UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MÚLTIPLOS ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO
DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO FURNAS, PROVÍNCIA CARAJÁS:
EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA E QUÍMICA MINERAL**

Silvandira dos Santos Góes Pereira de Jesus

Orientadora: Prof^a Dr^a Lena Virgínia Soares Monteiro

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
2016**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MÚLTIPLOS ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO DEPÓSITO
DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO FURNAS, PROVÍNCIA CARAJÁS:
EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA E QUÍMICA MINERAL**

Silvandira dos Santos Góes Pereira de Jesus

Orientadora: Prof^a Dr^a Lena Virgínia Soares Monteiro

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

**SÃO PAULO
2016**

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Jesus, Silvandira dos Santos Góes Pereira de
Múltiplos estágios de alteração hidrotermal do
depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Furnas,
Província Carajás: evolução paragenética e química
mineral / Silvandira dos Santos Góes Pereira de
Jesus. - São Paulo, 2016.

164 p.: il. + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Monteiro, Lena Virgínia Soares

1. Metalogênese 2. Cobre 3. Carajás 4. IOCG 5.
Alteração hidrotermal I. Título

*A todas as mulheres que me inspiraram a seguir
firme e sorrindo, em especial à memória de minha
mãe Railda, minha avó “Miúda” e da professora*

M^a da Glória, com muito amor...

“Sou o que sou, por que Nós somos.”

AGRADECIMENTOS

Já cantava o Ilê Aiyê prevendo minha trajetória no mestrado, na verdade, a trajetória em São Paulo: “foram dois anos entre flores e espinhos... O meu caminhar foi duro, mas abri muitos caminhos”. Dois anos de (re)descobertas, em meio a selva de pedras que é, ao mesmo tempo, receptiva e bastante fria... Mas sempre existem os sorrisos tímidos que florescem, te envolvem e te ajudam, de alguma forma, a seguir!

Eu tenho que agradecer a muitas pessoas, algumas não mais pertencentes a este plano espiritual, mas igualmente presentes e importantes nessa trajetória. Em primeiro lugar eu vou agradecer a Oxalá, Deus, a força cósmica/espiritual (chamem como quiser), por me permitir ter essa família doida e esses amigos amados e maravilhosos!

Meu maior agradecimento será sempre à minha mãe, Railda, meu maior exemplo de vida, de força, de perseverança. Um ser de luz, minha melhor amiga e grande mestra nessa jornada. Dona de um sorriso marcante, que me preenche desde sempre e está gravado na minha memória e coração. Minha vó, “Miúda”, guerreira, aquela que criou seus nove filhos com muita garra, persistência e muito caruru!! À professora M^a da Glória, um dos meus maiores exemplos dentro da Geologia... Aquela, cuja palestra durava 3 horas, mas que parecia apenas 30 minutos, tamanha a empolgação que ela emitia à todos que a ouviam! Sem o estímulo e exemplo dessas mulheres, eu não seria 1/3 do pouco que sou; não teria conhecido e/ou procurado a minha atual orientadora e não teria chegado aos lugares que cheguei.

A meu pai, por entender que eu precisava trilhar meu próprio caminho, mesmo que para isso eu tivesse que ficar longe de casa, esperando duas semanas por uma mensagem no celular com dizeres: “Estou bem. Te amo e vai com tudo!”. À tia Avany, minha dinda e meu dindo, que sempre me deram um suporte e apoio retado!

À professora Lena, por acreditar em mim e me dar a oportunidade de realizar este trabalho. Muito obrigada MESMO pela paciência, suporte, ensinamentos, pela preocupação, por cada questionamento e dúvidas respondidos e por me passar 0,5% dessa tranquilidade (que não é inabalável, mas é contagiante!). Na verdade, por ser esse exemplo de professora e pesquisadora que inspira uma série de estudantes e profissionais por onde quer que passe!

À VALE, representada por Fernando Matos, Sérgio Huhn, Otávio Rosendo, Arthur Cardoso e Samuel Nunes por disponibilizar amostras dos testemunhos e dados geológicos, de fundamental importância para concretização deste trabalho.

Ao Professor Caetano por estimular e instigar questionamentos referentes ao depósito, por me deixar com pulgas atrás da orelha durante as aulas e incentivar a testar outras formas de caracterização, bem como por todas as sugestões feitas durante a qualificação.

Ao Professor Rômulo pelas sugestões e correções na qualificação, que foram de extrema importância para realização dos trabalhos e conclusão da dissertação!!

À CPRM (Sureg-SSA), representada por Teobaldo, Ritinha e Cris, que, mais uma vez, me deram um tremendo apoio na confecção das lâminas delgado-polidas. Obrigada demais por quebrarem o galho nos momento de aperto!

À Sabrina Pearson, da Golden Software, por me ajudar com a conversão de diversos gráficos tão úteis neste trabalho!!!

À professora Simone, por me incentivar e mostrar que devo ser firme e persistente! Por me deixar usar sua sala e seu digníssimo microscópio para que eu não ficasse sem descrever lâminas (e surtasse, como sempre) enquanto estivesse em Salvador comendo maravilhosos acarajés!

Aos professores do IG-USP: Bettencourt, Lucelene, Adriana, Glorinha, Valdecir, Rômulo, Boggiani pelo suporte, cada um à sua maneira, e pelos ensinamentos, que foram, e continuarão sendo, extremamente importantes para o meu desenvolvimento pessoal e profissional.

A todos as funcionárias e funcionários do IG-USP: André, Zé, Henrique, Claudionor, Zé Paulo, Isaac, Jordana, Bira, Silvana, Marcos, Sandra, Renato, Paulinho, mas em especial a todas as funcionárias terceirizadas: Dona Neuza, Dona Vilma, Nádia, Japa, Maristela, que me acolheram, me abraçaram, cuidaram de mim e foram reais anjos da guarda durante o período do mestrado. Muito obrigada mesmo por cada sorriso, cada abraço, pelos desabafos e preocupação diária!

Às geoamigas (os) e agregados que tornaram essa caminhada um pouco mais leve: Kenguinha, Borba, Muca, Kabs, Beiça (Alô, Bêça!), Iskenta (Alô, Iskeenta!), Lua, Dion, Bixa, Pig, Orca, Clô, Cami, Bê, Naru, Santiago, Andreas, Chavinha, Poha, Zeck, Claudia T., as meninas do Coletivo Feminista Geóloga Dinalva. Às queridas metralhas do meu coração (as já citadas, Si, Alissim, Mari, Caracol, Bah, Grazi, MigaLu, Juca, Kk, Jô, Joanhina, Veia, Pará, Elisa, Manu, Kelly, Dani... é tanta mulher, meu Deus! <3) obrigada pela acolhida, conforto e gargalhadas!!

Ao pessoal do grupo Carajás: Cebola, Angela, Soraya, Marco, Maíra, Jeannine e Iguuuuuma, por ter me salvado de diversas formas. Gracias, meu povo!

Aos novos geoamigos do Igc-USP: Mari Cavalcanti, Pokka, Dilma, Kiwi, Celeblo, Shakira, Balinha, Pamonha, Gabi, Peppa, Nena, Anya, Jhonathan, MM's, Incesto, Nemsey, Xona, Toba, Bassan. Obrigada por ter tornado a caminhada mais leve e nem perceberem! A galera da cantina que me salvou e me alegrou a alma durante esse período. Valeu Rafa, Jucy, Toninho, Afonso e Alex. Muito obrigada MESMO!

Aos meus geoamigos distante fisicamente, mas sempre muitíssimo perto: Pri Passos, Carol Almeida, Gasta, Bruninha, Cris, Consita, Ed-(milsuuu), Edu, Adilita, Trilo, Tétis, S., Gabi Fazio, Tico, Mari Cayres, Bibia, Luciano, Nai, Clarinha, Mari Fraga, Andressa, entre outros que se eu não citei aqui, não foi por falta de gratidão, mas sim por falta de memória mesmo.

Aos meus amados e amadas lá de Salvador: Tay, Carolzinha, Gica, Lu, Lemos, Digo, Rogério, Lana, Mila, Tchello, Vini, Xuh, Aretha, Susie, Thais, SistaK, (Fo)-Finho. Muito obrigada por entender e respeitar minha ausência, pelo suporte, pelo carinho, pelo denego via internet ou pessoalmente, pela preocupação e amizade: Amo Vocês!

Ao Aurélio, Juan, Lê, Milton, Carol, Poli, Lu, Mi, Gabi, D. Marina e todos os novos colegas do trampo, pela compreensão e paciência durante esse período final de dissertação!!

Muito obrigada a todos aqueles que não foram citados, mas que de alguma forma ajudaram a chegar até aqui!

Sumário

Resumo	23
Abstract.....	24
1. Introdução.....	25
2. Objetivos.....	27
3. Métodos de Trabalho	27
4. A Província Mineral de Carajás.....	30
4.1 Contexto Geológico Regional	30
4.1.1 Domínio Rio Maria.....	32
4.1.2 Domínio Carajás.....	33
4.1.3 Evolução Tectônica da Província Mineral de Carajás	37
5. O Depósito de Cu-Au de Furnas.....	40
5.1 Contexto Geológico e Estrutural do Depósito Furnas	40
5.2 Caracterização Petrográfica dos Litotipos do Depósito Furnas.....	44
5.2.1 Clorita-Granada-Anfibólio-Biotita xisto	44
5.2.2 Granito Furnas	47
5.2.3 Andalusita-Muscovita-Biotita xisto com estaurolita	50
5.2.4 Quartzo milonito.....	53
5.2.5 Biotita xisto	55
a) Granada-Biotita xisto.....	56
b) Granada-Grunerita-Biotita xisto	59
5.2.6 Sadaganaita-Granada-Grunerita-Magnetita xisto	61
5.2.7 Hastingsitito.....	63
5.3 Síntese dos Aspectos Microestruturais do Depósito Furnas	65
5.4 Sequência de Alteração Hidrotermal e Evolução Paragenética.....	69
a) Alteração Sódica (Albitização).....	69
b) Silicificação	69
c) Alteração Potássica (Biotita)	70
d) Formação de Turmalina.....	71

e)	Cristalização de Granada Coalescente.....	71
f)	Alteração Sódico-Cálcica	72
g)	Enriquecimento em Ferro	73
h)	Estágio Hidrotermal Tardio (pós-mineralização principal).....	74
5.5	Mineralização de Cobre e Ouro.....	74
6.	Química Mineral.....	83
a)	Anfibólio.....	83
b)	Biotita	93
c)	Estaurolita.....	100
d)	Magnetita.....	103
e)	Feldspato.....	107
f)	Muscovita	108
g)	Clorita	113
h)	Granada.....	118
7.	Condições Termobarométricas	134
a)	Alteração potássica.....	134
b)	Alteração sódico-cálcica.....	136
c)	Associação clorita-anfibólio-quartzo-biotita	138
8.	Considerações sobre a Evolução do Depósito Furnas	143
9.	Conclusões.....	152
10.	Referências Bibliográficas.....	156
	ANEXO I.....	165
	ANEXO II.....	173
	ANEXO III	233

Índice de Figuras

Figura 4-1. Localização das Províncias Tectônicas do Estado do Pará (modificado de Vasquez <i>et al.</i> , 2008).....	30
Figura 4.2. Mapa geológico do Domínio Rio Maria, Província Mineral de Carajás, mostrando a localização dos principais depósitos deste domínio (modificado de Vasquez <i>et al.</i> , 2008).	32
Figura 4.3. Mapa geológico do Domínio Carajás, Província Mineral de Carajás, mostrando a localização dos depósitos minerais de Carajás e o depósito Furnas (modificado de Vasquez <i>et al.</i> , 2008).	35
Figura 5 1. Mapa geológico e das zonas de alteração hidrotermal da porção sudeste do depósito de cobre-ouro de Furnas (modificado de Santos, 2014). Para localização do depósito, consultar figura 4.3.	40
Figura 5 2. Seção geológica-tipo do Depósito Furnas, mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermal (Modificado de Vale, 2010).	41
Figura 5 3. Distribuição de litotipos em concordância com a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem do depósito cupro-aurífero Furnas (para maiores detalhes consultar ANEXO I).	43
Figura 6-1. Classificação dos anfibólios cálcicos, presente nas zonas distais (ZD), proximais (ZP) e nas zonas associadas à mineralização cupro-aurífera do depósito Furnas (ZM-I e ZM-II), baseada em Hawthorne <i>et. al.</i> (2012), mostrando composições tschermakíticas para o anfibólio do clorita-granada-anfibólio-biotita xisto da ZD, de hastingsita no “hastingsito” na ZM-II e de sadaganaita no anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto (ZP e ZM-I).	84
Figura 6-2. Classificação dos anfibólios ferro-mangano-magnesianos, presente nas zonas distais (ZD) e na zona proximal (ZP) à mineralização principal (ZM-I) cupro-aurífera do depósito Furnas, baseada em Hawthorne <i>et. al.</i> (2012), mostrando composições mais ricas em ferro na grunerita do sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto.	84
Figura 6-3. Composições dos anfibólios presentes nos distintos litotipos do Depósito Furnas situados nas zonas distal, proximal e mineralizada (I e II) em termos de #Mg e conteúdo de Si. A) Variação composicional entre núcleo e bordas dos anfibólios nos diferentes litotipos e comparação com o respectivo posicionamento no depósito. B) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação e comparação do respectivo posicionamento no depósito. ZP = zona proximal; ZD = zona distal; ZM-I = zona mineralizada I; ZM – II = zona mineralizada II.	86
Figura 6-4. Relações entre os valores de Si (pfu) e de $Al^{IV} + (Na+K)A$ dos anfibólios do depósito Furnas, mostrando tendências de variação composicional distintas para: (I) K-hastingsita e K-ferro-ferri-sadanagaita dos hastingsitos (ZM-II); (II) Fe-tschermakita clorita-granada-anfibólio-biotita xisto (zona distal); (III) grunerita da zona distal (clorita-granada-anfibólio-biotita xisto) e proximal grunerita-granada-biotita xisto e anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto). (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.	87

Figura 6-5. Relações entre os valores de Al(IV) + Al(VI) e a razão Fe/(Fe+Mg) dos anfibólios do depósito Furnas. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.....	88
Figura 6-6. Relações entre os valores de Al(IV) (pfu) e de Fe ³⁺ (pfu) dos anfibólios do depósito Furnas. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos. I, II e III representam os campos de condições de ambiente para formação dos anfibólios (Borodina et al., 1999), onde I= condições rasas; II = condições intermediárias; III; condições profundas.	88
Figura 6-7. Gráficos mostrando as relações entre Al(VI)+Ti+Fe ³⁺ vs Al(IV) e (Na+K)A vs Al(IV) em anfibólios do depósito Furnas, de acordo com a classificação do anfibólio (A e C) e com o litotipo (B e D)...	89
Figura 6-8. Diagrama mostrando as relações entre #Mg e valores de Cl (pfu) de anfibólios do depósito Furnas. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.....	90
Figura 6-9 .Relações entre o conteúdo de Cl (pfu) e elementos maiores (pfu) nos distintos anfibólios do depósito Furnas.....	92
Figura 6-10. Classificação da Biotita do Depósito Furnas. A) Classificação baseadas nos conteúdos de Fe/(Fe+Al) x mgli (Mg+Li) (Tischendorf et al.,1997), distinguindo os minerais como annita, siderofilita e flogopita. B) Classificação baseada nos conteúdos de Al(IV) x Fe/(Fe+Mg), distinguindo estes minerais como siderofilita e annita (Yavuz, 2003).	93
Figura 6-11. Gráficos de Variação composicional para biotitas do depósito Furnas. A) Variação MgO vs TiO ₂ ; B) Variação MgO vs K ₂ O; C) Variação MgO vs FeO; D) Variação MgO vs MnO.....	95
Figura 6-12. Diagramas A) #mg x Cl; B) FeO x Cl; C) Al/ (Al+Fe+Mg) x Mg, mostrando as variações composicionais da biotita do Depósito Furnas.	96
Figura 6-13. Composição da biotita da Depósito Furnas em termos de Fe ³⁺ -Fe ²⁺ -Mg (Wones & Eugster, 1965). Conteúdos de FeO e Fe ₂ O ₃ foram estimados através do software Mica+ (Yavuz, 2003 a, b).	97
Figura 6-14. Diagramas: a) IV (F/Cl) vs IV (F), comparando os campos associados a biotita do depósito Furnas com os campos definidos para o corpo Sossego, Cu-pórfiro, S-W-Be e Mo-pórfiro (Munoz, 1984). b) log (fHF)/(fHCl) vs log (fH ₂ O)/(fHCl); c) log (fH ₂ O)/(fHF) vs log (fH ₂ O)/(fHCl), mostrando variações de halógenos no fluido em equilíbrio com a biotita a uma temperatura de 400°C e comparações com depósitos de Cu pórfiro (Selby & Nesbitt,2000), de Cu-Ni-PGE (Hanley & Mungall, 2003) e do corpo Sossego (Monteiro et al.,200x?). Valores referentes à biotita do depósito de Cu-Ni-PGE de Sudbury são disponibilizados para comparação. Os cálculos dos valores de IV (F/Cl), IV (F), log (fHF)/(fHCl), log(fH ₂ O)/(fHCl), log(fH ₂ O)/(fHF) e log (fH ₂ O)/(fHCl) foram obtidos a partir do software Mica+ (Yavuz, 2003 a, b).....	98
Figura 6-15. Diagrama tectonomagmático com conteúdos de Al ₂ O ₃ vs. FeOtot de Abdel-Rahman (1994), mostrando a composição da biotita do (estauroilita)-andalusita-muscovita-biotita xisto) e do grunerita-granada-biotita xisto compatível com composições de peraluminosas de seus protólitos e a biotita associada ao	

hastigsitito e ao anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, que compartilha semelhanças com biotita associada a granitos alcalinos anorogênicos.....100

Figura 6-16. A) Diagrama ternário de Fe-Mg-Mn+Zn para cristais de estauroлита do depósito Furnas, demonstrando uma composição rica em Fe. B) e C) gráficos de variação Fe vs Zn (p.f.u) e das moléculas XFe vs XZn nos cristais de estauroлита do depósito Furnas, demonstrando uma composição rica em Fe e com conteúdos baixos, mas muito variáveis de Zn.101

Figura 6-17. Conteúdos de V₂O₃ e de TiO₂ da magnetita do depósito Furnas. (A) Composição da magnetita e de outros espinélios associados em relação ao seu posicionamento no depósito e respectivos litotipos e; (B) Composição dos óxidos em relação à classificação. Maiores valores de TiO₂ e V₂O₃ na magnetita são observados nas zonas distais, enquanto os menores valores de V₂O₃ caracterizam a magnetita da zona mineralizada I.....103

Figura 6-18. Diagrama Al/(Zn+Ca) vs. Cu/(Si+Ca) discriminantes para magnetita de depósitos do tipo VMS (Volcanogenic Massive Sulphides), comparando os dados compilados por Dupuis & Beaudoin (2011) com os dados obtidos para magnetita do depósito Furnas.....104

Figura 6-19. Diagrama Ni/(Cr+Mn) vs. Ti+V para composição de magnetita associada a depósitos de magnetita-apatita de Kiruna, IOCG, Cu-pórfiro, Fe-Ti-V e BIF, cujos dados foram compilados por Dupuis & Beaudoin (2011) e comparação com dados obtidos para magnetita e demais espinélio do depósito Furnas..105

Figura 6-20. Diagrama ternário Or-Ab-An mostrando a composição dos feldspatos do Andalusita-Biotita-Muscovita xisto e Anfibólio-Granada-Biotita-Clorita xisto do depósito de Furnas.....107

Figura 6-21. Classificação da Muscovita do Depósito Furnas. A) Classificação através da utilização do ternário Al-(Fe+Mn+Ti)-Mg (Deer et al.,1962), distinguindo entre annita, muscovita e flogopita. B) Classificação através do gráfico Fe/(Fe+Mg) vs. Al/(Al+Fe+Mg), classificando-os como Fe-muscovita e Li-muscovita (Tischendorf et al.,1997).....109

Figura 6-22. Diagramas: a) $\log (f_{\text{HF}})/(f_{\text{HCl}})$ vs $\log (f_{\text{H}_2\text{O}})/(f_{\text{HCl}})$ e b) $\log (f_{\text{H}_2\text{O}})/(f_{\text{HF}})$ vs $\log (f_{\text{H}_2\text{O}})/(f_{\text{HCl}})$, mostrando variações de halógenos no fluido em equilíbrio com a muscovita a uma temperatura de 400°C109

Figura 6-23. Plotagem da muscovita no diagrama tectonomagmético Al₂O₃ vs. FeO_{TOT} de Abdel-Rahman (1994), compatível com formação deste mineral em ambientes peraluminosos.....110

Figura 6-24. Variação composicional da clorita do Depósito Furnas em termos de Mg, Fe e Al+□ (Zane & Weiss, 1998), mostrando composição de chamosita com termos mais ricos em Fe na zona mineralizada I.113

Figura 6-25. A) Gráfico de distinção de clorita, baseado nos conteúdos de Fe/(Fe+Mg) e Si (pfu) de Ruiz & Nieto (2006), classificando-as como chamosita B) Diagrama de correlação de valores Fe/(Fe+Mg) x Al^{IV}/(Si+Al^{IV}) (Ciesielczuk, 2012), demonstrando a separação da clorita em três grupos principais.116

Figura 6-26. Diagramas: A) Conteúdo de Cl vs #mg, B) Mg/(Mg+Fe) vs Al/(Al+Fe+Mg); C) Fe/(Fe+Mg) vs Al (VI), mostrando a variação destas razões na clorita das amostras do depósito Furnas.117

Figura 6-27. Diagrama ternário em termos de composição de Fe-Al-Mg (De Caritat et al., 1993), mostrando um trend negativo que se relaciona a uma diminuição de temperatura para clorita nas amostras do depósito Furnas.....	118
Figura 6-28. Diagrama ternário AFM para cristais de granada do depósito Furnas, demonstrando uma composição rica em Fe.	119
Figura 6-29. Diagramas ternários em termos do conteúdo das moléculas almandina (Alm) e piropo (Pyr), em relação aos componentes uvarovita (Uva), andradita (Andr), grossulária (Grs) e espessartita (Sps), demonstrando a variação composicional dos cristais de granada em relação a estas moléculas.	119
Figura 6-30. Diagrama ternário Alm-Sps-Grs, demonstrando as variações composicionais dos cristais de granada dos litotipos do depósito Furnas e sua classificação quanto ao tipo predominante de granada.	121
Figura 6-31. Mapas composicionais obtidos com uso de EDS acoplado a MEV da granada tipo 1a: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) K-Fe-Si; c) Mn-Ca-Mg; d) Ca-K-Fe; e) Mn-Ti-Cu; f) Mn-Al-Mg; g) Na-K-Al; h) Variação de Fe+2, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe+3, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.....	123
Figura 6-32. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 1a: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) Ca-Mg-Si; c) Ca-Ti-Si; d) Al-Fe-Mg; e) Mn-Ca-Mg; f) Mn-Mg-Al; g) Mg-Fe-Ca; h) Variação de Fe+2, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe+3, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.	124
Figura 6-33. Mapas composicionais obtidos com uso de MEV de granada tipo 1b em chl-grt-anf-bt xisto: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) Mg-Fe-Ca; c) Mn-K-Ca; d) Mn-Cl-Ti; e) Al-Fe-Mg; f) Mn-Ti-Ca; g) Mn-Mg-Ca; h) Variação de Fe+2, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe+3, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.	126
Figura 6-34. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em grunerita-granada-biotita xisto: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) Si-Al-K; c) Mg-Fe-Ca; d) Al-Fe-Mg; e) Mg-Fe-Si; f) K-Mg-Al; g) Mn-Mg-Ca; h) Variação de Fe+2, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe+3, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.	128
Figura 6-35. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada do tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b ; b) Mn-Cl-Si; c) Fe-Cl-Mn; d) Mn-K-Fe; e) Fe-K-Si; f) Mn-Si-Mg; g) Variação de Fe+2, Si e Al no perfil a-b; h) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe+3, Ti, Cr no perfil a-b; i) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.	129
Figura 6-36. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b (microsonda) assinalado; b) K-Al-Fe; c) Fe-Al-Cl; d) Mn-Fe-K; e) Mg-Fe-Mn; f) Ca-Fe-Mg; g) Variação de Fe+2, Si e Al no perfil a-b; h) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe+3, Ti, Cr no perfil a-b; i) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.	130
Figura 6-37. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados; b) Fe-Al-Cl; c) Ca-Fe-Mn; d) Mg-Fe-Mn; e) Fe-Si-Ca; f) Si-K-Fe.....	131

Figura 6-38. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em grunerita-granada-biotita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b (microsonda) assinalado; b) Al-Fe-Mg; c) Ca-Fe-Ti; d) Al-Mg-Si; e) Fe-Si-K; f) Ca-Si-P; g) K-Mn-Ca; h) Variação de Fe⁺², Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe⁺³, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.132

Figura 6-39. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b (microsonda) assinalado; b) Fe-Si-Cl; c) Mg-Al-Fe; d) Al-Fe-Cl; e) Ca-Fe-P; f) Ca-Mg-Fe; g) K-Mn-Cl; h) Variação de Fe⁺², Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe⁺³, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.133

Figura 7-1. Condições P-T estimadas para o metamorfismo das rochas do Depósito Furnas, baseado na associação biotita-almandina intertectônica (sin a tardi-Sn e pré-Sn+1) em clorita-granada-anfibólio-biotita xisto com uso de base de dados termodinâmicos internamente consistentes do software TWQ 1.02 (Berman, 2006). Abreviações: Alm = almandina, And = andalusita, Ann = Annita, Ky = cianita, Phl = flogopita, Py- piropo, Si = Sillimanita.135

Figura 7-2. Condições de temperatura para a associação de alteração potássica com biotita em equilíbrio com granada do Depósito Furnas estimadas com uso de base de dados termodinâmicos internamente consistentes do software TWQ 1.02 (Berman, 2006). A) Condições obtidas em clorita-granada-anfibólio-biotita xisto. B) e C) Condições obtidas em domínios de granada coalescente (granada-grunerita-biotita xisto, granada-biotita xisto, andalusita-granada-muscovita-biotita xisto com estauroлита). D) e E) Condições obtidas para anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto. Abreviações: Alm = almandina, Ann = Annita, Phl = flogopita, Py- piropo.137

Figura 7-3. Condições de temperatura para a associação de alteração sódico-cálcica tardia (hastingsita) com cálculo efetuado para associação de K-hastingsita e biotita inclusa neste mineral estimadas com uso de base de dados termodinâmicos internamente consistentes do software TWQ 1.02 (Berman, 2006). Abreviações: Ann = annita, FePa = ferropargasita, Parg = pargasita, Phl = flogopita.138

Figura 7-4. Estimativas de condições de pressão, baseada nos conteúdos de Al VI vs AlVI+Ti+Fe³⁺, para alteração sódico-cálcica (inicial, em tons de rosa, e tardia, em tons de verde) nos distintos litotipos do Depósito Furnas.139

Figura 7-5. Condições termométricas para cloritização, associada a alteração tardia do Depósito Furnas, onde é possível distinguir três grupos de temperatura para formação da clorita. A) Gráfico de correlação entre conteúdos de AlIV e a temperatura calculada (Hillier & Velde 1991), demonstrando um trend positivo. B) Gráfico de correlação entre conteúdos de Si (p.f.u.) e a temperatura calculada (De Caritat et al., 1993), com trend negativo. C) Gráfico de correlação entre conteúdos de Si (p.f.u.) no sítio tetraedral e a temperatura calculada (Kavalieris et al., 1990), com trend negativo.141

Figura 8-1. Perfil esquemático do padrão de alteração hidrotermal para depósito de óxido de ferro-cobre-ouro-ETR proposto por Hitzman et al. (1992). A seta vermelha indica a tendência de evolução hidrotermal para as amostras do depósito Furnas.144

Pranchas de Fotos

Prancha 5-1. Aspectos macroscópicos das estruturas existentes no Depósito Furnas. (A) Foliação milonítica desenvolvida em afloramento do Granito Furnas. (B) Xistosidade impressa em estaurolita-andalusita-muscovita-biotita xisto em afloramento do Depósito Furnas. (C) Dobras em arranjos parasíticos, com caimento dos eixos para NNW e SSE, em andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita. (D) Brecha tardia constituída por sílica-albita-carbonato envolvendo clastos hematíticos, afloramento situado na porção NW do depósito (Fonte: Vale, 2010).42

Prancha 5-2. Aspectos macro e microscópicos do clorita-granada-anfibólio-biotita xisto. (A) Rocha crenulada com trechos ricos em anfibólio e biotita. (B) Faixa rica em sillimanita e presença de fragmentos de quartzo em meio a matriz rica em anfibólio e biotita. (C) Porfiroblastos xenoblásticos de granada pré a sin-tectônicas, contornadas pela foliação S_{n+1} . (D) Clorita-granada-anfibólio-biotita xisto com porfiroblastos de magnetita. (E) Porfiroblastos de granada pré- S_{n+1} , tipo 1a,1 (inclusão discordante em vermelho) e sin- S_{n+1} , com foliação em laranja concordante com foliação externa (LT, PD). (F) Porfiroblasto tardi- S_{n+1} (tipo 1b), sobreposto à foliação marcada por biotita e clorita. Presença de apatita em suas bordas. (G) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) com inclusões de quartzo paralelas a S_{n+1} , marcada por clorita e grunerita (LT, PC). (H) Faixa rica em quartzo, alternado com faixa rica em clorita e magnetita, formadas segundo condicionamento da S_{n+1} . Presença de prismas de sillimanita sem orientação preferencial (LT, PD). (I) Crenulação associada a S_{n+2} , marcada por lamelas de clorita e cristais alinhados de magnetita nos planos axiais da clivagem de crenulação (LT, PD). (J) Cristal tardi- S_{n+1} de magnetita sobrecrecendo a foliação (LT, PD). (K) Porfiroblasto estirado de tschermakita com boudin neck preenchido por grunerita (LT, PD). (L) Porfiroblastos zonados de tschermakita com bordas de grunerita e turmalina nas bordas em associação à biotita (LT, PD). (M) Cristais de biotita grossa (3ª geração) cristalizado paralelo à foliação da rocha, com cristais de magnetita tardios sobrecrecidos aos cristais de grunerita e clorita (LT, PC). Abreviações: Anf = anfibólio, Ap = apatita, Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Gru = grunerita, Mt = magnetita, Mz = monazita, Ser = sericita, Sill = sillimanita, Qtz = quartzo, Tsc = tschermakita, Tur = Turmalina, LT = luz transmitida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.46

Prancha 5-3. Aspectos macro e microscópicos do Granito Furnas: (A) Rocha intensamente albitizada, com trechos sericitizados e com biotita nos planos de foliação e em fraturas interconectadas. (B) Granito Furnas com albita rosa, cortado por veios de quartzo e infills de biotita. Vênula tardia com calcopirita se associa a feldspato potássico com cor vermelha mais intensa. (C) Infills de biotita e clorita em fraturas e planos de foliação milonítica. (D) Alteração sódica (albita) e

consequente potássica (biotita) em fronts de substituição, obliterando as feições pretéritas do Granito Furnas. (E) Cristais de quartzo e ortoclásio subgrãos (LT; PC). (F) e (G) Cristal de albita com geminação polissintética fortemente deformada, contornado por uma matriz rica em finos cristais de ortoclásio e quartzo. Em G se observam finos cristais neoformados por bulging (LT; PC). (H) Cristais de albita, intensamente sericitizados em contato com front de alteração sódico-cálcica, representado pela Fe-tschermakita e hastingsita (LT; PD). (I) Hastingsita nas bordas da albita (LT; PD). (J) Bordas embaiadas de albita evidenciando seu consumo e substituição por hastingsita (LT; PC). (K) Front de substituição com grunerita infiltrando o Granito Furnas (LT; PC). (L) Brecha tardia com fragmentos angulosos de albita em matriz rica em clorita (LT; PD). Abreviações: Ab = albita, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Gru = grunerita, Hst = hastingsita, Or = ortoclásio, Ser = sericita, Qtz = quartzo; LT = luz transmitida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.....49

Prancha 5-4. Aspectos macroscópicos do andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita. (A) Foliação marcada por faixas de muscovita, biotita e faixas com quartzo estirado. (B) Intercalações de faixas de granada colaescente (parte superior da foto) e faixas com biotita, muscovita e porfiroblastos de andalusita. Silicificação intensa na parte inferior da foto. (C) Lamelas visíveis de muscovita e calcopirita disseminada. (D) Substituição da andalusita por biotita em suas bordas, vênulas tardias de quartzo. (E) Vênula de pirrotita. Abreviações: And = andalusita, Bt = biotita, Grt = granada, Ms = muscovita, Po = pirrotita, Qtz = quartzo.....51

Prancha 5-5. Aspectos microscópicos do andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita. (A) Foliação S_{n+1} , anastomosada, assinalada por biotite e bolsões de quartzo (LT, PD). (B) Lamelas de muscovite associada à clivagem de crenulação S_{n+2} (LT, PC). (C) Porfiroblastos de Granada tardi- S_{n+1} , alongados no sentido da foliação (LT, PD). (D) Bolsão de quartzo, oligoclásio e sericite contornado por biotita (LT, PC). (E) Sigmoides de quartzo contornado por biotita, assinalando a S_{n+1} (LT, PC). (F) Faixa de granada coalescente cristalizada seguindo a foliação dobrada (LT, PD). (G) Eixo de dobra formado por faixas de andalusita, quartzo e clorita, com sillimanita em uma das bordas (LT, PD). (H) Porfiroblasto pré- S_{n+1} de andalusita com inclusões orientadas discordantes da foliação principal (LT, PC). (I) Porfiroblasto de andalusita, pré- S_{n+1} , alongado e com movimentação destrógiro em relação à foliação S_{n+1} . Trilhas de inclusões discordantes de S_{n+1} (LT, PD). (J) Porfiroblasto deformado de andalusita, com forte extinção ondulante. Presença de cristais de biotita e muscovita sobrecrecendo a andalusita (LT, PC). (K) Cristais de estaurolita em associação com biotita fina e grossas lamelas de muscovita (LT, PD). (L) Seção do andalusita-muscovita-biotita xisto cortado por um veio de pirrotita (LR, PC). Abreviações: And = andalusita, Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Ms = muscovita, Ol = oligoclásio, Po = pirrotita, Qtz = quartzo, Ser = sericita, Sill =

silimanita, St= estauroлита. LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.....52

Prancha 5-6 Aspectos macro e microscópicos do quartzo milonito: (A) Rocha intensamente silicificada com resquícios de anfibólio e foliação pretérita “fantasma”, cortado por vênula de albита com fluorita. (B) Bandamento formado pela alternância de faixas quartzosas e ricas em biotita e anfibólio. (C) Quartzo milonito, com cristais oclares de quartzo contornados por sericita e calcopirita disseminada. (D) Quartzo milonito com maior proporção de biotita e sulfetos disseminados. (E) Variação isotrópica deste litotipo, representada por rocha intensamente silicificada com estruturas pretéritas obliteradas. (F) Aspecto geral do quartzo milonito, com S_{n+1} definida por lamelas de sericita que contornam bolsões e grãos oclares de quartzo (LT, PC). (G) Quartzo milonito com infills de biotita assinalando S_{n+1} e cristais de granada com formato de amêndoa alinhados segundo a foliação milonítica (LT, PD). (H) Detalhe dos cristais de quartzo com extinção ondulante e formação de subgrãos. S_{n+1} assinalada por sericita contorna bolsões de quartzo (LT, PC). (I) Recristalização estática dos cristais de quartzo (polarizadores cruzados). (J) Detalhe da zona de recristalização estática, onde é possível notar a diferença entre o tamanho dos cristais de quartzo (LT, PC). (K) Vênulas interconectadas de calcopirita, configurando stockworks, em amostra de quartzo milonito. (Lupa, LT, PD). Abreviações: Ab = albита, Anf = anfibólio, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Ser = sericita, Qtz = quartzo, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.....54

Prancha 5-7. Aspectos macroscópicos do granada-biotita xisto. (A) Trama planar assinalada pela alternância de faixas ricas em biotita, faixas ricas em quartzo e faixas com granadas coalescentes. (B) Aspecto mesomilonítico com cristais de granada estirada em formato oclar. (C) Cristais subédricos a euédricos de granada crescidos, comumente, sobre lamelas de biotita. (D) Faixas de granadas coalescentes, com formação de dobras e estrutura assinalada pela alternância de biotita e faixas de granada coalescente. (E) Fragmentos elipsoidais de quartzo manteados por faixas ricas em biotita. (F) Fragmentos de quartzo manteados por biotita e presença de bornita entre os clastos, constituindo cimento da brecha hidrotermal. Bt = biotita, Bor = bornita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Qtz = quartzo.57

Prancha 5-8. Aspectos microscópicos do granada-biotita xisto. (A) Bolsões sigmoidais de quartzo envoltos por biotita, definindo foliação S_{n+1} (LT, PC). (B) Faixas de granada coalescente (tipo 2) estiradas paralelamente à S_{n+1} (LT, PD). (C) Faixa de granada coalescente (tipo 2) constituindo dobra em domínio rico em quartzo (LT, PD). (D) Porfiroblasto de granada (tipo 1a), fraturado e preenchido por quartzo, circundado pelo foliação rica em biotita (Lt, PD). (E) Cristal de granada associada a domínio de cristais coalescentes (tipo 2), com cristais maiores em zona próxima

do domínio rico em biotita (LT, PD). (F) Falha em domínio de cristais de granada coalescente, demonstrando, também ao aumento da granulometria no sentido do domínio rico em biotita (LT, PD). (G) Faixa rica em sillimanita entre domínio rico em quartzo e domínio de cristais coalescentes de granada (LT, PD). (H) Cristais zonados de turmalina em associação a domínios ricos em biotita e silicificados (LT, PD). (I) Clastos de quartzo contornados por infills de bornita (LT, PD). Abreviações: Bor = Bornita, Bt = biotita, Grt = granada, Qtz = quartzo, Sill = sillimanita, Tur = turmalina, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.....58

Prancha 5-9. Aspectos macro e microscópicos do granada-grunerita-biotita xisto. (A) Rocha rica em biotita com faixas constituídas por granada coalescente cortada por grunerita. (B) Infills de grunerita alternados a faixas ricas em biotita e que circundam porfiroblastos de granada. (C) Faixas ricas em granada coalescente sobrepostas por fronts de grunerita e alguma clorita associada. (D) Rocha rica em granada-biotita sendo progressivamente substituída por grunerita, mais abundante na parte inferior da foto. (E) Faixas de granada coalescente (tipo 2) alternada a faixas de grunerita e biotita. Presença de fina faixa de stilpnomelano (LT PD). (F) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) contornado por prismas de grunerita. Presença de calcopirita nas cordas de cristais de quartzo (LT, PD). (G) Lamelas de grunerita associadas à foliação S_{n+2} , representada por clivagem de crenulação (LT, PC). (H) Grunerita associada a S_{n+2} , com sobrecrecimento de porfiroblastos de granada, tipo 1b (LT, PC). (I) Infills de grunerita associados a network de fraturas interconectadas que parecem originar dobras (LT, PC). (J) Biotita, com cloritização incipiente, associada a clivagem de crenulação e presença de prisma de grunerita deflacionando a foliação (LT, PD.) (K) Prismas de grunerita com crescimento sem associação a um front condicionado pela foliação ou fraturas (LT, PD.) (L) Grunerita com resquício de Fe-tschermakita (LT, PD). (M) Hastingsita consumindo lamelas de grunerita (LT, PD). Abreviações: Bt = biotita, Bor = bornita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = Hastingsita, Qtz = quartzo, Tsc = Fe-tschermakita, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados. 60

Prancha 5-10. Aspectos macro e microscópicos do sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto. (A) Rocha rica em quartzo cortada por veios interconectados de magnetita esulfetos. (B) Porfiroblastos de granada substituídos por magnetita, sadaganaita e clorita. (C) Rocha rica em magnetita com presença de porções de grunerita e porfiroblastos de granada pseudomorfizados por clorita. (D) Rocha constituída por grunerita e magnetita com estrutura bandada. (E) Porfiroblasto de granada, ao centro, sendo pseudomorfizado por clorita. Magnetita e sulfetos, associados a S_{n+1} , contornam o cristal de granada (LT, PD). (F) Cristais de magnetita em associação a cristais de grunerita, em estágio mais preservado de formação do sad-grt-gru-mt xisto (LT, PD). (G) Front de

magnetita consumindo cristais de granada, grunerita e biotita (LT, PD). (H) S_{n+1} , com grunerita e magnetita, incipientemente crenulada (LT, PC). (I) Resquícios de cristais de granada em meio a uma massa de clorita (LT, PD). (J) Cristais de Fe-Cl-K-sadaganaíta em associação a granada e biotita cloritizada (LT, PD). (K) e (L) Presença de cristais de magnetita ao longo da foliação, responsável por obliterar as estruturas da rocha (LT, PD). (M) Detalhe da fotografia L, onde mostra a cristalização de magnetita ao longo da S_{n+1} (LR, PD). Abreviações: Act = actinolita, Bor = bornita, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = hastingsita, Mt = magnetita, Qtz = quartzo, Sad = sadaganaíta, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.62

Prancha 5-11. Aspectos macro e microscópicos do Hastingsitito. (A) e B Hastingsitito com textura decussada, presença de cristais de granada e associação de biotita e clorita. (C) Hastingsitito formado em associação a domínios previamente silicificados. (D) Hastingsitito decussado a fracamente orientado com associação de cristal de granada fracamente estirado. (E) Cristais prismáticos a losangulares de hastingsita, rocha com textura decussada e presença de finas vênulas de quartzo à esquerda (LT, PD). (F) Cristais losangulares de hastingsita, rocha com textura decussada e trilhas de magnetita com orientação preferencial (LT, PD). (G) Resquícios de tschermakita e cristalização de hastingsita com fraca orientação preferencial, paralelo a infills de magnetita (LT, PD). (H) Cristal de hastingsita associado a zonas de silicificação, com presença de granada e trilha orientada de magnetita (LT, PD). (I) Prismas losangulares de hastingsita, presença de fratura preenchida por clorita (LT, PD). (J) Arranjo radiado dos cristais de hastingsita (LT, PC). (K) Hastingsita zonada em associação a um veio de quartzo, presença de bordas cloritizadas (LT, PC). (L) Prismas de actinolita em associação a um veio de quartzo, com sulfetos que constituem a mineralização II associados (LT, PD). (M) Hastingsitito cortado por vênulas de calcopirita (LT, PD). Abreviações: Act = actinolita, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = Hastingsita, Qtz = quartzo, Tsc = tschermakita, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.....64

Prancha 5-12. Síntese dos aspectos microestruturais do Depósito Furnas. (A) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) com foliação interna S_n discordante da S_{n+1} assinalada por biotita e clorita (LT, PC). (B) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) com foliação interna S_n com rotação destrógiro, contornado pela foliação S_{n+1} definida pela orientação de biotita (LT, PD). (C) Detalhe do porfiroblasto de granada com preservação da S_n no seu núcleo e borda tardia à S_n , sem inclusões (LT, PD). (D) Cristais de granada coalescentes (tipo 2) contornados pela foliação S_{n+1} assinalada por prismas de grunerita (LT, PD). (E) Bolsões de quartzo circundados pela foliação S_{n+1} , definida pela orientação de biotita e magnetita (LT, PD). (F) Clorita orientada segundo a clivagem de crenulação

(S_{n+2}) em rocha constituída por biotita, em parte cloritizada, e porfiroblastos de andalusita sericitizados (LT, PD). (G) Clivagem de crenulação S_{n+2} , incipientemente desenvolvida, em rocha constituída predominantemente por grunerita, orientada segundo a foliação S_{n+1} (LT, PC). (H) Dobra aberta assinalada por alternância de bandas ricas em biotita, quartzo e grunerita (LT, PD). (I) Vênula de quartzo dobrada em biotita xisto (LT, PC). (J) Zona de cisalhamento localizada, com cominuição dos cristais de quartzo e albita em amostra do Granito Furnas (LT, PC). (K) Falha com deslocamento sinistral em domínio composto com cristais de granada coalescente e quartzo (LT, PD). (L) Brecha com fragmentos angulosos de quartzo, com infill de clorita, epidoto, representando estrutura associada aos estágios tardios do Depósito Furnas (LT, PC). Abreviações: Alb = albita, Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Gru = grunerita, Ms = muscovita, Mt = magnetita, Ser = sericita, Qtz = quartzo, , LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.....67

Prancha 5-13. Sequência macroscópica de Alteração Hidrotermal do Depósito Furnas. (A) Granito Furnas albitizado, com alteração potássica e silicificação se desenvolvendo ao longo de fraturas. (B) e (C) Rocha silicificada e milonitizada (quartzo-milonito), com bandamentos fantasmas assinalados pelos resquícios de biotita. (D) Rocha intensa e pervasivamente silicificada. Resquícios de biotita são observados assinalando um bandamento relíquia. (E) Rocha albitizada, com cor mais avermelhada devido a fronts de alteração potássica, com formação de feldspato potássico. (F) Rocha albitizada com veios de quartzo e biotita se sobrepondo à silicificação pretérita. (G) Progressão da alteração potássica, com infills de biotita em rocha albitizada e silicificada. (H) Infills de biotita, obliterando as feições pretéritas e isolando fragmentos previamente silicificados e albitizados. (I) Xisto aluminoso com porfiroblastos de andalusita pseudomorfizados por biotita, durante a alteração potássica. (J) Progressão da formação de pseudomorfos dos porfiroblastos de andalusita e conseguinte silicificação da rocha. (K) Pseudomorfos de andalusita, preenchidos por biotita, Rocha intensamente silicificada e truncada por vênula tardia de albita. (L) Progressão da silicificação em xisto aluminoso, observar a menor quantidade de andalusita e maior porcentagem de quartzo na rocha. (M) Rocha silicosa, resultante da progressão de pervasiva silicificação em rocha aluminosa. Abreviações: Ab= albita, And =andalusita, Bt = Biotita, Carb = carbonato, Ms = Muscovita, Qtz = Quartzo.....77

Prancha 5-14. Feições microscópicas de alguns dos processos de alteração hidrotermal do depósito Furnas. (A) Lamelas de biotita (2ª geração) de cor mais avermelhada que sobrecrece e consome a biotita 1 (LT, PD). (B) Cristais zonados de turmalina azulada em zona silicificada e contornados por frentes de biotita (LT, PD). (C) Cristal zonado de turmalina azulada, com deformação dos zoneamentos e cortado por faixa de sílica (LT, PD). (D) Turmalina marrom em

equilíbrio textural com biotita (1), (LT, PD). (E) Cristal de Fe-tschermakita com resquício de biotita e grunerita em suas bordas, demonstrando a sequência de formação e consumo dos minerais (LT, PD). (F) Prismas de grunerita com biotita reliquiar demonstrando o consumo da biotita por este mineral (LT, PD). (G) Cristal de grunerita sendo consumido por K-hastingsita, tardia ao sistema. Presença de resquícios de biotita internos a grunerita (LT, PD). (H) Front de clorita, associada a alteração tardia, consumindo cristais de grunerita preexistentes (LT, PD). (I) Enriquecimento em ferro, com formação de magnetita, obliterando a trama preexistente e consumindo a grunerita preexistente (LT, PD). Abreviações: Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = K-hastingsita, Mt = magnetita, Qtz = quartzo, Tsc = Fe-tschermakita, Tur = turmalina, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados. 78

Prancha 5-15. Continuação da sequência macroscópica de alteração hidrotermal do Depósito Furnas. (A) Rocha rica em granada e biotita, com pequenos porfiroblastos de andalusita. Faixas com finos cristais colaescentes de granada relacionam-se à porções silicificadas da rocha. (B) Entrada de grunerita alterando as rochas ricas em granada e biotita. (C) Progressão da cristalização de grunerita nas rochas ricas em granada e biotita. (D) Cristalização pervasiva de grunerita, ainda é possível observar a presença de pequenos cristais de granada contornados por grunerita. (E) Gruneritização pervasiva com feições pretéritas obliteradas. (F) Rocha intensamente gruneritizada, com pequenos spots de magnetita e sulfetos. (G) Cristalização de magnetita, paralela a S_{n+1} , em rocha intensamente gruneritizada, formando a feição denominada de “pele de onça”. (H) Avanço do enriquecimento em ferro com presença de porfiroblastos de granada pseudomorfizados por clorita. (I) Rocha rica em magnetita, cerca de 60% deste mineral na sua composição. (J) Sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto com veio de bornita paralelo à foliação S_{n+1} . (K) Rocha rica em magnetita, com entrada de sulfetos, onde a calcopirita constitui vênulas interconectadas com feição do tipo stockwork. Presença de vênula tardia de grunerita cortando a rocha. (L) Estágio de mineralização do depósito Furnas, com entrada de calcopirita e bornita nas rochas ricas em magnetita. Abreviações: And = andalusita, Anf = anfibólio, Bt = Biotita, Bor = bornita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Mt = magnetita, Qtz = Quartzo. 79

Prancha 5-16. Aspectos macro e microscópicos da mineralização no depósito Furnas: (A) Vênulas de calcopirita interconectadas, em frentes de substituição nas rochas silicificadas, presença de vênula de albita e clorita. (B) Infills de calcopirita avançam sobre veios de quartzo e biotita xisto (ZM-I). (C) Bornita constituindo o cimento em brechas hidráulicas e selando clastos de quartzo (ZM-I). (D) Bornita brechando veios de quartzo (ZM-I). (E) Sulfetos associados à entrada de K-hastingsita, presença de vênulas de carbonato cortadas por sulfeto (ZM-II). (F) Vênulas interconectadas de calcopirita (ZM-I), configurando stockworks, em rocha pervasivamente

silificada. (G) Frentes de bornita constituindo infill em brecha hidráulica (ZM-I), selando clastos de magnetita (LR, PC). (H) Bornita e calcocita associadas (ZM-I), preenchendo fraturas em uma massa constituída por magnetita (LR, PC). (I) Exsoluções de calcocita em bornita (ZM-I), formando textura mimerquítica simplectítica (LR,PC). (J) e (K) Calcopirita (ZM-I) preenchendo fraturas entre fragmentos de magnetita, constituindo uma série de vênulas interconectadas, como é possível observar na foto K (LR, PC). (L) Calcopirita em fraturas, a seta demonstra a área onde foram encontradas pintas de molibdenita (LR, PC). Abreviações: Ab = Albita, Bor= Bornita, Bt = Biotita, Carb = carbonato, Cct = Calcocita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Hst = K-hastingsita, Mo = Molibdenita, Mt = Magnetita, Qtz = Quartzo, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.80

Prancha 5-17. Aspectos gerais do segundo estágio de mineralização II, associado a entrada de veios tardios: (A) Calcopirita truncando veio de quartzo em rocha onde se observam vênulas tardias de clorita e K-hastingsita. (B) Vênulas de quartzo e albita truncadas por front de bornita. (C) Veio de quartzo e biotita, com textura de preenchimento de espaços vazios. (D) Vênula de albita truncando rocha isótropa composta por K-hstinsgita, fragmentos deste anfibólio são encontrados na vênula. (E) Vênulas de biotita e quarto cortando domínios ricos em clorita. (F) Vênulas de carbonato truncando rocha silicificada (LT, PC). (G) Vênula de K-hastingsita com calcopirita associada em rocha rica em grunerita (LT, PD). (H) Vênulas de calcopirita com bornita associada, em fraturas das rochas preenchidas por K-hastingsita. (I) Fluorita e carbonatos associados a uma vênula que corta o hastingsitito (LT, PD). (J) Veio de adularia cortando rocha cloritizada. Presença de porfiroblasto de turmalina circundado pela foliação (LT, PC). (K) Veio de adularia, com sericita nas bordas, cortando brecha com fragmentos de epidoto, clorita, quartzo e hematita (LT, PD). Abreviações: Ab =albita, Adu = adularia, Bt = Biotita, Bor = bornita, Carb = carbonato, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Epi = epidoto, Gru = grunerita, Hm = hematita, Hst = hastingsita, Qtz = Quartzo, Tur = turmalina, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados. 81

Prancha 5-18. Análises de MEV das amostras mineralizadas do primeiro e segundo estágio de mineralização: (A) Cristal de bornita com wittcherita na borda. (B) Calcopirita com inclusão de Ag e presença de carbonatos de ETR em suas bordas. (C) Cristais de bornita e calcopirita em meio a uma massa composta por magnetita. (D) Pintas de monazita em associação à magnetita e sadaganaíta. (E) Picos de identificação da monazita obtidos por MEV. (F) Ouro e calcopirita associados a borda de cristais de quartzo. (G) Picos de identificação por raio X dos cristais de ouro. Abreviações: Ag = Prata, Au =Ouro, Bor = Bornita, Cpy = Calcopirita, ETR = Carbonato de ETR, Mo = Molibdenita, Mt = Magnetita.82

Índice de Tabelas

Tabela 5-1. Tabela paragenética em relação às distintas estruturas do depósito Furnas.	68
Tabela 5-2. Tabela paragenética com evolução do sistema hidrotermal do depósito Furnas.	76
Tabela 6-1. Análises representativas dos anfibólios das zonas distal (ZD), proximal (ZP) e mineralizada (ZM-I e ZM-II) do Depósito Furnas.	85
Tabela 6-2. Análises representativas de biotita das zonas distal (ZD), proximal (ZP) e mineralizada (ZM-I e ZM-II) do depósito Furnas e distribuição catiônica recalculada com uso do software Mica+ (Yavuz, 2003 a,b).	94
Tabela 6-3. Análises representativas de estauroлита presente nas zonas distais do Depósito de Cu-Au Furnas.	102
Tabela 6-4. Análises representativas de magnetita das zonas distal, proximal e mineralizada do depósito de Cu-Au Furnas.	106
Tabela 6-5. Análises representativas de feldspatos localizados na zona distal do Depósito Furnas.	108
Tabela 6-6. Análises representativas de muscovita da zona distal do depósito Furnas. Composições recalculadas através do software Mica+ (Yavuz, 2003 a,b).	111
Tabela 6-7. Análises representativas de clorita, presente nas zonas distal e mineralizada I do Depósito Furnas. Composições recalculadas através do software WinCcac (Yavuz et. al, 2015)	114
Tabela 6-8. Análises representativas de granada das zonas distal, proximal e mineralizada I do depósito cuproaurífero de Furnas.	120
Tabela 7-1. Temperaturas obtidas para clorita das zonas distal e mineralizada I do Depósito Furnas. Cálculo realizado através do software WinCcac (Yavuz et. al, 2015).	142

Resumo

A Província Mineral de Carajás, situada a sudeste do Cráton Amazônico, concentra a maior parte dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) de alta tonelagem do mundo. Apesar da grande quantidade de estudos geocronológicos, os atributos geológicos, assinaturas isotópicas e fatores responsáveis pela formação dessas grandes reservas minerais ainda são pouco compreendidos.

O depósito Furnas (500 Mt @ 0,7% Cu) constitui um *trend* mineralizado de direção WNW-ESSE, com 9 km de extensão, situado na Falha Transcorrente do Cinzento. Apresenta expressiva relação espacial com dois corpos graníticos: o granito Cigano, paleoproterozoico, aflorante a leste, e o granito Furnas, de idade incerta e mais preservado da alteração hidrotermal apenas a oeste do depósito. As rochas hospedeiras são representadas por andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита na zona de lapa e por anfibólio-granada-biotita xisto na zona de capa. A paragênese metamórfica do anfibólio-granada-biotita xisto é representada por núcleos de Fe-edenita com bordas hidrotermais de Fe-tschermakita, K-hastingsita, Fe-actinolita e K-Fe-sadaganaíta. Resquícios do granito Furnas, intensamente hidrotermalizados, são reconhecidos, com dificuldade, nos testemunhos de sondagem.

Distintos estágios de alteração hidrotermal estão impressos nas rochas. O granito Furnas foi o único submetido à alteração sódica pervasiva inicial (albitização), sucedida por intensa silicificação, concomitante à milonitização e posterior alteração potássica (biotita), registradas, também, nas demais hospedeiras do depósito. Turmalinização posterior a concomitante à alteração potássica, foi sucedida pela cristalização de cristais milimétricos de almandina, comumente coalescentes, associados a frentes de alteração hidrotermal.

O metassomatismo de ferro é representado pela formação de grunerita, seguida por cristalização de magnetita ao longo da xistosidade das rochas hospedeiras. Estágio hidrotermal tardio originou rochas grossas e isotropas a localmente foliadas, constituídas principalmente por K-hastingsita associada a halos externos de alteração clorítica e veios de quartzo, comumente mineralizados. Chamosita formada nesse estágio substituiu parcial a totalmente biotita, granada e anfibólios formados em estágios prévios.

A mineralização, representada por calcopirita e bornita, ocorre em *fronts* de substituição nas rochas ricas em granada-grunerita-magnetita, em veios e vênulas interconectadas, configurando *stockworks*. Além disso, brechas com *infill* de sulfetos que contornam clastos constituídos por quartzo, possivelmente associado à eventos de silicificação prévios, são identificadas. Mineralização de cobre, subordinada e tardia, se associa a veios de quartzo-hastingsita-clorita-albita-carbonato, com texturas de preenchimento de espaços abertos, relacionados espacialmente às zonas de cloritização.

As paragêneses reconhecidas nos distintos estágios, principalmente àquelas relacionadas à zona mineralizada, constituem uma assembleia de alta a moderada temperatura para o sistema hidrotermal relacionado à evolução do depósito Furnas. Os estilos de alteração relacionam-se a diferentes regimes deformacionais e níveis crustais, demonstrando sobreposição de eventos mineralizantes e de alteração em sistemas hidrotermais intermediários, tal qual o Furnas.

Palavras-chave: Furnas, metalogênese, Carajás, cobre, alteração hidrotermal, IOCG

Abstract

The Carajás Mineral Province, located at the southern portion of the Amazonian Craton, hosts great part of the high-grade iron-oxide-copper-gold deposits known in the world. Despite the significance of geochronological studies, the geologic features, isotopic signatures and processes responsible for the formation of these outstanding mineral resources is still poorly understood.

The Furnas deposit (500 Mt @ 0.7% Cu) comprises a mineralized WNW-ESSE trend, with 9 km of extension, within the Cinzento Transcurrent Fault Zone. The deposit has notable spatial relationship with two granitic bodies: the Paleoproterozoic Cigano granite, which outcrops at the east; and the Furnas granite, of uncertain age, that is well-preserved from the hydrothermal alteration only outcrops towards the west. The host rocks are represented by andalusite-muscovite-biotite schist with staurolite at the footwall and amphibole-garnet-biotite schist at the hanginwall zone. The metamorphic paragenesis of the amphibole-garnet-biotite schist is represented by Fe-edenite cores, which are rimmed by hydrothermal Fe-tschermakite, K-hastingsite, Fe-actinolite and K-Fe-sadaganaite. Relicts of the Furnas granite, highly hidrothermalized, can be barely recognized at the drillholes.

Different stages of hydrothermal alteration are recognized in the Furnas Deposit. The Furnas granite underwent an early pervasive sodic alteration with albite. This was succeeded by intense silicification synchronous to milonitization, which was followed by potassic alteration with biotite, also recorded on the other host rocks. Turmalinization, later to coeval to potassic alteration, was followed by the crystallization of milimetric almandine crystals, generally coalescing, associated with hydrothermal alteration fronts.

Iron metassomatism is represented by grunerite crystallization, followed by magnetite formation along the host rock foliation. A later hydrothermal stage originated coarse-grained rocks, isotropic to locally foliated, composed mainly of K-hastingsite associated with external haloes of chlorite alteration and quartz veins, generally with copper mineralization. Chamosite, formed at this stage, replaced partial to totally biotite, garnet and amphiboles formed in previous hydrothermal alteration stages.

Copper-gold mineralization is represented by chalcopyrite and bornite, which occur in replacement alteration fronts in the garnet-grunerite-magnetite-rich rocks, in veins, interconnected veinlets and stockworks. Besides that, breccias with sulfide infills that surround quartz clasts, probably associated with early silicification events, are also recognized. Late and subordinated copper mineralization is associated with quartz-hastingsite-chlorite-albite-carbonate veins with open-space filling textures that are spatially related to chlorite zones.

The paragenesis of the distinct hydrothermal alteration stages, especially those related to the mineralized zone, constitute high to moderate temperature mineral assemblage formed in the Furnas hydrothermal system. Alteration styles are related with different deformation regimes and crustal levels, demonstrating overprinting of mineralizing and hydrothermal alteration events in intermediate hydrothermal systems, as the Furnas.

Keywords: Furnas, metallogenesis, Carajás, copper, hydrothermal alteration, IOCG

1. Introdução

A Província Mineral de Carajás possui uma grande concentração de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992, Hitzman, 2000) de alta tonelagem (Monteiro *et al.*, 2008a). Alguns depósitos IOCG de Carajás são também considerados os únicos de classe mundial de idade arqueana (Réquia *et al.*, 2003; Tallarico *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2010; Xavier *et al.*, 2010), refletindo uma distinta e peculiar evolução desta província.

Entre os depósitos de classe mundial, destacam-se, principalmente, Salobo (1112 Mt @ 0,69% Cu e 0,43 g/t Au e 0,55 g/t Ag; VALE, 2012), Igarapé Bahia-Alemão (219 Mt @ 1,4% Cu e 0,86 g/t Au; Tallarico *et al.*, 2005), Sossego (355 Mt @ 1,5 % Cu e 0,28 g/t Au; Lancaster *et al.*, 2000), Alvo 118 (170 Mt @ 1,0% Cu e 0,3 g/t Au; Rigon *et al.*, 2000) e Cristalino (482 Mt @ 0,65% Cu e 0,06 g/t Au; NCL Brasil, 2005). Além destes, vários outros depósitos são conhecidos e apresentam relevância metalogenética e econômica, tais como os depósitos Furnas, Paulo Afonso, Grota Funda, Igarapé Cinzento, Borrachudos, Jatobá, Castanha, Bacuri, Visconde e Bacaba.

Importantes avanços têm sido alcançados, no que tange aos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás, no reconhecimento de suas feições características, levando à elaboração de um modelo descritivo que abrange todos os depósitos conhecidos. Entre os principais atributos desse modelo podem ser listados: (i) enriquecimento do minério cupro-aurífero em ETR, Co, Ni, Pd e U; (ii) associação deste minério com extensas zonas de alteração hidrotermal alcalina; (iii) associação com zonas de cisalhamento; (iv) formação de magnetita seguida por sulfetação, comumente associadas a zonas rúpteis-dúcteis; (v) relação espacial, sem conotação genética, com rochas vulcânicas, graníticas e gabroicas; (vi) natureza híbrida para os fluidos que constituem o sistema hidrotermal, com contribuição de componentes tanto magmáticos como externamente derivadas (Lindenmayer, 1990; 2003; Réquia *et al.*, 2003; Almada & Villas, 1999; Ronchi *et al.*, 2000; Villas & Santos, 2001; Tallarico *et al.*, 2005; Villas *et al.*, 2004; 2005; 2006; Carvalho *et al.*, 2005; Dreher *et al.* 2008; Monteiro *et al.*, 2008a; 2008b; Carvalho, 2009; Xavier *et al.*, 2010, 2012).

A natureza híbrida desses sistemas hidrotermais (Chiaradia *et al.*, 2006; Dreher *et al.* 2008; Monteiro *et al.*, 2008a; 2008b; Xavier *et al.*, 2009; Torresi *et al.*, 2012) resulta de uma evolução complexa, na qual múltiplos episódios de circulação de fluidos seriam responsáveis pela lixiviação, concentração e (re)mobilização de metais e outros elementos (Monteiro *et al.*, 2014).

Dados geocronológicos, obtidos por diversos pesquisadores, demonstram a existência de distintas idades relacionadas à mineralização cupro-aurífera dos depósitos de Igarapé Bahia (ca. 2,76 Ga, Pb-Pb calcopirita, Galarza *et al.*, 2008; ca. 2,57 Ga, SHRIMP II monazita, Tallarico *et al.* 2005), Gameleira (ca. 2,61 Ga, Re-Os molibdenita, Marschik *et al.*, 2005; ca. 1,7 Ga, Ar-Ar

biotita, Pimentel *et al.*, 2003) e GT46 (ca. 2,71 Ga e 2,5 Ga, Re-Os molibdenita e 1,8 Ga, Ar-Ar biotita, Silva *et al.*, 2005), situados na porção norte da Província Mineral de Carajás, no também denominado “Cinturão Norte do Cobre”. Além dessas idades, dados recentes obtidos por Moreto (2013) e Moreto *et al.* (2014a; 2015b) nos depósitos do Cinturão Sul do Cobre de Carajás, a partir de análise de U-Pb em monazita hidrotermal e Re-Os em molibdenita, resultaram na identificação de dois eventos distintos relacionados à mineralização cupro-aurífera: um no Arqueano (ca. 2,7 Ga) e outro no Paleoproterozoico (ca. 1,88 Ga), corroborando a hipótese de superposição de múltiplos eventos na formação dos depósitos IOCG de Carajás.

Entretanto, as relações da metalogênese do cobre com os eventos magmáticos e termo-tectônicos da província ainda precisam ser melhor compreendidos. Assim, estudos sistemáticos desses depósitos, focando na descrição detalhada das paragêneses; associações de minério, padrões de alteração hidrotermal e evidências de sobreposição de estágios de mineralização são fundamentais para a reconstituição da história metalogenética e evolutiva da Província Mineral de Carajás.

Visando colaborar para o reconhecimento destes atributos, foram desenvolvidos estudos petrográficos detalhados, acompanhados de estudos de química mineral, no **depósito Furnas** (500 Mt @ 0,7% Cu). Nesse depósito, inserido no denominado Cinturão Norte do Cobre, são reconhecidos depósitos cupro-auríferos com registros de eventos hidrotermais arqueanos (ca. 2,74 Ga e 2,57 Ga) e paleoproterozoicos (ca. 1,88 Ga).

Alguns desses depósitos, tais como Salobo e Igarapé Cinzento, também localizados ao longo da Zona de Cisalhamento do Cinzento, apresentam extensivas zonas de alteração hidrotermal com almandina, grunerita e biotita, também reconhecidas no depósito Furnas. Assim, esse depósito parece refletir processos hidrotermais comuns a este cinturão mineralizado.

Adicionalmente, neste depósito também são caracterizadas rochas aluminosas com andalusita, muscovita e estauroлита. A relação desse conjunto de litotipos com processos de metamorfismo (regional, termal ou dinâmico) e com os distintos eventos de atividade hidrotermal reconhecidos na província precisam ser melhor compreendidos, assim como suas relações com a colocação dos granitos Furnas, possivelmente neoarqueano, e Cigano, paleoproterozoico, que estão espacialmente relacionados ao depósito.

Estudos prévios restringem-se aos trabalhos realizados pela empresa VALE S.A., detentora dos direitos minerários deste alvo, e a uma tese de doutorado, com foco principal nas características geofísicas do depósito.

Assim sendo, o presente estudo apresenta a caracterização detalhada das rochas hospedeiras, da distribuição das zonas de alteração hidrotermal, paragêneses associadas aos diferentes estágios de alteração e suas relações com as microestruturas, além da caracterização da composição química mineral, visando à identificação da evolução metalogenética do depósito, na

tentativa de fornecer importantes subsídios para a identificação de processos críticos para a formação dos depósitos IOCG de Carajás.

2. Objetivos

Esse Projeto de Mestrado tem como objetivo principal a reconstituição da história evolutiva do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de **Furnas**, bem como suas relações com os diversos eventos magmáticos, metamórficos e tectônicos registrados na Província Mineral de Carajás, a partir da:

- (i) Caracterização das rochas hospedeiras, incluindo, quando possível, a natureza do protólitos;
- (ii) Identificação dos estágios, tipos e padrão de distribuição das zonas de alteração hidrotermal;
- (iii) Caracterização paragenética detalhada das associações minerais que constituem a alteração hidrotermal e mineralização, e suas relações com microestruturas, visando identificar evidências de múltiplos pulsos de fluidos, bem como sobreposições de eventos mineralizantes;
- (iv) Caracterização da composição química de minerais associados às principais zonas de alteração hidrotermal, incluindo silicatos e óxidos de ferro, utilizando-os para auxiliar as estimativas das condições físico-químicas do sistema hidrotermal e a compreensão de processos de interação fluido-mineral.

3. Métodos de Trabalho

Para alcançar todos os objetivos propostos, foram realizadas as seguintes etapas:

i) **Levantamento do acervo bibliográfico:** nesta etapa foram consultados relatórios internos, disponibilizados pela VALE S.A.; projetos geológicos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM, bem como trabalhos finais de graduação, dissertações, teses; artigos em periódicos nacionais e internacionais, congressos e reuniões técnico-científicas que versassem sobre o Cráton Amazônico, a Província Mineral de Carajás e seus depósitos IOCG; o depósito de Furnas; mecanismos de mobilização, remobilização e sobreposição de eventos hidrotermais, bem como sobre exemplos de depósitos do tipo IOCG (*Iron Oxide-Copper-Gold*) mundiais.

Além disso, foi realizado um levantamento bibliográfico sobre a utilização de química mineral em granada com ênfase no estudo de zonamentos nestes minerais e sua aplicação para o entendimento das interações fluido-mineral e evolução do sistema hidrotermal;

ii) **Trabalho de campo:** foi realizada uma campanha de campo, totalizando 11 dias. No Galpão de Testemunhos do N5, de responsabilidade da VALE S.A., foram descritos testemunhos de sondagem provenientes de 7 sondagens (FUR-FD02, FUR-FD04, FUR-FD45, FUR-FD91, FUR-FD14, FUR-FD21, FUR-FD39), totalizando 2132,78 metros, e foram coletadas 347 amostras.

Esta etapa visou ao reconhecimento das principais unidades hospedeiras da mineralização cupro-aurífera e a relação entre elas; identificação dos estilos e geometria das zonas de alteração hidrotermal; identificação dos tipos de minério e sua forma de ocorrência; reconhecimento das relações texturais entre ganga e minerais de minério, assim como coletar material para realização de estudos analíticos posteriores.

iii) **Estudos petrográficos:** foram confeccionadas 52 seções delgadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da USP, referentes a amostras representativas das rochas coletadas nos testemunhos de sondagem, disponibilizados pela empresa VALE S.A. Adicionalmente, foram confeccionadas 44 seções delgado-polidas, sendo 21 no Laboratório da Microssonda da USP e 23 em cooperação com o Serviço Geológico do Brasil – CPRM (SUREG-Salvador).

As descrições foram realizadas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – IGc-USP, utilizando-se o microscópio Zeiss Axioplan 2 com câmera Leica acoplada de modelo MC 170 HD e *software* LAS (*Leica Application Suite*), para aquisição de imagens.

iv) **Análises por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV):** análises de MEV, acopladas a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*), foram realizadas a fim de identificar aqueles minerais que não foram reconhecidos com clareza durante a descrição ao microscópio óptico, possíveis inclusões minerais, zonamentos e modificações composicionais em minerais de minério e hidrotermais. As análises foram realizadas no Instituto de Geociências, IGc-USP, utilizando-se o equipamento LEO 440i com espectrômetro de energia dispersiva de raios X (Oxford) acoplado.

As condições analíticas para obtenção das análises químicas semi-quantitativa com uso do MEV foram: aceleração de voltagem de 20 kV e corrente de 4-2,5 nA e wd: 25 mm para análises de silicatos, óxidos e sulfetos, exceto para molibdenita, cujas condições foram de aceleração de voltagem de 40 kV, corrente de 500 pA e wd:25mm

Especial atenção foi dispensada às diferentes gerações de granada, sendo obtidos mapas composicionais de raios X por EDS a partir do microscópio eletrônico de varredura. Tal análise visou a uma tentativa de detalhamento do zonamento composicional deste mineral, afim de utilizá-lo como subsídio na compreensão da evolução dos processos que atuaram na gênese do depósito de cobre-ouro de Furnas.

v) **Microsonda Eletrônica (MSE):** análises de MSE foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, IGc-USP, utilizando-se o equipamento JEOL JXA-8530F. As análises foram realizadas em silicatos (granada, anfibólios, feldspato, estauroлита, biotita, muscovita, clorita e andalusita) e em óxidos de ferro (magnetita), em 11 amostras previamente selecionadas durante a petrografia, para caracterizar a composição química das fases minerais metamórficas e hidrotermais, assim como seus zonamentos, servindo de subsídio para estimativas das condições físico-químicas durante a evolução do sistema hidrotermal atuante no depósito cupro-aurífero de Furnas.

As condições analíticas para obtenção das análises químicas pontuais por microsonda foram aceleração de voltagem de 15 kV, corrente de 20 nA e feixe de elétrons com 5 µm de diâmetro para os elementos, exceto para o feldspato cuja análise foi realizada através de um diâmetro de 10 µm. Todos os elementos analisados apresentaram tempo de contagem de 10 s, com exceção do Al (15 s), Ca (20 s), Mn (40 s), Ni (50 s), Cr (20 s), Zn (30 s), Ba (30 s), Cu (30 s), V (260 s) e Sr (40 s).

Os dados analíticos de química mineral por microsonda eletrônica foram utilizados para calcular a distribuição catiônica e a fórmula dos minerais, utilizando planilhas do Excell para a maior parte dos minerais analisados, exceto para a biotita e muscovita que foram analisadas com uso do *software* MicaPlus (Yavuz, 2003 a,b) e a clorita, analisada a partir do *software* WinCcac (Yavuz *et. al*, 2015). Os gráficos foram confeccionados com a utilização do *software* Grapher 12.

vi) **Geotermometria:** estimativas das condições termométricas foram realizadas utilizando-se, principalmente, o *software* TWQ versão 1.02 (Berman, 2006), exceto para clorita, cujos cálculos foram realizados a partir do *software* WinCcac (Yavuz *et. al*, 2015).

Paragêneses minerais em equilíbrio foram estabelecidas a partir da caracterização petrográfica das texturas de equilíbrio e desequilíbrio dos minerais. Sendo assim, foi possível realizar alguns cálculos termométricos nas assembleias em equilíbrio, bem como nas paragêneses minerais que apresentavam inclusões importantes. Os cálculos foram realizados em 7 das 11 amostras analisadas e visaram estimar as condições de pressão e temperatura atuantes no processo metamórfico-hidrotermal registrado no depósito de Furnas.

|

4. A Província Mineral de Carajás

4.1 Contexto Geológico Regional

O Cráton Amazônico (Fig. 4.1) situa-se na porção norte da América do Sul, abrangendo, principalmente, os estados da região norte do Brasil (Acre, Amazonas, Pará, Amapá), bem como porções da Bolívia, Guiana, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela e Colômbia. Constitui uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana, compreendendo o escudo das Guianas e o Brasil Central, que são separados por uma grande faixa sedimentar representada pelas bacias do Amazonas e Solimões (Vasquez *et al.*, 2008)

Localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), a Província Carajás representa o núcleo crustal mais antigo deste cráton, formado e estabilizado durante o Arqueano (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; 2004), e constitui uma das províncias minerais mais importantes do planeta.

A Província Mineral de Carajás é limitada, a norte e a sul, pelos domínios Bacajá e Santana do Araguaia, respectivamente. Estes são domínios pertencentes à Província Transamazonas (Santos, 2003), que constitui um expressivo orógeno paleoproterozoico, com evolução em ca. 2,26 – 1,95 Ga (Vasquez *et al.*, 2008). A leste, essa província faz limite com o Cinturão Araguaia (Província Tocantins, Almeida *et al.*, 1977) e a oeste com o Domínio Irixi-Xingu da Província Amazônia Central (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989).

Figura 4-1. Localização das Províncias Tectônicas do Estado do Pará (modificado de Vasquez *et al.*, 2008).

A Província Mineral de Carajás subdivide-se em dois blocos tectônicos, representados pelos domínios Carajás e Rio Maria (Santos, 2003; Vasquez *et al.*, 2008), limitados regionalmente por uma descontinuidade de direção aproximada E-W. Os domínios Rio Maria e Carajás apresentam associações litológicas e metalogenéticas muito distintas, evidenciando uma evolução tectônica também bastante diferenciada em cada um desses blocos (Monteiro *et al.*, 2014).

O Domínio Rio Maria (Fig. 4.2), considerado como um típico terreno granito-*greenstone*, apresenta expressivo magmatismo mesoarqueano, representado por tonalito-trondjemito-granodioritos (TTG), sanukitoides e granitos (Oliveira *et al.*, 2009; Almeida *et al.*, 2011; 2013), além de faixas de *greenstone belts* (Souza *et al.*, 2001).

O Domínio Carajás (Fig. 4.3), representado, principalmente, pelas sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas do Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988), possui registros de importante evento de granitogênese em ca. 2,76 – 2,74 Ga (Huhn *et al.*, 1999b; Avelar *et al.*, 1999; Barros *et al.*, 2009; Feio *et al.*, 2012).

A porção sul do Domínio Carajás, denominada de Subdomínio de Transição (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Feio, 2011), é constituída por uma série de *greenstone belts*, diversos tipos de granitoides mesoarqueanos, incluindo TTG, tonalitos a granodioritos cálcio-alcalinos, leucogranitos de afinidade cálcio-alcalina, além de granitoides neoarqueanos, tanto subalcalinos quanto charnockíticos (Feio, 2011).

Magmatismo granítico do tipo A de idade paleoproterozoica (ca. 1,88 Ga; Machado *et al.*, 1991; Dall'Agnol *et al.*, 1994; 1999a; 1999b; 2005; Tallarico, 2003) é bastante expressivo e pode ser observado em ambos os domínios, tal qual as coberturas sedimentares arqueanas a paleoproterozoicas.

Em relação ao potencial metalogenético, no Domínio Rio Maria, são reconhecidos depósitos de ouro orogênico, associados a zonas de cisalhamento que interceptam as sequências de *greenstone belt*, bem como um depósito de tungstênio (Pedra Preta), que representa a principal fonte desse elemento no Cráton Amazônico (Monteiro *et al.*, 2014).

O Domínio Carajás, em contraste com o Domínio Rio Maria, apresenta grande potencial e diversidade metalogenética. Este domínio destaca-se, principalmente, por possuir depósitos de ferro de alto teor, a maior quantidade de depósitos de **óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG)** de classe mundial do mundo e por apresentar um dos raros exemplos mundiais de depósito de ouro-EGP associado a rochas metassedimentares (Serra Pelada). Além dessas classes de depósitos, são conhecidos na província depósitos de cromo e níquel-EGP associados a intrusões máfico-ultramáficas, depósitos de manganês, depósitos lateríticos (ouro, níquel e bauxita), além de depósitos cupro-auríferos ou polimetálicos, sem associação com óxidos de ferro (Monteiro *et al.*, 2014).

4.1.1 Domínio Rio Maria

No Domínio Rio Maria (Fig. 4.2), as seqüências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belts* ocorrem ao longo de todo o Domínio Rio Maria e apresentam orientação preferencial variando entre E-W, NW-SE e NE-SW (Vasquez *et al.*, 2008). São constituídas por rochas supracrustais com idades entre 3,0 - 2,9 Ga (Tassinari *et al.*, 2005; Macambira & Lancelot, 1996). Na base das seqüências de *greenstone belts* predominam rochas metaultramáficas a metamáficas de afinidade komatiítica e tholeítica, respectivamente, com texturas *spinifex* e *pillow-lavas* e, no topo, rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias. Rochas metassedimentares clásticas e químicas se intercalam ao longo das seqüências *greenstone belts* (Vasquez *et al.*, 2008).

Figura 4.2. Mapa geológico do Domínio Rio Maria, Província Mineral de Carajás, mostrando a localização dos principais depósitos deste domínio (modificado de Vasquez *et al.*, 2008).

Os complexos máfico-ultramáficos (ca. 2,97 Ga, Pimentel & Machado, 1994) são intrusivos na seqüências do tipo *greenstone belts* e representados por dunitos cumuláticos, piroxenitos, peridotitos com textura *cúmulus*, gabros e anortositos dos grupos Serra Azul (DOCEGEO, 1988; Vasquez *et al.*, 2008) e Guará-Pará (Macambira *et al.*, 1986).

As associações de granitoides e ortognaisses TTG mesoarqueanos (ca. 3,0 – 2,9 Ga), neste domínio, são bastante semelhantes às associações graníticas de outros terrenos granito-*greenstone*

típicos (Oliveira *et al.*, 2009), sendo representados pelos tonalitos Arco Verde (Althoff *et al.*, 1994), Caracol (Leite *et al.*, 2004) e Parazônia (DOCEGEO, 1988), trondjemitos Mogno (DOCEGEO, 1988; Huhn *et al.*, 1988) e Água Fria (Leite, 2001) e pelos granodioritos Rio Maria (Dall'Agnol *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2009, 2010) e Cumaru (Macambira *et al.*, 1986). Compreendem rochas tonalíticas, trondhjêmicas e granodioríticas das séries cálcio-alcalinas de baixo a médio potássio e cálcio-alcalina rica em Mg (rochas sanukitoides), de caráter metaluminoso a peraluminoso (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2009, 2010; Almeida *et al.*, 2011, 2013). Além disso, no grupo das rochas granitoides mesoarqueanas, ainda são observados leucogranitos de alto potássio com composição monzogranítica, granítica, sienogranítica e afinidade cálcio-alcalina.

As coberturas sedimentares do Domínio Rio Maria, de provável idade paleoproterozoica, são representadas pelos grupos Rio Fresco (formações Tocandera, Parada *et al.*, 1966; e Rio Naja, Cunha *et al.*, 1984), Gemaque (formações Fazenda São Roque e Cachoeirinha; Santos & Pena Filho 2000) e Gorotire (Barbosa *et al.*, 1966) que, muito provavelmente, constituem segmentos de uma única bacia plataformar. Tais grupos são constituídos por sequências pséfito-psamíticas na base (conglomerados polimíticos, arenitos ortoquartzíticos, siltitos, folhelhos avermelhados e *chert*) e pelito-carbonáticas (folhelhos, folhelhos carbonosos, argilitos, siltitos, arenitos arcoseanos, quartzito arenitos e brechas intraformacionais (Parada *et al.*, 1966; Barbosa *et al.*, 1966; Ramos *et al.*, 1984; Cunha *et al.*, 1984; Santos & Pena Filho 2000), que marcam transgressões marinhas sobre sedimentos de ambientes costeiros e continentais (Barbosa *et al.*, 1966; Silva *et al.* 1974; Pastana & Silva Neto, 1980, Cunha *et al.* 1981).

O magmatismo paleoproterozoico (ca. 1,8 Ga) é representado por granitos anorogênicos tipo A, observados em diversas porções deste domínio. Compreendem as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Jamon (Dall'Agnol *et al.*, 2005), que apresentam formas variadas, definindo corpos circunscritos, alongados ou com contornos irregulares. As rochas dessa suíte são representadas, principalmente, por sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos de natureza subalcalina, metaluminosa a peraluminosa (Almeida, 2005; Dall'Agnol *et al.*, 1999a).

4.1.2 Domínio Carajás

O Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008; Fig. 4.3) foi anteriormente denominado de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas por Araújo *et al.* (1988). O seu embasamento mesoarqueano, predominante na porção sul do Domínio Carajás, é representado pelos complexos Xingu (Silva *et al.*, 1974) e Pium (DOCEGEO, 1988), cujas rochas encontram-se metamorfisadas em médio e alto grau, respectivamente (Olszewski *et al.*, 1989).

O Complexo Xingu é composto por ortognaisses mesoarqueanos de composição tonalítica, granodiorítica e trondhjêmica, além de migmatitos (Beisiegel *et al.*, 1973; Hirata *et al.*, 1982; Vasquez *et al.*, 2008). O protólito dessas rochas teria uma idade de cristalização de 2.974 ± 15 Ma

(Pb-Pb em zircão, Avelar *et al.* 1999). Um episódio de migmatização teria ocorrido em 2.859 ± 2 Ma e 2.860 ± 2 Ma (U-Pb em zircão; Machado *et al.* 1991).

O Complexo Xingu, segundo Silva *et al.* (1974) abrangeria área desde o Domínio Bacajá até o Domínio Rio Maria. Entretanto, estudos recentes (Gomes, 2003; Moreto, 2010; Moreto *et al.*, 2011a; Feio, 2011; Silva, 2011) individualizaram distintas unidades mesoarqueanas e neoarqueanas nas áreas que eram atribuídas ao Complexo Xingu, restringindo a ocorrência desse complexo na Província Mineral de Carajás.

O Complexo Pium, também referido como Ortogranulito Chicrin-Cateté (Vasquez *et al.*, 2008), é composto por ortogranulitos charnockíticos a enderbíticos e máficos (Vasquez *et al.*, 2008), cujos protólitos ígneos teriam idade de cristalização de 3.002 ± 14 Ma (U-Pb SHRIMP zircão; Pidgeon *et al.*, 2000) e de metamorfismo de alto grau em 2.859 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP zircão; Pidgeon *et al.*, 2000).

As sequências metavulcanossedimentares do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.*, 1982) e do Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.*, 1986; DOCEGEO, 1988), bem como as coberturas (meta)sedimentares da Formação Águas Claras (Araújo *et al.*, 1988; Nogueira *et al.*, 1995), representam as principais unidades supracrustais desse domínio.

O Grupo Rio Novo aflora na região do depósito de Serra Pelada, na porção nordeste do Domínio Carajás (Vasquez *et al.*, 2008). É constituído por rochas metamáficas, metaultramáficas, quartzitos, formações ferríferas bandadas e filitos sericíticos (Hirata *et al.*, 1982; Araújo & Maia, 1991; Oliveira *et al.*, 1994). Esses últimos foram polideformadas e submetidos a metamorfismo na fácies xisto verde baixo a alto. Pinheiro (1997) considerou o Grupo Rio Novo como metamorfisado em fácies xisto verde, com associações minerais de temperatura mais elevada próximo ao Granito Estrela, refletindo metamorfismo de contato. Rochas com quartzo e sillimanita poderiam evidenciar esse processo (Araújo & Maia, 1991; Oliveira *et al.*, 1994).

A idade exata deste grupo ainda é incerta, entretanto a idade mínima estimada é de 2.763 ± 7 Ma (U-Pb zircão; Machado *et al.*, 1991), referente ao Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga, intrusivo nesta unidade. Idades de 2.658 ± 213 Ma (Sm-Nd; Reis *et al.*, 2001) obtidas em rochas metamáficas do depósito de Serra Verde, apesar do alto erro, corroboram para a indicação de idades arqueanas para o Grupo Rio Novo.

Figura 4.3. Mapa geológico do Domínio Carajás, Província Mineral de Carajás, mostrando a localização dos depósitos minerais de Carajás e o depósito Furnas (modificado de Vasquez et al., 2008).

O Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.*, 1986; DOCEGEO, 1988) dispõem-se discordantemente ao Complexo Xingu (Lindenmayer, 1990; Machado *et al.*, 1991). Este supergrupo é produto de uma evolução em contexto vulcanossedimentar. Suas rochas apresentam distintos graus metamórficos e litotipos bastante variados quando comparado às rochas das sequências *greenstone-belts* do Domínio Rio Maria (DOCEGEO, 1988). Compreende os grupos Igarapé Salobo (Wirth *et al.*, 1986), Igarapé Pojuca, Grão Pará e Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Salobo (Wirth *et al.*, 1986; DOCEGEO, 1988; Lindenmayer, 1990) é subdividido nas unidades Gnaiss Cascata, com anfibolitos e rochas metapelíticas subordinadas;

Formação Três Alfa, onde se observam as mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au-(Mo-Ag) do depósito de Salobo, constituída por anfibolitos, formações ferríferas e quartzitos; e Formação Cinzento, com gnaisses, quartzitos e metagrauvacas (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Igarapé Pojuca (2.732 ± 3 Ma U-Pb zircão, Machado *et al.*, 1991) é composto por rochas metavulcânicas máficas a intermediárias, com sedimentos clásticos e químicos intercalados, além de anfibolitos, metapelitos e formações ferríferas, metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito (DOCEGEO, 1988). Além disso, ocorrem rochas metavulcânicas máficas a intermediárias, cuja alteração hidrotermal originou uma paragênese com cordierita e antofilita, além de albita (DOCEGEO, 1988). Neste grupo podem ser observadas mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au do depósito de Gameleira (Huhn & Nascimento, 1997) e mineralizações de Cu-Zn-(Au-Ag) do depósito Pojuca (DOCEGEO, 1988).

O Grupo Grão Pará (2.759 ± 2 Ma, U-Pb zircão, Machado *et al.*, 1991; 2.760 ± 11 Ma, U-Pb zircão, Trendall *et al.*, 1998) é formado por uma espessa sequência (superior e inferior) de rochas vulcânicas da Formação Parauapebas com metavulcânicas, *sills* e diques máficos (basaltos, basaltos andesíticos, andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos, dacitos, quartzo dioritos, dioritos e gabros), metavulcânicas félsicas subordinadas (riolitos, *lapilli* tufos, tufos vítreos e de cristais) e metavulcânicas intercaladas a rochas metassedimentares clásticas e químicos (derrames basálticos, tufos finos, siltitos tufáceos, filitos, *cherts*, grauvas e intercalações lenticulares de formação ferrífera; e por uma sequência intermediária composta, predominantemente, por jaspilitos da Formação Carajás (Gibbs *et al.* 1986; Olszewski *et al.*, 1989; Zucchetti, 2007; Vasquez *et al.*, 2008), responsáveis por hospedar a mineralização de Ferro de Carajás.

O Grupo Igarapé Bahia (2.747 ± 1 Ma Pb-Pb zircão; Galarza & Macambira, 2002) tem sua ocorrência bastante restrita à área de ocorrência do depósito Igarapé Bahia/Alemão, sendo considerado como uma janela estrutural aflorante na Formação Águas Claras. É constituído por rochas metassedimentares (metapelitos, metarritmitos), metavulcânicas máficas (metabasalto, diabásio), metapiroclásticas ácidas a intermediárias com acamamento gradacional e formações ferríferas (DOCEGEO, 1988).

Recobrando parcialmente o Supergrupo Itacaiúnas, observa-se a Formação Águas Claras (Araújo *et al.* 1988; Nogueira *et al.*, 1995), que constitui uma cobertura siliciclástica representada por siltitos, arenitos com estratificação *hummocky* preservada, conglomerados, pelitos com estratificação plano-paralela, mármore dolomítico, filito carbonoso, refletindo sedimentação em uma plataforma marinha influenciada por tempestades a um ambiente fluvial entrelaçado (Nogueira *et al.*, 1995). Estas rochas ocorrem localmente deformadas, com presença de dobras e falhas, nas regiões proximais à Falha de Carajás (Vasquez *et al.*, 2008).

Temporalmente, esta unidade tem sido considerada como arqueana por datações em cristais

de zircão detríticos em arenitos, que conferiram uma idade de ca. 2.681 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP, Trendall *et al.*, 1998) e, também, por idades de ca. 2.645 ± 12 Ma (U-Pb, Dias *et al.*, 1996) e ca. 2.708 ± 37 Ma (U-Pb, Mougeot *et al.*, 1996) obtidas em diques e *sills* máficos que recortam esta unidade. Entretanto, idades Pb-Pb de ca. 2,06 Ga, obtidas por Mougeot *et al.* (1996) em sulfetos diagenéticos disseminados nos arenitos desta unidade, foram interpretadas como evidência indireta da idade paleoproterozoica para a Formação Águas Claras (Fabre *et al.*, 2011).

No Domínio Carajás observa-se a presença de intrusões máfico-ultramáficas acamadadas tanto na porção nordeste deste domínio quanto em sua parte sul. Essas intrusões constituem o Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga, de idade ca. 2.763 ± 6 Ma (U-Pb zircão; Machado *et al.*, 1991) e a Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale, 1997), respectivamente, que são responsáveis por hospedar importantes mineralizações de níquel e EGP (Ferreira Filho *et al.*, 2007).

O Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga é constituído por dois corpos de acamadados orientados NE-SW que ocorrem na região da Serra Leste (Ferreira Filho *et al.*, 2007). A zona ultramáfica desse complexo é constituída por dunitos serpentinizados, hazburgitos, ortopiroxenitos, cromititos (com elevados teores de EGP) e noritos; a zona máfica é representada por gabros intercalados, descontinuamente, a ortopiroxenitos e cromititos (Ferreira Filho *et al.*, 2007).

A Suíte Intrusiva Cateté agrupa uma série de corpos máfico-ultramáficos orientados nas direções E-W e N-S e é representada por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos sem deformação e metamorfismo (Macambira & Vale, 1997). Macambira & Tassinari (1998) obtiveram idade de ca. $2.378 \pm 55,5$ Ma (Sm-Nd, em rocha total), considerando-a como idade mínima da cristalização dessa suíte. Entretanto, idade de ca. 2.763 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP), obtida por Lafon *et al.* (2000), contradizem a idade proposta por esses autores.

O magmatismo neoarqueano (ca. 2,76 a 2,74 Ga) é restrito ao Domínio Carajás e representado por granitoides das suítes Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado e Serra do Rabo (Huhn *et al.*, 1999b; Avelar *et al.*, 1999; Barbosa, 2004; Sardinha *et al.*, 2006; Barros *et al.*, 2009; Feio *et al.*, 2012). As rochas dessas suítes são representadas por monzogranitos, tonalitos, granodioritos, sienogranitos, feldspato-álcaligranitos e granitos. São rochas, comumente, pouco deformadas, mas podem apresentar texturas miloníticas a ultramiloníticas e porções gnaissificadas. Em sua maior parte, essas rochas apresentam assinatura alcalina, metaluminosa a peraluminosa, apresentando características de granito do tipo A. As rochas das suítes Plaquê e Igarapé Gelado possuem assinatura cálcio-alcalina a alcalina (Vasquez *et al.*, 2008).

Adicionalmente, granitogênese de ca. 2,57 Ga, representada pelos granitos *Old Salobo* e *Itacaiúnas* (Machado *et al.*, 1991; Souza *et al.*, 1996), é observada apenas na porção norte do Domínio Carajás, nas proximidades da Falha Transcorrente do Cinzento. São granitos peralcalinos

a metaaluminosos, mesozonais, com augita como máfico principal, cor rosa-acinzentado e texturas protomiloníticas a miloníticas (Lindenmayer *et al.*, 1994a).

O magmatismo paleoproterozoico (ca. 1,88 Ga) é representado por granitos alcalinos a subalcalinos do tipo A, introduzidos tanto as sequências metassedimentares quanto nas rochas do embasamento. São rochas de composição essencialmente monzogranítica e sienogranítica (Vasquez *et al.*, 2008), com natureza metaluminosa a peraluminosa (Dall'Agnol *et al.*, 2005). Fazem parte dessa suíte intrusiva intracontinental os granitos Central de Carajás, *Young Salobo*, Cigano, Pojuca, Breves e Rio Branco (Machado *et al.*, 1991; Dall'Agnol *et al.*, 1994; Tallarico, 2003).

A colocação das rochas dessa Suíte Intrusiva foi responsável pelo metamorfismo de contato registrado em diversas áreas do Domínio Carajás. Metamorfismo de baixa temperatura foi caracterizado por Beisiegel *et al.* (1973), a partir da observação da recristalização de muscovita nas rochas encaixantes situadas a norte do Granito Central de Carajás. Barros *et al.* (1995) enfatizaram a existência de metamorfismo de contato evidenciado pela associação de cordierita-granada nas rochas da Formação Águas Claras, posicionadas a oeste desse mesmo granito. Auréolas de contato marcadas pela presença de cordierita e antofilita, desenvolvidas nos anfibolitos e nas rochas máficas do Grupo Igarapé Pojuca, foram associadas à colocação do Granito Pojuca (Villas, 1999). Além disso, metamorfismo de contato de baixa pressão e alta temperatura são registradas nas rochas encaixantes do Granito Cigano, representadas pelo Grupo Rio Novo, nas quais é possível observar associação de biotita + anfibólio + cordierita e espinélio + biotita + cordierita + piroxênio (Gonzalez *et al.*, 1988).

4.1.3 Evolução Tectônica da Província Mineral de Carajás

A Província Mineral de Carajás teve sua evolução marcada por uma diversidade de eventos tectônicos que ocorreram, principalmente, entre o Arqueano e Paleoproterozoico. Distintos modelos evolutivos e hipóteses tem sido propostos por pesquisadores para sua evolução, na tentativa de compreender os mecanismos responsáveis pela formação da província e dos distintos depósitos minerais identificados.

Os trabalhos de Wirth *et al.* (1986), Gibbs *et al.* (1986) e DOCEGEO (1988) consideram que os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará e Igarapé Bahia se depositariam simultaneamente em uma bacia formada a partir de um *rift* continental. Para estes autores, a inversão da bacia, em ca. 2,5-2,6 Ga, teria sido simultânea à colocação e/ou reaquecimento dos granitoides arqueanos de ca. 2,5 Ga.

Para Pinheiro (1997) e Holdsworth & Pinheiro (2000), o início da evolução tectônica do Domínio Carajás está intimamente associado à instalação da Zona de Cisalhamento Itacaiúnas (ca. 2,8 Ga), de direção E-W. Uma transpressão sinistrogira seria responsável pela deformação dúctil

de alta temperatura, registrada nas rochas do embasamento, e pelo metamorfismo e deformação das rochas do Grupo Igarapé Pojuca, em condições de baixa a média temperatura. Em ca. 2,7 Ga, se daria a instalação de uma bacia intracratônica do tipo *pull-apart*, com deposição, extrusão e intrusão das rochas que do Grupo Grão Pará, sucedida pela deposição dos sedimentos da Formação Águas Claras.

O desenvolvimento da Falha Transcorrente do Cinzento, em torno de ca. 2,6 Ga, associado a uma transtensão destrógiro, seria responsável pela geometria sigmoidal das zonas de cisalhamento do norte da Província Carajás. Reativação de falhas (2,6 – 1,9 Ga) em um sistema transpressional sinistrógiro acarretaria uma fraca inversão tectônica, deformando rochas adjacentes à Falha de Carajás. Em ca. 1,9 Ga, uma tectônica extensional favoreceria a intrusão de plútons anorogênicos paleoproterozoico nas unidades da Província Mineral de Carajás.

Silva *et al.* (2005) e Teixeira *et al.* (2010) propuseram uma evolução em 6 estágios, com deposição das rochas do Grupo Grão Pará e da Formação Parauapebas (ca. 2,76 Ga) em um ambiente de arco de margem continental, relacionado a uma fase pré-colisional. A evolução do arco resultaria em um ambiente colisional (ca. 2,74 Ga), com colocação de granitoides neoarqueanos com alto potássio e colagem dos Domínios Rio Maria e Carajás. Nesse contexto, granitoides tardi-colisionais (ca. 2,55 Ga) associar-se-iam a um evento de reativação crustal, sucedido pela colisão transamazônica, com a colagem do Domínio Bacajá e a Província Carajás, desenvolvimento de anatexia crustal e geração de granitoides alcalinos não identificados no Domínio Carajás. Associado a uma fase extensional, em torno de 1,88 Ga, se desenvolve o magmatismo paleoproterozoico, representado por granitos alcalinos a subalcalinos do tipo A.

Feio (2011), Feio *et al.* (2013), a partir de estudos de contraste litológico e comportamento isotópico de Nd, defendem uma evolução distinta para os domínios Rio Maria e Carajás. Segundo Feio *et al.* (2013), a crosta de Canaã dos Carajás existia desde o Mesoarqueano (3,2-3,0 Ga), sofrendo extensivo retrabalhamento durante o Neoarqueano (2,75 – 2,70 Ga), enquanto o Domínio Maria permaneceu estável desde o Mesoarqueano. Para estes autores, esta crosta, ou uma extensão desta, representaria o embasamento da Bacia de Carajás. Os eventos tectônicos, responsáveis pela origem do *rift* Carajás e desenvolvimento da bacia, ocorreram em um curto período de tempo durante o Neoarqueano, ficando registrados na região de Canaã de Carajás.

5. O Depósito de Cu-Au de Furnas

5.1 Contexto Geológico e Estrutural do Depósito Furnas

O depósito cupro-aurífero de Furnas (Fig. 5.1), com recursos de 500 Mt @ 0,7% Cu, configura um *trend* mineralizado, na porção norte do Domínio Carajás, com direção preferencial WNW-ESE e aproximadamente 9 km de extensão (Vale, 2010) disposto ao longo da Falha Transcorrente do Cinzento. Ao longo desse mesmo *trend* estrutural, outros expressivos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro são conhecidos, tais quais Salobo, GT46/Igarapé Cinzento e Paulo Afonso.

Figura 5-1. Mapa geológico e das zonas de alteração hidrotermal da porção sudeste do depósito de cobre-ouro de Furnas (modificado de Santos, 2014). Para localização do depósito, consultar figura 4.3.

Expressiva cobertura laterítica de, aproximadamente, 60 m (Santos, 2014) é observada na porção central do depósito. Esse é hospedado, principalmente, por unidades metavulcanossedimentares e íntima relação espacial com corpos graníticos pode ser observada: a extremo leste, o depósito é interceptado pelo granito Cigano, de idade paleoproterozoica (ca.1,88 Ga, Machado *et al.*, 1991), enquanto o granito Furnas, de idade incerta, associado ao *stock* Geladinho, afloram no extremo oeste do depósito, não sendo representado na área do mapa (Fig. 5.1), que representa apenas a porção SE do depósito Furnas.

O depósito Furnas é constituído por uma zona de *footwall* (lapa), representada por andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита e uma zona de *hanging wall* (capa), caracterizada por clorita-granada-anfibólio-biotita xisto, separadas entre si por uma falha de empurrão (Fig. 5.1) que encaixa uma zona de intensa alteração hidrotermal (zona do envelope da mineralização), constituída por grunerita-granada-biotita xisto, (anfibólio)-granada-grunerita-magnetita xisto e quartzo milonito (Fig. 5.2 e 5.3). Relíquias do Granito Furnas são reconhecidas entre as rochas intensamente hidrotermalizadas.

Os distintos litotipos do depósito distribuem-se na zona distal (ZD) em relação aos corpos mineralizados, tanto na zona de *hanging wall* como de *footwall*; na zona proximal (ZP), referente tanto à mineralização I ou II, ou são pertencentes à zona mineralizada I ou II (ZM-I ou ZM-II).

Figura 5-2. Seção geológica-tipo do Depósito Furnas, mostrando a distribuição das zonas de alteração hidrotermal (Modificado de Vale, 2010).

A tectônica registrada no Depósito Furnas está condicionada a amplos lineamentos estruturais de *trend* NW-SE que constituem o Sistema Cinzento. Os conjuntos litológicos do depósito Furnas estão dispostos ao longo de uma geometria lenticular com espessuras variáveis e mergulhos que variam entre 40-70° NE (Vale, 2010). A deformação impressa nas rochas é heterogênea, com desenvolvimento de tramas dúcteis a dúcteis-rúpteis e tramas rúpteis-dúcteis a rúpteis (Vale, 2010).

Feições primárias são pouco observadas, devido à intensa deformação e alteração hidrotermal responsáveis por obliterar parcial ou totalmente as estruturas pretéritas. Nos testemunhos de sondagem, estruturas do tipo *linsen* e *flaser* são, localmente, reconhecidas em faixas centimétricas do estauroлита-andalusita-muscovita-biotita xisto (Vale, 2010).

Em afloramentos e testemunhos de sondagem (Foto 5.1), hierarquicamente, podem ser observadas estruturas como xistosidade, foliação milonítica, que transpõe a xistosidade, além de dobras isoclinais, abertas, *kink bands* e dobras parasíticas em S e pitgmáticas, associadas ao desenvolvimento da foliação milonítica em zonas de cisalhamento, cujos eixos apresentam orientação geral WNW-ESSE e caimento 0°-20° e planos axiais com caimento 50-90°N. Localmente, desenvolve-se clivagem de crenulação, com direção E-W, localmente N-NEE, com mergulhos subverticais para N (Vale, 2010).

Clivagem de fratura do tipo disjuntiva, espaçada e moderadamente penetrativa, com *trends* NNW-SSE com mergulhos de 40°-80° para NE a ENE, é preenchida por anfibólio ± biotita ± clorita ± quartzo e magnetita, formados posteriormente ao desenvolvimento da zona de cisalhamento. Zonas de falha com orientação NW-SE e mergulhos 30-80°NE, refletem os lineamentos regionais. Intenso faturamento hidráulico e desenvolvimento de brechas também são observados (Vale, 2010).

Prancha 5-1. Aspectos macroscópicos das estruturas existentes no Depósito Furnas. (A) Foliação milonítica desenvolvida em afloramento do Granito Furnas. (B) Xistosidade impressa em estaurolita-andalusita-muscovita-biotita xisto em afloramento do Depósito Furnas. (C) Dobras em arranjos parasíticos, com caimento dos eixos para NNW e SSE, em andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita. (D) Brecha tardia constituída por sílica-albita-carbonato envolvendo clastos hematíticos, afloramento situado na porção NW do depósito (Fonte: Vale, 2010).

Os eventos deformacionais originaram rochas multideformadas e zonas de cisalhamento que permitiram a percolação de fluidos desenvolvendo um sistema hidrotermal, que obliterou feições primárias e suas relações com o(s) possível(is) protólito(s) e dificultaram o posicionamento das rochas originais e seus produtos hidrotermais, como exemplificado nos perfis de sondagem típicos (Fig. 5.3 e ANEXO I).

Figura 5-3. Distribuição de litotipos em concordância com a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem do depósito cupro-aurífero Furnas (para maiores detalhes consultar ANEXO I).

5.2 Caracterização Petrográfica dos Litotipos do Depósito Furnas

A partir dos estudos petrográficos em luz transmitida e refletida, integrados aos dados de microscopia eletrônica de varredura, subdividiu-se as rochas do depósito Furnas em 7 litotipos principais: (i) Clorita-granada-anfibólio-biotita xisto; (ii) Granito Furnas; (iii) Andalusita-biotita-muscovita xisto com estauroлита; (iv) Quartzo milonito; (v) Granada-grunerita-biotita xisto; (vi) Sadaganaíta-granada-grunerita-magnetita xisto e (vii) Hastingsito.

Tais rochas registram intensa alteração hidrotermal, entretanto, os litotipos (i) a (iii) apresentam algumas relíquias que permitem a identificação da natureza de seus protólitos, enquanto os grupos (iv) a (vii) foram relacionados, exclusivamente, ao produto de avançada alteração hidrotermal, responsável por obliterar completamente as características de seus protólitos.

5.2.1 Clorita-Granada-Anfibólio-Biotita xisto

O clorita-granada-anfibólio-biotita xisto situa-se na zona de *hanging wall* (capa) do depósito, comumente distal (ZD) à ZM-I. Apresenta-se fraca a fortemente intemperizado, correspondendo a uma rocha de granulação fina a média, de cor verde claro a escuro e, por vezes, cinza-esverdeado. É constituída, principalmente, por anfibólio (Fe-edenita/Fe-tschermakita/K-hastingsita/grunerita/Fe-actinolita), biotita, granada e quartzo, com magnetita subordinada. Quantidades variáveis de sillimanita (fibrolita), apatita, monazita, titanita, escapolita, turmalina, sulfeto e clorita, associam-se a este litotipo.

Apresenta-se deformado, com registros de uma foliação pretérita (S_n) preservada como uma foliação interna definida pelo alinhamento de inclusões em porfiroblastos de granada. Além disso, uma foliação milonítica bem desenvolvida (S_{n+1}), contínua, anastomosada a paralela, assinalada por biotita cloritizada, anfibólio e fibrolita (quando presente na lâmina), contorna porfiroblastos pré- a sin- S_{n+1} de granada. *Ribbons* de quartzo também são observados, concordantes à S_{n+1} . Uma foliação incipiente e localizada (S_{n+2}) associa-se ao desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, assinalada por biotita e clorita, com magnetita associada, principalmente, aos planos axiais dessa estrutura (Prancha 5-2 I). Veios e vênulas, discordantes ou concordantes à foliação principal, constituídos por quartzo, clorita, carbonato, epidoto ou adularia são observados com frequência.

Os cristais de anfibólio, constituem até 20% destas rochas. São, comumente, prismáticos, subidioblásticos e, algumas vezes, observa-se hábito fibroso/lamelar. Podem ocorrer como porfiroblastos ou apenas como constituintes da matriz da rocha. Apresentam-se zonados, muitas vezes estirados, com pleocroísmo entre bege e verde escuro, por vezes verde azulado, no centro e pleocroísmo verde claro a escuro e incolor nas bordas, evidenciando mudança na composição química dos anfibólios. Frequentemente, inclusões de monazita com halo pleocroico podem ser observadas nessas rochas.

Análises semi-quantitativas obtidas por MEV, realizadas por Iguma (2015), apontaram composição de Fe-hornblenda para os núcleos dos cristais de anfibólio com pleocroísmo bege a verde escuro e de Fe-actinolita para as suas bordas, que apresentam pleocroísmo verde claro a verde escuro, segundo a classificação proposta por Leake *et al.* (1997). Análises quantitativas de microsonda eletrônica, confirmaram a existência de núcleos Fe-edeníticos e Fe-tschermakíticos e bordas compostas por Fe-actinolita e grunerita. O detalhamento das características químicas dos distintos anfibólios será realizado no capítulo 6.

Os cristais de grunerita são observados, principalmente, nas bordas dos anfibólios verde a verde azulado. Não raras vezes é possível observar a presença de grunerita constituindo preenchimento de *boudin necks* nos porfiroblastos estirados de Fe-tschermakita (Prancha 5-2 K).

A biotita é, comumente, fina, subidioblástica, lamelar e apresenta pleocroísmo castanho claro a escuro, característico. Representa cerca de 70% da matriz e, comumente, ocorre intensamente cloritizada, sendo reconhecida, muitas vezes, apenas nos núcleos das lamelas de clorita. Cristais de biotita grossa (Prancha 5-2 M), podem ser observados e se desenvolvem sobre a foliação S_{n+1} , muitas vezes condicionada à seguir o alinhamento desta foliação.

A sillimanita foi identificada e descrita em poucas amostras. Quando presente, mostra-se fibrosa (fibrolita) e configura sombras de pressão em porfiroblastos de granada ou ocorre em leitos confinados por massas de Fe-tschermakita e biotita (Prancha 5-2 B, H).

Cristais de magnetita, comumente, constituem trilhas concordantes tanto à foliação S_{n+1} quanto à S_{n+2} , entretanto, também ocorrem sob a forma de porfiroblastos subédricos a euédricos (Prancha 5-2 K, M) tardios às foliações (S_{n+1} ou S_{n+2}) registradas na rocha.

Turmalina representa uma fase hidrotermal reconhecida tanto na matriz da rocha, associada espacialmente à biotita, como sob a forma de porfiroblastos contornados pela foliação S_{n+1} . Ocorre em cristais zonados com bordas castanhas e núcleos verde azulados.

O quartzo ocorre como cristais xenoblásticos dispersos na matriz, formando lentes com formato ocelar ou constituindo inclusões em granada. Apresenta forte extinção ondulante e, muitas vezes, é possível notar a presença de subgrãos.

Apatita foi identificada como cristais anédricos a subédricos isolados, contornados por biotita e/ou clorita, ou como inclusões em cristais de granada. Escapolita também representa uma fase mineral hidrotermal que ocorre como cristais anédricos, circundados pela foliação principal, deformados e sericitizados.

Prancha 5-2. Aspectos macro e microscópicos do clorita-granada-anfíbólio-biotita xisto. (A) Rocha crenulada com trechos ricos em anfíbólio e biotita. (B) Faixa rica em sillimanita e presença de fragmentos de quartzo em meio a matriz rica em anfíbólio e biotita. (C) Porfiroblastos xenoblásticos de granada pré a sin-tectônicas, contornadas pela foliação S_{n+1} . (D) Clorita-granada-anfíbólio-biotita xisto com porfiroblastos de magnetita. (E) Porfiroblastos de granada pré- S_{n+1} , tipo 1a,1 (inclusão discordante em vermelho) e sin- S_{n+1} , com foliação em laranja concordante com foliação externa (LT, PD). (F) Porfiroblasto tardi- S_{n+1} (tipo 1b), sobreposto à foliação marcada por biotita e clorita. Presença de apatita em suas bordas. (G) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) com inclusões de quartzo paralelas a S_{n+1} , marcada por clorita e grunerita (LT, PC). (H) Faixa rica em quartzo, alternado com faixa rica em clorita e magnetita, formadas segundo condicionamento da S_{n+1} . Presença de prismas de sillimanita sem orientação preferencial (LT, PD). (I) Crenulação associada a S_{n+2} , marcada por lamelas de clorita e cristais alinhados de magnetita nos planos axiais da clivagem de crenulação (LT, PD). (J) Cristal tardi- S_{n+1} de magnetita sobrecrescendo a foliação (LT, PD). (K) Porfiroblasto estirado de tschermakita com boudin neck preenchido por grunerita (LT, PD). (L) Porfiroblastos zonados de tschermakita com bordas de grunerita e turmalina nas bordas em associação à biotita (LT, PD). (M) Cristais de biotita grossa (3ª geração) cristalizado paralelo à foliação da rocha, com cristais de magnetita tardios sobrecrecidos aos cristais de grunerita e clorita (LT, PC). Abreviações: Anf = anfíbólio, Ap = apatita, Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Gru = grunerita, Mt = magnetita, Mz = monazita, Ser = sericita, Sill = sillimanita, Qtz = quartzo, Tsc = tschermakita, Tur = Turmalina, LT = luz transmitida; PD = polarizadores des cruzados; PC = polarizadores cruzados.

A clorita, bastante rica em ferro, apresenta pleocroísmo verde característico e constitui lamelas orientadas paralelamente às foliações S_{n+1} e a S_{n+2} . Núcleos de biotita e anfibólio são reconhecidos em meio à clorita, indicando a intensa substituição desses minerais por clorita (Prancha 5-2).

Cristais de granada (Prancha 5-2 C, E, F e G) constituem porfiroblastos (> 1 mm), relacionados a diferentes gerações: (i) pré- S_{n+1} (tipo 1a); (ii) sin- S_{n+1} (tipo 1a); (iii) tardi- S_{n+1} (tipo 1b). Os cristais pré-tectônicos são subidioblásticos a xenoblásticos e apresentam inclusões de quartzo que definem a foliação interna S_n discordante da foliação principal (S_{n+1}), que contorna os cristais.

A geração de granada sin-tectônica é representada por cristais xenoblásticos a sudidioblásticos, com rotação destrógiro em relação à S_{n+1} , que apresentam trilhas de inclusões concordantes com a foliação principal. Por fim, cristais de granada tardi-tectônica são subidioblásticos a idioblásticos e suas bordas sobrepõem a foliação S_{n+1} . Foi possível observar cristais de granada com núcleos sin-tectônicos, com trilhas de inclusões orientadas paralelamente à foliação principal, e bordas tardi-tectônicas, indicando diferentes eventos de blastese para estes cristais.

5.2.2 Granito Furnas

O Granito Furnas é aflorante apenas a oeste do depósito. Observado em poucos testemunhos de sondagem, principalmente na zona de *hanging wall*, esse litotipo foi identificado com dificuldade entre as rochas intensamente hidrotermalizadas. Apresenta cor cinza claro a escuro e granulação fina a média, sendo representado por rochas de composição monzogranítica, com variações locais para fácies pegmatoides quartzo-feldspáticas e porções com texturas granofíricas (Vale, 2010). De acordo com Santos (2014), quando preservado, o Granito Furnas se assemelha a fácies hornblenda-biotita monzogranito do *Stock Geladinho* de idade 2,68 Ga (Pb-Pb em zircão; Barbosa *et al.*, 2001). É constituído, principalmente, por plagioclásio (albita – 30-35%), quartzo (30%) e ortoclásio (30%) com quantidades variáveis de sericita, biotita, anfibólio (hastingsita, grunerita), allanita, turmalina, calcopirita e clorita, que, juntamente com a albita, representam fases minerais de origem hidrotermal.

Com deformação bastante heterogênea, o granito Furnas apresenta domínios com trama aleatória, que registraram a deformação através do desenvolvimento de extinção ondulante nos cristais de quartzo e feldspato, recristalização das bordas desses minerais, desenvolvimento de textura *core-and-mantle*, formação de agregados granoblásticos e intensa deformação da geminação polissintética dos feldspatos. No entanto, comumente, uma trama planar é definida pelo arranjo anastomosado de bolsões quartzo-feldspáticos, por *ribbons* de quartzo e *infills* de sericita, biotita e

grunerita que configuram uma foliação com aspecto milonítico, correlacionável à S_{n+1} (Prancha 5-3 K).

Brechas cujos fragmentos são circundados por uma massa rica em clorita são também reconhecidas nos intervalos dos testemunhos atribuídos ao Granito Furnas (Prancha 5-3 L), assim como veios e vênulas, discordantes à foliação principal, com carbonato, turmalina, fluorita, calcopirita e clorita.

Cristais anédricos a subédricos de plagioclásio são intensamente sericitizados, reconhecendo-se duas gerações: (i) ígnea – caracterizada pela ausência de geminação polissintética, aspecto sujo, forte sericitização e fraturas preenchidas por minerais hidrotermais; (ii) hidrotermal – albita mais límpida, com presença de geminação polissintética fortemente deformada, sericitização moderada e bordas embaixadas resultante das reações de consumo para formação de hastingsita (Prancha 5-3 H, I, J).

O quartzo constitui cristais anédricos que possuem forte extinção ondulante e, muitas vezes, ocorrem recrystalizados, com a formação de subgrãos e agregados granoblásticos poligonais. O ortoclásio, assim como o quartzo, forma cristais anédricos a subédricos finos que exibem forte extinção ondulante.

Lamelas de biotita, intensamente cloritizadas ou substituídas por grunerita, associam-se a *front* de alteração potássica sendo reconhecidas ao longo da foliação milonítica S_{n+1} . Os anfibólios são representados por hastingsita e grunerita, que ocorrem associados a *front* de alteração hidrotermal. A hastingsita se associa à allanita, e ocorre tanto em fraturas da rocha, como substituindo os feldspatos (Prancha 5-3 H, I, J). A grunerita, por sua vez, consome, principalmente, a biotita (Prancha 5-3 K).

Prancha 5-3. Aspectos macro e microscópicos do Granito Furnas: (A) Rocha intensamente albitizada, com trechos sericitizados e com biotita nos planos de foliação e em fraturas interconectadas. (B) Granito Furnas com albita rosa, cortado por veios de quartzo e infills de biotita. Vênula tardia com calcopirita se associa a feldspato potássico com cor vermelha mais intensa. (C) Infills de biotita e clorita em fraturas e planos de foliação milonítica. (D) Alteração sódica (albita) e consequente potássica (biotita) em fronts de substituição, obliterando as feições pretéritas do Granito Furnas. (E) Cristais de quartzo e ortoclásio subgrãos (LT; PC). (F) e (G) Cristal de albita com geminação polissintética fortemente deformada, contornado por uma matriz rica em finos cristais de ortoclásio e quartzo. Em G se observam finos cristais neoformados por bulging (LT; PC). (H) Cristais de albita, intensamente sericitizados em contato com front de alteração sódico-cálcica, representado pela Fe-tschermakita e hastingsita (LT; PD). (I) Hastingsita nas bordas da albita (LT; PD). (J) Bordas embaixadas de albita evidenciando seu consumo e substituição por hastingsita (LT; PC). (K) Front de substituição com grunerita infiltrando o Granito Furnas (LT; PC). (L) Brecha tardia com fragmentos angulosos de albita em matriz rica em clorita (LT; PD). Abreviações: Ab = albita, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Gru = grunerita, Hst = hastingsita, Or = ortoclásio, Ser = sericita, Qtz = quartzo; LT = luz transmitida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

5.2.3 Andalusita-Muscovita-Biotita xisto com estaurolita

Corresponde a uma rocha de granulação fina a média e cor cinza a cinza esverdeado, situada na zona de *footwall* (lapa) do depósito Furnas, distal (ZD) à zona mineralizada principal (ZM-I). É constituída, principalmente, por biotita, muscovita, quartzo, andalusita, estaurolita, fibrolita, plagioclásio e granada. Quantidades variáveis de apatita, turmalina, escapolita, monazita, allanita, epidoto, clorita, magnetita, calcopirita, pirrotita são observadas também neste litotipo e representam fases minerais hidrotermais.

Registros de deformação incluem uma xistosidade (S_n), reconhecida devido ao alinhamento de inclusões orientadas em porfiroblastos de andalusita. Uma foliação contínua (S_{n+1}), anastomosada a paralela, assinalada pela orientação preferencial de cristais de biotita e muscovita contorna porfiroblastos pré- a sin- S_{n+1} de andalusita e granada (Prancha 5-4). A essa foliação também se associa *ribbons* de quartzo, bolsões sigmoidais quartzo-feldspáticos, dobras abertas assimétricas, dobras fechadas a isoclinais e *kink folds*. Uma foliação incipiente e localizada (S_{n+2}) associa-se ao desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, definida pela orientação de biotita e muscovita (Prancha 5-4). Veios e vênulas, discordantes ou concordantes à foliação principal, compostos por quartzo, clorita, carbonato e adularia são observados em amostras do andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita.

Andalusita é xenoblástica a subidioblástica, apresenta cor branca a cinza claro, e constitui o principal porfiroblasto dessas rochas. Macroscopicamente foi possível visualizar a presença de chiasolita, característica desse mineral. Diferentes gerações de cristalização são reconhecidas (Prancha 5-5 H, I, J): (i) pré-tectônica – cristais xenoblásticos, com trilha de inclusões orientadas (S_n) discordantes da foliação S_{n+1} ; (ii) sin-tectônica – porfiroblasto xenoblástico a subidioblástico com rotação destrógiro em relação à S_{n+1} , e inclusões orientadas paralelamente a esta foliação. Por vezes, podem ocorrer estirados no sentido da foliação milonítica S_{n+1} ; (iii) tardi-tectônica – cristais subidioblásticos com bordas mais retilíneas sobrepostas à foliação S_{n+1} . Uma auréola de escapolita, seguida pela formação de biotita e/ou sericita é observada ao redor de alguns cristais de andalusita, responsáveis pela substituição seletiva a pervasiva deste mineral.

Cristais subidioblásticos de biotita e muscovita representam os principais constituintes da matriz da rocha. Lamelas finas de biotita, com cloritização incipiente a avançada, e muscovita são observadas assinalando a foliação preferencial S_{n+1} . Lamelas finas de muscovita também se associam a formação de clivagem de crenulação S_{n+2} , definindo, principalmente, os planos axiais (Prancha 5-5B). Cristais de biotita mais grossos, tardios, se desenvolvem nas bordas e sobre os porfiroblastos de andalusita, assim como em regiões de *boudin necks* nesses porfiroblastos, quando fortemente estirados.

Granada ocorre em menor proporção e pode constituir porfiroblastos (> 1 mm) ou leitos de finos cristais coalescentes (< 1 mm). Os cristais são xenoblásticos, fortemente fraturados, arredondados ou incipientemente estirados. Três gerações de blastese podem ser identificadas: (i) sin-tectônica – porfiroblastos xenoblásticos, por vezes sigmoidais, com inclusões orientadas paralelamente a S_{n+1} (tipo 1a); (ii) tardi-tectônica – cristais xenoblásticos a subidioblásticos, comumente arredondados a alongados no sentido da foliação, constituem porfiroblastos (> 2 mm) que sobrecrecem a foliação S_{n+1} (tipo 1b); (iii) tardi a pós-tectônica: cristais submilimétricos (< 1 mm) que constituem faixas ricas em granadas coalescentes (tipo 2) que se associa, frequentemente, a domínios ricos em quartzo (Prancha 5-5 F).

Cristais de estaurolita, subidioblásticos a xenoblásticos, apresentam pleocroísmo amarelo característico. Ocorrem associados à muscovita e biotita na matriz, com texturas de reação com este mineral. Podem apresentar geminação interpenetrante e ocorrem deformados, possuindo forte extinção ondulante (Prancha 5-5 K).

A sillimanita, fibrosa (fibrolita), ocorre sob a forma de aglomerados sem orientação preferencial dispersos na matriz da rocha ou constituindo leitos paralelos à foliação S_{n+1} (Prancha 5-5 G).

Cristais xenoblásticos a idioblásticos de plagioclásio associam-se a bolsões quartzo-feldspáticos com feições sigmoidais, contornados por biotita (Prancha 5-5 D). Apresentam-se sericitizados, comumente sem geminação, podendo apresentar geminação polissintética. Observa-se forte extinção ondulante nos grãos e recristalização das bordas com formação de textura *core-and-mantle*, desenvolvendo novos grãos que constituem discretos agregados granoblásticos.

Prancha 5-4. Aspectos macroscópicos do andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita. (A) Foliação marcada por faixas de muscovita, biotita e faixas com quartzo estirado. (B) Intercalações de faixas de granada coalescente (parte superior da foto) e faixas com biotita, muscovita e porfiroblastos de andalusita. Silicificação intensa na parte inferior da foto. (C) Lamelas visíveis de muscovita e calcopirita disseminada. (D) Substituição da andalusita por biotita em suas bordas, vênulas tardias de quartzo. (E) Vênula de pirrotita. Abreviações: And = andalusita, Bt = biotita, Grt = granada, Ms = muscovita, Po = pirrotita, Qtz = quartzo.

Prancha 5-5. Aspectos microscópicos do andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита. (A) Foliação $Sn+1$, anastomosada, assinalada por biotite e bolsões de quartzo (LT, PD). (B) Lamelas de muscovite associada à clivagem de crenulação $Sn+2$ (LT, PC). (C) Porfiroblastos de Granada tardi- $Sn+1$, alongados no sentido da foliação (LT, PD). (D) Bolsão de quartzo, oligoclásio e sericite contornado por biotita (LT, PC). (E) Sigmoides de quartzo contornado por biotita, assinalando a $Sn+1$ (LT, PC). (F) Faixa de granada coalescente cristalizada seguindo a foliação dobrada (LT, PD). (G) Eixo de dobra formado por faixas de andalusita, quartzo e clorita, com sillimanita em uma das bordas (LT, PD). (H) Porfiroblasto pré- $Sn+1$ de andalusita com inclusões orientadas discordantes da foliação principal (LT, PC). (I) Porfiroblasto de andalusita, pré- $Sn+1$, alongado e com movimentação destrógiра em relação à foliação $Sn+1$. Trilhas de inclusões discordantes de $Sn+1$ (LT, PD). (J) Porfiroblasto deformado de andalusita, com forte extinção ondulante. Presença de cristais de biotita e muscovita sobrecrecendo a andalusita (LT, PC). (K) Cristais de estauroлита em associação com biotita fina e grossas lamelas de muscovita (LT, PD). (L) Seção do andalusita-muscovita-biotita xisto cortado por um veio de pirrotita (LR, PC). Abreviações: And = andalusita, Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Ms = muscovita, Ol = oligoclásio, Po = pirrotita, Qtz = quartzo, Ser = sericite, Sill = sillimanita, St = estauroлита. LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

O quartzo é xenoblástico e apresenta forte extinção ondulante. Ocorre sob a forma de cristais isolados dispersos na matriz, como *ribbons* e inclusões em porfiroblastos de andalusita e granada ou constituindo lentes sigmoidais quartzo-feldspáticas, onde se observa recristalização dos cristais (> 0,2mm) com formação de agregados granoblásticos com bordas lobadas e desenvolvimento de subgrãos (Prancha 5-4 A, D; 5-5E.).

Turmalina representa uma fase hidrotermal que se associa à biotita na matriz da rocha. Os cristais são subdioblásticos e zonados, com bordas castanhas e núcleos verde azulados. Apatita se apresenta como cristais anédricos a subédricos, isolados na matriz ou como inclusões em cristais de granada tardi- S_{n+1} . Cristais de magnetita ocorrem isolados na matriz, sob a forma de inclusões em porfiroblastos ou como trilhas, frequentemente, concordantes à foliação S_{n+1} . Os sulfetos são representados por pirrotita e calcopirita (Prancha 5-4 E, 5-5 L) em veios e vênulas tardias que cortam a rocha.

5.2.4 Quartzo milonito

O quartzo milonito ocorre na zona de envelope do minério, que compreende as rochas intensamente hidrotermalizadas encaixadas entre o *hanging wall* (capa) e o *footwall* (lapa) do depósito. Apresenta intemperismo moderado, granulação fina a média e cor branca a branca acinzentada. Constitui-se, majoritariamente, por quartzo e sericita, com quantidades variáveis de biotita, granada, allanita, turmalina e grunerita (Prancha 5-6 A a K).

As suas características texturais e deformacionais são fortemente dependentes dos protólitos. Macroscopicamente, bandas silicificadas com relíquias de uma foliação prévia, com aspecto “fantasma”, são delimitadas por anfibólio (Prancha 5-6 B). A foliação milonítica (S_{n+1}) é assinalada pela formação de lentes de quartzo, com arranjo anastomosado, circundados por sericita (Prancha 5-6 F, H, I e J). Dobras com geometria em *kink band*, definidas por sericita e grunerita, podem ser identificadas em porções localizadas.

Localmente, pode-se observar o desenvolvimento de uma zona com recristalização estática dos cristais de quartzo (Prancha 5-6 I e J). Veios e vênulas tardias preenchidas por clorita, adulária, quartzo, carbonato, albita e fluorita associam-se comumente a sulfetos disseminados (Prancha 5-6 A, C e K).

Cristais de granada xenoblásticos, arredondados a esqueléticos, podem apresentar forma semelhante à de uma amêndoa. Comumente, não ultrapassam 1 mm, constituindo grãos isolados na matriz ou leitos de granada coalescente (Prancha 5-6 G). Ocorrem, principalmente, nos domínios de silicificação mais intensa ou com presença de veios de quartzo, possivelmente relacionando-se a processos de lixiviação, desilicificação e resilicificação causados pela evolução do fluido hidrotermal (Nichols & Wiebe, 1998).

Prancha 5-6 Aspectos macro e microscópicos do quartzo milonito: (A) Rocha intensamente silicificada com resquícios de anfibólio e foliação pretérita “fantasma”, cortado por vênula de albita com fluorita. (B) Bandamento formado pela alternância de faixas quartzosas e ricas em biotita e anfibólio. (C) Quartzo milonito, com cristais oclares de quartzo contornados por sericita e calcopirita disseminada. (D) Quartzo milonito com maior proporção de biotita e sulfetos disseminados. (E) Variação isotrópica deste litotipo, representada por rocha intensamente silicificada com estruturas pretéritas obliteradas. (F) Aspecto geral do quartzo milonito, com Sn+I definida por lamelas de sericita que contornam bolsões e grãos oclares de quartzo (LT, PC). (G) Quartzo milonito com infills de biotita assinalando Sn+I e cristais de granada com formato de amêndoa alinhados segundo a foliação milonítica (LT, PD). (H) Detalhe dos cristais de quartzo com extinção ondulante e formação de subgrãos. Sn+I assinalada por sericita contorna bolsões de quartzo (LT, PC). (I) Recristalização estática dos cristais de quartzo (polarizadores cruzados). (J) Detalhe da zona de recristalização estática, onde é possível notar a diferença entre o tamanho dos cristais de quartzo (LT, PC). (K) Vênulas interconectadas de calcopirita, configurando stockworks, em amostra de quartzo milonito. (Lupa, LT, PD). Abreviações: Ab = albita, Anf = anfibólio, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Ser = sericita, Qtz = quartzo, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

O quartzo é subidioblástico a xenoblástico, com bordas lobadas e constitui leitos ocelares contornados por sericita, biotita e grunerita. A deformação é representada por forte extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e formação de agregados granoblásticos com bordas lobadas a embaiadas.

A biotita (Prancha 5-6G), quando presente, apresenta pleocroísmo castanho característico e constitui lamelas ($< 0,2$ mm) paralelas à foliação S_{n+1} que contornam os bolsões de quartzo com formato ocelar a sigmoidal. Comumente, a presença desse mineral representa *fronts* de potassificação que se superpõem à silicificação obliterando esta rocha e originando rochas ricas em biotita. Simultaneamente à cristalização de biotita no quartzo milonito, observa-se a cristalização de cristais de turmalina de cor verde e zoneamento incipiente, além da presença de cristais de titanita.

Sulfetos com forte controle estrutural e sem associação direta com magnetita, são observados nessas rochas. Ocorrem disseminados ou associados a vênulas interconectadas que configuram *stockworks* (Prancha 5-6 K).

5.2.5 Biotita xisto

O biotita xisto constitui um grupo de rochas intensamente hidrotermalizadas e ricas em biotita que estão situadas na zona de envelope da mineralização. Apresentam granulação fina a grossa, cor castanha a cinza esverdeada. Quantidades variáveis de quartzo, granada, anfibólio, grunerita, turmalina, monazita, escapolita, magnetita, clorita, sulfetos e sillimanita (bastante localizada) são observadas em algumas rochas desse grupo.

Registros de deformação são preservados devido à ocorrência de estruturas dúcteis, dúcteis-rúpteis e rúpteis. Uma trama planar, caracterizada por uma foliação de fluxo, contínua, anastomosada a paralela que reaproveita os planos de S_{n+1} é assinalada pela orientação preferencial de cristais de biotita e grunerita que contornam cristais de granada (Prancha 5-7 A a D). A essa foliação também se associam bolsões sigmoidais quartzo-feldspáticos contornados por biotita, além de dobras abertas assimétricas e isoclinais (Prancha 5-7 E, F).

Uma foliação localizada (S_{n+2}) associa-se a clivagem de crenulação, assinalada por biotita e grunerita. Falhas com deslocamentos sinistrais e veios e vênulas, discordantes ou concordantes à foliação principal, compostos por anfibólio, quartzo, clorita, carbonato e adulária são reconhecidos.

Devido a importância da presença de grunerita nas rochas do depósito Furnas, foram individualizados dois litotipos principais para o grupo do Biotita xisto: a) granada-biotita xisto e b) granada-grunerita-biotita xisto, descritos a seguir.

a) *Granada-Biotita xisto*

O granada-biotita xisto é a variação mais abundante do grupo do biotita xisto e é predominante na porção distal (ZD) em relação à zona mineralizada principal (granada-grunerita-magnetita xisto). Nesta variação foram identificadas quantidades significativas de biotita (60-65%), granada (20-25%) e quantidades variáveis de quartzo, feldspato, turmalina, sillimanita, monazita, muscovita e epidoto.

Vênulas tardias com sulfetos, associadas a estruturas rúpteis e à formação de brechas, podem ser identificadas e representam a mineralização associada a essas rochas.

Nesta rocha, a granada é anédrica a subédrica, comumente arredondada (Prancha 5-8 B a G). Apresenta dois modos de ocorrência: porfiroblastos (tipo 1a) ou faixas de cristais coalescentes (tipo 2). Os porfiroblastos variam entre 1-4 mm e são contornados pela trama planar assinalada pela orientação de biotita; podem apresentar fraturas com *infills* de biotita; comumente sem inclusões, com raros cristais com rotação aparente destrógiro e trilhas de inclusões discordantes da foliação S_{n+1} .

As faixas de granada coalescentes são representadas por cristais submilimétricos (< 1 mm), anédricos, arredondados, nos quais não se observam inclusões e fraturas são raras. Essas faixas apresentam íntima associação espacial com zonas silicificadas, demonstrando aumento granulométrico dos cristais à medida que esses se situam mais próximos aos domínios ricos em biotita (Prancha 5-8 E, F).

Cristais xenoblásticos de quartzo são observados isolados na matriz rica em biotita ou constituindo bolsões, nos quais os cristais constituem agregados granoblásticos, manteados por biotita. (Prancha 5-8 A). Ocorre, também, constituindo zonas de silicificação que se associam a cristais coalescentes de granada.

A sillimanita é fibrosa (fibrolita) e tem ocorrência bastante localizada. Quando presente, ocorre, preferencialmente, na interface entre o veio de quartzo e a faixa constituída por cristais de granada coalescentes, que apresentam maior granulação neste domínio. Apresentam orientação preferencial paralela a S_{n+1} (Prancha 5-8 G), podendo ocorrer, também, como lamelas isoladas sem orientação preferencial.

Lamelas de biotita, com cloritização incipiente, definem a foliação preferencial da rocha (Prancha 5-8 A, D, E, H). Apresentam cor castanha característica, com algumas amostras apresentando cor castanho avermelhada, que pode indicar temperaturas mais altas para formação deste mineral. Inclusões de cristais de monazita são frequentemente observadas. Finas lamelas de muscovita se sobrepõem à matriz rica em biotita, em uma trama aleatória.

Cristais subidioblásticos de turmalina marrom a verde ocorrem isolados na matriz da rocha, associada espacialmente à biotita. Porfiroblastos de turmalina azulada zonada e, por vezes, deformada, também são observados e ocorrem associados à zona de silicificação (Prancha 5-8 H).

Nessa rocha, os sulfetos ocorrem sem associação direta com a magnetita. Observa-se o desenvolvimento de uma brecha de fluxo na qual os sulfetos constituem *infill* que contorna e sela bolsões ricos em quartzo e as zonas ricas em biotita (prancha 5-8 I).

Prancha 5-7. Aspectos macroscópicos do granada-biotita xisto. (A) Trama planar assinalada pela alternância de faixas ricas em biotita, faixas ricas em quartzo e faixas com granadas coalescentes. (B) Aspecto mesomilonítico com cristais de granada estirada em formato ocelar. (C) Cristais subédricos a euédricos de granada crescidos, comumente, sobre lamelas de biotita. (D) Faixas de granadas coalescentes, com formação de dobras e estrutura assinalada pela alternância de biotita e faixas de granada coalescente. (E) Fragmentos elipsoidais de quartzo manteados por faixas ricas em biotita. (F) Fragmentos de quartzo manteados por biotita e presença de bornita entre os clastos, constituindo cimento da brecha hidrotermal. Bt = biotita, Bor = bornita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Qtz = quartzo.

Prancha 5-8. Aspectos microscópicos do granada-biotita xisto. (A) Bolsões sigmoidais de quartzo envoltos por biotita, definindo foliação S_{n+1} (LT, PC). (B) Faixas de granada coalescente (tipo 2) estiradas paralelamente à S_{n+1} (LT, PD). (C) Faixa de granada coalescente (tipo 2) constituindo dobra em domínio rico em quartzo (LT, PD). (D) Porfiroblasto de granada (tipo 1a), fraturado e preenchido por quartzo, circundado pelo foliação rica em biotita (Lt, PD). (E) Cristal de granada associada a domínio de cristais coalescentes (tipo 2), com cristais maiores em zona próxima do domínio rico em biotita (LT, PD). (F) Falha em domínio de cristais de granada coalescente, demonstrando, também ao aumento da granulometria no sentido do domínio rico em biotita (LT, PD). (G) Faixa rica em sillimanita entre domínio rico em quartzo e domínio de cristais coalescentes de granada (LT, PD). (H) Cristais zonados de turmalina em associação a domínios ricos em biotita e silicificados (LT, PD). (I) Clastos de quartzo contornados por infills de bornita (LT, PD). Abreviações: Bor = Bornita, Bt = biotita, Grt = granada, Qtz = quartzo, Sill = sillimanita, Tur = turmalina, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

b) Granada-Grunerita-Biotita xisto

Com o aumento do conteúdo de grunerita nas amostras, forma-se o granada-grunerita-biotita xisto (Hidrotermalito à Granada e Grunerita - HDG; Vale, 2010). Composto predominantemente por grunerita (30-35%), granada (15-20%) e biotita (45-50%), apresenta quantidades variáveis de quartzo, clorita, anfibólio verde azulado, turmalina, escapolita, além de crescentes conteúdos de magnetita. Ocorrem, comumente, na zona distal (ZD) em relação à zona principal de minério, mas são reconhecidas vênulas com sulfetos nesse intervalo.

A granada, comumente anédrica e arredondada, constitui porfiroblastos, faixas de granada coalescente, e também agregados coalescentes contornados por biotita e/ou clorita (Prancha 5-9 A a D). Os porfiroblastos (Prancha 5-9 F, H) apresentam entre 1-3 mm e são contornados pela foliação S_{n+1} definida, preferencialmente, pela grunerita, com biotita subordinada. Os cristais de granada podem ser poiquiloblásticos, com inclusões em sua maioria de apatita, ou isentos de inclusões e, comumente, são bastante fraturados.

Faixas de cristais de granada coalescentes são representadas por cristais submilimétricos (< 1 mm), anédricos, arredondados, isentos de inclusões e fraturas (Prancha 5-9 E). Domínios dessas faixas coalescentes são manteadas por *inffils* de biotita originando agregados que, posteriormente, são pseudomorfizados por clorita.

Lamelas de biotita, com cor e pleocroísmo castanho característico, se associam à foliação S_{n+1} , podendo se associar também à crenulação S_{n+2} (Prancha 5-9 J). Comumente, estão contornando porções de granada coalescentes, isolando aglomerados deste mineral. Apresenta cloritização incipiente das bordas e quando pervasivamente cloritizada, resquícios de biotita são observados internamente à clorita.

Dois anfibólios podem ser identificados nessas rochas: (i) anfibólio incolor, petrograficamente classificado como grunerita; (ii) anfibólio verde azulado com pleocroísmo verde escuro a verde azulado, petrograficamente classificado como Fe-tschermakita e hastingsita.

A grunerita constitui 60-70% da matriz da rocha (Prancha 5-9), é prismática e se associa a *fronts* de alteração hidrotermal paralelos à S_{n+1} e S_{n+2} (Prancha 5-9 E, F, G, H, K). Apresenta cristais que sobrecrecem ou produzem um desvio na foliação S_{n+2} (Prancha 5-9 J), demonstrando uma formação tardia desses cristais em relação ao desenvolvimento da clivagem de crenulação.

O anfibólio com composição de Fe-tschermakita e hastingsita é prismático, subidioblástico a xenoblástico e, comumente, ocorre sem orientação preferencial. Resquícios de Fe-tschermakita, por sua vez, são observados no centro dos cristais de grunerita, indicando o seu consumo (Prancha 5-9 L).

Prancha 5-9. Aspectos macro e microscópicos do granada-grunerite-biotite xisto. (A) Rocha rica em biotita com faixas constituídas por granada coalescente cortada por grunerite. (B) Infills de grunerite alternados a faixas ricas em biotita e que circundam porfiroblastos de granada. (C) Faixas ricas em granada coalescente sobrepostas por fronts de grunerite e alguma clorita associada. (D) Rocha rica em granada-biotite sendo progressivamente substituída por grunerite, mais abundante na parte inferior da foto. (E) Faixas de granada coalescente (tipo 2) alternada a faixas de grunerite e biotita. Presença de fina faixa de stilpnomelano (LT PD). (F) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) contornado por prismas de

grunerita. Presença de calcopirita nas cordas de cristais de quartzo (LT, PD). (G) Lamelas de grunerita associadas à foliação S_{n+2} , representada por clivagem de crenulação (LT, PC). (H) Grunerita associada a S_{n+2} , com sobrecrecimento de porfiroblastos de granada, tipo 1b (LT, PC). (I) Infills de grunerita associados a network de fraturas interconectadas que parecem originar dobras (LT, PC). (J) Biotita, com cloritização incipiente, associada a clivagem de crenulação e presença de prisma de grunerita deflacionando a foliação (LT, PD.) (K) Prismas de grunerita com crescimento sem associação a um front condicionado pela foliação ou fraturas (LT, PD.) (L) Grunerita com resquício de Fe-tschermakita (LT, PD). (M) Hastingsita consumindo lamelas de grunerita (LT, PD). Abreviações: Bt = biotita, Bor = bornita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = Hastingsita, Qtz = quartzo, Tsc = Fe-tschermakita, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

A hastingita se associa a um *front* de alteração hidrotermal que consome a grunerita preexistente, e ocorre também em vênulas discordantes da foliação. Nos *fronts* de alteração, as bordas da grunerita são substituídas por anfibólio azulado, com clara feição de consumo da grunerita (Prancha 5-9 M). Dessa forma, é possível observar a substituição da Fe-tschermakita por grunerita e dessa por hastingita.

Escapolita ocorre sob a forma de cristais anédricos (< 1 mm), manteados por biotita, e representam uma fase hidrotermal associada, especialmente, à formação de Fe-tschermakita. Turmalina, representada por cristais zonados, também constitui uma fase hidrotermal que se associa à biotita na matriz da rocha. Sulfetos ocorrem associados tanto à formação expressiva de magnetita quanto à entrada de vênulas de hastingita.

5.2.6 Sadaganaita-Granada-Grunerita-Magnetita xisto

O sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto, denominado de Hidrotermalito à Granada Grunerita e Magnetita - HDGM; Vale, 2010) ocorre, principalmente, na zona de envelope do minério. Forma-se em decorrência do aumento do conteúdo de magnetita no granada-grunerita xisto, que também resulta em formação de rocha monominerálica, composta basicamente por magnetita (Hidrotermalito à Magnetita - HDM; Vale, 2010). O sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto e corpos de magnetita representam as principais hospedeiras do minério cupro-aurífero, ocorrendo tanto na zona proximal (ZP) ao minério quanto na zona mineralizada (ZM-I).

Apresenta granulação fina a média, cor cinza escuro a preto, por vezes preto esverdeado. É composta, majoritariamente, por magnetita (cerca de 70%), grunerita, granada e quantidades variáveis de bornita, calcopirita, sadaganaita, clorita, biotita, escapolita, carbonato, galerna, molibdenita, apatita, allanita e quartzo (Prancha 5-10).

As estruturas identificadas no anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto são herdadas dos protólitos hidrotermalizados, apresentando-se mais preservadas quanto menor o conteúdo de magnetita e sulfeto, responsáveis por obliterar as tramadas S_{n+1} e S_{n+2} das rochas (Prancha 5-10 K, L). A foliação milonítica (S_{n+1}) é assinalada por lamelas de biotita, prismas de grunerita e cristais de magnetita que contornam porfiroblastos de granada. A clivagem de crenulação (S_{n+2}), bastante localizada, também pode ser reconhecida nas variações com menor conteúdo de magnetita.

Prancha 5-10. Aspectos macro e microscópicos do sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto. (A) Rocha rica em quartzo cortada por veios interconectados de magnetita esulfetos. (B) Porfiroblastos de granada substituídos por magnetita, sadaganaita e clorita. (C) Rocha rica em magnetita com presença de porções de grunerita e porfiroblastos de granada pseudomorfizados por clorita. (D) Rocha constituída por grunerita e magnetita com estrutura bandada. (E) Porfiroblasto de granada, ao centro, sendo pseudomorfizado por clorita. Magnetita e sulfetos, associados a Sn+I, contornam o cristal de granada (LT, PD). (F) Cristais de magnetita em associação a cristais de grunerita, em estágio mais preservado de formação do sad-grt-gru-mt xisto (LT, PD). (G) Front de magnetita consumindo cristais de granada, grunerita e biotita (LT, PD). (H) Sn+I, com grunerita e magnetita, incipientemente crenulada (LT, PC). (I) Resquícios de cristais de granada em meio a uma massa de clorita (LT, PD). (J) Cristais de Fe-Cl-K-sadaganaita em associação a granada e biotita cloritizada (LT, PD). (K) e (L) Presença de cristais de magnetita ao longo da foliação, responsável por obliterar as estruturas da rocha (LT, PD). (M)

Detalhe da fotografia L, onde mostra a cristalização de magnetita ao longo da S_{n+1} (LR, PD). Abreviações: Act = actinolita, Bor = bornita, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = hastingsita, Mt = magnetita, Qtz = quartzo, Sad = sadaganaíta, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

A cristalização de magnetita ocorre através do reaproveitamento de estruturas, especialmente a foliação S_{n+1} . (Prancha 5-10 A a M). Sulfetos ocorrem associados a essas estruturas dúcteis-rúpteis, por vezes, se associando ao desenvolvimento de brechas hidráulicas com fragmentos das massas ricas em magnetita com sulfetos nos seus interstícios.

Porfiroblastos de granada (tipo 1b), bastante fraturados, e agregados coalescentes de finos cristais de granada (tipo 2) são progressivamente substituídos por biotita, clorita e magnetita, resultando na sua completa substituição por esses minerais e em pseudomorfos, reconhecidos macro e microscopicamente (Prancha 5-10 B, E, I).

Dois anfibólios distintos podem ser identificados nesse litotipo: (i) anfibólio verde-azulado, com pleocroísmo verde escuro a verde azulado, subidioblástico a xenoblástico, com bordas cloritizadas, inclusões de monazita e sem orientação preferencial, com composição de K-ferro-ferri-sadaganaíta caracterizada por microsonda eletrônica (Prancha 5-10 J); e (ii) anfibólio incolor, subidioblástico, com bordas cloritizadas, associado tanto à S_{n+1} quanto à S_{n+2} , representado pela grunerita (Prancha 5-10 F, H, L), como confirmado por análises de MEV (Iguma, 2015) e microsonda eletrônica, abordadas no capítulo 6, e, muitas vezes, substituídas pelo anfibólio azulado.

Sulfetos, em associação direta com magnetita e com forte controle estrutural, são representados por bornita e calcopirita. Ocorrem, preferencialmente, disseminados ou sob forma de veios e vênulas que preenchem microfraturas interconectadas e formam *stockworks* e substituem minerais preexistentes.

5.2.7 Hastingsitito

O hastingsitito, também denominado de “Hidrotermalito à Anfibólio” (HDA; Vale, 2010), foi identificado tanto no *hanging wall* quanto na zona de envelope do minério, associado à ZM-II. É isótropo a localmente foliado e apresenta granulação média a grossa e cor verde escuro. É constituído, majoritariamente, por K-hastingsita, com menores conteúdos de Fe-actinolita e K-Fe-sadaganaíta. Subordinadamente, quantidades variáveis de monazita, quartzo, biotita, clorita, turmalina, apatita, epidoto, granada e grunerita nesse litotipo (Prancha 5-11 A a D).

Esse litotipo é espacialmente associado com veios de quartzo (Prancha 5-11 K, L), por vezes mineralizados, dos quais são proximais, e com halos distais de cloritização. A deformação impressa nessas rochas é herdada dos litotipos que são interceptados por esses veios.

Prancha 5-11. Aspectos macro e microscópicos do Hastingsitito. (A) e B Hastingsitito com textura decussada, presença de cristais de granada e associação de biotita e clorita. (C) Hastingsitito formado em associação a domínios previamente silicificados. (D) Hastingsitito decussado a fracamente orientado com associação de cristal de granada gracamente estirado. (E) Cristais prismáticos a losangulares de hastingssita, rocha com textura decussada e presença de finas vênulas de quartzo à esquerda (LT, PD). (F) Cristais losangulares de hastingssita, rocha com textura decussada e trilha de magnetita com orientação preferencial (LT, PD). (G) Resquícios de tschermakita e cristalização de hastingssita com fraca orientação preferencial, paralelo a infills de magnetita (LT, PD). (H) Cristal de hastingssita associado a zonas de silicificação, com presença de granada e trilha orientada de magnetita (LT, PD). (I) Prismas losangulares de hastingssita, presença de fratura preenchida por clorita (LT, PD). (J) Arranjo radiado dos cristais de hastingssita (LT, PC). (K) Hastingsita zonada em associação a um veio de quartzo, presença de bordas cloritizadas (LT, PC). (L) Prismas de actinolita em associação a um veio de quartzo, com sulfetos que constituem a mineralização II associados (LT, PD). (M) Hastingsitito cortado por vênulas de calcopirita (LT, PD). Abreviações: Act = actinolita, Bt = biotita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = Hastingsita, Qtz = quartzo, Tsc = tschermakita, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

A este litotipo ocorrem associados sulfetos que constituem mineralização II (Prancha 5-11 L,M), bastante expressiva. Constituem vênulas de calcopirita que interceptam a rocha, formando um *network* de vênulas interconectadas com feições do tipo *stockwork*.

O anfibólio, principal constituinte desta rocha, constitui porfiroblastos subédricos e poiquiloblastos, losangulares a prismáticos (Prancha 5-11 E, F, G) ou com arranjos radiados (Prancha 5-11 K). É comum a textura decussada nessas rochas (Prancha 5-11 I, K, L, M). O pleocroísmo varia entre bege e verde escuro a verde a verde azulado.

Em cristais zonados, o pleocroísmo varia de verde claro e escuro, por vezes com tonalidades de verde azulado nos núcleos e de verde a verde-azulado nas bordas. Quantidade significativa de inclusões de monazita e quartzo são observadas no anfibólio.

Análises quantitativas de microsonda eletrônica, que serão detalhadas no capítulo 6, demonstraram que os núcleos são compostos por K-hastingsita, com presença de núcleos reliquiais Fe-edeníticos e bordas constituídas, essencialmente, por K-hastingsita. Cristais de actinolita também foram identificados nesta rocha e, assim como a hastingsita, se associam aos veios de quartzo com sulfeto.

5.3 Síntese dos Aspectos Microestruturais do Depósito Furnas

A descrição das rochas do depósito Furnas, confirmou a complexidade da deformação impressa, com desenvolvimento de tramas dúcteis, dúcteis-rúpteis e rúpteis (Tabela 5-1, Prancha 5-12). A hierarquização microestrutural levou em consideração, principalmente, a relação entre blastese mineral e microestruturas. Trilhas de inclusões em porfiroblastos de granada e andalusita foram consideradas evidências da preservação de uma foliação interna nesses porfiroblastos e suas relações com a foliação externa nessas rochas foi considerada. Três tramas principais, S_n , S_{n+1} e S_{n+2} , associadas a fases dúcteis e dúcteis-rúpteis, e tramas rúpteis com desenvolvimento de falhas, zonas de cisalhamento e brechas foram caracterizadas.

Uma foliação pretérita, S_n , preservada sob a forma de planos definidos pelo alinhamento de inclusões em porfiroblastos de granada e andalusita, é discordante à foliação externa das rochas. É definida como a trama mais antiga das rochas do depósito. Nos porfiroblastos é, por vezes, rotacionada, indicando blastese sin a tardi-tectônica em relação à S_n dos porfiroblastos de granada e andalusita.

A instalação de zonas de cisalhamento resultou em uma trama milonítica contínua, S_{n+1} , penetrativa, anastomosada a paralela, que contorna os porfiroblastos de granada e andalusita e é oblíqua à S_n . Definida pela orientação de biotita, muscovita, tschermakita, sericita e fibrolita, cuja presença é dependente da natureza do protólito, a foliação S_{n+1} se associa aos minerais formados pelo sistema hidrotermal.

Ribbons de quartzo e bolsões sigmoidais de composição quartzo-feldspática, que se alternam a faixas ricas em biotita e sericita, configuram, também, um arranjo anastomosado concordante à S_{n+1} . Adicionalmente, a presença de porfiroblastos rotacionados e com desenvolvimento de sombras de pressão evidenciam o caráter milonítico da trama desenvolvida em associação à zona de cisalhamento. Dobras abertas, fechadas a isoclinais e com geometria em *kink bands* se desenvolvem em domínios localizados.

Ainda associada ao desenvolvimento desta foliação, observa-se a presença de brechas hidráulicas com fragmentos quartzosos subarredondados circundados por uma massa rica em biotita, com sulfetos associados ou não, configurando bandas de fluxo relacionadas à instalação do sistema hidrotermal no depósito.

Uma foliação incipiente e bastante localizada (S_{n+2}) se forma nos domínios com predominância de biotita, clorita, muscovita, grunerita e magnetita subordinada. Os planos S_{n+1} são localmente deformados, originando uma clivagem de crenulação, com magnetita orientada preferencialmente segundo os planos axiais desta clivagem.

Localmente, estruturas rúpteis são caracterizadas por falhas com deslocamentos sinistrais, que truncam domínios silicificados e ricos em granada. Veios e vênulas discordantes da foliação S_{n+1} e com textura de preenchimento de espaços vazios constituídos por quartzo, clorita, anfibólio, carbonato, fluorita, hematita, epidoto ou adulária, com sulfetos subordinados são bastante representativos dessas estruturas. Brechas cataclásticas, com fragmentos angulosos a subangulosos também podem ser observadas em domínios do depósito.

Prancha 5-12. Síntese dos aspectos microestruturais do Depósito Furnas. (A) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) com foliação interna S_n discordante da S_{n+1} assinalada por biotita e clorita (LT, PC). (B) Porfiroblasto de granada (tipo 1a) com foliação interna S_n com rotação destrógiro, contornado pela foliação S_{n+1} definida pela orientação de biotita (LT, PD). (C) Detalhe do porfiroblasto de granada com preservação da S_n no seu núcleo e borda tardia à S_n , sem inclusões (LT, PD). (D) Cristais de granada coalescentes (tipo 2) contornados pela foliação S_{n+1} assinalada por prismas de grunerita (LT, PD). (E) Bolsões de quartzo circundados pela foliação S_{n+1} , definida pela orientação de biotita e magnetita (LT, PD). (F) Clorita orientada segundo a clivagem de crenulação (S_{n+2}) em rocha constituída por biotita, em parte cloritizada, e porfiroblastos de andalusita sericitizados (LT, PD). (G) Clivagem de crenulação S_{n+2} , incipientemente desenvolvida, em rocha constituída predominantemente por grunerita, orientada segundo a foliação S_{n+1} (LT, PC). (H) Dobra aberta assinalada por alternância de bandas ricas em biotita, quartzo e grunerita (LT, PD). (I) Vênula de quartzo dobrada em biotita xisto (LT, PC). (J) Zona de cisalhamento localizada, com diminuição dos cristais de quartzo e albita em amostra do Granito Furnas (LT, PC). (K) Falha com deslocamento sinistral em domínio composto com cristais de granada coalescente e quartzo (LT, PD). (L) Brecha com fragmentos angulosos de quartzo, com infill de clorita, epidoto, representando estrutura associada aos estágios tardios do Depósito Furnas (LT, PC). Abreviações: Alb = albita, Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Gru = grunerita, Ms = muscovita, Mt = magnetita, Ser = sericita, Qtz = quartzo, , LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

Tabela 5-1. Tabela paragenética em relação às distintas estruturas do depósito Furnas.

	Sn	Sn+1			Sn+2	Dúctil-rúptil (brechas hidráulicas)	Rúptil (Veios e Vênulas)
		Pré	Sin	Tardi			
Albita	Abundante						
ALBITA Hidr.		Local	Abundante	Subordinado			Abundante
Allanita				Subordinado			
Adularia							Subordinado
ANDALUSITA	Subordinado	Abundante					
Apatita		Subordinado					
BIOTITA	Subordinado	Abundante		Subordinado			Subordinado
BORNITA						Abundante	Abundante
CALCOPIRITA						Abundante	Abundante
Calcocita						Subordinado	
Carbonato						Subordinado	Abundante
Cassiterita							Subordinado
CLORITA				Subordinado			Abundante
Epidoto							Subordinado
Escapolita			Local				
Estaurolita	Local						
Ferberita							Subordinado
Fe-actinolita							Subordinado
Fe edenita	Subordinado						
Fe-TSCHERMAKITA			Abundante				
Fibrolita			Subordinado				
Fluorita							Subordinado
Galena							Subordinado
GRANADA (1a)	Local						
GRANADA (1b)			Local				
GRANADA (2)				Local			
GRUNERITA			Abundante	Subordinado			Subordinado
Hessita							Subordinado
Hercinita				Local			
K-feldspato			Subordinado				Subordinado
K-HASTINGSITA				Subordinado			Subordinado
K-Fe-SADAGANAITA			Subordinado				
MAGNETITA			Abundante				Subordinado
Muscovita	Abundante	Subordinado					
Monazita		Subordinado					
Oligoclásio		Local					
Ortoclásio	Local						
OURO							Subordinado
QUARTZO	Abundante						Local
Sericita		Local					
Titanita			Subordinado				
TURMALINA			Abundante				
Ulvoespinélio							Subordinado
Witcherita							Subordinado

Abundante Local Subordinado

5.4 Sequência de Alteração Hidrotermal e Evolução Paragenética

A caracterização das microestruturas e das fases minerais, bem como as relações temporais existentes entre elas, observando-se as sobreposições estruturais e substituições mineralógicas, constitui um importante parâmetro para definir e hierarquizar os estágios de alteração hidrotermal e a evolução paragenética do sistema.

O desenvolvimento e distribuição das zonas de alteração hidrotermal foi fortemente controlado pela geometria dos corpos e pelas estruturas (foliação, zonas de cisalhamento dúctil-rúptil), que facilitaram a percolação do fluido hidrotermal. A relação entre as estruturas e as fases mineralógicas hidrotermais demonstraram uma longa e complexa história evolutiva para o sistema hidrotermal, indicando recorrência e sobreposição dos estágios.

A alteração hidrotermal no Depósito Furnas compreende um estágio precoce de alteração sódica, reconhecida exclusivamente nas amostras do Granito Furnas, seguido pelos principais estágios de alteração hidrotermal, reconhecidos em todos os litotipos: silicificação, alteração potássica com biotita, formação de granada, alteração sódico-cálcica e enriquecimento em ferro, intimamente associado à formação do minério principal de cobre e ouro do depósito. Alteração hidrotermal tardia, com hastingsita e clorita, se sobrepõe às zonas pretéritas de alteração hidrotermal, obliterando-as parcial a completamente.

a) Alteração Sódica (Albitização)

O estágio precoce de alteração sódica é representado pela formação pervasiva de albita hidrotermal. Concentra-se na região de capa (*hanging wall*) do depósito, sendo uma alteração distal à mineralização e associada, exclusivamente, ao Granito Furnas (Prancha 5-13).

Associa-se a *fronts* de alteração e bolsões de albita, que ocorre como cristais subidioblásticos, de cor branca a rosa claro, bastante límpida quando comparada ao plagioclásio ígneo existente nessas rochas. Os cristais apresentam arqueamento da geminação polissintética e bordas interlobadas, resultante das reações de deformação e consumo posteriores à alteração sódica, respectivamente. Além disso, quando em *fronts* e bolsões, os cristais podem apresentar extinção ondulante e formação de subgrãos.

Vênulas tardias de albita são comumente observadas. Truncam a foliação milonítica e podem apresentar conteúdos de sulfetos disseminados, principalmente calcopirita, subordinados.

b) Silicificação

A silicificação pode alterar os litotipos de forma pervasiva, sendo possível identificar recorrentes estágios de silicificação nas rochas a partir da formação de veios e *infills* de quartzo. É identificada em todas as regiões do depósito, concentrando-se na zona de envelope do minério. Um

primeiro estágio de silicificação ocorre associado à entrada de *fronts* de quartzo que se sobrepõem à alteração sódica (albitização) no Granito Furnas (Prancha 5-13) e, também, obliteram a foliação do tschermakita-granada-biotita xisto e do andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита.

Este primeiro estágio de silicificação foi bastante intenso e concomitante ao desenvolvimento da foliação milonítica S_{n+1} , onde, além dos processos de substituição, pode-se observar *infills* de quartzo concordantes a esta foliação. A partir da observação das amostras foi possível identificar a evolução deste processo desde amostras menos modificadas até rochas intensamente silicificadas nas quais apenas é possível reconhecer um bandamento reliquiar da rocha pretérita, configurando uma alteração pervasiva. Nos *fronts* de silicificação, os cristais de quartzo são subidioblásticos e comumente apresentam a formação de subgrãos, forte extinção ondulante e podem constituir feições do tipo *ribbon* e bolsões lenticulares.

Um segundo estágio de silicificação associa-se aos estágios mais tardios de evolução do sistema hidrotermal. É uma alteração fissural, menos intensa, representada por veios e vênulas de quartzo, concordantes a discordantes da foliação milonítica, que se associam a *fronts* de hastingsita e calcopirita, e comumente apresentam feições de preenchimento de espaços abertos.

c) Alteração Potássica (Biotita)

A alteração potássica com formação de biotita representa o estágio de alteração mais abrangente no depósito Furnas. É observada em diferentes domínios do depósito, predominando nas zonas transicionais do *hangingwall* para a zona de envelope da mineralização e desta para a zona de *footwall*. Ocorre concomitante a posteriormente à silicificação. Recorrência de estágios de alteração potássica pode ser identificada, o que resultou em diferentes gerações de biotita (Prancha 5-13).

O primeiro estágio de alteração potássica, assim como a silicificação, está amplamente associado ao desenvolvimento da foliação milonítica, por vezes representada por foliação de fluxo, S_{n+1} . Representado por *fronts* de biotita concordantes à foliação milonítica, a alteração potássica ora se superpõem aos *fronts* de sílica ora são superpostos por eles, como observado no andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита (Prancha 5-13), demonstrando recorrência e contemporaneidade desses estágios.

Nos domínios mais isótipos do Granito Furnas, a alteração potássica ocorre de forma fissural com preenchimento de fraturas e desenvolvimento de um sistema de vênulas interconectadas que configuram estruturas do tipo *stockwork*. Em domínios com uma foliação correlacionável à S_{n+1} , observa-se a presença de *fronts* de biotita fina paralelos a esta foliação, que altera a rocha de forma semelhante ao observado nos xistos.

A biotita formada no primeiro estágio constitui lamelas finas que substituem as bordas dos porfiroblastos de andalusita e, comumente, formam sombras de pressão ao redor destes porfiroblastos

e dos porfiroblastos de granada. Adicionalmente, pode-se observar este mineral preenchendo fraturas nos porfiroblastos de granada.

Um segundo estágio de alteração potássica se associa à formação de lamelas de cor castanho escuro e mais avermelhada (Prancha 5-14) que, muitas vezes, sobrecrescem as lamelas mais finas de biotita e até mesmo os porfiroblastos de andalusita. Apresentam bordas mais retilíneas e podem ocorrer nos xistos aluminosos ou associado às zonas com formação de hastingsita, ocorrendo como inclusões neste mineral.

Um terceiro estágio resultou na formação de lamelas mais grossas de biotita de cor castanha (Prancha 5-2 M), comumente mais pálida que a biotita dos demais estágios associados espacialmente às zonas proximal e mineralizada principal. Comumente, apresenta cloritização de suas bordas, quando espacialmente associada ao sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto.

Um quarto estágio de geração de biotita é mais tardio e relaciona-se a veios e vênulas de biotita, comumente associados a veios de quartzo, com textura de preenchimento de espaços vazios.

d) Formação de Turmalina

A formação de cristais de turmalina é observada em todas as rochas do depósito, sendo possível a identificação de duas gerações deste mineral: a primeira, representada por turmalina azulada, associada a zonas silicificadas (Prancha 5-8H; 5-14); a segunda geração, por turmalina marrom, relacionada especialmente aos domínios intensamente potassificados (Prancha 5-14).

A primeira geração, espacialmente associada a uma zona intensamente silicificada, inclui cristais grossos de turmalina azulada, zonada, com arqueamento e deformação desses zonamentos, com fraturas preenchidas com biotita fina.

Os cristais de turmalina marrom são subidioblásticos, finos a médios, zonados, com bordas predominantemente marrons e núcleos verde azulados. Ocorre predominantemente nos domínios com intensa alteração potássica, associando-se espacialmente à segunda geração de biotita, onde pode-se observar relações de equilíbrio textural (Prancha 5-14). Não foram constatadas quantidade expressivas de turmalina associadas às zonas mineralizadas.

e) Cristalização de Granada Coalescente

Acompanhando e também sucedendo os pulsos hidrotermais que possibilitaram a cristalização de biotita e quartzo, observa-se a **formação de cristais de granada**, seguida por intenso enriquecimento em ferro, com cristalização de grunerita e magnetita (Prancha 5-15).

A este estágio de alteração hidrotermal se relaciona a formação de leitos de granada coalescente, com cristais submilimétricos, não ultrapassando 3 mm. São cristais subédricos a euédricos, por vezes arredondados ou com formato semelhante a uma amêndoa.

Comumente a granada dessa geração associa-se espacialmente aos domínios silicificados, que podem ser contornados incipientemente por finos filmes de biotita. Um contato nítido entre o domínio silicificado, com cristais de granadas coalescente, e o domínio com alteração potássica pode ser observado (Prancha 5-8E). O tamanho dos cristais de granada coalescente, comumente, aumenta em direção aos domínios ricos em biotita.

f) Alteração Sódico-Cálcica

A alteração sódico-cálcica é reconhecida, especialmente, nos domínios distais à mineralização, na zona de *hanging wall* do depósito, na qual é reconhecido o anfibólio-granada-biotita-clorita xisto. Entretanto, também é notável no depósito Furnas alteração sódico-cálcica tardia, com formação de rochas isotropas constituídas essencialmente por anfibólio

O primeiro estágio é mais localizado e se associa, principalmente, à formação de anfibólio (Fe-tschermakita; K-Fe-sadaganaíta) na zona de *hanging wall*. Cristais prismáticos, subidioblásticos constituem porfiroblastos comumente zonados, com formação de actinolita e grunerita nas bordas. Grande quantidade de monazita associa-se à este estágio e ocorre sob forma de inclusões nos cristais de anfibólio. Localmente, observa-se a cristalização escapolita e allanita, que configuram cristais que não ultrapassam 3 mm. Em alguns domínios é possível observar relíquias de biotita substituídas pela tschermakita, originando feições de consumo e bordas interlobadas (Prancha 5-14).

O anfibólio associado a este primeiro estágio de alteração sódico-cálcica é fortemente consumido por grunerita e magnetita (Prancha 5-2 K; 5-9L; 5-10J), ocorrendo de forma reliquiar nos litotipos que se associam à mineralização cupro-aurífera principal.

O segundo estágio de alteração sódico-cálcica é mais expressivo, e refere-se à formação de K-hastingsita em vênulas e veios e em corpos isotropos a fracamente anisotrópicos, constituídas essencialmente por esse anfibólio (Prancha 5-11). É proximal em relação à mineralização associada com veios de quartzo e brechas com fragmentos de zonas silicificadas, tardios no depósito. Os cristais de K-hastingsita são subédricos a euédricos, por vezes anédricos ou prismáticos, com contatos retilíneos entre si, demonstrando equilíbrio e resultando em textura granoblástica ou decussada. Por vezes os cristais de K-hastingsita apresentam também arranjos radiados. Comumente apresentam pleocroísmo em cores verde escuro a verde azulado e são zonados, com bordas constituídas por anfibólio verde mais claro que os núcleos. Constituem porfiroblastos e podem apresentar inclusões de monazita e quartzo.

São proximais a veios de quartzo, por vezes mineralizados, e gradam para halos distais com clorita e zonas brechadas com clorita-epidoto. Comumente, a K-hastingsita é observada nas bordas de cristais de grunerita (Prancha 5-9M) e biotita, consumindo estes minerais. A este estágio se associa uma série de vênulas que configuram feições do tipo *stockwork* e são constituídas, basicamente, por calcopirita, apresentando conteúdo de ouro associados.

g) *Enriquecimento em Ferro*

Na evolução do sistema hidrotermal que afetou o Depósito Furnas, reconhece-se um expressivo **enriquecimento em ferro**, que, embora seja registrado em todo depósito, predomina na zona de envelope do minério. É representado pelo aparecimento sequencial de grunerita e grandes conteúdos de magnetita.

- (i) *Formação da grunerita.* Posterior à formação da granada, a grunerita (Prancha 5-15; 5-9), progressivamente, substituiu a biotita, a hornblenda (Fe-tschermakita; K-Fe-sadaganaíta) e outros minerais preexistentes. Ocorre como cristais subidioblásticos concordantes à foliação milonítica e, também, associada a domínios crenulados (S_{n+2}). Contorna porfiroblastos de granada e domínios de cristais coalescentes (Prancha 5-9E; 5-12D), infiltrando-se, também, em fraturas e consumindo estes minerais. Pode constituir porfiroblastos que se superpõem à foliação S_{n+1} , definida pela orientação da biotita, que ocorre inclusa na grunerita. Observa-se a presença de cristais de grunerita parcialmente consumidos por anfibólio verde azulado, tardio à sua formação.

O enriquecimento em ferro se inicia com o desenvolvimento de prismas isolados de grunerita, que se interconectam paralelamente à S_{n+1} , progredindo até a formação de rochas constituídas por grunerita (Prancha 5-15), com resquícios dos minerais pretéritos internos aos prismas deste mineral.

- (ii) *Formação da magnetita.* Seguido à formação da grunerita, o enriquecimento em ferro é representado pela entrada de magnetita que substitui claramente os porfiroblastos de granada, as faixas de cristais de granadas coalescentes e as lamelas de grunerita preexistentes (Prancha 5-15). Ocorre como cristais subidioblásticos a xenoblásticos isolados ou constituindo massas que preenchem estruturas paralelas à foliação S_{n+1} (Prancha 5-10 K, L). A cristalização de magnetita progride pervasivamente, obliterando a estrutura pretérita da rocha, originando o granada-grunerita-magnetita xisto, podendo originar rochas praticamente monominerálicas, denominadas de magnetita xisto.

A formação de magnetita representa uma importante fase da alteração hidrotermal, pois posterior a essa se associa o principal estágio de mineralização cupro-aurífera do depósito, no qual *fronts* de bornita e calcopirita brecham as massas ricas em magnetita, que apresentam esses sulfetos em suas fraturas.

h) Estágio Hidrotermal Tardio (pós-mineralização principal)

Uma diversidade de veios e vênulas com caráter tardio à mineralização principal é observada no depósito e evidencia uma atividade hidrotermal mais tardia. Constituem faixas que se sobrepõem aos processos pretéritos de alteração hidrotermal.

São controlados por estruturas rúpteis, constituindo, por vezes, brechas tardias e vênulas compostos por quartzo acompanhado por halos de hastingsita grossa e clorita, albita, adulária; carbonato, biotita, fluorita e magnetita (Prancha 5-18). Observa-se a presença de sulfetos (calcopirita) associados à entrada destes veios nas rochas do depósito Furnas, originando uma mineralização tardia bastante expressiva (Prancha 5-18). Uma estrutura bastante comum nestes veios é a feição de preenchimento de espaços vazios, que conferem um aspecto de drusa aos veios.

Nesse estágio ocorre o desenvolvimento de anfibólio (K-hastingsita), que constitui porfiroblastos de cor verde escuro a azulado que sobrecrecem as rochas hidrotermalizadas (Prancha 5-11), obliterando as estruturas pretéritas em domínios que gradam lateralmente a em halos distais de clorita.

Em tais halos observa-se cloritização bem desenvolvida em alguns domínios das rochas que constituem o depósito de Furnas. Clorita ocorre em veios e vênulas, assim como em *fronts* de substituição pervasiva (Prancha 5-18). A clorita é bastante rica em ferro, representada pela chamosita, e substitui total a parcialmente a biotita presente na foliação milonítica S_{n+1} e na clivagem de crenulação, assim como porfiroblastos de granada, faixas de cristais coalescentes de granada e os anfibólios formados em estágios prévios de alteração hidrotermal.

5.5 Mineralização de Cobre e Ouro

A mineralização cupro-aurífera é representada pela formação de vênulas, veios, feições *stockwork* e zonas com minério maciço. Disseminações de sulfeto são comuns e podem ser observadas em todo o depósito. Os corpos mineralizados do depósito Furnas, desenvolvidos em dois estágios, estão dispostos em uma geometria descontínua, de formato sigmoidal, lenticular, com direção preferencial WNW-ESSE e mergulhos entre 40-70° NE, que ocorrem nas porções centrais do depósito, entre as zonas de *hanging wall* e *footwall*.

O estágio principal de mineralização cupro-aurífera foi posterior à formação da magnetita no sistema hidrotermal e se associa espacialmente, principalmente, a rochas ricas em granada-grunerita-magnetita (Prancha 5-15; Prancha 5-16). O minério é constituído por calcopirita, bornita, calcocita, ouro, molibdenita e Ce-monazita (Prancha 5-16; 5-18 C, D, E). A bornita apresenta exsoluções de calcocita (Prancha 5-16I), originando uma textura mimerquítica-simplectítica. Os sulfetos ocorrem como *fronts* de substituição ou constituem um *network* de veios e vênulas interconectados, que configuram feições do tipo *stockwork* (Prancha 5-16 A, F, K) ou como cimento de brechas hidrotermais

que preenchem as fraturas existentes nos clastos subangulosos de magnetita (Prancha 5-16 G, H) ou de quartzo, associados aos domínios previamente silicificados.

O segundo estágio de mineralização cupro-aurífera é representado por calcopirita associada às zonas de alteração com bornita, K-hastingsita, actinolita e clorita, vinculada a um sistema de veios de quartzo-hastingsita-actinolita-calcopirita-(ouro) e de clorita-quartzo-biotita-albita-adulária-carbonato-(calcopirita-ouro), com texturas de preenchimento de espaços abertos (Prancha 5-17). Ouro, ferberita (FeWO_4), wittcherita (Cu_3BiS_3), cassiterita (SnO_2), galena (PbS), hessita (Ag_2Te), Ce-monazita e carbonatos de ETR representam fases acessórias da mineralização (Prancha 5-18 A, B, F, G), que ocorrem como pequenos cristais inclusos na massa rica em calcopirita ou preenchendo fraturas neste mineral.

Finas vênulas de malaquita foram reconhecidas em testemunhos de sondagem e representam uma fase cuprífera associada a alteração intempérica/supérgena dos sulfetos que constituem essas rochas.

Tabela 5-2. Tabela paragenética com evolução do sistema hidrotermal do depósito Furnas.

	Alteração Sódica (Albitização)	Silicificação	Alteração Potássica (Biotita)	Turmalinização	Formação de Granada coalescente	Alteração Sódico- Cálcica	Enriquecimento em Ferro	Mineralização Principal (I)	Alteração tardia
ALBITA Hidr.	Abundante								Local
Allanita						Subordinado			Subordinado
Adularia									Local
Apatita		Subordinado							
BIOTITA		Abundante	Abundante						Local
BORNITA								Abundante	Local
CALCOPIRITA								Abundante	Local
Calcocita								Abundante	
Carbonato									Subordinado
Cassiterita									Subordinado
CLORITA									Local
Cromita							Subordinado		Subordinado
Epidoto									Subordinado
Escapolita				Subordinado		Subordinado			
Ferberita									Subordinado
Fe-actinolita									Local
Fe-TSCHERMAKITA						Abundante			
Fluorita									Subordinado
Galena									Subordinado
GRANADA (1b)			Local						
GRANADA (2)				Subordinado	Abundante				
GRUNERITA							Subordinado	Abundante	Local
Hessita									Subordinado
Hercinita									Subordinado
K-feldspato			Subordinado						Subordinado
K-HASTINGSITA						Subordinado			Subordinado
K-Fe-SADAGANAITA						Abundante	Subordinado		
MAGNETITA							Subordinado	Abundante	Local
Monazita		Subordinado				Subordinado			
OURO								Abundante	Local
QUARTZO	Subordinado	Abundante	Local					Abundante	Local
Sericita	Subordinado								
Titanita				Subordinado					
TURMALINA		Abundante	Abundante	Local					
Ulvoespinélio							Subordinado		Subordinado
Witcherita									Subordinado

Abundante Local Subordinado

Prancha 5-13. Sequência macroscópica de Alteração Hidrotermal do Depósito Furnas. (A) Granito Furnas albitizado, com alteração potássica e silicificação se desenvolvendo ao longo de fraturas. (B) e (C) Rocha silicificada e milonitizada (quartzo-milonito), com bandamentos fantasmas assinalados pelos resquícios de biotita. (D) Rocha intensa e pervasivamente silicificada. Resquícios de biotita são observados assinalando um bandamento relíquia. (E) Rocha albitizada, com cor mais avermelhada devido a fronts de alteração potássica, com formação de feldspato potássico. (F) Rocha albitizada com veios de quartzo e biotita se sobrepondo à silicificação pretérita. (G) Progressão da alteração potássica, com infills de biotita em rocha albitizada e silicificada. (H) Infills de biotita, obliterando as feições pretéritas e isolando fragmentos previamente silicificados e albitizados. (I) Xisto aluminoso com porfiroblastos de andalusita pseudomorfizados por biotita, durante a alteração potássica. (J) Progressão da formação de pseudomorfos dos porfiroblastos de andalusita e conseguinte silicificação da rocha. (K) Pseudomorfos de andalusita, preenchidos por biotita, Rocha intensamente silicificada e truncada por vênula tardia de albite. (L) Progressão da silicificação em xisto aluminoso, observar a menor quantidade de andalusita e maior porcentagem de quartzo na rocha. (M) Rocha silicosa, resultante da progressão de pervasiva silicificação em rocha aluminosa. Abreviações: Ab= albite, And =andalusita, Bt = Biotita, Carb = carbonato, Ms = Muscovita, Qtz = Quartzo.

Prancha 5-14. Feições microscópicas de alguns dos processos de alteração hidrotermal do depósito Furnas. (A) Lamelas de biotita (2ª geração) de cor mais avermelhada que sobrecresce e consome a biotita 1 (LT, PD). (B) Cristais zonados de turmalina azulada em zona silicificada e contornados por frentes de biotita (LT, PD). (C) Cristal zonado de turmalina azulada, com deformação dos zoneamentos e cortado por faixa de sílica (LT, PD). (D) Turmalina marrom em equilíbrio textural com biotita (1), (LT, PD). (E) Cristal de Fe-tschermakita com resquício de biotita e grunerita em suas bordas, demonstrando a sequência de formação e consumo dos minerais (LT, PD). (F) Prismas de grunerita com biotita reliquiar demonstrando o consumo da biotita por este mineral (LT, PD). (G) Cristal de grunerita sendo consumido por K-hastingsita, tardia ao sistema. Presença de resquícios de biotita internos a grunerita (LT, PD). (H) Fronte de clorita, associada a alteração tardia, consumindo cristais de grunerita preexistentes (LT, PD). (I) Enriquecimento em ferro, com formação de magnetita, obliterando a trama preexistente e consumindo a grunerita preexistente (LT, PD). Abreviações: Bt = biotita, Chl = clorita, Grt = granada, Gru = grunerita, Hst = K-hastingsita, Mt = magnetita, Qtz = quartzo, Tsc = Fe-tschermakita, Tur = turmalina, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

Prancha 5-15. Continuação da sequência macroscópica de alteração hidrotermal do Depósito Furnas. (A) Rocha rica em granada e biotita, com pequenos porfiroblastos de andalusita. Faixas com finos cristais colaescentes de granada relacionam-se à porções silicificadas da rocha. (B) Entrada de grunerita alterando as rochas ricas em granada e biotita. (C) Progressão da cristalização de grunerita nas rochas ricas em granada e biotita. (D) Cristalização pervasiva de grunerita, ainda é possível observar a presença de pequenos cristais de granada contornados por grunerita. (E) Gruneritização pervasiva com feições pretéritas obliteradas. (F) Rocha intensamente gruneritizada, com pequenos spots de magnetita e sulfetos. (G) Cristalização de magnetita, paralela a Sn+I, em rocha intensamente gruneritizada, formando a feição denominada de “pele de onça”. (H) Avanço do enriquecimento em ferro com presença de porfiroblastos de granada pseudomorfizados por clorita. (I) Rocha rica em magnetita, cerca de 60% deste mineral na sua composição. (J) Sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto com veio de bornita paralelo à foliação Sn+I. (K) Rocha rica em magnetita, com entrada de sulfetos, onde a calcopirita constitui vênulas interconectadas com feição do tipo stockwork. Presença de vênula tardia de grunerita cortando a rocha. (L) Estágio de mineralização do depósito Furnas, com entrada de calcopirita e bornita nas rochas ricas em magnetita. Abreviações: And = andalusita, Anf = anfibólio, Bt = Biotita, Bor = bornita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Grt = granada, Gru = grunerita, Mt = magnetita, Qtz = Quartzo.

Prancha 5-16. Aspectos macro e microscópicos da mineralização no depósito Furnas: (A) Vênulas de calcopirita interconectadas, em frentes de substituição nas rochas silicificadas, presença de vênula de albita e clorita. (B) Infills de calcopirita avançam sobre veios de quartzo e biotita xisto (ZM-I). (C) Bornita constituindo o cimento em brechas hidráulicas e selando clastos de quartzo (ZM-I). (D) Bornita brechando veios de quartzo (ZM-I). (E) Sulfetos associados à entrada de K-hastingsita, presença de vênulas de carbonato cortadas por sulfeto (ZM-II). (F) Vênulas interconectadas de calcopirita (ZM-I), configurando stockworks, em rocha pervasivamente silicificada. (G) Frentes de bornita constituindo infill em brecha hidráulica (ZM-I), selando clastos de magnetita (LR, PC). (H) Bornita e calcocita associadas (ZM-I), preenchendo fraturas em uma massa constituída por magnetita (LR, PC). (I) Exsoluções de calcocita em bornita (ZM-I), formando textura mimerquítica simplectítica (LR,PC). (J) e (K) Calcopirita (ZM-I) preenchendo fraturas entre fragmentos de magnetita, constituindo uma série de vênulas interconectadas, como é possível observar na foto K (LR, PC). (L) Calcopirita em fraturas, a seta demonstra a área onde foram encontradas pintas de molibdenita (LR, PC). Abreviações: Ab = Albita, Bor= Bornita, Bt = Biotita, Carb = carbonato, Cct = Calcocita, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Hst = K-hastingsita, Mo = Molibdenita, Mt = Magnetita, Qtz = Quartzo, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

Prancha 5-17. Aspectos gerais do segundo estágio de mineralização II, associado a entrada de veios tardios: (A) Calcopirita truncando veio de quartzo em rocha onde se observam vênulas tardias de clorita e K-hastingsita. (B) Vênulas de quartzo e albita truncadas por front de bornita. (C) Veio de quartzo e biotita, com textura de preenchimento de espaços vazios. (D) Vênula de albita truncando rocha isótropa composta por K-hastingsita, fragmentos deste anfibólio são encontrados na vênula. (E) Vênulas de biotita e quartzo cortando domínios ricos em clorita. (F) Vênulas de carbonato truncando rocha silicificada (LT, PC). (G) Vênula de K-hastingsita com calcopirita associada em rocha rica em grunerita (LT, PD). (H) Vênulas de calcopirita com bornita associada, em fraturas das rochas preenchidas por K-hastingsita. (I) Fluorita e carbonatos associados a uma vênula que corta o hastingsitito (LT, PD). (J) Veio de adularia cortando rocha cloritizada. Presença de porfiroblasto de turmalina circundado pela foliação (LT, PC). (K) Veio de adularia, com sericita nas bordas, cortando brecha com fragmentos de epidoto, clorita, quartzo e hematita (LT, PD). Abreviações: Ab = albita, Adu = adularia, Bt = Biotita, Bor = bornita, Carb = carbonato, Chl = clorita, Cpy = calcopirita, Epi = epidoto, Gru = grunerita, Hm = hematita, Hst = hastingsita, Qtz = Quartzo, Tur = turmalina, LT = luz transmitida; LR = luz refletida; PD = polarizadores descruzados; PC = polarizadores cruzados.

Prancha 5-18. Análises de MEV das amostras mineralizadas do primeiro e segundo estágio de mineralização: (A) Cristal de bornita com wittcherita na borda. (B) Calcopirita com inclusão de Ag e presença de carbonatos de ETR em suas bordas. (C) Cristais de bornita e calcopirita em meio a uma massa composta por magnetita. (D) Pintas de monazita em associação à magnetita e sadaganaíta. (E) Picos de identificação da monazita obtidos por MEV. (F) Ouro e calcopirita associados a borda de cristais de quartzo. (G) Picos de identificação por raio X dos cristais de ouro. Abreviações: Ag = Prata, Au = Ouro, Bor = Bornita, Cpy = Calcopirita, ETR = Carbonato de ETR, Mo = Molibdenita, Mt = Magnetita.

6. Química Mineral

A partir da petrografia dos distintos litotipos que constituem o depósito cupro-aurífero Furnas, foram selecionadas 11 amostras para estudos de química mineral, dentre as quais o hastingsitito (ZM-II), grunerita-granada-biotita xisto (ZD), anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto (ZP e ZM-I), clorita-granada-anfibólio-biotita xisto (ZD) e andalusita-biotita-muscovita xisto com estauroлита (ZD).

Foram analisados cristais de anfibólio, biotita, estauroлита, magnetita, feldspato, muscovita, clorita e granada levando-se em consideração o modo de ocorrência de cada um desses minerais dentro dos litotipos selecionados. O conjunto completo de resultados das análises efetuadas para cada um desses minerais está disponibilizado no Anexo II. Especial atenção será dispensada às análises de granada dos distintos litotipos, para as quais foram confeccionados mapas composicionais de Raio X por EDS a partir das análises de MEV.

a) *Anfibólio*

As composições catiônicas para os anfibólios do depósito de Furnas foram recalculadas com uso de uma planilha Excel de Locock (2014). O cálculo foi efetuado na base de 22 (OH, F, Cl, O) e estimativa de Fe^{3+} assumindo-se 13 cátions, excluindo-se os íons Ca, Na e K (13 CNK). A classificação dos anfibólios e determinação de suas composições ideais foi realizada seguindo as recomendações do subcomitê IMA-2012 (Hawthorne *et. al*, 2012.).

Os anfibólios analisados, cujas composições representativas estão na Tabela 6.1, ocorrem tanto nas zonas distais (ZD) aos corpos de minério quanto nas zonas proximais (ZP) e nas zonas mineralizadas (ZM-I e II). Nas zonas distais e proximais às zonas de mineralização tardia de (ZM-II), os anfibólios correspondem a Fe-tschermakita em seus núcleos e bordas [composição ideal: $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}_3, \text{Al}_2)[(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2]$. Alguns cristais, contudo, apresentam bordas compostas por Fe-actinolita [composição ideal: $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2]$ (Fig. 6.1), e/ou grunerita com composição ideal: $\text{Fe}^{2+}_2\text{Fe}^{2+}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2]$ (Fig. 6.2), representando o início do enriquecimento em Fe do sistema hidrotermal Furnas.

A grunerita (Fig 6.2) é um anfibólio abundante tanto nas zonas distais quanto nas zonas proximais à ZM-I, entretanto, expressivas variações químicas distinguem a grunerita associada às zonas distais e às zonas proximais ao minério. Sua associação com granada e magnetita reflete o metassomatismo de ferro característico da zona proximal ao minério cupro-aurífero do Depósito Furnas.

Na zona mineralizada I (ZM-I), na qual ocorre a principal mineralização de Cu-Au, os anfibólios apresentam, em sua maior parte, bordas e núcleos de composição compatível com K-ferro-ferri-sadaganaita [composição ideal: $\text{KNaCa}_2(\text{Fe}^{2+}_3, \text{Fe}^{+3}_2)[(\text{Si}_5, \text{Al}_3)\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2]$, apresentando bordas hidrotermais compostas por K-hastingsita [composição ideal: $\text{KNaCa}_2(\text{Fe}^{2+}_4, \text{Fe}^{+3})[(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2]$ (Fig. 6.1). Além disso, expressiva presença de grunerita pode ser observada na ZM-I, como resultado do metassomatismo em ferro que ocorre associado à mineralização principal (Fig. 6.2).

Os anfíbólios da zona mineralizada II (ZM-II), mais tardia, são representados por K-hastingsita nos núcleos e nas bordas, com presença de raras relíquias de núcleos compostos por Fe-edenita [composição ideal: $\text{NaCa}_2\text{Fe}^{2+}_5[(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_2]$ (Fig. 6.1).

Figura 6-1. Classificação dos anfíbólios cálcicos, presente nas zonas distais (ZD), proximais (ZP) e nas zonas associadas à mineralização cupro-aurífera do depósito Furnas (ZM-I e ZM-II), baseada em Hawthorne et. al. (2012), mostrando composições tschermakíticas para o anfibólio do clorita-granada-anfibólio-biotita xisto da ZD, de hastingita no “hastingsitito” na ZM-II e de sadaganaita no anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto (ZP e ZM-I).

Figura 6-2. Classificação dos anfíbólios ferro-mangano-magnesianos, presente nas zonas distais (ZD) e na zona proximal (ZP) à mineralização principal (ZM-I) cupro-aurífera do depósito Furnas, baseada em Hawthorne et. al. (2012), mostrando composições mais ricas em ferro na grunerita do sadaganaita-granada-grunerita-magnetita xisto.

Tabela 6-1. Análises representativas dos anfibólios das zonas distal (ZD), proximal (ZP) e mineralizada (ZM-I e ZM-II) do Depósito Furnas.

Amostra	Grunerita	Grunerita	FD45-105,55	FD45-105,55	FD45-105,55	FD14-107,35	FD14-107,35	FD91-386,56	FD91-386,56	FD91-395,30	FD91-395,30	FD91-395,30
Lito	Gru-Grt-Bt	Gru-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	(Anf)-Grt-Gru-Mt	(Anf)-Grt-Gru-Mt	(Anf)-Grt-Gru-Mt	(Anf)-Grt-Gru-Mt	Hastingsitito	Hastingsitito	Hastingsitito
Posição	centro	borda/interm	borda1	centro	borda	centro	borda2	borda	interm/centro	borda1	centro	interm
Localização	ZD	ZD	ZP	ZP	ZP	ZP	ZP	ZM-I	ZM-I	ZM-II	ZM-II	ZM-II
Classificação	Grunerita	Grunerita	Grunerita	Ferro-tschermakita	Ferro-actinolita	Grunerita	Grunerita	K-hastingsita	K-ferro-ferri-sadanagaita	K-hastingsita	Ferro-edenita	K-hastingsita
SiO ₂	50.45	50.62	50.73	38.23	53.94	48.21	48.13	35.07	34.33	37.34	37.66	36.60
TiO ₂	0	0.02	0.06	0.32	0.07	0.00	0.03	0.46	0.30	0.64	0.50	0.72
Al ₂ O ₃	0.69	0.96	1.39	17.85	1.77	0.37	0.47	13.67	14.41	9.24	7.86	9.74
MnO	0.54	0.28	0.59	0.21	0.34	0.91	0.99	0.24	0.23	0.19	0.30	0.17
FeO	33.7	34.69	30.95	25.09	23.76	44.10	44.99	31.28	31.45	31.44	30.09	32.04
ZnO	0.03	0	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
MgO	11.08	10.42	11.15	3.22	10.41	3.46	3.19	1.15	1.06	1.89	1.95	1.64
CaO	0.04	0.24	1.1	10.86	5.30	0.09	0.06	11.04	10.91	10.98	14.31	10.99
Na ₂ O	0.08	0.14	0.48	0.91	0.91	0.09	0.11	0.75	0.73	0.76	0.62	0.67
K ₂ O	0.03	0	0.01	0.60	0.09	0.00	0.00	3.18	3.14	2.93	1.87	3.14
H ₂ O+	1.94	1.93	1.96	1.75	2.02	1.81	1.78	0.98	0.95	1.39	1.53	1.30
F	0	0	0	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.04	0.06	0.06	0.79	0.01	0.14	0.20	3.41	3.29	1.68	1.10	2.01
Total Oxi.	98.82	99.51	98.62	100.37	98.62	99.28	100.10	101.00	100.89	98.68	97.67	99.24
Número de íons na base de 22 (OH, F, Cl, O)												
Si	7.834	7.83	7.824	5.860	8.087	7.890	7.839	5.739	5.622	6.232	6.374	6.107
Al iv	0.127	0.17	0.176	2.140	0.000	0.072	0.090	2.261	2.378	1.768	1.568	1.893
Al vi	0	0.006	0.076	1.084	0.313	0.000	0.000	0.376	0.404	0.050	0.000	0.022
Ti	0	0.003	0.007	0.037	0.008	0.000	0.004	0.057	0.037	0.081	0.064	0.090
Fe ³⁺	0.196	0.159	0.137	0.825	0.000	0.147	0.226	0.936	1.102	0.727	0.163	0.843
Fe ²⁺	4.18	4.329	3.855	2.391	2.980	5.889	5.903	3.345	3.206	3.662	4.096	3.628
Mn ²⁺	0.071	0.037	0.077	0.027	0.043	0.127	0.137	0.033	0.031	0.026	0.043	0.024
Mg	2.565	2.403	2.564	0.736	2.327	0.844	0.775	0.280	0.258	0.470	0.492	0.407
Ca	0.007	0.041	0.182	1.784	0.851	0.016	0.010	1.936	1.914	1.964	2.595	1.965
Na	0.026	0.04	0.142	0.270	0.264	0.028	0.036	0.239	0.233	0.244	0.202	0.216
K	0.006	0	0.002	0.116	0.017	0.000	0.000	0.664	0.656	0.624	0.404	0.668
Zn	0.003		0.004	0.001	0.001		0.001	0.002	0.002	0.001		
OH	1.99	1.985	1.985	1.792	1.993	1.959	1.939	1.050	1.087	1.525	1.684	1.432
F			7.824	0.003	0.004	0.002	0.006	0.004				
Cl	0.01	0.015	0.176	0.205	0.003	0.039	0.054	0.946	0.913	0.475	0.316	0.568
Fe/(Fe+Mg)	0.8	0.79	0.076	1.43	0.56	1.00	1.08	1.67	1.80	1.48	1.03	1.59

Nas zonas distais e mineralizadas o anfibólio constitui uma importante fase hidrotermal. Valores de #Mg no anfibólio não são elevados, mas apresentam ampla variação (0,05-0,45). Em adição, é possível diferenciar dois *trends* de variação composicional nos anfibólios sódico-cálcicos e um *trend* relacionado à formação de grunerita (Fig. 6.3).

Figura 6-3. Composições dos anfibólios presentes nos distintos litotipos do Depósito Furnas situados nas zonas distal, proximal e mineralizada (I e II) em termos de #Mg e conteúdo de Si. A) Variação composicional entre núcleo e bordas dos anfibólios nos diferentes litotipos e comparação com o respectivo posicionamento no depósito. B) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação e comparação do respectivo posicionamento no depósito. ZP = zona proximal; ZD = zona distal; ZM-I = zona mineralizada I; ZM - II = zona mineralizada II.

Nos anfibólios sódico-cálcicos observa-se uma tendência de correlação positiva entre os valores de Si (pfu) e os valores de #Mg (Fig. 6-3B) entre as gerações de K-hastingsita e K-Fe-sadaganaita da zona mineralizada principal (ZM-I). Observa-se uma tendência à diminuição do conteúdo de sílica e magnésio à medida que os anfibólios se aproximam da zona mineralizada I. Os anfibólios sódico-cálcicos da zona distal

dividem-se em dois grupos: com maiores conteúdos de #Mg nos anfibólios das zonas distais, tendendo a uma diminuição desses valores à medida que se aproximam da zona mineralizada II, onde se observa um aumento do conteúdo de Fe.

Apesar dos zonamentos observados petrograficamente nos cristais de anfibólio, não se observa variação composicional entre os núcleos e bordas dos anfibólios sódico-cálcicos, exceto quando da formação de bordas de grunerita e Fe-actinolita, associados a estágios posteriores de alteração.

As variações composicionais dos anfibólios são descontínuas, sugerindo um *gap* temporal e composicional para o estágio de alteração sódico-cálcica.

Duas distintas gerações de grunerita podem ser observadas a partir dos valores de #Mg. A grunerita das zonas distais apresenta uma composição mais magnesiânica quando comparada à grunerita que se associa com a zona de minério principal (ZM-I), explicitando a importância do estágio de enriquecimento em ferro na evolução do depósito. Os menores valores de #Mg são relativos aos anfibólios que constituem o anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto.

As relações entre os valores de Si (pfu) e de $Al^{IV} + (Na+K)_A$ para os anfibólios do depósito Furnas demonstram a existência de, pelo menos, três grupos desses minerais. Observa-se duas tendências de substituição edenítica distintas nos anfibólios sódico-cálcicos, relacionadas, respectivamente, aos anfibólios do hastingsito (K-hastingsita e K-ferro-ferri-sadanagaita) e do anfibólio-granada-biotita-clorita xisto (Fe-tschermakita). A grunerita desse litotipo, observada nas bordas da Fe-tschermakita, substituindo-a, apresenta valores mais elevados de $Al^{IV} + (Na+K)_A$ quando comparada com a grunerita dos demais litotipos comuns nas zonas mais proximais (Fig 6.4).

Figura 6-4. Relações entre os valores de Si (pfu) e de $Al^{IV} + (Na+K)_A$ dos anfibólios do depósito Furnas, mostrando tendências de variação composicional distintas para: (I) K-hastingsita e K-ferro-ferri-sadanagaita dos hastingsitos (ZM-II); (II) Fe-tschermakita clorita-granada-anfibólio-biotita xisto (zona distal); (III) grunerita da zona distal (clorita-granada-anfibólio-biotita xisto) e proximal grunerita-granada-biotita xisto e anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.

As razões $Fe/(Fe+Mg)$ dos anfibólios sódico-cálcicos, são maiores nos tipos que se associam às zonas mineralizadas I e II, K-Fe-sadanagaita e K-hastingsita, respectivamente, e menores nos tipos associados à

alteração distal (Fe-tschermakita e Fe-edenita). O conteúdo de Al total é maior nos anfibólios sódico-cálcicos associado às zonas mais distais do minério, característicos do grupo da Fe-tschermakita (Fig. 6.5).

Figura 6-5. Relações entre os valores de $Al^{(IV)} + Al^{(VI)}$ e a razão $Fe/(Fe+Mg)$ dos anfibólios do depósito Furnas. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.

Para o grupo da grunerita, apesar de próximos (0,73 - 1,10), observa-se um discreto aumento dos valores das razões $Fe/(Fe+Mg)$ nos minerais associados à zona proximal do minério (0,99 - 1,10), com valores um pouco menores (0,73 - 1,03) associados às zonas distais, o que parece refletir a influência do enriquecimento em ferro associada à zona mineralizada principal (ZM-I) do depósito. Em decorrência, os valores de $Al^{(IV)} + Al^{(VI)}$ são mais elevados na grunerita das zonas distais.

Variações nos conteúdos de $Al^{(IV)}$ e Fe^{3+} (Fig 6.6) nos anfibólios de depósito Furnas, especialmente nos anfibólios cálcicos, demonstram uma correspondência destes anfibólios com aqueles cristalizados em níveis crustais intermediários a profundos (Borodina *et al.*, 1999), o que é coerente com as feições dúcteis e dúcteis-rúpteis descritas para ocorrência desses minerais, refletindo associações de temperaturas consideravelmente altas até mesmo para a alteração tardia, como no caso dos hastingsitos.

Figura 6-6. Relações entre os valores de $Al^{(IV)}$ (pfu) e de Fe^{3+} (pfu) dos anfibólios do depósito Furnas. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.

I, II e III representam os campos de condições de ambiente para formação dos anfibólios (Borodina et al., 1999), onde I= condições rasas; II = condições intermediárias; III; condições profundas.

As relações entre os valores de $Al^{(VI)}+Ti+Fe^{3+}$ vs $Al^{(IV)}$ e $(Na+K)A$ vs $Al^{(IV)}$ (Fig. 6.7) nos anfibólios cálcicos, permite a distinção de 2 grupos com alguns *outliers*. O primeiro grupo, representado pela Fe-tschermakita das zonas distais, apresenta valores elevados de $Al^{(VI)}+Ti+Fe^{3+}$, baixos valores de $(Na+K)_A$ e valores moderados de $Al^{(IV)}$, entre 2,0-2,25. O segundo grupo, representado pela K-Fe-sadanagaita e K-hastingsita das ZM-I e II, respectivamente, apresenta valores de $Al^{(VI)}+Ti+Fe^{3+}$ entre 0,8-1,7, $(Na+K)_A$ entre 0,65-0,9 e $Al^{(IV)}$ entre 1,5-2,5. Um dos *outliers* é representado pelo núcleo de Fe-edenita observada nos hastingsitos, com baixos conteúdos de $Al^{(VI)}+Ti+Fe^{3+}$ e conteúdo moderado de $Al^{(IV)}$, associado à uma possível história metamórfica, enquanto o outro é ilustrado pela Fe-actinolita de zonas distais que apresenta baixos valores de $Al^{(VI)}+Ti+Fe^{3+}$ e conteúdos de $(Na+K)_A$ e $Al^{(IV)}$ iguais a 0,01.

Figura 6-7. Gráficos mostrando as relações entre $Al^{(VI)}+Ti+Fe^{3+}$ vs $Al^{(IV)}$ e $(Na+K)A$ vs $Al^{(IV)}$ em anfibólios do depósito Furnas, de acordo com a classificação do anfibólio (A e C) e com o litotipo (B e D).

Em todos os gráficos, observa-se que o núcleo de composição Fe-edenítica apresenta um *gap* composicional quando comparado aos anfibólios sódico-cálcicos predominantes no depósito. Isso pode indicar uma característica mais primitiva deste anfibólio, que pode configurar o registro de um mineral associado ao metamorfismo do depósito Furnas, anterior aos estágios de alteração hidrotermal que modificaram e obliteraram as rochas preexistentes.

Conteúdos de cloro e flúor são importantes marcadores de processos geológicos, fornecendo informações sobre gênese de mineralizações, metamorfismo e magmatismo. Variações catiônicas, em resposta a modificações da temperatura e composição do fluido, exercem um papel importante nas trocas entre Cl-F-OH.

Os anfibólios de depósito Furnas são deficientes em F. Entretanto, apresentam variações expressivas em relação ao conteúdo de cloro (Cl), possibilitando a distinção de cinco grupos deste mineral: (i) Ca-anfibólios ricos em Cl, com conteúdos até 3,5% Cl; (ii) Ca-anfibólios com conteúdo de Cl intermediário, entre 0,8-2,5%; (iii) Ca-anfibólio com médio a baixo conteúdo, entre 0,3-1,0%; (iv) Fe-anfibólios com baixo conteúdo de Cl, entre 0,1-0,2%; e (v) Fe-anfibólios com Cl ausente.

Os grupos (i) e (ii) ocorrem, preferencialmente, nas zonas mineralizadas I e II e são representados pela K-sadaganaita (ZM-I) e pela K-hastingsita (ZM-II). Os grupos (iii) e (v) associam-se às zonas distais, onde se observa Fe-tschermakita com pouco Cl e grunerita sem conteúdo do halógeno. Na zona proximal observa-se predominância do grupo (iv), representado por grunerita pobre em Cl.

No gráfico Cl vs #Mg (Fig 6.8), uma tendência de correlação negativa é observada para os anfibólios cálcicos. Nota-se um aumento do conteúdo de Cl com a diminuição dos valores de #Mg, refletindo a predominância de Mg-Cl *avoidance* (Morrison, 1991) na incorporação deste elemento nos distintos anfibólios do depósito Furnas.

Figura 6-8. Diagrama mostrando as relações entre #Mg e valores de Cl (pfu) de anfibólios do depósito Furnas. (A) Variação composicional dos diferentes tipos de anfibólio, considerando a sua classificação; (B) Variação composicional dos anfibólios nos diferentes litotipos.

Nos gráficos de variação dos elementos maiores vs Cl (Fig 6.9), correlações negativas são observadas entre Cl e conteúdos de Mg e correlações positivas com Fe nos anfibólios cálcicos do depósito, condizentes com o princípio de Mg-Cl *avoidance* (Morrison, 1991).

Correlações positivas entre Cl e K são também observadas nos anfibólios cálcicos do depósito Furnas. Entre Al e Cl é possível observar uma tendência de correção negativa na Fe-tschermackita, enquanto a K-hastingsita divide-se em dois grupos: um sem correlação entre Al e Cl e outro com correlação positiva.

Parece haver comportamento semelhante entre Si, Na, Ca e Mn nos anfibólios cálcicos. Para os Fe-anfibólios, o conteúdo de Mn individualiza três grupos de minerais: (i) grunerita com alto Mn, associada à zona proximal do minério; (ii) grunerita com conteúdo moderado de Mn, associada a alteração das bordas dos Ca-anfibólios; (iii) grunerita com baixo conteúdo de Mn, associada às zonas distais do depósito. As correlações positivas entre K, Al, Fe e Cl apontam para a incorporação de Cl nos anfibólios controlada pela substituição edenítica associada aos conteúdos de $(Na + K)_A$ e pelo aumento das razões de $Fe/(Fe+Mg)$.

Figura 6-9 .Relações entre o conteúdo de Cl (pfu) e elementos maiores (pfu) nos distintos anfibólios do depósito Furnas.

b) *Biotita*

As composições catiônicas de biotita foram recalculadas através do *software* Mica⁺ (Yavuz, 2003 a, b), com cálculo realizado na base de 24 (O, OH, F, CL) e estimativa de Fe³⁺ e Li realizada pelo próprio programa. A classificação segue a nomenclatura IMA do subcomitê para nomenclatura de micas (Rieder *et al.*, 1998). Análises representativas são apresentadas na Tabela 6.2.

Para a classificação da biotita do depósito Furnas, utilizou-se valores de feal ($\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mn} + \text{Ti} - \text{Al}^{\text{VI}}$) vs mgli (Mg - Li) (Fig. 6.10a) e razões de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ e conteúdos de $\text{Al}^{\text{(IV)}}$ (pfu), mostrados na Fig. 6.10b. A biotita presente nas zonas mineralizadas (I e II) e proximal é representada por annita [composição ideal: $\text{KFe}^{+2}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$], com valores de X_{ann} entre 0,35-0,41 (Fig. 6.10a). Nas zonas distais do depósito, os cristais são representados por Mg-siderofilita [composição ideal: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$] a Fe-flogopita [composição ideal: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$], com valores de X_{ann} entre 0,04-0,20 e 0,03-0,20, respectivamente.

Figura 6-10. Classificação da Biotita do Depósito Furnas. A) Classificação baseadas nos conteúdos de feal ($\text{Fe}+\text{Al}$) x mgli ($\text{Mg}+\text{Li}$) (Tischendorf et al., 1997), distinguindo os minerais como annita, siderofilita e flogopita. B) Classificação baseada nos conteúdos de $\text{Al}^{(\text{IV})}$ x $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, distinguindo estes minerais como siderofilita e annita (Yavuz, 2003).

Tabela 6-2. Análises representativas de biotita das zonas distal (ZD), proximal (ZP) e mineralizada (ZM-I e ZM-II) do depósito Furnas e distribuição catiônica recalculada com uso do software Mica+ (Yavuz, 2003 a,b).

Amostra	FD91- 386,56	FD91- 395,30	FD14- 107,35	FD45- 239,10	FD21- 250,90	FD02- 210,33	FD02- 210,33	FD45- 105,55	FD45- 105,55
Lito	(Anf)-Grt- Gru-Mt	Hastingsitito	(Anf)-Grt- Gru-Mt	And-Bt- Ms	St-And-Bt- Ms	Gru-Grt- Bt	Gru-Grt-Bt	Anf-Grt- Bt-Chl	Anf-Grt- Bt-Chl
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro	borda
Localização	ZM-I	ZM-II	ZP	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD
Classif.	Annita	Annita	Annita	Mg- Siderofilita	Mg- Siderofilita	Fe- Flogopita	Mg- Siderofilita	Mg- Siderofilita	Fe- Flogopita
SiO ₂	33.14	32.59	32.72	33.45	32.20	32.56	34.08	32.92	32.18
TiO ₂	0.78	1.90	1.12	1.27	2.00	1.03	1.10	1.22	1.20
Al ₂ O ₃	13.69	13.57	13.87	18.79	19.01	15.58	16.16	16.88	17.11
FeO	35.06	33.11	36.27	25.83	27.90	27.80	25.17	26.68	27.02
MnO	0.26	0.23	0.18	0.07	0.05	0.21	0.11	0.02	0.06
MgO	3.17	3.87	2.34	6.35	3.92	7.94	8.28	7.79	8.12
CaO	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.07	0.01	0.02	0.04
Na ₂ O	0.10	0.01	0.05	0.19	0.15	0.10	0.34	0.09	0.02
K ₂ O	8.80	9.04	8.67	8.64	9.03	7.86	8.62	8.76	7.65
BaO	0.13	0.36	0.06	0.03	0.07	0.05	0.03	0.20	0.20
ZnO	0.04	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
F	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cl	2.39	0.77	1.79	0.32	0.38	0.54	0.50	0.32	0.31
Total Oxi.	98.32	96.88	98.00	96.91	96.22	95.26	96.38	96.70	95.45
Si	2.767	2.724	2.743	2.649	2.601	2.659	2.722	2.638	2.599
Al tot	1.348	1.336	1.37	1.753	1.81	1.5	1.521	1.594	1.629
Ti	0.049	0.119	0.071	0.076	0.121	0.063	0.066	0.074	0.073
Fe ³⁺	0.229	0.338	0.307	0.065	0.042	0.497	0.150	0.307	0.543
Fe ²⁺	2.219	1.976	2.236	1.645	1.843	1.402	1.531	1.481	1.283
Mn	0.018	0.016	0.013	0.005	0.003	0.015	0.007	0.001	0.004
Mg	0.395	0.482	0.292	0.750	0.472	0.967	0.986	0.930	0.978
Zn	0.002	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Ca	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.006	0.001	0.002	0.003
Na	0.016	0.002	0.008	0.029	0.023	0.016	0.053	0.014	0.003
K	0.937	0.964	0.927	0.873	0.931	0.819	0.878	0.896	0.788
Ba	0.004	0.012	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.006	0.006
OH	1.662	1.891	1.743	1.955	1.948	1.925	1.932	1.957	1.955
F	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Cl	0.338	0.109	0.254	0.043	0.052	0.075	0.068	0.043	0.042
mgli	0.401	0.516	0.320	0.742	0.522	1.001	0.949	0.947	1.029
feal	2.401	2.389	2.513	1.389	1.599	1.818	1.511	1.631	1.674
Mg#	0.139	0.172	0.103	0.305	0.200	0.337	0.370	0.342	0.349
Xsid	0.470	0.460	0.515	0.635	0.745	0.480	0.466	0.531	0.546
Xann	0.399	0.377	0.388	0.111	0.089	0.205	0.208	0.160	0.134
F/(F+OH)	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Cl/(Cl+OH)	0.169	0.055	0.127	0.022	0.026	0.037	0.034	0.022	0.021
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	7.385	7.494	6.928	7.258	7.512	7.771	7.786	7.748	7.358
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	3.187	3.761	3.304	4.254	4.098	4.111	4.151	4.294	4.314
logf(HF)/f(HCl)fluid	-4.412	-4.000	-3.783	-3.419	-3.686	-4.193	-4.183	-3.958	-3.567
logf(H ₂ O)/f(HF)	6.801	6.895	6.352	6.572	6.849	7.083	7.090	7.055	6.656
logf(H ₂ O)/f(HCl)	3.083	3.568	3.292	3.812	3.896	3.469	3.485	3.701	3.690
logf(HF)/f(HCl)	3.718	3.327	3.060	2.760	2.952	3.613	3.605	3.354	2.966

Gráficos de variação composicional de MgO vs TiO₂, MgO vs K₂O, MgO vs FeO e MgO vs MnO (Fig 6.11), assinalam a existência de três grupos de biotita, o que é condizente também com as variações composicionais entre Fe/(Fe+Mg) e Al^(IV) verificadas na Fig. 6.10b. O primeiro grupo é caracterizado por alto conteúdo de Mg e de K, Ti entre 0,5-1,5%, Fe entre 25-35% e Mn entre 0,01-0,25% e refere-se à biotita das porções distais do depósito. O segundo grupo se associa, preferencialmente, às porções distais do depósito, constitui biotita mais avermelhada e que apresenta Mg intermediário, alto K, Ti entre 1,2-3,5%, Fe entre 25-30% e Mn entre 0,01-0,10%. O terceiro grupo associa-se às porções proximais e mineralizadas, contendo baixo a médio Mg, alto K, Ti entre 0,5-1,1%, Fe entre 32-38% e Mn entre 0,15-0,40%.

Figura 6-11. Gráficos de Variação composicional para biotitas do depósito Furnas. A) Variação MgO vs TiO₂; B) Variação MgO vs K₂O; C) Variação MgO vs FeO; D) Variação MgO vs MnO.

Os distintos grupos de biotita, classificados a partir da descrição petrográfica e, agora, confirmado pela distinção química, diferenciam-se também pelas relações entre os valores de #mg vs Cl (pfu) e FeO vs Cl (pfu) (Fig. 6.12 a,b).

O grupo 1, petrograficamente se associa às finas lamelas que definem a foliação milonítica S_{n+1} e possuem diferentes graus de cloritização, principalmente no anfibólio-granada-biotita-clorita xisto e no granada-grunerita-biotita xisto. A biotita desse grupo apresenta uma discreta correlação positiva entre a razão #mg e o conteúdo de Cl, mas não mostra correlação aparente dos conteúdos de FeO e Cl, o que pode sinalizar a predominância de Fe-F *avoidance* para formação deste mineral.

O grupo 2 associa-se a lamelas de biotita do (estauroлита)-andalusita-muscovita-biotita xisto com coloração castanho escuro a mais avermelhado e com conteúdos de Ti mais elevados, que apresenta pouca correlação negativa entre os conteúdos de #mg com os valores de Cl (pfu), demonstrando que processos de Mg-Cl *avoidance* não possuem importância significativa na formação dos minerais deste grupo.

Figura 6-12. Diagramas A) #mg x Cl; B) FeO x Cl; C) Al/(Al+Fe+Mg) x Mg, mostrando as variações composicionais da biotita do Depósito Furnas.

O terceiro grupo, representado pela biotita de cor castanho pálido associada aos litotipos das zonas proximal e mineralizada I (anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto), apresenta maiores conteúdos de FeO e uma discreta tendência de correlação positiva caracterizada pelo aumento do conteúdo da razão #mg

acompanhada de aumento do conteúdo de Cl (apfu) nos minerais e discreta correlação negativa entre FeO vs Cl.

Diferentes estágios de cloritização podem ser observados nas amostras (Fig 6.12 a, c), que são confirmados pela diminuição dos conteúdos de Ti, Cl e aumento de Al, Mg e das razões #mg e $Al/(Al+Fe+Mg)$, expressivos, principalmente, na biotita que constitui o grupo 1, no qual a cloritização foi bastante intensa.

A composição da biotita do Depósito Furnas (Fig 6.13) indica cristalização em condições de fO_2 próximas ou acima do tampão Quartzo-Faialita-Magnetita, indicando condições de fugacidade relativamente baixa para o sistema hidrotermal deste depósito. Isso é compatível com a associação de biotita e magnetita nas rochas, com hematita ausente.

Figura 6-13. Composição da biotita da Depósito Furnas em termos de Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg (Wones & Eugster, 1965). Conteúdos de FeO e Fe_2O_3 foram estimados através do software Mica+ (Yavuz, 2003 a, b).

A determinação dos conteúdos de Cl e F fornecem importantes informações sobre condições do fluido e dos processos geológicos responsáveis pela gênese de mineralizações de cobre. Os conteúdos de halógenos nos minerais se relacionam à proporção de cátions nesses minerais, temperatura de formação, composição do fluido e a processos de lixiviação posteriores à cristalização devido a interação com fluidos de mais baixa temperatura (Hanley & Mungall, 2003).

No depósito Furnas, o conteúdo de halógenos é bastante variável (0,05 a 2,4% Cl), com maiores conteúdos associando-se diretamente às porções proximais e mineralizadas (1,5-2,4% de Cl), nas quais se observa associação da biotita com a paragênese granada-grunerita-magnetita-(sulfeto).

Soluções aquosas ricas em Cl, quando nas condições propícias, podem ser responsáveis pela lixiviação e transporte de grandes quantidades de metais a partir de magmas silicáticos e, principalmente de fluidos hidrotermais altamente salinos, como descrito por (Candela & Holland, 1986) e notado por Munoz (1984) para depósitos do tipo Cu pórfiro e Mazdab & Barton (2001) para depósitos do tipo IOCG.

Informações sobre conteúdo de halógenos no fluido responsável por formar a biotita podem ser obtidas a partir do cálculo de $\log(fHF)/(fHCl)$, $\log(fH_2O)/(fHCl)$ e $\log(fH_2O)/(fHF)$ do fluido, à temperatura de equilíbrio, com base nos conceitos dos interceptos de $[IV(F/Cl)]$ e $[IV(F)]$ de Munoz (1984).

Figura 6-14. Diagramas: a) $IV (F/Cl)$ vs $IV (F)$, comparando os campos associados a biotita do depósito Furnas com os campos definidos para o corpo Sossego, Cu-pórfiro, S-W-Be e Mo-pórfiro (Munoz, 1984). b) $\log (fHF)/(fHCl)$ vs $\log (fH_2O)/(fHCl)$; c) $\log (fH_2O)/(fHF)$ vs $\log (fH_2O)/(fHCl)$, mostrando variações de halógenos no fluido em equilíbrio com a biotita a uma temperatura de 400°C e comparações com depósitos de Cu pórfiro (Selby & Nesbitt, 2000), de Cu-Ni-PGE (Hanley & Mungall, 2003) e do corpo Sossego (Monteiro et al., 200x?). Valores referentes à biotita do depósito de Cu-Ni-PGE de Sudbury são disponibilizados para comparação. Os cálculos dos valores de $IV (F/Cl)$, $IV (F)$, $\log (fHF)/(fHCl)$, $\log (fH_2O)/(fHCl)$, $\log (fH_2O)/(fHF)$ e $\log (fH_2O)/(fHCl)$ foram obtidos a partir do software Mica⁺ (Yavuz, 2003 a, b).

O interceptos $[IV(F)]$ e $[IV(F/Cl)]$ (Fig. 6.14 a) representam valores referentes ao conteúdo de F e à razão Cl/F da biotita corrigidos dos efeitos de Fe-F e Mg-Cl *avoidance* e são diretamente relacionados às fugacidades de HCl e HF do fluido. Os altos valores de $[IV(F/Cl)]$, entre 5-8, obtidos para a biotita do depósito

Furnas, parecem refletir baixos valores de razão F/Cl, demonstrando a existência de quantidades expressivas de Cl no fluido hidrotermal, especialmente naquele responsável pela formação da biotita em associação aos litotipos mineralizados (zona mineralizada I).

Para o depósito Furnas, os valores de $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$, $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ e $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ do fluido em equilíbrio com a biotita foram calculados para uma temperatura estimada em 400 °C através do programa Mica⁺ (Yavuz, 2003 a,b). Os valores de $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$ e $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ do depósito Furnas (Fig 6.14b) apresentam uma ampla faixa de variação, sendo que os valores de $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$ são menores que os característicos dos fluidos associados à alteração potássica nos sistemas Cu pórfiro e aos magmas associados aos depósitos de Ni-Cu-PGE no Complexo de Sudbury (Henley & Mungall, 2003).

Quando comparado ao corpo Sossego do depósito IOCG homônimo, localizado também na Província Carajás, os valores de $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$ são comparáveis. Há também um *trend* com inclinação semelhante aos dos sistemas estudados por Henley & Mungall (2003). Estes valores podem ser relacionados com conteúdos mais elevados de Cl/F e Cl/OH dos fluidos associados com a alteração potássica no depósito Furnas em relação aos sistemas comparados.

O gráfico com valores $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ vs $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$, Fig 6.14c, apresenta, também, uma ampla faixa de variação desses parâmetros, porém os valores de $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ são significativamente mais elevados que os valores característicos dos fluidos associados à alteração potássica nos sistemas Cu pórfiro e depósitos de Ni-Cu-PGE no Complexo de Sudbury (Henley & Mungall, 2003). Tal fato pode indicar fluidos com conteúdos mais baixos de flúor e variáveis de cloro, devido à processos de mistura incompleta, retroalimentação do sistema hidrotermal através de distintos pulsos de fluidos, bem como associar-se a alteração de mais baixa temperatura

Os gráficos do conteúdo de halógenos, (Fig. 6.14 a, b, c), parecem indicar a presença de três pulsos hidrotermais temporalmente distintos, demonstrando a sobreposição de estágios de alteração potássica, resultando nos distintos grupos de biotita, cujo conteúdo de halógenos também parece refletir um pouco da composição das hospedeiras alteradas hidrotermalmente.

A comparação das análises de biotita do depósito Furnas com os campos definidos por Yavuz (2003a, b) com base nos conteúdos de Al_2O_3 vs Fe_{tot} (Fig. 6.15) permite avaliar uma possível herança do ambiente ou da derivação do fluido responsável por sua formação.

Figura 6-15. Diagrama tectonomagmático com conteúdos de Al_2O_3 vs. FeO_{tot} de Abdel-Rahman (1994), mostrando a composição da biotita do (estaurolita)-andalusita-muscovita-biotita xisto e do grunerita-granada-biotita xisto compatível com composições de peraluminosas de seus protólitos e a biotita associada ao hastingsitito e ao anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, que compartilha semelhanças com biotita associada a granitos alcalinos anorogênicos.

Para o depósito Furnas, observa-se que as amostras de biotita que plotam no campo de suítes graníticas peraluminosas são correspondentes às amostras com derivação metassedimentar, relacionadas ao andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita, anfibólio-granada-biotita-clorita xisto e granada-grunerita-xisto que, apesar da alteração hidrotermal, apresentariam uma assinatura compatível com o protólito sedimentar pelítico.

Amostras espacialmente associadas às zonas mineralizadas I e II e proximal, apresentam uma assinatura compatível com a de suítes graníticas alcalinas associadas a ambientes anorogênicos, o que parece refletir a influência de granitos do tipo A (por exemplo, granito Cigano) no desenvolvimento da alteração potássica no depósito.

c) *Estaurolita*

Análises representativas da estaurolita e suas respectivas composições catiônicas são apresentadas na Tabela 6.3. Os cristais de estaurolita estão localizadas na zona distal do depósito. No andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita, a estaurolita ocorre na matriz da rocha, associada a lamelas bem desenvolvidas de muscovita e finas lamelas de biotita.

O diagrama triangular Fe vs. Mg vs. Mn + Zn (Fig 6.16a), ilustra a variação composicional dos cristais de estaurolita, que podem ser classificados como Fe-estaurolita. São cristais quimicamente homogêneos, sem zonamentos químicos significativos. Apresentam pequena variação no conteúdo de ferro ($X_{Fe} = 0,89 - 0,92$) e conteúdos de Mg, Mn e Zn extremamente baixos (X_{Mg} , X_{Zn} e $X_{Mn} < 0,015$), Fig. 6.16 b,c.

Figura 6-16. A) Diagrama ternário de Fe-Mg-Mn+Zn para cristais de estaurolita do depósito Furnas, demonstrando uma composição rica em Fe. B) e C) gráficos de variação Fe vs Zn (p.f.u) e das moléculas XFe vs XZn nos cristais de estaurolita do depósito Furnas, demonstrando uma composição rica em Fe e com conteúdos baixos, mas muito variáveis de Zn.

Tabela 6-3. Análises representativas de estaurolita presente nas zonas distais do Depósito de Cu-Au Furnas.

Amostra	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90
Lito	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms
Posição	borda3	interm 1	centro 4	borda 2	borda 1	interm 2	centro 3	borda 4
Localização	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD
SiO ₂	26.69	26.90	27.69	26.24	26.64	26.45	27.16	26.69
TiO ₂	0.53	0.47	0.42	0.46	0.52	0.58	0.39	0.21
Al ₂ O ₃	55.49	54.34	55.06	54.26	54.49	54.48	54.44	54.24
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.01	0.04
FeO	13.64	13.94	12.96	13.38	13.32	13.84	13.54	13.36
MnO	0.09	0.09	0.12	0.12	0.09	0.11	0.13	0.07
MgO	0.63	0.64	0.70	0.61	0.68	0.65	0.68	0.62
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
ZnO	0.17	0.18	0.18	0.14	0.16	0.13	0.14	0.18
Total	97.26	96.55	97.15	95.24	95.98	96.34	96.49	95.43
Formula	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)	23(O)
Si	3.724	3.787	3.849	3.738	3.763	3.734	3.816	3.791
Ti	0.056	0.049	0.044	0.050	0.055	0.062	0.041	0.023
Al	9.125	9.015	9.019	9.111	9.071	9.064	9.014	9.079
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.001	0.005
Fe ⁺⁺	1.592	1.641	1.506	1.594	1.573	1.634	1.591	1.587
Mn	0.011	0.011	0.014	0.014	0.011	0.013	0.015	0.009
Mg	0.131	0.135	0.145	0.130	0.144	0.136	0.142	0.131
Ca	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.003	0.000	0.002
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
K	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000
Zn	0.018	0.018	0.018	0.015	0.016	0.014	0.014	0.018
Total	14.660	14.656	14.599	14.657	14.644	14.673	14.636	14.645
Mg/(Mg+Fe)	0.076	0.076	0.088	0.076	0.084	0.077	0.082	0.076
A	0.726	0.717	0.732	0.725	0.725	0.719	0.722	0.725
F	0.253	0.261	0.245	0.254	0.252	0.259	0.255	0.254
M	0.021	0.021	0.023	0.021	0.023	0.022	0.023	0.021
XFe	0.909	0.909	0.895	0.909	0.902	0.909	0.903	0.909
XMg	0.075	0.075	0.086	0.074	0.083	0.076	0.081	0.075
XZn	0.010	0.010	0.011	0.008	0.009	0.008	0.008	0.011

d) *Magnetita*

Análises representativas e respectivas composições catiônicas da magnetita encontram-se dispostas na Tabela 6.4. Os óxidos associados ao depósito Furnas são, predominantemente, representados por magnetita (Fig. 6.17 a,b). Entretanto, foi constatada a presença de moléculas de cromita, hercinita e ulvoespinélio associado a estes óxidos.

Os óxidos de depósito Furnas constituem 3 grupos bem definidos com base nos seus conteúdos catiônicos, como observado na Fig. 6.17 a,b.

A zona mineralizada I é representada por magnetita com conteúdo variável de TiO_2 (entre 0,05-0,5%) e baixo conteúdo de V_2O_3 (0,01-0,02%). Na zona proximal, predomina magnetita com conteúdos de TiO_2 um pouco mais elevados, entre 0,2-0,9%, e de V_2O_3 entre 0,08-0,18%, que representam valores característicos para magnetita com origem hidrotermal. Cristais isolados são representados por cromita + hercinita e ulvoespinélio (TiO_2 28% e V_2O_3 0,2%).

Na zona distal observa-se que os óxidos que constituem, principalmente, porfiroblastos que truncam a foliação S_{n+1} são representados por magnetita com maiores conteúdos de TiO_2 (0,18-9,0%) e V_2O_3 (0,30-0,45%), com exsoluções de ulvoespinélio em alguns desses cristais (associado aos conteúdos mais elevados de TiO_2). Valores elevados de TiO_2 remetem a uma influência magmática para a formação deste mineral.

Os conteúdos de MgO , MnO , CaO e NiO são inexpressivos nas amostras do Furnas. Conteúdos de SiO_2 são presentes nos óxidos e representam finas inclusões de silicatos nos cristais de magnetita. Valores de CuO , foram observados em cristais de magnetita espacialmente associados à zona mineralizada.

Figura 6-17. Conteúdos de V_2O_3 e de TiO_2 da magnetita do depósito Furnas. (A) Composição da magnetita e de outros espinélios associados em relação ao seu posicionamento no depósito e respectivos litotipos e; (B) Composição dos óxidos em relação à classificação. Maiores valores de TiO_2 e V_2O_3 na magnetita são observados nas zonas distais, enquanto os menores valores de V_2O_3 caracterizam a magnetita da zona mineralizada I.

Diagramas petrogenéticos discriminantes (Fig. 6.18, 6.19) foram elaborados para os óxidos do depósito Furnas na tentativa de interpretar e comparar as características desses óxidos com diferentes classes de depósitos minerais reconhecidas mundialmente, auxiliando na interpretação dos processos.

O diagrama $Al/(Zn+Ca)$ vs $Cu/(Si+Ca)$ distingue a magnetita do depósito Furnas da magnetita que constitui depósitos do tipo VMS (*Volcanogenic Massive Sulphides*). A magnetita de depósitos VMS, comumente, apresenta alto conteúdo de Si, Zn e Ca e baixo de Al (Dupuis & Beaudoin, 2011), enquanto as amostras do depósito Furnas apresentam baixo conteúdo de Si, Zn, Mg, Ni e Ca e valores moderados a altos de Al, Ti e V. As amostras de magnetita do depósito Furnas situam-se dispersas no gráfico, associando-se espacialmente à magnetita representativa, principalmente, de depósitos do tipo IOCG e do tipo Skarn.

Figura 6-18. Diagrama $Al/(Zn+Ca)$ vs. $Cu/(Si+Ca)$ discriminantes para magnetita de depósitos do tipo VMS (*Volcanogenic Massive Sulphides*), comparando os dados compilados por Dupuis & Beaudoin (2011) com os dados obtidos para magnetita do depósito Furnas.

Os valores de Ti e V, especialmente a soma dos valores desses dois cátions, são um parâmetro extremamente útil para determinar a associação da magnetita com os tipos de depósitos minerais quando combinados aos valores de $Ni/(Cr+Mn)$ ou $Ca+Al+Mn$ (Dupuis & Beaudoin, 2011).

O gráfico $Ni/(Cr+Mn)$ vs $Ti+V$ (Fig. 6.19) distingue a composição de magnetita dos depósitos IOCG, Kiruna, Cu-pórfiro e Fe-Ti-V, pois apresenta campos bem definidos para cada classe. As amostras do depósito Furnas apresentam valores de $Ni/(Cr+Mn)$ bastante variáveis, entretanto há uma tendência das amostras da zona mineralizada I, proximal e distal a se concentrarem no campo dos depósitos do tipo *Skarn*.

Algumas amostras, predominantes na zona distal, apresentam conteúdos variáveis de $Ti+V$, justificado pela exsolução de magnetita-ulvoespínlio nos cristais dessas amostras. Uma única amostra, representada pelo

ulvoespinélio, se aproxima intimamente do campo dos depósitos de Fe-Ti-V. Apesar da variação lateral, que tende a aproximar estes cristais dos depósitos de Fe-Ti-V, o conjunto de amostras continua concentrado no campo dos depósitos do tipo *Skarn*.

Figura 6-19. Diagrama $Ni/(Cr+Mn)$ vs. $Ti+V$ para composição de magnetita associada a depósitos de magnetita-apatita de Kiruna, IOCG, Cu-pórfiro, Fe-Ti-V e BIF, cujos dados forma compilados por Dupuis & Beaudoin (2011) e comparação com dados obtidos para magnetita e demais espinélio do depósito Furnas.

Os óxidos de ferro associados a depósitos do tipo *skarn*, comumente, apresentam baixos conteúdos de $Ti+V$, apresentando razões $Ni/(Cr+Mn)$ bastante variáveis. Óxidos de ferro associados aos depósitos IOCG apresentam também baixos conteúdos de V e Ti. Entretanto, baixos valores de Ti também são característicos de óxidos de ferro associados, também, a outros tipos de depósitos minerais, tais quais depósitos do tipo *skarn*, VMS, Pb-Zn, entre outros (Dupuis & Beauduin, 2011), ou seja, são típicos de sua origem hidrotermal.

A incorporação de V nas amostras de magnetita da zona distal do depósito Furnas pode estar relacionada com trocas parciais entre cátions de Fe^{3+} por V. Valores significativos de Ti, identificados em cristais aparentemente tardios, podem ser justificados pela solução sólida magnetita-ulvoespinélio, cujas exsoluções foram caracterizadas em alguns cristais. A presença dessas exsoluções, bem como de cristais individuais de ulvoespinélio e cromita podem indicar uma influência magmática direta para formação destes minerais.

Tabela 6-4. Análises representativas de magnetita das zonas distal, proximal e mineralizada do depósito de Cu-Au Furnas.

Amostra	FD91-386,56	FD91-386,56	FD14-107,35	FD14-107,35	FD14-107,35	FD14-107,35	FD45-131,20	FD45-131,20	FD45-131,20
Lito	(Anf)-Grt-Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt-Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt-Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt-Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt-Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt-Gru-Mt Xt	Gru-Grt-Bt-Chl Xt	Gru-Grt-Bt-Chl Xt	Gru-Grt-Bt-Chl Xt
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Localização	ZM-I	ZM-I	ZP	ZP	ZP	ZP	ZD	ZD	ZD
Classificação	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Magnetita	Cromita + Hercinita	Ulvoespinélio	Magnetita + Ulvoespinélio	Magnetita	Magnetita + Ulvoespinélio
SiO ₂	0.1721	0.2621	0.1482	0.1190	0.0000	2.5000	0.9010	0.0618	0.0489
TiO ₂	0.5203	0.0532	0.2860	0.8293	0.0165	28.2900	4.5300	0.4801	9.1400
Al ₂ O ₃	0.3334	0.1566	0.1278	0.4428	14.7100	0.1343	0.7571	0.2236	2.0800
Cr ₂ O ₃	0.0199	0.0198	0.1574	0.4375	43.6500	0.1753	1.8300	1.5600	2.5600
Fe ₂ O ₃	66.6738	68.1945	66.9120	64.5426	6.3515	9.0533	55.0417	64.7434	44.3277
FeO	31.0995	30.8469	30.7232	31.0108	32.9580	54.0206	33.9273	30.9920	38.9344
V ₂ O ₃	0.0222	0.0156	0.1093	0.0839	0.1431	0.2177	0.4589	0.4617	0.4498
MnO	0.0620	0.0364	0.0614	0.0361	0.5819	1.2095	0.1112	0.0000	0.1834
NiO	0.0144	0.0153	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0488	0.0365	0.0273
MgO	0.0000	0.0038	0.0141	0.0121	0.0510	0.0000	0.2346	0.0415	0.0090
ZnO	0.0146	0.0000	0.0295	0.0240	0.3586	0.0000	0.0305	0.0096	0.1301
CuO	0.1252	0.0000	0.0656	0.0000	0.0513	0.0000	0.0037	0.0136	0.0473
CaO	0.0183	0.0050	0.0000	0.0000	0.0188	0.0000	0.0097	0.0174	0.0179
K ₂ O	0.0234	0.0187	0.0318	0.0042	0.0000	0.0235	0.0079	0.0002	0.0000
Total	98.7601	99.3421	98.4207	97.4190	98.8206	93.1007	96.9701	98.5484	97.8416
Formula 4(O)									
Si	0.0067	0.0102	0.0058	0.0047	0.0000	0.1003	0.0354	0.0024	0.0019
Ti	0.0152	0.0016	0.0084	0.0246	0.0004	0.8539	0.1338	0.0141	0.2647
Al	0.0153	0.0072	0.0059	0.0206	0.6108	0.0064	0.0350	0.0103	0.0944
Cr	0.0006	0.0006	0.0049	0.0136	1.2159	0.0056	0.0568	0.0481	0.0779
Fe ₃₊	1.9529	1.9887	1.9690	1.9140	0.1684	0.2734	1.6262	1.8991	1.2844
Fe ₂₊	1.0123	0.9997	1.0047	1.0220	0.9711	1.8127	1.1139	1.0102	1.2537
V	0.0007	0.0005	0.0034	0.0027	0.0040	0.0070	0.0144	0.0144	0.0139
Mn	0.0020	0.0012	0.0020	0.0012	0.0174	0.0411	0.0037	0.0000	0.0060
Ni	0.0005	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0011	0.0008
Mg	0.0000	0.0002	0.0008	0.0007	0.0027	0.0000	0.0137	0.0024	0.0005
Zn	0.0004	0.0000	0.0009	0.0007	0.0093	0.0000	0.0009	0.0003	0.0037
Cu	0.0037	0.0000	0.0019	0.0000	0.0014	0.0000	0.0001	0.0004	0.0014
Ca	0.0008	0.0002	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0004	0.0007	0.0007
K	0.0006	0.0005	0.0008	0.0001	0.0000	0.0006	0.0002	0.0000	0.0000
Total	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000	3.0000
Membros finais									
Espinélio	0.0000	0.0002	0.0008	0.0007	0.0027	0.0000	0.0137	0.0024	0.0005
Hercinita	0.0051	0.0019	0.0010	0.0090	0.2781	-0.0344	0.0049	0.0085	0.0431
Galaxita	0.0020	0.0012	0.0020	0.0012	0.0174	0.0411	0.0037	0.0000	0.0060
Gahnita	0.0004	0.0000	0.0009	0.0007	0.0093	0.0000	0.0009	0.0003	0.0037
Trevorita	0.0005	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0011	0.0008
Magnetita	0.9765	0.9943	0.9845	0.9570	0.0842	0.1367	0.8131	0.9495	0.6422
Cromita	0.0003	0.0003	0.0024	0.0068	0.6079	0.0028	0.0284	0.0240	0.0390
Ulvöespinélio	0.0152	0.0016	0.0084	0.0246	0.0004	0.8539	0.1338	0.0141	0.2647

e) *Feldspato*

Os feldspatos analisados no Depósito Furnas estão localizadas em sua zona distal. Análises representativas e suas respectivas composições catiônicas encontram-se dispostas na Tabela 6.5. No andalusita-biotita-muscovita xisto, o plagioclásios analisado (Fig 6.20) ocorre associado a bolsões quartzo-feldspáticos preservados, contornados por biotita e muscovita, enquanto o feldspato potássico constitui vênulas que estão associadas à alteração hidrotermal tardia, nas quais se observam texturas de preenchimento de espaços vazios.

No anfibólio-granada-biotita-clorita xisto apenas foi analisado feldspato potássico (Fig 6.20) que, assim como no andalusita-biotita-muscovita xisto, ocorre associado a vênulas que refletem uma alteração hidrotermal tardia.

Os feldspatos encontrados em bolsões, tanto nas bordas quanto nos núcleos, classificam-se como oligoclásio com composição expressa como $An_{16-26}Ab_{72-81}Or_{0,4-5,2}$. Os feldspatos que constituem vênulas tardias apresentam composição de ortoclásio, com composição $An_{0-0,1}Ab_{1,5-2,5}Or_{97-98}$, e foram petrograficamente classificados como adulária.

Figura 6-20. Diagrama ternário Or-Ab-An mostrando a composição dos feldspatos do Andalusita-Biotita-Muscovita xisto e Anfibólio-Granada-Biotita-Clorita xisto do depósito de Furnas.

Tabela 6-5. Análises representativas de feldspatos localizados na zona distal do Depósito Furnas.

Amostra	FD91-469,12	FD91-469,12	FD91-469,12	FD39-118,05	FD39-118,05	FD45-239,10	FD45-239,10
Lito	And-Bt-Ms	And-Bt-Ms	And-Bt-Ms	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	And-Bt-Ms	And-Bt-Ms
Posição	borda l	centro	borda/inter	borda l	centro/interm	centro	centro
Localização	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD
Classificação	Oligoclásio	Oligoclásio	Oligoclásio	Adulária	Adulária	Adulária	Adulária
SiO₂	62.46	61.64	62.07	65.05	64.52	64.15	64.88
TiO₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00
Al₂O₃	23.72	24.30	24.51	18.71	18.58	18.58	18.34
FeO	0.05	0.08	0.05	0.02	0.00	0.54	0.28
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.59	5.19	5.25	0.00	0.01	0.02	0.00
Na₂O	8.97	8.56	8.49	0.27	0.17	0.27	0.26
K₂O	0.09	0.23	0.07	16.19	16.47	16.26	16.16
BaO	0.00	0.05	0.03	0.29	0.05	0.10	0.06
TOTAL	99.90	100.05	100.48	100.53	99.85	99.98	99.98
O	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.767	2.734	2.737	2.993	2.989	2.977	3.000
Al	1.238	1.271	1.274	1.015	1.015	1.016	1.000
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000
Fe⁺²	0.002	0.003	0.002	0.001	0.000	0.021	0.011
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.218	0.247	0.248	0.000	0.001	0.001	0.000
Na	0.770	0.736	0.726	0.024	0.015	0.024	0.023
K	0.005	0.013	0.004	0.950	0.973	0.963	0.953
Ba	0.000	0.001	0.000	0.005	0.001	0.002	0.001
Or	0.540	1.310	0.427	97.547	98.433	97.440	97.613
Ab	77.536	73.922	74.213	2.453	1.513	2.460	2.387
An	21.925	24.768	25.360	0.000	0.054	0.101	0.000

f) *Muscovita*

Composições catiônicas de muscovita foram recalculadas com uso do *software* Mica⁺ (Yavuz, 2003 a,b), com cálculo realizado na base de 24 (O, OH, F, Cl) e estimativa de Fe³⁺ e Li realizada pelo próprio programa. A classificação segue a nomenclatura IMA do subcomitê para nomenclatura de micas (Rieder *et al.*, 1998) e as análises representativas são apresentadas na Tabela 6.6.

Para classificação da muscovita, utilizou-se valores de Fe+Mn+Ti, Al e Mg (Fig. 6.21a), além do gráfico feal (Fe_{tot}+Mn+Ti-Al^{VI}) vs mgli (Mg - Li)) (Fig. 6.21b). As amostras do depósito Furnas estão situadas no vértice da muscovita, sendo classificadas como Fengita [composição ideal: K(Li)Al₃Si₃O₁₀(OH,F)₂] e Muscovita [composição ideal: K(Li)Al₂Si₃AlO₁₀(OH,F)₂].

A muscovita do depósito Furnas não apresenta variações químicas expressivas. Os valores de TiO₂ entre 0,05-0,31%, FeO entre 0,80-1,5% e K₂O entre 7,35-10,11% demonstram uma homogeneidade química nas gerações de muscovita diferenciadas, apenas, por relações estruturais e temporais na petrografia.

Figura 6-21. Classificação da Muscovitado Depósito Furnas. A) Classificação através da utilização do ternário Al-(Fe+Mn+Ti)-Mg (Deer et al., 1962), distinguindo entre annita, muscovita e flogopita. B) Classificação através do gráfico feal x mgli, classificando-os como fe-muscovita e li-muscovita (Tischendorf et al., 1997).

Para o depósito Furnas, os valores de $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$, $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ e $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ do fluido em equilíbrio com a muscovita foram calculados para uma temperatura estimada em 400° C através do programa Mica⁺ (Yavuz, 2003 a,b). Gráfico com estes valores (Fig 6.22 a,b) indicam a presença de três grupos composicionalmente distintos.

Figura 6-22. Diagramas: a) $\log(f\text{HF})/(f\text{HCl})$ vs $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ e b) $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ vs $\log(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$, mostrando variações de halógenos no fluido em equilíbrio com a muscovita a uma temperatura de 400°C.

Yavuz (2003a, b) elaborou gráficos para distintas análises de micas, utilizando os conteúdos de Al_2O_3 vs Fe_{tot} (Fig. 6.23) na tentativa de estimar e comparar o ambiente de formação destes minerais ou uma possível herança do ambiente ou fluido atuantes na sua formação.

Amostras de muscovita do depósito Furnas associam-se ao campo da suite granítica peraluminosa, resultado consistente que reflete a associação deste mineral às rochas que constituem as sequências metassedimentares, cuja assinatura apresenta caráter aluminoso.

Figura 6-23. Plotagem da muscovita no diagrama tectonomagmético Al_2O_3 vs. FeO_{tot} de Abdel-Rahman (1994), compatível com formação deste mineral em ambientes peraluminosos.

Tabela 6-6. Análises representativas de muscovita da zona distal do depósito Furnas. Composições recalculadas através do software Mica+ (Yavuz, 2003 a,b).

Amostra	FD91-469,12	FD91-469,12	FD91-469,12	FD21-250,90	FD21-250,90	FD21-250,90
Lito	And-Bt-Ms	And-Bt-Ms	And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms	St-And-Bt-Ms
Posição	centro	centro	centro	borda	centro/inter	borda
Localização	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD
Classif.	Li-muscovita	Li-muscovita	Li-Fe-muscovita	Li-muscovita	Li-muscovita	Li-muscovita
SiO ₂	44.54	44.72	42.38	44.63	45.28	44.71
TiO ₂	0.19	0.10	5.67	0.20	0.05	0.15
Al ₂ O ₃	36.59	36.34	29.55	36.80	36.69	36.59
FeO	1.50	1.29	5.58	0.80	1.07	1.02
MnO	0.01	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00
MgO	0.26	0.22	0.28	0.17	0.26	0.20
CaO	0.03	0.05	0.39	0.00	0.03	0.03
Na ₂ O	0.76	0.80	1.95	1.20	1.38	1.10
K ₂ O	9.65	9.96	7.35	9.19	9.03	9.52
BaO	0.01	0.11	0.09	0.10	0.00	0.09
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
F	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	98.77	98.87	95.97	98.37	97.24	98.70
Números de íons com base 24 (Tischendorf <i>et. al</i>, 1997)						
Si	3.012	3.028	2.955	3.019	3.039	3.023
Al ^(IV)	0.988	0.972	1.045	0.981	0.961	0.977
Al ^(VI)	1.929	1.928	1.384	1.953	1.941	1.939
Ti	0.010	0.005	0.297	0.010	0.003	0.008
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.085	0.073	0.325	0.045	0.060	0.058
Mn	0.001	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000
Mg	0.026	0.022	0.029	0.017	0.026	0.020
Zn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.002	0.004	0.029	0.000	0.002	0.002
Na	0.100	0.105	0.264	0.157	0.180	0.144
K	0.833	0.860	0.654	0.793	0.773	0.821
Ba	0.000	0.003	0.002	0.003	0.000	0.002
OH	1.999	1.998	0.000	1.999	0.000	1.999
F	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
mgli	-0.413	-0.425	-0.337	-0.426	-0.439	-0.426
feal	-1.834	-1.850	-0.754	-1.897	-1.878	-1.873
Mg#	0.236	0.233	0.082	0.275	0.302	0.259
Xsid	0.989	0.991	0.988	0.993	0.990	0.992
Xann	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
X(OH)	0.999	0.998	0.999	0.999	0.999	0.999
X(F)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
X(Cl)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Flogopita	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti-flogopita	0.908	0.509	27.731	0.972	0.247	0.756

Ferri-eastonita	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Muscovita	88.229	96.682	61.541	92.083	94.879	95.983
Eastonita	4.734	0.000	5.983	2.452	0.443	0.275
Talco	6.129	2.825	4.746	4.493	4.430	2.985
F/(F+OH)	0.001	0.001	1.000	0.001	1.000	0.001
Cl/(Cl+OH)	0.001	0.001	1.000	0.001	1.000	0.001
IV(F)	3.514	3.181	3.517	3.510	3.514	3.511
IV(Cl)	-1.789	-1.727	-1.733	-1.782	-1.730	-1.784
IV(F/Cl)	5.304	4.908	5.249	5.292	5.244	5.296
logXcl/Xoh	-3.241	-3.300	-3.301	-3.241	-3.301	-3.241
logXf/Xoh	-3.301	-2.969	-3.301	-3.301	-3.301	-3.301
logXf/Xcl	-0.059	0.331	0.000	-0.059	0.000	-0.059
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	7.269	6.936	7.272	7.263	7.269	7.265
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	5.639	5.696	5.699	5.636	5.698	5.637
logf(HF)/f(HCl)fluid	-1.648	-1.254	-1.592	-1.639	-1.588	-1.642
logf(H ₂ O)/f(HF)	6.635	6.302	6.637	6.630	6.635	6.632
logf(H ₂ O)/f(HCl)	5.865	5.927	5.921	5.872	5.924	5.869
logf(HF)/f(HCl)	0.770	0.375	0.716	0.759	0.710	0.762

g) Clorita

Composições catiônicas de clorita foram recalculadas através do *software WincCac* (Yavuz *et al.*, 2015), com cálculo realizado na base de 14 O e estimativa de Fe^{3+} realizada pelo próprio programa. A classificação da clorita é baseada nas recomendações do comitê de nomenclatura da AIPEA (*Association Internationale Pour l'Étude des Argiles*; Guggenheim *et al.*, 2006). Análises representativas de clorita das zonas distal a proximal e zona mineralizada (I) são apresentadas na Tabela 6.7.

A classificação da clorita associada tanto às zonas mineralizadas (I) quanto às zonas distais da porção SE do depósito Furnas, baseou-se nos conteúdos de Mg, Al e Fe (Zane & Weiss, 1998; Fig. 6.24) e nas razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e conteúdos de Si (p.f.u), na Fig. 6.25 a. A clorita associada ao depósito Furnas, de composição chamosita [composição ideal: $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{O})_8$], apresenta variação expressiva dos conteúdos de Fe e Al. Os valores da razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variam entre 0,59 e 0,89 e apresentam uma correlação positiva com os valores de Si (Fig. 6.25 a) e correlação negativa com os valores de $\text{Al}^{\text{IV}}/(\text{Si}+\text{Al}^{\text{IV}})$, como apresentado na figura 6.25 b.

Figura 6-24. Variação composicional da clorita do Depósito Furnas em termos de Mg, Fe e $\text{Al}+\square$ (Zane & Weiss, 1998), mostrando composição de chamosita com termos mais ricos em Fe na zona mineralizada I.

Os gráficos de classificação de clorita delimitam três grupos deste mineral com: (i) expressivo conteúdo de Fe e Si, baixos conteúdos de Al e Mg; (ii) conteúdo intermediário de Fe e Mg, conteúdos intermediários de Al e Si; (iii) menor conteúdo de Fe, maior conteúdo de Mg e Al.

Tabela 6-7. Análises representativas de clorita, presente nas zonas distal e mineralizada I do Depósito Furnas. Composições recalculadas através do software WinCcac (Yavuz et. al, 2015)

Amostra	FD91-135,24	FD91-135,24	FD45-131,20	FD45-105,55	FD45-105,55	FD45-105,55	FD91-386,56	FD91-386,56	FD91-386,56
Lito	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	(Anf)-Grt-Gru-Mt	(Anf)-Grt-Gru-Mt	(Anf)-Grt-Gru-Mt
Posição	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro
Localização	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZM-I	ZM-I	ZM-I
SiO ₂	23.34	23.92	22.81	23.67	23.15	22.85	30.83	32.90	30.00
TiO ₂	0.05	0.05	0.08	0.12	0.07	0.11	0.78	0.65	0.54
Al ₂ O ₃	21.86	21.81	21.24	21.23	21.46	21.61	13.22	14.10	14.89
FeO	32.82	32.11	32.70	30.54	31.07	30.43	36.94	35.01	37.51
MnO	0.07	0.09	0.06	0.12	0.13	0.10	0.27	0.26	0.38
ZnO	0.00	0.01	0.03	0.04	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00
CuO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	10.25	10.54	9.83	11.32	11.35	11.58	2.76	3.07	2.51
CaO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.06	0.09	0.11	0.01	0.06
BaO	0.02	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.17	0.14	0.26
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.14	0.01
K ₂ O	0.02	0.00	0.01	0.39	0.05	0.03	7.73	9.00	7.77
F	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cl	0.05	0.05	0.04	0.05	0.01	0.04	1.87	2.37	1.90
H ₂ O (c)	11.01	11.05	10.78	10.94	10.98	10.93	10.38	10.70	10.46
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.42	0.53	0.43
Total	99.51	99.71	97.67	98.45	98.42	97.78	105.54	108.91	106.73
Números de íons na base de 14 O (Yavuz et. al, 2015)									
Si	2.5389	2.5913	2.5344	2.5915	2.5286	2.5056	3.4092	3.4960	3.2892
Ti	0.0040	0.0038	0.0065	0.0096	0.0056	0.0087	0.0651	0.0522	0.0445
Al _{tot}	2.8026	2.7847	2.7814	2.7394	2.7626	2.7928	1.7229	1.7658	1.9241
Fe ³⁺	0.1059	0.0181	0.1260	0.0000	0.1447	0.1528	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ²⁺	2.8798	2.8910	2.9125	2.7963	2.6934	2.6377	3.4161	3.1112	3.4393
Mn	0.0066	0.0083	0.0057	0.0111	0.0118	0.0094	0.0249	0.0231	0.0354
Zn	0.0000	0.0007	0.0027	0.0029	0.0037	0.0000	0.0007	0.0013	0.0000
Cu	0.0000	0.0000	0.0026	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000
Mg	1.6622	1.7022	1.6282	1.8476	1.8481	1.8930	0.4550	0.4863	0.4103
Ca	0.0006	0.0015	0.0000	0.0037	0.0074	0.0106	0.0134	0.0013	0.0065
Ba	0.0007	0.0019	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0073	0.0059	0.0112
Na	0.0000	0.0000	0.0088	0.0000	0.0009	0.0000	0.0090	0.0295	0.0013

K	0.0032	0.0002	0.0020	0.0539	0.0068	0.0045	1.0905	1.2201	1.0868
F	0.0000	0.0031	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0023	0.0000	0.0027
Cl	0.0099	0.0084	0.0073	0.0090	0.0015	0.0072	0.3431	0.4187	0.3445
OH	7.9901	7.9885	7.9927	7.9910	7.9985	7.9923	7.6546	7.5813	7.6528
Total (apfu)	18.0045	18.0037	18.0108	18.0560	18.0160	18.0151	18.2141	18.1935	18.2486
Fe/(Fe+Mg)	0.6424	0.6309	0.6511	0.6021	0.6056	0.5958	0.8825	0.8648	0.8934
Fe(total)	2.9857	2.9091	3.0385	2.7963	2.8381	2.7905	3.4161	3.1112	3.4393
(Al+Mg+Fe)	7.4504	7.3959	7.4481	7.3834	7.4488	7.4762	5.5940	5.3633	5.7736
Al/(Al+Mg+Fe ²⁺)	0.3816	0.3774	0.3799	0.3710	0.3782	0.3813	0.3080	0.3292	0.3333
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.3660	0.3706	0.3586	0.3979	0.4069	0.4178	0.1175	0.1352	0.1066
Na+K+2Ca	0.0043	0.0032	0.0108	0.0612	0.0225	0.0258	1.1262	1.2522	1.1010
Al ^{VI} +Fe ²⁺	4.2213	4.2670	4.2283	4.1273	3.9846	3.9361	4.5481	4.3730	4.6525
Al ^{VI} /(Si+Al ^{IV})	0.3653	0.3522	0.3664	0.3521	0.3679	0.3736	0.1477	0.1260	0.1777
Ocupância Octahedral	6.0000	6.0000	6.0000	5.9985	6.0000	6.0000	5.0939	4.9368	5.1427
Vacância Octahedral	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.9061	1.0632	0.8573
Al-chl	23.8171	23.3254	23.7463	22.9247	23.6817	23.9557	17.2183	18.1695	19.0019
Fe-chl	47.9311	48.1582	48.4516	46.1522	44.6327	43.5696	73.6878	71.8225	72.8948
Mg-chl	28.2518	28.5165	27.8021	30.9231	31.6856	32.4747	9.0939	10.0080	8.1033
Clinocloro	36.5427	36.9924	35.8136	39.6907	40.5886	41.6941	11.6781	13.4319	10.5600
Chamosita	63.3119	62.8275	64.0610	60.0702	59.1528	58.0978	87.6817	85.9287	88.5288
Pennantita	0.1454	0.1801	0.1254	0.2391	0.2587	0.2080	0.6402	0.6394	0.9112
Subgrupo (R)	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri
Subgrupo (Vacância)	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri
Tipo	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I
Zane & Weiss, 1998	Fe clorita	Fe clorita	Fe clorita	Fe clorita	Fe clorita	Al clorita	Fe clorita	Fe clorita	Fe clorita
Wiewiora & Weiss, 1990	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita
Bayliss, 1975	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita
Depósito Furnas	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita	Chamosita

Clorita com conteúdo de Fe alto a intermediário e menores conteúdos de Mg e Al, dos grupos (i) e (ii), ocorrem associadas à zona mineralizada (ZM-I) e, também, no granada-grunerita-biotita xisto. A clorita da zona mineralizada e do granada-grunerita-biotita xisto apresentam valores semelhantes de razões de $Mg/(Mg+Fe)$ e conteúdos de Cl, indicando uma composição herdada da biotita pré-existente. Este grupo reflete alteração dos minerais ferro-magnesianos, tardia aos eventos hidrotermais iniciais registrados no depósito Furnas.

Constituindo o grupo (iii), observa-se clorita com menor conteúdo de Fe e maiores conteúdos de Mg e Al, associada ao granada-grunerita-biotita xisto e anfibólio-granada-biotita xisto. Nestas rochas, a clorita apresenta razões $Mg/(Mg+Fe)$ bastante semelhantes às da biotita preexistente nestes litotipos. Menores conteúdos de Cl e F na clorita em comparação à biotita devem-se à cristaloquímica, uma vez que a estrutura da clorita admite menor conteúdo de halógenos no sítio OH e podem também refletir diferenças nas condições físico-químicas do fluido associado à alteração tardia, de temperatura média a alta, com formação de K-hastingsita e veios e vênulas de quartzo, carbonato, biotita e adulária nas rochas do depósito Furnas.

Figura 6-25. A) Gráfico de distinção de clorita, baseado nos conteúdos de $Fe/(Fe+Mg)$ e Si (pfu) de Ruiz & Nieto (2006), classificando-as como chamosita B) Diagrama de correlação de valores $Fe/(Fe+Mg)$ x $Al^{IV}/(Si+Al^{IV})$ (Ciesielczuk, 2012), demonstrando a separação da clorita em três grupos principais.

De modo geral, os conteúdos de halógenos são inexpressivos na clorita do depósito Furnas (Fig. 6.26 a). Os valores são, comumente, menores que 0,01% F e 0,08% Cl, referente a clorita desenvolvida nas zonas distais do depósito. À excessão, observa-se a zona mineralizada, onde os valores deste elemento variam entre 1,8-2,3%, compatíveis com os valores observados na biotita e anfibólios associados às zonas proximais da mineralização. Correlação positiva entre o conteúdo de Cl e valores de $\#Mg$ é sugerida apenas para amostras da zona mineralizada.

Razões $Al/(Al+Fe+Mg)$ e $\#Mg$ correlacionam-se negativamente nas amostras do depósito Furnas (Fig. 6.26b). O conteúdo de $Al^{(IV)}$ na clorita das rochas do depósito Furnas possui uma correlação negativa com razões $Fe/(Fe+Mg)$, indicando que a substituição de Si por $Al^{(IV)}$ foi acompanhada por trocas entre Mg e Fe (Fig. 6.26c). O aumento das razões de $Fe/(Fe+Mg)$, com valores acima de 0,65 em direção às amostras da zona mineralizada, indicam formação de clorita a partir de soluções ricas em Fe, Mn, Au, Cu, H_2S and SiO_2 na zona principal de descarga de fluidos, como observado para as amostras do depósito IOCG Igarapé Bahia, também localizado na Província Carajás (Zang & Fyfe, 1995).

Figura 6-26. Diagramas: A) Conteúdo de Cl vs $\#mg$, B) $Mg/(Mg+Fe)$ vs $Al/(Al+Fe+Mg)$; C) $Fe/(Fe+Mg)$ vs $Al^{(VI)}$, mostrando a variação destas razões na clorita das amostras do depósito Furnas.

Figura 6-27. Diagrama ternário em termos de composição de Fe-Al-Mg (De Caritat et al., 1993), mostrando um trend negativo que se relaciona a uma diminuição de temperatura para clorita nas amostras do depósito Furnas.

Os valores de $Al^{(IV)}$ nas amostras de clorita do depósito Furnas mostram que temperaturas mais elevadas estão fortemente associadas ao grupo do anfibólio-granada-biotita-clorita xisto e halos distais de grunerita-granada-biotita-clorita xisto, onde se desenvolvem massas de clorita e lamelas subidioblásticas desse mineral. Sua formação relaciona-se a entrada de veios e vênulas, tardias aos estágios principais de alteração do depósito, com temperaturas relativamente elevadas (225-425 °C, como detalhado no capítulo 7) para desenvolvimento desse sistema hidrotermal tardio e formação dos cristais de clorita.

h) *Granada*

No depósito Furnas observou-se que a granada representa um mineral de extrema expressividade, sendo identificado em, praticamente, todos os litotipos descritos. Ocorre nas zonas distal, proximal e mineralizada I, constituindo porfiroblastos ou sob a forma de cristais coalescentes sem zonamento químico visível. Análises representativas e respectivas composições catiônicas são apresentadas na Tabela 6.8.

No andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита, a granada constitui, preferencialmente, cristais coalescentes isolados ou em faixas associadas a porções silicificadas e com alguma biotita subordinada. No grunerita-granada-biotita xisto e anfibólio-granada-biotita-clorita xisto, este mineral constitui porfiroblastos pré-, sin- a tardi- S_{n+1} , bastante fraturados e, alguns, demonstram registros de distintos episódios de blastese. No anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, a granada analisada constitui cristais coalescentes isolados, tardios à S_{n+1} , bastante fraturados e com clorita em fraturas.

No diagrama triangular AFM (Fig 6.28), é possível observar que os distintos cristais de granada que constituem o depósito Furnas apresentam composição predominantemente rica em ferro. Gráficos triangulares distintos (Fig 6.29), confeccionados com os componentes almandina e piropo em relação aos componentes

variáveis grossularia, espessartina, andradita e uvarovita demonstraram a predominância do componente almandina para o conjunto de granadas que constituem o depósito Furnas.

Figura 6-28. Diagrama ternário AFM para cristais de granada do depósito Furnas, demonstrando uma composição rica em Fe.

Figura 6-29. Diagramas ternários em termos do conteúdo das moléculas almandina (Alm) e piropo (Pyr), em relação aos componentes uvarovita (Uva), andradita (Andr), grossulária (Grs) e espessartita (Sps), demonstrando a variação composicional dos cristais de granada em relação a esta moléculas.

Tabela 6-8. Análises representativas de granada das zonas distal, proximal e mineralizada I do depósito cupro-aurífero de Furnas.

Amostra	FD14 - 107,35	FD14 - 107,35	FD14 - 107,35	FD91- 386,56	FD91- 386,56	FD91- 386,56	FD45- 105,55	FD45- 105,55	FD21- 250,90	FD21- 250,90	FD21- 250,90
Lito	(Anf)-Grt- Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt- Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt- Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt- Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt- Gru-Mt Xt	(Anf)-Grt- Gru-Mt Xt	Anf-Grt- Bt-Chl Xt	Anf-Grt- Bt-Chl Xt	St-And- Bt-Ms Xt	St-And- Bt-Ms Xt	St-And- Bt-Ms Xt
Posição	borda	centro	borda	borda	centro	borda	borda	cent/inter	borda	interm	borda
Localização	ZP	ZP	ZP	ZM-I	ZM-I	ZM-I	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD
Classif.	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina
SiO ₂	36.240	36.110	36.320	35.930	36.500	35.970	36.960	36.930	35.920	36.040	35.980
TiO ₂	0.053	0.016	0.061	0.000	0.000	0.046	0.000	0.132	0.000	0.015	0.000
Al ₂ O ₃	20.340	20.290	20.290	20.310	20.330	20.130	20.780	20.560	20.530	20.370	20.310
Cr ₂ O ₃	0.046	0.024	0.033	0.000	0.016	0.008	0.030	0.025	0.034	0.036	0.000
FeO	37.730	38.130	36.920	37.830	38.480	37.450	34.170	35.130	40.440	40.400	40.600
MnO	5.340	6.300	6.220	4.560	4.710	4.740	3.620	3.770	1.770	2.040	1.830
MgO	0.283	0.286	0.274	0.365	0.421	0.386	1.453	1.564	0.987	0.895	0.959
CaO	1.297	0.324	1.105	1.500	1.176	2.070	3.790	3.170	0.409	0.523	0.430
Total	101.329	101.480	101.222	100.495	101.633	100.801	100.803	101.281	100.090	100.320	100.109
Si	2.953	2.946	2.964	2.948	2.964	2.940	2.976	2.967	2.951	2.957	2.958
Ti	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.008	0.000	0.001	0.000
Al	1.953	1.951	1.951	1.964	1.945	1.939	1.972	1.947	1.988	1.970	1.968
Cr	0.003	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.131	0.153	0.112	0.141	0.126	0.174	0.073	0.102	0.108	0.111	0.116
Fe ²⁺	2.440	2.449	2.408	2.454	2.486	2.387	2.228	2.258	2.671	2.661	2.675
Mn	0.369	0.435	0.430	0.317	0.324	0.328	0.247	0.257	0.123	0.142	0.127
Mg	0.034	0.035	0.033	0.045	0.051	0.047	0.174	0.187	0.121	0.110	0.117
Ca	0.113	0.028	0.097	0.132	0.102	0.181	0.327	0.273	0.036	0.046	0.038
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.014	0.014	0.014	0.018	0.020	0.019	0.073	0.077	0.043	0.040	0.042
A	0.283	0.282	0.286	0.282	0.277	0.285	0.291	0.285	0.263	0.262	0.261
F	0.707	0.708	0.705	0.705	0.708	0.701	0.657	0.661	0.706	0.709	0.708
M	0.010	0.010	0.010	0.013	0.015	0.014	0.051	0.055	0.032	0.029	0.031
XFe ²⁺ (VIII)	0.825	0.831	0.811	0.833	0.839	0.811	0.749	0.759	0.905	0.899	0.904
XMn (VIII)	0.125	0.148	0.145	0.107	0.109	0.112	0.083	0.086	0.042	0.048	0.043
XMg (VIII)	0.012	0.012	0.011	0.015	0.017	0.016	0.059	0.063	0.041	0.037	0.040
XCu (VIII)	0.038	0.010	0.033	0.045	0.035	0.062	0.110	0.092	0.012	0.016	0.013
XAl (VI)	0.936	0.927	0.945	0.933	0.939	0.918	0.963	0.949	0.948	0.945	0.944
XFe ³⁺ (VI)	0.063	0.073	0.054	0.067	0.061	0.082	0.036	0.050	0.051	0.053	0.056
XCu (VI)	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Almandina	82.538	83.088	81.134	83.262	83.900	81.089	74.855	75.907	90.509	89.949	90.439
Espessartina	12.467	14.773	14.487	10.750	10.930	11.151	8.296	8.624	4.174	4.793	4.308
Piropo	1.164	1.179	1.122	1.515	1.717	1.600	5.862	6.297	4.097	3.703	3.972
Grossularia	3.585	0.890	3.076	4.173	3.240	5.653	10.584	8.709	1.156	1.471	1.209
Andradita	0.241	0.070	0.176	0.300	0.211	0.506	0.393	0.457	0.063	0.083	0.071
Uvarovita	0.005	0.001	0.003	0.000	0.002	0.002	0.010	0.007	0.001	0.002	0.000

Contudo, uma pequena variação composicional dos cristais de granada pode ser observada na figura 6.29. Cristais de granada associados ao anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, apesar da predominância da molécula almandina ($X_{Fe} = 0,79 - 0,84$), apresentam maior conteúdo da molécula espessartina ($X_{Mn} = 0,10 - 0,15$) quando comparados aos demais litotipos (Fig. 6.29, 6.30).

Na granada do anfibólio-granada-biotita-clorita xisto, predomina a molécula almandina ($X_{Fe} = 0,74 - 0,77$), com conteúdos da molécula grossulária ($X_{Ca} = 0,09 - 0,12$) mais expressivos em relação aos demais litotipos e componente espessartina ($X_{Mn} = 0,07 - 0,10$) também destacado, tal qual o granada-grunerita-biotita xisto e andalusita-muscovita-biotita xisto com estauroлита (Fig. 6.29, 6.30).

Após a descrição petrográfica e distinção das fases de blastese da granada associadas ao metamorfismo (sin a tardi-Sn) e à história hidrotermal (pré-, sin- e pós-S_{n+1}), foi obtido mapeamento composicional de raios X por EDS por MEV de três grupos de granada, tipo 1a, 1b e 2 (Fig. 6.30). Essa classificação é semelhante à proposta por Fazio *et al.* (2009) para distintos tipos de granada do sudeste de Calabria, Itália, para verificar variações composicionais dos cristais associados às diferentes fases deformacionais do orógeno.

Figura 6-30. Diagrama ternário Alm-Sps-Grs, demonstrando as variações composicionais dos cristais de granada dos litotipos do depósito Furas e sua classificação quanto ao tipo predominante de granada.

• Granada tipo 1a

A granada do tipo 1a está associada à história metamórfica e ao cisalhamento do depósito Furas. São cristais sin a tardi-Sn e pré a sin-S_{n+1}, crescidos durante os processos deformacionais do depósito, mas que também continuaram a crescer posteriormente a este evento, como representado pela presença de bordas tardias em alguns destes cristais. Estão, comumente, associados ao anfibólio-granada-biotita-clorita xisto e à algumas variações do grunerita-granada-biotita-clorita xisto.

Os cristais constituem porfiroblastos bastante deformados e fraturados, apresentam registros da foliação principal da rocha, além da presença de trilhas internas de magnetita em formatos sigmoidais. As fraturas são preenchidas por clorita e grunerita com bordas ricas em apatita e/ou sericita. Inclusões de quartzo e apatita são comuns nos cristais que constituem este grupo.

A composição dos cristais é representada pela predominância da componente almandina ($X_{alm} = 0,75-0,95$), com solução sólida entre este e os componentes grossulária ($X_{grs} = 0,09-0,12$), espessartina ($X_{sps} = 0,02-0,10$) e piropo ($X_{pyr} = 0,04-0,06$), como apresentado na Figura 6.31 e 6.32.

O mapeamento composicional, devido ao limite de detecção da técnica aplicada, não foi capaz de demonstrar os zonamentos existentes nos cristais mapeados, que pode ser observado no perfil de variação composicional (Fig. 6.31 h, i, j e 6.32 h,i,j).

Nos mapas composicionais associados à granada do tipo 1a, o Si está fortemente associado a bolsões descontínuos de quartzo que acompanham a deformação dos porfiroblastos de granada ou sob a forma de inclusões isoladas que não assinalam uma orientação preferencial.

O Ca não é um elemento muito expressivo nos cristais, sendo identificado com maior expressividade em inclusões ou ao redor dos porfiroblastos onde se associa a cristais de apatita. O sódio, quando presente nos mapas, está associado a cristais de plagioclásio intensamente sericitizados que podem ser encontrados nestas rochas. O Cu está associado à inclusões de sulfeto em faixas quartzosas e na matriz da rocha.

Conteúdos de Fe e Mn são bastante expressivos nos porfiroblastos de granada, demonstrando a predominância das molécula X_{alm} e X_{sps} nos cristais de granada que constituem o tipo 1a. O Fe, juntamente com o Ti, também ocorre associados aos cristais de magnetita que podem constituir trilhas internas orientadas em granada ou apenas preencher algumas fraturas, quando existentes.

Mg também não constitui uma fase expressiva dos cristais de granada, representando, nos mapas, cristais de clorita e anfibólio associados à foliação da rocha ou associados ao preenchimento de fraturas nos porfiroblastos do tipo 1a.

Associando os mapas composicionais com os respectivos perfis, observa-se que os núcleos dos cristais demonstram enriquecimento em Mn (X_{sps}) e empobrecimento em Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg (X_{pyr}) e Ca (X_{grs}). Nas bordas observa-se comportamento contrário, com teores crescentes de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg e Ca e decrescentes de Mn, sinalizando menores temperaturas durante a cristalização do núcleo, com aumento da temperatura e da pressão durante a cristalização bordas deste mineral.

Figura 6-31. Mapas composicionais obtidos com uso de EDS acoplado a MEV da granada tipo 1a: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) K-Fe-Si; c) Mn-Ca-Mg; d) Ca-K-Fe; e) Mn-Ti-Cu; f) Mn-Al-Mg; g) Na-K-Al; h) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

Figura 6-32. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 1a: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) Ca-Mg-Si; c) Ca-Ti-Si; d) Al-Fe-Mg; e) Mn-Ca-Mg; f) Mn-Mg-Al; g) Mg-Fe-Ca; h) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

- ***Granada tipo 1b***

A granada do tipo 1b, é representada por cristais tardi- S_{n+1} , tardios ao desenvolvimento da foliação principal do depósito (Fig. 6.33). Semelhante à granada do tipo 1a, estes cristais ocorrem no clorita-granada-anfibólio-biotita xisto e em algumas variações do grunerita-granada-biotita-clorita xisto.

Os cristais, que constituem porfiroblastos, sobrecrecem a foliação principal. São subidioblásticos a xenoblásticos, comumente apresentando alguma face retilínea. As fraturas, quando presentes, são preenchidas por quartzo, grunerita ou biotita. Apresentam poucas inclusões minerais, preferencialmente representadas por quartzo, apatita e magnetita. Nas bordas destes cristais é possível observar a presença de biotita cloritizada, sericita ou apatita.

A composição é representada por predominância do componente almandina ($X_{alm} = 0,74-0,82$), em quantidades menores que a apresentada pelos cristais do tipo 1a. Constituem uma solução sólida entre esta molécula e as componentes grossulária ($X_{grs} = 0,08-0,12$), espessartina ($X_{sps} = 0,03-0,08$) e piropro ($X_{pyr} = 0,05-0,07$).

Nos mapas composicionais, devido ao limite de detecção da técnica aplicada, não foi possível observar os restritos zonamentos dos cristais. A análise conjunta dos mapas composicionais e os respectivos perfis (Fig. 6.33 h, i, j) demonstram que, diferentemente da granada do tipo 1a, os cristais do grupo 1b não possuem uma relação tão evidente da variação composicional em relação aos núcleos e bordas.

Entretanto, para os núcleos é possível observar maiores conteúdos de Fe^{2+} (X_{alm}) nos núcleos, seguido por um discreto aumento dos conteúdos de Mn (X_{sps}). Os conteúdos de Mg (X_{pyr}) e Ca (X_{grs}) são completamente variáveis, entretanto observa-se uma tendência ao enriquecimento destes elementos nos núcleos e empobrecimento nas bordas dos cristais, porquanto em alguns cristais possa haver a inversão desta relação. Nas bordas, os conteúdos de Fe^{2+} são maiores que nos núcleos, enquanto os conteúdos de Fe^{3+} e Mn tendem a ser menores que nos núcleos.

Conteúdos de Si associam-se a vênulas de quartzo que cortam os porfiroblastos de granada do tipo 1b ou podem constituir pequenas inclusões isoladas. O Ca está associado, preferencialmente, aos cristais de apatita que ocorrem de forma abundante como inclusões ou associados às bordas dos cristais de granada.

Conteúdos de Al e Na, quando presentes nos mapas, representam cristais de plagioclásio intensamente sericitizados. Mg reflete a composição da clorita, biotita e anfibólio associados à foliação. Além disso, conteúdos de Fe associados a conteúdos de Ti, refletem a presença de cristais de magnetita associados a estas rochas.

Figura 6-33. Mapas composicionais obtidos com uso de MEV de granada tipo 1b em chl-grt-anf-bt xisto: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) Mg-Fe-Ca; c) Mn-K-Ca; d) Mn-Cl-Ti; e) Al-Fe-Mg; f) Mn-Ti-Ca; g) Mn-Mg-Ca; h) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

- ***Granada tipo 2***

Esta geração de granada é representada por cristais submilimétricos que configuram faixas de cristais coalescentes, associados, comumente, a domínios silicificados. Comumente desenvolvidos pós- S_{n+1} e tardi a pós- S_{n+2} , estes cristais se associam a diferentes litotipos encontrados no depósito Furnas, ocorrendo especialmente no andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita, grunerita-granada-biotita xisto e (anfíbólio)-granada-grunerita-magnetita xisto.

São cristais pouco fraturados e com poucas inclusões, representadas, comumente, por apatita e quartzo. Em suas bordas é possível observar a presença de biotita que, por vezes, circunda os cristais, quando estes ocorrem em domínios potassificados. Nos litotipos proximais à mineralização, a cloritização das bordas dos cristais de granada do tipo 2 é bastante intensa, podendo apresentar, ainda, fraturas preenchidas por esse mineral.

São, comumente, mais homogêneos que os cristais do tipo 1a e 1b (Fig. 6.34, 6.35, 6.36, 6.37, 6.38, 6.39). A composição é, majoritariamente, representada pela predominância da molécula almandina ($X_{alm} = 0,81-0,91$), com expressividade do componente espessartita ($X_{mn} = 0,04-0,15$). De forma menos expressiva, observa-se a presença da molécula piropo ($X_{pyr} = 0,035-0,10$) e grossulária ($X_{ca} = 0,008-0,045$).

Os mapas composicionais mostram cristais bastante homogêneos, compatível com os teores das moléculas observados nos perfis composicionais (Fig. 6.34 h, i, j, 6.35 g, h, i, 6.36 g, h, i, 6.38 h,i,j, 6.39 h,i,j). Nos perfis é possível observar uma tendência ao aumento dos conteúdos de Fe^{3+} e Ca nas bordas e decréscimo destes elementos nos núcleos, com aumento dos conteúdos de Mn nos núcleos. Para Mg e Fe^{2+} observa-se um decréscimo dos valores na borda, com enriquecimento destes elementos no sentido do núcleo dos cristais. Esse padrão parece refletir um aumento da temperatura durante a cristalização dos cristais de granada dessa geração.

Os perfis demonstram, ainda, que um mesmo cristal pode apresentar dois núcleos, onde é possível observar picos negativos de Ca e outros elementos, refletindo a aglutinação de distintos cristais submilimétricos que constituem as faixas coalescentes. Picos positivos de Ti, observados em alguns perfis, referem-se a presença de inclusões de magnetita nos cristais de granada (Fig 6.38 b, c, f, g i)

Para os três grupos de granada é possível observar que a composição química é praticamente a mesma, representados pela abundância da molécula almandina, entretanto, pequenas diferenças químicas podem ser observadas e, aliadas ao posicionamento estrutural e hidrotermal, possibilitam a distinção entre os diferentes tipos de granada aqui descritos.

Conteúdos de Si representam quartzo em faixas, comumente, alinhadas aos cristais, inclusões ou apenas constituem a matriz. O Ca associa-se a cristais de apatita nas bordas dos cristais ou sob a forma de inclusões, comumente alinhados à foliação externa S_{n+1} . Mg não representa uma fase expressiva nos cristais de granada. A sua presença representa a composição da biotita associados à foliação.

Figura 6-34. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em grunerita-granada-biotita xisto: a) Imagem de elétrons retroespalhados e perfil a-b (microsonda); b) Si-Al-K; c) Mg-Fe-Ca; d) Al-Fe-Mg; e) Mg-Fe-Si; f) K-Mg-Al; g) Mn-Mg-Ca; h) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

Figura 6-35. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada do tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b ; b) Mn-Cl-Si; c) Fe-Cl-Mn; d) Mn-K-Fe; e) Fe-K-Si; f) Mn-Si-Mg; g) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; h) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; i) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

Figura 6-36. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b (microssonda) assinalado; b) K-Al-Fe; c) Fe-Al-Cl; d) Mn-Fe-K; e) Mg-Fe-Mn; f) Ca-Fe-Mg; g) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; h) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; i) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

Figura 6-37. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em anfibolio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados; b) Fe-Al-Cl; c) Ca-Fe-Mn; d) Mg-Fe-Mn; e) Fe-Si-Ca; f) Si-K-Fe.

Figura 6-38. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em grunerita-granada-biotita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b (microssonda) assinalado; b) Al-Fe-Mg; c) Ca-Fe-Ti; d) Al-Mg-Si; e) Fe-Si-K; f) Ca-Si-P; g) K-Mn-Ca; h) Variação de Fe^{2+} , Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe^{3+} , Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

Figura 6-39. Mapas composicionais obtidos ao MEV de granada tipo 2 em anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto: a) Imagem de retroespalhados e perfil a-b (microsonda) assinalado; b) Fe-Si-Cl; c) Mg-Al-Fe; d) Al-Fe-Cl; e) Ca-Fe-P; f) Ca-Mg-Fe; g) K-Mn-Cl; h) Variação de Fe²⁺, Si e Al no perfil a-b; i) Variação de Ca, Mg, Mn, Fe³⁺, Ti, Cr no perfil a-b; j) Variação das moléculas Alm, Sps, Pyr e Grs no perfil a-b.

7. Condições Termobarométricas

Estudos termobarométricos fornecem importantes parâmetros para conhecimento dos processos geológicos, fornecendo informações sobre as condições estimadas de pressão e temperatura nas quais se desenvolveram os processos geradores de mineralizações, além das condições dos processos metamórficos e/ou magmáticos associados à evolução do sistema hidrotermal.

Estimativas das condições de temperatura, nos diferentes estágios de alteração hidrotermal no depósito Furnas, foram realizadas com a utilização de geotermômetros a partir dos dados de química mineral. A utilização de dados químicos com esse fim só é possível a partir da boa seleção de pares ou associações minerais para os quais possam ser identificadas texturas que representem uma tendência ao equilíbrio termodinâmico.

No entanto, o reconhecimento de paragêneses em equilíbrio, principalmente para o depósito Furnas, pode ser difícil. Sobreposição de estágios hidrotermais, recorrência de cristalização de fases minerais semelhantes e presença de cristais zonados podem constituir evidências de desequilíbrios texturais e químicos, como evidenciado por núcleos e bordas de porfiroblastos de granada, que refletem mudanças de condições físico-químicas durante a evolução do sistema hidrotermal.

Dessa forma, foram selecionados pares minerais considerados em equilíbrio termodinâmico, ou próximo ao equilíbrio, além de inclusões minerais, representativas de alguns dos distintos estágios de evolução impressos nas rochas do depósito. As condições de temperatura foram calculadas a partir de base de dados termodinâmicos internamente consistentes, com a utilização do *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006) para os minerais identificados, exceto para clorita, cujas condições de temperatura de formação foram estimadas com base em diferentes calibrações do geotermômetro da clorita a partir do *software* WincCac (Yavuz *et al.*, 2015).

Devido à ausência de pares ou associações minerais em equilíbrio representativas de todos os estágios de alteração hidrotermal do depósito Furnas, foram calculadas condições P-T apenas para a alteração potássica e sódico-cálcica, para a formação de granada e cloritização. Além disso, condições de pressão para formação de alguns minerais foi estimada de forma relativa, a partir da coexistência dos minerais analisados com a andalusita, o que permitiu reduzir, assim, o campo P-T de ocorrência de algumas associações minerais e, conseqüentemente, do estágio de alteração hidrotermal.

a) Condições metamórficas

Os porfiroblastos de granada e andalusita do depósito Furnas apresentam distintas gerações de blastese, que contam uma ampla história evolutiva para este depósito. Dentre as gerações descritas, tem-se a geração 1a de granada, que, de forma semelhante à andalusita, constitui

porfiroblastos pré a $\text{sin-}S_{n+1}$, com inclusões que configuram resquícios da foliação S_n , distinta da foliação S_{n+1} associada ao cisalhamento e ao desenvolvimento do sistema hidrotermal. Considera-se nesse estudo que a foliação S_n possa representar uma relíquia de estrutura metamórfica, transposta fortemente pela foliação milonítica. A esta foliação S_n se associam cristais de biotita, cujos núcleos não possuem estrita relação com os estágios de alteração potássica, fornecendo informações sobre a história metamórfica do depósito.

Dessa forma, na tentativa de obter informações sobre esta história metamórfica pretérita foram separados associações minerais em possível equilíbrio para realização de cálculos termométricos com uso do *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006). Considerou-se a composição química de granada (tipo 1a)–biotita, em uma única amostra de clorita–granada–anfíbólio–biotita xisto, e as reações entre os *end-members* annita–flogopita e almandina–piropo, quartzo e andalusita (Fig. 7.1). A presença de andalusita, considerada coeva à granada 1ª, foi considerada como um balizador das condições de pressão, que no metamorfismo regional independem da composição do protólito.

Figura 7-1. Condições P-T estimadas para o metamorfismo das rochas do Depósito Furnas, baseado na associação biotita–almandina intertectônica (*sin a tardi- S_n e pré- S_{n+1}*) em clorita–granada–anfíbólio–biotita xisto com uso de base de dados termodinâmicos internamente consistentes do *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006). Abreviações: Alm = almandina, And = andalusita, Ann = Annita, Ky = cianita, Phl = flogopita, Py- piropo, Si = Sillimanita.

Apesar das evidências de disequilíbrios entre as reações utilizadas, observa-se que as intersecções das reações minerais indicam condições de pressão e temperatura de 3,5 kbar e 500 °C e 4,5 kbar e 563 °C para o evento metamórfico do depósito Furnas. Nessa faixa de pressão e temperatura, as rochas hospedeiras do depósito teriam sido submetidas à metamorfismo em fácies anfíbolito, condizente com a presença de núcleos de Fe–edenita, em clorita–granada–anfíbólio–

biotita xisto, com bordas reequilibradas compostas por Fe-tschermakita, tal qual evidenciado nos capítulos 5 e 6.

b) Alteração potássica e formação da granada

A alteração potássica representa um dos estágios iniciais do sistema hidrotermal e resultou na formação de biotita, posteriormente substituída por clorita. Constitui estágio importante para a reconstituição do sistema, dada a sobreposição de cristalização de biotita ao longo do depósito. Além da alteração potássica, um importante estágio hidrotermal para o depósito Furnas se constitui a formação de cristais coalescentes de granada, associados espacialmente a domínios silicificados e potassificados.

Esses estágios hidrotermais apresentam uma faixa temporal de coexistência de granada e biotita. Dessa forma, foram separados associações minerais que representavam um possível equilíbrio ou o início do desequilíbrio do sistema para realização de cálculos termométricos através do *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006), relativos à associação de biotita e cristais tardi- S_{n+1} de granada (tipo 1b) e de biotita e os cristais coalescentes de granada (tipo 2).

Considerou-se a composição do par granada-biotita, em 19 amostras distribuídas entre os distintos litotipos, quais sejam clorita-granada-anfibólio-biotita xisto, granada-grunerita-biotita xisto, granada-biotita xisto, andalusita-granada-muscovita-biotita xisto com estauroлита e anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, e as reações entre os *end-members* annita-flogopita e almandina-piropo e quartzo, cujos resultados representativos são mostrados na figura 7.2.

Uma ampla faixa de temperatura foi calculada, considerando-se os distintos litotipos e domínios microestruturais, nos quais se encontram os cristais analisados. Para o par associado ao clorita-granada-anfibólio-biotita xisto, foi analisado um cristal de granada do tipo 1b, tardi- S_{n+1} , cuja temperatura estimada foi de 619 °C (Fig. 7.2 a).

Para distintos cristais de granada coalescente, tipo 2, que comumente constituem faixas e ocorrem associados a domínios silicificados no granada-grunerita-biotita xisto, granada-biotita xisto e no andalusita-granada-muscovita-biotita xisto com estauroлита foi estimado um intervalo de temperatura entre 487-615 °C (Fig 7.2 b, c, d, e, f).

Ainda para granadas do tipo 2 relacionadas às zonas proximal e mineralizada, no anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, onde os cristais de biotita e granada apresentam bordas intensamente reequilibradas para clorita, as temperaturas se concentraram em uma faixa média de 487-548 °C (Fig 7.2 d, e).

Devido à ausência de outras associações minerais que configurassem mais reações no *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006), fornecendo condições precisas de temperatura e pressão para estes eventos no depósito Furnas, os resultados obtidos devem ser interpretados com cautela, associando-os sempre à composição mineral e às associações litológicas.

Figura 7-2. Condições de temperatura para a associação de alteração potássica com biotita em equilíbrio com granada do Depósito Furnas estimadas com uso de base de dados termodinâmicos internamente consistentes do software TWQ 1.02 (Berman, 2006). A) Condições obtidas em clorita-granada-anfibólio-biotita xisto. B) e C) Condições obtidas em domínios de granada coalescente (granada-grunerita-biotita xisto, granada-biotita xisto, andalusita-granada-muscovita-biotita xisto com estauroлита). D) e E) Condições obtidas para anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto. Abreviações: Alm = almandina, Ann = Annita, Phl = flogopita, Py- piropo.

c) Alteração sódico-cálcica tardia

A recorrência da formação de anfibólio e a associação destes com zonas mineralizadas em cobre e ouro refletem a importância do estágio sódico-cálcico tardio na evolução do depósito Furnas. Estimativas de temperatura para esse estágio foram realizadas através do *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006). Foram também analisados os litotipos na tentativa de encontrar pares minerais em equilíbrio para a realização dos cálculos através dos geotermômetros propostos por Holland & Blundy (1994).

Devido à ausência de associações minerais adequadas aos cálculos geotermométricos, a estimativa das condições de temperatura foi obtida para uma associação mineral presente nas zonas de alteração sódico-cálcicas tardias, com mineralização subordinada, nas quais foi possível encontrar uma inclusão de biotita em equilíbrio com a K-hastingsita no hastingsitito. Para os cálculos, considerou-se a composição de anfibólio-biotita e as reações entre os *end-members* pargasita-ferropargasita, annita-flogopita e quartzo (Fig. 7.3).

Devido à falta de fases minerais em equilíbrio que pudessem configurar outras reações e gerar um dado estatisticamente mais preciso, considerou-se o intervalo de temperatura 700-750 °C (Fig. 7.3), para o estágio “tardio” de alteração sódico-cálcica, originando rochas com textura decussada/granoblástica e arranjos radiados, compostas por K-hastingsita e sulfetos subordinados (ZM-II).

Figura 7-3. Condições de temperatura para a associação de alteração sódico-cálcica tardia (hastingsitito) com cálculo efetuado para associação de K-hastingsita e biotita incluída neste mineral estimadas com uso de base de dados termodinâmicos internamente consistentes do *software* TWQ 1.02 (Berman, 2006). Abreviações: Ann = annita, FePa = ferropargasita, Parg = pargasita, Phl = flogopita.

Relações entre o conteúdo de Fe^{3+} e Al^{IV} dos anfibólios sódico-cálcicos do depósito Furnas (Fig 6.6) tornam o intervalo de temperatura obtido para o depósito Furnas bastante consistentes. Segundo o proposto por Borodina *et al.* (1999), a composição dos anfibólios cálcicos do depósito Furnas indicaria condições semelhantes à de anfibólios formados na transição entre níveis crustais intermediários a profundos, consistentes com temperaturas elevadas e com as feições petrográficas observadas nas rochas ricas em hastingsita, tal qual o arranjo radiado (Prancha 5-11 J) e a textura decussada, que podem indicar uma influência termal para a formação deste mineral.

Segundo Leake (1965) e Kostyuk & Sobolev (1969), valores de $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}$ vs Al^{IV} (Fig 7.4) refletem as condições de pressão a que os anfibólios cálcicos foram gerados. Baseando-se no princípio adotado por eles, a K-hastingsita do depósito Furnas, associado ao segundo estágio de alteração sódico-cálcica.

Neste estágio foram originadas rochas com textura decussada e arranjos radiados em baixas pressões (até 4 kbar) e elevadas temperaturas (700 °C), demonstrando um efeito termal para o desenvolvimento deste estágio de alteração, onde a formação das rochas ricas em hastingsita se desenvolveriam em halos proximais em relação à fonte de calor. Para os anfibólios associados ao primeiro estágio de alteração sódico-cálcica, cujo cálculo de temperatura e pressão pelo TWQ não foi possível de ser realizado, o ambiente seria mais profundo, com formação destes anfibólios associados a pressões iguais ou superiores a 4 kbar, mais condizentes com as condições metamórficas estimadas (3,5 a 4,5 kbar).

Figura 7-4. Estimativas de condições de pressão, baseada nos conteúdos de Al^{VI} vs $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}$, para alteração sódico-cálcica (inicial, em tons de rosa, e tardia, em tons de verde) nos distintos litotipos do Depósito Furnas.

d) Cloritização

Alteração hidrotermal tardia à mineralização principal do depósito Furnas sobrepõe-se às alterações anteriores, apresentando uma associação mineralógica espacialmente composta por

clorita (chamosita)-anfíbólio (K-hastingsita)-albita-quartzo-carbonato-biotita-magnetita e sulfetos subordinados, na qual a clorita constitui halos distais associados às porções mais frias deste estágio.

Este estágio hidrotermal pode ser representado por *fronts* de substituição pervasiva de minerais preexistentes, em especial anfíbólio e biotita, por clorita (Prancha 5-2), bem como pela presença de veios e vênulas que representam um estágio dessa atividade hidrotermal comumente controlada por estruturas rúpteis (Prancha 5-17), como evidenciam as feições de preenchimento de espaços vazios, além de brechas *stricto-sensu* (Prancha 5-17K).

Cálculos de temperaturas (Tabela 7.1) baseados nos conteúdos de $Al^{(IV)}$, Si (p.f.u), vacância e ocupância octaedral da clorita associada a este estágio foram realizados através do *software* WinCcac (Yavuz *et al.*, 2015), a partir de diferentes calibrações existentes na literatura para este geotermômetro (Fig 7.5 a, b, c, d, e; Tabela 7.1). A tabela completa com todas as temperaturas calculadas encontra-se no Anexo III. Adicionalmente, alguma variação de temperatura foi estimada para os vários cristais de clorita analisados considerando-se uma mesma calibração, por exemplo, Kranidiotis & MacLean (1987): 316-390 °C; Kavalieris *et al.* (1990): 346-411 °C; Jowett (1991): 326-435 °C; El-Sharkawy (2000): 214-291 °C.

Para as análises de clorita do depósito Furnas, observa-se boa correlação entre as temperaturas calculadas e os parâmetros $Al^{(IV)}$ (p.f.u), Si (p.f.u.) e $Si^{(IV)}$ (p.f.u.). O gráfico de conteúdo de $Al^{(IV)}$ vs. temperatura (Figura 7.5 a; Hillier & Velde 1991) configura um *trend* de correlação positiva entre esses parâmetros, com variação da temperatura entre 350-425 °C estimada a partir da clorita (lamelas finas e grossas) do depósito Furnas. Dois dados configuram *outliers* com temperaturas entre 225-325 °C e estão associados a análises das bordas de finas lamelas de clorita nos quais se observam núcleos com resquícios de biotita, e podem, portanto, refletir análises mistas, não adequadas aos cálculos.

Os gráficos de temperatura vs Si (p.f.u.) (Figura 7.5 b; De Caritat *et al.*, 1993) e $Si^{(IV)}$ (Figura 7.5 c; Kavalieris *et al.*, 1990) configuram-se *trends* de correlação negativos muito semelhantes, cujas temperaturas expressivas concentram-se entre 325-425 °C (lamelas finas e grossas de clorita).

O conjunto de dados de temperatura (225-425 °C) obtido para a clorita do depósito Furnas deve ser interpretado com cautela, levando-se em consideração os cálculos e sua correlação com dados petrográficos e químicos. A composição da clorita (Tabela 6.7), nos distintos litotipos, não varia com a temperatura. Entretanto, a sua composição parece refletir uma influência da composição da rocha e sua associação mineralógica preexistente.

Para o depósito Furnas, a variação de temperatura obtida é bastante consistente com as características petrográficas. Nas rochas do depósito, a clorita ocorre como cristais subédricos a anédricos, comumente bem formados (Prancha 5.17 K) ou sob a forma de lamelas orientadas

paralelamente à foliação da rocha (Prancha 5.17). Em alguns litotipos, resquícios de biotita e anfibólio são encontrados no centro das lamelas de clorita, refletindo a formação deste mineral a partir do consumo de minerais ferromagnesianos, refletindo a formação da clorita a partir da entrada de fluidos menos quentes no sistema, tardios aos estágios de alteração e mineralizantes principais.

Figura 7-5. Condições termométricas para cloritização, associada a alteração tardia do Depósito Furnas, onde é possível distinguir três grupos de temperatura para formação da clorita. A) Gráfico de correlação entre conteúdos de Al^{IV} e a temperatura calculada (Hillier & Velde 1991), demonstrando um trend positivo. B) Gráfico de correlação entre conteúdos de Si (p.f.u.) e a temperatura calculada (De Caritat et al., 1993), com trend negativo. C) Gráfico de correlação entre conteúdos de Si (p.f.u.) no sítio tetraedral e a temperatura calculada (Kavalieris et al., 1990), com trend negativo.

Tabela 7-1. Temperaturas obtidas para clorita das zonas distal e mineralizada I do Depósito Furnas. Cálculo realizado através do software WinCcac (Yavuz *et. al*, 2015)

Amostra	FD91-135,24	FD91-135,24	FD91-135,24	FD91-135,24	FD91-135,24	FD91-135,24	FD91-135,24	FD45-131,20	FD45-131,20	FD45-131,20	FD45-105,55	FD45-105,55	FD45-105,55	FD45-105,55	FD45-105,55
Lito	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Gru-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl	Anf-Grt-Bt-Chl
Análise	c1_chl1	c1_chl2	c2_chl1	c2_chl2	c2_chl3	c2_chl9	c4_chl2	c1_chl1	c2_chl1	c2_chl2	c2_chl1	c2_chl2	c3_chl1	c3_chl2	c3_chl3
Posição	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro	centro
Localização	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD	ZD
Al ^{IV} (°C) - Cathelineau & Nieva (1985)	321	314	262	312	311	311	322	312	324	322	312	326	331	336	331
Vacância Octaedral (°C) - Cathelineau & Nieva (1985)	281	280	258	281	281	281	281	281	281	281	281	281	281	281	281
Al ^{IV} (°C) - Kranidionis & MacLean (1987)	373	366	316	363	362	362	375	365	377	374	361	375	379	385	380
Al ^{IV} (°C) - Cathelineau (1988)	404	394	315	392	390	389	406	391	410	406	392	412	419	428	420
Si (°C) - Kavalieris <i>et al.</i> (1990)	377	357	222	352	348	346	381	351	389	380	351	393	410	429	411
Al ^{IV} (°C) - Jowett (1991)	413	404	326	400	399	398	415	401	419	415	400	420	427	435	428
Al ^{IV} (°C) - Hiller & Velde (1991)	397	382	259	378	375	374	400	377	406	400	378	409	421	434	422
Ocupância Octaedral (°C) - De Caritat <i>et al.</i> (1993)	331	328	257	331	331	331	331	331	331	331	330	331	331	331	331
Si ^{IV} (°C) - De Caritat <i>et al.</i> (1993)	491	490	304	484	479	478	517	483	527	517	483	531	548	643	550
Al ^{IV} (°C) - Zang & Fyfe (1995)	296	290	235	290	289	288	297	286	300	297	292	305	311	316	311
Al ^{IV} (°C) - Xie <i>et al.</i> (1997)	260	252	159	254	254	252	259	241	264	258	266	285	297	304	294
Al ^{IV} (°C) - El-Sharkawy (2000)	276	270	214	269	268	267	276	266	279	276	272	285	291	296	290

8. Considerações sobre a Evolução do Depósito Furnas

A deformação a que foram submetidas as rochas do depósito Furnas resultaram no desenvolvimento de três foliações denominadas S_n , S_{n+1} e S_{n+2} . A primeira foliação, S_n , é representada por uma trama planar, considerada como uma relíquia de estrutura metamórfica que é registrada apenas pelo alinhamento de inclusões minerais em porfiroblastos de granada e andalusita pré- S_{n+1} .

A S_{n+1} é a foliação principal e predominante nas rochas descritas. É paralela ao acamamento sedimentar e, localmente, apresenta dobras de arrasto abertas a isoclinais, assinaladas por faixas de quartzo e de cristais coalescentes de granada, além de dobras em *kink*. Apresenta caráter milonítico, associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento e ao estabelecimento do sistema hidrotermal do depósito Furnas.

A foliação S_{n+2} é representada, localmente, pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação, com a qual se associam cristais de magnetita orientados ao longo dos planos axiais desta clivagem.

Os porfiroblastos de granada e andalusita remontam uma história evolutiva complexa para as rochas do depósito Furnas. Dentre as distintas gerações de blastese reconhecidas (verificar capítulo 5 e 6), a geração 1a de granada, assim como a andalusita, constitui porfiroblastos pré a sin- S_{n+1} . Apresenta inclusões reliquias orientadas segundo a foliação S_n , que apresenta orientação distinta daquela da foliação S_{n+1} que a transpôs e é predominante nas rochas.

Cálculos termométricos realizados em associações minerais relacionadas ao núcleo de porfiroblastos de granada do tipo 1a forneceram intervalos de condições de pressão e temperatura de 3,5 kbar e 500 °C e 4,5 kbar e 563 °C, o que pode ser associado a um episódio metamórfico em fácies anfibolito para as rochas do depósito. Distintas feições petrográficas sustentam a presença deste evento metamórfico, tal qual a presença de anfibólios com raros núcleos de Fe-edenita e bordas reequilibradas para Fe-tschermakita, grunerita, K-hastingsita e Fe-actinolita, consideradas hidrotermais.

A este evento metamórfico sucedeu-se a implantação de um sistema hidrotermal responsável por obliterar grande parte das características metamórficas registradas nas rochas do depósito Furnas, tal qual observado em outros depósitos da Província Mineral de Carajás.

O sistema hidrotermal do depósito Furnas é bastante semelhante, em diversos aspectos, a alguns depósitos localizados na Província Mineral de Carajás, tais como Salobo (Lindenmayer & Teixeira, 1999; Melo, 2014), Sequeirinho e Sossego (Monteiro *et al.*, 2008a; 2008b), GT46 (Silva *et al.*, 2005).

As semelhanças se constituem na (i) presença de minério cupro-aurífero associado a grandes quantidades de óxido de ferro; (ii) forte controle estrutural do depósito, com associação ao desenvolvimento e ou reativação de zonas de cisalhamento; (iii) enriquecimento em ETR, Mo, Ag, Ce e U na zona mineralizada; (iv) associação espacial com corpos graníticos, no caso do depósito Furnas tem-se o granito Furnas e o Cigano e (v) semelhanças com o modelo de alteração e paragénesese do minério descrito por Hitzman *et al.* (1992) para depósitos de óxido de ferro–Cu–Au (Fig. 8.1), ilustrado a seguir.

No modelo citado, os autores propuseram o desenvolvimento de alteração sódica e potássica a profundidades grandes/intermediárias, com desenvolvimento de *stockworks* de magnetita, também em níveis intermediários. Associações minerais com clorita-quartzo-carbonato-sericita, bem como o desenvolvimento de brechas quartzosas, neste modelo, se associam a níveis crustais mais rasos, podendo também se associar a níveis crustais intermediários.

Figura 8-1. Perfil esquemático do padrão de alteração hidrotermal para depósito de óxido de ferro-cobre-ouro-ETR proposto por Hitzman *et al.* (1992). Em vermelho observa-se uma tendência de evolução do sistema hidrotermal do depósito Furnas no modelo proposto por Hitzman *et al.*, 1992.

O sistema hidrotermal Furnas foi fortemente associado ao desenvolvimento de uma foliação milonítica S_{n+1} , relacionada ao estabelecimento ou reativação de zonas de cisalhamento e representado por um estágio de alteração sódica (albitização) precoce, identificada apenas no Granito Furnas, seguida por silicificação, alteração potássica, turmalinização, cristalização de granada coalescente, alteração sódico-cálcica inicial, enriquecimento em ferro, mineralização principal (ZM-I) e alteração tardia, representada pela formação de K-hastingsita, sulfetos (ZM-II) e desenvolvimento de halos distais de clorita. Para o depósito Furnas, seguindo o modelo da

Figura 8.1, o sistema hidrotermal seria se desenvolvido em níveis pouco profundos a intermediários, tal qual representado pela área em vermelho.

A alteração sódica inicial, registrada no Granito Furnas, é responsável pelo desenvolvimento pervasivo de albita nestas rochas. Feições de recristalização estática dos cristais de quartzo e plagioclásio, sugerem condições de temperaturas superiores a 250 °C para o desenvolvimento das feições associadas a estágio. Por sua vez, o plagioclásio associado a paragênese, por vezes, apresenta geminação polissintética intensamente deformada, o que remete a condições de temperatura entre 400-550 °C (Stipp *et al.* 2002). Tais condições de temperatura mais elevada são também condizentes com microestruturas observadas nos domínios quartzo-feldspáticos do Granito Furnas, como *mantle-and-core*, mais característica de condições de temperatura entre 450-600 °C (Passchier & Trouw, 2005).

Nos primeiros estágios de alteração potássica do depósito Furnas, formaram-se cristais de siderofilita-annita com baixos conteúdos de Cl (0,01-0,5%) e conteúdos variáveis de Mg (3,5-8,9%). Para os dois primeiros estágios de alteração potássica foram determinadas temperaturas, com base em feições de equilíbrio e desequilíbrio com cristais de granada contemporâneos a cada um destes episódios, de 619 °C e 487-615 °C, respectivamente.

O terceiro estágio (Prancha 5-2 M) de alteração potássica, constituído por lamelas grossas de biotita castanho claro (pálida), é representado por cristais de annita, com baixo conteúdo de Mg (1,5-3,5%), altos conteúdos de Fe e elevados conteúdos de Cl (1,0-2,5%) e associado espacialmente aos litotipos proximais e mineralizados (ZM-I e ZM-II). Para este estágio de alteração hidrotermal, apesar das feições de desequilíbrio entre lamelas de biotita e cristais de granada associados ao anfibólio-granada-grunerita-magnetita xisto, foi determinado um intervalo de temperatura de 487-548 °C em análises do núcleo destes minerais (biotita grossa e granada).

A cristalização de porfiroblastos de granada do tipo 1b, tardios a S_{n+1} , bem como dos cristais coalescentes (tipo 2) teriam se desenvolvido em níveis intermediários a pouco profundos. A composição dos cristais é representada por predominância da molécula almandina e os cristais são, comumente, bastante homogêneos. Entretanto, em alguns cristais foi possível observar a presença de núcleos com poucas inclusões e bordas límpidas.

Nos núcleos destes cristais observa-se uma tendência ao aumento do conteúdo de Mn e Fe^{3+} , enquanto nas bordas observa-se um empobrecimento destes elementos e uma tendência ao aumento dos conteúdos de Fe^{+2} , Ca e conteúdos de Mg, que parece refletir condições de menores temperaturas durante a cristalização do núcleo, com aumento da temperatura durante a cristalização das bordas em ambos os tipos de cristais de granada (1b e 2).

Mapas e perfis de variação composicionais obtidos para alguns cristais de granada indicam, especialmente para os cristais coalescentes, a presença de dois núcleos, onde se observam picos negativos de Ca nestes núcleos com aumento deste conteúdo no sentido das

bordas. Isso parece refletir o processo de aglutinação desses distintos cristais que constituem as faixas de cristais coalescentes, originando cristais maiores, tal qual observado em algumas fotografias (Prancha 5-8 E, F).

Os cristais coalescentes de granada, comumente arredondados a esqueléticos ou com formato semelhante a uma amêndoa, ocorrem, principalmente, nos domínios intensamente silicificados ou em íntimo contato com finos veios de quartzo.

A presença dos cristais coalescentes de granada em associação aos domínios silicificados pode estar relacionada à formação de veios associados a processos de lixiviação, desilicificação e resilicificação comumente relacionadas a uma diminuição da temperatura do fluido hidrotermal durante sua evolução (Nichols & Wiebe, 1998).

Nestes processos, distintas reações minerais estão envolvidas para a formação destes veios de desilicificação (Nichols & Wiebe, 1998). Na área do granito Cadillac Mountain (Maine, Estados Unidos), os autores reportaram a presença de veios de desilicificação zonados com porções centrais constituídas por minerais de menor temperatura, com almandina-espessartina, quartzo, remanescentes de cordierita e clorita, e minerais de maior temperatura nas bordas.

Nos domínios com predominância desses cristais, observa-se uma tendência de aumento da granulação da granada sempre tendendo ao domínio mais rico em biotita, no limite entre o domínio silicificado e potassificado. Isso, além de indicar disponibilidade de reagentes associados ao consumo de biotita, pode fornecer indícios de um aumento de temperatura no sentido das bordas dos domínios ricos em cristais coalescentes, favorecendo o aumento da granulação destes minerais.

Coevo a posterior a formação de granada, observou-se o desenvolvimento do primeiro estágio de alteração sódico-cálcica, responsável pela cristalização de Fe-tschermakita com baixos valores de Cl (0,01-0,8%), possivelmente associada à alteração de protólitos máficos, cujos núcleos preservados são representados por relíquias de cristais de Fe-edenita. Neste estágio também ocorreu a formação de cristais de K-Fe-sadaganaíta, com expressivos conteúdos de Cl (3,2-3,6%).

O notável enriquecimento em ferro do depósito Furnas é representado pela cristalização de prismas de grunerita, com baixo conteúdo de Cl em distintos litotipos, seguido pelo desenvolvimento de cristais de magnetita paralelos a S_{n+1} e pela mineralização cupro-aurífera principal (ZM-I).

Dois grupos distintos de grunerita são observados: (i) menores conteúdos de Fe e Mn, maiores conteúdos de Mg e teores mínimos de Cl (0,01-0,05%), associadas às zonas distais do depósito; (ii) maiores conteúdos de Fe e Mn e altos valores de Cl (0,05-0,2%), associada às zonas proximais da mineralização.

A magnetita do depósito Furnas apresenta baixo conteúdo de Si, Zn, Mg, Ni e Ca e valores moderados a altos de Al, Ti e V. Os conteúdos de Ti e V são especialmente elevados nos cristais euédricos, isolados, situados nas porções mais distais e que sobrecrescem a foliação milonítica, sendo tardios a ela, e que apresentam exsoluções de magnetita-ulvoespínélio.

Nos gráficos de classificação propostos por Dupuis & Beaudoin (2011), as amostras de magnetita do depósito Furnas associam-se espacialmente aos cristais de magnetita representativos dos depósitos do tipo IOCG e, principalmente, a depósitos do tipo *skarn* (Figuras 6-18 e 6-19).

Óxidos de ferro representativos de depósitos do tipo *skarn*, comumente, apresentam baixos conteúdos de Ti+V e razões Ni/(Cr+Mn) bastante variáveis. Já os óxidos associados aos depósitos IOCG apresentam, especialmente, baixos conteúdos de V e Ti, sendo esta uma das características primordiais dos óxidos associados a fluidos hidrotermais, diferenciando-os daqueles formados em ambientes caracteristicamente magmáticos (Dupuis & Beauduin, 2011).

O conteúdo elevado de V nas amostras de magnetita da zona distal do depósito Furnas associa-se às trocas parciais entre Fe^{3+} por V^{3+} , favorecidos por temperaturas moderadas a elevadas, superiores a 400 °C, nas quais este cátion é estável na estrutura da magnetita (Liang *et al.*, 2015). Valores significativos de Ti, identificados em cristais tardios à S_{n+1} , relacionam-se à solução sólida de magnetita-ulvoespínélio, cujas exsoluções foram caracterizadas com auxílio da química mineral.

O estágio principal de mineralização cupro-aurífera, posterior ao desenvolvimento dos corpos mais ricos em magnetita, é representado por calcopirita, bornita, calcocita, ouro, molibdenita e Ce-monazita associados a *fronts* de substituição pervasiva. O minério pode constituir um *network* de veios e vênulas interconectados e os sulfetos de cobre também ocorrem como *infills* de brechas hidrotermais que selam fragmentos subangulosos de magnetita ou de quartzo. Neste estágio, a bornita apresenta exsoluções de calcocita, originando uma textura mimerquítica-simplectítica, que remetem a temperaturas superiores a 335 °C para a solução sólida bornita-calcocita (Figueiredo, 2000).

Estágio tardio de alteração hidrotermal é representado pelo desenvolvimento de alteração sódico-cálcica II (tardia), cloritização distal em *fronts* de substituição, por vezes pervasiva, acompanhada de entrada de sulfetos que constituem a mineralização II (ZM-II), além do desenvolvimento de veios e vênulas com texturas de preenchimento de espaços abertos.

A segunda geração de anfibólios sódico-cálcicos, representada pela cristalização de K-hastingsita e Fe-actinolita, apresenta moderado a elevado conteúdo de Cl (0,8-3%), e se associa à formação de uma rocha de granulometria grossa (hastingsitito), com textura decussada ou granoblástica e/ou com arranjos radiados de anfibólios.

A mineralização II (ZM-II), associada à esse estágio tardio de alteração, é representada por um sistema de veios compostos por quartzo-K-hastingsita-(actinolita)-calcopirita-ouro e

chamosita-quartzo-biotita-albita-adulária-carbonato-fluorita-calcopirita-ouro e representada, majoritariamente, por calcopirita e bornita, com ouro, molibdenita, ferberita (FeWO_4), wittcherita (Cu_3BiS_3), cassiterita (SnO_2), galena (PbS), hessita (Ag_2Te), Ce-monazita e carbonatos de ETR constituindo fases subordinadas que associadas a pequenos cristais inclusos na calcopirita ou ass preenchendo fraturas neste mineral.

Cálculos termométricos realizados para a associação mineralógica de anfibólio-(hastingsita)-biotita dos hastigsititos com textura decussada forneceram intervalos de temperatura entre 700-750 °C e baixas pressões, inferiores a 4 kbar.

Halos distais de clorita são observados em associação aos *fronts* de alteração pervasiva com K-hastingsita. Em tais halos, a clorita ocorre como lamelas grossas subédricas, bem como substitui parcial a totalmente cristais de biotita e anfibólio. Adicionalmente, clorita ocorre em veios e vênulas e em brechas *stricto-sensu*, preenchidas por clorita e com epidoto subordinado. Cálculos realizados, por distintas calibrações (capítulo 7) do geotermômetro da clorita forneceram um intervalo de temperatura entre 225-425 °C, que configura um intervalo de temperatura consideravelmente elevada para a formação deste mineral.

Distintos estudos de isótopos estáveis realizados em depósitos do tipo IOCG (Oliver *et al.*, 1993; Perring *et al.*, 2000; Monteiro *et al.*, 2008a, 2008b; Pestilho, 2011) tem sugerido que associações minerais associadas a alteração sódico-cálcica formam-se a temperaturas >500 °C, quando da influência de fluidos magmáticos-hidrotermais.

A variação do conteúdo de halógenos nos anfibólios e micas associados espacialmente às zonas proximais e mineralizadas do Depósito Furnas, apresentam, caracteristicamente, altos conteúdos de Cl. Em contrapartida, os anfibólios associados às zonas distais do depósito apresentam composição que se aproxima das características dos anfibólios metamórficos, onde se observam menores conteúdos de Fe e halógenos.

Para os anfibólios de composição K-Fe-sadaganaíta e K-hastingsita, observam-se conteúdos de até 3,53 % de Cl, demonstrando influência de fluidos salinos para a formação destes anfibólios.

Biotita com até 2,5 % de Cl relaciona-se à alteração potássica em zonas proximais e mineralizadas. A esses silicatos pode-se observar subordinação de cristais de escapolita que comumente constitui uma fase portadora de cloro nos mais distintos depósitos da Província Mineral de Carajás. A presença de Cl nesses minerais é uma característica comum e importante dos depósitos do tipo IOCG (Mazdab & Barton, 2001), recorrentemente descrita em outros depósitos da Província Mineral de Carajás, como em Igarapé Bahia (Dreher, 2004, Dreher *et al.*, 2008), Gameleira (Lindenmayer *et al.*, 2002), Castanha (Pestilho, 2011); Bacaba e Bacuri (Moreto *et al.*, 2015b).

Sistemas hidrotermais, responsáveis pela formação dos depósitos tipo IOCG, envolvem, comumente, fluidos mais salinos, ricos em cloro, em relação aos fluidos originários em sistemas magmático-hidrotermais (Barton & Johnson 1996). Para muitos autores, os fluidos associados aos sistemas IOCG refletem influência da dissolução de evaporitos para origem e evolução dos fluidos hidrotermais, justificando a alta salinidade destes (Barton & Johnson, 1996; 2000; Hitzman, 2000; Mazdab & Barton, 2001).

Para os depósitos da Província de Carajás, a presença de minerais ricos Cl e elevadas salinidades para os fluidos hidrotermais são atribuídas à influência de componentes magmáticos na evolução do sistema hidrotermal e gênese dos depósitos (Igarapé Bahia, Tallarico *et al.*, 2000; Tallarico, 2003; Salobo, Lindenmayer & Teixeira, 1999; Gameleira, Lindenmayer *et al.*, 2002). Adicionalmente, Xavier *et al.* (2008) e Dreher *et al.* (2008) propõem a influência de componentes evaporíticas nos fluidos hidrotermais associados à gênese do depósito de Igarapé Bahia, justificando os altos valores de salinidade associados ao desenvolvimento da paragênese mineral e mineralização deste depósito.

Os estágios iniciais de alteração hidrotermal, representados pela alteração potássica do granito Furnas e pelo desenvolvimento de alteração potássica, silicificação e desenvolvimento de cristais de granada sin- a tardi- S_{n+1} (tipo 1b), parecem apresentar grande influência das zonas de cisalhamento que controlam a percolação de fluidos e o desenvolvimento das estruturas predominantes no depósito.

A possível reativação do sistema transcorrente do Cinzento, impôs o desenvolvimento de um sistema hidrotermal de temperaturas elevadas, entre 400-619 °C, representado pela estimativa de deformação da geminação dos cristais de ortoclásio e albita, recristalização estática dos cristais de quartzo e plagioclásio e pelos cálculos termométricos realizados para os estágios iniciais de alteração potássica e para a formação de granada do tipo 1b.

Adicionalmente, a presença da paragênese composta por granada-grunerita-magnetita associada à mineralização principal do depósito Furnas, com intervalos de temperatura estimados em 487-548 °C, a partir de biotita grossa-granada 2, reflete uma associação mineral de alta temperatura para o depósito.

Os elevados intervalos de temperatura obtidos para associações de clorita (chamosita)-quartzo-biotita-albita-adulária-carbonato-fluorita-calcopirita-ouro (250-450 °C) e para a K-hastingsita nos hastingsitos com texturas decussada e radiada (700-750 °C), e a assinatura química do minério da ZM-II, com elementos tipicamente associados a granitos alcalinos do tipo A, tais como Bi-W-Sn-Te, assim como a presença de fluorita, indicam reativação do sistema possivelmente vinculada à colocação do Granito Cigano.

Outras evidências que corroboram essa hipótese são as feições estruturais características de baixas pressões, como o desenvolvimento de fraturas, veios com texturas de preenchimento de

espaços abertos e brechas associadas à um estágio tardio de alta temperatura. As elevadas temperaturas associadas a estas estruturas só seriam possíveis devido a um importante efeito termal, que pode ter sido causado pela colocação de corpos graníticos durante os estágios tardios de desenvolvimento do sistema hidrotermal do Furnas. Adicionalmente, a assinatura química de cristais de magnetita, semelhante à de depósitos do tipo *skarn* e, em especial os altos conteúdos de Ti dos espinélio tardios, pós- S_{n+1} , apontam para a influência de intrusões na área.

A colocação do granito Cigano, após o desenvolvimento da zona de cisalhamento, também poderia explicar a formação de bordas pós-tectônicas de granada com composição indicativa de maior temperatura de cristalização para seus núcleos, pré a sin-tectônicos, em relação à S_{n+1} . De forma análoga, faixas confinadas de sillimanita nos andalusita-muscovita-biotita xisto e clorita-granada-anfibólio-biotita xisto apontam para uma trajetória de condições P-T indicativas de pico termal tardio durante a evolução do depósito.

A influência do efeito termal do granito Cigano é observada, intensamente, nas rochas que constituem o Grupo Rio Novo, no qual é possível observar metamorfismo de contato de baixa pressão e elevadas temperaturas com a formação de uma paragênese constituída por biotita + anfibólio + cordierita e espinélio + biotita + cordierita + piroxênio (Gonzalez *et al.*, 1988). Tais paragêneses indicam condições metamórficas que alcançaram a fácies granulito *hornfels*, com condições de temperaturas ainda mais elevadas que aquelas inferidas para o depósito Furnas. Contudo, o conjunto de evidências obtido nesse estudo indica que a colocação do Granito Furnas, no Paleoproterozoico, pode ter sido responsável pela reativação do sistema hidrotermal, resultando nos corpos mineralizados da ZM-II e nos hastingsitos associados.

O depósito Furnas, portanto, revela uma complexa evolução. Sua história metamórfica prévia, no entanto, foi fortemente obliterada pela intensa atividade hidrotermal e ainda precisa ser revelada. A presença de porfiroblastos pré- S_{n+1} , tanto de andalusita como de granada, também apontam para condições de pressão relativamente baixa durante o evento de metamorfismo inicial.

Estudos prévios realizados por Barros *et al.* (2000) interpretaram a existência de porfiroblastos sin-tectônicos de granada em xistos do Grupo Rio Novo como formados na auréola de contato do Complexo Granítico Estrela, sin-tectônico e neoarqueano (ca. 2.74 Ga; Barros *et al.*, 2004), como resultado de efeitos termais e mecânicos resultantes da colocação deste plúton granítico.

A ausência de dados geocronológicos para o Granito Furnas não permite a especulação de sua vinculação com a importante granitogênese neoarqueana reconhecida em Carajás, embora esse possa representar um *stock* do granito Igarapé Gelado (ca. 2,74 Ga; Barbosa, 2004), identificado ao longo da Zona de Cisalhamento Cinzento. Contudo, o papel da granitogênese

neoarqueana para a formação de paragêneses “metamórficas” nesse importante cinturão de mineralização deve ser reavaliado em trabalhos futuros.

A instalação do sistema hidrotermal e formação dos corpos de grunerita-magnetita e das zonas mineralizadas I (ZM-I) sucederam esse estágio e também foram formados em temperaturas relativamente elevadas, como suportam os dados geotermométricos desse estudo. Por fim, o desenvolvimento das zonas de mineralização II (ZM-II) registram evidências (altas temperaturas, padrão de zoneamento de granada, assinatura química da magnetita e do minério) do papel da colocação tardia de granitos do tipo A, durante o Paleoproterozoico, resultando em reaquecimento e reativação do sistema hidrotermal.

9. Conclusões

O depósito de Furnas é hospedado por diferentes litotipos que indicam uma associação com uma sequência metavulcanossedimentar, representados por clorita-granada—anfíbólio-biotita xisto, granada-biotita-xisto, granada-grunerita-biotita-clorita xisto, anfíbólio-granada-grunerita-magnetita xisto e andalusita-muscovita-biotita xisto com estaurolita, além do Granito Furnas, de idade incerta, aflorante na porção WNW do depósito.

O controle estrutural do depósito é bastante expressivo. As zonas de alteração hidrotermal, assim como a presença de sulfetos são intensamente controladas pela foliação S_{n+1} . A geometria lenticular das rochas hospedeiras reflete sua associação com zonas de cisalhamento desenvolvidas em regimes dúcteis a dúcteis-rúpteis com alto ângulo de mergulho.

A Falha Transcorrente do Cinzento teve, portanto, um papel importante na evolução do depósito Furnas, possibilitando a circulação dos fluidos hidrotermais e o desenvolvimento do sistema hidrotermal, que apresenta uma complexa história evolutiva com evidências de registros de evolução metamórfica, sobreposta, e fortemente obliterada, por pervasivos e recorrentes estágios de alteração hidrotermal.

A história metamórfica do depósito está associada a um evento, de idade incerta, em fácies anfíbolito, com intervalo de pressão e temperatura de 3,5 kbar e 500 °C e 4,5 kbar e 563 °C. É registrada, principalmente, nos porfiroblastos de granada (tipo 1a) e andalusita que apresentam foliações internas, discordantes da S_{n+1} , assinaladas por trilhas de inclusões minerais.

Esses porfiroblastos da granada 1a apresentam-se fortemente estirados, com sombras de pressão e, especialmente na granada, apresentam sobrecrecimento de bordas límpidas de granada do tipo 1b, por vezes, com faces euédricas, com composição química indicativa de maiores temperaturas (por exemplo, menor conteúdo de Mn e maior de Ca e Fe^{2+}).

Os estágios de alteração hidrotermal envolvem alteração sódica pervasiva inicial, com expressiva formação de albita, reconhecida apenas nas rochas do Granito Furnas. Estágios de silicificação e potassificação, com formação de biotita, concomitante à milonitização do depósito, são reconhecidos no Granito Furnas e em todas as demais rochas hospedeiras do depósito.

Cristalização de turmalina, contemporânea a posterior à alteração potássica, foi sucedida pelo crescimento de cristais de almandina (granada tipo 2), que configuram faixas de cristais coalescentes, comumente associadas a frentes de silicificação. Estágio inicial de alteração sódico-cálcica é reconhecido, especialmente, nos domínios distais do depósito e representado pela cristalização de Fe-tschermakita que, raramente preserva núcleos de Fe-edenita, refletindo uma história metamórfica prévia.

O metassomatismo de ferro, um dos estágios mais importantes no desenvolvimento do depósito Furnas, iniciou-se a partir da formação de grunerita, seguida pela pervasiva cristalização de magnetita ao longo das estruturas planares (foliação milonítica e xistosidade) das rochas hospedeiras. Nas zonas proximais, este estágio originou rochas com paragênese mineral representada, essencialmente, por granada-grunerita-magnetita, principal hospedeira da mineralização cupro-aurífera.

O principal estágio de mineralização do depósito é representada por bornita e calcocita, com textura mimerquítica-simplectítica, e calcopirita com ouro e Ce-monazita associados. A mineralização cupro-aurífera constitui frentes de substituição nas rochas ricas em granada-grunerita-magnetita, veios e vênulas que configuram *stockworks*, além brechas hidrotermais com clastos angulosos a subangulosos de magnetita ou de quartzo com *infill* de sulfetos.

Alteração tardia, pós-mineralização principal, foi responsável pela nucleação de rochas isotrópicas a fracamente anisotrópicas constituídas, basicamente, por K-hastingsita e Fe-actinolita em associação a frentes de substituição pervasiva e veios e vênulas distais ricas em clorita, com associação de quartzo, albita, carbonato, biotita, hematita e fluorita. A clorita é representada por chamosita, que substituiu parcial a totalmente cristais de biotita, granada e anfibólios formados em estágios prévios do desenvolvimento do depósito.

Este estágio tardio se desenvolveu, principalmente, em estruturas rúpteis-dúcteis e observa-se o desenvolvimento de mineralização cuprífera sobreposta, vinculada a um sistema de veios e vênulas com textura de preenchimento de espaços abertos. É representada por calcopirita com subordinação de bornita, molibdenita, hessita, ferberita (FeWO_4), wittchenita (Cu_3BiS_3), cassiterita, galena, e carbonatos de ETR, cuja assinatura W-Bi-Sn-Mo-Pb-Ag-Te-ETR assemelha-se à de sistemas magmático-hidrotermais vinculados à colocação de granitos alcalinos do tipo A, que neste depósito se relacionaria à colocação do Granito Cigano.

A recorrência dos estágios de alteração hidrotermal é demonstrada, intensamente, através dos resultados de química mineral. Para a alteração sódico-cálcica, observou-se a presença de três grupos principais de anfibólio: (i) Fe-edenita, associada a núcleos dos anfibólios, ao qual, provavelmente, estaria associada a história metamórfica do depósito Furnas; (ii) Fe-tschermakita e K-sadaganaíta, associadas aos estágios iniciais de alteração sódico-cálcica, temporalmente distintos, com a formação de K-sadaganaíta contemporânea à mineralização principal do depósito, como evidenciado por relações estruturais; (iii) K-hastingsita e Fe-actinolita, associada ao estágio tardio de alteração sódico-cálcica em associação ao desenvolvimento de zonas cloríticas.

Dois grupos de grunerita são identificados: (i) grunerita com menor conteúdo de Fe e Mn, maior conteúdo de Mg e teores mínimos de Cl, associadas às zonas distais; (ii) grunerita com maiores conteúdos de Fe e Mn e altos valores de Cl, associada às zonas proximais da mineralização.

A magnetita associada ao depósito Furnas apresenta características bastante semelhantes à magnetita dos depósitos do tipo *skarn* e, menos consistentemente, à magnetita dos depósitos do tipo IOCG, reforçando a influência dos corpos graníticos no desenvolvimento, reaquecimento ou reabastecimento do sistema hidrotermal.

Três grupos de granada foram reconhecidos: 1a – composição de almandina, associada a porfiroblastos pré a $\text{sin-}S_{n+1}$, crescidos durante o estágio deformacional e que, não raramente, podem apresentar bordas tardias sem inclusões; 1b – composição de almandina, associada a porfiroblastos tardi a pós- S_{n+1} ; 2- composição de almandina, com molécula espessartita expressiva, caracterizada por cristais coalescentes tardios à deformação e, intimamente, associado à domínios silicificados.

Os cálculos geotermométricos forneceram temperaturas de 619 °C, associada ao crescimento dos porfiroblastos de granada do tipo 1b, tardi- S_{n+1} para os quais se assume uma influência termal, associada ao desenvolvimento do sistema hidrotermal do depósito. Para os cristais coalescentes (tipo 2), as temperaturas variaram entre 487-615°C, indicando significativa variação de temperatura do sistema. Para a granada associada espacialmente às zonas mineralizadas a faixa de temperatura varia entre 487-548 °C que, associada à grunerita e magnetita, confirma o desenvolvimento de uma paragênese de alta temperatura para a mineralização principal do depósito Furnas.

Cálculos realizados para a alteração sódico-cálcica associada à fase tardia de alteração hidrotermal, na qual se observa o desenvolvimento de rochas de granulometria grossa, isótropas a fracamente foliadas e com textura decussada e anfibólitos com arranjo radiado, forneceram uma faixa de temperatura entre 700-750 °C. Relações entre o conteúdo de Fe^{3+} e Al^{IV} dos anfibólitos sódico-cálcicos são consistente com as temperaturas encontradas, e sugerem condições de baixas pressões (até 4 kbar) e elevadas temperaturas.

Para a formação da clorita, em associação a *fronts* de substituição e a vênulas de (chamosita)-anfibólito (K-hastingsita)-albita-quartzo-carbonato-biotita-magnetita, foi encontrada uma ampla faixa de temperatura, entre 225-425 °C.

Os valores de Al^{IV} da clorita demonstram que as temperaturas mais elevadas estão associadas ao anfibólito-granada-biotita-clorita xisto e halos distais de grunerita-granada-biotita-clorita xisto, nos quais se observam cristais bem formados deste mineral. As temperaturas menos elevadas associam-se à clorita associada a lamelas de biotita incipientemente cloritizadas, que podem demonstrar uma cloritização tardia, refletindo a evolução do resfriamento do sistema hidrotermal.

Os dados petrográficos e químicos sugerem o desenvolvimento do sistema hidrotermal em níveis crustais intermediários, com sobreposição de múltiplos estágios de alteração

hidrotermal. As associações mineralógicas ilustradas, principalmente, pela paragênese granada-grunerita-magnetita na mineralização principal, além dos dados geotermométricos da biotita, granada, K-hastingsita e clorita, indicam para o depósito Furnas, uma evolução a partir de um sistema hidrotermal de altas temperaturas, evidenciando o expressivo papel dos corpos graníticos, espacialmente associados ao depósito, na sua história evolutiva e desenvolvimento do sistema hidrotermal.

Características de cristais de magnetita muito semelhantes quimicamente a cristais representativos de depósitos do tipo *skarn*, assim como a assinatura química de Bi-Co-W-Sn-Mo-Ce-Te-Ag-Au-U-ETR para a mineralização II, além da presença de veios de fluorita, refletem uma assinatura típica de corpos graníticos anorogênicos do tipo A, demonstrando a forte vinculação da colocação do Granito Furnas para o reabastecimento e reestabelecimento do sistema hidrotermal tardio associado a um metamorfismo de contato de elevadas temperaturas.

Por fim, conclui-se que a evolução hidrotermal do depósito Furnas está associada a: (i) circulação regional de fluidos quentes e salinos ao longo de zonas de cisalhamento, responsáveis pelo transporte de metais associados à mineralização cupro-aurífera; (ii) um sistema hidrotermal de alta temperatura, em todos os estágios identificados (iii) colocação de corpos graníticos, anorogênicos tipo A, especialmente o granito Cigano, resultando em evento mineralizante tardio; (iv) níveis crustais pouco profundos a intermediários, com exumação do sistema e desenvolvimento de alteração tardia associada a níveis crustais mais rasos.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35 (2), 525–541.
- Almada M.C.O., Villas, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**: 579-592.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, v. **17**, n. 1-2, p. 1-29.
- Almeida, J.A.C. Geologia, petrografia e geoquímica do granito anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. 2005. Dissertação. Universidade Federal do Pará. 184 p.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **187**: 201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precamb. Res.* **120**: 235-257.
- Almeida, J. A. C., Dall'Agnol, R., Leite, A. A. S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil *Journal of South American Earth Sciences* 42 (2013) 103-126.
- Althoff, A.M.R.; Villas, R.N.N.; Giuliani, G., 1994. A mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás, PA: evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético. *Geochimica Brasiliensis*, **8** (2): 135-155.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge-João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. In: Congr. Latino Americano de Geologia, 7, *Proceedings*, p. 324–333.
- Araújo, O.J.B. and Maia, R.G.N., 1991 - Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 136 p.
- Avelar VG, Lafon JM, Correia FC Jr, Macambira BEM (1999) O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev Bras Geoc.*, **29**:453–460
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, UFPA, 96p.
- Barbosa, J.P.O.; Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Vale, A.G. 2001. Geologia e Geocronologia do Stock Granítico Geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. SBG-NO. CD-ROM.
- Barbosa O, Ramos J.R.A., Gomes F.A., Helmont R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Rio de Janeiro, Monografia da Div. Geol. Min., 19: 1-94.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol, R., Vieira, E.A.P., Magalhães, M.S. 1995. Granito Central de Carajás: Avaliação do potencial metalogenético para estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **7**: 93-123p.
- Barros C.E.M. & Barbey, P. 2000. Significance of garnet-bearing metamorphic rocks in the archean supracrustal series of the Carajás Mining Province, Northern Brazil. *Revista Brasileira de Geologia*, 30 (3): 367-370.
- Barros C.E.M., Macambira, M.J.B., Barbey, P., Scheller, T. 2004. Dados Isotópicos Pb-Pb em zircão (Evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geologia*, 34 (4): 531-538.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *Can. Miner.* 47: 1423-1440.
- Barton, M. D., and Johnson, D. A. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization: Geology (Boulder), v. 24, p. 259-262.
- Barton, M. D., and Johnson, D. A. 2000. Alternative brine sources for Fe-Oxide(-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, in Porter, T. M., ed., Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, 1, *Australian Mineral Foundation*, p. 43-60.
- Berman, R.G. 2006. Thermobarometry with estimation of equilibration state (TWEEQU): an IBM-compatible software package (versions 1 and 2), Geological Survey of Canada, Open File 5408.
- Beisiegel, V.R., Bernardelli, A.L., Drummond, N. F., Tremaine, J. W. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. **3**, n. 4, p. 215-242, 1973.
- Borodina, N.S., Fershtater, G.B., Votyakov, S.L. 1999. The oxidation ratio of iron in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: The role of P, T and f(O₂). *Canadian Mineralogist*, **37**(6): 1423-1429

- Candela, P.A. and Holland, H.D. 1986. A Mass Transfer Model for Copper and Molybdenum in Magmatic-Hydrothermal Systems: The Origin of Porphyry-Type Ore Deposits. *Economic Geology*, **81**, 1-19.
- Carvalho, E.R., 2009. *Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Província Mineral de Carajás: estudo de caso do depósito de Sossego*. Tese de Doutorado. UNICAMP, 141p.
- Carvalho ER, Xavier RP, Monteiro, LVS, Souza Filho, CR, 2005 Geology and hydrothermal alteration of the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 1 [CD-ROM]
- Chiaradia, M., Banks, D., Cliff, R., Marschik, R., de Haller, A. 2006. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ and Cl/Br . *Mineralium Deposita*. **41**: 565-573.
- Ciesielczuk, J. 2012. Chlorite of hydrothermal origin formed in the Strzelin and Borów granites (Fore-Sudetic Block, Poland). *Geol.Qu.* **56**, 333-344.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basel, M.A.S. and Kawashita, K., 1979. Evolução Tectônica de Amazonia com base nos dados geocronológicos. *Actas do 2 Congr. Geol. Chileno*, Arica, Chile
- Cunha, B.C.C.; Santos, D.B.; Prado, P. 1984. Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: SBG, v. 2, p. 873-885.
- Cunha, B.C.C.; Potiguar, L.A.T.; Ianhez, A.C.; Bezerra, P.E.L.; Pitham, J.H.L.; Souza Jr., J.J.; Montalvão, R.M.G.; Souza, A.M.; Hildred, P.R.; Tassinari, C.C.G. 1981. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SC. Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, 22, p. 21-196.
- Dall'agnol, R.; Vieira, E.A.P.; Sá, C.A.S.; Medeiros, H.; Gastal, M.C.P.; Tedceira, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**, (1): 11-23.
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* **46**: 431-462.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precamb. Res.* **95**: 9-39.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Miner. Petrol.* **50**: 113-138.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. and Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.
- Dall'Agnol R, Oliveira MA, Almeida JAC, Althoff FJ, Leite AAS, Oliveira DC, Barros CEM (2006) Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Excursion Guide. pp 99-150.
- Dall'Agnol R, Oliveira, D.C., Guimarães, F.V., Gabriel, E.O., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., Althoff, F.J., Santos, P.A., Teixeira, M.F.B., Silva, A.C., Rodrigues, D.S., Santos, M.J.P., Silva, C.R.P., Santos, R.D., Santos, P.J.L. 2013a. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução Arqueana da província Carajás – Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, 2013. Belém. *Anais*.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays Clay Miner.* **41**, 219-239.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1962. Rock-forming Minerals. Sheet Silicates. Longman, London, 270 pp.
- Dias, G.S., Macambira, M.B., Dall'Ágnol, R., Soares, A.D.V. Barros, C.E.M., 1996. Datações de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: Simp. Geol. Amaz., 5, SBG, Belém, pp. 376-378.
- Docego 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: Cong. Bras. Geol., 35, SBG, p. 11-54.
- Dreher, A.M., 2004. O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. PhD Thesis, Universidade Estadual de Campinas, 221p.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E., Martini S. 2008. New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **43**: 161-184
- Dupuis C, Beaudoin G (2011) Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* **46**: 319-335.
- El-Sharkawy, M.F. 2000. Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. *Mineral. Depos.* **35**, 346-363.

- Engvik, A.K., Mezger, K., Wortelkamp, S., Bast, R., Corfu, F., Korneliussen, A., Ihlen, P., Bingen, B., Austrheim, H. 2010. Metasomatism of gabbro – mineral replacement and element mobilization during the Sveconorwegian metamorphic event. *Journal of Metamorphic Geology*, **29**(4): 399–423.
- Fabre, S., Nédélec, A., Poitrasson, F., Strauss, H., Thomazo, C., Nogueira, A. 2011. Iron and Sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archean-Proterozoic transition. *Chem. Geol.* **289**: 124-139.
- Fazio, E., Cirrincione, R., Pezzino, A. 2009. Garnet Crystal growth in sheared metapelites (Southern Calabria – Italy): relationships between isolated prophyroblasts and coalescing euhedral crystals. *Periodico di Mineralogia*, **78** (1), 3-18.
- Feio G.R.L. 2011. *Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará.
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.S., Sardinha, D.C., Oliveira, D.c., Santos, R.D., Santos, P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, **151**: 57–73. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.020>
- Feio, G.R.L., Dall'Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., Soares, J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157-185.
- Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Junqueira-Brod, T.C., Siepierski, L. 2007. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Rosa-Costa, L. T., Klein, E.L., Viglio, E.P. (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 5, p. 1-14.
- Figueiredo, B. 2000. Os sulfetos de cobre. In: *Minérios e ambiente*. Campinas, Editora Unicamp, 399 p.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N., 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide–Cu–Au–U–REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **25**:377-397.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., Villas, R.N., 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, SBG, p. 493.
- Gibbs, A.K., K.R. Wirth, W.K. Hirata, W.J. Olszewski Jr., 1986, Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 201–211.
- Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação de Mestrado, UFPA, 160p.
- Gonzalez, M.G.B., Dall'Agnol, R., Vieira, E.A.P., Macambira, M.J.B., Senta, N.D. 1988. Geologia do Maciço anorogênico Cigano, vale do Rio Parauapebas-PA. In: 35 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1988, Belém. *Anais...: SBG-Núcleo Norte*. v. 3, p. 1132-1146.
- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher I.R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geol. Rev.*, **33**: 451-489.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Econ Geol.* **105**:641-654.
- Hanley, J.J. & Mungall, J.E. 2003. Chlorine enrichment and hydrous alteration of the Sudbury Breccia hosting footwall Cu–Ni–PGE mineralization at the Fraser mine, Sudbury, Ontario, Canada. *Can. Mineral.* **41**: 857-881.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. 2012. IMA report nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**: 2031–2048.
- Hillier, S. & Velde, B., 1991. Octahedral occupancy and chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Miner.* **26**, 149–168.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: Simp. Geol. Amaz. 1, Belém, SBG/NO, p. 100–110.
- Hitzman M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why? In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, pp. 9-25.
- Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb. Res.* **58**:241–287.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *CONTRIB MINERAL PETROL* **116**: 433-47.

- Holdsworth, R. & Pinheiro, R. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: Insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil: *Journal of Structural Geology*, **22**: 1105–1123.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – sul do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, v. 3:1438-1453.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999b. Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Boletim de Resumos, p. 463-466.
- Huhn, S.R.B., Souza, C.I.J., Albuquerque, M.C., Leal, E.D., Brustolin, V. 1999a. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, SBG/NO, pp 140–143
- Huhn, S.R.B., Nascimento, J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (Coord.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG–Núcleo Norte, **1**:143-160.
- Iguma, B. 2015. Distribuição das zonas de alteração hidrotermal e do minério cuprífero do depósito Furnas, Província Mineral de Carajás, Pará. Monografia (Trabalho de Formatura). São Paulo: Universidade de São Paulo, 50p.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: Proceedings of the Program with Abstracts, Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists, vol.16, pp. A62.
- Kavalieris, I., Walshe, J.L., Halley, S., Harrold, B.P. 1990. Dome-related gold mineralization in the Pani Volcanic Complex, North Sulawesi, Indonesia: a study of geologic relations, fluid inclusions and chlorite compositions. *Econ. Geol.* **85**, 1208–1225.
- Kostyuk, E. A. & Sobolev, V. S. 1969. Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks. *Lithos*, **2**: 67 - 81.
- Kranidiotis, P. & MacLean, W. 1987. Systematic of chlorite alteration the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 1898–1911.
- Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro. *Abstracts*. 1 CD-ROM.
- Lancaster O.J, Fanton J, Almeida AJ, Leveille RA, Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper–gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: IUGS, Intern Geol Congr, 31, [CD-ROM]
- Leake, B. E. 1965. The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Am. Mineral.*, **50**: 843-85
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Guo, Y. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**, 219–246.
- Leite, A.S.S., 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém. Tese de Doutorado, UFPA, 330p.
- Leite, A.A.S., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., and Althoff, F.J., 2004, Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*. **34**, 447–458.
- Liang, X., He, Z., Tan, W. Liu, P., Zhu, J., Zhang, J., He, H. 2015. The oxidation state and microstructural environment of transition metals (V, Co, and Ni) in magnetite: an XAFS study. *Phys Chem Minerals* 42: 373-383.
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism*. PhD Thesis, University of Ontario, Canada, 407p.
- Lindenmayer Z.G., Teixeira J.B.G., 1999, Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás, In: Silva MG, Misi A, (eds), Base metal deposits of Brazil, Brasília, MME/CPRM/DNPM, p. 33–43.
- Lindenmayer, Z.G., Laux, J.H., Teixeira, J.B.G., Fleck, A., Galli, C.P. 2002. Alteração hidrotermal das rochas intrusivas máficas do depósito de Cu-Au de Gameleira: uma comparação com a alteração das rochas intrusivas máficas da mina de Au do Igarapé Bahia e do depósito ferrífero de S11, Serra dos Carajás. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa- Costa, L.T. (eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, 3: 169-190.
- Lindenmayer Z.G., 2003. Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão, In: Ronchi L.H., Althoff F.J., eds. In: Caracterização e modelamento de depósitos minerais. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 69–98.
- Lindenmayer Z.G.; Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.S., Caron R. Paula, F.C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha, A.S. 2005. Caracterização Geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: Marini O.J., Ramos B.W., Queiroz E.T. (Org.). *Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia*. 1ed. Brasília: DNPM, 2005, v. 1, p. 137-205.

- Locock, A. J. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences*, **62**: 1-11.
- Macambira, J.B., Kotschoubey, B., Santos, M.D., Moura, C.A.V., Ramos, J.F.F. 1986. Estratigrafia e mineralizações primárias de ouro da aba sul do sinclínio de Gradaús – sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG. v. **5**, p. 1956-1968.
- Macambira, M.J.B., and Lancelot, J., 1996, Time constraints of Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12): 1134-1142.
- Macambira, E.M.B., Vale, A.G. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará*. DNPM/CPRM. Brasília, 384p.
- Macambira, J.B. 2003. *O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará*. Tese de Doutorado, IG-UNICAMP, 217p.
- Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precamb. Res.* **49**: 329-354
- Marschik R, Mathur R, Ruiz J, Leveille R, Almeida AJ. 2005. Late Archean Cu–Au–Mo mineralization at Gameleira and Serra Verde, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints from Re–Os molybdenite ages. *Miner Deposita* **39**:983–991
- Martínez-Serrano, R.G. & Dubois, M. 1998. Chemical variation in chlorite at the Los Humeros geothermal system, Mexico. *Clay Miner.* **46**, 615–628.
- Mazdab, F.K., Barton, M.D., 2001. Distinctive chlorine and trace element contents in silicates and sulfides from metasomatic iron-oxide systems. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* **33**, 32.
- Melo, G. H. C. 2014. *Evolução Temporal do Depósito de óxido de Ferro-cobre-ouro de Salobo, Província Carajás*. Dissertação de Mestrado. UNICAMP. 92p.
- Monteiro, L.V.S, Xavier, R.P., Johnson, C.A., Hitzman, M.W., Carvalho, E.R., Sousa Filho, C.R. 2006. The Sossego Iron Oxide-Copper-Gold Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Stable Isotope Constraints on the genesis and hydrothermal system evolution. In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, *Anais*.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Hitzman M.W., Juliani C., Souza Filho, C.R., Carvalho E.R. 2008b. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **34**:317-336.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R. and Torresi, I., 2008a - Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: parageneses and stable isotope constraints; *Mineralium Deposita*, **43**: 129-159.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Souza Filho, C. R., Moreto, C. N. P. 2014. Metalogênese da Província Carajás. In: Silva, M. G., Rocha Neto, M. B., Jost, H., Kuyumjian, R. M. eds. In: *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 43–92.
- Moreto C.P.N. 2010. *O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Bacaba, Província Mineral de Carajás: Geocronologia U-Pb das rochas hospedeiras*. Dissertação de mestrado. UNICAMP. 85p.
- Moreto C.P.N. 2013. *Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Províncias Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado. UNICAMP. 250 p.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011a. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Miner. Dep.*, **46**: 789-811.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Kemp T.I.S., Souza Filho CR. 2011b. In situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating of the host rocks of the Sossego and Bacaba iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. 11th Biennial SGA Meeting, Proceedings, Antofagasta, Chile.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser, R., Dufrane A., Melo G.H.C., Silva M.A.D., Tassinari, C.G., Sato, K. 2014a. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide-copper-gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*. DOI: 10.1007/s00126-014-0549-9.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser, R., Dufrane, A., Tassinari, C.G., Sato, K., Kemp T.I.S., Amaral, W.S. 2015b. Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology* (in press).
- Morisson, J. 1991. Compositional constraints on the incorporation of Cl into amphiboles. *American Mineralogist*, **76**: 1920-1930.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquet L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: Cong. Bras. Geol, 39, *Anais*, Salvador, SBG. **6**:579-581.

- Munoz, J.L., 1984. F–OH and Cl–OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Micas. Reviews in Mineralogy*, vol. **13**, pp. 469–493.
- NCL Brasil, 2005. Revision de La Estimación de Recursos del Proyecto Cristalino. Vale S.A Internal Report, 1-103.
- Neves, M.P., 2006. Estudos isotópicos (Pb–Pb, Sm–Nd, C e O) do depósito Cu–Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Nichols, G. T. & Wiebe, R.A. 1998. Desilication veins in the Cadillac Mountain granite (Maine, USA): a record of reversals in the SiO₂ solubility of H₂O-rich vapour released during subsolidus cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, **16** (6): 795–808.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Par. Em. Goeldi, Ciênc. da Terra*, **7**: 177–277.
- Oliveira, C.G., Santos, R.V., Lafon, J.M. 1994. Variação da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr durante a evolução da zona de cisalhamento aurífera de Diadema, Sudeste do Pará. In: 38 Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. *Resumos Expandidos*. **2**: 415–416p.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **27**: 146–160
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Scaillet B., 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *J Petrol.* **51**: 2121–2148.
- Oliver, N.H.S., Cartwright, I., Wall, V.J., Golding, S.D. 1993. The stable isotopo signature of kilometer-scale fracture-dominated metamorphic fluid pathways, Mary Kathleen, Australia, *Journal of Metamorphic Geology*, v 11:705–720.
- Olszewski, W.J., Wirth, K.R, Gibbs, A.K., Gaudette, H.E. 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**: 229–254.
- Parada, J. M., Forman, J. M. A., Ferreira, J. P. R, Leal, J. F. 1966. Pesquisas Minerais no Estado do Pará. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, Boletim 235, 44 p.
- Pastana, J. M. N. & Silva Neto, C. S. 1980. Projeto Rio Chiché: relatório final. Texto. Belém: DNPM/CPRM, v. 1, 125 p.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J., 2005, Deformation Mechanisms: in Passchier, C.W.; Trouw, R.A.J, Micro-tectonics, 2nd edition, Germany, p. 25–63
- Perring, C.S., Pollard, P.J., Dong, G., Nunn, A.J., and Blake, K.L. 2000. The Lightning Creek sill complex, Cloncurry district, northwest Queensland: A source of fluids for Fe oxide–Cu–Au mineralization and sodic–calcic alteration: *Economic Geology*, v. 95, p. 1067–1089.
- Pestilho, A. L. S. 2011. Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacada e Alvo Castanha, Província Mineral do Carajás, PA. Dissertação de Mestrado, Unicamp, 71p.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geol.* **166**: 159–171.
- Pimentel, M.M.; Machado, N. 1994. Geocronologia U–Pb dos terrenos granito–greenstone de Rio Maria, Pará. In: 38 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1994, Camboriú. *Resumos*: SBG: 1994, **2**: 390–391.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd geochemistry of the Gameleira Cu–Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**: 803–813.
- Pinheiro, R.V.L., 1997, Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip System, Amazon, Brazil: Ph.D. thesis, University of Durham.
- Ramos, J. F. F.; Moura, C. A. V.; Melo, C. F.; Pereira, J. L.; Serique, J. S. B.; Rodrigues, R. M. 1984. Uma discussão sobre seqüências sedimentares tidas como formação Rio Fresco, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais*, Rio de Janeiro: SBG, v. 2, p. 862–872.
- Reis, F.N. et al. 2001. Estudo isotópico do depósito Cupro- Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *Resumos expandidos*. Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- Réquia, K., Stein, H., Fontboté, L. Chiaradia, M. 2003. Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Miner. Dep.*, **38**: 727–738.
- Ribeiro, A.A. 2008 Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C,S,O) do Depósito Cupro-aurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 127 p.

- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* **36** (3): 905–912.
- Rigon, J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F. 2000 Alvo 118 copper–gold deposit – geology and mineralization, Serra dos Carajás, Para, Brazil. In: IUGS, International Geological Congress, 31 [CD-ROM]
- Ronchi, L.H., Lindenmayer, Z.G., Araújo, J.C. 2000. Gameleira Cu (Mo–Au) deposit: fluids and hydrothermal alteration (Carajás, Brazil). In: IUGS, International Geological Congress, 31 [CD-ROM]
- Rosa A.G.N. 2006. Rochas encaixantes, alteração hidrotermal e caracterização dos fluidos relacionados à formação do Corpo Sequeirinho do Depósito Cu-Au do Sossego, região de Carajás. Dissertação de Mestrado, UFPA.
- Ruiz Cruz, M.D., Nieto, J.M., 2006. Chemical and structural evolution of “metamorphic vermiculite” in metaclastic rocks of the Betic Cordillera, Málaga, Spain: a synthesis. *Can.Mineral.* **44**,249–265.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, p. 169-226.
- Santos J.O.S., Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Zucchetti M., Fletcher I.R., McNaughton N.J., Hagemann S.G. 2010. Two Statherian hydrothermal events in the Carajás Province: Evidence from Pb-Pb SHRIMP and Pb-Th SHRIMP datings of hydrothermal anatase and monazite. In: SSAGI, 7, Brasília [CD-ROM]
- Santos, A. & Pena Filho, J.I.C. 2000. Xinguara: folha SB.22-Z-C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos.
- Básicos do Brasil (PLGB). Santos, M. H.L. 2014. Interpretação e modelagem (inversão) 3d de dados magnéticos e estudos comparativos de seus resultados com modelagem 3d de medidas de susceptibilidade magnética (testemunhos): um estudo de caso em prospecção geofísica aplicada a Depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold* - IOCG) na Província mineral de Carajás, Brasil. Tese de doutorado, UnB, 151p.
- Sardinha A.S., Barros C.E. de M., Krymsky M. 2006. Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metalogenetic Province, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **20**: 327–339.
- Selby, D., Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology* **171**, 77–93.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia. In: DNPM. Projeto Radam. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. RJ, il. p.143.
- Silva M.A.D. 2011. O Domínio de Transição da Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e litoquímica das unidades hospedeiras de mineralizações cúpro-auríferas. Trabalho de Conclusão de Curso. UNICAMP. 74p.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A. e Rocha W.J.S.F., 2005. Geologia e mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cinzento, Carajás). In: Marini, O.J., Queiroz, E.T., Ramos, B.W. (eds.), Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, DNPM-CT-Mineral-FINEP-ADIMB, p. 94-151.
- Soares A.D.V., Macambira M.J.B., Santos M.G.S., Vieira E.A.P., Massoti F.S., Souza C.I.J., Padilha J.L., Magni M.C.V., 2001. Depósito Cu-(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da mineralização com base em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares), in VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, [CD-ROM]. (in Portuguese)
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. In: Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, Anais, 380–383.
- Souza, Z.S.; Potrel A.; Lafon, J.M.; Althoff, F.J.; Pimentel, M.M.; Dall’Agnol R.; Oliveira, C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109:293–315.
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer S., Drury M.R., De Bresser J.H.P., Pennock G.M. (eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. London, Geological Society, Special Publications 200, p. 171-190.
- Taghipour, B., Moore, F., Mackizadeh, M. A., Taghipour, S. 2013. Hydrothermal garnet in porphyry copper related skarn deposits, Ali-Abad, Yazd Province, Iran. *Iranian Journal of Science & Technology*, **A1**: 11-22p.
- Tallarico F.H.B. 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil. Tese de Doutorado, UNICAMP, 229p
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*, **100**:7–28.

- Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho B.J., Rego L.J. e Nunes A.R., 2004. Geological and SHRIMP II U–Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu–Au–(W–Bi–Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**: 68–86.
- Tallarico, F.H.B., Oliveira, C.G., Figueiredo, B.R., 2000. The Igarapé Bahia Cu–Au mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (2): 230–233.
- Tassinari C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência, IG-USP, 139p.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174–182.
- Tassinari C.C.G. and Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. and Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. pp. 471–485.
- Tassinari, C.C.G., Tachibana, J., Tulio, M., Livio, R., and Gaia, C., 2005, Geologia isotópica aplicada nas mineralizações de Cu–Au do greenstone belt da Serra dos Gradaús, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico: exemplo de mineralizações policíclicas. In: *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 1, [CD-ROM]
- Teixeira J.B.G., Lindenmayer Z.G., Silva M.G. 2010. Depósitos de Óxido de Fe, Cu–Au de Carajás. In: R.S.C. Brito, M.G. Silva, R.M. Kuyumjian. (Org.). *Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*. CPRM, p. 15–48.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213–227.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J., Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, **61** (6): 809–834.
- Torresi I, Bortholoto D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, **47**: 299–323.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., De Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U–Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *J. South Am. Earth Sci.* **11**: 265–277.
- Vale S.A. 2010. Projeto Furnas, Relatório Final de Pesquisa. DNPM.
- Vasquez LV, Rosa-Costa LR, Silva CG, Ricci PF, Barbosa JO, Klein EL, Lopes ES, Macambira EB, Chaves CL, Carvalho JM, Oliveira JG, Anjos GC, Silva HR (2008) *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas —SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará* Organizadores, Vasquez ML, Rosa-Costa LT. 1:1.000.000. CPRM, Belém.
- Vieira, E.A.P., Saueressig, R., Siqueira, J.B., Silva, E.R.P., Rego, J.L., Castro, F.D.C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3a, In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, SBG, p. 165.
- Villas R.N., Neves M.P., Moura C.V., Toro M.A.G., Aires B., Maurity C. 2006. Estudos isotópicos (Pb, C e O) no depósito Cu–Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: SBG/Núcleo Norte, IX Simpósio de Geologia da Amazônia, Resumos [CD-ROM].
- Villas, R.N., Lima, L.F.O., Neves, M. P., Sousa, F.D.S., Lamarão, C.N., Fanton, J., Morais, R., 2005. Relações entre deformação, alteração hidrotermal e mineralização no depósito Cu–Au do Sossego, Província Mineral de Carajás. In: Simp. Bras. Metalogenia, 1, [CD-ROM]
- Villas RN, Neves M, Sousa F, Lima L, Lamarão C, Xavier R Fanton J, Morais R. 2004. Rochas hospedeiras e alteração hidrotermal do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás. Congresso Brasileiro de Geologia, 42, SBG, Resumos [CD-ROM]
- Villas RN, Santos MD 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita* **36**: 300–331
- Villas, R.N. 1999. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (3): 393–404.
- Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R., 2005. Iron oxide copper–gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology 100th Anniv. Vol.*, p. 371–405.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W.J.Jr. 1986. U–Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Rev. Bras. Geoci.* **16**: 195–200.
- Wones, D.R., Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist* **50**, 1228–1272.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç., Yıldırma, D.K. 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, **81**: 101–113.

- Yavuz, F. 2003a. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I – definitions and structure of the computer program MICA+. *Computers & Geosciences*, **29**: 1203–1213.
- Yavuz, F. 2003b. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: II – applications using the computer program MICA+. *Computers & Geosciences*, **29**: 1215–1228.
- Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi I., Carvalho E.R., Dreher A.M., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Pestilho A.L.S., Moreto C.P.N. 2010. The iron oxide copper–gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: Porter TM (ed) Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective. *Australian Miner. Fund, Adelaide*, **3**: 285–306.
- Xavier, R.P., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Dreher, A.M., Monteiro, L.V.S., Rhede, D., Araújo, C.E.G., Torresi, I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporites as the source of high-salinity ore fluids in iron oxide-copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, **36**: 743–746.
- Xavier, R.P., Rusk, B., Emsbo, P., Monteiro, 2009. Composition and source of salinity of ore-bearing fluids in Cu-Au systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. In: *SGA Biennial Meeting*, **10**: 272–274.
- Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Moreto C.P.N., Pestilho A.L.S., Melo G.H.C., Silva M.A.D. da, Aires B., Ribeiro C., Freitas e Silva F.H. 2012. The Iron Oxide Copper-Gold systems of the Carajás Mineral Province. In: J. Hedenquist J., Harris, M., Camus, F. (Org.). *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. SEG Special Publication 16, 1ed, Littleton: *Society of Economic Geologists*, v. 1, p. 433–454.
- Zane, A., Weiss, Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali* **9** (1): 51–56.
- Zang, W., Fyfe, W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bed rock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Depos.* **30**, 30–38.
- Zucchetti, M., 2007. Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 E N5, Carajás, PA. Tese de Doutorado, UFMG, 165p.