



GUSTAVO HENRIQUE COELHO DE MELO

**EVOLUÇÃO TEMPORAL DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DE
SALOBO, PROVÍNCIA CARAJÁS**

CAMPINAS

2014



NÚMERO: 479/2014

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

GUSTAVO HENRIQUE COELHO DE MELO

**“EVOLUÇÃO TEMPORAL DO DEPÓSITO DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DE
SALOBO, PROVÍNCIA CARAJÁS”**

ORIENTADORA: PROFA. DRA. LENA VIRGÍNIA SOARES MONTEIRO

CO-ORIENTADOR: PROF. DR. ROBERTO PEREZ XAVIER

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE
EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS.**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO
GUSTAVO HENRIQUE COELHO DE MELO, ORIENTADO
PELA PROFA. DRA. LENA VIRGÍNIA SOARES MONTEIRO**

CAMPINAS

2014

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

M491e Melo, Gustavo Henrique Coelho, 1989-
Evolução temporal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo,
Província Carajás / Gustavo Henrique Coelho de Melo. – Campinas, SP : [s.n.],
2014.

Orientador: Lena Virgínia Soares Monteiro.

Coorientador: Roberto Perez Xavier.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências.

1. Depósitos de óxido de Fe-Cu-Au - Carajás, Serra dos (PA). 2. Metalogenia.
3. Carajás, Serra dos (PA). I. Monteiro, Lena Virgínia Soares, 1970-. II. Xavier,
Roberto Perez, 1958-. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de
Geociências. IV. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajas
Province

Palavras-chave em inglês:

Oxide Deposits iron-cooper-gold - Carajás, Serra dos (PA)

Metallogeny

Carajás, Serra dos (PA)

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Lena Virgínia Soares Monteiro [Orientador]

Bernardino Ribeiro Figueiredo

Juliana Charão Marques

Data de defesa: 27-02-2014

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

AUTOR: Gustavo Henrique Coelho de Melo

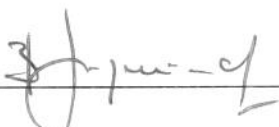
Evolução temporal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo, Província Mineral de Carajás

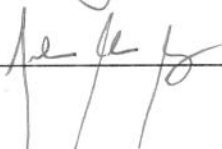
ORIENTADORA: Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro

Aprovado em: 27 / 02 / 2014

EXAMINADORES:

Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro  - Presidente

Prof. Dr. Bernardino Ribeiro de Figueiredo 

Profa. Dra. Juliana Charão Marques 

Campinas, 27 de fevereiro de 2014

*Dedico esse trabalho à toda família
Coelho. Que de alguma forma eu
consiga incentivá-los e que eu seja
apenas o primeiro de muitos
mestres e doutores na família.*

AGRADECIMENTOS

Meus primeiros agradecimentos não poderiam deixar de ir para duas mulheres (e professoras) que realmente fizeram esse mestrado acontecer; e que certamente se o mundo tivesse mais mulheres como elas, ele seria bem diferente. Primeiramente para minha querida mãe, que desde os primórdios da minha idéia de fazer mestrado sempre me apoiou, nunca deixando de acreditar que mestrado também é um trabalho! Obrigado, mãe, por tudo. Em segundo lugar, à minha orientadora Prof. Dra. Lena Monteiro, sempre me dando idéias, me ajudando, me incentivando, oferecendo todo o apoio e ainda trabalhando nas férias dela. Exemplo de pessoa, de mulher, de professora e de orientadora. Obrigado, Lena!

Ao meu co-orientador e amigo Dr. Roberto Xavier, por todo apoio, incentivo e conversas informais que sempre tivemos, me ajudando ao longo desses dois anos. O rapaz é bom, mas dá um trabalho!!! “Aleluia Senhor”.

Ao CNPq pela concessão da minha bolsa de mestrado. Ao INCT/Geociam por todo apoio logístico e financeiro nas etapas de campo.

A VALE por me permitir fazer meu mestrado no Salobo, em especial aos geólogos Benevides Aires, Fabricio Santos, Axel Torres e ao técnico Matheus Alves.

Aos professores do IGe, que de alguma forma, me ajudaram e trouxeram conhecimento ao longo desses anos: Drs. Ticiano Santos, Maria José Mesquisa, Wanilson Silva, Jefferson Picanço, Bernardino Figueiredo, Elson Oliveira, Álvaro Crosta, Celso Dal Ré Carneiro, Alessandro Batezeli. Incluo aqui alguns técnicos também que sempre me ajudaram: Drs. Erika Tonetto (MEV-Unicamp), Dailto Silva e Kei Sato (SHRIMP IIe -USP).

À pós-graduação em geral, em especial a Val e Gorete. Á todos os funcionários do IGe que fazem esse instituto caminhar; obrigado à cada um de vocês.

Ao meu pai por também sempre me apoiar de forma incondicional. As minhas irmãs Talita e Tainá. As minhas tias Sandra, Sônia e Silvia e ao meu Tio João. À minha vó Marcília. A todos os meus primos que, ao longo dos anos, entenderam o significado e importância de um mestrado (em especial ao Jé).

À geóloga e companheira Giseli Silva Ramos, por sempre (sempre!!!) estar ao meu lado em todos os momentos e me ensinar o significado da palavra “empatia”. Obrigado, Gi!

À todo meu grupo de pesquisa: Dra. Carolina Moreto, Marco Delinardo, Érika Santiago, Soraya. Vocês têm parte fundamental nisso!

Aos amigos da sala 11: Danilo, Marco, Carol, Paula, Mauricio, Verônica, Rafael e Mani. Aos demais amigos da pós-graduação: Aline (eterna amiga!), Paulo, Andersson, Juanita, Bilica, Pedrinha, Elena, Thiara, Camila, Rosa, Matheus, Emanuel, Juliano, Téó, Sam, Marquinhos, Brunão, Bill, Roberta, Pezão, Mika, Julia, Francisco, Zé, Vasquez, Lídia. Aos meus amigos do IGe em geral que de certa forma também contribuíram muito para essa dissertação, em especial ao Gudan, Júlio, Frango, Dani, Cibele, Luana e Jaque.

Aos meus verdadeiros amigos que pouco vejo, mas que quando o faço, sinto o quão importante e sincera é a amizade de vocês. Muitas pessoas me ajudaram, mas talvez vocês foram os que melhores conseguiram, com alguma palavra ou ação, mostrar o quanto fazem diferença na minha vida. Inicialmente às duas pessoas mais especiais de todas, Marília Montanaro e André Brunozi. Não menos importante agradeço também ao Leonardo Medeiros, Marcelo Souza, Eliane Yuri, Alessandra Cechim, Juliana Von Zuben, Maurício Aoki, Edinei Piaia, Rodrigo Miotto, Bruno Figuinha e Adriano Rueda.

Ao meu Sensei Ernesto Taro Nisibara e ao meu amigo Daniel Nisibara por todo conhecimento e sabedoria que me passaram ao longo da minha vida.

Finalmente, mas talvez a mais importante de todas, à toda a sociedade brasileira que com todos seus impostos pagam nossa universidade PÚBLICA. Que lutemos para que cada vez mais essa universidade seja acessível à TODOS e não somente à uma minoria. Obrigado!

GUSTAVO HENRIQUE COELHO DE MELO

Possui graduação em Geologia pela Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP (2011). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Metalogênese, Geoquímica Isotópica, Inclusões Fluidas, Petrografia e Geologia de Campo. Atuou como monitor de diversas disciplinas da graduação em Geologia pela UNICAMP, incluindo Petrologia e Petrografia Metamórfica, Prospecção, Geologia Econômica, Geologia de Campo e Mineralogia.

Atualmente está finalizando o mestrado na área de Geociências pela Universidade Estadual de Campinas com ênfase em estudos petrográficos de rochas hospedeiras e minério, além de estudos geocronológicos (metodologia U-Pb SHRIMP IIIe em zircão) no depósito de óxido de ferro-Cu-Au Salobo, Província Carajás, Pará. O trabalho lhe rendeu até o presente momento duas publicações em simpósios nacionais (III Simpósio Brasileiro de Metalogenia e 13º Simpósio de Geologia da Amazônia) e uma em simpósio internacional (*12th SGA Biennial Meeting*).



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Evolução Temporal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo, Província Mineral de Carajás, PA.

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Gustavo Henrique Coelho de Melo

O depósito Salobo, de classe mundial, representa o maior e mais importante depósito de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) da Província Carajás. O depósito é hospedado por rochas gnáissicas fortemente modificadas por processos de alteração hidrotermal espacialmente relacionados à Zona de Cisalhamento Cinzento. Idades U-Pb SHRIMP IIe em zircão obtidas nos gnaisses permitem correlacioná-los aos granitoides sin-tectônicos da Suíte Igarapé Gelado ($2.763 \pm 4,4$ Ma; MSWD = 1,7). Adicionalmente, idades U-Pb SHRIMP IIe em zircão de 2.950 ± 25 Ma (MSWD = 5,9) e $2.857 \pm 6,7$ Ma (MSWD = 0,001) foram atribuídas à cristalização dos protólitos e metamorfismo, respectivamente, de gnaisses do Complexo Xingu, que ocorrem como lascas tectonicamente imbricadas aos granitoides sin-tectônicos no depósito Salobo.

Intensa alteração hidrotermal sobre as rochas gnáissicas hospedeiras formou rochas ricas em hastingsita-actinolita, grunerita-almadina-biotita-(turmalina) e magnetita com bornita e calcocita disseminadas. O sistema hidrotermal evoluiu de alteração sódica-cálcica (hastingsita-actinolita) inicial seguido por estágio de enriquecimento em ferro (grunerita-almadina-faialita) e formação de turmalina. Alteração potássica com biotita subsequente foi acompanhada pela formação de magnetita, cogenética à precipitação do minério. O minério é constituído principalmente por bornita, calcocita, magnetita e quantidades menores de calcopirita, e ouro, além de exibir significativos conteúdos de Co, Ni, As, Ag, Mo e ETR. Alteração hidrotermal pós-mineralização (alteração potássica com feldspato potássico, alteração propilítica, e formação de hematita) também foi reconhecida espacialmente associada à colocação do granito *Old Salobo* (U-Pb SHRIMP IIe em zircão; $2.547 \pm 5,3$ Ma; MSWD = 0,92), sobrepondo-se à alteração hidrotermal e mineralização relacionada ao sistema IOCG. Adicionalmente, os dados geocronológicos e a sequência de alteração hidrotermal parecem evidenciar que a mineralização é mais antiga que a colocação do granito *Old Salobo* e não possui relação genética com o mesmo. O depósito Salobo, entretanto, foi submetido a uma complexa evolução com possível mineralização IOCG em ca. 2,7 Ga e remobilização do minério em ca. 2,57 Ga e durante o Paleoproterozoico.

Palavras-chave: Salobo, Carajás, Metalogênese



UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCES

Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province

ABSTRACT

Master's Thesis

Gustavo Henrique Coelho de Melo

The giant Salobo deposit represents the largest iron oxide-copper-gold deposit (IOCG) in the Carajás Province. The deposit is hosted by gneisses of the Igarapé Gelado suite ($2,763 \pm 4.4$ Ma; MSWD = 1,7) and of the Xingu Complex. The latter has SHRIMP IIe U-Pb zircon ages of $2,950 \pm 25$ Ma (MSWD = 5,9) and $2,857 \pm 6.7$ Ma (MSWD = 0,001), attributed to igneous crystallization and metamorphism. Gneissic rocks underwent strong hydrothermal alteration within the Cinzento Shear Zone, resulting in hastingsite-actinolite-, grunerite-almadine-biotite-(tourmaline)- and magnetite-rich rocks with disseminated bornite and chalcocite. The hydrothermal system evolved from early sodic-calcic (hastingsite-actinolite) alteration followed by a stage of iron-enrichment (grunerite-almadine-fayalite) and tourmaline formation. Subsequent potassic alteration I with biotite was superposed by magnetite formation, coeval with ore precipitation. Ore minerals include mainly bornite, chalcocite, magnetite and minor chalcopyrite and gold, with significant enrichment in Co, Ni, As, Ag, Mo, and REE. Post-ore alteration (potassic alteration II with K feldspar, propylitic alteration, and hematite formation) was spatially related with the emplacement of the Old Salobo Granite at $2,547 \pm 5.3$ Ma (MSWD = 0.92), and overprints the IOCG hydrothermal alteration and mineralization. Moreover, the geochronological data and the sequence of hydrothermal alteration may evidence the mineralization is older than the emplacement of the Old Salobo Granite and has no genetic relationship with its emplacement. The Salobo deposit, however, may have undergone a complex evolution with possible IOCG mineralization at ca. 2.7 Ga and ore remobilization at ca. 2.57 Ga and during Paleoproterozoic, similarly to the IOCG deposits in the Southern Copper Belt.

Keywords: Salobo, Carajás, Metallogenesis

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vii
RESUMO	x
ABSTRACT	xi
SUMÁRIO	xii
LISTA DE FIGURAS	xiv
LISTA DE TABELAS	xviii
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS.....	4
3. A PROVÍNCIA CARAJÁS	5
4. DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO.....	9
4.1 Depósitos IOCG na Província Carajás	12
4.2 O depósito Salobo.....	14
4.3 Geocronologia dos depósitos IOCG da Província Carajás	17
5. MÉTODOS.....	21
5.1 Trabalho de Campo.....	21
5.2 Estudos petrográficos e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	21
5.3 Preparação de amostras e separação mineral	21
5.4 Geocronologia.....	22
6. SÍNTESE DOS RESULTADOS	23
7. CONCLUSÕES	25
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	27

APÊNDICE:	33
Abstract.....	33
Introduction	34
Geologic Setting of the Carajás Domain	36
<i>Geological map of the Carajás Domain, Carajás Province</i>	37
Results	43
<i>Geology of the Salobo deposit: host rocks</i>	43
<i>Hydrothermal Alteration</i>	47
<i>Copper-Gold Ore</i>	55
<i>Geochronology SHRIMP IIe U-Pb</i>	57
Discussions	62
<i>The nature of Host Rocks</i>	62
<i>Evolution of the hydrothermal system</i>	65
<i>The ca. 2.5 to 2.6 Ga event</i>	67
<i>The age of mineralization</i>	69
Conclusions	71
Acknowledgements	73
References	74
ANEXO	80

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. <i>Mapa das Províncias e Domínios Tectônicos do Estado do Pará (modificado de Vasquez et al., 2008).....</i>	<i>1</i>
Fig. 2. <i>Mapa geológico do Domínio Carajás e áreas adjacentes (modificado de Vasquez et al., 2008), mostrando a localização do depósito Salobo e de outros importantes depósitos minerais do domínio.....</i>	<i>6</i>
Fig. 3. <i>Perfil esquemático ilustrando os padrões de alteração hidrotermal alteração hidrotermal em relação ao nível crustals nos depósitos IOCG (Hitzman et al. 1992).....</i>	<i>11</i>
Fig. 4. <i>Mapa geológico do depósito Salobo (modificado de Vieira et al.,1988; Lindenmayer, 1990; Villas & Santos, 2001).....</i>	<i>16</i>
Fig. 5. <i>Síntese dos dados geocronológicos de rochas hospedeiras e mineralização para os depósitos da porção norte do Domínio Carajás (Salobo, Igarapé Bahia, Gameleira e Igarapé Cinzento) e para o depósito Sossego.....</i>	<i>19</i>

APÊNDICE:

- Fig. 1.** Geological map of the Carajás Domain, Carajás Province (modified from Vasquez et al., 2008), showing the location of the Salobo and other important mineral deposits.....37
- Fig. 2.** Geological map of the northern sector of the Carajás Domain with the main shear zones and location of the Salobo deposit (modified from VALE)43
- Fig. 3.** Geological map and profile of the Salobo deposit showing the least-altered and hydrothermally altered rocks of the deposit within the NW-SE-striking Cinzento shear zone (modified from VALE)44
- Fig. 4.** (a) Gneiss from the outskirts of the shear zone with compositional banding; (b) Strongly foliated gneiss from the outskirts of the shear zone; (c) Gneiss with mylonitic foliation and incipient Na-Ca alteration with actinolite; (d) Quartz mylonite composed mainly of quartz ribbon with minor biotite and stretched crystals of potassium feldspar; (e) Isotropic facies of the Old Salobo granite with quartz, plagioclase, biotite, and minor potassium feldspar; (f) Foliated Old Salobo granite with pervasive hydrothermal alteration with potassium feldspar, which gives to the rock a reddish color, crosscut by epidote veinlet; (g) Drill core of the isotropic Young Salobo granite with incipient alteration with chlorite within the interstices of crystals; (h) Later medium-grained diabase dikes with subophitic texture. Abbreviations: Act= actinolite; Chl = chlorite; Cpx = clinopyroxene, Ep = epidote; Fa = fayalite; Hst = hastingsite; Kfs = potassium feldspar; Pl = plagioclase; Qz = quartz.....46
- Fig. 5.** Paragenetic sequence with the evolution of the Salobo hydrothermal system.....48
- Fig. 6.** (a) Actinolite crystals formed in the mylonitic foliation in the gneissic rock; (b) Early chalcopryrite disseminated in actinolite-rich zones; (c) Amphibole-rich rocks (actinolite and grunerite) with tourmaline porphyroblasts; (d) Amphibole-rich rocks showing the replacement of actinolite by grunerite; (e) Fronts of almandine and tourmaline formation in grunerite-biotite-rich rocks; (f) Fronts of potassic alteration I with biotite replacing the grunerite-rich zones; (g) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks with euhedral almandine porphyroblasts; (h) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks with almandine and grunerite porphyroblasts; (i) Grunerite-almandine-biotite±tourmaline-rich rocks with mylonitic foliation; (j) Intercalation of magnetite-rich (with bornite and chalcocite) and almandine-grunerite-biotite-rich rocks; (k) Grunerite-biotite-rich rock in contact with magnetite-rich with bornite and chalcocite; (l) Magnetite-rich

rocks with large amount of bornite and chalcocite, subordinated chalcopyrite and minor malachite; (m) Grunerite-biotite-rich rock with post-ore fissural potassium feldspar alteration; (n) Grunerite-almandine-biotite-rich rock with post-ore pervasive alteration with potassium feldspar and hematite, replacing stretched almandine crystals. Mineral abbreviations: Act= actinolite; Alm = almandine; Bn = bornite; Bt = biotite; Cct = chalcocite; Ccp = chalcopyrite; Chl = chlorite; Gru = grunerite; Hem = hematite; Kfs = potassium feldspar, Mag = magnetite, Mlc = malachite; Tur = tourmaline.....51

Fig. 7. (a) Igneous potassium feldspar with selective scapolite alteration; (b) Pervasive Na-Ca alteration with actinolite and associated titanite and tourmaline, (c) Actinolite replaced along cleavage planes by grunerite; (d) Pervasive tourmaline formation associated with intense grunerite formation; (e) Poikiloblastic garnet with inclusions of grunerite and shadow pressure given by grunerite crystals; (f) Zones of intense iron-enrichment with large amount of grunerite crystals; (g) Potassic alteration I with biotite replacing the previous grunerite crystals; (h) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks strongly foliated with idioblastic almandine; (i) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks strongly foliated with stretched almandine; (j) Pervasive potassic alteration I with biotite associated with porphyroblasts of tourmaline and allanite; (k) Porphyroblasts of almandine and fractured grunerite crystals with later potassic alteration (I) with biotite; (l) Zones of intense iron-enrichment with large amount of fayalite crystals. Photos A to L are polarized light images. Mineral abbreviations: Act= actinolite; Aln = allanite; Alm = almandine; Fa = fayalite; Gru = grunerite; Tur = tourmaline.....54

Fig. 8. (a) High grade ore from the Salobo deposit, with large amount of bornite, chalcocite, and magnetite; (b) Drill core of the grunerite-biotite-rich rocks with veinlets infilled with quartz and associated gold; (c) Common texture of the ore, with idioblastic magnetite (II) crystals (II), bornite and chalcocite with myrmekitic-symplectite texture and gold associated with safflorite and cobaltite; (d) Bornite and chalcocite with myrmekitic-symplectite texture as the matrix of the rock with some idioblastic magnetite crystals (II) dispersed into it; (e) Gold as thin inclusions in magnetite (I), associated with bornite and covellite; (f) Safflorite crystal within zones with bornite-chalcocite with inclusions of Co-pentlandite, cobaltite, and gold; (g) Tiny chalcopyrite crystals within the bornite crystal; (h) Oriented fractures in magnetite crystals (I) infilled by chalcocite. Photos C to H are reflected light images. (i) Apatite crystals with associated monazite, chalcocite and magnetite; (j) Fine-grained uraninite crystals with associated magnetite

and gangue minerals; (k) Copper-gold ore with synchisite, monazite, and molybdenite; (l) Molybdenite crystals in paragenesis with bornite and chalcocite. Photos I to L are backscattered electron (BSE) images. Mineral abbreviations: Au = gold; Bn = bornite; Bt = biotite; Cct = chalcocite; Ccp = chalcopyrite; Cob = cobaltite; Cpn = Co-pentlandite; Cv = covellite; Gru = grunerite; Hem = hematite; Mag = magnetite, Mnz = monazite; Mol = molybdenite, Qz = quartz; Saf = safflorite; Syn = synchisite; Urn = uraninite.....56

Fig. 9. Cathodoluminescence images of the analyzed population of zircon at SHRIMP IIe from (a) Least-altered gneiss; (b) Old Salobo granite; (c) Rock with post-ore alteration; and (d) Zircon crystals from the copper-gold ore zones. $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are indicated in the image where analyses were done.....59

Fig. 10. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ diagrams for (a) Least-altered gneiss; (b) Old Salobo granite; (c) Host rock with post-ore alteration; (d) High grade copper-gold ore.....60

LISTA DE TABELAS

APÊNDICE:

Table 1. <i>Brief description of the dated samples</i>	58
---	----

ANEXO:

Table 1. <i>Summary of U-Pb SHRIMP II zircon data for the rocks of the Salobo deposit including Gneiss (SAL65), Old Salobo granite (FD405/119), rocks with post-ore alteration (FD177651) and for the copper-gold ore zones (SALORE-1)</i>	80
---	----

1. INTRODUÇÃO

A Província Carajás (Santos *et al.* 2000, Santos 2003) representa o núcleo crustal mais antigo do Craton Amazônico e localiza-se na sua porção sudeste (Fig. 1). Essa província hospeda importantes depósitos minerais de ferro, manganês, ouro, platinóides, níquel e cobre, destacando-se entre os últimos os da classe óxido de ferro-cobre-ouro (*Iron Oxide-Copper-Gold* or IOCG; Hitzman *et al.* 1992) de idade neoarqueana e paleoproterozoica (Moreto 2013). Dentre os depósitos dessa classe já conhecidos na província, o maior é o depósito de classe mundial Salobo, que apresenta reservas estimadas em 1.112 Mt, com 0,69 wt% Cu e 0,43 g/t Au (VALE 2012). Esse depósito, localizado cerca de 30 km ao norte da Serra dos Carajás, foi descoberto em 1977, mas a Mina de Cobre de Salobo, operada pela VALE, entrou em produção apenas em 2011.

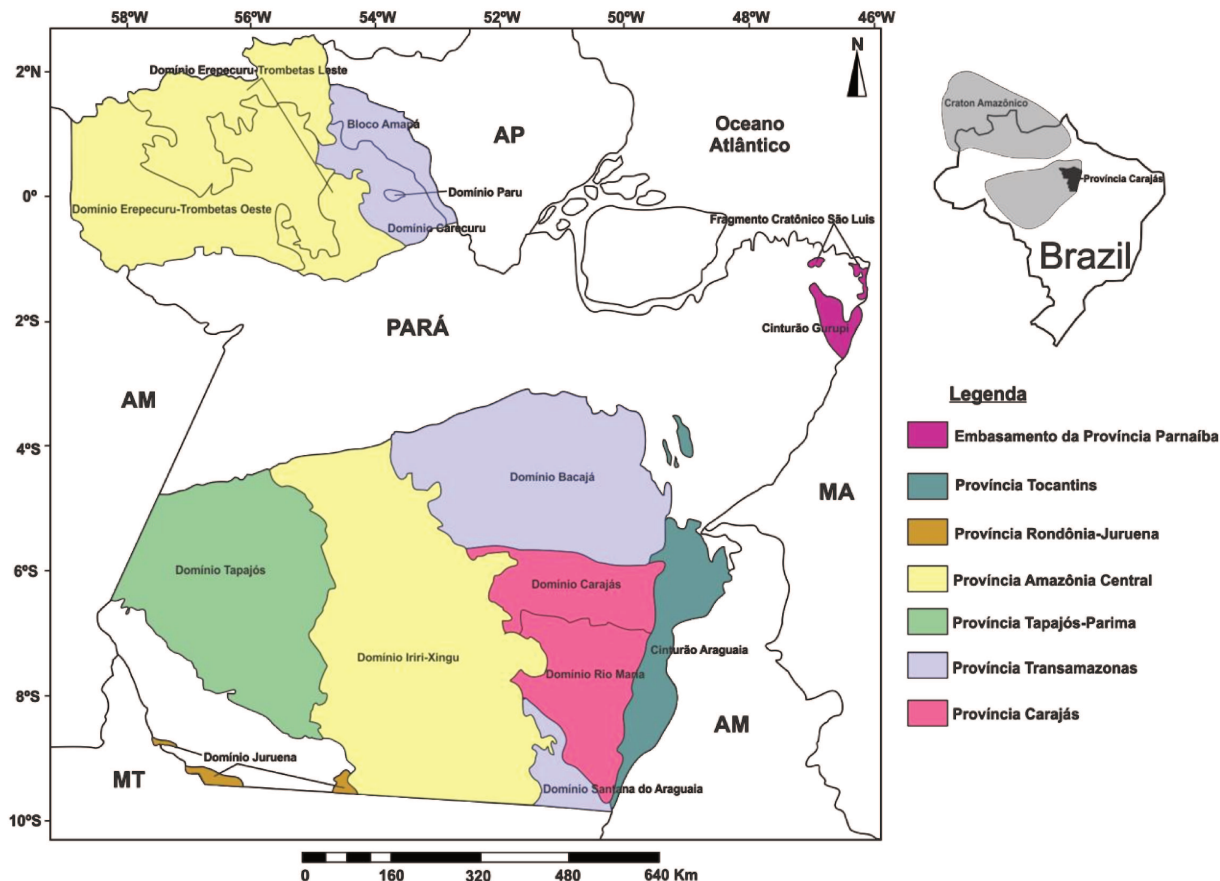


Fig. 1. Mapa das Províncias e Domínios Tectônicos do Estado do Pará (modificado de Vasquez et al., 2008).

O depósito Salobo, situado ao longo da Zona de Cisalhamento Cinzento de direção WNW-ESE, localiza-se próximo ao limite norte entre a Província Carajás e o Domínio Bacajá da Província Transamazonas (2,26 – 1,90 Ga, Vasquez *et al.* 2008). Estudos anteriores (e.g. Lindenmayer 1990, 2003, Réquia *et al.* 2003) descreveram o depósito Salobo como hospedado por unidades metavulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Salobo. Os litotipos presentes na área do depósito, contudo, mostram evidências de intensa milonitização e alteração hidrotermal, responsável pela obliteração das características originais dos protólitos. Processos metassomáticos resultaram em associações minerais com biotita, grunerita, almandina, turmalina e faialita, além de grandes concentrações de magnetita associadas às zonas mineralizadas em cobre e ouro (Lindenmayer 1990, 2003). No entanto, ainda pouco se conhece a respeito da evolução paragenética do depósito.

A gênese do depósito Salobo foi atribuída inicialmente a modelos singenéticos ou híbridos que incluíam estágios de mineralização sedimentar-exalativa (Lindenmayer 1990). Sua associação com um sistema magmático-hidrotermal vinculado à colocação do granito mesozonal *Old Salobo* (2.573±2 Ma, U–Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) tem sido enfatizada em trabalhos recentes (Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005) com base em idades Re-Os em molibdenita de 2.576±8 Ma e 2.562±8 Ma, interpretadas como a da mineralização IOCG sincrônica à colocação do granito *Old Salobo* (Réquia *et al.* 2003). Contudo, idades Pb-Pb em calcocita (2.705±42 Ma) e em magnetita (2.112±12 Ma) obtidas por Tassinari *et al.* (2003), ainda que mais imprecisas, podem revelar uma história mais complexa para o depósito Salobo, incluindo episódios mais antigos de mineralização e remobilização paleoproterozoica.

Embora estudos importantes tenham sido realizados sobre o depósito (Lindenmayer 1990, 2003, Réquia 1995, Melito & Tassinari 1998, Souza & Vieira 2000, Tassinari *et al.* 2003, Réquia *et al.* 2003), muitos aspectos relativos à sua gênese ainda não foram bem compreendidos. Questões em aberto referem-se à: (i) natureza das rochas hospedeiras e suas idades de formação, (ii) compreensão da evolução de seu sistema hidrotermal a partir das relações de substituições e paragéneses minerais, (iii) importância de componentes magmáticos e externamente derivados para o sistema hidrotermal e (iv) sua formação em um único ou em múltiplos estágios e às relações destes com a evolução tectônica e magmática da Província Carajás.

Adicionalmente, o papel específico do magmatismo granítico de ca. 2,57 Ga precisa ser melhor compreendido. Apontado como responsável pelo estabelecimento de um amplo sistema

magmático-hidrotermal e pela gênese do depósito Salobo (Réquia *et al.* 2003), o evento magmático de ca. 2,57 Ga também foi considerado por outros autores (Tallarico *et al.* 2005; Grainger *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010) como geneticamente associado aos demais depósitos IOCG da Província Carajás. Contudo, o grande volume de dados geocronológicos relativos aos granitos da província (Huhn *et al.* 1999a, 1999b, Avelar *et al.* 1999, Barros *et al.* 2004, Sardinha *et al.* 2006, Dall’Agnol *et al.* 2006; Barros Vasquez *et al.* 2008; Oliveira *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2010, 2011; Feio *et al.* 2012; Moreto 2013), parece indicar que tal evento magmático tem expressão restrita a apenas dois pequenos corpos graníticos (*Old Salobo* e Itacaiúnas) localizados ao longo da importante Zona de Cisalhamento Cinzento. Assim, o significado da idade de ca. 2,57 Ga é questionado, uma vez que poderia também representar, não a idade de magmatismo, mas do cisalhamento. Adicionalmente, o evento de ca. 2,57 Ga para a formação dos depósitos IOCG se contrapõe às idades obtidas (ca. 2,7 Ga e ca. 1,88 Ga) para os depósitos IOCG do Cinturão Sul do Cobre na Província Carajás (Moreto 2013).

Assim, este estudo apresenta uma nova perspectiva do depósito Salobo no que se refere à caracterização das rochas hospedeiras do depósito, bem como à evolução de seu sistema hidrotermal desde estágios iniciais de alteração hidrotermal até estágios cogenéticos e posteriores à mineralização. Adicionalmente, esse estudo traz dados geocronológicos de U-Pb SHRIMP IIe em zircão para as rochas hospedeiras do depósito e para o Granito *Old Salobo* visando uma melhor compreensão do papel da colocação do Granito *Old Salobo* para o estabelecimento e evolução do sistema hidrotermal no depósito Salobo.

2. OBJETIVOS

Esse estudo tem como objetivo a reconstituição da história evolutiva do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo e suas relações com eventos magmáticos e tectônicos registrados na Província Carajás, a partir da:

- (i) Caracterização das rochas hospedeiras, incluindo natureza do protólitos;
- (ii) Caracterização paragenética detalhada das associações de alteração hidrotermal e mineralização, visando à identificação de diferentes associações e de possíveis evidências de múltiplos pulsos de fluidos e sobreposições de eventos de mineralização;
- (iii) Estudos geocronológicos, com ênfase na datação U-Pb SHRIMP IIe em zircão das rochas hospedeiras, incluindo aquisição de novos dados para o Granito *Old Salobo*.

3. A PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás, localizada no sudeste do Cráton Amazônico, na região norte do Brasil, compreende o seu núcleo crustal mais antigo e representa uma das províncias minerais mais importantes do mundo. Essa província é dividida em dois blocos tectônicos: o Domínio Rio Maria, a sul, e o Domínio Carajás, a norte (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008), separados por uma zona de cisalhamento regional E-W. Entre os dois domínios, uma faixa foi denominada de Sub-domínio de Transição (Dall'Agnol *et al.* 2006, Feio *et al.* 2013). Esse último representaria parte do Domínio Rio Maria retrabalhado no Neoarqueano (Dall'Agnol *et al.* 2006) ou parte do Domínio Carajás (Feio *et al.* 2013).

Os dois domínios, Rio Maria e Carajás, apresentam algumas diferenças, tais como a predominância de faixas de *greenstone belts strictu sensu* e magmatismo exclusivamente mesoarqueano, tanto tonalítico-trondjemítico-granodiorítico (TTG) e sanukitóide, como granítico no Domínio Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2010, 2011) em contraste com o Domínio Carajás, que registra eventos magmáticos e tectônicos também neoarqueanos.

O Domínio Carajás compreende embasamento mesoarqueano e sequências supracrustais neoarqueanas (Machado *et al.* 1991), enquanto no Sub-domínio de Transição o embasamento mesoarqueano é predominante (Dall'Agnol *et al.* 2006, Feio *et al.* 2013). O embasamento arqueano tem sido atribuído ao Complexo Xingu (2.974 ± 15 Ma, Machado *et al.* 1991), composto por gnaisses tonalíticos a trondjemíticos e migmatitos e ao Complexo Pium com granulitos de idades de cristalização de $3,002 \pm 14$ Ma (U-Pb SHRIMP zircão, Pidgeon *et al.* 2000) (Fig. 2).

Dados geocronológicos mostram que o processo de migmatização do Complexo Xingu (2.859 ± 2 Ma e 2.860 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) e granulitização do Complexo Pium (2.859 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP zircão; Pidgeon *et al.* 2000) foram contemporâneos. Estudos recentes discriminaram granitoides composicionalmente distintos, com idades entre ca. 3,0 Ga e ca. 2,87-2,83 Ga que anteriormente eram atribuídas ao Complexo Xingu no Subdomínio de Transição (Moreto *et al.* 2011, 2013, Submetido; Feio *et al.* 2013).

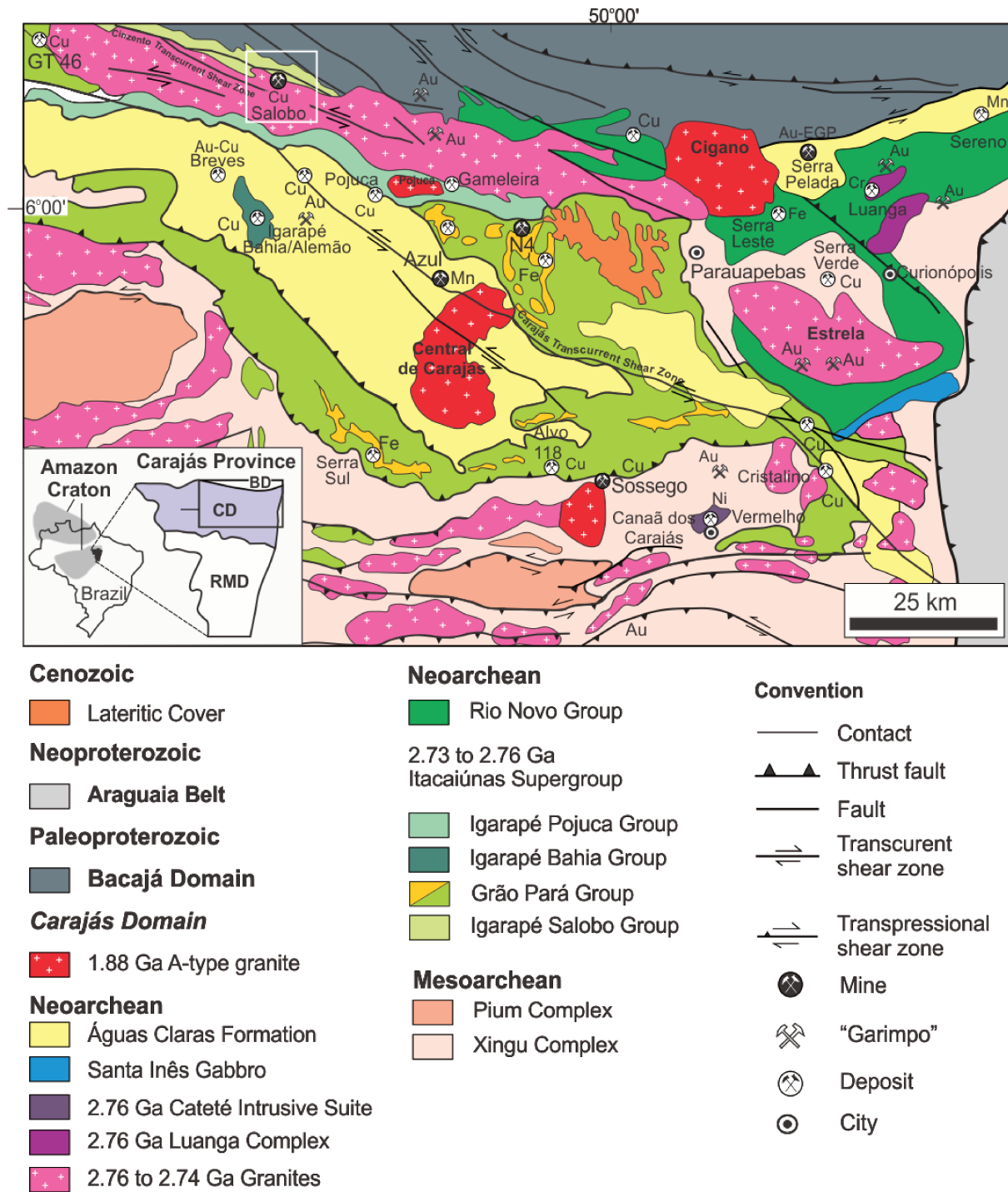


Fig. 2. Mapa geológico do Domínio Carajás e áreas adjacentes (modificado de Vasquez et al., 2008), mostrando a localização do depósito Salobo e de outros importantes depósitos minerais do domínio.

As unidades supracrustais incluem as sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982) e do Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.* 1986, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991). O Grupo Rio Novo compreende anfibolitos, xistos, metagrauvacas, rochas metavulcânicas tholeiíticas e gabros (Hirata *et al.* 1982). O Supergrupo Itacaiúnas foi dividido por DOCEGEO (1988) em unidades aproximadamente cronocorrelatas, designadas de grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará e Igarapé Bahia.

O Grupo Igarapé Salobo, apontado como hospedeiro do depósito de óxido de ferro-Cu-Au de Salobo (DOCEGEO 1988, Lindenmayer 1990), foi dividido em Gnaiss Cascata na base, Formação Três Alfa, que inclui anfibolitos, quartzitos, metagrauvacas e formações ferríferas e Formação Cizento, no topo, que compreende gnaisses e quartzitos (DOCEGEO 1988).

O Grupo Igarapé Pojuca hospeda o depósito de óxido de ferro-Cu-Au Gameleira e contém rochas metavulcânicas básicas, xistos e rochas com cordierita-antofilita. Essas últimas foram interpretadas como resultantes do metamorfismo dos produtos de alteração hidrotermal vulcano-exalativa, possivelmente associada à mineralização de Cu-(Zn-Au-Ag) do depósito de Pojuca, também hospedado nesse grupo (Winter 1994). O Grupo Grão-Pará é constituído por metabasaltos, rochas metavulcânicas félsicas e jaspilitos que hospedam os importantes depósitos de ferro em Carajás (DOCEGEO 1988). O Grupo Igarapé Bahia é constituído por rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e metassedimentares, incluindo formações ferríferas, que hospedam o depósito de óxido de ferro-Cu-Au Igarapé Bahia/Alemão (DOCEGEO 1988).

A Formação Águas Claras se sobrepõe, aparentemente em discordância angular, às sequências metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas. É composta por uma cobertura siliciclástica arqueana depositada em ambiente fluvial a marinho raso, representada por meta-conglomerados, meta-arenitos, mármore dolomítico, filito carbonoso e sericita quartzitos (Nogueira *et al.* 1995). A idade mínima de deposição dessa formação é dada pela idade de zircão de diques máficos intrusivos nessa formação (2.645 ± 12 Ma e 2.708 ± 37 Ma, U-Pb em zircão, Dias *et al.* 1996, Mougéot *et al.* 1996).

Intrusões máficas-ultramáficas acamadadas representadas pelo Complexo Luanga (ca. 2,76 Ga; Machado *et al.* 1991) e pela Suíte Intrusiva Cateté (2.766 ± 6 Ma, U-Pb em zircão, Lafon *et al.* 2000) cortam as rochas do embasamento mesoarquano e da sequência supracrustal e hospedam ocorrências de níquel, crômio e planitóides (Ferreira Filho *et al.* 2007).

O magmatismo granítico neoarqueano no Domínio Carajás é representado pelos granitos alcalinos foliados de ca. 2,76 a 2,73 Ga, compreendidos nas suítes Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado e Serra do Rabo (Huhn *et al.* 1999a, 1999b, Avelar *et al.* 1999, Barros *et al.* 2004, Sardinha *et al.* 2006, Feio *et al.*, 2012). Mais restritamente, magmatismo granítico de caráter peralcalino a meta-aluminoso, de ca. 2,57 Ga, é representado por dois pequenos corpos graníticos, denominados de *Old Salobo* e *Itacaiúnas* (Machado *et al.* 1991; Souza *et al.* 1996). Magmatismo granítico anorogênico alcalino a sub-alcalino de 1,88 Ga, que inclui os granitos Central de Carajás, *Young Salobo*, *Cigano*, *Pojuca* e *Breves* (Machado *et al.* 1991, Lindenmayer & Teixeira 1999, Tallarico 2003), é amplamente reconhecido em toda a província.

Estudos recentes permitiram o reconhecimento de três zonas de cisalhamento transcorrentes: Cinzento e Carajás, ativas entre ca. 2,7 e 2,5 Ga na parte norte do Domínio Carajás, e Canaã, na porção sul (Pinheiro *et al.* 2013). A foliação E-W amplamente reconhecida no Domínio Carajás e os dobramentos e falhamentos teriam sido causados por encurtamento com vetor NNW para SSW. Um grande conjunto de falhas *strike-slip* de direção NW-SE foram responsáveis pelo formato sigmoidal da Bacia de Carajás.

4. DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO

Desde a descoberta do depósito Olympic Dam, em 1975, pela *Western Mining Corporation* no sul da Austrália, depósitos análogos a Olympic Dam têm sido alvos importantes da exploração mineral. No entanto, o depósito Olympic Dam, na época de sua descoberta, diferia até então de todas as classes de depósitos conhecidas (Roberts and Hudson 1983), não somente por seu tamanho e teor (3.810 Mt @ 1 wt% Cu, 0,5 g/t Au; Campbell *et al.* 1998), mas também pelo estilo e características geológicas. Apenas em 1992, o depósito de Olympic Dam foi considerado parte de uma classe, definida por Hitzman *et al.* (1992) como a dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (*Iron Oxide-Copper-Gold* ou IOCG).

Globalmente, os depósitos IOCG apresentam como principais atributos: (1) presença de cobre com ouro subordinado, em quantidade economicamente viável ou não; (2) mineralização hidrotermal e epigenética, associada a veios, brechas, e/ou zonas de substituição com forte controle estrutural; (3) abundância de magnetita com baixo conteúdo de titânio e/ou hematita (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005). Além dessas características, esses depósitos apresentam enriquecimentos em ETRL, P, Ni, Co, e, em alguns casos, Ag, Mo, U, Th, Y, Pd, Zn, Te e Sn (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008).

Embora muitos estudos já tenham sido realizados em depósitos dessa classe, ainda não há um modelo genético consensual, uma vez que a diversidade de características dos depósitos IOCG relativas aos seus ambientes geotectônicos de formação, idades, rochas hospedeiras e tipos de alteração hidrotermal sugerem que distintos processos geológicos poderiam ter sido responsáveis pela gênese desses depósitos (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005).

Uma das grandes questões quanto à gênese dos depósitos IOCG é a relação com magmatismo, isto é, se depósitos do tipo IOCG representam o produto de sistemas magmático-hidrotermais. Nesses sistemas, os fluidos seriam predominantemente magmáticos e geneticamente associados temporal e espacialmente a intrusões. Tais intrusões representariam a principal fonte de fluidos e metais, tal como bem documentado em sistemas do tipo pórfiro de Cu-Mo, Cu-Au e Au, epitermais e escarnitos (*skarns*). Para os depósitos IOCG, alguns autores (e.g. Pollard 2006; Groves *et al.* 2010) sugerem que esses depósitos apresentam uma clara relação espacial com intrusões, especialmente relacionados ao magmatismo anorogênico alcalino ou do tipo A, em um ambiente intracratônico. Outros autores enfatizam a relação dos grandes depósitos IOCG com intrusões félsicas a intermediárias, especialmente com granitóides do tipo I, da série

da magnetita, alcalinos a sub-alcalinos (Williams *et al.* 2000, Pollard 2000). Em outra vertente, Barton & Johnson (2000) consideram que as intrusões representam apenas fonte de calor e, consequentemente, o motor para a circulação dos fluidos no sistema hidrotermal, mas que a fonte de fluidos e metais estaria associada às sequências de rochas hospedeiras e ou até mesmo com a presença de evaporitos (e.g. Xavier *et al.* 2008).

Na maioria dos casos, os depósitos IOCG apresentam mistura de fluidos externamente derivados com fluidos magmáticos, como nos depósitos Olympic Dam, Tennant Creek e Ernest Henry, na Austrália, e Candelaria, no Chile (Pollard 2000). A predominância da natureza híbrida dos sistemas hidrotermais é suportada por diversos estudos isotópicos (e.g. Barton & Johnson 2000; Chiaradia *et al.* 2006; Monteiro *et al.*, 2008; Xavier *et al.* 2008; Gleeson & Smith 2009). Como reflexo da contribuição relativa dos diferentes tipos de fluidos, há variação nas características dos depósitos IOCG ao redor do mundo, como já sugerido por Hitzman *et al.* (1992). Dessa forma, os depósitos IOCG andinos, com uma maior contribuição de fluidos magmáticos quando comparados ao gigante Olympic Dam, que apresenta importante componente derivados de fluidos superciais (Tornos *et al.* 2010), mostram características distintas que incluem principalmente padrão de alteração hidrotermal, assinatura isotópica dos fluidos e fonte de metais e enxofre.

Hitzman *et al.* (1992) sugere ainda que a diversidade de atributos dos depósitos IOCG ao redor do mundo podem refletir formação dos depósitos em diferentes níveis crustais, o que influenciaria principalmente o padrão de alteração hidrotermal e a paragénesese do minério desenvolvidos em cada depósito (Fig. 3).

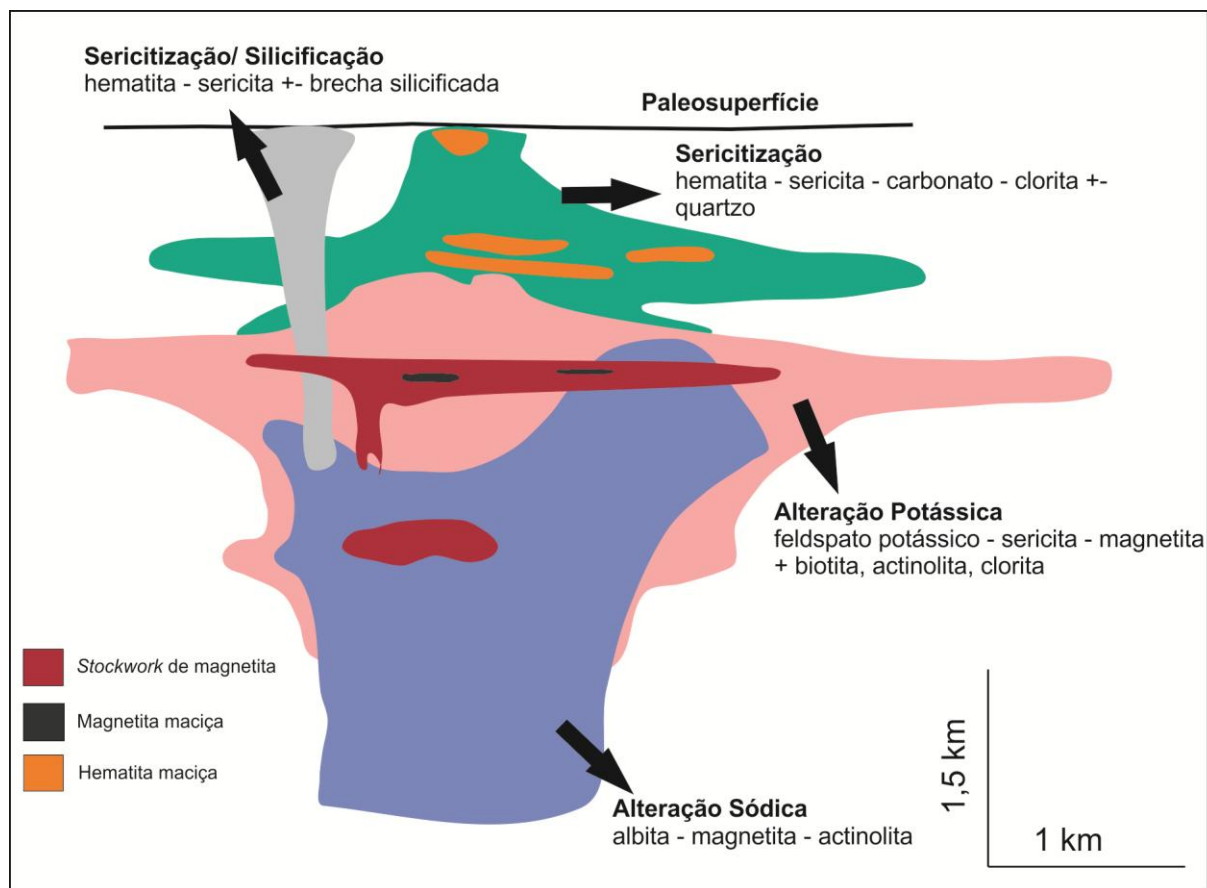


Fig. 3. Perfil esquemático ilustrando os padrões de alteração hidrotermal em relação ao nível crustal nos depósitos IOCG (Hitzman et al. 1992).

Os depósitos IOCG pré-cambrianos, tais como os depósitos de Carajás no Brasil, Olympic Dam e Ernest Henry na Austrália, e Rajasthan na Índia, seriam formados entre 100 e 200 Ma após a amalgamação dos supercontinentes de Kenorland, Columbia e Rodínia (Groves *et al.* 2010), respectivamente. No entanto, os IOCG fanerozoicos estariam relacionados às margens ativas, como Mantoverde e Candelaria, no Chile (Groves *et al.* 2010). Dessa forma, os depósitos IOCG pré-cambrianos ocorrem comumente em ambientes extensionais, anorogênicos, em margens de áreas cratônicas ou outros limites de blocos litosféricos, enquanto que os fanerozoicos parecem estar mais associados a limites convergentes de placa, porém em zonas extensionais ou transtracionais anômalas no ambiente de arco magmático e de retro-arco (Groves *et al.* 2010). Contudo, o ambiente tectônico de formação dos depósitos IOCG ainda é motivo de grandes debates no meio científico.

4.1 Depósitos IOCG na Província Carajás

A Província Mineral de Carajás apresenta a maior concentração conhecida de depósitos de óxido de ferro-Cu-Au (*iron oxide-copper-gold deposits* ou IOCG; Hitzman *et al.* 1992) de classe mundial, tais como, Salobo (1112 Mt @ 0,69 wt% Cu, 0,43 g/t Au, 55 g/t Ag; VALE, 2012), Cristalino (500 Mt @ 1,0 wt% Cu; 0,3 g/t Au, Huhn *et al.* 1999), Igarapé Bahia/Alemão (219 Mt @ 1,4 wt% Cu, 0,86 g/t Au; Tallarico *et al.* 2005), Sossego (355 Mt @ 1.1% Cu and 0.28 g/t Au; Lancaster Oliveira *et al.* 2000), Gameleira (100 Mt @ 0,7 wt% Cu, Rigon 2000) e Alvo 118 (70 Mt @ 1,0 wt% Cu, 0,3 g/t Au, Rigon 2000). Há ainda outros importantes alvos de pesquisa de Cu-Au tanto no setor norte quanto no setor sul do Domínio Carajás que estão sob investigação, tais como Igarapé Cinzento/GT46, Furnas, Paulo Alfonso no norte, e Castanha, Bacaba, Bacuri, Jatobá, Visconde e Borrachudos no sul.

As características distintivas nos depósitos IOCG de Carajás, tais como diferentes associações de alteração hidrotermal e de minerais de minério em cada um dos depósitos parecem refletir evolução dos sistemas hidrotermais em diferentes níveis crustais e a partir de distintas histórias de interação fluido-rocha e fluido-fluido. Contudo, os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás apresentam algumas similaridades que incluem: (i) forte associação com zonas de cisalhamento; (ii) associação com brechas hidrotermais; (ii) intensa alteração hidrotermal alcalina; (iii) formação de magnetita seguida por precipitação de sulfetos e (vi) coexistência de fluidos com elevadas e baixas temperaturas de homogeneização (100 a 570°C) e salinidades baixas a muito elevadas (0 a 69% eq. Peso NaCl), indicando a mistura de fluidos de origens diversas que possibilitaram o transporte e deposição dos metais (Monteiro *et al.* 2008, Xavier *et al.*, 2012).

Os depósitos do Cinturão Sul do Cobre (Moreto 2013) são localizados na porção sul do Domínio Carajás, no Subdomínio de Transição (Dall'Agnol *et al.* 2006), e concentram-se em uma faixa WNW-ESE de cerca de 30 km no contato entre o embasamento e as rochas do Supergrupo Itacaiúnas, no contexto da denominada Zona de Cisalhamento Transcorrente de Canaã (Pinheiro *et al.* 2013). Esses depósitos exibem evolução paragenética semelhante (alteração sódica, sódica-cálcica, potássica, formação de magnetita, cloritização/epidotização, mineralização cuprífera e sericitização tardia) identificada nos corpos Sequeirinho, Pista e Baiano do depósito de Sossego (Monteiro *et al.* 2008), no depósito Cristalino (Ribeiro 2009) e em inúmeros outros depósitos e alvos, tais como Castanha, Bacaba, Bacuri, Visconde e Jatobá

(Monteiro *et al.* 2007, Augusto *et al.* 2008, Craveiro *et al.* 2012, Melo 2011, Pestilho 2011), o que pode refletir sua colocação em um nível crustal profundo a intermediário. Entretanto, o depósito Alvo 118 (Torresi *et al.* 2012), assim como o Corpo Sossego do depósito Sossego (Monteiro *et al.* 2008a, 2008b), apresentam intensa alteração potássica, clorítica e hidrolítica, típicas de sistemas IOCG desenvolvidos em níveis crustais relativamente rasos.

Os depósitos IOCG localizados no setor norte do Domínio Carajás, próximo ao limite com o Domínio Bacajá, paleoproterozoico, apresentam diferentes características (*e.g.* rochas hospedeiras, tipos e distribuição da alteração hidrotermal, influência das estruturas e metamorfismo regionais) em relação aos depósitos da parte sul. Estudos prévios (Réquia *et al.* 2003, Lindenmayer 2003, Silva *et al.* 2005, Tallarico *et al.* 2005, Lindenmayer *et al.* 2001) sugerem que os depósitos de Salobo, Igarapé Cinzento/GT46, Igarapé-Bahia/Alemão e Gameleira são hospedados principalmente por rochas metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas. Tais depósitos mostram zonas de intensa alteração potássica, desenvolvida em condições dúcteis e elevadas temperaturas, acompanhadas por significativo enriquecimento em ferro, seguidos por estágios tardios de cloritização (Réquia *et al.* 2003, Lindenmayer 2003).

A gênese dos depósitos IOCG de Carajás tem sido relacionada por alguns autores a um dos três eventos de granitogênese reconhecidos no Domínio Carajás em: (i) ca. 2,76 a 2,73 Ga (Galarza *et al.* 2003), (ii) ca. 2,57 Ga (Réquia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008), e (iii) ca. 1,88 Ga (Pimentel *et al.* 2003, Silva *et al.* 2005). O evento de ca. 2,57 Ga seria responsável pelo estabelecimento de sistemas magmáticos-hidrotermais regionais (Tallarico *et al.* 2005, Tavaza & Oliveira 2000, Réquia *et al.* 2003, Grainger *et al.* 2008), possibilitando a geração e circulação de fluidos em grande escala. No entanto, Moreto (2013) caracterizou apenas dois outros eventos hidrotermais nos depósitos IOCG no sul do Domínio Carajás, em ca. 2,7 Ga e ca. 1,88 Ga, o que restringe o evento de ca. 2,57 Ga ao setor norte do Domínio Carajás, especificamente aos depósitos Salobo (Réquia *et al.* 2003) e Igarapé Bahia (Tallarico *et al.* 2005). Adicionalmente, o magmatismo de ca. 2,57 Ga é pouco caracterizado na Província Carajás e ocorre de forma muito restrita, uma vez que é representado apenas por dois corpos graníticos de algumas dezenas de metros, o *Old Salobo* (Machado *et al.*, 1991) e o Itacaiúnas (Souza *et al.*, 1996), o que levanta a questão se tais corpos poderiam ser responsáveis pela formação de depósitos tão grandes como o depósito Salobo.

Estudos de isótopos de boro (Xavier *et al.* 2008) e de cloro (Chiaradia *et al.* 2006), indicam participação tanto de fluidos magmáticos como baciais, externamente derivados para os sistemas IOCG de Carajás. Isso é corroborado por estudos de isótopos estáveis e inclusões fluidas que apontam para processos de mistura envolvendo fluidos superficiais (meteóricos ou derivados da água do mar) nos estágios finais de evolução dos sistemas hidrotermais (Monteiro *et al.* 2008a, Carvalho 2009, Xavier *et al.* 2010).

4.2 O depósito Salobo

O depósito de óxido de ferro-cobre-ouro Salobo situa-se na porção norte do Domínio Carajás, balizado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento, ao longo do qual outros importantes depósitos IOCG também estão localizados, tais como Gameleira, Alvo GT 46, Polo, Furnas e Paulo Alfonso.

Estudos anteriores (Lindenmayer 1990, Lindenmayer 2003) descrevem o depósito Salobo como hospedado pelas rochas da Formação Três Alfa do Grupo Igarapé Salobo, unidade basal do Supergrupo Itacaiúnas. Tais rochas foram interpretadas inicialmente como metagrauvacas, anfibolitos, quartzitos e formações ferríferas, que representariam parte de uma sequência metavulcanosedimentar (DOCEGEO 1988, Lindenmayer 1990). Os litotipos predominantes no depósito, constituídos por grandes quantidades de magnetita ($\pm$ almandina, biotita, grunerita, fayalita, hastingsita, turmalina, estilpnomelano, quartzo e greenalita) foram consideradas como formação ferrífera mista, fácies silicato-óxido, enquanto as metagrauvacas seriam representadas por litotipos com paragêneses consideradas típicas de protólitos sedimentares (almandina, biotita e quartzo).

Além da sequência de metagrauvacas, anfibolitos e formações ferríferas da Formação Três Alfa, quartzitos da Formação Cinzento e ortognaisses seriam reconhecidos no depósito. Os últimos foram atribuídos ao Gnaiss Cascata, a norte do depósito, e ao Gnaiss Superior de Farias, ao sul (DOCEGEO 1988, Farias 1981). Contudo, idades obtidas por Machado *et al.* (1991) de 2.859 ± 2 Ma para o anfibolitos da Formação Três Alfa mostrariam, segundo os autores, que parte da sequência metavulcanosedimentar do Grupo Igarapé Salobo seria parte do embasamento, atribuído ao Complexo Xingu, e não do Supergrupo Itacaiúnas (ca. 2,76 Ga; Machado *et al.* 1991).

Posteriormente, Lindenmayer (2003), em um trabalho de revisão, considerou que as paragêneses minerais do depósito Salobo representam o produto de processos hidrotermais epigenéticos. Os protólitos foram reinterpretados como predominantemente metavulcânicos, derivados de rochas dacíticas e basálticas, embora texturas vulcânicas preservadas não tenham sido reconhecidas pela autora. As paragêneses minerais biotita-granada-quartzo ($\pm$ plagioclásio $\pm$ grunerita) foram então consideradas como formadas a partir de dacitos. Rochas com plagioclásio-hastingsita, anteriormente denominadas anfíbolitos, seriam derivadas de basaltos. Quartzitos foram reinterpretados como rochas ricas em quartzo hidrotermal. Adicionalmente, as rochas muito ricas em magnetita (10 a 50%) com quantidades variáveis de faialita, grunerita, Mn-almandina, Fe-biotita, Cl-hastingsita e turmalina foram associadas ao produto da alteração hidrotermal extrema dos protólitos vulcânicos e não mais a formações ferríferas (Lindenmayer 2003).

As zonas com intensa alteração potássica e enriquecimento em ferro (Réquia & Fontboté 1999, 2000, Réquia *et al.* 2003) hospedam predominantemente o minério de óxido de ferro-cobre-ouro, sendo que as zonas mais ricas do minério situam-se nas zonas mais fortemente hidrotermalizadas (Réquia *et al.* 2003; Fig. 4). O minério é constituído por bornita, calcocita, calcopirita e ouro, além de variáveis proporções de molibdenita, cobaltita, safflorita, nicollita, siegenita e covellita e encontra-se associado principalmente às rochas ricas em magnetita (Lindenmayer 2003).

Na área do depósito, os granitos *Old Salobo* e *Young Salobo*, intrudem as rochas do Grupo Igarapé Salobo. O Granito *Old Salobo* (2.573 ± 2 Ma, U–Pb em zircão, Machado *et al.* 1991) é um granito alcalino, com augita como máfico principal, metaluminoso, mesozonal, considerado sin-tectônico, enquanto que o Granito *Young Salobo* (1.880 ± 80 Ma, Rb–Sr em rocha total, Cordani 1981) é alcalino, metaluminoso e anorogênico (Lindenmayer 1990).

Os litotipos hospedeiros das mineralizações de Salobo, com exceção do granito *Young Salobo* e de diques de diabásio tardios (Réquia *et al.* 2003), foram intensamente deformados pelas zonas de cisalhamento Itacaiúnas (ca. 2,7 Ga) e Cinzento (2.555 ± 4 Ma, Machado *et al.* 1991), apresentando foliação milonítica subvertical, de direção NW-SE.

Idades Re-Os em molibdenita de 2.576 ± 8 Ma e 2.562 ± 8 Ma foram interpretadas como de formação da mineralização de cobre-ouro (Réquia *et al.* 2003), sincrônica à idade de colocação do granito *Old Salobo* (2.573 ± 2 Ma; U–Pb em zircão; Machado *et al.* 1991). No

entanto, a relação espacial do Granito *Old Salobo* com o padrão e geometria das zonas de alteração hidrotermal e mineralização não é clara no depósito Salobo.

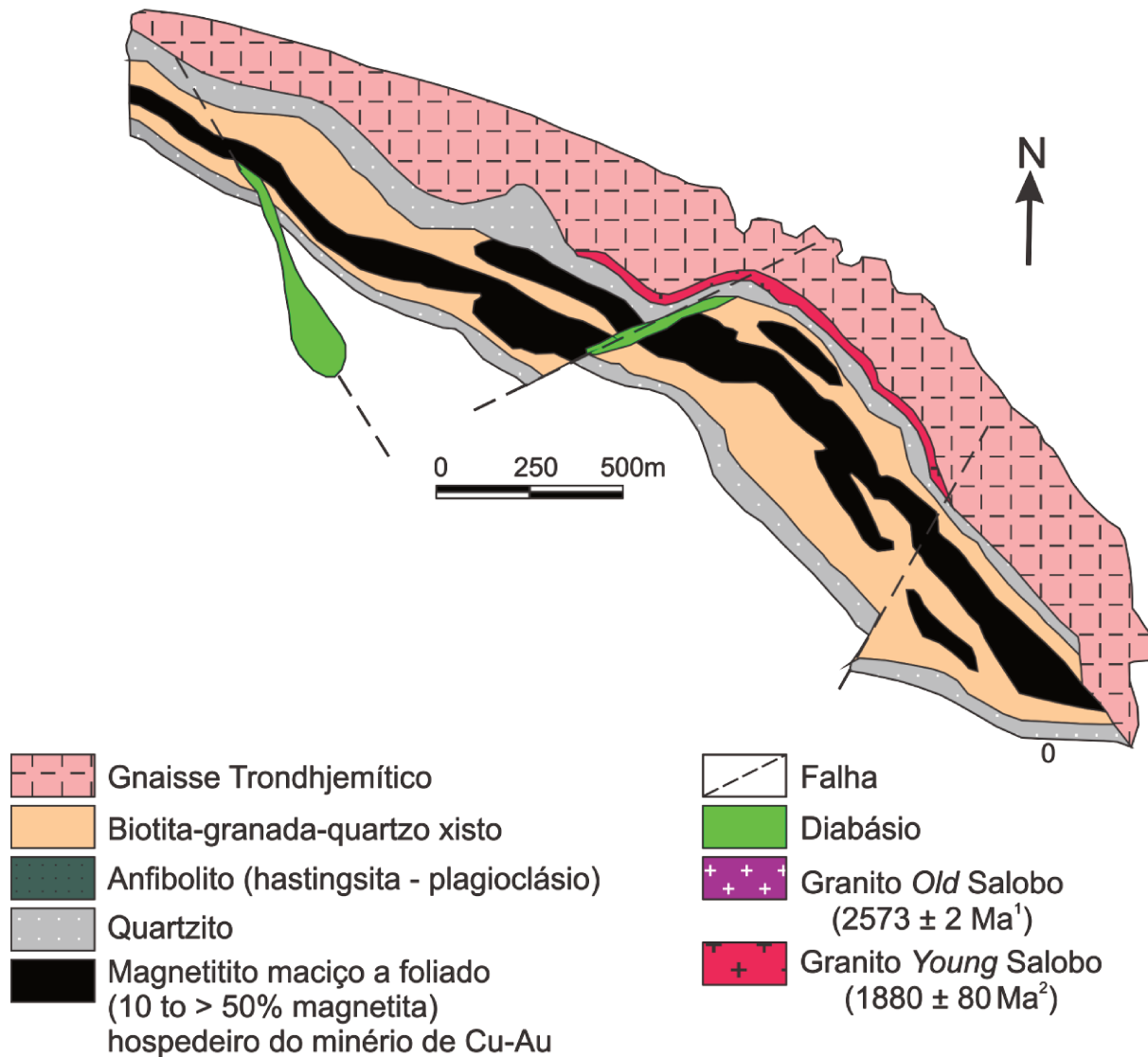


Fig. 4. Mapa geológico do depósito Salobo (modificado de Vieira *et al.*, 1988; Lindenmayer, 1990; Villas & Santos, 2001).

Idades mais antigas foram obtidas por Tassinari *et al.* (2003) (2.705 ± 42 ; Pb-Pb em calcocita) para a mineralização do depósito Salobo, evidenciando possivelmente um evento mais antigo de mineralização em ca. 2,7 Ga. Os autores também obtiveram idade de 2.112 ± 12 Ma (Pb-Pb em magnetita), que foi relacionada com evento hidrotermal no Paleoproterozoico.

Embora, o papel de um sistema magmático-hidrotermal para a gênese de Salobo tenha sido enfatizado (Réquia *et al.* 2003, Grainger *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010), isótopos de boro ($\delta^{11}\text{B} = 14$ a 26,5‰, Xavier *et al.* 2008) em turmalina de Salobo revelam também a participação de componentes não-magmáticos para o sistema hidrotermal associado à gênese desse depósito, que poderiam ser derivados tanto de fluidos hidrotermais de fundo oceânico como da água do mar modificada. Esses componentes podem refletir os estágios iniciais vulcano-sedimentares ou influxo da água do mar durante a evolução do sistema magmático-hidrotermal, sugerindo um sistema mais complexo, com contribuições de componentes de múltiplas fontes.

4.3 Geocronologia dos depósitos IOCG da Província Carajás

A Geocronologia é fundamental para a caracterização metalogenética de depósitos minerais. Na Província Carajás, estudos geocronológicos vêm sendo aplicados na determinação de idades de rochas hospedeiras, de minerais em paragênese com os minerais de minério, em sulfetos das zonas mineralizadas ou mesmo em intrusões proximais aos principais depósitos cupro-auríferos (Fig. 5).

Dados geocronológicos apontam para formação sincrônica do depósito Salobo (2.576 ± 8 Ma e 2.562 ± 8 Ma, Re–Os molibdenita, Réquia *et al.* 2003) e do depósito Igarapé-Bahia (2.575 ± 12 Ma; U–Pb SHRIMP II monazita, Tallarico *et al.* 2005). Essas idades são próximas à do granito *Old Salobo* (2.573 ± 2 Ma; U–Pb zircão; Machado *et al.* 1991) sugerindo que intrusões dessa idade teriam importante papel no estabelecimento de extensos sistemas magmático-hidrotermais responsáveis pela gênese dos depósitos IOCG de Carajás (Tallarico *et al.* 2005, Grainger *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010).

Mesmo muito próximo ao depósito Salobo e Igarapé-Bahia, o depósito Gameleira mostra idades da mineralização distintas a de ambos os depósitos e que diferem dependendo do método geocronológico empregado (2.614 ± 14 Ma, Re–Os em molibdenita; Marshick *et al.* 2005, 2.419 ± 12 Ma, 2.217 ± 19 Ma e 2.180 ± 84 Ma, Pb–Pb calcopirita, Galarza & Macambira, 2002; 1.734 ± 8 Ma, Ar–Ar em biotita, Pimentel *et al.* 2003).

De forma análoga, o depósito de Igarapé Cinzento/GT-46, também situado no setor norte do Domínio Carajás, mostra tanto idades neoarqueanas (2.711 ± 9 Ma e 2.554 ± 8 Ma, Re–Os em molibdenita, Silva *et al.* 2005) como paleoproterozoicas (1.809 ± 6 Ma e 1.845 ± 5 Ma, Ar–Ar em

biotita, Silva *et al.* 2005) para fases minerais hidrotermais e de minério, dependendo do método utilizado.

Novos dados geocronológicos U-Pb em monazita hidrotermal e Re-Os em molibdenita apontam para a formação dos depósitos IOCG localizados no Cinturão Sul do Cobre em dois eventos em ca. 2,7 Ga e ca. 1,88 Ga (Moreto 2013, Moreto *et al.* 2013). O primeiro evento foi responsável pela formação dos corpos Sequeirinho e Pista do depósito Sossego, e dos depósitos Bacuri e Bacaba (Moreto 2013, Moreto *et al.* 2013).

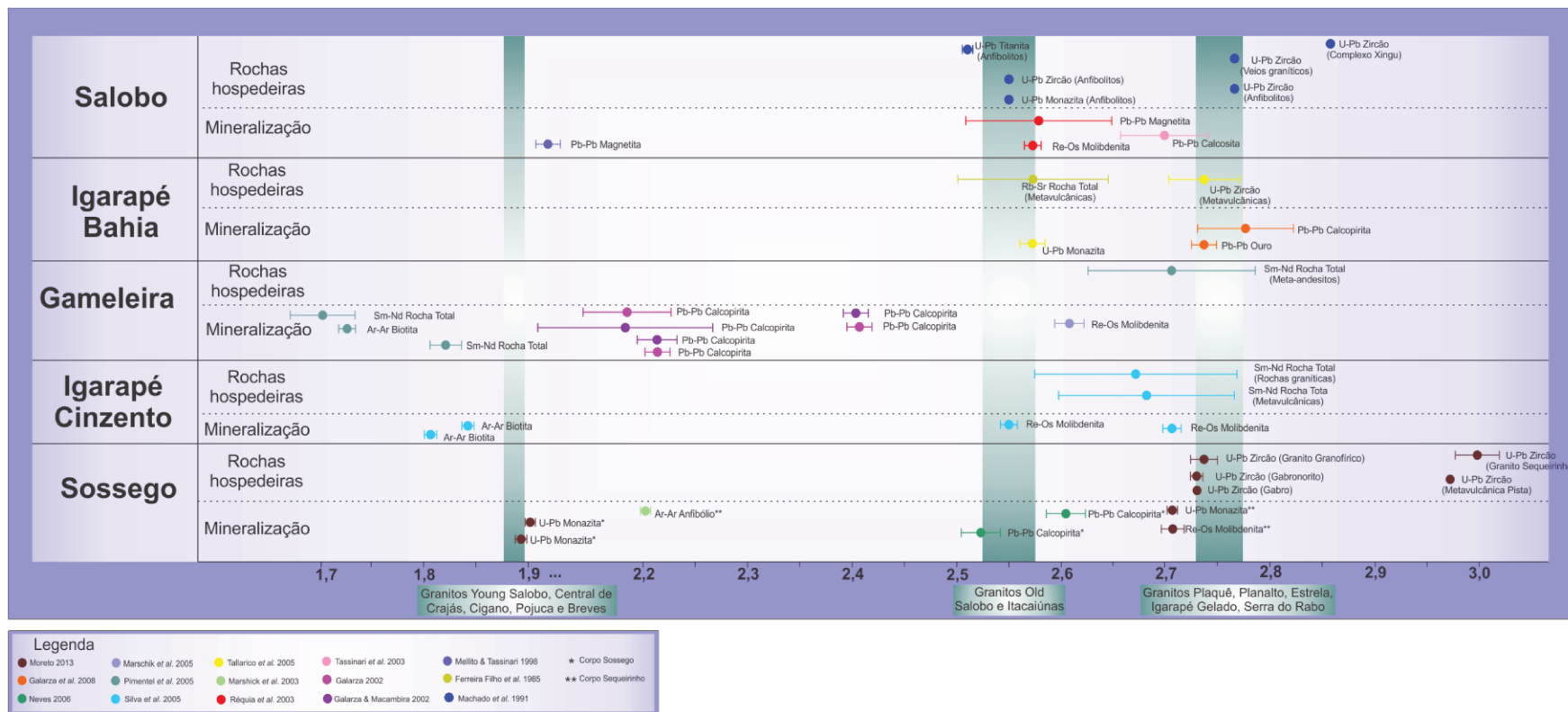


Fig. 5. Síntese dos dados geocronológicos de rochas hospedeiras e mineralização para os depósitos da porção norte do Domínio Carajás (Salobo, Igarapé Bahia, Gameleira e Igarapé Cinzento) e para o depósito Sossego.

O evento paleoproterozoico foi registrado no corpo Sossego do depósito Sossego e no depósito Alvo 118 (Tallarico 2003; Moreto 2013, Moreto *et al.* 2013).

Dessa forma, embora os dados geocronológicos disponíveis para os depósitos IOCG de Carajás ainda não sejam suficientes para comprovar a cogeneticidade de todos os depósitos, parecem apontar para uma história evolutiva complexa, na qual sistemas hidrotermais arqueanos podem ter sido sobrepostos por eventos hidrotermais paleoproterozoicos. Contudo, a caracterização de associações minerais relativas a cada um desses possíveis eventos, seus modos de ocorrência, distribuição e controles, ainda não foram caracterizados e requerem estudos detalhados e sistemáticos.

5. MÉTODOS

5.1 Trabalho de Campo

Trabalhos de campo foram realizados na área do depósito Salobo no período de 03 a 18/07/2012, visando à descrição detalhada e sistemática de testemunhos de sondagem (furos Sal3A FD177, Sal3A FD189, Sal3A FD284, Sal3A FD329, Sal3A FD366, Sal3A FD405, Sal3A FD 417) e mapeamento de frente de lavra enfatizando-se a caracterização dos litotipos hospedeiros e a identificação de estilos e geometria das zonas de alteração hidrotermal, de tipos de minério e seus modos de ocorrência, as relações texturais entre os minerais de minério e de ganga e a influência de estruturas regionais no depósito, além de coleta sistemática de amostras.

5.2 Estudos petrográficos e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Estudos petrográficos em luz transmitida e refletida foram desenvolvidos no IG-UNICAMP em lâminas delgadas-polidas confeccionadas a partir de amostras de 40 testemunhos de sondagem, visando à caracterização dos litotipos hospedeiros das mineralizações, da evolução paragenética, das relações texturais entre os minerais de minério e de ganga, assim como as relações entre paragéneses e microestruturas. Essa etapa também visou à caracterização das fases minerais datáveis, seu modo de ocorrência e sua associação paragenética.

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) acopladas a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) também foram realizadas no Instituto de Geociências da UNICAMP visando à identificação de fases minerais não reconhecidas com o uso do microscópio óptico, possíveis inclusões minerais, zoneamentos composicionais em minerais de minério e minerais hidrotermais.

5.3 Preparação de amostras e separação mineral

A separação de zircão e monazita, datáveis pelo sistema U-Pb, foi realizada nos laboratórios de Preparação de Amostras e de Concentração de Minerais do Instituto de Geociências da UNICAMP. Os minerais foram concentrados a partir de métodos gravimétricos e magnéticos convencionais, seguindo as etapas de britagem em britador de mandíbulas, moagem em moinho vibratório, bateamento manual, separação magnética com imã, separação magnética através do separador isodinâmico Frantz e separação manual dos grãos em lupa binocular.

Os grãos selecionados na etapa de separação manual em lupa binocular foram enviados para o Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, onde foi confeccionado o *mount* para posterior análise no SHRIMP IIe.

5.4 Geocronologia

Análises geocronológicas pelo método U-Pb SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion MicroProbe*) foram realizadas no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, para datação de zircão das amostras de rochas com alteração pós-mineralização (Sal3A FD177/621), do Granito Old Salobo (Sal3A FD405/119), do minério de alto teor (SAL.ORE-I), e do Gnaiss Cascata (GS-I). Esse método é considerado um dos métodos mais precisos para obtenção de dados geocronológicos, apresentando resolução espacial capaz de permitir a seleção de partes homogêneas em cristais com estrutura interna complicada, como os de zircão (Silva, 2006).

Detalhes relativos à aplicação dos métodos analíticos da etapa de geocronologia são apresentados no Anexo I (Artigo – *Evolution and genesis of the Archean Salobo IOCG deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): constraints from hydrothermal alteration and U-Pb geochronology*).

6. SÍNTESE DOS RESULTADOS

A caracterização detalhada dos litotipos presentes no depósito Salobo neste estudo revelaram a predominância de rochas hospedeiras quartzo-feldspáticas variavelmente deformadas. Tais rochas foram reconhecidas menos hidrotermalizadas na porção norte do depósito e caracterizam-se por apresentar bandamento gnáissico transposto por uma foliação milonítica desenvolvida ao longo da Zona de Cisalhamento do Cinzento. Microestruturas de deformação que incluem quartzo *ribbon*, lamelas de deformação e formação de subgrãos no quartzo, além de arqueamento das geminações no plagioclásio, remete à condições de 400 °C até 500 °C para o cisalhamento dessas rochas.

Idades U-Pb SHRIMP IIe em zircão de $2.763 \pm 4,4$ Ma (MSWD = 1,7) foram obtidas para esses gnaisses e interpretadas como idades de cristalização do protólitos dessas rochas. Tal idade é semelhante à dos granitóides deformados descritos por Barbosa (2004) a sul do depósito Salobo, atribuídos à Suíte Igarapé Gelado, associada ao amplo magmatismo sin-tectônico de ca. 2,76 – 2,73 Ga reconhecido no Domínio Carajás.

Intensa alteração hidrotermal, espacialmente relacionada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Cinzento e deformação dessas rochas, afetou rochas gnáissicas que transformaram-se em rochas ricas em hastingsita-actinolita, grunerita-almadina-biotita-(turmalina) e magnetita com bornita e calcocita disseminadas. O sistema hidrotermal evoluiu de alteração sódica-cálcica (hastingsita-actinolita), inicial, seguida por um estágio de enriquecimento em ferro (grunerita-almadina-fayalita) e formação de turmalina. Alteração potássica com biotita subsequente foi acompanhada pela formação de magnetita, cogenética à precipitação do minério. O minério é composto principalmente por bornita, calcocita e magnetita, e pequenas quantidades de calcopirita e ouro, além de fases minerais ricas em Co, Ni, As, Ag, Mo, ETR e U coevas ao minério. Alteração hidrotermal pós-mineralização (alteração potássica com feldspato potássico, alteração propilítica e formação de hematita) corta zonas com estágios prévios de alteração hidrotermal, muitas vezes obliterando-os.

O Granito *Old* Salobo exhibe padrão de alteração hidrotermal muito semelhante ao descrito para a alteração pós-mineralização, especialmente a alteração potássica II com feldspato potássico e hematita.

Rochas com alteração pós-mineralização forneceram idades U-Pb SHRIMP IIe em zircão de 2.950 ± 25 Ma (MSWD = 5,9) e $2.857 \pm 6,7$ Ma (MSWD = 0,001) indicando que rochas do embasamento mesoarqueano referentes ao Complexo Xingu também ocorrem no depósito Salobo. Essas idades foram interpretadas como relativas, respectivamente, à cristalização e ao metamorfismo do protólito.

Novos dados geocronológicos mais precisos U-Pb SHRIMP IIe em zircão para o granito *Old Salobo* mostram idades de $2.547 \pm 5,3$ Ma (MSWD = 0,92). Idades similares em $2.535 \pm 8,4$ Ma (MSWD = 1,7) foram obtidos para grãos de zircão provenientes de amostra do minério de alto teor. Essas idades devem ser interpretadas com o cuidado, uma vez que alguns autores (e.g. Machado *et al.* 1991, Barbosa 2004) apontam um evento tectono-termal em ca. 2,5 Ga. Assim, essas idades podem representar abertura do sistema U-Pb, registrando possivelmente a reativação da Zona de Cisalhamento Cinzento na região do Salobo.

7. CONCLUSÕES

O depósito Salobo claramente mostra similaridades com outros depósitos da classe IOCG descritos ao redor do mundo (Hitzman 2000, Willians *et al.* 2005) tais como: (i) minério cuprífero associado a óxidos de ferro (magnetita); (ii) enriquecimento em ETR, Co, Ni, As, Mo e U na zona mineralizada em relação as rochas hospedeiras; (iii) intensa alteração sódica e potássica e (iv) forte controle estrutural.

O depósito é hospedado por gnaisses neoarqueanos correlatos aos granitos deformados da Suíte Igarapé Gelado (Barbosa 2004) com idade de $2.763 \pm 4,4$ Ma, que ocorre em toda a região do Salobo e ao longo da Zona de Cisalhamento Cinzento. Lascas do Complexo Xingu ocorrem tectonicamente imbricadas e apresentam idades de cristalização em 2.950 ± 25 Ma e idade de $2.857 \pm 6,7$ Ma, que pode ser atribuída ao metamorfismo de médio a alto grau nas rochas do embasamento.

A Zona de Cisalhamento Trascorrente do Cinzento, de direção WNW-ESE, teve importante papel na formação do depósito, na qual grande quantidade de fluidos quentes e hipersalinos foram responsáveis por interação fluido-rocha, metassomatismo e formação de rochas ricas em hastingsita-actinolita, grunerita-almadina-biotita-(turmalina) e magnetita durante alteração hidrotermal. A alteração hidrotermal estruturalmente controlada envolve alteração sódica cálcica, enriquecimento em ferro, alteração potássica I com biotita, e precipitação do minério cupro-aurífero. Os corpos de minério são lenticulares com sulfetos disseminados na parte distal e maciços na zona central do depósito, compostos majoritariamente por bornita, calcocita, magnetita, e quantidades subordinadas de calcopirita e ouro, com um significativo enriquecimento em Co, Ni, As, Ag, Mo, ETR e U.

A alteração pós-mineralização se sobrepôs à mineralização e parece ter similaridades com o processo reconhecido e descrito para o granito *Old Salobo*, principalmente a alteração potássica II com feldspato potássico, alteração propilítica e a formação de hematita. Relação espacial entre o granito *Old Salobo* e a alteração pós-mineralização é aqui sugerida.

A evolução do depósito Salobo evidencia (i) circulação regional ao longo de zonas de cisalhamento de fluidos quentes e hipersalinos, que pode ter sido ajudada pela colocação sintectônica da suíte Igarapé Gelado em ca. 2,76 Ga, gerando calor para o sistema hidrotermal; (ii) intensa interação fluido-rocha resultando em litotipos altamente modificados; (iii) um sistema hidrotermal de alta temperatura com a precipitação acima de 335 °C em níveis crustais

intermediários a profundos; (iv) deformação relacionada ao evento tectono-termal de ca. 2,55 Ga associada à alteração pós-mineralização. Assim, a Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento teve um papel fundamental na formação do depósito.

Dados geocronológicos sugerem que a evolução do depósito Salobo envolveu alguns estágios sintetizados abaixo:

- 2,96 Ga: cristalização das rochas granodioríticas-tonalíticas do Complexo Xingu;
- 2,86 Ga: metamorfismo de médio a alto grau e deformação das rochas granodioríticas-tonalíticas do Complexo Xingu;
- ca. 2,76 Ga: cristalização e deformação dos granitóides sin-tectônicos da suíte Igarapé Gelado acompanhada por ativação da Zona de Cisalhamento do Cinzento WNW-ESE e metamorfismo dinâmico. Esse período foi também marcado por grande circulação de fluidos, metassomatismo e pela mineralização IOCG.
- 2,57 – 2,49 Ga: reativação tardia no Arqueano da Zona de Cisalhamento do Cinzento WNW-ESSE, com possível remobilização do minério e formação da alteração pós-mineralização;
- ca. 1,88 Ga: magmatismo anorogênico representado pela intrusão do granito *Young Salobo*, e um evento termal tardio, denotado por dados geocronológicos anteriores (Pb-Pb em magnetita, Mellito *et al.* 1998; Rb-Sr em rocha total, Tassinari *et al.*, 2003).

A idade de cristalização do granito *Old Salobo* ainda é controversa. Adicionalmente, a idade obtida para os grãos de zircão encontrados no minério cupro-aurífero é muito similar àquela obtida para o granito *Old Salobo* e pode revelar uma complexa evolução para o depósito, com possível reativação tectônica e distúrbio no sistema U-Pb.

Por fim, parece claro que a mineralização IOCG não está relacionada espacial e temporalmente com a colocação do granito *Old Salobo*, uma vez que seus padrões de alteração hidrotermal são totalmente distintos. Uma vez que a idade de mineralização IOCG permanece desconhecida ou, ao menos, controversa, é possível que o Salobo tenha se formado em ca. 2,7 Ga, de forma análoga aos depósitos neoarqueanos no Cinturão Sul do Cobre e tenha registrado intenso evento tectono-termal em ca. 2,57 Ga.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Augusto, R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R., Souza Filho C.R., 2008, Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:263-277.
- 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. *Precambrian Research*, **120**:235-257.
- Avelar, V. G., Lafon J.M., Correia, F. C. Jr, Macambira B.E.M., 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:453–460.
- 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 Geociências*, **34**:531–538.
- Campbell, J.H., Compston, D.M., Richards, J.P., Johnson, J.P., and Kent, A.R.J., 1998. Review of the application of isotopic studies to the genesis of Cu-Au mineralisation at Olympic Dam and Au mineralisation at Porgera, the Tennant Creek district, and Yilgarn craton. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**:201–218.
- 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, Instituto de Geociências. UNICAMP, Campinas, p. 141.
- 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.
- Cordani U., 1981. Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás. Relatório Interno, Universidade de São Paulo, DOCEGEO.
- Craveiro, G.S., Villas, N.R., Silva, A.R.C., 2012. Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:453-470.
- Dall'Agnol R, Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M., 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, Guia de excursão, p. 99–150.
- 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: 5º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, p. 376-378.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, *Anais*, p. 11–54

- 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 Archaean-Proterozoic transition. *Chemical Geology*, **289**:124-139.
- 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-.
- Ferreira Filho, C.F., 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás: Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, p. 112.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B. Moura, C.A.V., 2003. Geocronologia Pb-Pb e Sm-Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, [CD-ROM]
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., 2002. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**:143-159.
- Gleeson, S.A., Smith, M.P., 2009. The sources and evolution of mineralising fluids in iron oxide-copper-gold systems, Norrbotten, Sweden: Constraints from Br/Cl ratios and stable Cl isotopes of fluid inclusion leachates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**:5658-5672.
- Grainger CJ, Groves DI, Tallarico FHB, Fletcher IR (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 Geology Reviews*, **33**:451-489.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A., 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*, p. 100-110.
- Hitzman M.W. 2000, Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter TM (ed). *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*, Austral Miner Fund, Adelaide, p. 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. *Precambrian Research*, **58**:241-287.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V., 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás - PA. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Anais*, p. 140-143.
- Huhn, S.R.B.; Macambira, M.J.B, Dall'agnol, R., 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano planalto, região da serra do rabo - Carajás - PA. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Anais*, p. 463-466.
- Hutchinson, R.W., 1979. Report on Docegeo copper projects, MMI, Salobo and regional geological relationships, Pará, Brazil, Relatório interno.
- Lafon, J.M., Scheller, T. 1994. Geocronologia Pb-Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: 4º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. *Anais*, p. 321-323.
- Lancaster Oliveira, J., Fanton, J., Almeida, A.J., Leveille, R.A., and Vieira, S., 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás district, Pará State, Brazil. In: 31º Congresso Internacional de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais* [CD-ROM].
- 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., 1990. Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. Tese de Doutorado, 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.
- Macambira, E.M.B.; Vale, A.G., 1997. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. *In: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB)*, Brasília, CPRM, p. 344.
- 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. *Precambrian Research*, **49**:1–26.
- Melo, G.H.C., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Xavier, R.P., Silva, M.A.D. Submitted, Hydrothermal alteration paragenesis and evolution of the Bacuri iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Province (PA). *Brazilian Journal of Geology*, Submetido.
- Mellito K.M., Tassinari C., 1998. Aplicação dos métodos Rb–Sr e Pb–Pb a evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 A, Província Mineral de Carajas, PA. *In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, Anais*, p. 119.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., 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., 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.
- Moreto, C.P.N., 2013. Geocronologia U-Pb e Re-Os aplicada à evolução metalogenética do Cinturão Sul do Cobre da Província Mineral de Carajás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, 216 p.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., 2013. Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province. *In 3º Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Gramado, Brazil, [CD-ROM]*.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza Filho, C.R., 2011. 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. *Mineralium Deposita*, **46**:789-811.
- Mougeot, R., Respaut J.P., Briquet L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). *In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Anais*, p. 579-581.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L., 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi*, **7**:177-277.
- 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. *Journal of South America Earth Science*, **27**:146-160.

- Pestilho, A.L.S., 2011, Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 71 p.
- 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. *Chemical Geology*, **166**:159–171.
- 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. *Journal of South American Earth Science*, **15**:803–813.
- Pinheiro, R.V.L., 2013. Carajás, Brazil – A short tectonic review. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, [CD-ROM].
- Pinheiro, R.V.L., and Holdsworth, R.E., 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**:99–103.
- Réquia, K; Xavier RP; Figueiredo, B. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, **7**:27–39.
- Réquia K., Fontboté L., 1999. Hydrothermal alkali-metasomatism in the host amphibolites of the Salobo iron oxide Cu (–Au) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. In: Stanley C.J et al. , (eds), *Mineral deposits: processes to processing*, Balkema, Rotterdam, p. 1025–1028.
- 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. *Mineralium Deposita*, **38**:727–738
- Ricci P.S.F., Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, [CD-ROM]
- 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, Pará, Brazil. In: 31º Congresso Internacional de Geologia. Rio de Janeiro, [CD-ROM].
- Ribeiro, A.A., 2008. Litogeoquímica e geologia isotópica estável (C, S, O) do Depósito Cuproaurífero do Alvo Cristalino Sul, Província Mineral de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, UFOP, 127 p.
- Roberts, D.E., and Hudson, G.R.T., 1983. The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic geology*, **78**:799–822.
- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky M., 2006. Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metalogenetic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **20**:327–339.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., (eds), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 169–226.

- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. , 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A., 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- FINEP-ADIMB, p. 94-151.
- 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: 5º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, *Anais*, p. 380–383.
- Souza, L.H., Vieira, E.A.E., 2000. Salobo 3 Alpha deposit: geology and mineralization. In: Porter, T. M., (ed), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits A Global Perspective*, Austral Miner Fund, Adelaide, p. 213-224.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G., Mellito M.K., Babinski M., 2003, Age and origin of the Cu (Au–Mo–Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *Episodes*, **26**:2–9
- Tallarico F.H.B., 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 229 p.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, 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.
- Tazava, E., 1999. Mineralização de Au-Cu-(ETR-U) associada às brechas hidrotermais do depósito de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, PA. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 81p.
- Torresi, I., Bortholoto, D.F.A., Xavier, R.P, Monteiro, L.V.S., 2011. 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.
- Tornos, F., Velasco, F., Barra F., Morata., D., 2010. The Tropezón Cu–Mo–(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems? *Mineralium Deposita*, **45**:313-321.
- Vale, 2012, Vale obtains operation license for Salobo (<http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>), Acessado 04 fevereiro de 2013.
- 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*, escala 1:1.000.000. CPRM, Belém.
- Vieira, E.A.P., Saueressig, R., Siqueira, J.B., Silva, E.R.P., Rego, J.L. and Castro, F.D.C., 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3a – reavaliação: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Proceedings, p. 165.

- VALE, 2012, Vale obtains operation license for Salobo (<http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>), Accessed 04 february 2013.
- Villas, R.N. and Santos, M.D., 2001 - Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, v. **36**:300-331.
- 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 models of origin. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371-405.
- Winter C., 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archaean iron formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil. Tese de Doutorado, University of Southampton, 300p.
- Wirth, K.R.; Gibbs, A.K.; Olszewski, W.J., 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:195-200.
- 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*, **39**(9):743-746.
- 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., and 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.

APÊNDICE:

Evolution and genesis of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): constraints from hydrothermal alteration and U-Pb geochronology

GUSTAVO H. C. DE MELO¹; LENA V. S. MONTEIRO²; ROBERTO P. XAVIER¹, ÉRIKA E. B. SANTIAGO¹

¹*Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), R. João Pandiá Calógeras, 51, 13083-870 Campinas (SP), Brazil*

²*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), Rua do Lago, 562, 05508-080 São Paulo (SP), Brazil*

Abstract

The giant Salobo deposit represents the largest iron oxide-copper-gold deposit (IOCG) in the Carajás Province. The deposit is hosted by gneisses of the 2,763 ± 4.4 Ma (MSWD = 1.7) Igarapé Gelado suite and of the Xingu Complex. The latter has SHRIMP IIe U-Pb zircon ages of 2,950 ± 25 Ma (MSWD = 5.9) and 2,857 ± 6.7 Ma (MSWD = 0.001). Gneissic rocks underwent strong hydrothermal alteration, resulting in hastingsite-actinolite-, grunerite-almadine-biotite- (tourmaline)- and magnetite-rich rocks with disseminated bornite and chalcocite. The hydrothermal system evolved from early sodic-calcic (hastingsite-actinolite) alteration ensued by a stage of iron-enrichment (grunerite-almadine-fayalite) and tourmaline formation. Subsequent potassic alteration I with biotite was superposed by magnetite formation, coeval with ore precipitation. Ore minerals include mainly bornite, chalcocite, magnetite and minor chalcopyrite and gold, with significant enrichment in Co, Ni, As, Ag, Mo, and REE. Post-ore alteration (potassic alteration II with K feldspar, propylitic alteration, and hematite formation) was spatially related with the emplacement of the Old Salobo Granite at 2,547 ± 5.3 Ma (MSWD = 0.26), and overprints the IOCG hydrothermal alteration and mineralization. Moreover, the geochronological data and the sequence of hydrothermal alteration may evidence the mineralization is older than the emplacement of the Old Salobo Granite and has no genetic relationship with its emplacement. The Salobo deposit, however, may have undergone a complex evolution with possible IOCG mineralization at ca. 2.7 Ga and ore remobilization at ca. 2.57 Ga and during Paleoproterozoic, similarly to the IOCG deposits in the Southern Copper Belt.

Introduction

The Salobo deposit represents a world-class iron oxide-copper-gold (IOCG) deposit in the Carajás Province, Amazon Craton, northern of Brazil. It is located within the WNW-ESE Cinzento Transcurrent Shear Zone, where other important IOCG deposits also occur, such as GT46/Igarapé Cinzento, Polo, and Paulo Afonso. However, Salobo stands out among the others due to its giant reserves of 1.112 billion tons @ 0.69% wt% Cu and 0.43 g/t Au (VALE, 2012).

The host rocks of the Salobo deposit have been previously attributed to metavolcano-sedimentary units of the Igarapé Salobo Group (Itacaiúnas Supergroup; DOCEGEO, 1988), but their sedimentary (e.g. metagreywackes and iron formations) or volcanic (e.g. dacite and basalts) nature remains a matter of debate (Lindenmayer, 1990, 2003; Réquia et al., 2003). Those rocks show evidences of strong mylonitization and have been obliterated by intense hydrothermal alteration. This process originated mineral assemblages with grunerite, tourmaline, almadine, biotite, fayalite, and a large magnetite concentration associated with the copper-gold ore zones (Lindenmayer, 1990, 2003; Réquia et al., 2003).

Previous genetic models proposed for the Salobo deposit include syngenetic sedimentary-exhalative genesis (Hutchinson, 1979; Lindenmayer, 1990) and Cu-Au porphyry system (Lindenmayer, 1998). Huhn and Nascimento (1997) suggested a similar model to that previously defined by Hitzman et al. (1992) as the iron oxide-copper-gold deposit class, which was endorsed by Lindenmayer & Teixeira (1999), Lindenmayer (2003), and Réquia et al. (2003). This model has been associated with a magmatic-hydrothermal system developed due to the emplacement of the Old Salobo Granite ($2,573 \pm 2$ Ma; U–Pb em zircão; Machado et al., 1991) based on Re-Os ages in molybdenite of $2,576 \pm 8$ Ma and $2,562 \pm 8$ Ma (Réquia et al., 2003). However, Pb-Pb ages in chalcocite ($2,705 \pm 42$ Ma) and in magnetite ($2,112 \pm 12$ Ma) obtained by Tassinari et al. (2003), although imprecise, may reveal a more complex evolution history for the Salobo deposit, which includes an older stage of mineralization and Paleoproterozoic overprinting.

In spite of previous studies at Salobo (Lindenmayer, 1990, 2003; Réquia, 1995, Melito & Tassinari, 1998; Souza & Vieira 2000; Tassinari *et al.* 2003; Réquia *et al.* 2003), its evolution remains controversial. Some major questions have not been solved yet, such as: (i) the nature of the host rocks and their ages; (ii) the comprehension of the evolution of the hydrothermal system; (iii) the importance of the magmatic and externally-derived components for the hydrothermal

system and (iv) its genesis in one or multiple events and their relation with tectonic-magmatic evolution of the Carajas Province.

The available geochronological data for the Salobo deposit is not sufficient to discourse about the age of the host rocks and the relationship of the alteration-mineralization with the 2.57 Ga Old Salobo granite. Assigned as the responsible for the establishment of a wide hydrothermal system and for the genesis of the Salobo (Réquia *et al.*, 2003), the ca. 2.57 Ga event was also considered as genetically linked with other IOCG deposits in Carajas Province (Tallarico *et al.* 2005; Grainger *et al.* 2008, Groves *et al.* 2010). Nevertheless, the broad available geochronological data for the granites in the Carajás Province (Huhn *et al.* 1999a, 1999b, Avelar *et al.* 1999, Barros *et al.* 2004, Sardinha *et al.* 2006, Dall' Agnol *et al.* 2006; Barros Vasquez *et al.* 2008; Oliveira *et al.* 2009, 2010, Almeida *et al.* 2010, 2011; Feio *et al.* 2012; Moreto 2013) indicate that this ca. 2.57 Ga magmatic events is restricted to only two small granitic bodies (Old Salobo and Itacaiunas) located along the Cinzento Shear Zone. Thus, the significance of this event is a matter of debate, as it could also represent an important tectono-thermal age and not a magmatic event. Additionally, this age contrasts with those obtained for the IOCG deposits at Southern Copper Belt in the Carajas Province, in the Neoproterozoic (ca. 2.71-2.68 Ga) and in the Paleoproterozoic (ca. 1.90-1.87 Ga) (Moreto 2013).

In this context, this paper aims to lead to a new perspective on the nature of the Salobo host rocks and geometry and patterns of hydrothermal alteration and mineralization, besides to present new SHRIMP IIe U-Pb ages in zircon for the Salobo deposit. Additionally, this contribution shed more light to the evolution of the Salobo deposit in comparison to the tectonic and magmatic evolution of the Carajás Province.

Geologic Setting of the Carajás Domain

The Carajás Province corresponds to an Archean nucleus in the southeastern part of the Amazon Craton, northern of Brazil. It is divided into two tectonic domains: the Rio Maria Domain in the south and the Carajás Domain (Fig. 1) in the north (Santos, 2003; Vasquez et al., 2008).

Mesoarchean basement and Neoarchean intrusive and supracrustal sequences occur in the Carajás Domain (Machado et al., 1991). Basement rocks have been attributed to the Xingu Complex, which consists of tonalitic to trondhjemitic gneiss and migmatites ($2,974 \pm 15$ Ma, Machado et al., 1991) and the Pium Complex ($3,002 \pm 14$ Ma, Pidgeon et al., 2000). Migmatization process of the Xingu Complex ($2,859 \pm 2$ Ma e $2,860 \pm 2$ Ma; U-Pb in zircon; Machado et al., 1991) and granulitization of mafic protoliths of the Pium Complex ($2,859 \pm 9$ Ma; U-Pb in zircon; Pidgeon et al., 2000) were synchronic.

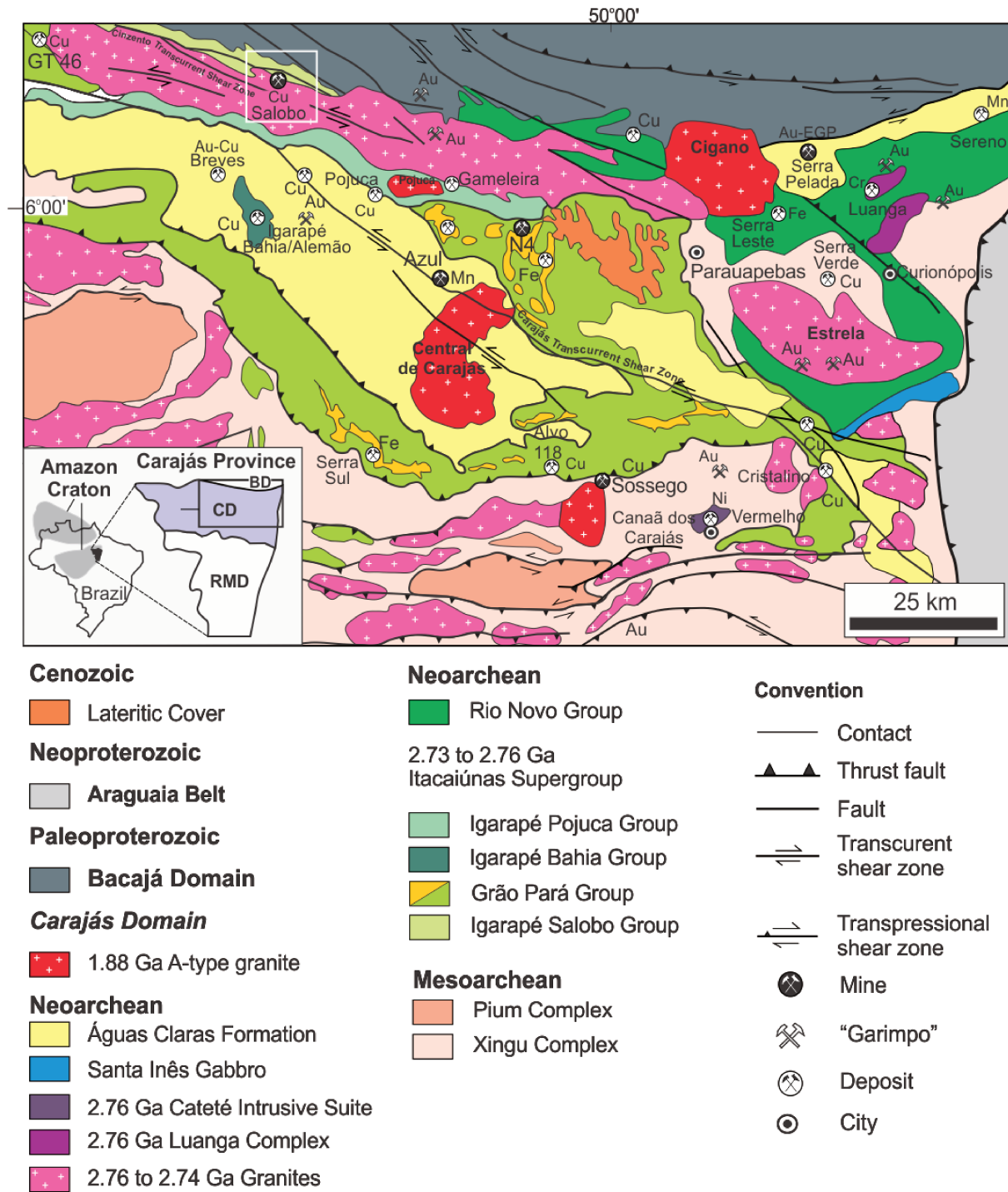


Fig. 1. Geological map of the Carajás Domain, Carajás Province (modified from Vasquez et al., 2008), showing the location of the Salobo and other important mineral deposits.

The basement rocks are overlain by the ca. 2.76 Ga metavolcanosedimentary sequences of the Rio Novo Group (Hirata et al., 1982) and the ca. 2.76 to 2.73 Ga Itacaiúnas Supergroup (Wirth et al., 1986, DOCEGEO, 1988, Machado et al., 1991). The Rio Novo Group is composed of amphibolites, schists, metagreywacke, tholeiitic metavolcanic rocks, and gabbros (Hirata et al., 1982). The Itacaiúnas Supergroup was divided into four groups: (i) Igarapé Salobo, which hosts the Salobo iron oxide-copper-gold deposit and includes gneiss, amphibolites, quartzites, metagreywackes, and iron formations; (ii) Igarapé Pojuca, which comprises basic metavolcanic rocks, schists, and cordierite-antophyllite-rich rocks; (iii) Grão Pará, composed of metabasalts, felsic metavolcanic rocks and jaspillites; and (iv) Igarapé Bahia, constituted by metavolcanic, metapyroclastic, and metasedimentary rocks, including those that host the Igarapé Bahia/Alemão iron oxide-copper-gold deposit (DOCEGEO, 1988).

The Águas Claras Formation (Nogueira et al., 1995) overlays the metavolcanosedimentary sequence of the Itacaiúnas Supergroup. It consists of a siliciclastic cover with minimum deposition age given by intrusive mafic dykes with crystallization age of $2,708 \pm 37$ Ma (U-Pb in zircon, Mougeot et al., 1996).

Mafic-ultramafic layered igneous intrusions crosscut the basement rocks and supracrustal units and are represented by the Luanga Complex (ca. 2.76 Ga; Machado et al., 1991) and Cateté Intrusive Suite (Macambira & Vale, 1997). These are associated with nickel, chrome and PGE mineralization (Ferreira Filho et al., 2007).

The granitic magmatism in the Carajás Domain is related to three events: (i) 2.76 to 2.73 Ga foliated syn-tectonic or synkinematic alkaline granites, which comprise Plaquê, Planalto, Estrela, Igarapé Gelado, and Serra do Rabo suites (Huhn et al., 1999b; Avelar et al., 1999; Sardinha et al., 2006; Barros et al., 2004; Feio et al., 2012), (ii) a restricted occurrence of ca. 2.57 Ga peralkaline to metaluminous granitoids, represented by two small granitic bodies, named Old Salobo and Itacaiúnas granites (Machado et al., 1991; Souza et al., 1996); (iii) ca. 1.88 Ga anorogenic alkaline to sub-alkaline A-type granites, which include Central de Carajás, Young Salobo, Cigano, Pojuca, and Breves (Machado et al., 1991; Lindenmayer & Teixeira, 1999; Tallarico, 2003) and are broadly recognized in the province.

The Itacaiúnas Supergroup was formed in intracratonic (DOCEGEO, 1988) or magmatic arc setting (Dardenne et al., 1988; Teixeira & Engler, 1994). The basin inversion has been attributed to progressive transtensional and transpressional deformation (Pinheiro & Holdsworth,

1997). According to these authors, the structural and dynamic metamorphism evolution over the Carajás Domain rocks would have been associated with the development of high angle shear zones with regional E-W and ESE-NNW strike with several periods reactivation since the Mesoarchean (Pinheiro & Holdsworth, 1997; Holdsworth & Pinheiro, 2000).

Recent studies of Pinheiro et al. (2013) allowed the recognition of three transcurrent shear zone systems: Cinzento and Carajás, in the north, and Canaã in the south. The formers have been active in ca. 2.7 – 2.5 Ga (Pinheiro et al., 2013). These authors also suggest that the widespread E-W foliation, folding and faulting were related to shortening from NNE to SSW. A major set of NW-SE of sinistral strike-slip faults was responsible by the sigmoidal “S-shape” of the Carajás Basin.

Previous studies on the Salobo Cu-Au deposit

The giant Salobo IOCG deposit was discovered by the *Rio Doce Geologia e Mineração S/A* (DOCEGEO) in 1977, but the Salobo Copper Mine, controlled by VALE, has been under production only since 2011. During initial studies on the Salobo area, DOCEGEO (1988) characterized the Igarapé Salobo Group as part of the ca. 2.76 to 2.73 Ga Itacaiúnas Supergroup. This group was divided, from base to top, into the Cascata Gneiss, the Três Alfa Formation, composed of amphibolites and metasedimentary rocks, and the Cinzento Formation, made of quartzites and gneisses. The main host rocks of the Salobo deposit have been attributed to the Três Alfa Formation, initially interpreted as metavolcanosedimentary, and composed of metagraywackes, amphibolites, quartzites, and silicate-oxide facies iron formation (DOCEGEO, 1988; Lindenmayer, 1990). However, the Três Alfa Formation comprises intensely hydrothermally altered rocks and copper-gold ore, and the nature of the protoliths of these modified rocks is a matter of debate. Later, these host rocks have been reinterpreted as metavolcanic rocks derived from dacitic and basaltic protoliths (Lindenmayer, 2003).

Quartz- and magnetite-rich rocks (10 a > 50%) with variable amounts of Fe-bearing silicate (fayalite, grunerite, Mn-Almandine, Fe-biotite, Cl-hastingsite) were characterized in the Salobo deposit (Lindenmayer, 2003). The copper-gold ore is hosted in the zones of intense potassic alteration with biotite and iron-enrichment, within magnetite-rich rocks (Réquia & Fontboté 1999; 2000, Réquia et al., 2003). The ore comprises mainly bornite, chalcocite, chalcopyrite, and gold, and minor phases such as molybdenite, cobaltite, safflorite, nickeline, siegenite, and covellite (Lindenmayer, 2003).

Two granitic intrusions intercept supracrustal rocks of the Salobo deposit, represented by (i) the Old Salobo granite ($2,573 \pm 2$ Ma; U–Pb in zircon; Machado et al., 1991), an alkaline, metaluminous, mesozonal, syn-tectonic granite, and (ii) the Young Salobo granite ($1,880 \pm 80$ Ma; Rb–Sr whole rock; Cordani, 1981) that is alkaline, metaluminous, and anorogenic (Lindenmayer, 1990).

Excepting for the Young Salobo granite, all the rocks in the Salobo deposit underwent intense dynamic metamorphism and metasomatism, primarily due to Cinzento Shear Zones reactivation ($2,555 \pm 4$ Ma, Machado et al., 1991) exhibiting a subvertical mylonitic foliation with WNW-ESE strike.

The age of mineralization ($2,576 \pm 8$ Ma and $2,562 \pm 8$ Ma, Re-Os in molybdenite; Réquia et al., 2003) was considered coeval with the Old Salobo granite emplacement (ca. 2.57 Ga; Machado et al., 1991), which would be responsible for the installation of a magmatic-hydrothermal system. Older ($2,705 \pm 42$; Pb-Pb in chalcocite) and younger (2.112 ± 12 Ma; Pb-Pb in magnetite) ages were also obtained by Tassinari et al. (2003). A late hydrothermal event has been proposed by Mellito et al. (1998) in $2,135 \pm 21$ Ma (Rb-Sr whole rock in chloritized gneiss) characterized by ductile sinistral transtension, which controlled intense chloritization. These ages might suggest a more complex evolution for the Salobo deposit, likely represented by an older stage of mineralization than ca. 2.57 Ga and events of tectonic reactivation with remobilization of the copper-gold ore.

Methods

Field work, Petrography and SEM

Descriptions of drill cores (Sal3A FD177, Sal3A FD189, Sal3A FD284, Sal3A FD329, Sal3A FD366, Sal3A FD405, and Sal3A FD 417) from the Salobo deposit were performed in order to determine the deposit geometry, nature of its host rocks, distribution and types of hydrothermal alteration, and mode of occurrence of the copper-gold ore. Additionally, petrography studies under transmitted and reflected light on the least-altered and hydrothermally altered rocks and copper-gold ore detailed and improved data concerning the geology of the Salobo deposit. Analyses of Scanning Eletronic Microscope (SEM) with coupled Energy Dispersive X-Ray Spectrometer (EDS) were performed at the Scanning Eletronic Microscope Laboratory at Geosciences Institute in the University of Campinas (UNICAMP) on samples of the medium and high-grade copper-gold ore of the Salobo deposit.

SHRIMP IIe

Zircon separation was done in the Mineral Concentration Laboratory at Geosciences Institute in the University of Campinas (UNICAMP), following crushing, disk-milling, magnetic separation with Frantz Magnetic Separator, being later selected and hand-picked. The zircon crystals were sent to the High Resolution Geochronology Laboratory (HRGL) at Geosciences Institute in the University of São Paulo, where they were mounted together with the TEMORA standard in epoxy and polished until attain quasi-central sections. After the Au-coating, the polished mounts were examined with a FEI-QUANTA 250 scanning electron microscope equipped with secondary-electron and cathodoluminescence (CL) detectors. The most common conditions used in CL analysis were as follows: 60 μ A of emission current, 15.0 kV of accelerating voltage, 7 μ m of beam diameter, 200 μ s of acquisition time, and a resolution of 1024 $\times$ 884. The same mounts were afterwards analyzed by the U-Pb isotopic technique using a SHRIMP-IIe machine also at the High Resolution Geochronology Laboratory, University of São Paulo, following the analytical procedures presented by Williams (1998). Correction for common Pb was based on the measured ^{204}Pb . Typical error component for the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio is less than 2% and uranium abundance and U/Pb ratios were calibrated against the TEMORA standard. Age calculations were performed with Isoplot© 3.0 (Ludwig, 2003).

Results

Geology of the Salobo deposit: host rocks

Host rocks of the Salobo deposit have been deformed and modified due to extremely intense hydrothermal processes, mainly in the central zone of the deposit, within the Cinzento Transcurrent Shear Zone, where Cu-Au orebodies, magnetite-rich rocks and well developed hydrothermal alteration zones (e.g. amphibole- and grunerite-almandine-biotite rich rocks) are recognized. This central zone is flanked by granitic gneisses and quartz mylonite in the northeastern and southwestern, respectively (Figs. 2 and 3).

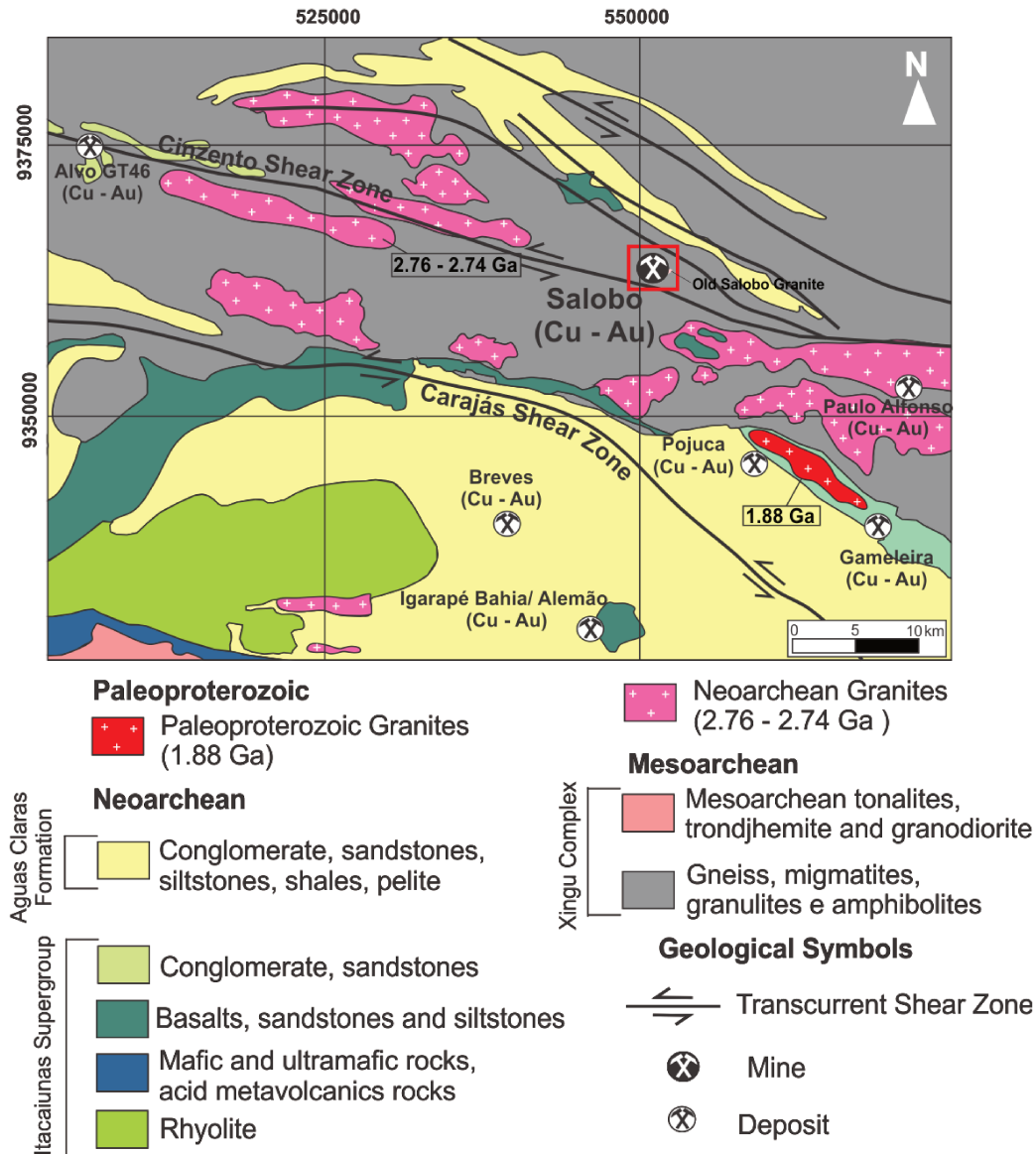


Fig. 2. Geological map of the northern sector of the Carajás Domain with the main shear zones and location of the Salobo deposit (modified from VALE).

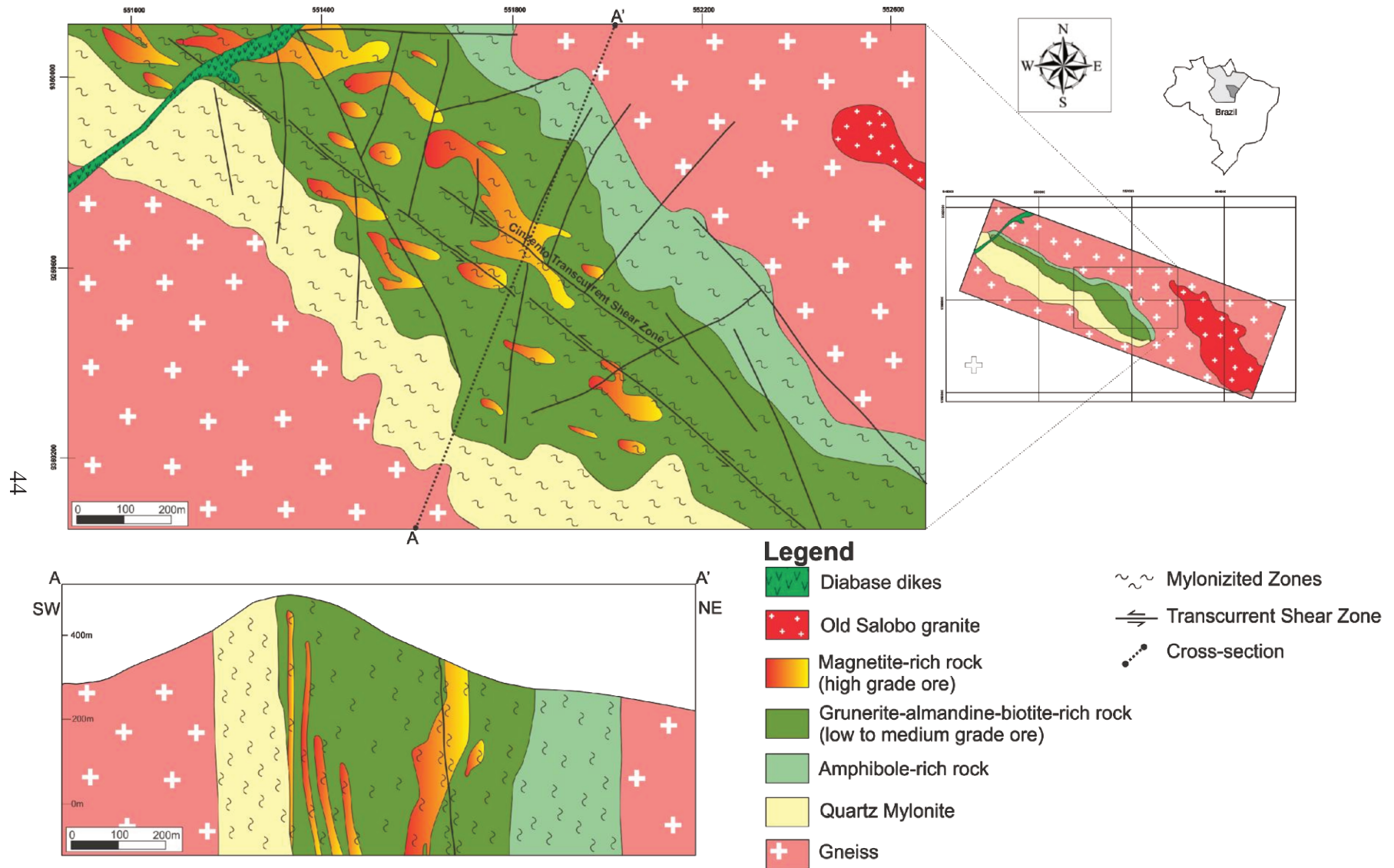


Fig. 3. Geological map and profile of the Salobo deposit showing the least-altered and hydrothermally altered rocks of the deposit within the NW-SE-striking Cinzento shear zone (modified from VALE (2003)).

Least-mylonitized and altered gneisses are recognized only in the outskirts of the shear zones (Fig. 4A, B). The gneiss is a foliated and banded dark grey rock, but locally light grey, (Fig. 4A), whose composition ranges from granodiorite to sienogranite. Compositional banding is represented by quartz-feldspathic bands from one to twenty centimeters, which are locally folded, and dark grey bands with quartz, oligoclase, potassium feldspar, and biotite, which comprises almost the whole rock. Proximal towards ore and shear zone, the gneiss develops a penetrative NW-SE-strike subvertical mylonitic foliation and microstructures due to shearing (Fig. 4B, C), such as quartz ribbon, deformation lamellae, undulose extinction, subgrain formation in quartz, and deformation and bent twins in plagioclase. Incipient hydrothermal alteration (Fig. 4C) is represented by development of mafic minerals as hydrothermal hastingsite, actinolite, and biotite along the mylonitic foliation.

Quartz mylonite comprises a stretched NW-SE belt occurring in the southwestern portion of the deposit, which forms a crest in the relief of the Salobo deposit. This lithotype is composed mainly of quartz with subordinated muscovite, biotite, and stretched potassium feldspar (Fig. 4D).

Two granitoids intercept the least-altered, hydrothermally altered and mylonitic rocks. The Old Salobo granite represents a granitic body of several tens of meters and outcrops in the northeastern portion of the deposit. It is equigranular, medium-grained, foliated (Fig. 4E), but locally isotropic (Fig. 4F). It commonly displays greyish color in least-altered zones and reddish to pinkish color in hydrothermally altered parts. Its composition ranges from granodioritic to tonalitic, whose plagioclase is oligoclase and minor augite represents the mafic mineral.

The Young Salobo granite (Fig. 4G) does not outcrop but it is recognized in the drill cores at Salobo. It is pinkish, equigranular, fine-grained, isotropic, and has granodioritic composition with plagioclase ranging from oligoclase to andesine. It does not show any features of deformation or expressive hydrothermal alteration. Incipient hydrothermal alteration is represented by chlorite formation in the interstices of quartz and plagioclase, whereas sericite formation is selective and replaces the feldspars. Later fine-grained diabase dikes crosscut the Salobo rocks, including the granites (Fig. 4H).

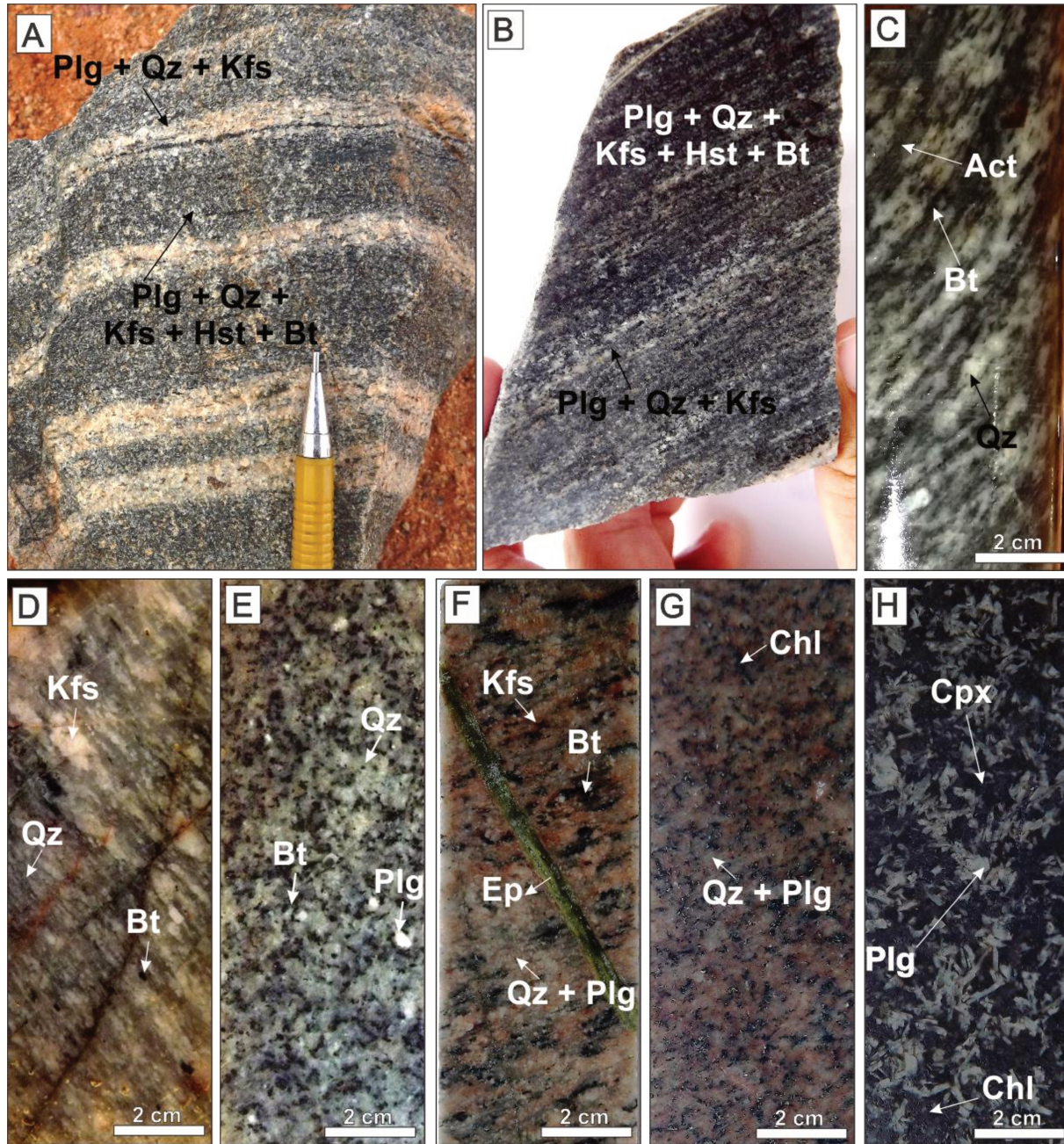


Fig. 4. (a) Gneiss from the outskirts of the shear zone with compositional banding; (b) Strongly foliated gneiss from the outskirts of the shear zone; (c) Gneiss with mylonitic foliation and incipient Na-Ca alteration with actinolite; (d) Quartz mylonite composed mainly of quartz ribbon with minor biotite and stretched crystals of potassium feldspar; (e) Isotropic facies of the Old Salobo granite with quartz, plagioclase, biotite, and minor potassium feldspar; (f) Foliated Old Salobo granite with pervasive hydrothermal alteration with potassium feldspar, which gives to the rock a reddish color, crosscut by epidote veinlet; (g) Drill core of the isotropic Young Salobo

granite with incipient alteration with chlorite within the interstices of crystals; (h) Later medium-grained diabase dikes with subophitic texture. Abbreviations: Act= actinolite; Chl = chlorite; Cpx = clinopyroxene, Ep = epidote; Fa = fayalite; Hst = hastingsite; Kfs = potassium feldspar; Pl = plagioclase; Qz = quartz.

Hydrothermal Alteration

The sequence of hydrothermal alteration was characterized based on temporal relationships among hydrothermal alteration phases, and relicts of previous hydrothermal assemblages within later alteration zones. These relationships point to a complex hydrothermal system with a long history of fluid activity in this area, and probably with events of overprinting.

The hydrothermal alteration at Salobo deposit encompasses an early sodic-calcic alteration and a first stage of silicification, followed by the main stages of hydrothermal alteration: iron-enrichment, tourmaline formation, and potassic alteration I with biotite. The copper-gold ore is strongly associated with iron-enrichment and potassic alteration I with biotite and is ensued by a post-ore alteration, which clearly overprints the previous hydrothermal zones (Fig. 05).

Sodic-Calcic Alteration. The early stage of the hydrothermal alteration is recognized only in distal and very restricted portions of the deposit. The main representative of the distal sodic-calcic alteration is hastingsite formation. Hastingsite takes place as subidioblastic crystals that replace previous biotite in the gneiss through its edges and cleavage planes. In some portions, biotite cores surrounded by hastingsite crystals are recognized.

A better-developed and pervasive stage of sodic-calcic alteration with actinolite associated with subordinated allanite, scapolite, and chalcopyrite has also been recognized in distal portions of the deposit (Fig. 6A, B). Although there are some parts of the host rocks strongly replaced by actinolite, protolith textures, such as quartz-feldspathic matrix with deformation microstructures, may be recognized in the most of parts. Subidioblastic actinolite crystals are more abundant in portions where the hastingsite is absent. The abundance of actinolite accompanies the increase in intensity of hydrothermal alteration towards more deformed zones, where it gradually replaces primary minerals of the protolith, such as biotite and feldspars, to form amphibole-rich rocks, composed of hydrothermal actinolite and titanite and

relicts of igneous plagioclase and quartz (Fig 7B). Scapolite formation is selective, represented by xenoblastic crystals of scapolite that replaces the plagioclase crystals from their cleavage planes and edges (Fig. 7A). Chalcopyrite and allanite occur in the interstices of quartz and feldspar crystals in the gneiss, but are also associated with scapolite.

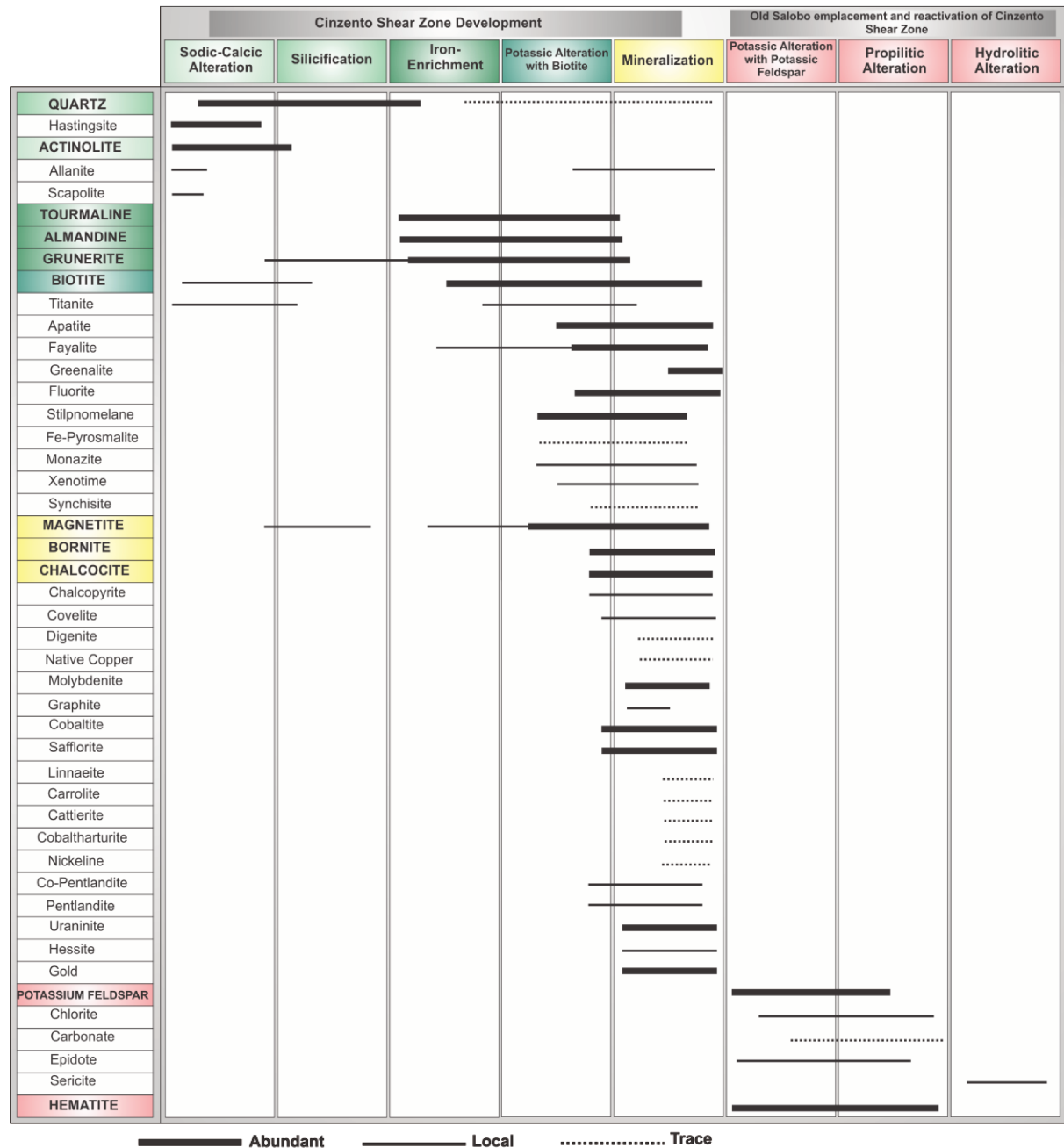


Fig. 5. Paragenetic sequence with the evolution of the Salobo hydrothermal system.

Silicification. Silicification occurs in fissural to pervasive style in several stages. Quartz crystals occur as subidioblastic to idioblastic crystals in pockets and fronts of silicification, whilst stretched quartz crystals occur in veins concordant to the mylonitic foliation (Fig. 6A). In fronts and pockets, quartz crystals usually display subgrain formation. Otherwise, in veins, hydrothermal quartz shows undulose extinction, subgrain formation and ribbon texture. There are also post-tectonic quartz generations in veins and veinlets crosscutting the mylonitic foliation. Occasionally post-tectonic quartz veins display anomalous concentration of copper, mainly represented by chalcopyrite with subordinated gold.

Iron-enrichment. The Salobo deposit recorded an intense process of iron-enrichment that is recognized almost throughout the central zone of the deposit. It is represented by iron-rich mineral end members, such as grunerite, almandine and fayalite, and large amount of magnetite.

Grunerite, the Fe-rich amphibole, clearly replaces the actinolite, the predominant Ca-Na amphibole, and defines the mylonitic foliation (Fig. 6D, 7C). The grunerite formation initially occurs as fronts of alteration with subidioblastic crystals. In strongly hydrothermally altered grunerite-(actinolite)-rich rocks, grunerite crystals are embracing (Fig. 6E, G, H, I, J, K) and only actinolite and minor quartz relicts may be recognized. Grunerite also occurs as idioblastic porphyroblasts concordant with the mylonitic foliation, with some fractured crystals filled by biotite (Fig. 6H, 7K). Thus, it is possible to determine the evolution from least altered (hastingsite)-actinolite-bearing rocks to strongly hydrothermally altered grunerite-(actinolite)-rich rocks. In the latter, protolith features have been completely obliterated (Fig. 7F).

In the iron-rich alteration zones, there is also a large concentration of hydrothermal almandine. In less deformed portions of the rock, almandine occurs as idioblastic porphyroblasts (Fig. 7H) of up to 4 cm in diameter and commonly displays poikiloblastic texture with grunerite, quartz and minor monazite inclusions (Fig. 6G, H, 7E). Occasionally, some crystals display poikiloblastic cores surrounded by a clear rim. Stretched almandine crystals with pressure shadows are common in more deformed portions (Fig. 7I), indicating that this mineral may have been formed mostly prior to the development of the mylonitic foliation. Several fine-grained almandine crystals occur in alteration fronts, while porphyroblasts tend to occur more isolated (Fig. 6E, I).

Fayalite also formed in the iron-rich alteration stage and it is restricted to proximal alteration zones towards the orebodies (Fig. 7L). Fayalite crystals are granular and occur disperse on the matrix composed of copper sulphides and magnetite. Usually it has been replaced by later greenalite.

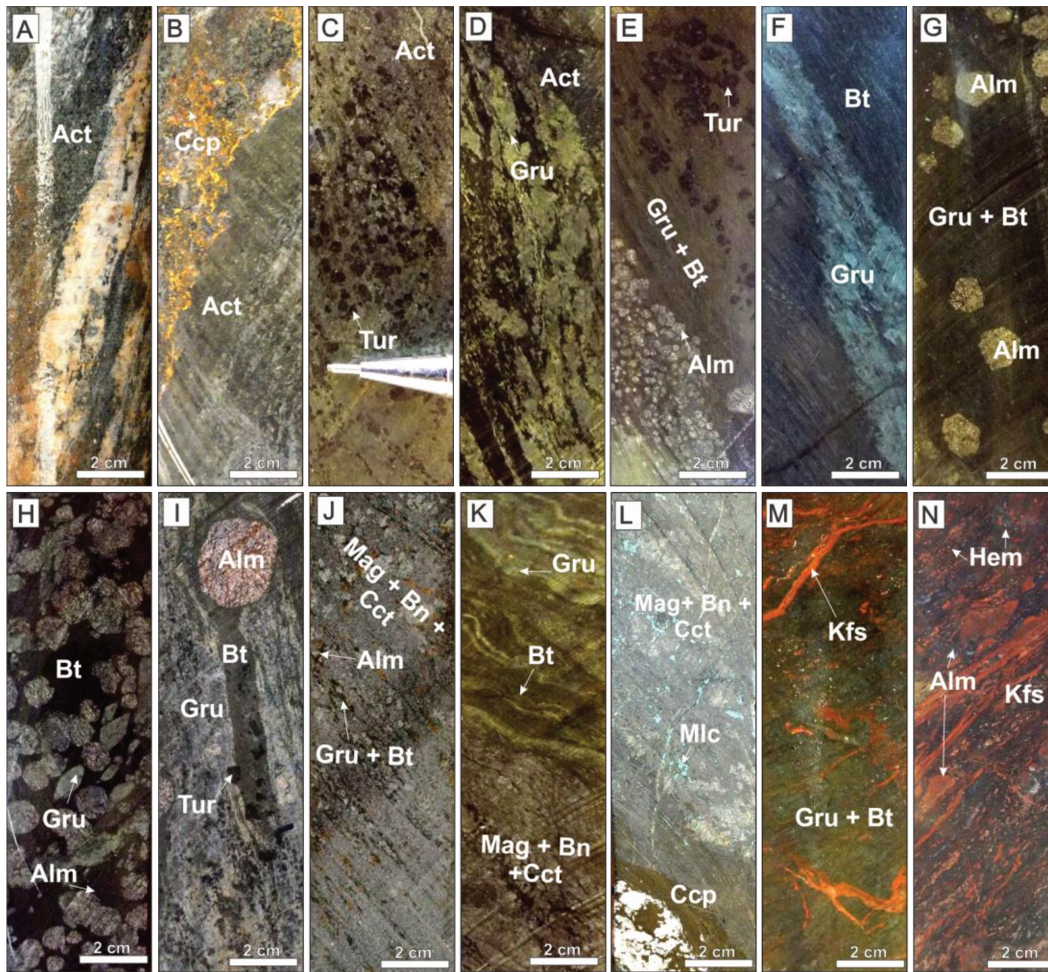


Fig. 6. (a) Actinolite crystals formed in the mylonitic foliation in the gneissic rock; (b) Chalcopyrite disseminated in actinolite-rich zones; (c) Amphibole-rich rocks (actinolite and grunerite) with tourmaline porphyroblasts; (d) Amphibole-rich rocks showing the replacement of actinolite by grunerite; (e) Fronts of almandine and tourmaline formation in grunerite-biotite-rich rocks; (f) Fronts of potassic alteration I with biotite replacing the grunerite-rich zones; (g) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks with euhedral almandine porphyroblasts; (h) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks with almandine and grunerite porphyroblasts; (i) Grunerite-almandine-biotite±tourmaline-rich rocks with mylonitic foliation; (j) Intercalation of magnetite-rich (with bornite and chalcocite) and almandine-grunerite-biotite-rich rocks; (k) Grunerite-biotite-rich rock in contact with magnetite-rich with bornite and chalcocite; (l) Magnetite-rich rocks with large amount of bornite and chalcocite, subordinated chalcopyrite and minor malachite; (m) Grunerite-biotite-rich rock with post-ore fissural potassium feldspar alteration; (n) Grunerite-almandine-biotite-rich rock with post-ore pervasive alteration with potassium feldspar and hematite, replacing stretched almandine crystals. Mineral abbreviations: Act= actinolite; Alm = almandine; Bn = bornite; Bt = biotite; Cct = chalcocite; Ccp = chalcopyrite; Chl = chlorite; Gru = grunerite; Hem = hematite; Kfs = potassium feldspar, Mag = magnetite, Mlc = malachite; Tur = tourmaline.

Magnetite formation represents an important part of the iron-enrichment process. Magnetite is widespread all over the deposit and seems to occur in two generations. In the first generation, magnetite (I) is xenoblastic with granular to massive habit, but also occurs in minor stretched xenoblastic magnetite crystals, which are recognized in rocks composed chiefly by magnetite (over 50%) (Fig. 6J, K, L). Those rocks represent the locus of copper-gold mineralization, where fractures in magnetite (I) are infilled by copper sulphides. In the second generation, idioblastic magnetite (II) crystals are in paragenesis with chalcocite-bornite.

Stilpnomelane, Fe-pyrosomalite, and greenalite predominate in the ore zones and replace the previous iron-bearing silicates (e.g. grunerite, almandine, biotite, and fayalite).

Tourmaline Formation. Tourmaline formation takes place all over deposit with two distinct generations. Minor dravite represents the first generation, represented by fine-grained brownish xenoblastic crystals, which are restricted to zones of Na-Ca alteration (Fig. 6C), strongly associated with actinolite and titanite. Schorlite corresponds to the second generation, with dark greenish-blue crystals, which occur as idioblastic porphyroblasts up to 2 cm long. It is predominant and occurs even in mineralized zones (Fig. 6I and 7D, E), but where tourmaline crystals predominate, almandine is less frequent (Fig. 6E).

Potassic Alteration (I) with biotite. Potassic alteration (I) with biotite also represents an important and widespread hydrothermal alteration, and as well as grunerite, biotite defines the mylonitic foliation (Fig. 6J, K). Even though some biotite crystals can be found in the distal zones, it is inboard the main central zone that potassic alteration (I) with biotite is more intense. Biotite clearly replaces grunerite (Fig. 6F, 7G) through its edges and cleavage planes in the least-altered zones, and both minerals are commonly found in an interlobate contact. In strongly altered zones, biotite-rich rocks (over 60% of biotite) also contain almandine, tourmaline, and grunerite. In these zones, biotite appears as elongated crystals concordant to the mylonitic foliation (Fig. 7H, I, J). Biotite crystals often form shadow pressure in the almandine crystals or it occurs as infill in veinlets that crosscut almandine crystals (Fig. 6I).

Post-ore Alteration. A distinct sequence of post-ore alteration is well-developed in some portions of the Salobo deposit and overprints the hydrothermal alteration related to the main copper-gold mineralization stage. It is primarily represented by potassic alteration (II) with potassium feldspar, which evolves from: (i) an initial stage with red potassium feldspar recognized in veins and veinlets that crosscut minerals formed in the previous stages of hydrothermal alteration; (ii) selective replacement of garnet porphyroblasts by potassium feldspar; and (iii) intense pervasive alteration giving a strong red color for the altered rocks due to formation of potassium feldspar with tiny hematite inclusions (Fig. 6M, N).

Propylitic alteration composed of epidote, chlorite, sericite, and carbonate also represents incipient alteration, and commonly this mineral assemblage is found in veinlets. The exception is chlorite, which occurs pervasively and completely replaces almandine porphyroblasts locally. Chlorite is chiefly represented by chamosite. Hematite also replaces almandine and occurs in veinlets.

This alteration sequence affects the Old Salobo granite as well. It shows potassic alteration (II) with potassium feldspar, which gives a pinkish color to the rock, and propylitic alteration with strong chlorite formation, epidote, sericite, and minor carbonate. Hydrothermal hematite is common in veinlets or pervasive in the rock and as inclusions in the potassium feldspar.

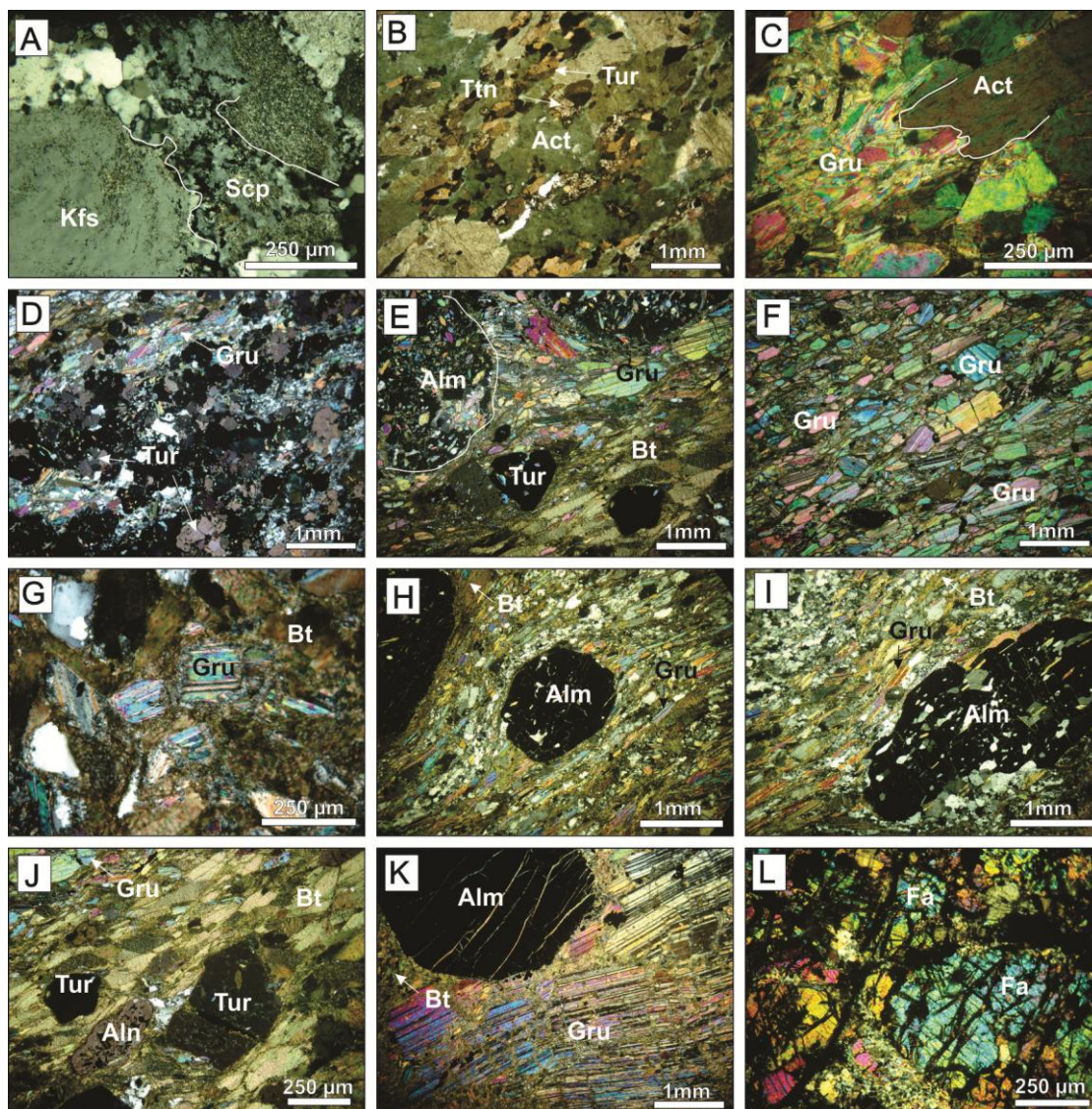


Fig. 7. (a) Igneous potassium feldspar with selective scapolite alteration; (b) Pervasive Na-Ca alteration with actinolite and associated titanite and dravite; (c) Actinolite replaced along cleavage planes by grunerite; (d) Pervasive tourmaline formation associated with intense grunerite formation; (e) Poikiloblastic garnet with inclusions of grunerite and shadow pressure given by grunerite crystals; (f) Zones of intense iron-enrichment with large amount of grunerite crystals; (g) Potassic alteration I with biotite replacing the previous grunerite crystals; (h) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks strongly foliated with idioblastic almandine; (i) Grunerite-almandine-biotite-rich rocks strongly foliated with stretched almandine; (j) Pervasive potassic alteration I with biotite associated with porphyroblasts of tourmaline and allanite; (k) Porphyroblasts of almandine and fractured grunerite crystals with later potassic alteration (I) with biotite; (l) Zones of intense iron-enrichment with large amount of fayalite crystals. Photos A to L are polarized light images. Mineral abbreviations: Act= actinolite; Aln = allanite; Alm = almandine; Fa = fayalite; Gru = grunerite; Tur = tourmaline.

Copper-Gold Ore

The copper-gold orebodies are lenticular shaped, elongated in NW-SE direction and concordant to the mylonitic foliation. Disseminated sulfides occur all over the hydrothermally altered rocks, but massive sulphides are recognized only within the central zone with intense potassic alteration (I) with biotite and iron-enrichment, which is denoted by the remarkable abundance of magnetite. Locally, the copper-gold ore also takes place confined in veinlets.

The ore consists chiefly of bornite and chalcocite (Fig. 8A) commonly with myrmekitic-symplectite texture (Fig. 8C, D). Bornite comprises 60% of the ore assemblage, whereas chalcocite represents about 40%. In zones where magnetite (I) predominates, bornite and chalcocite infill fractures and occurs in the interstices of magnetite (I) crystals and, occasionally, are intergrowth with biotite, grunerite, stilpnomelane and greenalite. When bornite and chalcocite are embracing, gangue minerals are rare and magnetite (II) occurs as some dispersed crystals into bornite-chalcocite (Fig. 8C, D, H). Chalcopyrite is less frequent but also occurs, primarily as tiny crystals when bornite-chalcocite is present (Fig. 8G), or as aggregates and pockets and in quartz veins in distal zones. Chalcopyrite usually crosscut the magnetite-bornite-chalcocite-rich zones.

Covellite, digenite, native copper comprise the others copper-rich mineral phases. Molybdenite (Fig. 8K, L), uraninite (Fig. 8J), ilmenite, graphite, fluorite, apatite (Fig. 8I), Fe-pyrosmalite, greenalite, and stilpnomelane have been also identified. The ore also comprises monazite, allanite, xenotime, synchisite (Fig. 8H), cobaltite (Fig. 8F), safflorite, linnaeite, cattierite, carrollite, Co-pentlandite, Co-rich bornite, cobaltharturite, nickeline, and pentlandite. These minor phases are commonly present as tiny crystals in the interstices of magnetite, bornite and chalcocite or as inclusions in these minerals. Gold occurs as inclusions in bornite, chalcocite, chalcopyrite, and magnetite, but it is also strongly associated with arsenic-rich mineral phases, such as safflorite and cobaltite (Fig. 7B, F), and hessite. Malachite represents a supergene copper-rich mineral phase.

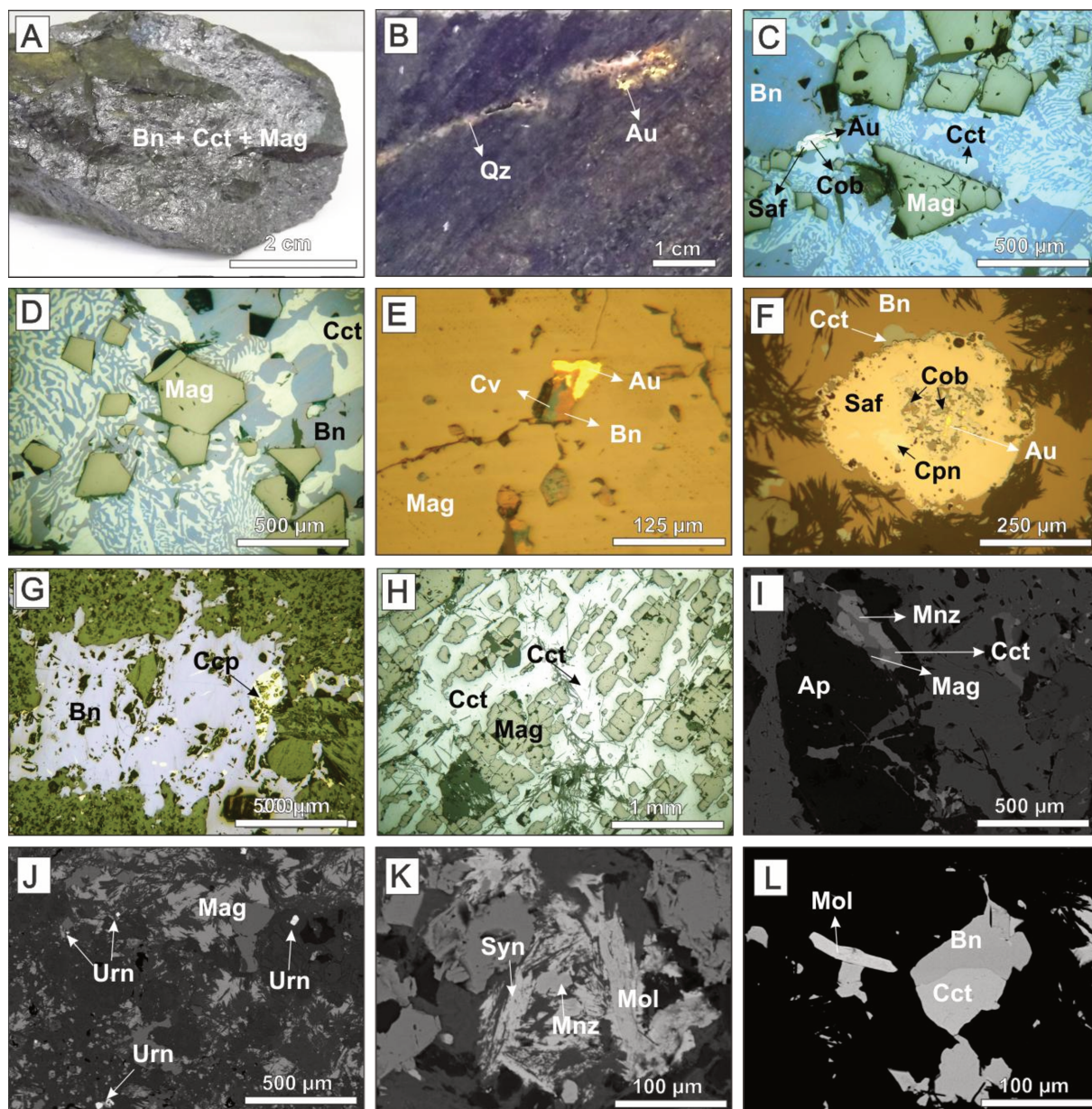


Fig. 8. (a) High grade ore from the Salobo deposit, with large amount of bornite, chalcocite, and magnetite; (b) Drill core of the grunerite-biotite-rich rocks with veinlets infilled with quartz and associated gold; (c) Common texture of the ore, with idioblastic magnetite (II) crystals (II), bornite and chalcocite with myrmekitic-symplectite texture and gold associated with safflorite and cobaltite; (d) Bornite and chalcocite with myrmekitic-symplectite texture as the matrix of the rock with some idioblastic magnetite crystals (II) dispersed into it; (e) Gold as thin inclusions in magnetite (I), associated with bornite and covellite; (f) Safflorite crystal within zones with bornite-chalcocite with inclusions of Co-pentlandite, cobaltite, and gold; (g) Tiny chalcopyrite crystals within the bornite crystal; (h) Oriented fractures in magnetite crystals (I) infilled by

chalcocite. Photos C to H are reflected light images. (i) Apatite crystals with associated monazite, chalcocite and magnetite; (j) Fine-grained uraninite crystals with associated magnetite and gangue minerals; (k) Copper-gold ore with synchisite, monazite, and molybdenite; (l) Molybdenite crystals in paragenesis with bornite and chalcocite. Photos I to L are backscattered electron (BSE) images. Mineral abbreviations: Au = gold; Bn = bornite; Bt = biotite; Cct = chalcocite; Ccp = chalcopyrite; Cob = cobaltite; Cpn = Co-pentlandite; Cv = covellite; Gru = grunerite; Hem = hematite; Mag = magnetite, Mnz = monazite; Mol = molybdenite, Qz = quartz; Saf = safflorite; Syn = synchisite; Urn = uraninite.

Geochronology SHRIMP IIe U-Pb

Samples from gneissic rocks (SAL65) and the Old Salobo granite (FD405/119) were chosen to be dated due to their weak degree of hydrothermal alteration. The first comprises the main least-altered host rock and might reveal an important age for the evolution of the deposit. The latter represents an intrusive lithotype that crosscut the altered zones. The Old Salobo granite ($2,573 \pm 2$ Ma; U-Pb in zircon; Machado et al., 1991) was previously dated by zircon dissolution and ID-TIMS analyses of only two zircon crystals. As this age may be unreliable, this lithotype was chosen to be analyzed by a more precise method in this study owing to the importance attributed to its emplacement.

Rock with intense post-ore alteration (FD177/651) was also selected once it represents an intensely altered host rocks with different pattern of hydrothermal alteration in relation to those from mineralized zones, although the nature of its protolith is unknown. Finally, zircon crystals were also separated from the high-grade ore (SALORE-1) composed of bornite-chalcocite-magnetite and may add some important information about the nature of the host rocks or even of the timing of mineralization. A brief description of the dated samples is shown in the Table 1.

Sample from least-altered gneissic rocks (SAL65) have primarily murky pink coloured zircon crystals, with grains length ranging from 150 to 300 μm and elongation ratio (length/width) from 1:1 to 3:1. They are relatively fractured in the backscattered images (BS) and most of the grains have euhedral prismatic habit, but some of them are rounded or have ovoids habits. In the cathodoluminescence images (CL), zircon crystals show low to moderate luminescence. Weak oscillatory zonation is observed in several grains, whereas the most of grains are entirely

textureless due to the partial metamitic character of some of them (Fig. 9A). Twelve analyzed zircon grains yielded a concordant age of $2,763 \pm 4.4$ Ma (MSWD = 1.7) (Fig. 10A).

Table 1. *Brief description of the dated samples.*

Sample Code	Geologic Unit	Description	Hydrothermal Alteration	Mineralization
SAL65	Gneiss	Foliated rock, with compositional banding and composition ranging from granodiorite to sienogranite	Incipient sodic-calcic alteration with hastingsite and minor actinolite	Absent
FD405/119	Old Salobo Granite	Equigranular, medium-grained, foliated rock with granodioritic to tonalitic composition	Incipient potassic alteration II (kfs), hematite veinlets and propylitic alteration	Absent
FD177/651	Rocks with post-ore alteration	Strongly foliated rock, composed of hydrothermal potassium feldspar and hematite	Potassic alteration, hematite formation and propylitic alteration	Absent
SALORE-1	High-grade ore	Massive ore composed of magnetite, bornite and chalcocite, and minor gangue minerals like biotite, grunerite and stilpnomelane, which occurs infilled in the interstices of ore minerals	Minor potassic alteration I (bt) and iron-enrichment, mainly represented by magnetite formation, ensued by ore precipitation	Massive ore with magnetite, bornite and chalcocite

In the Old Salobo granite sample (FD405/119) most of the zircon crystals are murky pink, fairly fractured, with mineral inclusions, ranging from prismatic to rounded with eroded edges. Crystal length ranges from 80 to 250 μm and elongation ratio (length/width) varies from 1:1 to 2:1. All of the zircon grains display highly metamitic texture, showing low luminescence in CL images and apparently no zonation (Fig. 9B). Analyzes of thirteen zircon grains yielded a concordant age of $2,547 \pm 5.3$ Ma (MSWD = 0.26) and a discordant age with upper intercept in $2,551 \pm 9.0$ Ma (MSWD = 0.92) (Fig. 10B).

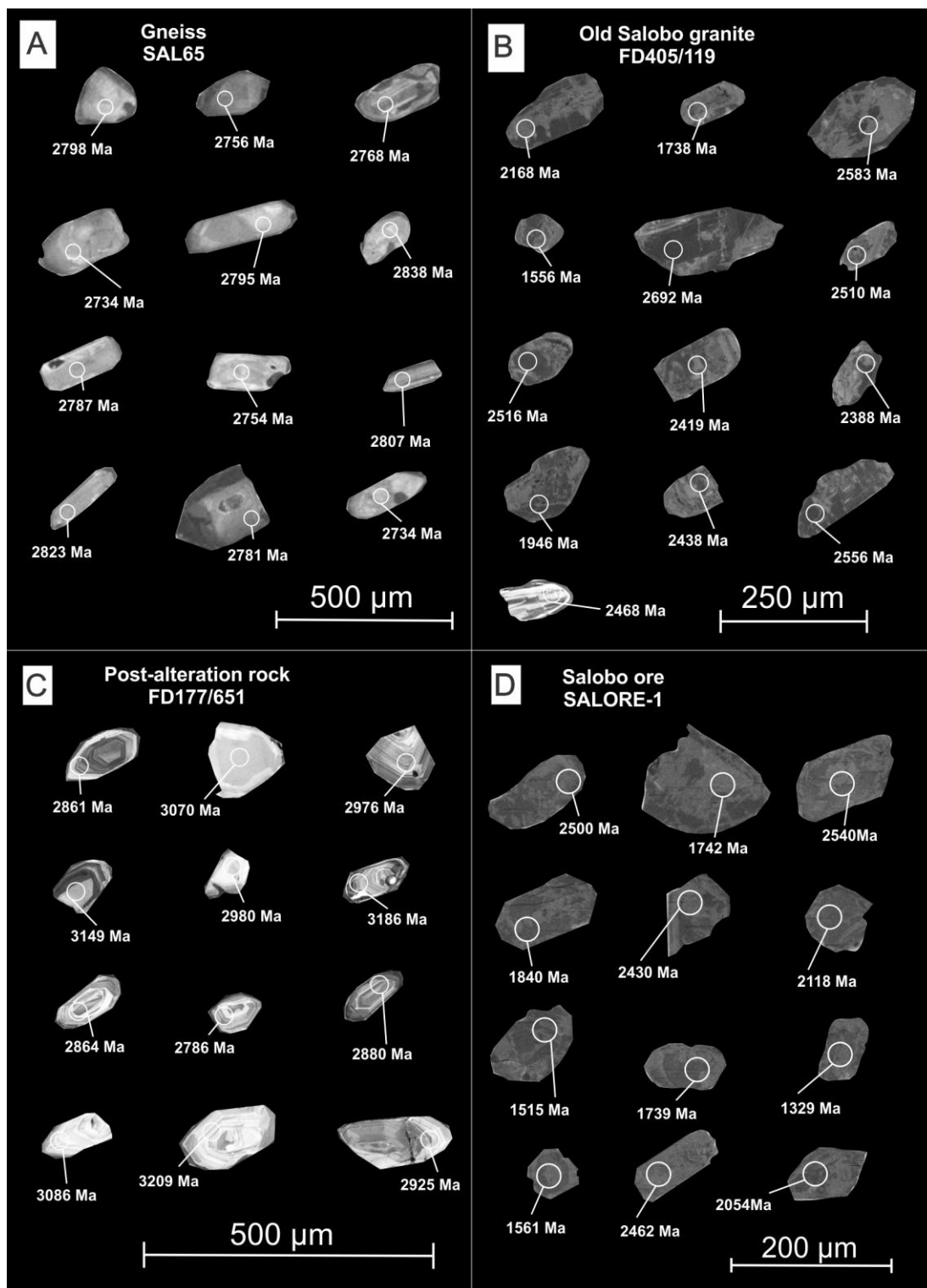


Fig. 9. Cathodoluminescence images of the analyzed population of zircon at SHRIMP IIe from (a) Least-altered gneiss; (b) Old Salobo granite; (c) Rock with post-ore alteration; and (d) Zircon crystals from the copper-gold ore zones. $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are indicated in the image where analyses were done.

The lithotype with post-ore alteration (FD177/651) shows pyramidal to prismatic euhedral zircon grains and some fragments of zircon, whose length ranges from 90 to 190 μm with aspect ratios (length/width) around 1:1 and 3:1. In the CL images, zircon grains display oscillatory zonation and commonly show a well distinguished core and rim (Fig. 9C). Zircon crystals seem to occur in two populations: zircons with high luminescence that yielded older concordant ages of $2,950 \pm 25 \text{ Ma}$ (MSWD = 5.9), whereas the younger ages of $2,857 \pm 6.7 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.001) (Fig. 10C) were acquired in the zircon grains with intermediate luminescence.

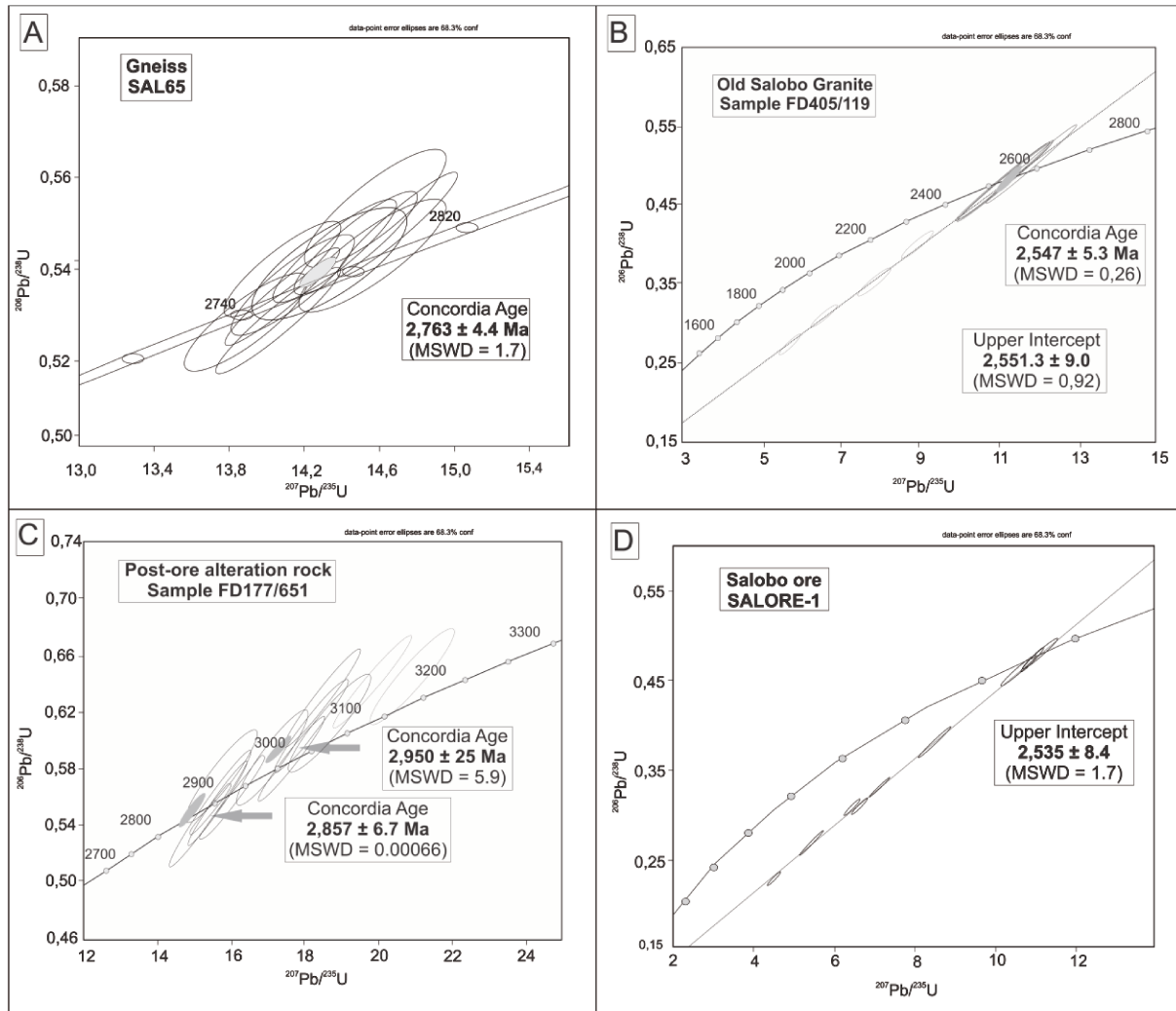


Fig. 10. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ diagrams for (a) Least-altered gneiss; (b) Old Salobo granite; (c) Host rock with post-ore alteration; (d) High grade copper-gold ore.

Zircon crystals in the copper-gold ore zone (SALORE-1) are predominantly murky pink, fairly fractured with some mineral inclusions, and length ranging from 50 to 140 μm with aspect ratios (length/width) around 1:1 and 2:1. They are prismatic and rounded and some occur as fragments with corrosion texture in the rims. In the CL images, zircon crystals display a low luminescence and no oscillatory zonation because of the high degree of metamictization (Fig. 9D), whereas in the backscattered images they are fairly fractured. Twelve analyzed zircon grains yielded a concordant age of $2,535 \pm 8.4 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.7) (Fig. 10D).

Discussions

The nature of Host Rocks

The main host rocks of the copper-gold ore at Salobo deposit have been attributed to metavolcanosedimentary units of the ca. 2.76 to 2.73 Ga Igarapé Salobo Group, Itacaiúnas Supergroup, including metagreywackes, iron formations, amphibolites, and quartzites (Lindenmayer, 1990). The nature of these host rocks was reassessed by Lindenmayer (2003), who considered basalts and dacites as the main protholiths of the hydrothermally altered rocks. Detailed characterization of the host rocks performed in this study, however, does not show any features that could point to the presence of volcanic rocks at Salobo, but it reveals the predominance of variably deformed quartz-feldspathic rocks.

Least-altered rocks characterized in this study in the northern part of the Salobo deposit correspond to variably mylonitized banded gneissic rock. Conditions over 400 °C up to 500 °C during shearing (Passchier & Trouw, 2005) are compatible with its microstructures, such as quartz ribbon, deformation lamellae, undulose extinction, subgrain formation in quartz, and deformation and bent twins in plagioclase. Geochronological SHRIMP IIe U-Pb data for the least-altered gneiss yielded an age of $2,763 \pm 4.4$ Ma.

Along the WNW-ESE Cinzento Transcurrent Shear Zone, deformed granitoids and gneiss have been previously recognized. Those rocks were firstly named as Lower Gneiss (Farias, 1981) or Cascata Gneiss (DOCEGEO, 1988) and attributed to the basal unit of the Igarapé Salobo Group. However, later those gneissic rocks have been interpreted as part of the Xingu Complex (Machado et al., 1991), based on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2,841 Ma, 2,739 Ma and 2,742 Ma. The oldest age was thought to represent the minimum age for the gneiss, but both ages (ca. 2.84 and 2.74 Ga) have been related with metamorphic events.

Barbosa (2004) also recognized gneisses whose composition ranged from monzogranites to tonalites, which have structures and textures very similar to those described for the gneiss in the Salobo area, such as compositional banding, quartz-feldspathic folded bands, and deformation microstructures. The author named these deformed granitoids as Igarapé Gelado suite ($2,731 \pm 3$ Ma; Pb-Pb in zircon; Barbosa, 2004). Those rocks have been recognized all around the Salobo area and were attributed to the extensive Neoproterozoic syn-tectonic or synkinematic magmatism in the Carajás Domain (ca. 2.76 to 2.73 Ga), limiting the presence of the Xingu Complex in this area. Therefore, the age of $2,763 \pm 4.4$ Ma obtained for the least-altered gneiss at Salobo area

may evidence that it is part of the Igarapé Gelado suite or may represent the oldest deformed granitoid of ca. 2.76 Ga in northern sector of the Carajás Domain, as well as the Estrela Granite ($2,763 \pm 4.4$ Ma, Barros et al., 2001).

Similar ages at Salobo have already been reported by Machado et al. (1991) for granitic veins (2,758 Ma; Pb-Pb in zircon) and amphibole-rich rocks ($2,761 \pm 3$ Ma; U-Pb in zircon) analogous to those described here as the early hydrothermal alteration product (actinolite-grunerite-rich rocks) of gneissic rocks.

Host rocks affected by different hydrothermal alteration stages, including the post-ore alteration, show two zircon population that yield concordant ages in $2,950 \pm 25$ Ma (MSWD = 5.9) and $2,857 \pm 6.7$ Ma (MSWD = 0.001). These ages are interpreted as the timing of crystallization of the igneous protolith and of medium to high-grade metamorphism possibly accompanied by anatexis, respectively. The age of $2,950 \pm 25$ Ma, although imprecise due to the elevated MSWD value, can represent the oldest magmatism reported for the northern sector of Carajás Domain. However, an inherited source for older zircon crystals cannot be ruled out. The younger age is consistent with that attributed to undeformed leucosome in migmatite of the Xingu Complex ($2,859 \pm 2$ Ma; U-Pb zircon; Machado et al., 1991), relative to the last migmatization event recorded in this unit.

The post-ore hydrothermal alteration likely has acted over the basement wedges, but zircon crystals of it have been preserved despite the intense rock alteration. Although none textures from the basement rocks have been recognized, these geochronological data indicate that wedges of the Xingu Complex rocks are tectonically imbricated along the WNW-ESE-strike shear zone. The juxtaposition of different rocks placed by the shear zone at Salobo also occur in other IOCG deposits in the Carajás Domain, such as the Sossego deposit (Monteiro et al., 2008a), indicating that fluid circulation within major structural discontinuities along basement contacts may be important in the formation of the Carajás IOCG deposits.

New geochronological data constrain the age of the Old Salobo Granite at $2,547 \pm 5.3$ Ma, similar to the age ($2,573 \pm 2$ Ma; U-Pb in zircon) previously got by Machado et al. (1991). Possibly these age differences reflect the different applied methods, since previous age was obtained by zircon dissolution and analyses on ID-TIMS in two zircon crystals. Similar age to that of the Old Salobo Granite has also been acquired in zircon crystals from the high-grade copper-gold ore zone at $2,535 \pm 8.4$ Ma. None remnants of the Old Salobo Granite were

recognized in these ore zones, but, on the other hand, the zircon textures from both rocks were identical, being all of them strongly metamict, with extremely low luminescence and without preserved igneous oscillatory zoning. Thus, such as the basement rocks, Old Salobo granite might also be found within the shear zones as wedges or apophyses.

DOCEGEO (1988) recognized the rocks from the Igarapé Salobo Group only in the drill cores from the Salobo deposit. This group was placed at the base of the Itacaiúnas Supergroup and divided into three formations: (i) Cascata Gneiss, composed of orthogneissic rocks; (ii) Três Alfa Formation, made of schists with variable amounts of grunerite, almandine, biotite and tourmaline, and iron formations, which host the Cu-Au ore of the Salobo deposit; and (iii) Cinzento Formation, which comprises gneissic rocks and quartzites (DOCEGEO, 1988). These rocks correspond to a deformed NW strike belt and encompass gneiss and hydrothermally altered rocks, similar to those described in this work.

Initially, protoliths of the Três Alfa Formation have been attributed to silicate-facies iron formation due to the presence of iron-rich silicate mineral end-members (e.g. almandine, grunerite, fayalite, stilpnomelane) in those rocks (Lindenmayer, 1990). Amphibole-rich rocks (e.g. actinolite-, hastingsite-, grunerite-bearing rocks) were interpreted as amphibolites and quartz mylonite as quartzite. However, Lindenmayer (2003) reinterpreted these rocks, as metasomatic product of basalt and dacites, whereas the quartzites were named as quartz-rich rocks.

The sequence of hydrothermal alteration stages developed over gneissic rocks in addition with new geochronological data on least-altered and intensely altered rocks presented in this study point to a major importance of the hydrothermal processes resulting in extreme modification of gneiss from the Mesoarchean basement (e.g. Xingu Complex; $2,950 \pm 25$ Ma and $2,857 \pm 6.7$ Ma) and gneisses related to the extensive Neoproterozoic syn-tectonic magmatism (e.g. Igarapé Gelado Suite; $2,763 \pm 4.4$ Ma).

Once the Igarapé Salobo Group was only recognized in drill cores of the Salobo deposit area, it may not correspond to a metavolcano-sedimentary sequence of the Itacaiúnas Supergroup, but it does represent a sequence of hydrothermally altered rocks associated with Cu-Au ore with a great amount of magnetite of the Salobo deposit. This has direct implications for the understanding of the Carajás Basin stratigraphy.

Evolution of the hydrothermal system

The Salobo host rocks underwent hydrothermal alteration under conditions of high fluid/rock ratio and evolved to rocks containing variable amounts of hastingsite-actinolite-, grunerite-almandine-biotite-tourmaline- and magnetite. Those rocks are variably mylonitized within the Cinzento Shear Zone, which have played an important role in the evolution of the Salobo deposit.

The hydrothermal alteration obliterates the textures of the protoliths, but outward the ore zone, the predominance of gneisses is evident. The strong hydrothermal alteration encompasses an initial and incipient sodic-calcic alteration stage, iron-enrichment, strong potassic alteration (I) with biotite and ore formation. The precipitation of the ore may have been temporally associated with the iron-enrichment and potassic alteration (I) with biotite, but it intensifies with magnetite formation, during the major stages of iron-enrichment.

The Cu-Au ore comprises mainly bornite and chalcocite, with subordinated chalcopyrite, and gold. Bornite and chalcocite exhibits myrmekitic-symplectite texture, evidencing an exsolution of bornite-chalcocite. This exsolution happens at 335 °C, however the precipitation and formation of the solid solution bornite-chalcocite might have reached temperatures up to 1000 °C (Figueiredo, 2000). On the other side, chalcopyrite is late in comparison to bornite-chalcocite and may have precipitated in lower temperatures.

The ore at Salobo is distinct from the other IOCG deposits in the Carajás Domain, where chalcopyrite is more important and the pair bornite-chalcocite is rare or absent. This can be explained by (i) the evolution of the hydrothermal system, which favoured the precipitation of the solid solution of bornite-chalcocite at high temperatures and consumed almost all the copper in the system impairing the precipitation of chalcopyrite; and/or by (ii) the magnetite formation previous to ore precipitation, which captured almost all the iron in the system, leaving just a little for the chalcopyrite crystallization. Both mechanisms cause a decrease in the fO_2 and fS_2 in the fluid, which also harm the precipitation of chalcopyrite. The ore also displays significant contents of Co, Ni, As, Ag, Mo, REE, and U, as indicated by the hydrothermal mineral phases formed coeval with ore precipitation. In addition, Maion (2013) have also reported through geochemical analyzes of the Salobo ore samples high contents of Bi and Nb.

The Salobo hydrothermal system points to conditions of high temperature according to its mineral phases, such as amphiboles, almandine, scapolite, fayalite, and ore assemblage.

Lindenmayer (1990) estimated temperatures about 750 °C for the crystallization of almandine and amphiboles. However, these conditions should be evaluated with caution, once almandine and amphiboles may crystallize under temperatures compatible with those of the greenschist facies.

The hydrothermal system also evidences a decrease in the temperature, according to the latest hydrothermal alteration, such as potassic alteration (I) with biotite, followed by stilpnomelane and greenalite formation during the mineralization stage. This can be one of the mechanisms that triggered the ore precipitation. Similarly to the Igarapé Bahia deposit (Althoff et al., 1994; Tazava et al., 1999), scapolite and Fe-pyromaslite have been also recognized at Salobo. Both minerals are considered important indicators of chlorine content in fluids (Vanko and Bishop, 1982; Pan et al., 1993). Additionally, as chlorine is strongly partitioned into fluids in comparison to solid phases, chlorine-bearing minerals, such as scapolite and Fe-pyrosmaelite, might indicate the regional circulation of hypersaline brines (Mora and Valley, 1989), favoring metal transportation as chlorine complexes.

The sequence of post-ore hydrothermal alteration is distinct from the IOCG alteration and overprints previously altered rocks. It is characterized by potassic alteration (II) with potassium feldspar with hematite and propylitic alteration, similar to that observed in the Old Salobo Granite, suggesting a possible genetic relationship with its emplacement. There was a clear change in the hydrothermal system, which points to higher fO_2 conditions, evidenced by the precipitation of hematite instead of magnetite.

The Salobo deposit shares some similarities with other IOCG deposits in the Carajás Domain, especially with the deposits of the northern sector. Igarapé Bahia, Igarapé Cinzento and Gameleira IOCG deposits display a strong potassic alteration and iron-enrichment alteration with biotite, grunerite and stilpnomelane, as well as the Salobo deposit (Dreher et al., 2008; Silva et al., 2005; Lindenmayer et al., 2001). Otherwise some of the deposits from the southern sector display a well-developed Na-Ca alteration, such as the Sequeirinho orebody in the Sossego deposit, Bacaba and Castanha deposits (Monteiro et al., 2008a; Augusto et al., 2008; Pestilho et al., 2011). Scapolite is present in the IOCG deposits of the Carajás Domain: Salobo, Igarapé Bahia, Gameleira, Sossego, Cristalino, Alvo 118, Bacaba, Castanha e Bacuri deposits (Althoff et al., 1994; Lindenmayer et al., 2001; Monteiro et al., 2008a; Huhn et al., 1999; Torresi et al., 2011; Augusto et al., 2008; Pestilho et al., 2011; Melo et al., submitted). Even though Igarapé-

Bahia, Igarapé-Cinzento and Gameleira show bornite in the ore, chalcopyrite is more important in these deposits, whereas Salobo is bornite-chalcocite-dominated. Regarding the IOCG deposits in the Southern Copper Belt, they are all chalcopyrite-dominated.

Furthermore, according to the genetic model proposed for the IOCG deposits (Hitzman et al., 1992) and the pattern of hydrothermal alteration described for Salobo, it might have been developed under intermediate to deep-crustal level conditions as well as Ernerst Henry (Ryan, 1998), in the Cloncurry District, and differing from the giant Olympic Dam (Campbell et al., 1998), in the Gawler Craton, which is a shallow-crustal level hematite-dominated deposit.

The ca. 2.5 to 2.6 Ga event

Machado et al. (1991) and Souza et al. (1996) have reported a magmatic event in ca. 2.57 Ga, represented by the crystallization of the Old Salobo granite in $2,573 \pm 2$ Ma and the Itacaiúnas granite in $2,560 \pm 37$ Ma (Pb-Pb in zircon). Both granites are small and deformed bodies, commonly found near or within shear zones along the Cinzento Transcurrent Shear Zone. Moreover, they do not represent an expressive and widespread magmatism in the Carajás Domain, differing from the ubiquitous ca. 2.76 – 2.74 Ga and ca. 1.88 Ga granitic magmatism.

The ca. 2.57 Ga magmatic event, however, is still controversial. In the northern sector of the Carajás Domain, there is a broad group of ages similar to that and its significance is discussed. Machado et al. (1991) showed for the sequence of hydrothermally altered rocks of the Salobo deposit, ages of $2,581 \pm 5$ Ma (U-Pb in titanite) in amphibole-rich rocks; $2,555 \pm 4$ Ma (U-Pb in zircon) in amphibole-rich rocks; $2,551 \pm 2$ Ma (U-Pb in monazite) in magnetite-rich rocks, $2,519 \pm 5$ Ma (U-Pb in titanite) in rocks of the Xingu Complex, and $2,497 \pm 5$ Ma (U-Pb in titanite) in amphibole-rich rocks. These ages have been attributed to a late Archean reactivation of the WNW-ESE Cinzento Transcurrent Shear Zone because older ages have been also acquired for these lithotypes.

Such ages were also obtained by Barbosa (2004) in the deformed granitoids from the Igarapé Gelado suite ($2,508 \pm 14$ Ma, $2,588 \pm 5$ Ma, $2,533 \pm 7$, $2,576 \pm 4$ Ma, $2,574 \pm 8$ Ma; Pb-Pb in zircon), which were attributed to the recrystallization of the zircon crystals due to the reactivation of the shear zone. Barbosa (2004) also reported older ages ($2,731 \pm 26$ Ma; Pb-Pb in zircon), which are considered as minimum ages for the crystallization of the Igarapé Gelado granite. The first geochronological data for the Estrela Granite also pointed an age of $2,527 \pm 34$

Ma (Rb-Sr; Barros & Barbey 1998), which afterwards was dated in $2,763 \pm 4.4$ Ma (Pb-Pb in zircon; Barros et al., 2001). Even for the Itacaiúnas granite, younger ages have been previously obtained in $2,480 \pm 40$ Ma (Rb-Sr whole rock; Montalvão et al., 1984).

Additionally, metavolcanic rocks of the Igarapé Bahia deposit also show Rb-Sr ages of $2,577 \pm 72$ Ma (Ferreira Filho, 1985), whereas older ages ($2,748 \pm 34$ Ma; U-Pb in zircon) for this group are presented by Tallarico et al. (2005).

Collectively, these Rb-Sr ages are a good index finger of the opening of the isotopic system by an important tectono-thermal event. As it has previously been suggested by Machado et al. (1991), Barbosa (2004) and Pinheiro et al. (2013), ages near to 2.57 Ga could represent a tectono-thermal event due to the reactivation of the Cinzento Transcurrent Shear Zone. This event may have started in ca. 2.58 Ga and lasted at least until ca. 2.49 Ga, not representing a magmatic event. It can also explain why this event is restricted to the northern part of the Carajás Domain, because it is clearly associated with reactivation of the Cinzento Shear Zone. This ca. 2.57 event in the northern sector seems to be very important for the IOCG deposits and should be better understood.

Crystallization of hydrothermal or metamorphic titanite, monazite, and zircon during shear zone reactivation may likely reflect this event. A major question is if accessory minerals (e.g. zircon) that commonly grow below their high closure temperatures (> 1000 °C, Cherniak and Watson, 2001; Cherniak et al., 2004) in relation to the U-Pb isotopic system may also record this event after their formation.

The ages obtained in this study for the Old Salobo granite and for zircon from the copper-gold ore zones bring out more doubts about evolution of the Salobo deposit. They can represent the age of the Old Salobo granite crystallization, but the magmatic event of this age proposed by some authors (e.g. Machado et al., 1991; Souza et al., 1996; Réquia et al., 2003; Tallarico et al., 2005) shows incongruities with the evolution of the Carajás Domain, mainly due to very restricted occurrence along the Cinzento Shear Zone.

Additionally, the ages of ca. 2.57 Ga obtained for the Old Salobo granite and for zircon from the copper-gold ore zones reveal doubtless similar ages to an important tectono-thermal event within the Cinzento Shear Zone. The significance of such ages may be interpreted with caution, just due to its relationship with highly deformed rocks, intensely metamict zircon and a high fluid/rock ratio over the Salobo deposit. Metamictization process destroys the internal

structure of a zircon crystal and creates gaps, where the fluids can pass through and leach and transport some elements (Geisler et al., 2007). When metamictization is intense, zircon crystals are more susceptible to open its isotopic system in a thermal event and cause a partial or complete resetting of the U-Pb system (Mezger & Krogstad, 1997; Geisler et al., 2007). This commonly happens through diffusion-reaction and dissolution-reprecipitation process in zircon (Mezger & Krogstad, 1997, Geisler et al., 2007). The latter breaks the bonds and releases the elements in zircon, which can induce more disturbs in the U-Pb isotopic system (Geisler et al., 2007). Partial resetting yields discordant U-Pb ages with upper intercept representing the age of zircon crystallization, whereas complete resetting masks the age of crystallization. In the case of total resetting, the obtained age reflects the last thermal event (Mezger & Krogstad, 1997). Some authors have already demonstrated that fluid circulation during a metamorphic (thermal) event can cause a drastic change in the U-Pb system (e.g. Mezger & Krogstad, 1997; Gebauer & Grunefelder, 1976). Therefore, there is a possibility that the ages of $2.547 \pm 5,3$ Ma and $2.535 \pm 8,4$ Ma obtained from highly metamict zircon grains represent an opening or total resetting of the U-Pb system.

The age of mineralization

Previous geochronological data point to the synchronic formation of the IOCG Salobo deposit and the crystallization of the Old Salobo granite in $2,576 \pm 8$ Ma and $2,562 \pm 8$ Ma (Re-Os molybdenite; Réquia et al., 2003), suggesting that the Old Salobo granite played an important role in the genesis of the Salobo deposit. However, the occurrence of the Old Salobo granite and its pattern of hydrothermal alteration bear no relationship with the IOCG alteration-mineralization, as discussed in this study. It is also known that molybdenite could have its isotopic system disturbed in hydrothermal systems even under conditions of low salinity (<1%) and low temperature (~180 °C) with participation of NaCl-bearing hydrothermal solutions (Suzuki et al., 2000, 2001). Thus, molybdenite age clearly reflects an important hydrothermal event recorded at Salobo in ca. 2.57 Ga, which could represent a tectono-thermal event of high temperature and not the age of the main mineralization.

Similar ages have been obtained for the Igarapé Bahia deposit ($2,575 \pm 12$ Ma; U-Pb in monazite, Tallarico et al., 2005), which was also attributed to a genetic relationship with the ca. 2.57 Old Salobo granite (Réquia et al., 2003). Igarapé Bahia, however, does not show any

granitic intrusion in the deposit area that could be responsible for the installation of a magmatic-hydrothermal system, as proposed by Tallarico et al. (2005) and Grainger et al. (2008). On the other hand, ages of $2,744 \pm 12$ Ma (Pb-Pb in gold) and $2,772 \pm 46$ Ma (Pb-Pb in chalcopyrite) indicate that the IOCG mineralization at Igarapé Bahia is likely older than ca. 2.57 Ga (Galarza et al., 2008).

The Igarapé Cinzento deposit displays Neoproterozoic (2,711 $\pm$ 9 Ma e 2,554 $\pm$ 8 Ma, Re-Os in molybdenite; Silva et al., 2005) and Paleoproterozoic ages (1,809 $\pm$ 6 Ma e 1,845 $\pm$ 5 Ma, Ar-Ar in biotite, Silva et al., 2005) for the mineralization, suggesting this deposit recorded several hydrothermal events, including a primary mineralization in ca. 2.7 Ga and the tectono-thermal event in ca. 2.57 Ga, as recorded at Salobo, which could have remobilized the copper-gold ore (Silva et al., 2005).

Moreto (2013) have recently shown the IOCG deposits of the Southern Copper Belt of the Carajás Domain are clearly formed in multiple hydrothermal events, during Neoproterozoic (2.71 to 2.68 Ga; Sequeirinho and Pista orebodies, Sossego deposit, and Bacaba) and Paleoproterozoic (1.88 Ga; Sossego orebody, Sossego deposit, Alvo 118). However, host rocks or IOCG metallogenetic events in ca. 2.57 Ga have not been characterized in the Southern Copper Belt.

Even if we consider that this ca. 2.57 Ga magmatism does exist, it clearly could not be responsible by extensive hydrothermal systems related with the Carajás IOCG deposits, otherwise we should explain why a very restricted magmatism would be responsible for the formation of giants IOCG deposit in the Carajás Domain, such as Salobo and Igarapé Bahia deposits. Although the age of mineralization at Salobo remains controversial, some geochronological data have already pointed to mineralization in $2,705 \pm 42$ Ma (Pb-Pb ages in chalcocite; Tassinari et al., 2003) for the Salobo deposit. This age might represent the primary IOCG mineralization, whereas the ages of $2,576 \pm 8$ Ma and $2,562 \pm 8$ Ma obtained by Réquia et al. (2003) could record the tectono-thermal in ca. 2.57 Ga and a possible ore remobilization in this period.

Conclusions

The Salobo deposit clearly shares some similarities with features of other IOCG deposits described worldwide (Hitzman, 2000; Williams *et al.*, 2005), such as: (i) copper ore associated with iron oxide (magnetite); (ii) enrichment in REE, Co, Ni, Ag, As, Mo and U; (ii) intense potassic alteration (biotite) preceded by early sodic-calcic alteration (actinolite-hastingsite) and iron enrichment, and (iii) strong structural control, as previously proposed by Hunh & Nascimento (1997) and Lindenmayer (2003).

The Salobo deposit is hosted by the Neoproterozoic gneiss from the Igarapé Gelado suite with a crystallization age of $2,763 \pm 4.4$ Ma, which occurs all around the Salobo deposit and within the shear zone, as previously proposed by Barbosa (2004). Wedges of the Xingu Complex seem to be present according to the ages of $2,950 \pm 25$ Ma and $2,857 \pm 6.7$ Ma obtained in this study, representing, respectively, the crystallization age of their protholith and the age of medium to high-grade metamorphism of the basement rocks. They might occur tectonically imbricated within the main shear zone.

The WNW-ESE Cinzento Transcurrent Shear Zone played an important role in the formation of the Salobo deposit, where a large amount of hypersaline and very hot fluids passed through to form hastingsite-actinolite-, grunerite-tourmaline-almandine-biotite- and magnetite-rich rocks due to hydrothermal alteration. The structurally-controlled hydrothermal alteration encompasses sodic-calcic alteration, iron-enrichment, potassic alteration (I) with biotite, and precipitation of the copper-gold ore. The orebodies are lenticular with disseminated sulfides in distal zones and massive ore within the central zone, chiefly comprised by bornite, chalcocite, magnetite and minor chalcopyrite and gold, with significant enrichment in Co, Ni, As, Mo, REE, and U, according to mineral phases coeval with the ore. The IOCG system was overprinted by a sequence of post-ore alteration stages, which comprises potassic alteration (II) with K-feldspar, propylitic alteration, and hematite formation. The post-ore alteration shares attributes with that recognized in the Old Salobo granite. A spatial relationship between the emplacement of the Old Salobo granite and post ore alteration is suggested.

The Salobo deposit evolution evidences: (i) regional circulation along faults of hot hypersaline fluids, which could have had contribution of magmatic fluids from the crystallization of the ca. 2.76 Ga Igarapé Gelado suite and heat for the hydrothermal system; (ii) a intense fluid-rock interaction resulting in highly modified lithotypes; (iii) a high temperature hydrothermal

system with ore precipitation over 335°C in an intermediate to deep crustal level; (iv) deformation related with the ca. 2.55 Ga tectono-thermal event and post ore alteration.

Collectively, new and previous geochronological data for the Salobo deposit suggest that its evolution encompassed several stages summarized below:

- 2.96 Ga: crystallization of the basement granodioritic-tonalitic rocks from the Xingu Complex;
- 2.86 Ga: medium to high-grade metamorphism and deformation of the granodioritic-tonalitic rocks from the Xingu Complex;
- ca. 2.76 Ga: crystallization and deformation of the syn-tectonic granitoids of the Igarapé Gelado suite accompanied by the activation of the WNW-ESE Cinzento Transcurrent Shear Zone and dynamic metamorphism. This period was also marked by a large amount of circulating fluids, metasomatism, and IOCG mineralization;
- 2.58 – 2.49 Ga: late Archean reactivation of the WNW-ESE Cinzento Transcurrent Shear Zone, with possible ore remobilization and post ore alteration;
- ca. 1.88 Ga: anorogenic magmatism represented by the intrusion of the Young Salobo granite, and late thermal event, recorded by previous Pb-Pb (in magnetite) and Rb-Sr (whole rock) data (Mellito et al., 1998; Tassinari et al., 2003).

The age of crystallization of the Old Salobo granite is still controversial. Furthermore, the age obtained for high-grade copper-gold ore is very similar to those of the Old Salobo granite and could reveal a more complex evolution for the deposit, with possible tectonic reactivation and an isotopic disturbing of the U-Pb system.

It is clear that IOCG mineralization bears no relationship with the Old Salobo crystallization, once their hydrothermal alteration patterns are totally distinct. Even though the age of the IOCG mineralization remains unknown or, at least, controversial, it is possible that the Salobo deposit had been formed at ca. 2.7 Ga, similarly the Neoarchean IOCG deposits in the Southern Copper Belt and underwent an intense tectono-thermal event at ca. 2.57 Ga.

Acknowledgements

We are very grateful to VALE for the continuous support, especially to geologists Benevides Aires, Antonio Franco Fabricio Santos, and Axel Torres. This research has been supported by the INCT Geociências da Amazônia (MCT/CNPq/Fapespa 573733/2008-2) and CNPq/UNICAMP scholarship.

References

- Althoff, A.M.R., Villas, R.N., and Giuliani, G., 1994, A mineralização cuprífera da Área Bahia, Serra dos Carajás (PA): Evolução dos fluidos hidrotermais e modelo metalogenético: *Geochemica Brasiliense*, v. 8, p.135–155.
- Augusto, R.A., Monteiro L.V.S., Xavier R., Souza Filho C.R. 2008, Zonas de alteração hidrotermal e paragênese do minério de cobre do Alvo Bacaba, Província Mineral de Carajás (PA): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 263-277.
- Avelar, V. G., Lafon J.M., Correia, F. C. Jr, Macambira B.E.M, 1999, O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 453–460.
- Barbosa, J.P.O., 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região de Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás: Unpublished M.Sc. thesis, Belém, Brazil, University of Pará, 105p.
- Barros, C.E.M., and Barbey, P., 1998, A importância da granitogênese tardiarqueana (2.5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás-O Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 513–522.
- 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 Geociências*, v.34, p.531–538.
- Barros, C.E.M., Barbey, P., and Boullier, A.M., 2001, Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás mineral province, Brazil): *Tectonophysics*, v. 343, p. 93–109.
- Campbell, J.H., Compston, D.M., Richards, J.P., Johnson, J.P., and Kent, A.R.J., 1998, Review of the application of isotopic studies to the genesis of Cu-Au mineralisation at Olympic Dam and Au mineralisation at Porgera, the Tennant Creek district, and Yilgarn craton: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 45, p. 201–218.
- Cordani U., 1981, Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás: Report, Universidade de São Paulo-Docegeo.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M., 1995, A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos: *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, v. 7, p. 199-235.
- Dall’Agnol R, Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M., 2006, Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Excursion Guide, p. 99–150.
- Dardenne, M.A., Ferreira Filho, C.F., Meirelles, M.R., 1988, The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in the tectonic evolution of the Carajás district, Brazil: *Journal of South America Earth Science*, v. 1, p. 363-372.
- DOCEGEO (1988), Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais: Congresso Brasileiro de Geologia, 35th, Belém, Abstracts, p. 11–54
- Dreher, A.M., Xavier, R.P., Taylor, B.E., and Martini, S., 2008, New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás province, Brazil: *Mineralium Deposita*, v. 43, p.161–184.

- 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 Archaean-Proterozoic transition: *Chemical Geology*, v. 289, p. 124-139.
- Farias, N.F., 1981, Projeto de Cobre Carajás – Jazida Salobo 3A e Salobo 4A, *in* Relatório de Pesquisa, Rio Doce Geologia e Mineração S/A.
- Figueiredo, B., 2000, Os sulfetos de cobre, *in* Minérios e ambiente, Campinas, Editora Unicamp, 399 p.
- 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*, v. 227, p. 157-.
- Ferreira Filho, C.F., 1985, Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás: Unpublished M.Sc. thesis, Brasília, Brazil, Universidade de Brasília, 112 p.
- Gebauer, D., Grunenfelder, M., 1976, U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low-grade metasediments, example: Montagne Noir (Southern France): *Contribution to mineralogy and petrology*, v. 59, p. 13-32.
- Geisler, T., Schaltegger U., Tomaschek F., 2007, Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts: *Elements*, v. 3, p.
- Grainger C.J, Groves DI, Tallarico F.H.B., Fletcher I.R., 2008, Metallogensis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization: *Ore Geology Reviews*, v. 33, p. 451–489.
- Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.A., 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1st, Belém, Abstracts, p. 100-110.
- Hitzman M.W. 2000, Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when, and why, *in* Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective* Austral Miner Fund, Adelaide, p. 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: *Precambrian Research*, v. 58, p. 241–287.
- 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., *Contribuições a geologia da Amazônia*, SBG, Belém, p. 143-160.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V., 1999, Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA, *in* Simpósio de Geologia da Amazônia, 6th, Manaus, Abstracts, p. 140–143.
- Hühn, S.R.B.; Macambira, M.J.B, Dall’agnol, R., 1999, Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano planalto, região da serra do rabo – Carajás – PA, *in* Simpósio de Geologia da Amazônia, 6th, Manaus, Abstracts, p. 463-466.
- Holdsworth, R.E., and Pinheiro, R.V.L., 2000, The anatomy of shallowcrustal transpressional structures: Insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 1105–1123.
- Hutchinson, R.W., 1979, Report on Docegeo copper projects, MMI, Salobo and regional geological relationships, Pará, Brazil, Unpublished Report.

- Lindenmayer Z.G., 2003, Depósito de Cu–Au do Salobo, Serra dos Carajás: Uma revisão, *in* Ronchi L.H., Althoff F.J., eds, *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*, São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 69–98.
- Lindenmayer, Z.G., 1990. Salobo sequence, Carajás, Brasil: Geology, Geochemistry and Metamorphism; Unpublished 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., 1998, O depósito de Cu(Au-Ag-Mo) do Salobo, Serra dos Carajás: Workshop depósitos minerais brasileiros de metais-base, ADIMB-UFBA, Salvador, Abstracts, p. 29–37.
- Ludwig K.R., 2003, User's manual for isoplot/ex v. 3.00, *in* A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley, BGC special publication 4, p. 71.
- Macambira, E.M.B.; Vale, A.G., 1997, São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000, *in* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Brasília, CPRM, p. 344.
- 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: *Precambrian Research*, v. 49, p. 1–26.
- Maion A.V, 2013, Caracterização petrográfica e litoquímica do minério cupro-aurífero de depósitos do óxido de ferro-cobre-ouro da Província Carajás, Unpublished Undergraduate Conclusion Monography, Campinas, Brazil, University of Campinas, 52 p.
- Melo, G.H.C., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Xavier, R.P., Silva, M.A.D. Submitted, Hydrothermal alteration paragenesis and evolution of the Bacuri iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Province (PA): *Brazilian Journal of Geology*, Submitted.
- Mellito K.M., Tassinari C., 1998, Aplicação dos métodos Rb–Sr e Pb–Pb a evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 A, Província Mineral de Carajás, PA: Congresso Brasileiro de Geologia, 40th, Belo Horizonte, Abstracts, p. 119.
- Mezger, K., Krogstad, E.J., 1997, Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation: *Journal of metamorphic geology*, v. 15, p. 127–140.
- Montalvão, R.G.M, Tassinari, C.C.G., and Bezerra, P.E.L., 1984, Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiunas, Sul do Pará (Distrito Carajás-Cumaru): Congresso Brasileiro de Geologia, 33th, Rio de Janeiro, Abstracts, p. 153.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., 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*, v. 43, p. 129–159.
- 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*, v. 34, p. 317–336.
- Mora C.I., Valley J.W, 1989, Halogen-rich scapolite and biotite: implications for metamorphic fluid-rock interactions: *Am. Mineral.*, v. 74, p. 721–737.

- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., 2013, Multiple hydrothermal and iron oxide Cu-Au systems in the Southern Copper Belt, Carajás Province: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 3th, Gramado, Brazil, Abstract.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza Filho, C.R., 2011, 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: *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 789-811.
- 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): Congresso Brasileiro de Geologia, 39th, Salvador, Abstracts, p. 579-581.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L., 1995, Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica: *Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi*, v. 7, p. 177-277.
- Pan Y., Fleet M.E., Barnett R.L., Chen Y, 1993, Pyrosmalite in Canadian Precambrian sulfides deposits; mineral chemistry, petrogenesis and significance: *The Canadian Mineralogist*, v. 31, p. 695-710.
- 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
- Pestilho, A.L.S., 2011, Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA, Unpublished M.Sc. thesis, Campinas, Brazil, University of Campinas, 71 p.
- 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: *Chemical Geology*, v. 166, p. 159-171.
- 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: *Journal of South American Earth Science*, v. 15, p. 803-813.
- Pinheiro, R.V.L., 2013, Carajás, Brazil – A short tectonic review: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13th, Belém, Abstracts, [CD-ROM].
- Pinheiro, R.V.L., and Holdsworth, R.E., 1997, Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil: *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 99-103.
- Réquia, K; Xavier RP; Figueiredo, B. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico de Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará: *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi*, v. 7, p. 27-39.
- Réquia K., Fontboté L., 1999, Hydrothermal alkali-metasomatism in the host amphibolites of the Salobo iron oxide Cu (-Au) deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil, *in* Stanley C.J et al. , eds, *Mineral deposits: processes to processing*, Balkema, Rotterdam, p. 1025-1028.
- 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: *Mineralium Deposita* 38:727-738

- Ricci P.S.F., Carvalho M.A., 2006, Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnokitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8th, [CD-ROM].
- Ryan, A.J., 1998, Ernest Henry copper-gold deposit: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph 22, p. 759–767.
- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky M., 2006, Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metallogenic Province, northern Brazil: *Journal of South American Earth Science*, v. 20, p. 327–339.
- 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.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Pimentel M.M., Vasconcelos P.M., Arielo A., 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- FINEP-ADIMB, p. 94-151.
- 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* Simpósio de Geologia da Amazônia, 5th, Belém, Abstracts, p. 380–383.
- Souza, L.H., Vieira, E.A.E., 2000, Salobo 3 Alpha deposit: geology and mineralization, *in* Porter, T. M., ed., *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits A Global Perspective*, Austral Miner Fund, Adelaide, p. 213-224.
- Suzuki K, Kagi H, Nara M, Takano B, Nozaki Y (2000) Experimental alteration of molybdenite: evaluation of the Re–Os system, infrared spectroscopic profile and polytype: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 223–232.
- Suzuki K., Feely M., O'Reilly C., 2001, Disturbance of the Re–Os chronometer of molybdenites from the late-Caledonian Galway granite, Ireland, by hydrothermal fluid circulation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 29–35.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B., 1999, Geochronological Provinces of the Amazonian Craton: Episodes, v. 22, p.174-182.
- Tassinari C.C.G., Mellito M.K., Babinski M., 2003, Age and origin of the Cu (Au–Mo–Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil: Episodes, v. 26, p.2–9
- Tallarico F.H.B., 2003, O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil, Unpublished Ph.D. Thesis, Campinas, Brazil, University of Campinas, 229 p.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, 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*, v. 100, p. 7-28.
- Tazava, E., Oliveira, C.G. and Gomes, N.S., 1999, Ocorrência de ferrospirosmalita nas brechas mineralizadas do depósito de Au-Cu-(+ETR-U) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 345-348.
- Teixeira, J.B.G., Ohmoto, H., Eggler, D.H., 1997, Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil, *in* Costa, M.L., Angélica, R.S. (Coord.), *Contribuições à geologia da Amazônia*; Belém: FINEP/SBG, p. 161-203.

- Torresi, I., Bortholoto, D.F.A., Xavier, R.P, Monteiro, L.V.S., 2011, 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*, v. 47, p. 299-323.
- VALE, 2012, Vale obtains operation license for Salobo (<http://saladeimprensa.vale.com/en/release/interna.asp?id=22000>), Accessed 04 february 2013.
- VALE, 2003, Programa Salobo – Mapeamento Geológico Integrado, *in* Relatório Interno de Pesquisa, Companhia Vale do Rio Doce.
- Vanko D.A., Bishop F.C., 1982, Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N.W. Nevada: *Contributions to Mineral Petrology*, v. 81, p. 277-289.
- 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.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, 95: 185–187.
- 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 models of origin: *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371-405.
- Williams I.S., 1998, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, *in* McKibben, M.A. Shanks, W.C. and Ridley W.I., eds, *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes: Reviews in Economic Geology*, v. 7, p. 1-35.
- Winter C., 1994, Geology and base-metal mineralization associated with Archaean iron formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil: Unpublished PhD thesis, University of Southampton, 300 p.
- Wirth, K.R.; Gibbs, A.K.; Olszewski, W.J., 1986, U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 2, p. 195-200.
- 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*, v. 36(9), p. 743-746.

ANEXO

Table 1. Summary of U-Pb SHRIMP IIe zircon data for the rocks of the Salobo deposit including Gneiss (SAL65), Old Salobo granite (FD405/119), rocks with post-ore alteration (FD177651) and for the copper-gold ore zones (SALORE-1).

Zircon Grain	Isotopic ratios									Ages (204 corr)				
	$\frac{^{206}\text{Pb}}{\text{comm}}$	U (ppm)	Th (ppm)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1s	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1s	err corr	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1s	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1s	% disc
Gneiss (SAL65)														
Zr-1.1	0.07	124	68	0.57	14.63	1.5	0.5435	1.4	0.902	2,798.1	31.6	2757	11	-1
Zr-2.1	0.06	214	135	0.65	14.08	1.4	0.5337	1.3	0.928	2,756.9	29.1	2754	9	0
Zr-3.1	0.14	151	222	1.52	14.13	1.5	0.5365	1.4	0.896	2,768.7	30.7	2751	11	-1
Zr-4.1	0.04	159	106	0.69	14.05	1.5	0.5284	1.4	0.918	2,734.9	31.2	2767	10	1
Zr-5.1	-0.26	84	49	0.60	14.55	1.8	0.5428	1.5	0.834	2,795.3	34.1	2780	16	-1
Zr-6.1	0.10	84	49	0.60	14.57	1.8	0.5533	1.6	0.882	2,838.8	35.7	2751	14	-3
Zr-7.1	0.27	117	97	0.86	14.33	1.9	0.5411	1.5	0.772	2,787.9	33.3	2760	20	-1
Zr-8.1	0.12	95	81	0.88	14.06	2.0	0.5330	1.8	0.920	2,754.3	40.9	2754	13	0
Zr-9.1	0.00	137	125	0.94	14.47	1.5	0.5457	1.4	0.914	2,807.1	30.8	2762	10	-2
Zr-10.1	0.04	153	142	0.96	14.69	1.4	0.5496	1.3	0.925	2,823.3	30.5	2775	9	-2
Zr-11.1	0.09	197	135	0.71	14.08	1.5	0.5396	1.3	0.878	2,781.6	29.5	2735	12	-2
Zr-12.1	0.05	121	104	0.89	13.89	1.6	0.5282	1.4	0.860	2,734.0	30.9	2748	14	1
Old Salobo granite (FD405/119)														
Zr-1.1	0.09	911	106	0.12	8.87	3.4	0.3998	3.4	0.993	2,168.2	63	2465	7	14
Zr-2.1	0.04	1312	273	0.22	6.57	3.4	0.3095	3.4	0.994	1,738.3	52.1	2390	7	38
Zr-3.1	0.03	1141	149	0.13	11.56	3.6	0.4929	3.5	0.996	2,583.4	75.3	2559	5	-1
Zr-4.1	0.13	1094	258	0.24	5.7	3.5	0.2731	3.4	0.989	1,556.8	47.4	2362	9	52
Zr-5.1	0.00	702	72	0.11	12.24	3.4	0.5184	3.4	0.993	2,692.2	75.3	2570	7	-5
Zr-6.1	0.07	849	107	0.13	11.05	3.4	0.4762	3.4	0.992	2,510.5	71.2	2541	7	1
Zr-7.1	0.07	609	58	0.10	11.11	3.5	0.4776	3.5	0.990	2,516.9	72.0	2545	8	1
Zr-8.1	0.07	768	94	0.13	10.59	3.4	0.4555	3.4	0.992	2,419.6	69.0	2544	7	5
Zr-9.1	0.13	669	78	0.12	10.33	3.5	0.4484	3.5	0.989	2,388.2	69.3	2528	9	6
Zr-10.1	0.05	1121	200	0.18	7.82	3.5	0.3525	3.4	0.992	1,946.8	57.5	2466	8	27
Zr-11.1	0.12	680	74	0.11	10.59	3.5	0.4597	3.4	0.990	2,438.3	69.7	2528	8	4
Zr-12.1	0.09	776	77	0.10	11.40	3.4	0.4866	3.4	0.993	2,556.1	72.2	2556	7	0
Zr-13.1	0.45	456	78	0.18	10.09	3.6	0.4174	3.5	0.967	2,248.8	65.6	2609	15	16
Zr-13.2	0.38	337	32	0.10	12.75	3.6	0.4666	3.5	0.971	2,468.7	71.3	2811	14	14

Zircon Grain	Isotopic ratios									Ages (²⁰⁴ corr)				
	% ²⁰⁶ comm	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s	err corr	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s	% disc
<i>Rocks with post-ore alteration (FD177/651)</i>														
Zr-1.1	0.24	177	101	0.59	15.80	3.9	0.5603	3.8	0.982	2,868.1	87.6	2,863	12	0
Zr-2.1	0.00	78	89	1.18	18.19	3.7	0.6102	3.5	0.967	3,070.8	86.3	2,953	15	-4
Zr-3.1	0.31	91	39	0.44	17.66	3.6	0.5869	3.5	0.966	2,976.9	83.9	2,968	15	0
Zr-4.1	0.00	151	44	0.30	18.51	3.7	0.6299	3.6	0.983	3,147.1	89.5	2,929	11	-7
Zr-5.1	0.29	45	24	0.54	17.10	3.9	0.5878	3.6	0.937	2,980.7	86.8	2,913	22	-2
Zr-6.1	0.00	128	56	0.45	19.82	3.6	0.6394	3.5	0.979	3,186.5	87.7	3,016	12	-5
Zr-7.1	0.15	114	91	0.83	16.02	3.6	0.5594	3.5	0.971	2,864.1	80.9	2,888	14	1
Zr-8.1	0.41	88	85	1.00	15.14	3.7	0.5406	3.5	0.954	2,786.2	80.0	2,851	18	2
Zr-9.1	0.08	265	87	0.34	15.77	3.5	0.5634	3.4	0.986	2,880.8	80.1	2,850	10	-1
Zr-10.1	0.04	48	39	0.83	18.66	3.9	0.6142	3.6	0.940	3,086.7	88.9	2,984	21	-3
Zr-11.1	0.06	61	25	0.41	20.94	3.7	0.6453	3.6	0.961	3,209.8	90.6	3,089	16	-4
Zr-12.1	0.07	67	23	0.35	15.75	4.0	0.5742	3.8	0.954	2,925.0	88.8	2,818	19	-4
<i>Zircons in copper-gold ore zone (SALORE-1)</i>														
Zr-1.1	0.07	929	1	0.00	10.88	1.9	0.4739	1.8	0.979	2,500.6	37.8	2524	6	1
Zr-2.1	0.21	1357	2	0.00	6.60	1.9	0.3104	1.8	0.976	1,742.5	27.7	2393	7	37
Zr-3.1	0.03	1031	1	0.00	11.21	1.9	0.4830	1.8	0.981	2,540.5	38.1	2541	6	0
Zr-4.1	0.07	1539	2	0.00	7.10	1.8	0.3304	1.8	0.987	1,840.6	29.1	2410	5	31
Zr-5.1	0.01	1052	1	0.00	10.47	1.9	0.4580	1.8	0.958	2,430.8	36.8	2516	9	4
Zr-6.1	0.03	1415	2	0.00	8.62	1.8	0.3890	1.8	0.988	2,118.3	32.9	2464	5	16
Zr-7.1	0.18	1400	1	0.00	5.30	1.9	0.2650	1.8	0.973	1,515.5	24.5	2287	7	51
Zr-8.1	0.04	1728	2	0.00	6.44	1.8	0.3098	1.8	0.986	1,739.7	27.7	2354	5	34
Zr-9.1	0.22	1188	1	0.00	4.45	2.0	0.2289	1.8	0.928	1,329.0	21.8	2238	13	68
Zr-10.1	0.12	1279	2	0.00	5.51	1.9	0.2740	1.8	0.979	1,561.3	25.3	2296	7	47
Zr-11.1	0.01	1369	1	0.00	10.73	1.8	0.4652	1.8	0.987	2,462.4	37.1	2530	5	3
Zr-12.1	0.22	1701	2	0.00	8.32	1.9	0.3754	1.8	0.981	2,054.7	32.1	2464	6	20