitre (2004) para rochas ígneas, empregando-se termos como hololeucocrática, leucocrática, mesocrática, melanocrática e holomelanocrática (Tabela 2). Para a caracterização de granulação da rocha, foi utilizada a proposta de Williams *et al.*, (1970), em que a granulação é dividida em fina, média, grossa e muito grossa (Tabela 3).

Tabela 2 – Índice de cor segundo para rochas ígneas (cf. Le Maitre, 2002).

Índice de cor	% de minerais máficos
Hololeucocrática	0-5%

Leucocrática	5-35%
Mesocrática	35-65%
Melanocrática	65-90%
Holomelanocrática	90-100%

Tabela 3 – Caracterização de granulação dos cristais (cf. Williams *et al.*, 1970).

Granulação	Tamanho dos cristais
Fina	< 1 mm
Média	1 a 5 mm
Grossa	5 mm a 3 cm
Muito grossa	> 3 cm

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton São Francisco (CSF) é uma unidade geotectônica localizada no território brasileiro, majoritariamente nos estados da Bahia e Minas Gerais, sendo delimitado pelas faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília, Sergipana, Rio Preto e Riacho do Pontal (Figura 03). Tanto o CFS quanto as faixas orogênicas marginais foram estabilizadas tectonicamente durante o evento tectono-metamórfico Brasileiro/Pan-Africano (700-550 Ma) (Almeida 1977; Campos Neto 2000; Almeida *et al.*, 2000; Alkmim *et al.*, 2001; Schobbenhaus & Brito Neves 2003; Heilbron *et al.*, 2017).

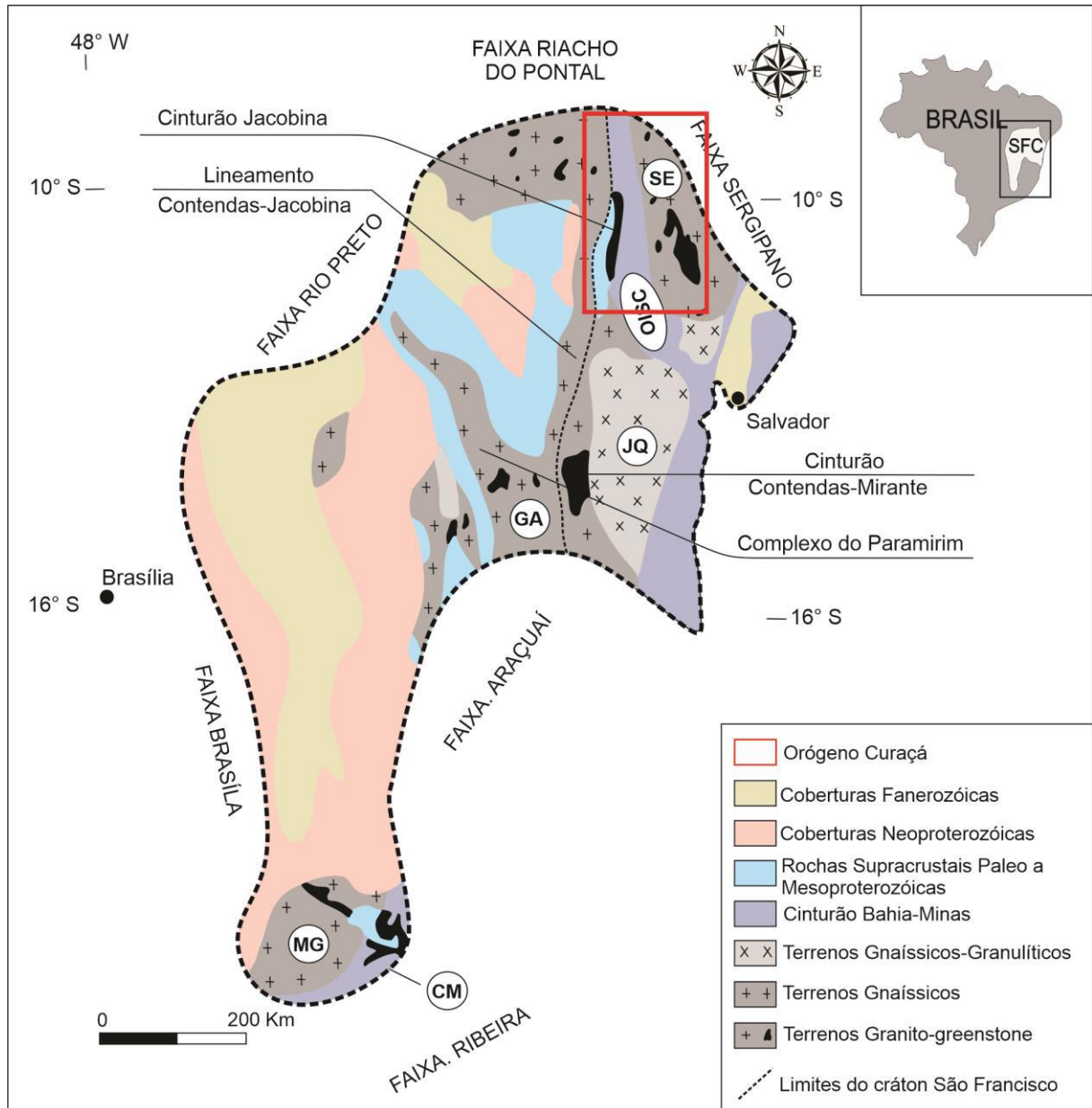


Figura 04. Mapa geológico do Cráton São Francisco e suas principais províncias tectônicas (Cordani *et al.*, 2000; Carvalho *et al.*, 2017) no polígono em vermelho está a área do Orógeno Itabuna onde é localizado o Vale do Curaçá. Siglas: MG - Complexos Metamórficos de Minas Gerais; CM - Cinturão Mineiro; OISC - Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; JQ - Bloco Jequié; SE - Bloco Serrinha; GA - Bloco Gavião.

A área de estudo está inserida no setor norte do Cráton São Francisco (Figura 04), no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). O OISC consiste em um cinturão com rochas granulíticas de afinidade TTG de 800 km de extensão, que foram deformadas e metamorfozadas devido à sucessivas colisões durante o Riáciano e

Orosiriano (Padilha & Melo, 1991; Barbosa & Sabaté, 2004; Teixeira *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2010). O Orógeno é dividido em dois segmentos: o segmento sul denominado como Cinturão Itabuna está confinado entre o bloco Arqueano Jequié e a costa do oceano atlântico; e o segmento norte Salvador-Curaçá localizado entre os blocos arqueanos Gavião, a oeste, e Serrinha, a Leste. Litoestratigraficamente, a porção norte do OISC é representado por quatro unidades principais: (I) Complexo Caraíba, (II) Complexo Tanque Novo-Ipirá, (III) Suíte São José do Jacuípe, (IV) Corpos Máfico-Ultramáfico e (V) Granitóides Paleoproterozoicos (Figura 05).

5.1 Complexo Caraíba

O Complexo Caraíba, localizado no norte do OISC, consiste em um domínio de rochas metaígneas intrusivas, divididas em suítes bimodais, compostas de granitos, gabro-dioritos, tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e intrusivas máfico-ultramáficas, parcialmente migmatíticos, metamorfizados em condições de fácies granulito. Esse complexo é limitado a oeste por gnaisses, migmatitos e rochas supracrustais do Bloco Gavião, e a leste por gnaisses, migmatitos e *greenstone belts* do Bloco Serrinha (Figura 05). Enquanto ao norte seu contato tectônico é relacionado ao Complexo Tanque Novo e Complexo Ipirá (Delgado *et al.*, 2003; Kosin *et al.*, 2003).

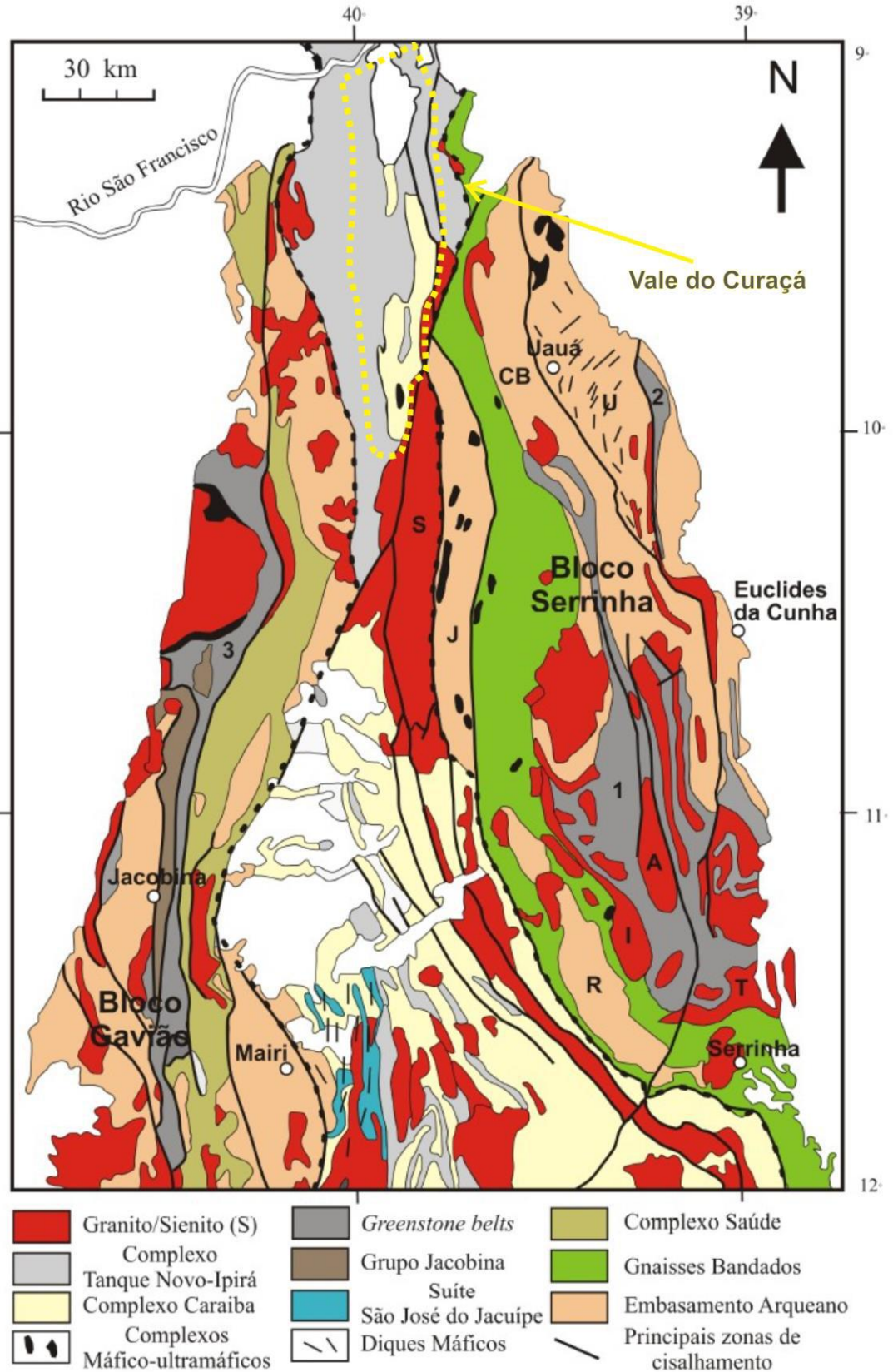


Figura 05. Mapa geológico da porção norte do Orógeno Salvador-Curaçá com suas subdivisões tectônicas: *Greenstone belts*: 1- Rio Itapicuru; 2- Rio Capim; 3-Mundo Novo. Sub-domínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia; J- Jacurici; U- Uauá. Corpos graníticos: S- Sienito Itiúba; I- Tonalito Itareru; A-Domo do Ambrósio; T- Tonalito Teofilândia; CB- Faixa Caldeirão. Linha preta pontilhada indica

o limite aproximado do núcleo em fácies granulito do orógeno e a linha pontilhada em amarelo o limite inferido do Vale do Curaçá (modificado de Oliveira *et al.*, 2010).

De acordo com Teixeira (1997) e Delgado *et al.*, (2003), o Complexo Caraíba têm idade neoarqueano, sendo formado em um arco continental do tipo andino, em que, após a formação das rochas do Complexo Tanque Novo em um ambiente de rifte e criação de crosta oceânica (Suíte São José do Jacuípe), houve uma inversão tectônica e formação de um arco chamado de Arco Caraíba. Silva *et al.*, (1997) indicaram, por datação em ortognaisses, que os mesmos têm idade de 2695 ± 12 Ma e bordas metamórficas de zircão de 2072 ± 15 Ma (Tabela 4). No local de estudo da região da Mina de Caraíba, o Complexo Caraíba é uma unidade alongada que engloba os corpos mineralizados de Caraíba, Vermelho, Surubim e Sussuarana (Souza *et al.*, 2003; D'el-Rey Silva *et al.*, 2007; Sobrinho, 2015) (Figura 06).

Tabela 4. Datações relativas as unidades localizadas no Complexo Caraíba e corpos da região do Vale do Curaçá.

Cinturão Itabuna-Salvador	Litologia	Idade (Ma)	Método	Referência
Complexo Caraíba	Granulito Enderbítico	2695±12	U-Pb SHRIMP	Silva <i>et al.</i> , (1997)
Complexo Caraíba	Granulito Charnockítico	2634±19	U-Pb SHRIMP	Silva <i>et al.</i> , (1997)
Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá	Metanorito	2580±10	U-Pb SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> , (2004)
Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Jacurici	Metamáfica-ultramáfica	2583±8	U-Pb SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> , (2004)
Riacho da Onça	Augen-Granulito	2126±19	U-Pb SHRIMP	Silva <i>et al.</i> , (1997)

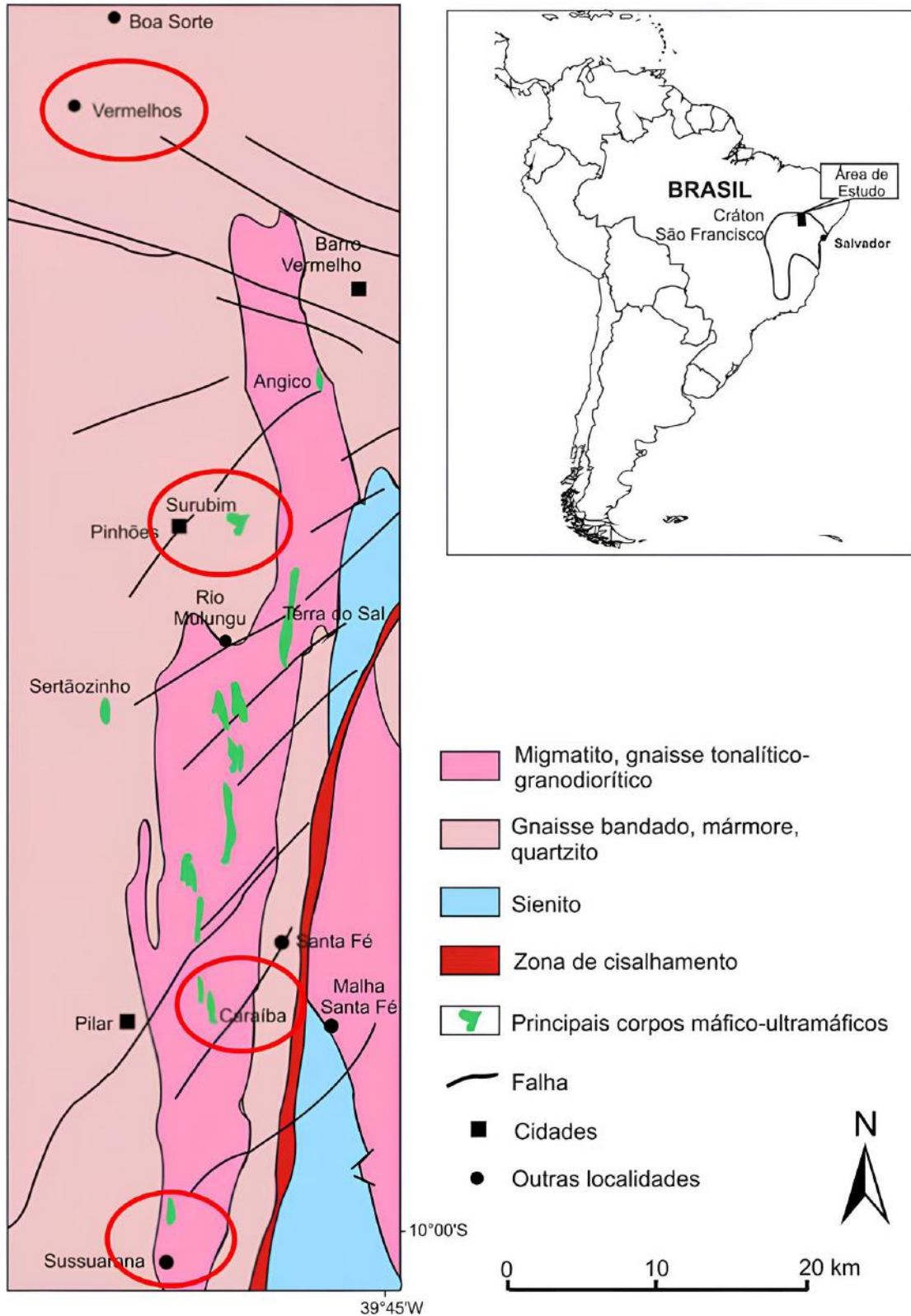


Figura 06. Mapa geológico simplificado do Vale do Rio Curaçá, mostrando as áreas das principais ocorrências de depósitos cupríferos. Teixeira *et al.*, (2010) e Garcia *et al.*, (2017).

5.2 Suíte São José do Jacuípe

A unidade Suíte São José do Jacuípe é localizada ao sul do Complexo Caraíba (Figura 05), imbricado como lentes descontínuas nos complexos Tanque Novo-Ipirá e Caraíba. Eles são descritos como uma associação máfico-ultramáfica representada por gabros-noritos. Datações anteriores de um xenólito de gabro-norito encontrados em um TTG do Complexo Caraíba indicam que a suíte é mais antiga que 2,7 Ga (Silva *et al.*, 1997; Kosin *et al.*, 2003). Ela aflora na porção sudoeste do cinturão, ocorrendo em direções N-S a NNW-SSE, em contato tectônico com rochas dos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. Essa suíte representa a crosta oceânica que serviu de embasamento para que os sedimentos metavulcano-sedimentares do Complexo Tanque Novo-Ipirá se depositassem Teixeira *et al.*, (2010).

5.3 Complexo Tanque Novo-Ipirá

O Complexo Tanque Novo-Ipirá é constituído por uma sequência vulcano-sedimentar de sedimentação plataformal e vulcânicas metamorfizadas em fácies anfíbolito alto a granulito, divididas em seis unidades informais: (i) gnaisses kinzigíticos, ricos em biotitas e aluminiosos ou ricos em granada; (ii) rochas calcissilicáticas e quartzitos, além de metacalcário, anfíbolito e BIF; (iii) gnaisse hornblenda-biotita intercalado com níveis anfíbolíticos; (iv) gnaisses ricos em grafita associados com rochas calcissilicáticas e intercalações de quartzito ferrífero e anfíbolito; (v) gnaisses bandados marcados pela alternância de bandas graníticas-granodioríticas com gnaisses tonalíticos, anfíbolitos e calcissilicáticas; (vi) gnaisses quartzo-feldspáticos (Oliveira *et al.*, 2004; Mendonça *et al.*, 2018). Ele está

localizado ao norte do Complexo Caraíba e é limitado a leste pelo Bloco Serrinha e a oeste pelo Bloco Gavião (Figura 05).

5.4 Complexo máfico-ultramáfico

São encontrados diversos Corpos Máfico-Ultramáficos intrusivos nos Complexos Tanque Novo-Ipirá e Caraíba, na base desses corpos ocorrem gabro, gabronotito, norito, melanorito bandado intercalado com piroxenito. Os sulfetos de cobre maciço ocorrem associados aos piroxenitos e subordinado a melanorito e norito. Os noritos da Mina de Caraíba com base em idade de 2580 Ma em datação U-Pb SHRIMP em zircão (Oliveira *et al.*, 2004). A idade do norito é próxima à idade do ortognaisse e do norito-hiperestenio (2580 ± 19 Ma) do Complexo Caraíba, sendo, portanto, interpretada como um fragmento da raiz do arco magmático Neoarqueano Caraíba dentro do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

5.5 Granitóides Paleoproterozoicos

Os corpos granitóides estão associados ao OISC, havendo a ocorrência de vários granitoides relacionados a eventos diversos, sendo agrupados em dois conjuntos: sin-tectônicos e pós-tectônicos. O conjunto sin-tectônico é representado pelo granitóide Riacho da Onça (2126 Ma, Silva *et al.*, 1997) com borda metamórfica em zircões datada em 2072 ± 7 Ma (Silva *et al.*, 1997), u;nclaves de rochas do Complexo Caraíba e é representado por augen gnaisses e granito-gnaisse. O conjunto pós-tectônico aflora principalmente na porção sul do Cinturão Curaçá, compreendendo o Maciço Sienítico de Itiúba (2084 ± 9 Ma, Oliveira *et al.*, (2004)) (Figura 05).

5.6 Mineralizações cupríferas do Vale do Curaçá

As mineralizações de cobre da região do Vale do Curaçá ocorrem em intrusões máfico-ultramáficas, encaixadas em ortognaisses e rochas supracrustais dos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá (Figura 07). Elas ocorrem seguindo um *trend* preferencial N-S, paralelo à direção de deformação, e também a estruturas NW-SE e NE-SW associadas a esforços secundários.

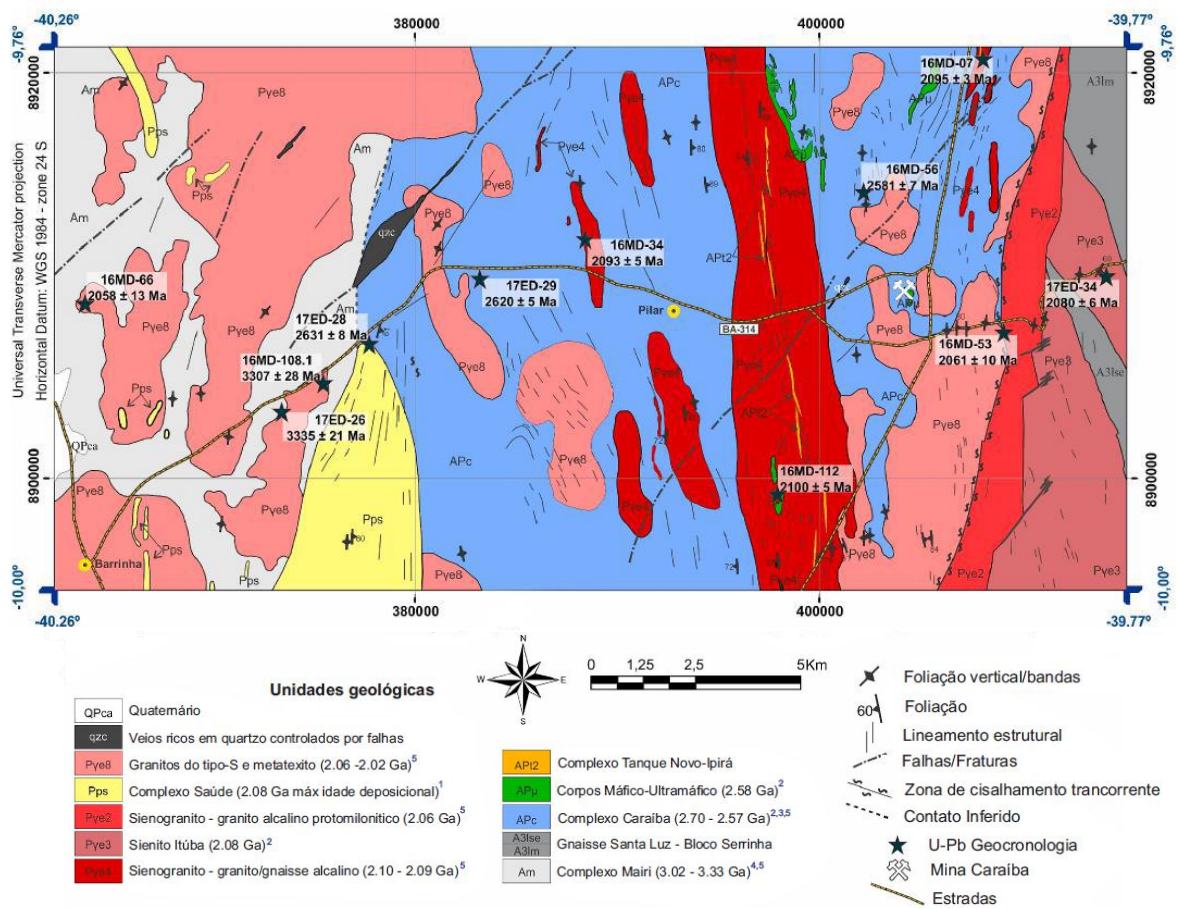


Figura 07. Mapa geológico com as principais unidades geológicas da região da Mina de Caraíba, norte da OISC. Fonte dos dados geocronológicos: 1 - Zincone *et al.*, (2017); 2 - Oliveira *et al.*, (2004, 2010); 3 - Silva *et al.*, (1997); 4 - Peucat *et al.*, (2002); 5 – De Sousa *et al.*, (2020). Retirado de De Sousa *et al.*, (2020).

A associação de rochas em que o minério se hospeda é representado por ortopiroxenitos, do Complexo Caraíba. Os principais minerais de minério são calcopirita, bornita, pirrotita, magnetita e outros óxidos. Quatro importantes

depósitos são localizados nessa região: Mina de Caraíba, Surubim; e os depósitos de Vermelhos e Sussuarana (Figura 06). Esses litotipos foram metamorfizados em fácies granulitos e retrometamorfizados em fácies anfibolito e localmente a fácies xisto verde (Lidenmayer, 1823; D'el Rey Silva *et al.*, (1999)).

A Mina de Caraíba é representada por rochas aflorantes como gnaisses granulíticos, granitoides, piroxenitos (hiperstenitos), noritos, gabros, anortositos, flogopititos, serpentinitos e rochas calciossilicáticas, metassomatitos e metassomatitos básicos. Os ortognaisses migmatizados constituem as rochas encaixantes dos corpos máficos-ultramáficos, que por sua vez são as rochas em que o minério está disseminado. Segundo Garcia *et al.*, (2017), para as rochas da região da Mina de Caraíba o termo metassomatito é utilizado por geólogos da mina para descrever rochas ricas em quartzo, microclina, adularia, epidoto e clorita formadas como produto de alteração pervasiva, assim como calciossilicática para rochas ricas em piroxênio que foram alteradas metassomaticamente.

Os depósitos de Sussuarana, que ocorrem ao sul da Mina de Caraíba, estão associados a ortognaisses, sendo menos comum a presença de intercalações de sequências supracrustais e são disseminados em rochas ultramáficas. Enquanto isso, os depósitos localizados mais ao norte, Surubim e Vermelho, possuem como encaixantes das rochas máficas-ultramáficas, uma sequência supracrustal rica em alumínio, paragnaisses.

6. RESULTADOS

6.1. Caracterização macroscópica

Com base em características macroscópicas foram identificadas para esse trabalho 8 litofácies para os 60,1 metros de testemunhos descritos (Figura 08), além

de 4 halos de alteração hidrotermal. As fácies identificadas e descritas englobam metanortosito grosso (F1), metanortosito fino (F2), metagabro (F3), granadametapiroxenito (F4), magnetita-metapiroxenito (F5), augen-gnaiss (F6), granadagnaiss (F7), Flogopitito (F8). O último é uma alteração pervasiva que ganhou o título de litofácies devido a sua espessura no testemunho. Enquanto as alterações hidrotermais, foram identificados 4 tipos de alterações e seus subprodutos são representadas por flogopita, magnetita, clorita e carbonato. As principais feições macroscópicas desses litotipos serão descritas a seguir, assim como suas feições de alteração e principalmente relações com a mineralização.

Figura 08. Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba.

PERFIL GEOLÓGICO: COMPLEXO CARAÍBA

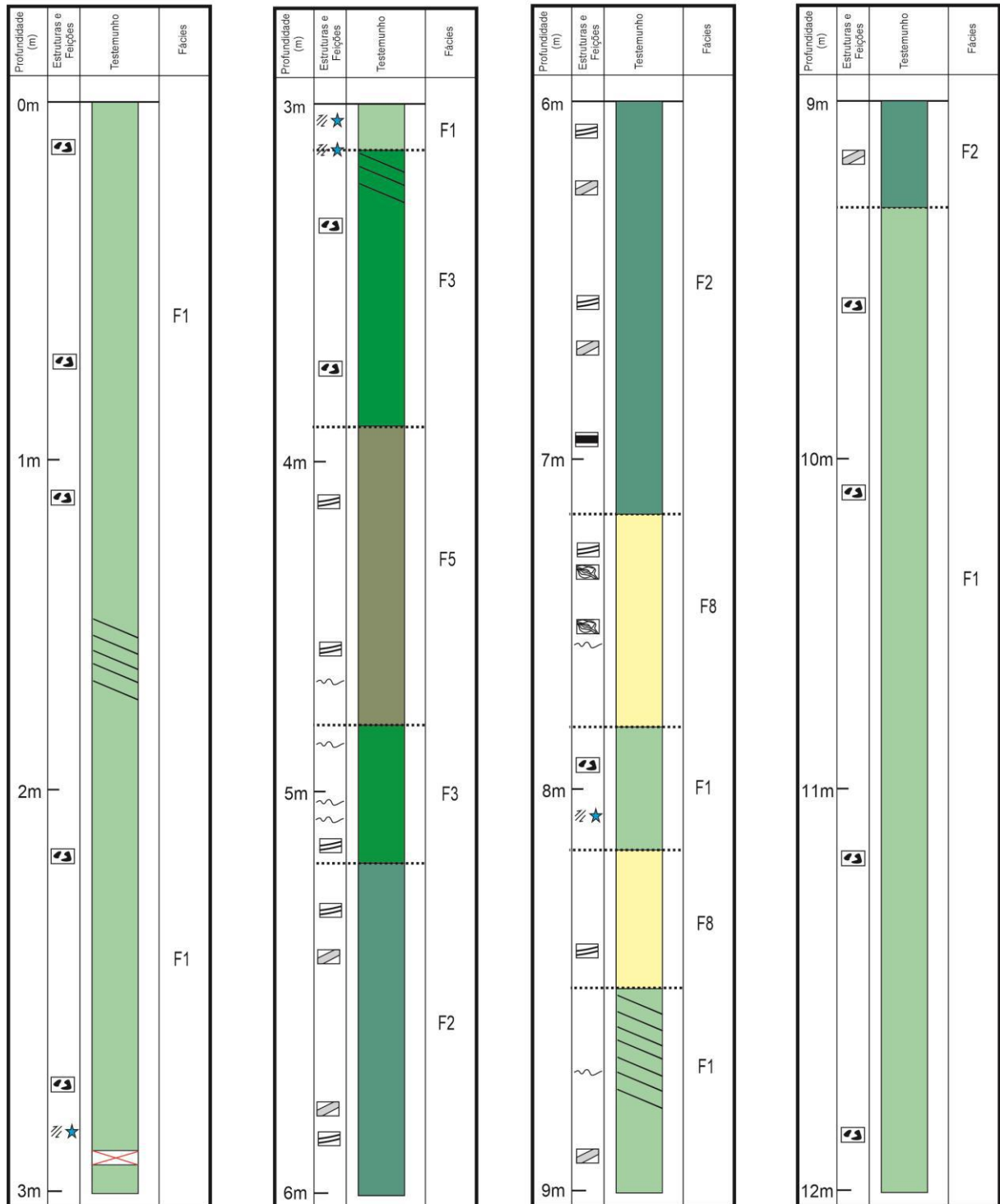


Figura 08. Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba.

PERFIL GEOLÓGICO: COMPLEXO CARAÍBA

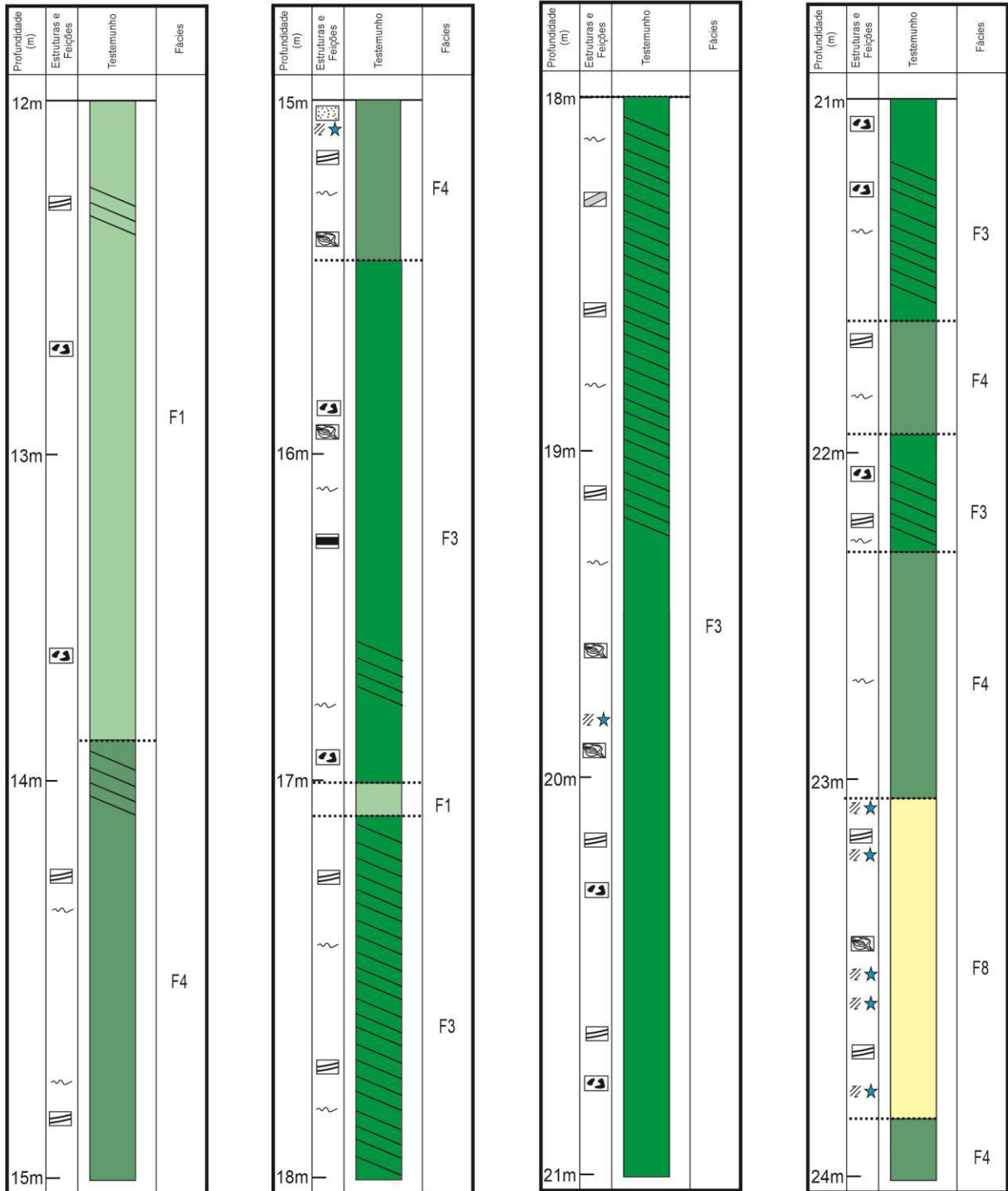


Figura 08. Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba.

PERFIL GEOLÓGICO: COMPLEXO CARAÍBA

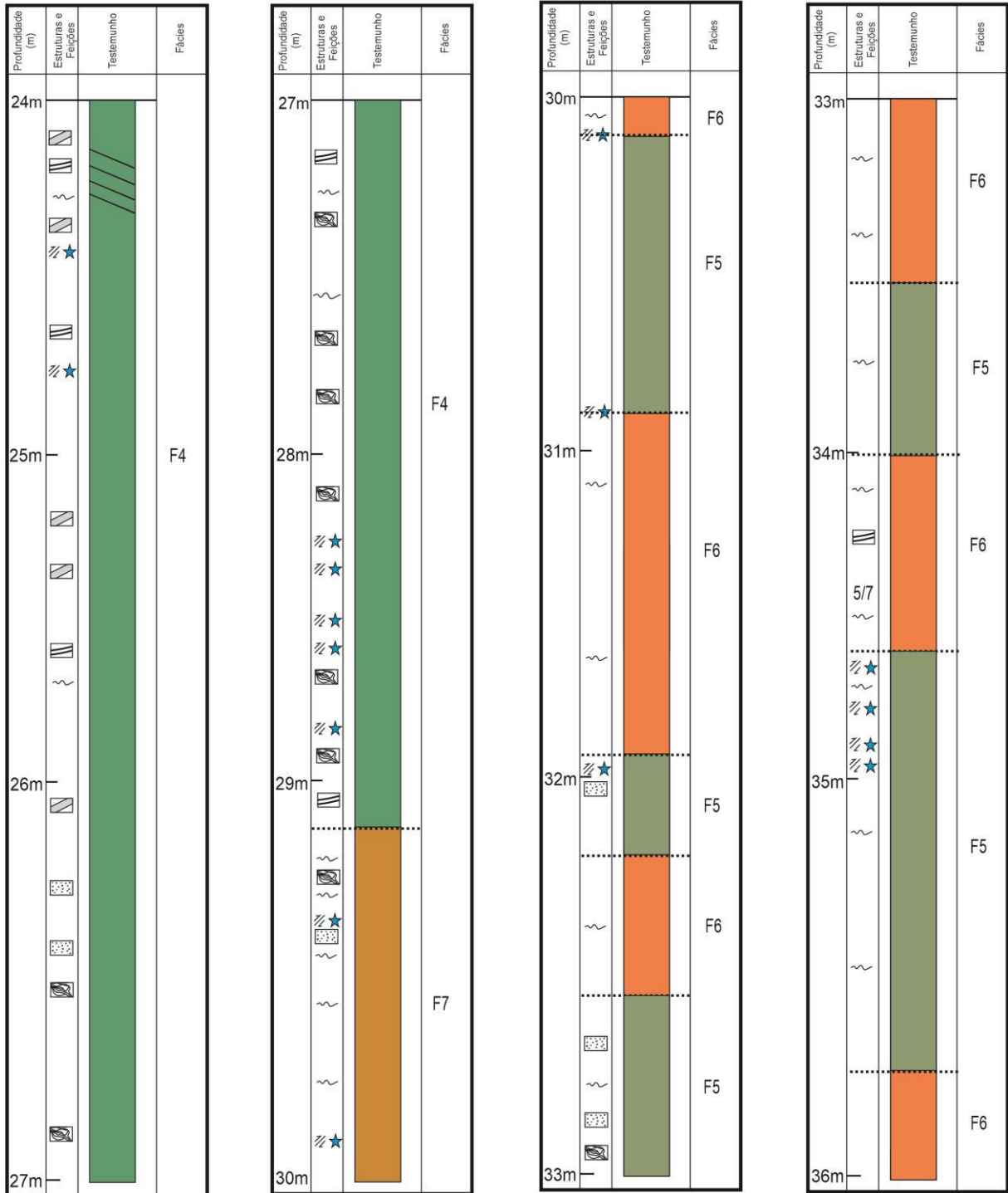


Figura 08. Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba.

PERFIL GEOLÓGICO: COMPLEXO CARAÍBA

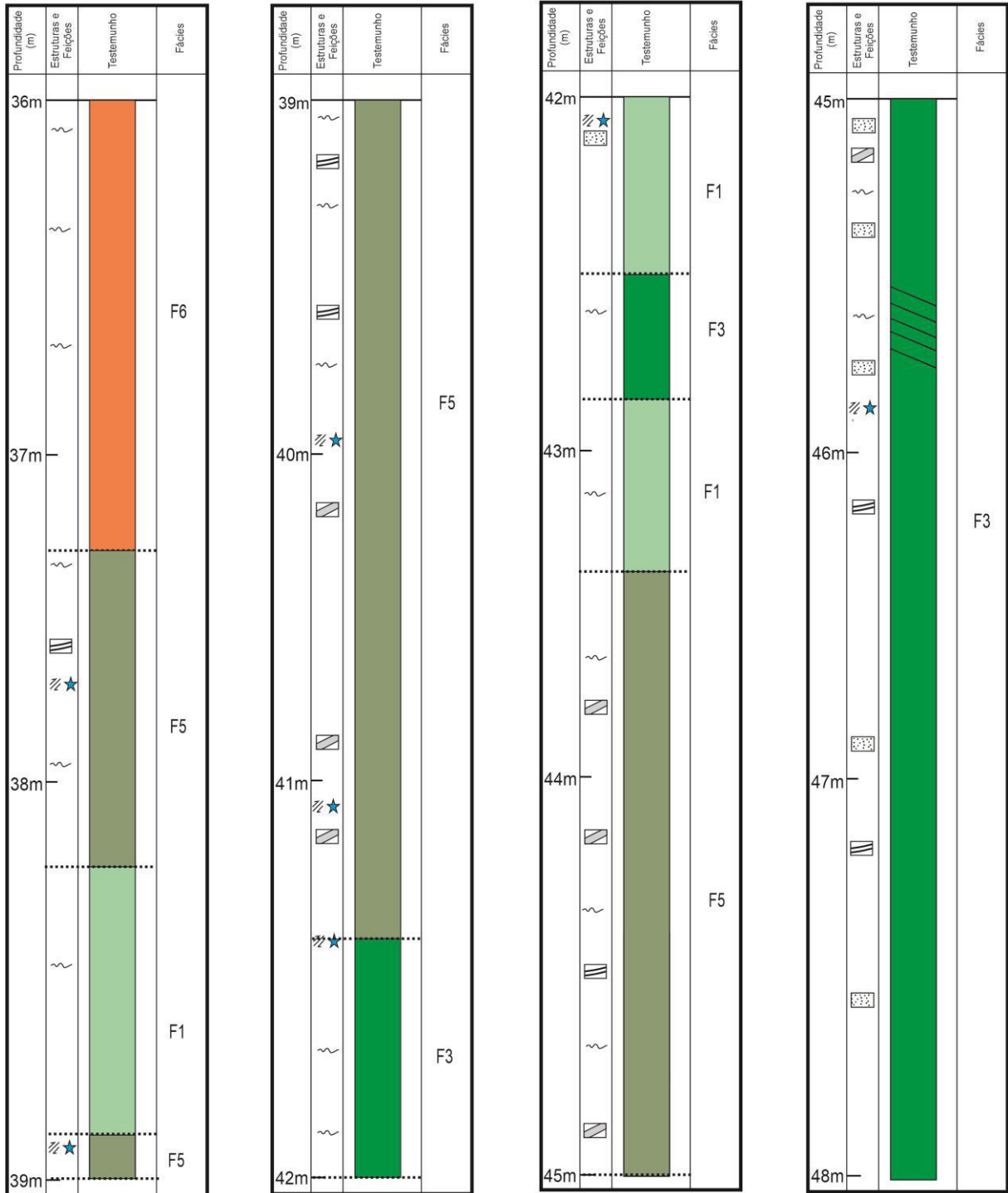


Figura 08. Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba.

PERFIL GEOLÓGICO: COMPLEXO CARAÍBA

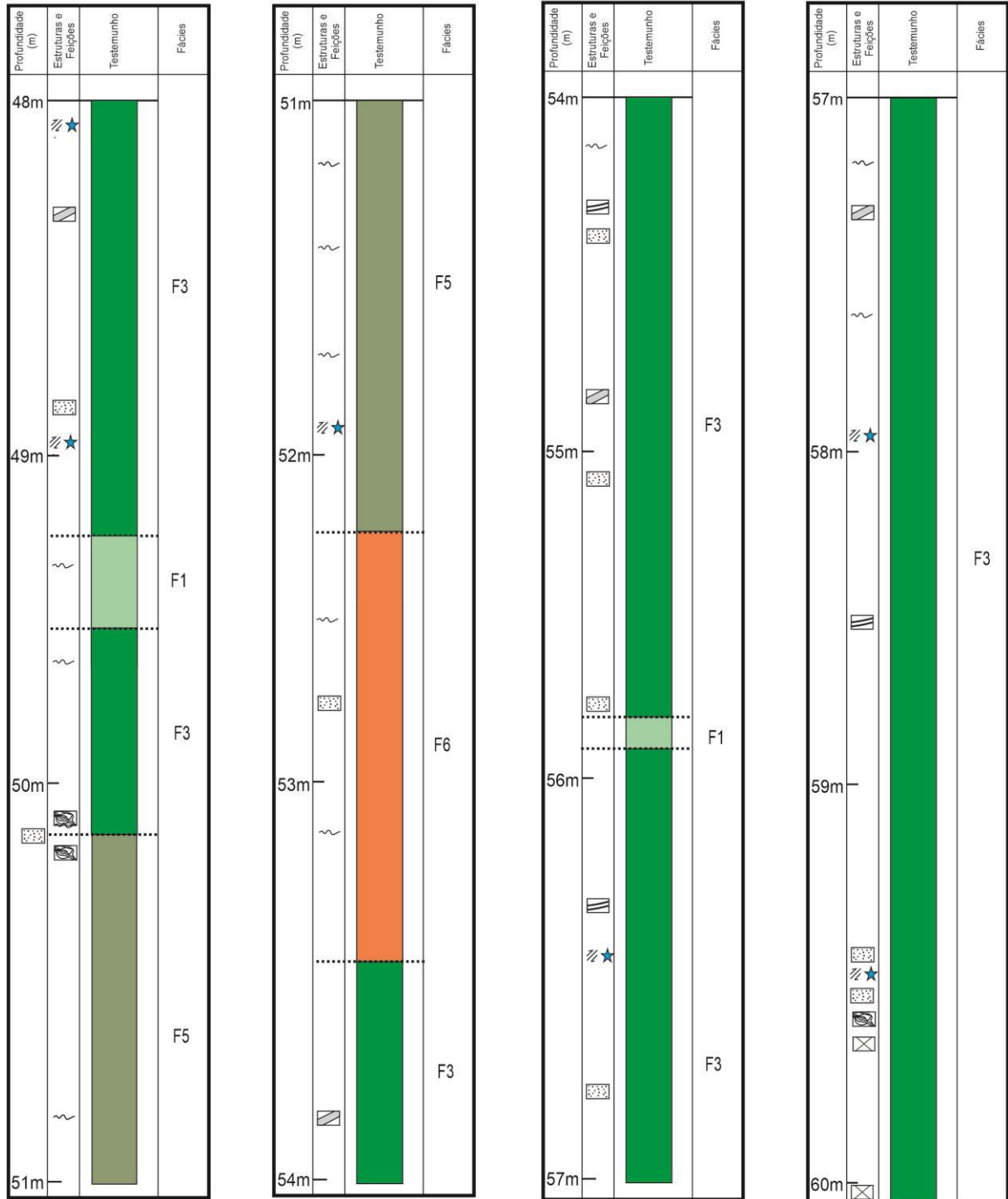
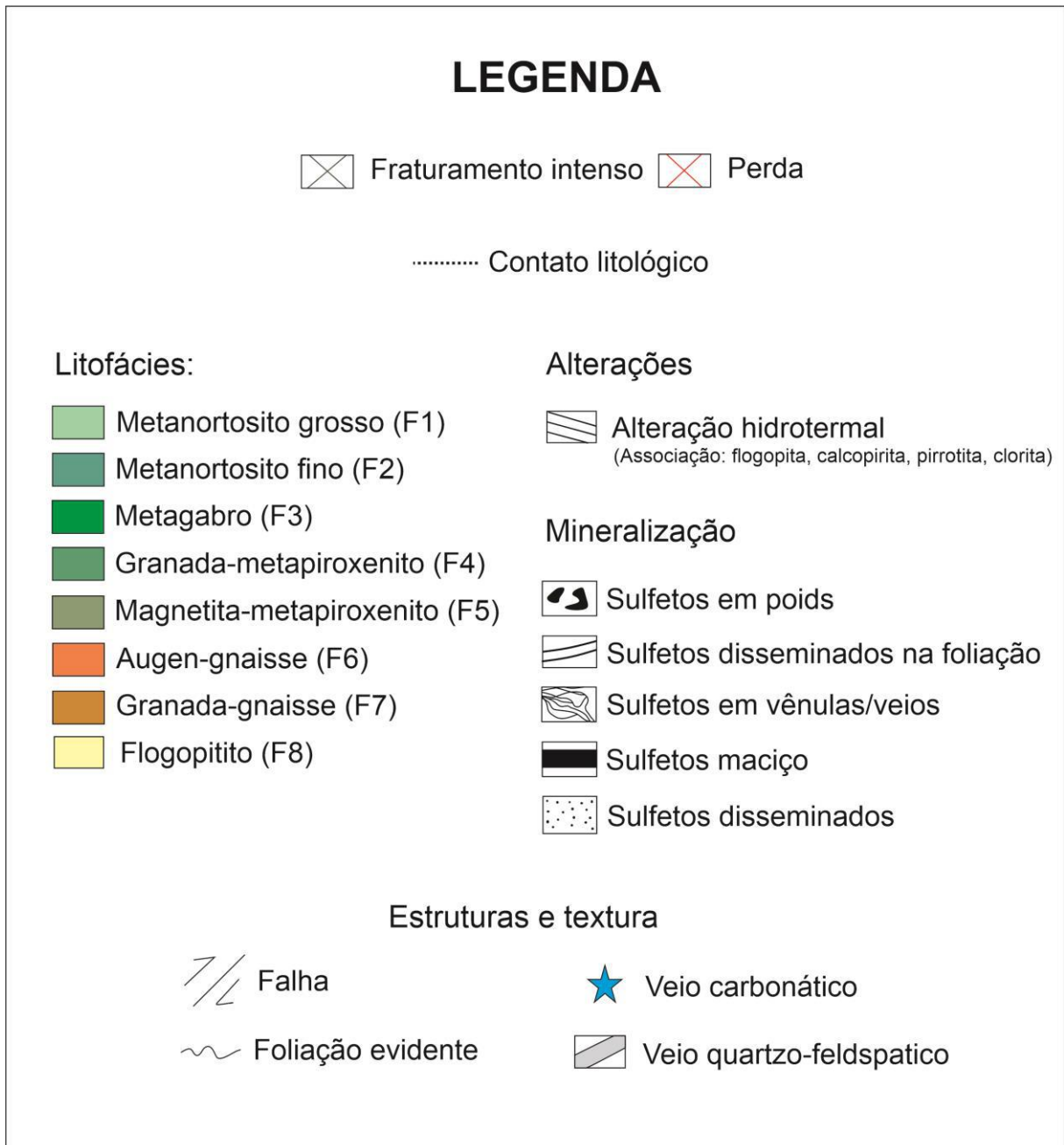


Figura 08. Perfis esquemáticos das litofácies descritas para o testemunho de Caraíba



6.1.1. Metanortosito grosso (F1)

A litofácies apresenta cor variando de cinza claro a branco (Figura 09a), podendo ser classificada como leucocrática, e localmente hololeucocrática. A mineralogia é representada principalmente por plagioclásio, e subordinadamente, piroxênio, o qual representa o mineral máfico da rocha. A rocha apresenta pods ou agregados de flogopita, mineral esverdeado (clorita) e sulfetos (Figura 09b). Os cristais de plagioclásio são euédricos a subédricos, sendo prismáticos. A rocha é cristalina, sendo classificada como fanerítica e holocristalina, com granulação grossa e cristais maiores que 3 milímetros. A mesma não apresenta magnetismo.

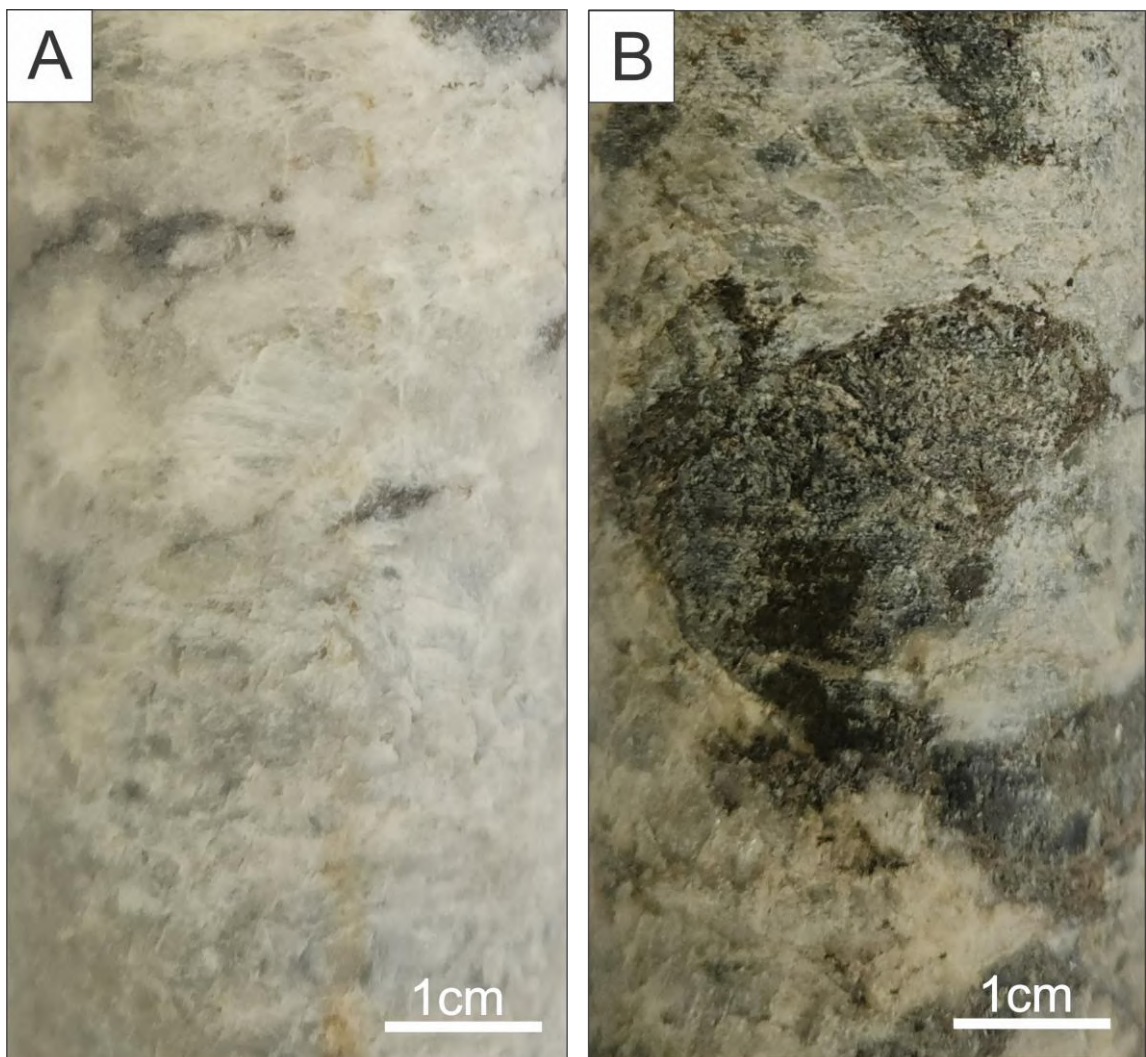


Figura 09. Litofácies F1 – metanortosito grosso. (A) metanortosito com granulação grossa e hololeucocrático; (B) pods presentes no metanortosito mostrando zoneamento entre a flogopita e um mineral esverdeado (clorita).

A litofácies F1 são cortadas localmente por falhas com estrias preenchidas por carbonatos de coloração preta, podendo ser calcita ou ankerita, pois reagem a ácido clorídrico. Essas falhas podem marcar contatos entre a litofácies F1 e outras adjacentes. A associação calcopirita, pirrotita e bornita pode ocorrer disseminada nas proximidades desses planos de falha, acompanhados por uma forte alteração hidrotermal.

6.1.2. Metanortosito fino (F2)

A litofácies F2 apresenta granulação fina, textura equigranular e estrutura maciça, sendo classificado como hololeucocrático e leucocrático, com índice de cor variando de 5% a 15% (Figura 10a). Foliação metamórfica é observada localmente. Quando presente, a foliação é marcada por cristais de flogopita com cristais de sulfeto disseminado. Além dessas porções, a mineralização pode ocorrer como sulfeto maciço nas porções onde a rocha hospedeira é maciça.

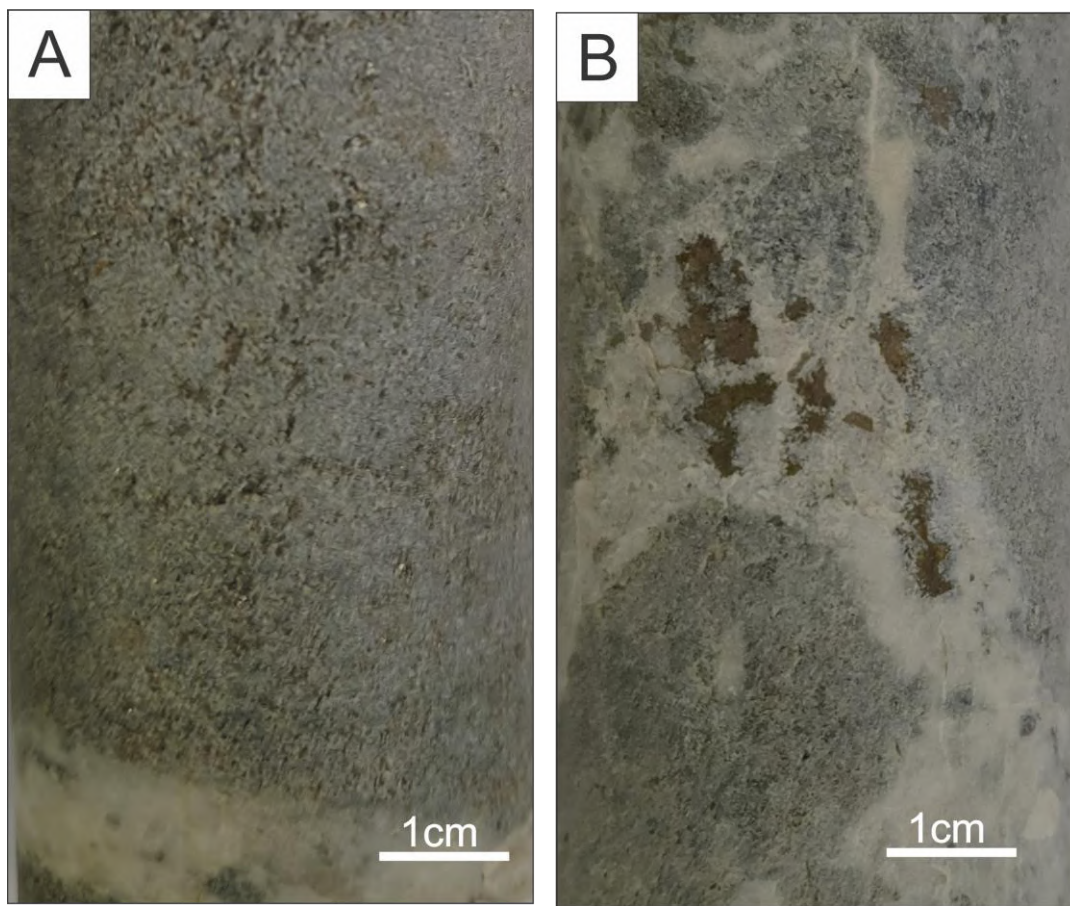


Figura 10. Litofácies F2 - metanortosito fino. (A) Metanortosito com granulação fina e cristais de flogopita com sulfeto disseminado; (B) Metanortosito cortado por veios de quartzo e feldspato com presença de pirrotita.

A litofácies é cortada por diversos veios félsicos, de até 1,5 centímetros de espessura, composto por feldspato e quartzo e menores quantidades de pirrotita em tamanhos variados podendo chegar até 0,5 centímetros (Figura 10b). A respeito da alteração hidrotermal, os minerais de alteração apresentam-se em baixas proporções, sendo representados pela flogopita e estruturas rúpteis não foram identificadas nessa litofácies.

6.1.3. Metagabro (F3)

A litofácies F3 é classificada como equigranular fanerítica, apresentando feldspato, biotita, piroxênio, todos euédricos a subédricos. O índice de cor dessa

rocha varia de 30% a 60%, sendo a rocha principalmente de coloração acinzentada variada ou cor cinza com tonalidade mais escura ou clara (Figura 11a), podendo também apresentar tons esverdeados. Quanto à granulação, é classificada como média a grossa, não apresentando zoneamento mineral, e o magnetismo é restrito próximos a litofácies F5. A foliação metamórfica ocorre localmente (Figura 11b).

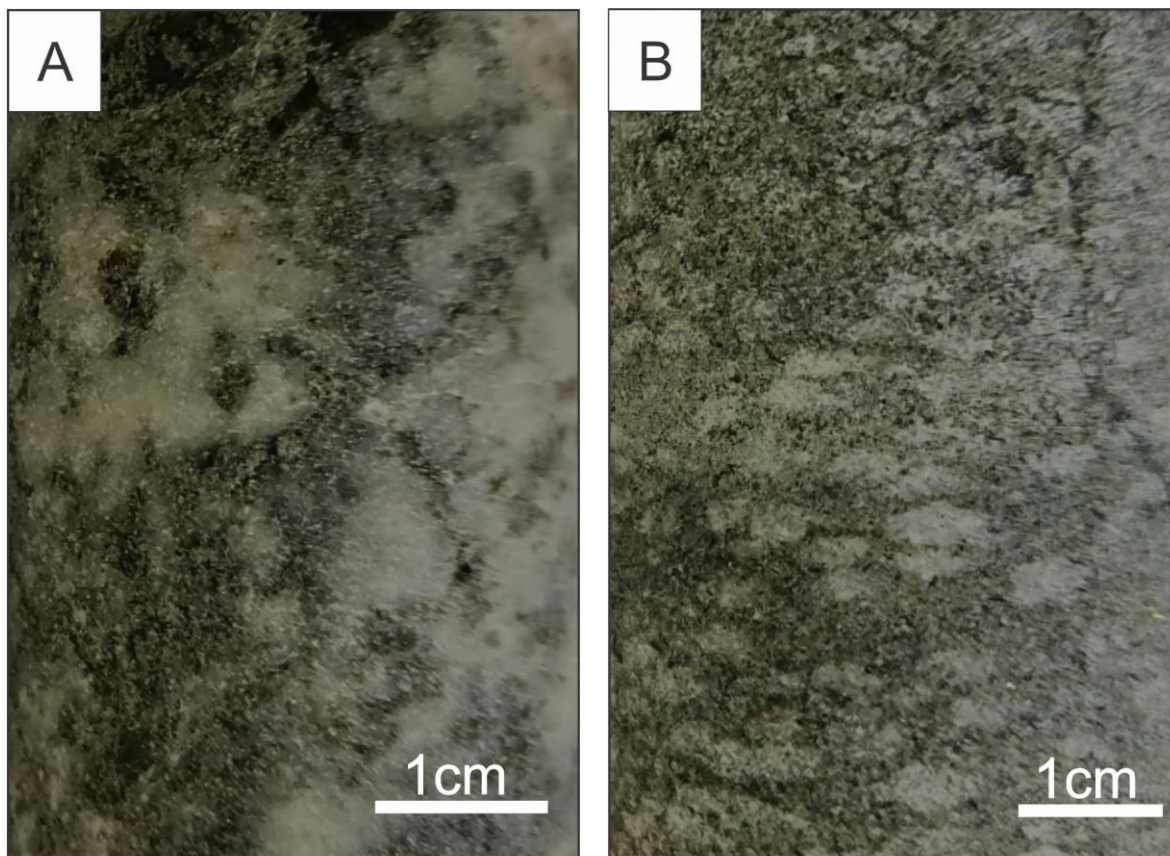


Figura 11. Litofácies F3 - metagabro. (A) trama ígnea preservada na rocha; (B) metagabro apresentando foliação sútil.

A mineralização apresenta-se principalmente seguindo o plano de foliação da rocha, com sulfetos disseminados em porções ricas em flogopita. Há também mineralizações discordantes da trama principal da rocha hospedeira aparecendo em forma de vênulas e veios – chegando a 17 centímetros de comprimento – além de lentes de sulfetos maciços (Figura 12) e disseminados sem seguir os planos de foliação da rocha. Nessa fácies a alteração mais predominante é responsável pela ocorrência de flogopita, sendo classificada como moderada na rocha. A

mineralização é representada por flogopita, calcopirita e pirrotita. A flogopita é predominante nesses corpos e são identificadas como cristais de até 3 milímetros em hábito lamelar, enquanto os sulfetos quando visíveis ao olho nú apresentam-se em hábito esquelético. Assim como no metanortosito grosso (litofácies F1), essa fácies é caracterizada por ser cortada por falhas que foram preenchidas por carbonato.

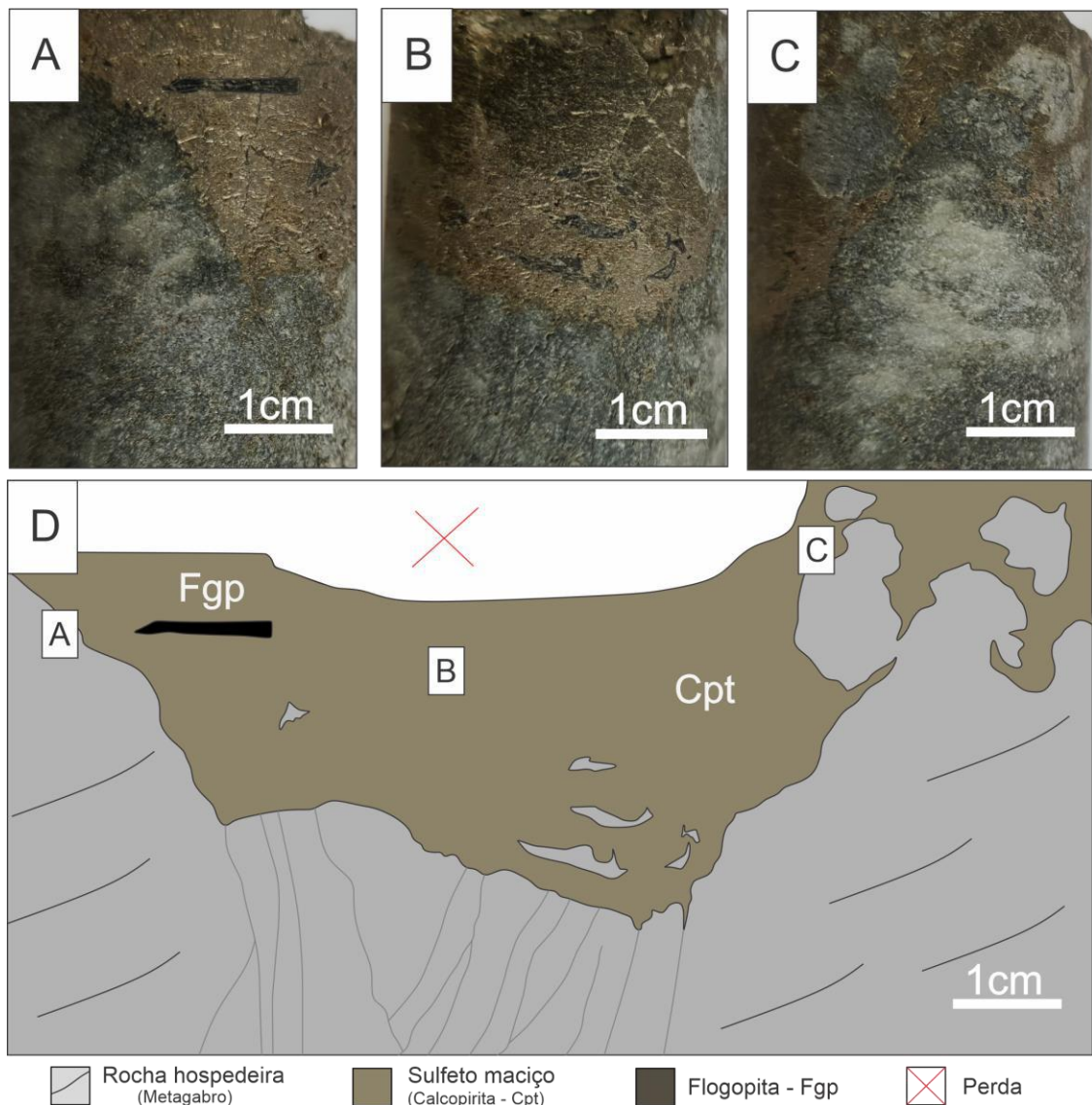


Figura 12. Sulfeto maciço (calcopirita) em metagabro. Na imagem, percebe-se fragmentos da rocha hospedeira na região onde há a concentração do sulfeto maciço. Além disso, há um evidente halo hidrotermal caracterizado por vênulas milimétricas próximas ao sulfeto maciço. Cpt: Calcopirita; Fgp: Flogopita.

Foram observadas ao longo do testemunho zonas com fraturamento em padrões de *stockwork* associados a veios de coloração clara (ricos em quartzo) e um alo de alteração de cor dourada e sem forma definida (Figura 13a,b,c). Além disso, nessa fácies foi identificado cristais de calcopirita sendo fragmentados.

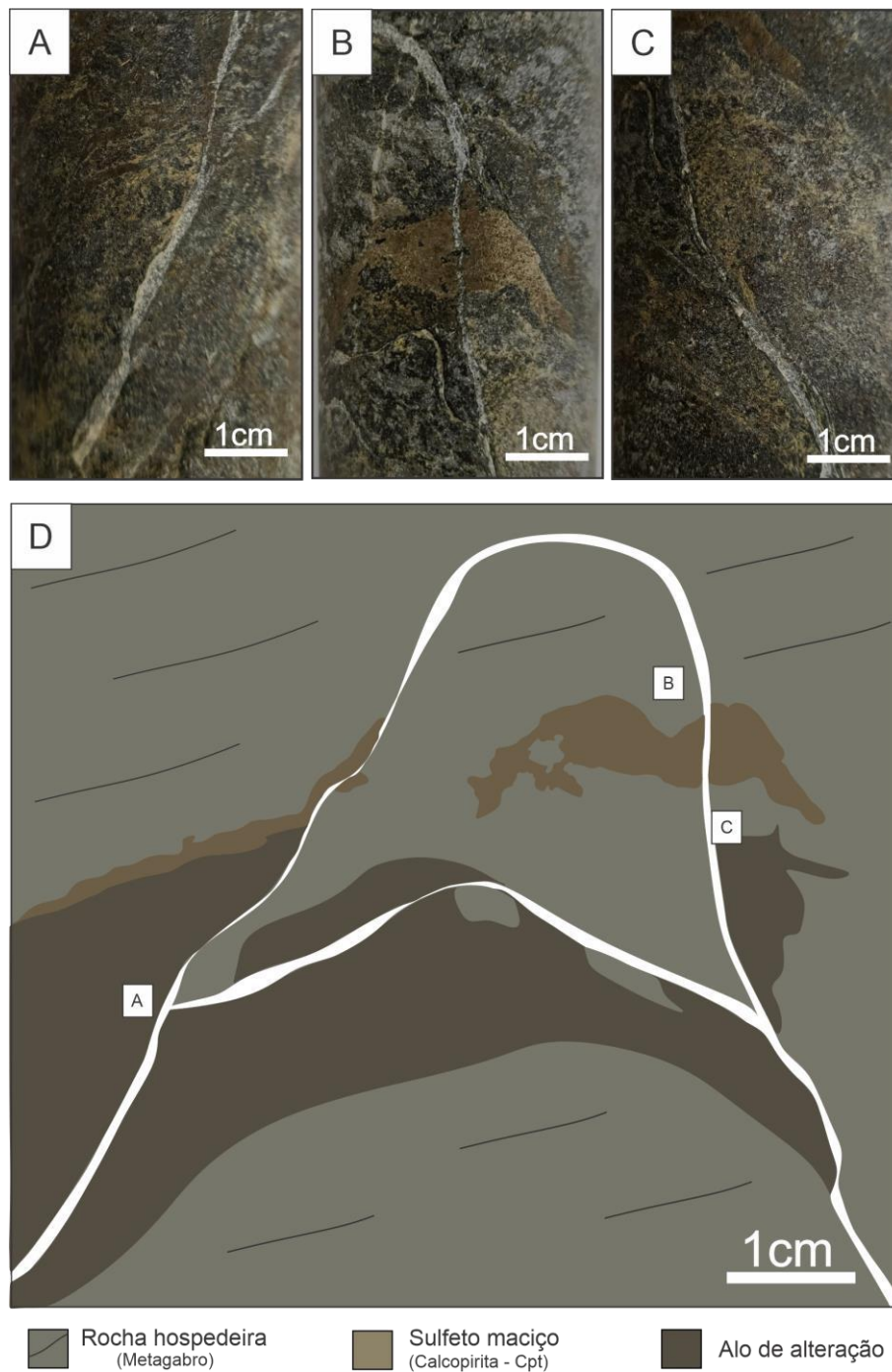


Figura 13. Litofácies F3 – Metagabro: (A), (B) e (C) mostram diferentes visadas do testemunho; (D) desenho esquemático que apresenta as estruturas e feições visualizadas no testemunho. Percebe-se que o metagabro foi fraturada

hidraulicamente para a inserção de um fluido rico em quartzo (representado em branco na figura).

6.1.4. Granada-metapiroxenito (F4)

A litofácies granada-metapiroxenito (F4) possui cor variando de preto a cinza (Figura 14a), ocorre frequentemente alterado parcialmente ou completamente por flogopita, dando origem a flogopititos. Nas porções preservadas, foi possível observar que a rocha é constituída essencialmente de piroxênio com traço de feldspato, com IC maior que 90%, sem a presença de minerais magnéticos. Nessas porções preservadas, é possível observar que a rocha é constituída de cristais de piroxênio prismáticos, euédricos com textura equigranular e granulação de média a grossa, com 45% de granada (Figura 14b).

A granada é vermelha, granular, com até 5 mm de diâmetro, dispostas, principalmente, segundo os planos de foliação, em locais onde esses planos são visíveis. A associação de sulfetos – calcopirita e pirrotita - ocorre na forma de vênulas discordantes e disseminada na rocha seguindo o plano da foliação. O último está associado à ocorrência de flogopita, que é a alteração hidrotermal mais influente, e que são concentradas nas porções próximas aos contatos litológicos com a litofácies F3 (metagabro).

O granada-metapiroxenito apresenta estruturas rúpteis composta por carbonato de coloração preta, efervescente ao ácido clorídrico (calcita ou ankerita?; Figura 14c). Essa litofácies apresenta também veios de quartzo e clorita, esses veios têm espessura de cerca de 4 centímetros e são discordantes da foliação da rocha.

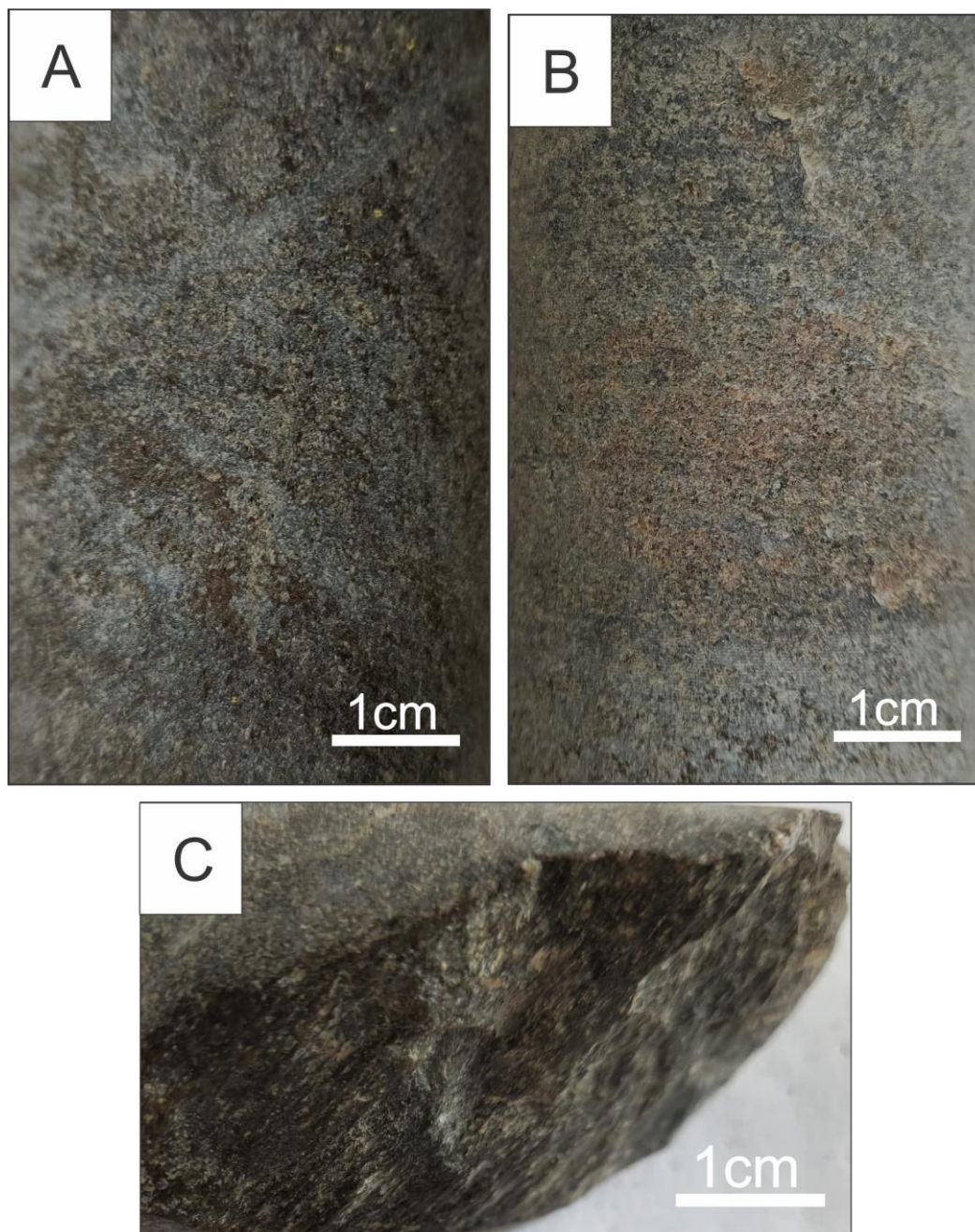


Figura 14. Litofácies F4 – granada-metapiroxenito: (A) Granada-metapiroxenito exibindo foliação sutil; (B) Detalhe para porção rica em granada; (C) Calcita marcada por estrias de falhas em local de contato do granada-metapiroxenito e metagabro.

6.1.5. Magnetita-metapiroxenito (F5)

A fácies magnetita-metapiroxenito é caracterizada como rocha de cor preta a cinza escuro (Figura 15), com índice de cor superior a 90%, equigranular e maciça. Sua mineralogia é representada principalmente por piroxênio e magnetita. A

identificação da fácies é facilitada devido ao magnetismo intenso. A associação de sulfetos pode ocorrer disseminada segundo os planos de foliação, disseminados ao longo da rocha ou em vênulas que variam de 0,5 a 1 centímetros. A deformação rúptil é representada por falhas preenchidas por carbonato de coloração preta, muitas vezes associadas à presença de sulfetos disseminados.

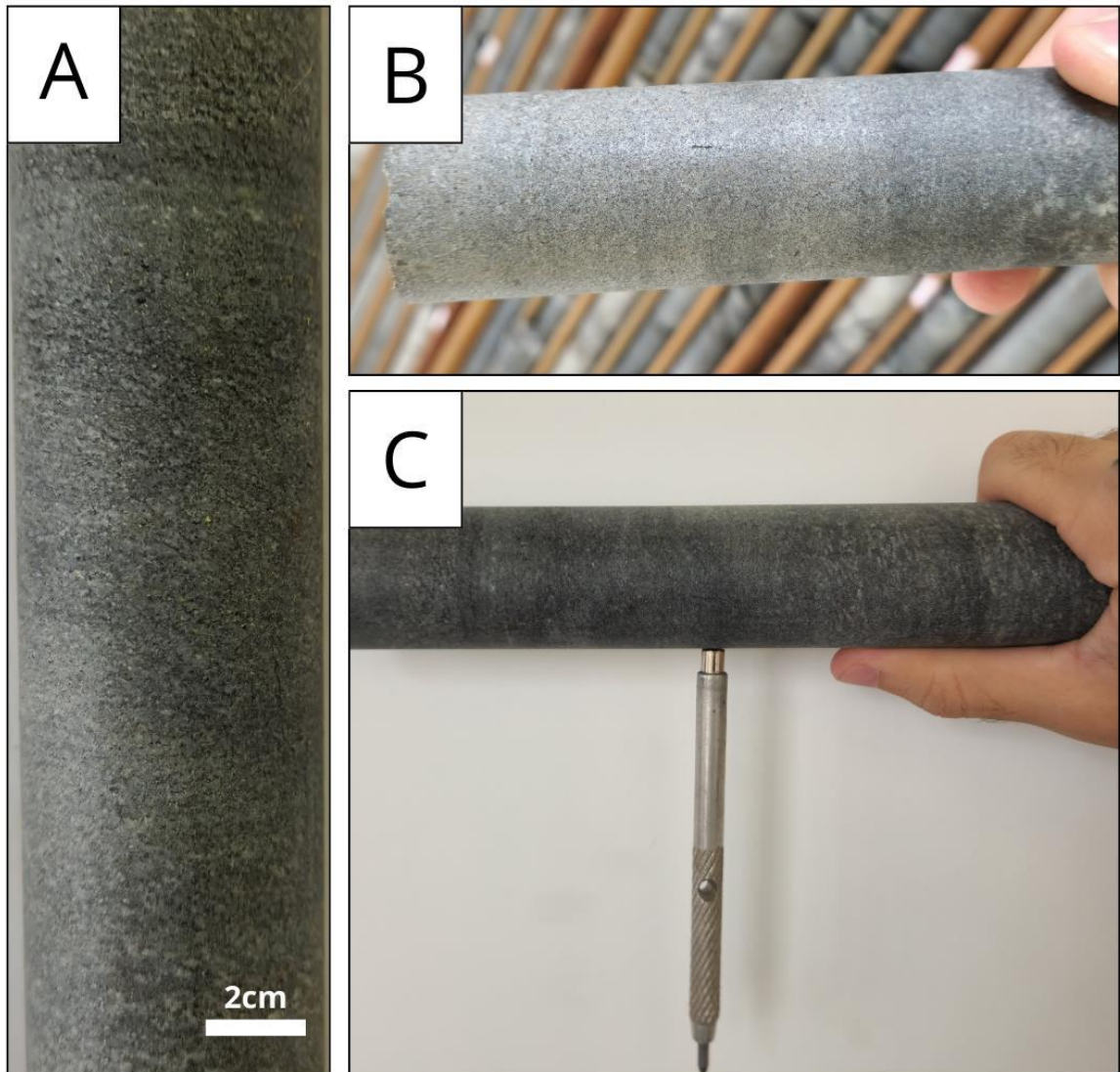


Figura 15. Litofácies F5 - magnetita-metapiroxenito: (A) e (B) magnetita-metapiroxenito cinza mostrando estrutura maciça; (C) Litofácies F5 puxando o imã de mão, sendo uma característica marcante da rocha.

A deformação rúptil é representada por falhas em que as mesmas foram preenchidas por fluido carbonático e são representados por minerais pretos e que

efervesce com HCl, possivelmente calcita, essas falhas marcam o contato com outras litologias e nelas ocorrem a presença de sulfetos disseminados.

6.1.6. Augen-gnaiss (F6)

O augen-gnaiss é uma rocha de granulação grossa composta predominantemente por microclina, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita e magnetita. A foliação é definida pela orientação preferencial de minerais máficos, ao passo que os cristais de feldspato apresentam-se deformados mostrando geometrias no formato de augen (Figura 16). Foi observado bandamento composicional marcado por bandas máficas ricas em anfibólio, biotita, magnetita e bandas félsicas de composição quartzo-feldspática. Não foi observada a presença de sulfetos e nem de alteração hidrotermal nessa litofácies. Falhas preenchidas por carbonato de coloração preta são identificadas no contato com outros litotipos ao longo do testemunho.

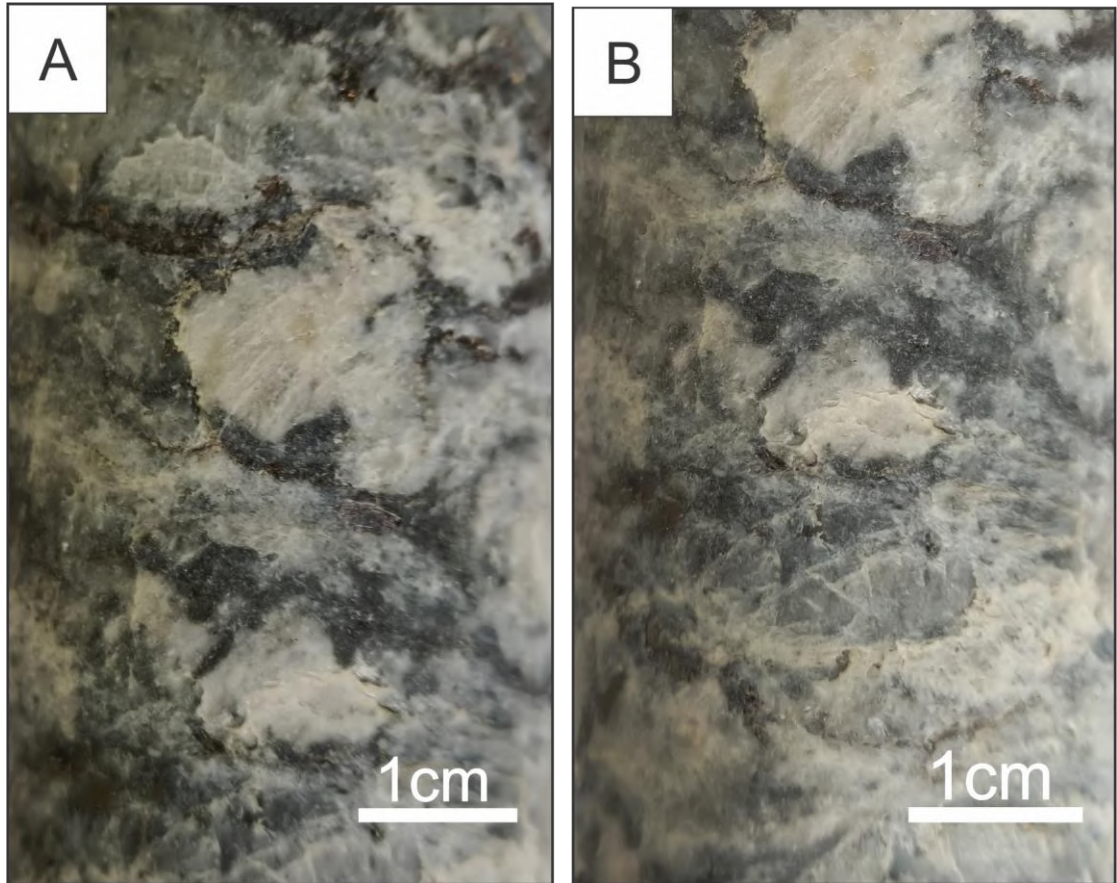


Figura 16. Litofácies F6 – augen-gnaiss. (A) Porfiroclastos de feldspato em estruturas do tipo augen; (B) Outra visada do augen-gnaiss e seus pórfiroclastos de feldspato.

6.1.7. Granada-gnaiss (F7)

A litofácies F7 é representada por gnaiss composto de quartzo, feldspato, anfibólio, piroxênio e granada, com foliação marcante (Figura 17a), localmente apresentando bandamento composicional. Nessa fácies as mineralizações ocorrem na forma de vênulas de calcopirita, de até 1,5 centímetros de espessura, cortando a foliação metamórfica da rocha (Figura 17b). Não foi observada a ocorrência de flogopita e nem sulfetos disseminados. Foi observada a ocorrência de falhas preenchidas por carbonato de coloração preta, com planos contendo estrias.

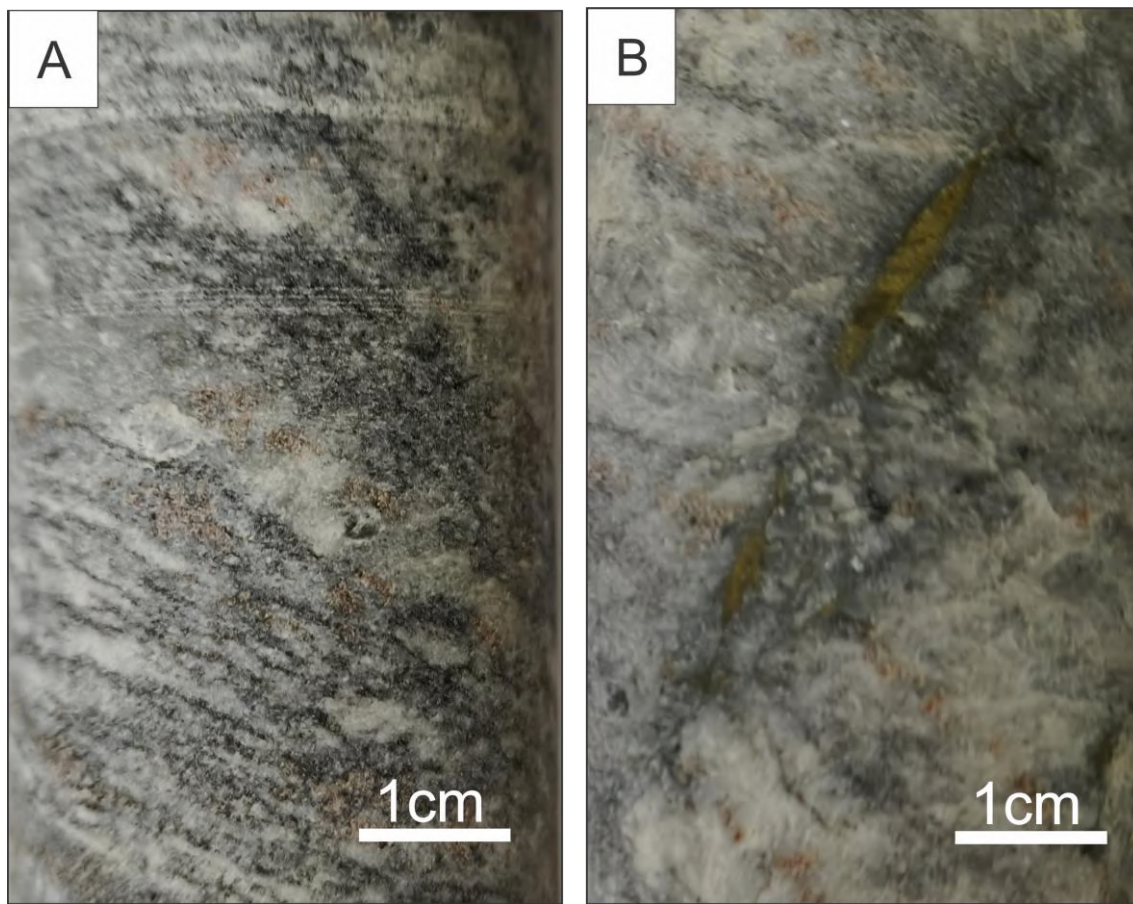


Figura 17. Litofácies F7 – augen-gnaiss: (A) visão geral do granada-gnaiss, destaque para o bandamento composicional incipiente; (B) Vênula de sulfeto cortando a foliação da rocha.

6.1.8. Flogopitito (F8)

A flogopita foi identificada essencialmente como mineral de alteração, principalmente a partir dos minerais máficos presentes nas rochas ígneas. As zonas ricas em flogopita podem ser consideradas flogopititos, por serem praticamente monominerálicas. Tais zonas ocorrem principalmente em escala que não entram para a descrição do testemunho como litofácies. Entretanto, alguns intervalos mais expressivos foram identificados, o que enseja a classificação do flogopitito como uma litofácies mapeável na escala utilizada nos perfis. O flogopitito apresenta coloração preta a vermelho-acastanhado (Figura 18a,b), além de uma forte foliação marcada pela orientação das placas de flogopita. Essa alteração foi identificada em

litofácies como granada-metapiroxenito e metagabro. Nos flogopititos, foram identificados sulfetos vênulares de até 1 centímetros, apresentando magnetismo fraco ou ausente.

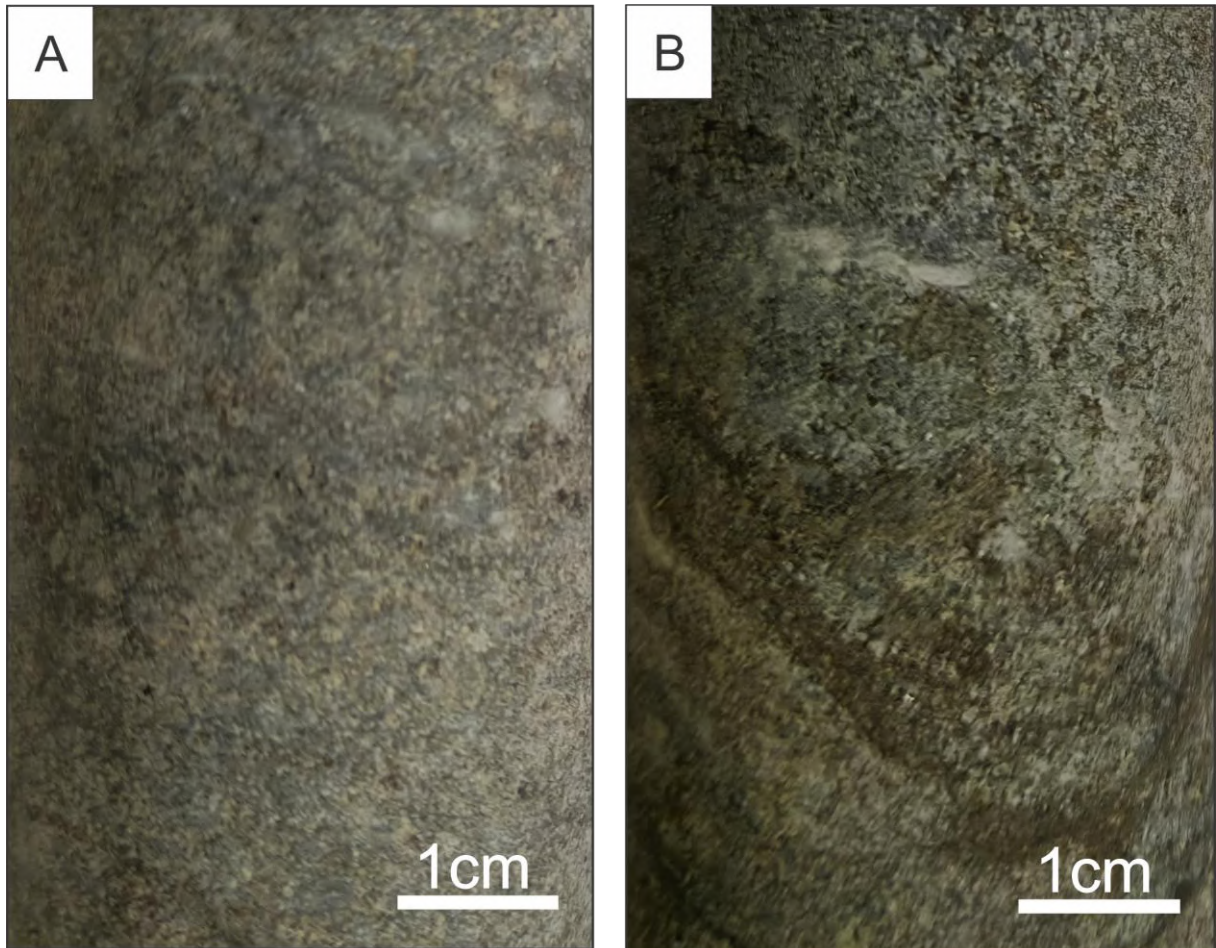


Figura 18. Litofácies F8 – flogopitito: (A) Granada-metapiroxenito alterado parcialmente para flogopitito; (B) Metagabro alterado para um alo hidrotermal rico em flogopita com sulfetos disseminados.

6.1.9. Veios

Foram identificados dois tipos de veios: (1) compostos de quartzo e feldspato e (2) apenas quartzo. O primeiro corta a trama principal das litofácies: metanortosito fino, metagranada-piroxenito e metapiroxenito. Esses veios são hololeucocráticos e sua espessura pode chegar a 5 centímetros (Figura 19a,b,c). Nos veios presentes nas fácies mencionadas, podem ocorrer vênulas de sulfetos como pirrotita e

calcopirita de tamanhos de 4 milímetros e, em alguns lugares, até 6 milímetros. Os veios de quartzo (2) estão cortando somente a litofácies granada-metapiroxenio (Figura 19d), e podem estar associados com clorita.

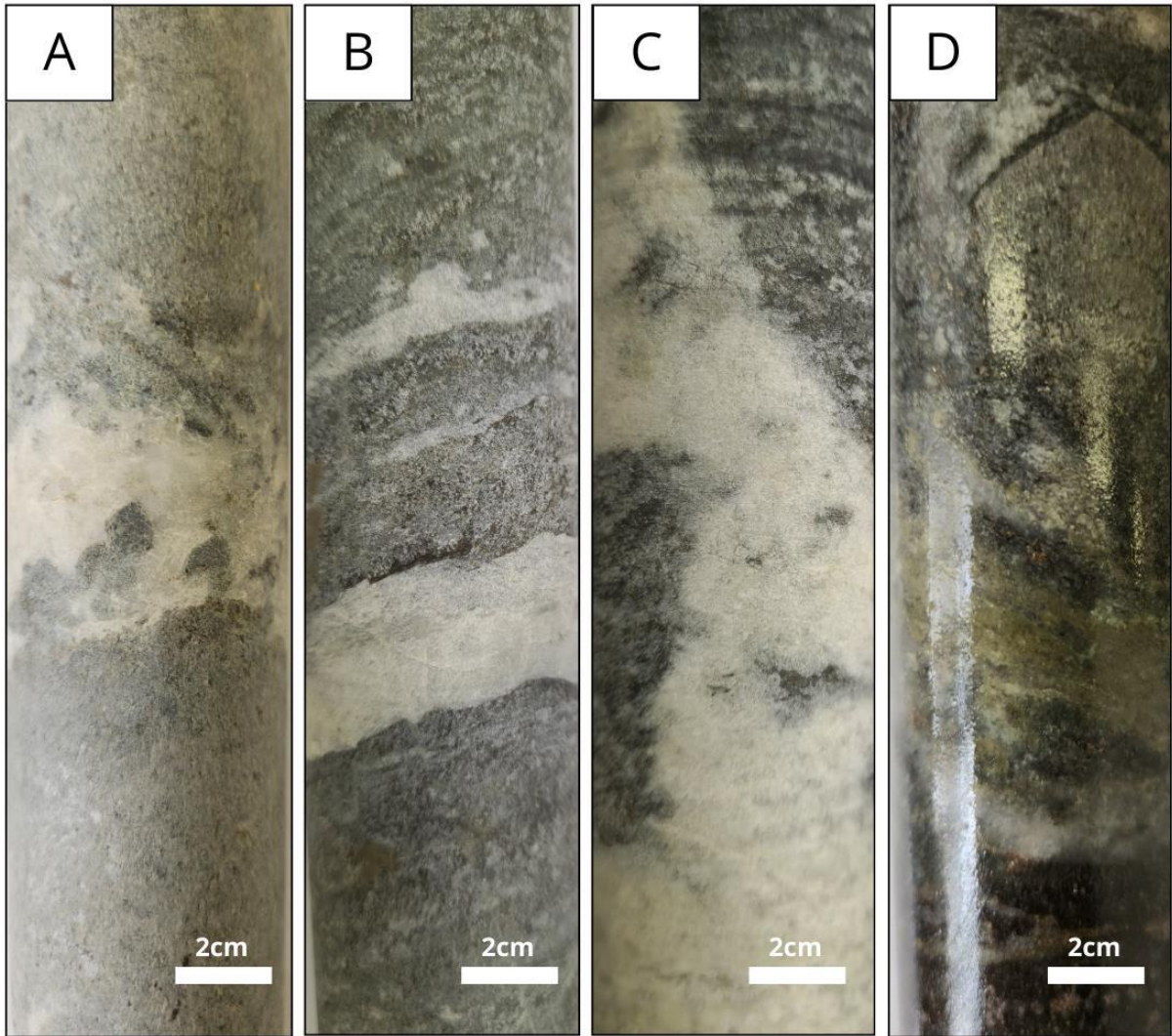


Figura 19. (A) Veio quartzo-feldspático cortando o metanortosito fino; (B) e (C) Veio composto por quartzo-feldspato cortando o metagabro; (D) Veio de quartzo em granada-metapiroxenito associado com clorita.

7. DISCUSSÕES

A caracterização macroscópica das rochas permitiu a identificação de oito litofácies, sendo sete metaígneas e uma relacionada a alteração hidrotermal (Figura 20).

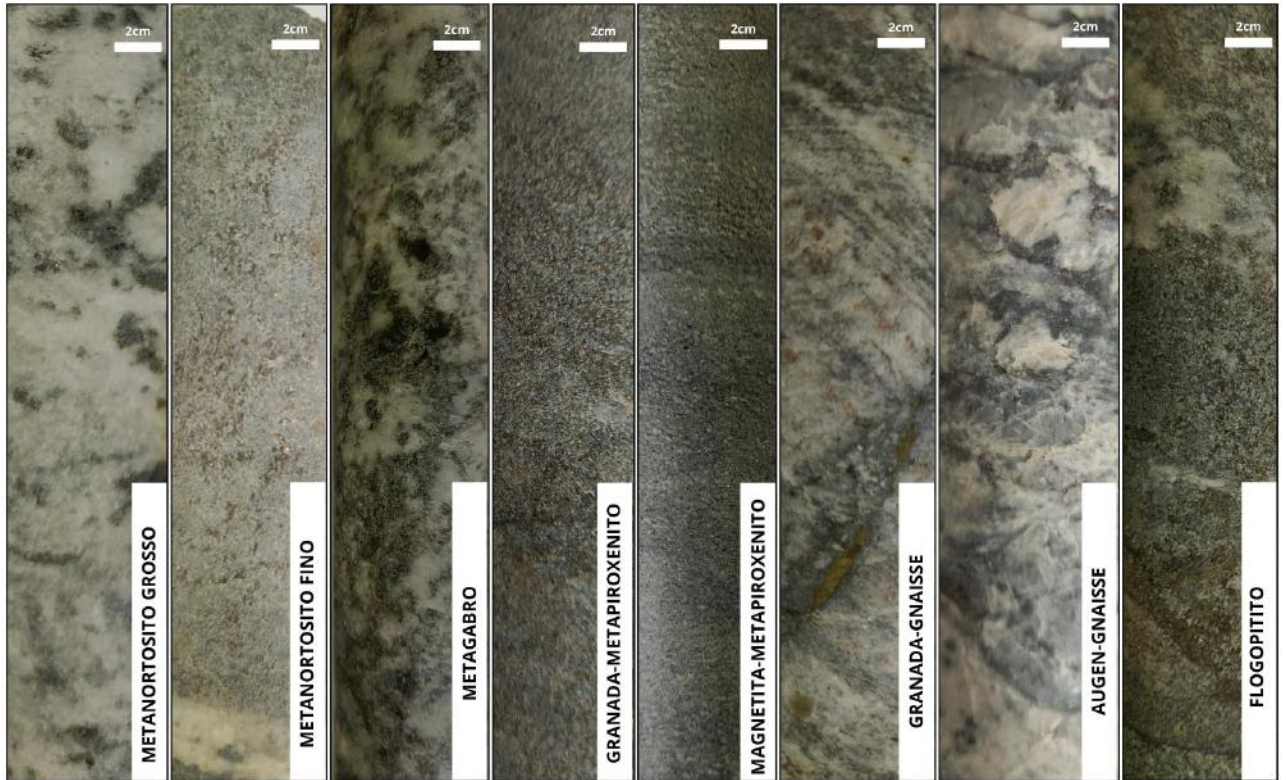


Figura 20. Litofácies identificadas ao longo dos 60,1 metros do testemunho da Mina de Caraíba, suas respectivas classificações estão presentes nas imagens.

Além disso, foram identificadas 4 halos de alteração hidrotermal, sendo uma delas associadas a mineralização de sulfetos. Com foco nas litofácies e identificação das mineralizações foram descritos 60,1 metros de testemunhos, as litofácies são sumarizadas na Tabela 05.

Tabela 05. Descrições das mineralizações e alterações hidrotermais identificadas nas rochas hospedeiras.

Rocha hospedeira	Composição	Mineralização (Forma de ocorrência)	Mineralização (Tipo de sulfeto)	Alteração Hidrotermal
Metanortosito grosso (F1)	Plagioclásio e piroxênio	Ocorre como sulfeto disseminado em pods	Calcopirita, pirrotita, bornita	Flogopita, clorita, carbonato
Metanortosito fino (F2)	Plagioclásio	Sulfeto maciço, sulfeto disseminado em flogopita orientados, sulfeto venulares	Calcopirita, pirrotita,	Flogopita, clorita
Metagabro (F3)	Feldspato, biotita, piroxênio	Se apresentam como sulfeto maciço, sulfeto disseminado em flogopita orientados, sulfeto venulares	Calcopirita, pirrotita, bornita	Flogopita, carbonato
Granada-metapiroxenito (F4)	Piroxênio, Granada, feldspato	Ocorrem na forma de vênulas e sulfetos disseminados, sem seguir um padrão de foliação Representa a fácies com maior teor de mineralização	Calcopirita, pirrotita, bornita	Flogopita, clorita, carbonato
Magnetita-metapiroxenito (F5)	Piroxênio, magnetita, feldspato	Apresenta-se como sulfeto disseminado e em vênulas	Calcopirita, pirrotita	Carbonato, magnetita
Augen-gnaiss (F6)	Quartzto, feldspato, biotita, anfibólio e magnetita		Não apresenta mineralização	Carbonato
Granada-gnaiss (F7)	Quartzto, feldspato, biotita, granada, anfibólio	Apresenta sulfeto venulares	Calcopirita	Carbonato
Flogopitito (F8)	Flogopita	Sulfeto disseminado entre cristais de flogopita orientados	Calcopirita	Flogopita, clorita, carbonato

7.1. Mineralizações de sulfetos

As descrições (Tabela 5) permitiram a identificação da associação mineral representante do minério sulfetado, e a constatação da interação entre processos ígneos, metamórficos e hidrotermais, evidenciando a complexa história geológica da área. Essas litofácies exibem uma variedade de texturas, granulações e mineralizações, com destaque para a presença de sulfetos identificados nas rochas.

Os sulfetos são representados principalmente por calcopirita e pirrotita e, em menor proporção, bornita. Eles ocorrem em quatro conjuntos principais ao longo do testemunho: 1) disseminados em pods nas rochas que apresentam estrutura ígnea preservada; 2) disseminados junto à foliação metamórfica marcada pelos cristais de flogopita; 3) ocorre como sulfetos maciços discordantes da foliação em veios e vênulas; e 4) disseminados em fraturas e falhas junto a minerais carbonáticos.

Os sulfetos identificados podem ter origem magmática ou hidrotermal. Os de origem magmática ocorrem predominantemente no metanortosito grosso e tendem a se apresentar disseminados em pods (Figura 21) com tamanhos de 4 centímetros e estão associados à cristalização das rochas máficas-ultramáficas descritas.

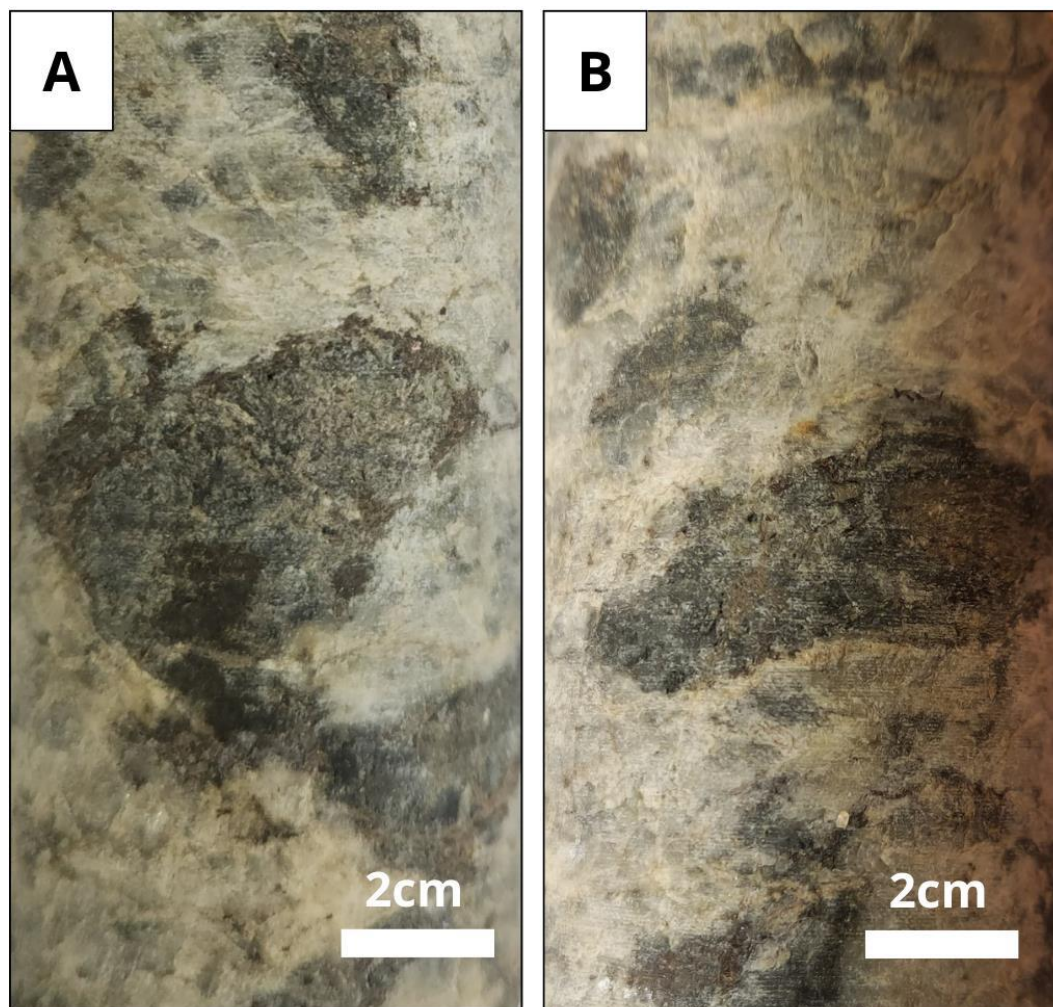


Figura 21. (A) e (B) Pods em metanortossito grosso, os mesmos apresentam uma borda composta por flogopita, e nas regiões mais centrais dos pods há a presença de sulfeto disseminado.

Em relação aos sulfetos de origem hidrotermal, eles são posteriores a cristalização da rocha e são divididos em três tipos: Disseminados em um alo de alteração hidrotermal rico em flogopita (Figura 22a); Sulfetos discordantes da trama da rocha representados por sulfetos maciços, vênulas e veios (Figura 22b,c); Sulfetos que ocorrem em zonas de regime rúptil, como fraturas e falhas (Figura 22d,e) que estão presentes em todas as litofácies descritas menos no metanortossito fino.

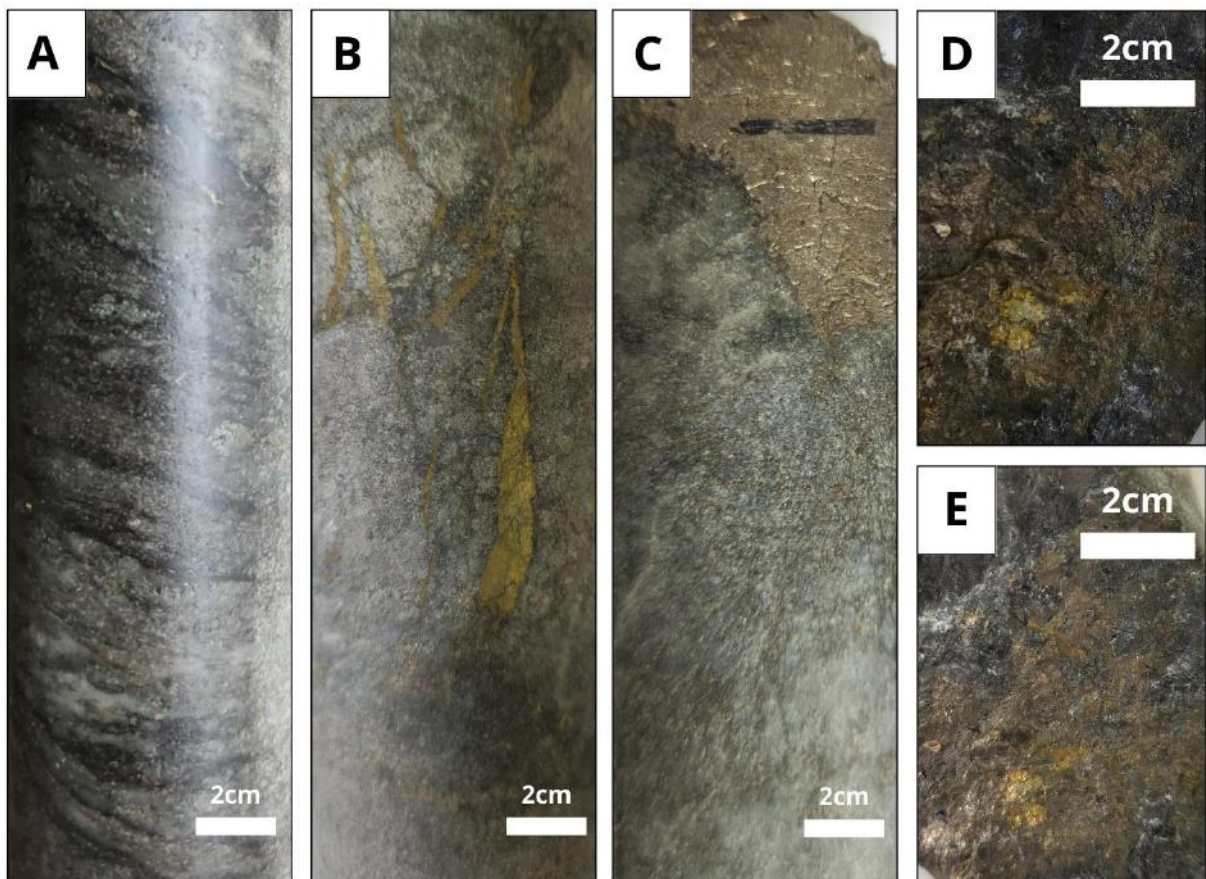


Figura 22. Exemplificação dos tipos de sulfetos visualizados durante a descrição do testemunho: (A) Sulfeto disseminado em halos de alteração hidrotermal rico em flogopita; (B) Calcopirita em vênulas e veios; (C) Calcopirita em formato xenomórfico discordante; (D) e (E) Calcopirita e bornita disseminado junto a minerais carbonáticos em locais com fraturas e falhas.

Com base na relação de cortes, as mineralizações primárias estão associadas a cristalização das rochas máfica-ultramáficas, identificadas como pods e que não foram deformados por eventos posteriores a sua formação (Figura 23). Posteriormente ao evento de formação do OISC, estão relacionadas a remobilização com influência de fluidos potássicos (gerador da flogopita hidrotermal). E por fim, posteriormente a formação do OISC, houve a remobilizações em vênulas e em veios, além das remobilizações que ocorrem em fraturas e falhas (Figura 23).

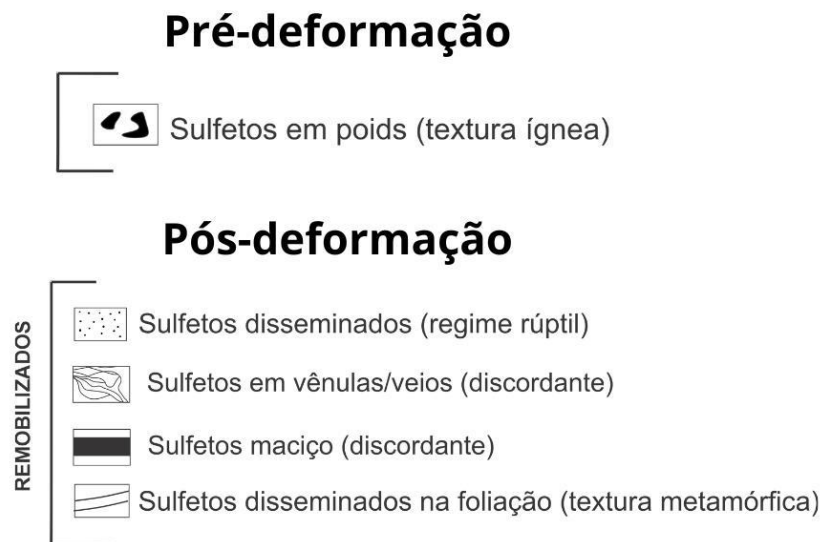


Figura 23. Classificação dos tipos de sulfetos identificados, divididos em pré-deformação e pós-deformação.

7.2. Alteração hidrotermal

A alteração mais importante presente nas rochas descritas é a flogopitização, que ocorre em rochas máficas e ultramáficas, como o metagabro e o granada-metapiroxenito. Essa alteração hidrotermal é a responsável pela formação do flogopitito, considerada a causadora da principal remobilização dos sulfetos. A flogopitização está relacionada a um fluido hidrotermal rico em potássio que, ao reagir com o piroxênio dessas rochas, gera principalmente a flogopita como

subproduto (Figura 24). Quando o fluido hidrotermal rico em potássio entra em contato com o piroxênio, ocorre uma reação química na qual o potássio substitui o cálcio e o magnésio no piroxênio, resultando na formação de flogopita. A flogopita presente nas rochas do Complexo Caraíba apresenta-se marcando a foliação da rocha hospedeira.

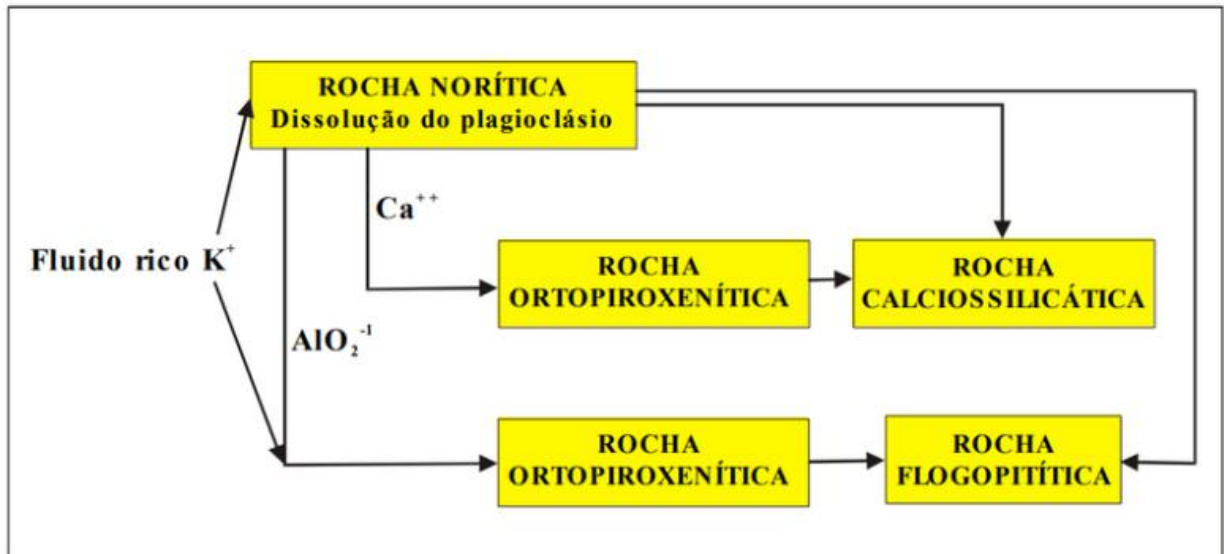


Figura 24. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir de rochas máfica-ultramáfica chegando até o produto final como flogopititos e calciosilicáticas (Rocha, 1999).

Sobrepondo ou concomitantemente ao processo de flogopitização, podem ocorrer outras alterações hidrotermais, como a magnetização (formação de magnetita), cloritização (formação de clorita) e a carbonatação (formação de carbonatos), que também resultam da interação dos fluidos hidrotermais com outros minerais nas rochas.

A magnetização é consequência da formação de grande quantidade de magnetita em metagabro e metapiroxenito. Fluidos hidrotermais podem dissolver minerais presentes nas rochas hospedeiras. Por exemplo, a pirita (FeS_2) pode ser oxidada e dissolvida, liberando ferro e enxofre no fluido, esse ferro ao reagir com a

rocha piroxenítica gera a magnetita (Figura 25). Assim como a flogopitização, esse processo ocorre em regiões da crosta em altas profundidades e temperaturas.

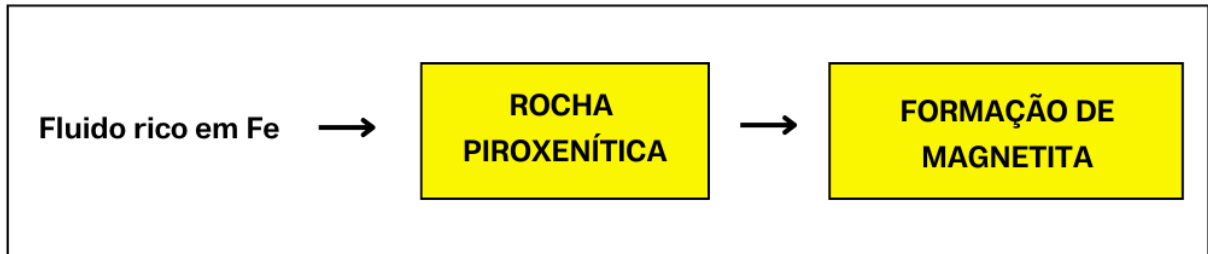


Figura 25. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir de uma rocha piroxenítica chegando até o produto final com a formação de magnetita hidrotermal.

A cloritização é responsável pela formação de clorita hidrotermal. O fluido rico em elementos como magnésio, ferro e alumínio reage com minerais preexistentes em uma rocha, como piroxênios, anfibólios, biotita ou mesmo flogopita, que são alterados para formar clorita (Figura 26). Esse processo ocorre em condições de baixa a moderada temperatura.

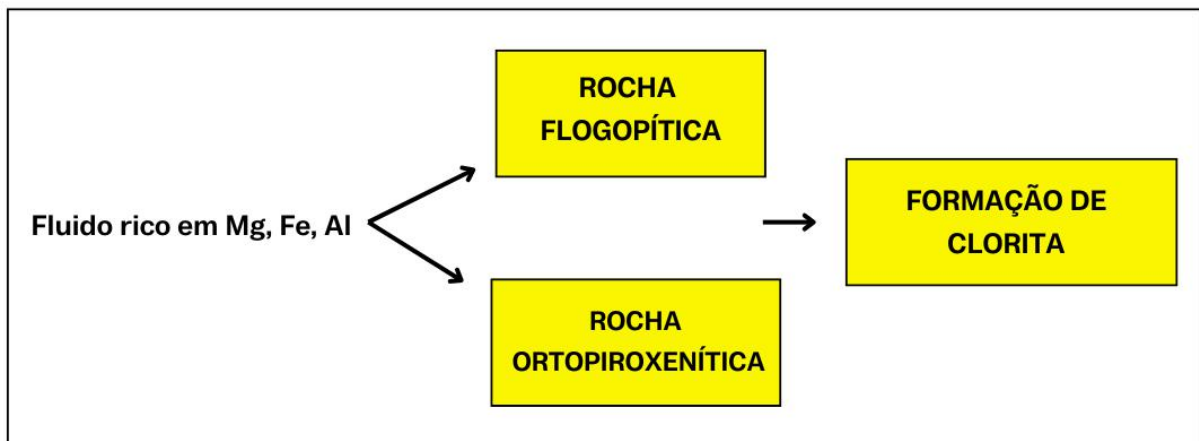


Figura 26. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir de uma rocha ortopiroxenítica e flogopítica chegando até o produto final com a formação de clorita.

Por último, a carbonatação que é uma alteração hidrotermal em que os minerais das rochas reagem com dióxido de carbono (CO_2) presente em fluidos

hidrotermais para formar carbonatos, como calcita (Figura 27). Assim como a cloritização, ocorre geralmente em condições de baixa a moderada temperatura e pode estar associada a alterações hidrotermais.

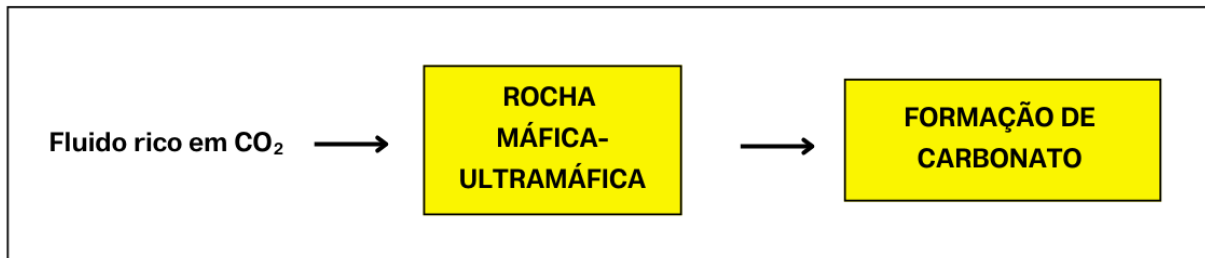


Figura 27. Fluxograma mostrando as fases de transformações hidrotermais a partir da reação de uma rocha máfica-ultramáfica com um fluido rico em CO₂, gerando como subproduto carbonato.

Os carbonatos gerados a partir da carbonatação são localizados em falhas e fraturas registrando um regime rúptil, em profundidades mais rasas na crosta. Além disso são identificados sulfetos junto ao carbonato, e que estão relacionados a uma remobilização posterior, que se infiltraram em fraturas sem controle tectônico, sendo posterior ao evento colisional que gerou o Orógeno Itabuna-Salvador. Essas falhas e fraturas ocorrem nas litofácies metanortosito grosso, metagabro, granada-piroxenito, metapiroxenito, flogopitito, granada-gnaiss e augen-gnaiss.

7.3. Correlação com a literatura

Em relação às unidades presentes na literatura e às litofácies identificadas nos testemunhos descritos, pode-se associar que: a litofácies granada-gnaiss é correlacionável com os ortognaisses do Complexo Caraíba, que datam de aproximadamente 2,69 - 2,62 Ga (Figura 28a). O fato desses serem ricos em granada, mineral que marca o metamorfismo referente a formação do OISC (Garcia *et al.*, 2017), e a presença de veios sulfetados cortando a foliação da rocha indicam

que esse litotipo se formou antes da principal fase de remobilização e anterior a deformação regional da área (com pico em 2,1 Ga). Garcia *et al.*, (2017) identificaram esse tipo litológico nas regiões próximo a Mina de Caraíba e classificam como ortognaisses contendo lentes métricas ricas em granada vermelha e que seriam encaixantes das rochas máficas-ultramáficas.

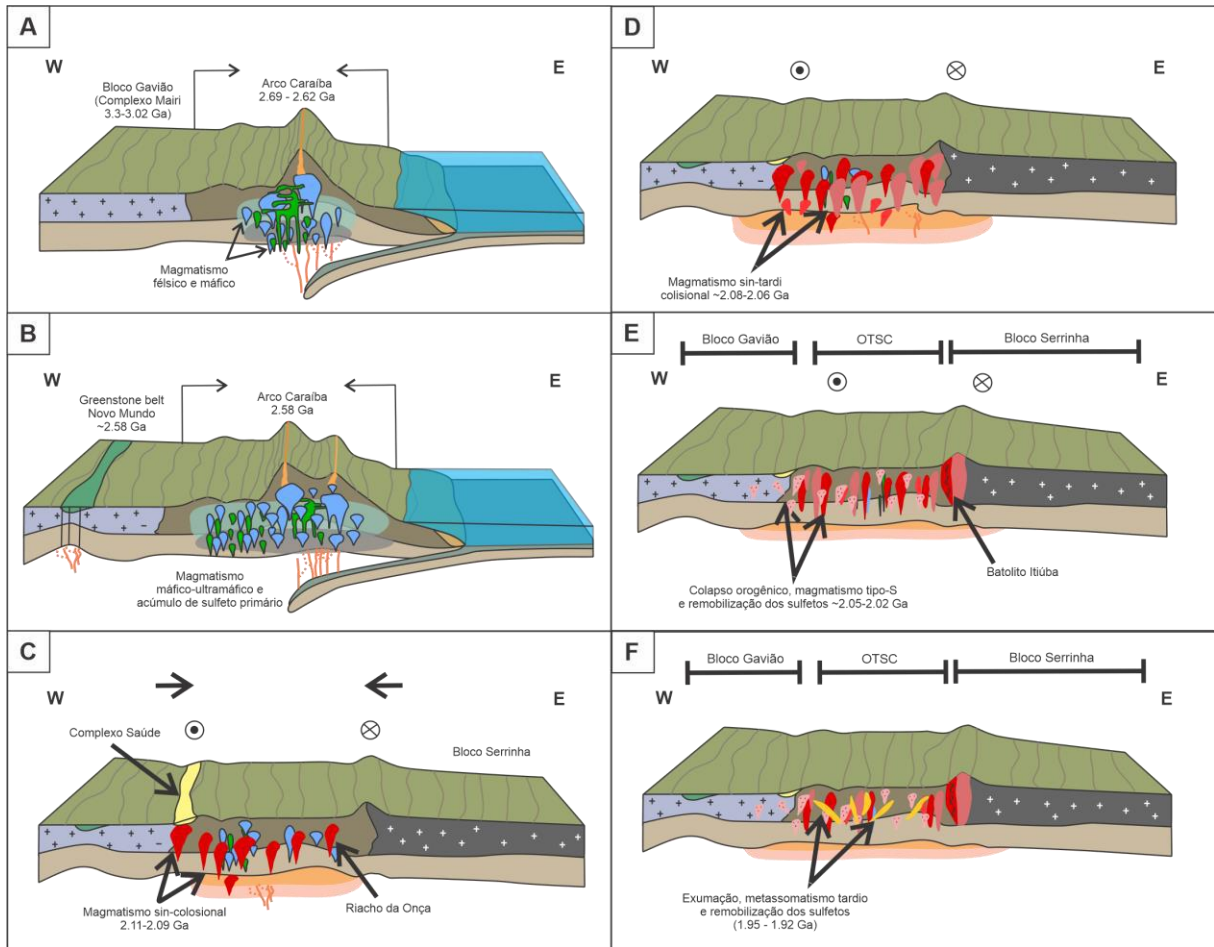


Figura 28. Evolução tectônica para a segmento norte do OISC: (A) Formação do arco Caraíba de idade Neoarqueana e cristalização de rochas félsicas e máficas; (B) Cristalização das rochas máficas-ultramáficas do Complexo Caraíba, além da geração de uma bacia retroarco (*Greenstone Belt* Mundo Novo); (C) Fase sin-colisional com colocação de plútons graníticos (~2,10 Ga); (D) Magmatismo sin-tardio transcorrente com a colocação de corpos graníticos (~2,08–2,06 Ga); (E) Fase tardia da transcorrência e pós-tectônica com a formação de granitoides e do sienito Itiúba (~2,05–2,02 Ga); (F) Exumação e metassomatismo tardio, causando uma nova remobilização dos sulfetos. Adaptado de Sousa *et al.*, (2020) e Garcia *et al.*, (2018).

Em relação ao Complexo Máfico-Ultramáfico do Complexo Caraíba, nos testemunhos eles são descritos como metanortosito fino e grosso, metagabro, granada-metapiroxenitos e metapiroxenito e marcam um magmatismo máfico-ultramáfico referente a evolução do arco Caraíba (Figura 28b). Essas litofácies hospedam o maior teor de mineralização com sulfetos hidrotermais e magmáticos, além de apresentar uma alta alteração hidrotermal que gerou principalmente flogopitita como subproduto.

O augen-gnaissite descrito, tem sua origem a partir das ocorrências de granitoides paleoproterozoicos após a formação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 28c). Ele é marcado no testemunho como apófises e não ocorrem mineralizações discordantes como veios e vênulas de sulfeto, apresentando somente carbonatação em locais onde houve fraturas ou falhas. Esse processo de alteração marca um estágio tardio em que houve a exumação das rochas da área (Figura 28f).

A respeito das alterações hidrotermais, a presença significativa de flogopita sugere um ambiente favorável para a mineralização, corroborando a interpretação de que os depósitos de cobre na região são resultado de sistemas mineralizantes ortomagmáticos enriquecidos por atividades hidrotermais. Observa-se que a flogopitização está fortemente associada à remobilização dos sulfetos. Essa fase metassomática é datada de 2,0 Ga por Teixeira *et al.*, (2010) e corrobora com a afirmação de que essa alteração foi formada em uma fase transcorrente ou pós-tectônica (Figura 28e).

Hunt *et al.*, (2007) sugerem uma divisão dos sistemas IOCG em três tipos: magmáticos, não-magmáticos e híbridos magmáticos-não-magmáticos. O primeiro tipo está intimamente associado a intrusões ígneas e seus fluidos magmáticos. Os não-magmáticos que se formam em ambientes que não estão relacionados a

processos magmáticos, sendo gerados por fluidos não-magmáticos que circulam por processos não associados ao magmatismo. Por último, os depósitos do tipo IOCG híbrido que resultam de uma combinação de fluidos magmáticos e não-magmáticos, situando-se entre os dois extremos do espectro e podendo apresentar características de ambos os tipos.

Dessa forma, os depósitos da Mina de Caraíba podem ser considerados do tipo IOCG híbrido, em que as mineralizações associadas às rochas máficas-ultramáficas do Complexo Caraíba são de origem magmática enriquecida por um sistema do tipo IOCG. As mineralizações posteriores à formação das rochas do Complexo Caraíba são caracterizadas como remobilização e estão associadas a um processo hidrotermal não-magmático.

Outra importante característica do magmatismo do tipo IOCG é a presença de magnetita hidrotermal, a mesma é formada em altas pressões e temperaturas, ou seja, em níveis crustais mais profundos (Williams *et al.*, 2005). Essa alteração foi identificada ao longo do testemunho. Em relação aos depósitos de cobre do Vale do Curaçá, Garcia *et al.*, (2018) correlacionaram as alterações hidrotermais de cada depósito e classificou o de Caraíba sendo considerada de profundidades intermediárias em níveis crustais, se comparadas com outros depósitos do Vale do Curaçá (Figura 29).

Em direção ao norte, o depósito de Vermelhos, há mais evidenciado uma alteração rica em feldspato potássico, essa alteração é típica em depósitos que ocorre em regiões mais rasas da crosta. A mina de Surubim, ao norte da Mina de Caraíba, exhibe extensiva alteração potássica, marcada por uma flogopitização pervasiva. A associação das encaixantes para-derivadas pode explicar a abundância de granada. Por último, ao sul, podemos perceber que as

mineralizações presentes nos depósitos de Sussuarana são restritas, possivelmente ocorrendo alteração hidrotermal massiva devido às profundidades em que as rochas se encontravam.

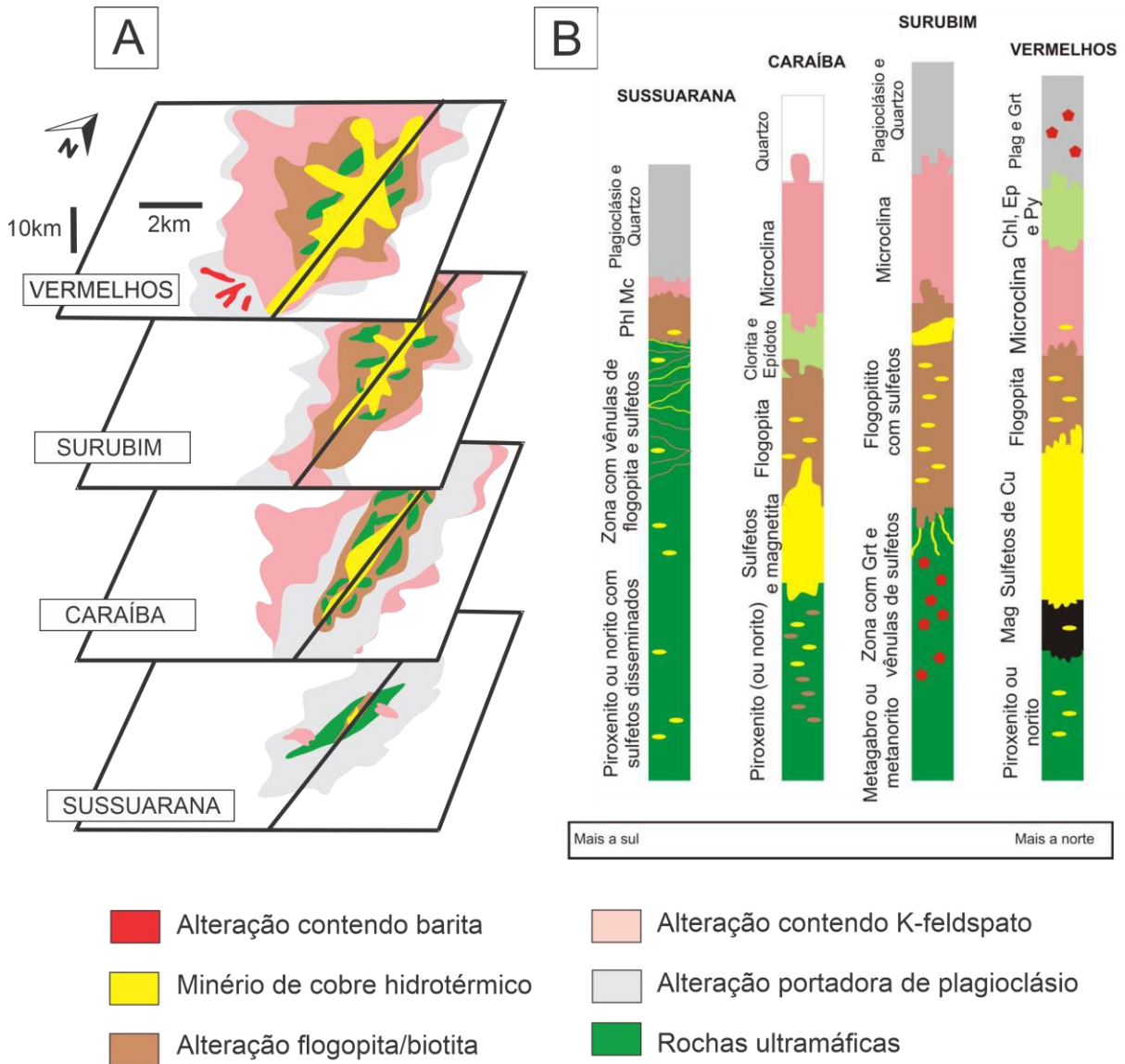


Figura 29. (A) Modelo evolutivo em quatro estágios proposto para os depósitos cupríferos do Vale do Curaçá; (B) Comparação entre os perfis de alteração hidrotermal observados entre os depósitos do Vale do Curaçá. (Garcia *et al.*, 2017, 2018).

8. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos indicam que os minerais de sulfeto, como calcopirita, bornita e pirrotita, estão distribuídos de maneira irregular nas rochas hospedeiras, refletindo a influência de processos magmáticos e não-magmáticos. As mineralizações primárias contidas em pods podem ser associadas a uma mineralização singenética-magmática, enquanto as remobilizadas podem estar associadas a um sistema IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) do tipo híbrido.

As mineralizações magmáticas são relacionadas a cristalização das rochas máfica-ultramáficas do Complexo Caraíba, enquanto as mineralizações não magmáticas são divididas em três tipos:

- Disseminados em um halo de alteração hidrotermal rico em flogopita, que pode ter sofrido remobilização durante o colapso do OISC e a intrusão de granitoides ricos em potássio (Figura 28e); eles são identificados nos granada-metapiroxenito e metagabro.
- Sulfetos discordantes da trama da foliação da rocha hospedeira representados por sulfetos maciços, vênulas e veios, que ocorreram posteriormente a alteração potássica e não foram afetados pela orogenia Paleoproterozoica. Eles podem estar associados ao colapso orogênico que gerou a remobilização dos sulfetos (~2,05-2,02 Ga) (Figura 28e);
- Sulfetos que ocorrem em zonas de regime rúptil, como fraturas e falhas e estão associados à exumação e metassomatismo tardio, causando uma nova remobilização dos sulfetos (1,95 – 1,92 Ga) (Figura 28f).

A flogopitização é a alteração hidrotermal predominante nas rochas máfico-ultramáficas descritas do Complexo Caraíba. Com base em outros estudos, essa é a principal alteração que causou a remobilização dos sulfetos nas rochas.

Em relação as unidades geológicas da região, as litofácies metagabro, metapiroxenitos e metanortositos são correlacionáveis com os corpos máfico-ultramáficos de idade Neoarqueana do arco Caraíba. Enquanto o granada-gnaiss são associadas com ortognaisses que constituem as rochas encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos da área da mina.

Por fim, a unidade Riacho da Onça que data de 2,1 Ga (Silva *et al.*, 1997) corta os litotipos descritos na forma de augen-gnaiss. Esse pode ser correlacionado com os corpos intrusivos do paleoproterozoico que marca um magmatismo sin-tectônico do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALIBERT, C.; BARBOSA, J. Ages U-Pb déterminés à la Shrimp sur des zircons du complexe de Jequié, craton de Sao Francisco, Bahia, Brésil. **Réunion annuelle des sciences de la terre**, n. 14, 1992.

ALKMIM, Fernando F.; MARSHAK, Stephen; FONSECA, Marco A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. **Geology**, v. 29, n. 4, p. 319-322, 2001.

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

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; DE BRITO NEVES, Benjamim Bley; CARNEIRO, Celso Dal Re. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, n. 1-2, p. 77-111, 2000.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo; SABATÉ, Pierre. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 1-27, 2004.

BARBOSA, J. S. F.; CRUZ, S. C. P.; SOUZA, JS de. Terrenos metamórficos do embasamento. Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização. Salvador: **Companhia Baiana de Pesquisa Mineral**, p. 101-201, 2012.

BRASIL MINERAL. **AS MAIORES EMPRESAS DO SETOR MINERAL**. São Paulo: Signus Editora Ltda. Edição Especial. n. 431, 2023. 76 p. (ISSN 0102-4728).

BIZZI, Luiz Augusto et al. **Geologia e recursos minerais da Amazônia brasileira**. CPRM, 2002.

CARVALHO, Cristina Maria Burgos de. Contribuição ao Estudo dos Maciços Gabro-Anortosíticos do Sul da Bahia, Brasil: Mecanismos de Deformação e Orientação Preferencial Cristalográfica do Plagioclásio. 2017.

CORDANI, Umberto G. et al. Crustal evolution of the South American platform. **Tectonic Evolution of South America**, p. 19-40, 2000.

COUTO, Pedro A. et al. **Projeto Serra de Jacobina. Geologia e prospecção geoquímica: relatório final**. CPRM, 1978.

D'EL-REY SILVA, L. J. H.; OLIVEIRA, J. G. Geology of the Caraíba Copper Mine and its surroundings in the Paleoproterozoic Curaçá Belt-Curaçá River Valley, Bahia, Brazil. **da Silva, M. da G., Misi, A.(Coordenadores) Base metal Deposits of Brazil, MME/CPRM/DNPM**, p. 25-32, 1999.

D'EL-REY, Luiz José Homem et al. U–Pb and Sm–Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá Belt, São Francisco Craton, Brazil: Tectonic implications. **Gondwana Research**, v. 12, n. 4, p. 454-467, 2007.

DELGADO, I. de M. et al. Geotectônica do escudo atlântico. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**, v. 5, p. 227-334, 2003.

GARCIA, Pedro Maciel de Paula. Metalogênese dos Depósitos Cupríferos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, Vale do Curaça, Bahia, Brasil. 2017.

GARCIA, Pedro Maciel de Paula et al. Tectonic and metallogenic evolution of the Curaçá Valley Copper Province, Bahia, Brazil: A review based on new SHRIMP zircon U-Pb dating and sulfur isotope geochemistry. *Ore Geology Reviews*, v. 93, p. 361-381, 2018.

GARCIA, Pedro Maciel de Paula et al. Controvérsias na descoberta do cobre na Bahia e no Brasil: uma análise histórico-geológica. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 44, 2021.

HEILBRON, Monica et al. Tectonic genealogy of a miniature continent. **São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**, p. 321-331, 2017.

HUNT, J. A.; BAKER, T.; THORKEKELSON, D. J. A review of iron oxide copper-gold deposits, with focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification. **Exploration and Mining Geology**, v. 16, n. 3-4, p. 209-232, 2007.

KOSIN, Marília et al. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabunasalvador-Curaçá e guia de excursão. **Brazilian Journal of Geology**, v. 33, n. 1, p. 15-26, 2003.

LE MAITRE, Roger Walter. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Cambridge University Press, 2004.

LEDRU, P. et al. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco province, Brazil). **Precambrian Research**, v. 86, n. 3-4, p. 155-176, 1997.

LINDENMAYER, Z. G. Evolução geológica do Vale do Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. **Unpublished MSc Thesis, UFBA, Salvador 140p**, 1981.

MARTIN, Hervé et al. Un segment de croûte continentale d'âge Archéen ancien (3.4 milliards d'années): le Massif de Sete Voltas (Bahia-Brésil). **CR Acad. Sci. Paris**, v. 313, n. Serie II, p. 531-538, 1991.

MARINHO, Moacyr M. et al. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. **Boletim IG-USP- Publicacao Especial**, 1995.

MARTIN, Herve et al. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. **Precambrian Research**, v. 82, n. 1-2, p. 35-62, 1997.

MASCARENHAS, J. de F. Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. **Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia Salvador, Secretaria das Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral**, p. 25-53, 1979.

MASCARENHAS, Juracy de Freitas; SILVA, Ernesto Fernando Alves da. Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco. **Série Arquivos Abertos**, v. 5, p. 1-31, 1994.

MASCARENHAS, J. F. et al. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo. **Série Arquivos Abertos**, v. 13, p. 58, 1998.

MELLO, Edson F. et al. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralisation in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 40, p. 849-866, 2006.

MENDONCA, R. J. et al. **Updated Mineral Resources and Mineral Reserves Statements of Mineração Caraíba's Vale do Curaçá Mineral Assets, Curaçá Valley**. Curaca Technical Report: Bahia, Brazil, 2018.

MOUGEOT, Rémy. **Etude de la limite archéen-protérozoïque et des minéralisations Au,+ U associées: exemples des régions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil)**. 1996. Tese de Doutorado. Montpellier 2.

NETO, Campos; DA COSTA, Mario. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, 2000.

NUTMAN, Allen P.; CORDANI, Umberto G. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. **Precambrian Research**, v. 63, n. 3-4, p. 179-188, 1993.

OLIVEIRA, Elson Paiva; DE CARVALHO, Marcelo Juliano; MCNAUGHTON, Neal J. Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP. Série Científica*, v. 4, n. 1, p. 41-53, 2004.

OLIVEIRA, E. P.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, Richard. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 338, n. 1, p. 263-286, 2010.

PADILHA, A. V.; MELO, R. C. Evolução geológica da Folha Pintadas. **Geologia da região centro norte oriental do estado da Bahia**, p. 129-157, 1991.

PAULA GARCIA DE, Pedro Maciel et al. Tectonic and metallogenic evolution of the Curaçá Valley Copper Province, Bahia, Brazil: A review based on new SHRIMP zircon U-Pb dating and sulfur isotope geochemistry. **Ore Geology Reviews**, v. 93, p. 361-381, 2018.

PEUCAT, Jean-Jacques et al. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 3, p. 363-373, 2002.

PINTO, M. Santos et al. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião, State of Bahia, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 5, p. 487-498, 1998.

ROCHA, A. M. R. Metassomatismo hidrotermal e controle da mineralização aurífera na área da Mina Futura, depósito de Caraíba, Bahia. **Centro de Ciências Exatas e da Terra**, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 1999.

SCHOBENHAUS, Carlos; BRITO NEVES, Benjamim Bley de. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM**, p. 5-25, 2003.

SILVAL, L. C. et al. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. **age (Ma)**, v. 10, n. 3303, p. 13, 1997.

SOBRINHO, V. R. S. et al. Programa Geologia do Brasil - PGB. **Pinhões. Folha SC.24-DV**. Estados da Bahia. Mapa Geológico. Salvador: CPRM, 2015. Escala - 1:100.000.

SOUSA, DF Martins de et al. The Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen revisited, São Francisco Craton, Brazil: New zircon U–Pb ages and Hf data support evolution from archaean continental arc to paleoproterozoic crustal reworking during block collision. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 104, p. 102826, 2020.

Souza, J D , Melo, R C ; Kosin, M (Coords), 2003 Mapa geológico do Estado da Bahia Versão 1 1 Salvador: CPRM, 2003 Escala 1:1 000 000.

TEIXEIRA, Léo Rodrigues. **O complexo Caraíba e a suíte São José do Jacuípe no cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil)**: petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. 1997. Tese de Doutorado.

TEIXEIRA, Wilson; MARQUES, Leila Soares; PETRONI, César. Origem e evolução da crosta arqueana do craton do São Francisco: uma síntese. **Desenvolvimento e mudanças globais**, p. 21, 2010.

TEIXEIRA, JOÃO BATISTA GUIMARÃES et al. IV-Depósitos de Cobre do Vale do Rio Curaçá, Bahia. **Modelos de Depósitos de Cobre do Brasil e sua Resposta do Intemperismo**, p. 73-95, 2010.

WILLIAMS, Howel; TURNER, Francis J.; GILBERT, Charles M. **Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas**. USP, 1970.

WILLIAMS, Patrick J. et al. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. 2005.

ZINCONE, Stefano A. et al. Detrital zircon U-Pb ages as evidence for deposition of the Saúde Complex in a Paleoproterozoic foreland basin, northern São Francisco Craton, Brazil. **Journal of South American earth sciences**, v. 79, p. 537-548, 2017.