

Petrologia, química mineral e $\delta^{34}\text{S}$ das mineralizações de Cu-Ni do Complexo Gabroico Canindé, Sistema Orogênico Sergipano, NE do Brasil

Petrology, Mineral Chemistry, and $\delta^{34}\text{S}$ of the Cu-Ni Mineralizations of the Canindé Gabbroic Complex, Sergipano Orogenic System, NE of Brazil

Fábio Bezerra Damasceno¹ , Bruno Luiz Leite Martins¹ , Carlos Dinges Marques de Sá¹ 

¹Universidade Federal de Sergipe - UFS, Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias, Av. Marechal Rondon, s/n, CEP 49100-000, São Cristóvão, SE, BR (fbdamasceno@hotmail.com; brunogeol92@gmail.com; dingesster@gmail.com)

Recebido em 1º de abril de 2021; aceito em 2 de agosto de 2021.

Resumo

O Complexo Gabroico Canindé é um corpo máfico-ultramáfico com cerca de 240 km² intrusivo em rochas do Domínio Geológico Canindé, do Sistema Orogênico Sergipano. A sua intrusão é de idade 690 ± 16 Ma e ocorreu durante evento de distensão continental no Brasileiro. O Complexo Gabroico Canindé é constituído por uma diversidade litológica que varia de anortositos e troctolitos a hornblenda e olivina gabros. As análises de litogeoquímica por fluorescência de raios X (FRX) indicaram que as rochas são básicas a ultrabásicas, variando de gabro a gabro-peridotítico, com tendências negativas de MnO e FeO, e positivas de K₂O e Na₂O relativamente ao conteúdo em SiO₂, relacionadas com processos de cristalização fracionada. A mineralização de Cu-Ni ocorre disseminada, sob a forma de calcopirita e pentlandita. Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) determinaram que os sulfetos primários apresentam suas bordas alteradas para spionkopita (Cu₃₉S₂₈) e violarita (FeNi₂S), resultado de processo de oxidação por exposição desses sulfetos a ambiente com alta *f*O₂, durante evento hidrotermal pós-magmático. A composição isotópica do enxofre, analisada pela primeira vez para os sulfetos primários do Complexo Gabroico Canindé, situa-se entre + 1,3‰ < $\delta^{34}\text{S}$ < + 2,7‰, o que indica que a fonte do S é não magmática, apontando para uma origem dos sulfetos associada a processos de contaminação crustal. Os resultados aqui apresentados indicam fontes magmáticas para os cátions metálicos e contaminação crustal para o enriquecimento em S, permitindo classificar as mineralizações de Cu-Ni como de origem magmática com contaminação crustal. Esse tipo de depósito magmático, derivado de contaminação crustal e tardiamente afetado por processos hidrotermais, é representado por depósitos mundialmente conhecidos como Duluth (EUA) e Jinchuan (China).

Palavras-chave: Isótopos de S; Domínio Canindé; Depósito de Cu-Ni.

Abstract

The Canindé Gabbroic Complex is a mafic-ultramafic body with about 240 km² intrusive in the rocks of the Canindé geological Domain, of the Sergipano Orogenic System. Its intrusion is 690 ± 16 Ma in age and occurred during a Brasileiro continental distension event. The Canindé Gabbroic Complex is constituted by a diversity of rocks ranging from anorthosites and troctolites to olivine and hornblende gabbros. Whole rock geochemical analyses by X-ray fluorescence (XRF) indicate that the rocks are basic to ultrabasic, ranging from gabro to gabro-peridotite, with negative trends of MnO and FeO, and positive trends of K₂O and Na₂O in relation to the SiO₂ content, which relate to fractionated crystallization processes. Cu-Ni mineralization is disseminated in the rock, mainly as sulfides chalcopyrite and pentlandite. Scanning electron microscopy (SEM) studies determined that the primary sulfides have their edges altered to spionkopite (Cu₃₉S₂₈) and violarite (FeNi₂S), as the result of an oxidation process by exposure to a high *f*O₂ environment, during a post-magmatic hydrothermal event. The isotopic composition of sulfur, analyzed for the first time in the primary sulfides of the Canindé Gabbroic Complex, is between + 1.3 ‰ < $\delta^{34}\text{S}$ < + 2.7 ‰, which indicates that the source of the S is hydrothermal, pointing to an origin of these by crustal contamination processes. Our results indicate these Cu-Ni mineralizations as having magmatic sources for metal cations but deriving the S from crustal contamination. This type of magmatic deposit, derived from crustal contamination and later affected by hydrothermal processes, is represented by worldwide renown deposits such as Duluth (USA) and Jinchuan (China).

Keywords: S isotopes; Canindé Domain; Cu-Ni Deposit.

INTRODUÇÃO

Corpos plutônicos máficos e ultramáficos, com mineralizações de sulfetos, podem hospedar importantes depósitos de cobre, níquel e platinoides (Robb, 2005). Na Região Nordeste do Brasil, já existem dois importantes depósitos de Cu-Ni em exploração, o de Curaçá (BA) e Serrote da Laje (AL). O Complexo Gabroico Canindé (CGC) é um corpo máfico-ultramáfico que ocorre no Domínio Canindé (DC), Sistema Orogênico Sergipano (SOS) (Oliveira et al., 2010, 2017), e apresenta ocorrências de sulfetos de Cu-Ni. Essas ocorrências foram pesquisadas durante a década de 1970, em estudos de geologia regional do Serviço Geológico do Brasil (DNPM/CPRM). Silva Filho et al. (1979) focaram sua pesquisa no DC, com algumas áreas sendo em seguida detalhadas por Tesch et al. (1980). Santos e Souza (1988) mostram que os teores de Cu e Ni do CGC são comparáveis aos do Depósito Rana (Noruega). Na década de 1990, os estudos sobre o Cu-Ni do CGC foram retomados por Seixas e Morais (1996). Apesar de as referidas ocorrências já terem sido alvo dos estudos mencionados, os processos metalogênicos que levaram à sua formação nunca foram investigados, sendo este o objetivo desta pesquisa. Recentemente, pesquisas realizadas pelo Grupo de Pesquisa em Recursos Minerais da Universidade Federal de Sergipe (RECMIN/

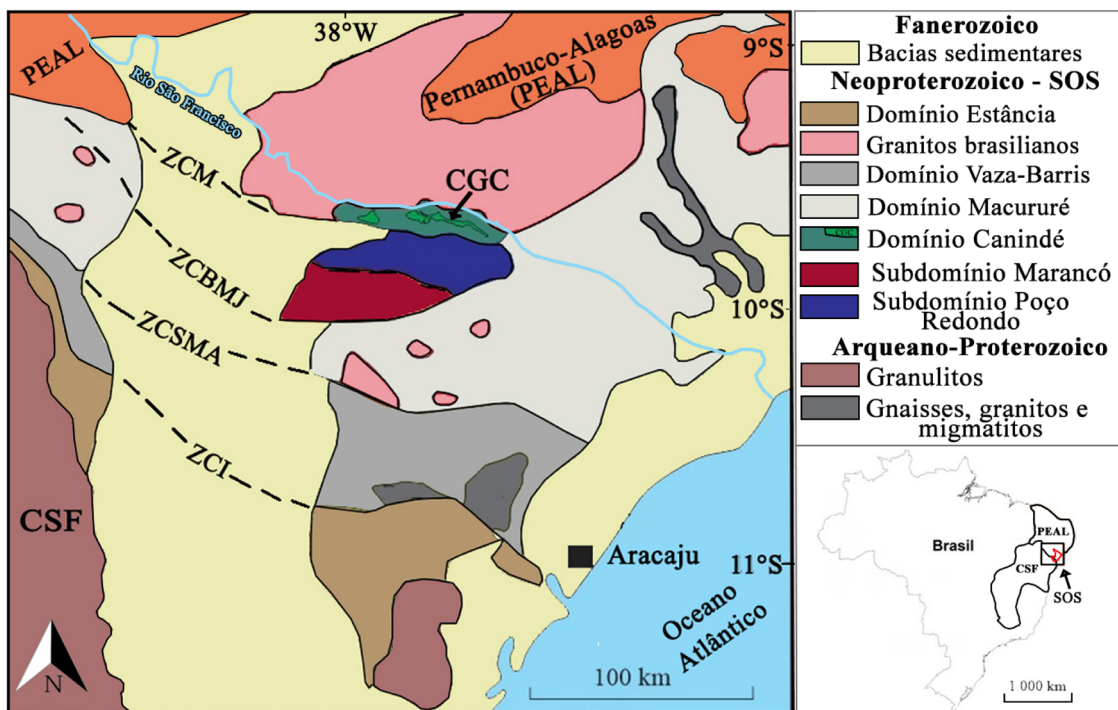
UFS) aportaram novas interpretações sobre a evolução do CGC e a gênese das mineralizações associadas (Marques de Sá et al., 2018; Damasceno et al., 2020).

Diante das similaridades do ambiente, das litologias e das paragêneses sulfetadas do CGC com outros importantes depósitos minerais em diversas regiões do planeta [e.g.: Duluth (EUA), Jinchuan (China), Rana (Noruega)], questionou-se a tipologia e a gênese dessa ocorrência. Neste artigo são apresentados novos dados petrográficos, geoquímicos, mineraloquímicos e de isótopos de S, cujas interpretações possibilitaram explicar os processos metalogênicos que atuaram na formação dessas ocorrências de Cu-Ni, e é elaborado um modelo metalogênico que as enquadrou em uma tipologia de depósito.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O SOS, de idade neoproterozoica, tem forma alongada com eixo maior na direção WNW-ESSE e está localizado entre o Bloco Pernambuco-Alagoas (PEAL) e o Cráton do São Francisco (CSF), sendo interpretado como resultante da colisão entre essas unidades tectônicas (Oliveira et al., 2017).

O SOS é composto por cinco domínios geológicos: Canindé, Poço Redondo-Marancó, Macururé, Vaza-Barris e Estância (Figura 1). Os domínios são delimitados pelas zonas



Fonte: adaptado de Davison e Santos (1989) e Oliveira et al. (2010).

CSF: Cráton do São Francisco; PEAL: Bloco Pernambuco-Alagoas; SOS: Sistema Orogênico Sergipano; CGC: Complexo Gabroico Canindé. Zonas de Cisalhamento: ZCI: Itaporanga; ZCSMA: São Miguel do Aleixo; ZCBMJ: Belo Monte Jeremoabo; ZCM: Macururé.

Figura 1. Esboço de mapa geológico regional do Sistema Orogênico Sergipano e seus domínios geológicos.

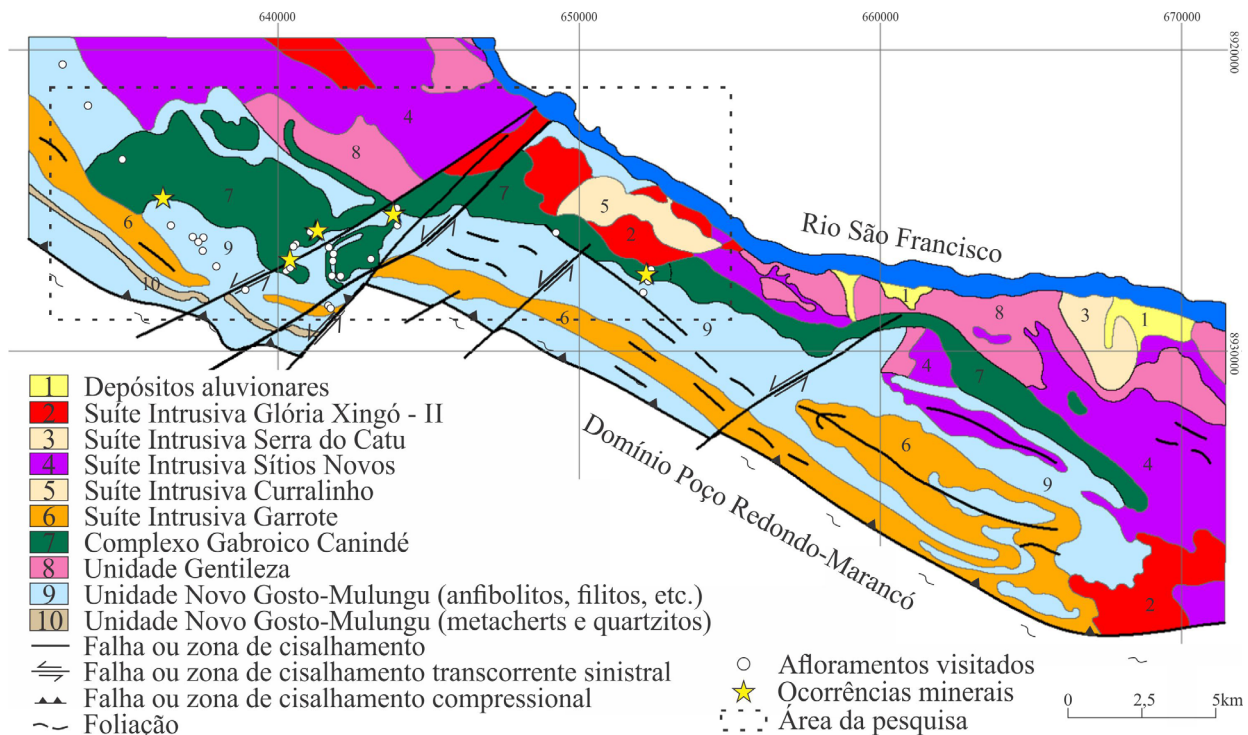
de cisalhamento Macururé (ZCM), Belo Monte-Jeremoabo (ZCBMJ), São Miguel do Aleixo (ZCSMA) e Itaporanga (ZCI). Os Domínios Estância, Vaza-Barris e Macururé são constituídos predominantemente por rochas metassedimentares, ocorrendo, no último, vários corpos graníticos neoproterozoicos (Lisboa et al., 2019; Santos et al., 2019; Pereira et al., 2019; Fernandes et al., 2020). O Domínio Poço Redondo-Marancó, constituído pelos Subdomínios Poço Redondo e Marancó, é composto por rochas metavulcanossedimentares (Davison e Santos, 1989; Oliveira et al., 2010, 2017).

O DC foi dividido por Oliveira et al. (2010) da seguinte forma: Unidade Novo Gosto-Mulungu, formada por anfibolitos intercalados com rochas metassedimentares (Oliveira et al., 2010); Unidade Garrote, uma lâmina de granito que intrude a Unidade Novo Gosto-Mulungu, datado pelo método U-Pb em zircão de 715 Ma (Van Schmus et al., 1995); Complexo Gabroico Canindé (CGC), constituído essencialmente por gabros e troctolitos; Unidade Gentileza, composta de anfibolitos e dioritos intercalados com quartzo-monzonitos, com idade de 688 Ma (Oliveira et al., 2010; Soares et al., 2019). Ocorrem também no DC intrusões graníticas Neoproterozoicas a Paleozoicas (Soares et al., 2019).

O CGC corresponde a um corpo intrusivo de gabros e leucogabros que apresentam ocorrências pontuais de

sulfetos. A intrusão tem cerca de 40 km de extensão e até 5 km de largura, com direção WNW-ESE (Figura 2). O CGC apresenta grande diversidade litológica, referida por Tesch et al. (1980) como anortosito, leucogabro, olivina-gabro e peridotito. Nascimento (2005) considera que as rochas com composição mais primitiva representam a base do corpo, enquanto as rochas mais diferenciadas representam o seu topo. Martins (2017) sugere que os cumulos de Fe-Ti existentes no contacto entre o CGC e as unidades metassedimentares tenham gênese relacionada por segregação magmática, corroborando a hipótese de uma diferenciação magmática. Oliveira et al. (2010) associam a colocação do CGC a um ambiente tectônico de *rift* intracontinental, referindo-se à ocorrência de magmatismo bimodal, com idade 690 ± 16 Ma, obtida a partir de análises U-Pb (SHRIMP) em zircão (Nascimento, 2005).

No SOS ocorrem duas significativas intrusões máficas-ultramáficas com notáveis ocorrências de Cu-Ni magmático, o Complexo Serrote da Laje e o CGC (Tesch et al., 1980; Figueiredo, 1992). Atualmente, o Complexo Serrote da Laje (AL) encontra-se em exploração, enquanto o CGC (SE) não está ainda sendo explotado. Segundo Tesch et al. (1980), os teores de metais disseminados nos gabros variam entre 0,13 e 0,34% de cobre, e de 0,17 a 0,35% de níquel, sendo cubado em 17 Mt de minério de Cu-Ni.



Fonte: modificado do Mapa geológico do estado de Sergipe (Teixeira, 2014).

Figura 2. Mapa geológico da área de ocorrências minerais de Cu-Ni do CGC, indicando os principais afloramentos visitados e pontos de ocorrência de Cu-Ni.

METODOLOGIA ANALÍTICA

A metodologia de trabalho partiu de uma revisão bibliográfica, seguida de missão de campo, em que foram visitados vários afloramentos no DC, sendo observadas as suas características geológicas e efetuadas a coleta de 50 amostras representativas, algumas selecionadas posteriormente para análises.

Onze lâminas delgadas polidas foram analisadas por microscopia óptica, no Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências da Universidade Federal de Sergipe (CLGeo/UFS). O cálculo da análise modal foi realizado por estimativa visual. Quatro das 11 lâminas foram analisadas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), acoplado com um detector de espectrometria de energia dispersiva (EDS), no CLGeo/UFS. O espectrômetro utilizado é um Oxford Instruments EDS x-Act, acoplado a um MEV Tescan Vega 3. As condições analíticas foram: tensão de 15 kV; corrente de 20 nA; diâmetro do feixe de 400 nm; tempo médio de contagem de 30 segundos.

Nove pastilhas prensadas foram preparadas a partir das mesmas amostras utilizadas para lâminas delgadas polidas e analisadas por fluorescência de raios X (FRX), com o auxílio do equipamento Shimadzu FRX-1800, no CLGeo/UFS. A precisão é de 0,1 % para SiO_2 e Al_2O_3 , e menor que 0,03 % para os demais elementos, com perda ao fogo sendo obtida por calcinação a 1.000°C . O estudo de isótopos estáveis de S ($\delta^{34}\text{S}$) foi feito em amostras de sulfetos primários inclusos em gabros, analisadas no Centro Científico e Tecnológico da Universidade de Barcelona (CCiT/UB), pelo método de espectrometria de massa de razão isotópica, com o equipamento Thermofisher Scientific Delta plus XP. O resultado obtido é a razão isotópica expressa em $\delta^{34}\text{S}$ (Seal, 2006), com erro de 0,4 ‰, sendo o padrão utilizado a troilita de Canyon Diablo (CDT).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Geologia local

O presente trabalho esteve focado na região central do CGC, limitada entre as coordenadas (UTM) 630.000 e 655.000 de longitude e 8.920.000 e 8.930.000 de latitude (polígono pontilhado da Figura 2). Os afloramentos ocorrem como penedos e lajedos (Figura 3A), bem como em vales talhados por cursos d'água (e.g. Córrego Bela Vista, Figura 3B). Os contatos entre o CGC e as encaixantes são marcados por alternâncias entre os gabros do CGC e as rochas metavulcânicas e metassedimentares da Unidade Novo Gosto-Mulungu. Ao SSE da região central do CGC,

destacam-se contatos por zonas de cisalhamento (NW-SE), com folhelhos negros ricos em cristais de pirta da Unidade Novo Gosto-Mulungu (Figura 3C). Nessa região observam-se também contatos com anfibólitos e cumulatos de Fe-Ti. Na região leste, o CGC é intrudido por diques graníticos da Suíte Intrusiva Currálinho de orientação NW/SE, com cerca de 50 cm de espessura, compostos por quartzo, feldspato potássico e anfibólio (Figura 3D).

Petrografia

As rochas do CGC apresentam cor que varia de branco esverdeado, com predominância de plagioclásio (no anortosito), a cinza escuro tendendo a preto, quando há predominância de piroxênios (Figuras 3E e 3F). A descrição macroscópica das amostras permitiu observar a ocorrência de pirta de cor amarelada em cristais euédricos, em alguns casos octaédricos e calcopirta em massas de cor amarelo latão (Figuras 3G e 3H).

A caracterização petrográfica das rochas do CGC demonstrou que elas são constituídas essencialmente por plagioclásio e anfibólio, com piroxênio e minerais opacos subordinados, identificados a partir de suas propriedades óticas (Tabela 1 e Figura 4). As rochas apresentam textura hipidiomórfica e são predominantemente inequigranulares (Figuras 5A e 5B), com duas amostras apresentando textura porfírica (FAB31 e PR16). A granulação varia de média a grossa, exceto nas amostras RSM, RSM1 e FAB31, que apresentam variação granulométrica de fina a muito grossa, e a FAB1, que apresenta granulometria fina a média.

Para a classificação dessas rochas, os valores modais (Tabela 1) foram alocados no diagrama de Streckeisen (1976) (Figura 4). As rochas estudadas são, na sua maioria, hornblenda-gabros, exceto a amostra PR 16, que corresponde a um hornblenda-gabro-norito.

Os cristais de labradorita são subédricos, com tamanhos variando entre 0,2 e 4,0 mm. A geminação ocorre sob a lei da albita, por vezes albita-Carlsbad. As bordas dos cristais apresentam substituição por carbonato, que ocorre também associado com crescimento de clorita em fraturas. A labradorita pode ocorrer como inclusão em anfibólio e piroxênio, e eventualmente tem inclusões de minerais opacos.

O hiperstênio é o piroxênio primário, que ocorre alterando para hornblenda (Figuras 5A e 5B). Os cristais são anédricos, com tamanhos mais frequentes entre 0,5 e 3,0 mm. Os contatos com os cristais de piroxênios e demais minerais são interlobados. Apresentam inclusões de minerais opacos e de plagioclásio.

A augita tem forma subédrica e anédrica, com tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, substituída por parcialmente por hornblenda e com minerais opacos inclusos.

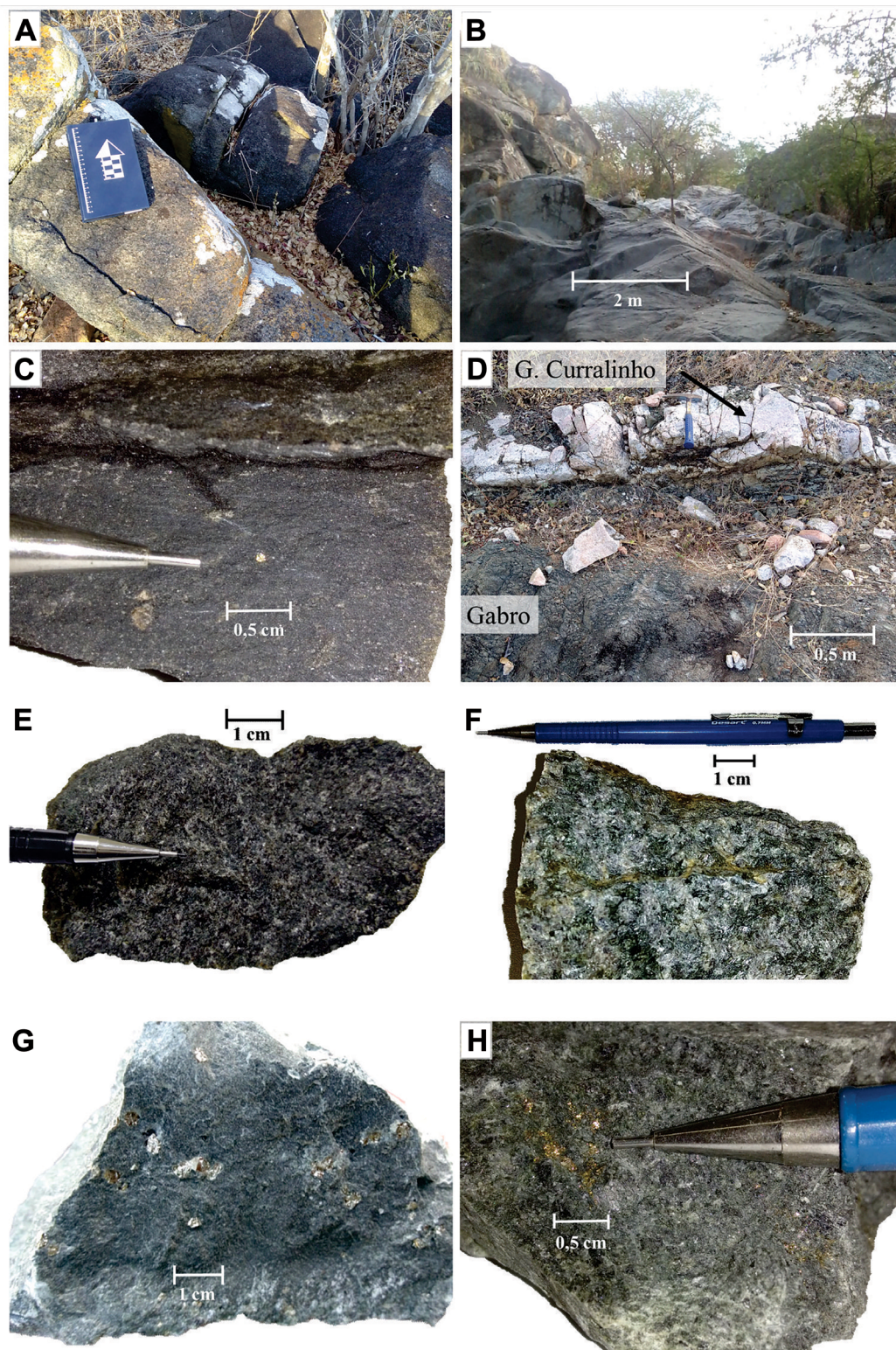
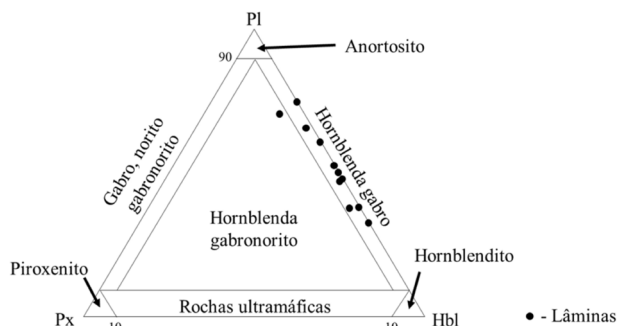


Figura 3. (A) Afloramentos de gabro sob a forma de blocos *in situ* na Fazenda Alto Bonito; (B) Afloramento de gabros mineralizados no curso do Córrego Bela Vista; (C) Folhelho negro da Unidade Novo Gosto-Mulungu com pirita apontada; (D) Diques do Granito Curralinho intrudindo rochas o CGC; (E) Amostra do afloramento da Fazenda Alto Bonito, com predominância de cristais de anfibólio; (F) Anortosito com piroxênio; (G) Gabro com granulação fina com cristais de pirita, amostra FAB100; (H) Gabro com calcopirita, amostra PC1.

Tabela 1. Composição modal para n = 11, recalculada para o total de Plagioclásios (Pl), Piroxênios (Px) e Hornblenda (Hbl).

	PR16	RSM1	RSM	P1A	CR	FAB31	FAB23	FAB19	FAB101	FAB17	FAB10
Pl	69,7	46,9	64,4	73,8	37,0	60,4	52,9	47,3	37,8	50,0	32,2
Hbl	22,6	51,8	32,7	25,9	59,8	39,6	47,1	52,7	61,8	50,0	67,8
Px	7,7	1,3	2,9	0,4	3,2	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

**Figura 4.** Classificação modal de rochas gabroicas com plagioclásio, piroxênio e hornblenda, sem ou com pouca olivina, de acordo com a nomenclatura de Streckeisen (1976).

A calcita ocorre como alteração da labradorita e preenchendo fraturas, em cristais e pequenos agregados, tem cor castanha. Sericita também ocorre como alteração da labradorita. A clorita ocorre como alteração da hornblenda.

Os minerais opacos identificados, que ocorrem disseminados na rocha, foram: pirita com cor amarelo-claro, ocorrendo euédrica e subédrica ou, por vezes, anédrica em interstícios, com tamanho entre 0,2 e 1,5 cm; calcopirita, que se apresenta amarela, anédrica, e em tamanho inferior a 0,5 cm; ilmenita, de cor cinza claro, é anédrica e com tamanhos de até 0,3 cm, apresentando lamelas de exsolução de magnetita.

Litogeoquímica

O resultado da análise de nove amostras de gabros do CGC por FRX é expresso em percentagem de óxidos na Tabela 2. A concentração de SiO₂, inserida no intervalo entre 42,10 e 47,40%, indica que as rochas são básicas a ultrabásicas. Os totais de análises abaixo de 100% refletem, em geral, altos valores de perda ao fogo não contabilizada, interpretados como efeito da presença de minerais gerados por alteração hidrotermal.

Para classificação e nomenclatura das rochas, utilizou-se o diagrama TAS (Figura 6). Os resultados de sete amostras caem no campo “gabro”, e os de outras duas (FAB-18 e CR), no campo “gabro peridotítico”.

Caracterização dos sulfetos

Análises por EDS permitiram identificar pirita, pirrotita, calcopirita e pentlandita, já descritos previamente por Damasceno et al. (2020). Os resultados das análises em sulfetos de cobre (Tabela 3) mostraram dois grupos distintos com base nos teores dos cátions de metais e do enxofre. O primeiro grupo apresenta concentração de Cu em torno de 33 wt.%, correspondendo a cristais de calcopirita, e os valores mínimos e máximos encontrados para a proporção molecular na fórmula estrutural foram Fe_{0,91-0,95}Cu_{0,89-0,94}S₂. O segundo grupo tem o Cu em torno de 66 wt.%, correspondendo a cristais de spionkopita (Cu₃₉S₂₈), e os resultados de mínimos e máximos das proporções moleculares para as fórmulas estruturais foram Fe_{2,13-4,31}Cu_{32,04-37,03}S₂₈.

Nas imagens ao MEV, observou-se que a composição de calcopirita se concentra no centro dos cristais, enquanto nas bordas encontra-se a composição da spionkopita (Figura 7A).

Os sulfetos de níquel também mostraram dois grupos quimicamente distintos (Tabela 4). O primeiro, com Ni próximo a 35 wt.%, correspondendo a cristais de pentlandita [(Fe,Ni)₉S₈], com valores mínimos e máximos de proporção molecular para a fórmula estrutural de (Fe,Ni)_{8,25-8,40}S₈. O segundo grupo corresponde a cristais de violarita (FeNi₂S₄), tendo como valores mínimos e máximos de proporção molecular Fe_{0,72-0,84}Ni_{1,77-2,12}S₄.

Os cristais com composição de violarita ocorrem nas bordas de cristais de pentlandita, formando coroas de reação (Figura 7B).

Isótopos de S

Com base no resultado das análises por espectrometria de massa de razões isotópicas, obtiveram-se as composições isotópicas (δ³⁴S) em pirita e calcopirita primárias de gabros do CGC, cujos valores variam de +1,3 a 2,7 ‰ (Tabela 5).

Discussão e modelo metalogenético

A discussão dos resultados obtidos, principalmente das análises litogeoquímicas, mineraloquímicas e de isótopos de S, levam-nos a uma interpretação do modelo metalogenético dessas mineralizações.

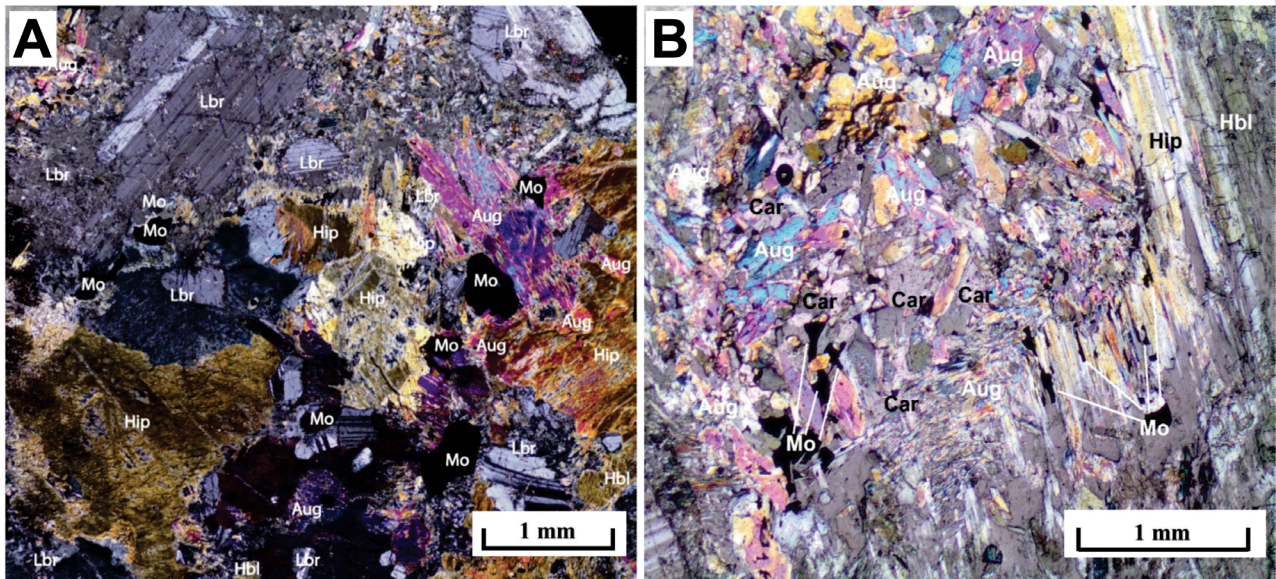


Figura 5. (A) Imagem de lâmina de afloramento da Fazenda Alto Bonito (FAB). É possível observar a seguinte mineralogia: labradorita (Lbr), hiperstênio (Hip), augita (Aug), hornblenda (Hbl), minerais opacos (Mo). (B) Imagem de lâmina de amostra da FAB, evidenciando a ocorrência de augita (Aug) com carbonato (Car) e a substituição de hiperstênio (Hip) para hornblenda (Hbl).

Tabela 2. Resultados das análises por FRX em porcentagem em peso de óxido.

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	LOI	Total
RSM-100	46,30	17,09	0,09	12,34	9,84	1,86	0,29	0,22	0,04	8,20	4,04	100,30
FAB-102	47,40	16,00	0,12	12,60	11,03	1,64	0,25	0,36	0,02	9,26	3,37	102,09
FAB-103	42,10	16,36	0,14	15,44	10,06	1,04	0,18	0,24	0,03	11,25	4,15	100,97
FAB-18	44,07	17,47	0,12	12,79	10,83	1,65	0,24	0,31	0,03	9,31	3,19	100,00
FAB-25	45,21	9,31	0,13	13,81	11,04	1,40	0,20	0,30	0,02	10,06	3,41	100,76
CR	43,56	16,90	0,13	13,78	8,37	1,97	0,67	0,79	0,21	10,72	3,99	101,09
P1A	46,61	18,77	0,09	8,29	10,18	2,64	1,13	0,30	0,01	7,80	3,20	99,01
PM	47,04	17,07	0,11	8,37	10,87	2,27	1,57	0,81	0,14	8,08	2,63	98,95
RSM	46,99	19,79	0,08	8,59	10,61	2,56	0,36	0,29	0,10	5,62	2,76	97,75

LOI: perda ao fogo.

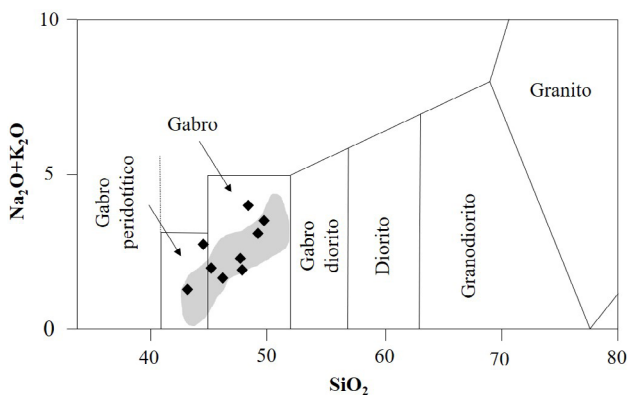


Figura 6. Diagrama TAS (Middlemost, 1994), em cinza campo para rochas do CGC estudadas por Oliveira e Tarney (1990).

A Figura 6 ilustra a evolução do magma, com progressivo enriquecimento em SiO₂, passando de um magma inicialmente peridotítico para um magma gabroico. Altos valores de perda ao fogo em uma parte das amostras refletem a presença de minerais gerados por alteração hidrotermal.

Nos sulfetos, o processo de transformação da calcopirita em spionkopita é descrito por Goble (1980) como sendo causado por uma substituição seletiva do Cu, que ocorre em ambientes com alta fugacidade de oxigênio. Já a pentlandita é, segundo Ramdohr (1969), um mineral muito sensível à oxidação, tendo Tenailleau et al. (2006) demonstrado que a alteração se dá a partir de sua interação com oxigênio e ácido sulfídrico, em ambiente com alta fugacidade de O₂, gerando violarita, pirita e água. A formação desses sulfetos secundários indica enriquecimento hidrotermal em cobre

Tabela 3. Química mineral em sulfetos de cobre, com os valores correspondendo a proporção molecular de cada elemento para cada ponto analisado.

Lâmina	FAB19					FAB17			
	Mineral	ccp	ccp	ccp	ccp	ccp	ccp	spy	spy
Spot	S9	S25	S28	S29	S47	S48	S71	S72	S73
S	36,6	36,4	36,3	37,3	36,2	36,8	25,7	28,3	29,4
Cu	33,2	33,8	33,7	33	33,8	33,6	67,4	64,5	66,7
Fe	30,2	29,8	30	29,6	30	29,6	6,9	7,2	3,9
Fórmula estrutural									
S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	28,00	28,00	28,00
Cu	0,91	0,94	0,94	0,89	0,94	0,92	37,03	32,18	32,04
Fe	0,95	0,94	0,95	0,91	0,95	0,92	4,31	4,09	2,13

Ccp: calcopirita; Spy: spionkopita.

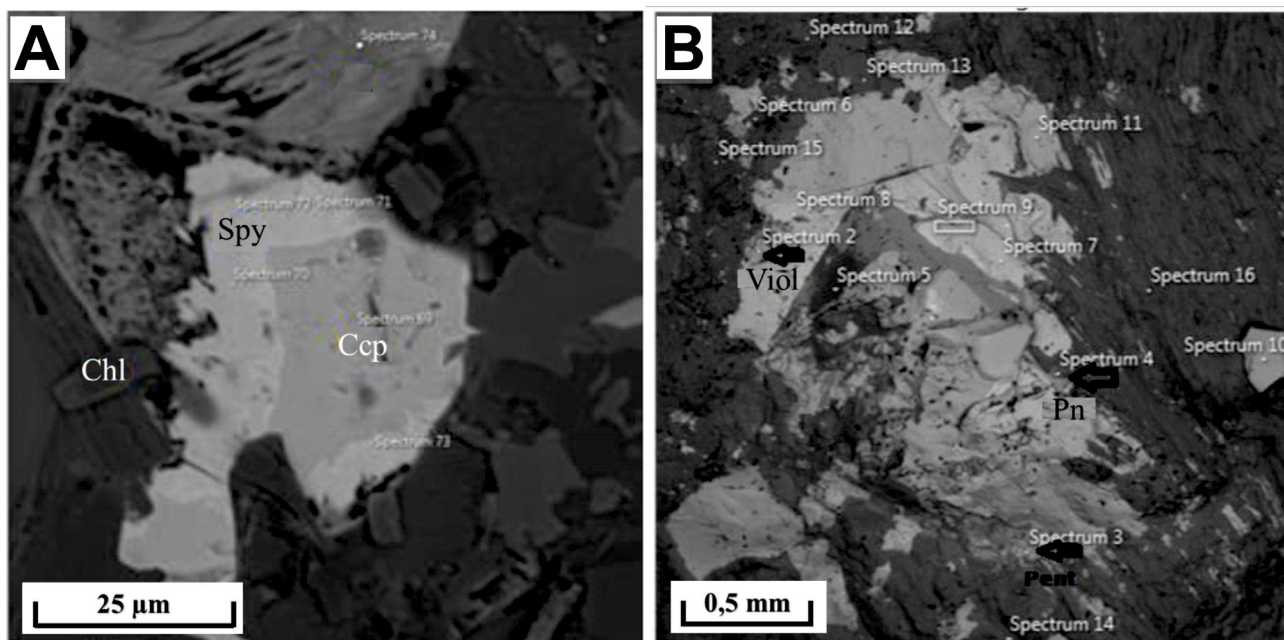


Figura 7. Imagens de elétrons retroespalhados: (A) Cristal de calcopirita (Ccp) com bordas alteradas para spionkopita (Spy); (B) Cristal de Pentlandita (Pn) com bordas alteradas para violarita (Viol).

Tabela 4. Concentração dos principais elementos em sulfetos de Ni, valores correspondem a proporção molecular de cada elemento para cada ponto analisado.

Lâmina	FAB1		FAB19		FAB1		FAB7
		pn	pn	viol	viol	viol	viol
Spot	MS	S20	S15	S16	S41	S2	S3
S	35,2	34,7	41,4	42,0	46,0	43,8	46,4
Ni	34,8	34,9	38,4	38,0	37,2	42,5	39,1
Fe	30,1	30,4	20,2	20,0	16,8	13,7	14,5
Fórmula estrutural							
S	8,00	8,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ni	4,32	4,39	2,02	1,98	1,77	2,12	1,84
Fe	3,93	4,01	1,12	1,10	0,84	0,72	0,72
(Fe, Ni)	8,25	8,40

Pn: pentlandita; Viol: violarita.

Tabela 5. Valores da composição isotópica de ^{34}S para as referidas amostras.

Amostra	PC1	PC3	PC7	PC1	FAB 100	FAB 100(2)	PC2	PC2(2)	PC3	PC3(2)
Sulfeto	ccp	ccp	ccp	py	py	py	py	py	py	py
$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	1,6	1,9	1,3	2,0	2,7	2,1	2,0	1,8	2,2	2,2

ccp: calcopirita; py: pirita.

e níquel, derivados de processos de exposição da rocha a fluidos com alta $f\text{O}_2$. A ocorrência de hidrotermalismo também foi observada na petrografia, em reações nas quais os minerais primários se transformam em minerais secundários, como calcita, sericita e clorita.

As informações obtidas na petrografia em conjunto com os resultados das análises de química mineral permitiram determinar as seguintes paragêneses: magmática (labradorita – augita – hiperstênio – pentlandita – pirita – calcopirita) e hidrotermal (hornblenda – sericita – clorita – calcita – violarita – spionkopita).

Nas análises de $\delta^{34}\text{S}$, o intervalo entre os valores obtidos para o CGC foi comparado ao do S derivado do manto de Ridley (2013) e ao de outros importantes reservatórios de S (Seal, 2006) (Figura 8). O intervalo do S derivado do manto ocorre entre aproximadamente -1,4 e 1,4‰, indicando, assim, que 9 das 10 amostras apresentam S de fonte não mantélica.

Resultados similarmente positivos para o $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos foram obtidos por Ripley (1981) nos Depósitos de Duluth (0,2 a 15,3 ‰), e indicam assimilação de S a partir das rochas encaixantes. Os Depósitos de Duluth apresentam também fortes similaridades com o CGC em termos da mineralogia, petrologia, geoquímica e modelo genético. Ripley et al. (2005) observaram, no Depósito de Jinchuan, valores positivos do $\delta^{34}\text{S}$, identificados em algumas associações de sulfetos (> 2 ‰) e nas rochas encaixantes (2,5 a 7,7 ‰), apresentando, no entanto, valores de $\delta^{34}\text{S}$ predominantemente negativos, o que aponta não haver forte assimilação de S, apesar de outras evidências de interação com fluidos hidrotermais, com possível participação orgânica e interação com fluidos metamórficos. No Depósito de Serrote da Laje, Canedo (2016) atribui para valores entre -2,0 e +2,0 ‰, medidos na paragênese ultramáfica, gênese mantélica; e para valores mais elevados (+7 a +13 ‰), medidos na paragênese hidrotermal, gênese derivada da participação de fluidos hidrotermais e da contribuição das rochas encaixantes. Os valores mais positivos foram medidos em gabros hidrotermalmente alterados. A comparação desses dados com os do CGC deve ser feita com reservas, apesar das similaridades entre os dois depósitos.

Partindo-se da premissa de que os sulfetos analisados são primários (magmáticos), e que o S deles é, em grande parte, não mantélico, conclui-se que o magma sofreu processo de contaminação em S por fonte externa. Para determinar a

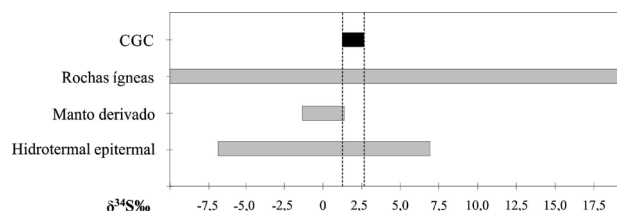
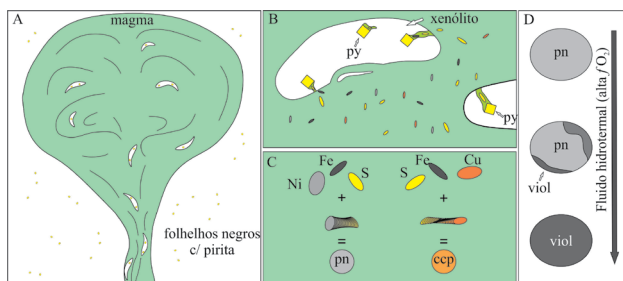


Figura 8. A faixa cinza do diagrama corresponde ao intervalo de ocorrência dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ derivados do manto, segundo Ridley (2013).

fonte provável, fez-se, inicialmente, uma comparação dos valores com os de outros reservatórios, sugerindo, pelo menos, duas possibilidades de origem: uma como fonte a partir de rochas ígneas e outra como fonte de origem hidrotermal. Dada a ambiguidade, fez-se necessária a associação a outras informações obtidas no decorrer da presente pesquisa, nomeadamente de observações de campo. A presença de folhelhos negros com pirita, observados em campo como encaixantes do CGC, e a proximidade dos locais mineralizados com o contato com rochas da Unidade Novo-Gosto Mulungu sugerem que a fonte mais provável do S são as referidas encaixantes. Assim, propõe-se que o processo mineralizador em Cu-Ni do CGC envolve contaminação do magma, que se inicia pela fusão dos xenólitos de encaixantes e o consequente enriquecimento em S, promovendo a saturação do sistema neste elemento, o qual se liga aos cátions metálicos disponíveis nesse magma básico-ultrabásico, formando os sulfetos magmáticos das mineralizações dos gabros do CGC.

A interpretação dos resultados obtidos permitiu, então, a elaboração de um modelo metalogenético para as mineralizações de Cu-Ni do CGC. A gênese proposta envolve processos magmáticos e hidrotermais, que ocorreram da seguinte forma:

- Estágio A: em crosta continental (Oliveira et al., 2010) ocorre a colocação do magma básico, que assimila xenólitos das rochas encaixantes, como folhelhos negros com pirita (Figura 9A);
- Estágio B: os xenólitos são assimilados e contaminam o magma, causando o seu enriquecimento em enxofre (Figura 9B);
- Estágio C: o acréscimo de enxofre produz sua saturação, possibilitando a ligação a metais do magma como Cu,



py: pirita; pn: pentlandita; viol: violarita.

Figura 9. Modelo metalogênico proposto para as ocorrências de Cu-Ni do CGC. (A) Estágio A; (B) Estágio B; (C) Estágio C; (D) Estágio D.

Ni e Fe, resultando na cristalização de pirrotita, pentlandita, pirita e calcopirita (Figura 9C);

- Estágio D: em processo em fase pós-magmática ocorre a circulação de fluidos hidrotermais, que promovem a alteração dos sulfetos e a remobilização dos metais e geração de spionkopita e violarita a partir de calcopirita e pentlandita (Figura 9D).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A mineralização de Cu-Ni do CGC está hospedada em rochas de natureza gabroica, classificadas quanto à sua composição mineralógica como hornblenda gabros e hornblenda gabronoritos. Quanto aos teores de elementos maiores, foi possível classificá-las como gabros e gabros peridotíticos.

A química mineral permitiu identificar os sulfetos primários e secundários de Cu e de Ni que compõem a mineralização. A calcopirita é o principal sulfeto de cobre de origem magmática, cuja alteração hidrotermal nas bordas dos cristais levou à formação de spionkopita. A pentlandita é o principal sulfeto de níquel magmático, que, em processo similar ao da calcopirita, apresenta alteração nas bordas dos cristais para violarita.

O estudo isotópico mostrou que a fonte principal do S não é mantélica. Os dados isotópicos e a ocorrência de folhelhos negros com pirita encaixantes dos gabros mineralizados do CGC subsidiam a origem da mineralização como do tipo magmático com contaminação crustal do magma por enxofre.

Observou-se grande similaridade das mineralizações do CGC com os Depósitos de Duluth (USA), já anteriormente apontada por Naldrett (*apud* Seixas e Moraes, 1996), e, em parte, com os Depósitos de Jinchuan (China) e de Serrote da Laje, no estado de Alagoas.

A gênese aqui sugerida para essas mineralizações magmáticas é descrita por um modelo sequencial que comporta uma fase inicial “endomagmática com contaminação

crustal” (Biondi, 2003), também denominada de “ígneo com adição de enxofre derivado de fonte externa” (Robb, 2005; Naldrett, 2010). E, finalmente, seguida por uma fase hidrotermal tardia, em que se produz enriquecimento em Cu-Ni por alteração dos minerais primários, gerando os sulfetos secundários.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), à qual o primeiro autor agradece por sua bolsa de mestrado – código 1764014. Agradecimentos são também devidos ao PGAB/CLGeo/UFS, pela estrutura, pelos laboratórios e pelo apoio à pesquisa, e ao professor orientador, pelos recursos para análises de isótopos de S.

REFERÊNCIAS

- Biondi, J. C. (2003). *Processos metalogênicos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos, 528 p.
- Canedo, G. F. (2016). *Os depósitos Serrote da Laje e Caboclo (Cu-Au), Nordeste do Brasil: sulfetos magmáticos hospedados em rochas ricas em magnetita e ilmenita associadas a intrusões máficas-ultramáficas*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB, 75 p. Disponível em: https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/22354/1/2016_GuilhermeFerreiraCanedo.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.
- Damasceno, F. B., Martins, B. L. L., Barreto, D. S., Mota, L. K. C., Marques de Sá, C. D. (2020). Sulfetos do Complexo Gabroico Canindé, Sistema Orogênico Sergipano. *Revista Geociências*, 39(3), 675-683. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v39i03.14528>
- Davison, I., Santos, R. A. (1989). Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45(4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90068-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90068-5)
- Fernandes, D. M., Lisboa, V. A. C., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2020). Petrologia e idade do Stock Fazenda Lagoas, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, NE-Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 20(1), 39-60 <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v20-160040>
- Figueiredo, B. R. (1992). Metamorphism of the polymetallic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. In: 8th IAGOD Symposium. *Proceedings...*, p. 491-504.

- Goble, R. J. (1980). Copper sulfides from Alberta: Yarrowite Cu_9S_8 and Spionkopite $Cu_{39}S_{28}$. *The Canadian Mineralogist*, 18, 511-518. Disponível em: https://rruff-2.geo.arizona.edu/uploads/CM18_511.pdf. Acesso em: 21 jun. 2021.
- Lisboa, V. A. C., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Fernandes, D. M. (2019). The onset of post-collisional magmatism in the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: The Glória Norte Stock. *Journal of South American Geosciences*, 89, 173-188. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.005>
- Marques de Sá, C. D., Martins, B. L. L., Barreto, D. S., Paim, M., Conceição, H. (2018). First finding of native Nickel in cumulates of the Canindé Domain, Brazil. *Revista Principia*, 43, 166-174. <https://doi.org/10.18265/1517-03062015v1n43p166-174>
- Martins, B. L. L. (2017). *Petrografia, geoquímica e mapeamento dos cumulatos de Fe-Ti do Domínio Canindé*. Monografia de Graduação em Geologia. São Cristóvão: Universidade Federal de Sergipe, 74 p.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Naldrett, A. J. (2010). Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas. *Economic Geology*, 105(3), 669-688. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.669>
- Nascimento, R. S. (2005). *Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma sequência de Rifte Continental Neoproterozóica*. Tese (Doutorado). Campinas: Programa de Pós-graduação em Geociências - UNICAMP, 140 p. Disponível em: <http://repositorio.unicamp.br/jspui/handle/REPOSIP/287299>. Acesso em: 21 jun. 2021.
- Oliveira, E. P., Tarney, J. (1990). Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: A major Late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Foldbelt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2-3), 125-140. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90025-V](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90025-V)
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Bueno, J. F., Nascimento, R. S., Carvalho, M. J., Araújo, M. N. C. (2017). The Sergipano Belt. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil, tectonic genealogy of a miniature continent*. Cham: Springer International, p. 241-254. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>
- Pereira, F. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Condições de colocação do magmatismo máfico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Maciço Capela. *Geologia USP. Série Científica*, 19(3), 3-29. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-151464>
- Ramdohr, P. (1969). *The ore minerals and their intergrowths*. Oxford: Pergamon Press. <https://doi.org/10.1016/C2013-0-10027-X>
- Ridley, J. (2013). *Ore deposit geology*. Colorado: Cambridge University Press, 398 p.
- Ripley, E. M. (1981). Sulfur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, 76(3), 610-620. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.3.610>
- Ripley, E. M., Sarkar, A., Li, C. (2005). Mineralogic and stable isotope studies of hydrothermal alteration at the Jinchuan Ni-Cu Deposit, China. *Economic Geology*, 100(7), 1349-1361. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.7.1349>
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Malden: Blackwell Science, 376 p.
- Santos, I. S., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Marinho, M. M. (2019). Magmatismos shoshonítico e cálcio-alcalino de alto potássio pós-orogênico (615 Ma) na porção leste do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Stocks Propriá, Amparo do São Francisco e Fazenda Alvorada. *Geologia USP. Série Científica*, 19(1), 99-116. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-141362>
- Santos, R. A., Souza, J. (1988). *Carta metalogenética/previsional*. Folha SC.24-X-C-VI Piranhas. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 154 p.
- Seal, R. R. (2006). Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61(1), 633-677. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>
- Seixas, S. R., Moraes, L. C. (1996). *Projeto Canindé*. Exame Atualizado de Projeto-EXAP. Salvador, 21 p.
- Silva Filho, M. A., Bonfim, L. F. C., Santos, R. A. (1979). *Projeto Complexo Canindé do São Francisco: relatório final*. Salvador: CPRM, 98 p.

- Soares, H. S., Sousa, C. S., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2019). Petrologia dos *Stocks* Santa Maria, Monte Pedral, Bom Jardim, Boa Esperança e Niterói, Suíte Intrusiva Serra do Catu, Estado de Sergipe, NE Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 19(4), 63-84. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-156598>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Teixeira, L. (2014). *Mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Sergipe*. 1 mapa: 113 x 102. Escala 1:250.000. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21619>. Acesso em: 21 jun. 2021.
- Tenailleau, C., Pring, A., Etschmann, B., Brugger, J., Grguric, B., Putnis, A. (2006). Transformation of pentlandite to violarite under mild hydrothermal conditions. *American Mineralogist*, 91, 706-709. <https://doi.org/10.2138/am.2006.2131>
- Tesch, N. A. (1980). *Projeto Canindé*. Relatório de Pesquisa. Salvador: CPRM, 132 p.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., Babinski, M. (1995). U/Pb and Srn/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, NE Brazil: Initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 267-288. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00013-6)